

IV Reunión de Geomorfología
Grandal d'Anglade, A. y Pagés Valcarlos, J., Eds.
1996, Sociedad Española de Geomorfología
O Castro (A Coruña)

INESTABILIDAD DE LADERAS EN EL VALLE DEL MEREDAL (ASTURIAS, NO DE ESPAÑA)

Rodríguez García, A.¹, Farias, P.², Jiménez, M.² y Menéndez
Duarte, R.¹

¹ Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio (INDUROT).
Universidad de Oviedo. Edificio ETSIMO. C/ Independencia. 33004 Oviedo.

²Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n.
33005 Oviedo.

RESUMEN

En el valle del Meredal se han identificado 64 movimientos en masa que incluyen movimientos complejos, deslizamientos rotacionales, flujos y avalanchas rocosas, cuyo desarrollo está condicionado por el diferente comportamiento mecánico de los materiales del sustrato. La aplicación de distintos criterios de cronología relativa basados en el grado de superposición y conservación de las formas ha permitido diferenciar cinco clases de movimientos en masa en cuanto a su edad. Desde el punto de vista regional, la incisión de la red fluvial asociada a los cambios climáticos cuaternarios y a la elevación del margen cantábrico parece ser el factor determinante del origen de esta dinámica.

Palabras clave: Cuaternario, inestabilidad de laderas, Asturias.

ABSTRACT

In the Meredal valley 64 landslides, including complex movements, rock slumps, flows and rock avalanches have been identified. The development of these landslides is conditioned by the mechanical behaviour of the different bedrock lithologies. Five chronological classes of movements have been established by applying several relative chronology criteria, as superposition and preservation degree of the landslides. From the regional point of view, fluvial drainage incision linked to quaternary climate changes and to the uplift of the cantabrian margin seems to be determinant in the origin of this dynamics.

Key words: Quaternary, slope instability, Asturias.

INTRODUCCIÓN

El valle del Meredal se sitúa en la cabecera de la cuenca del río Piles, en la parte central de de la costa asturiana. Orientado con una disposición S-N, el valle drena un pequeño sector de la sierra costera prelitoral, elevada en relación con una importante falla alpina de dirección E-W situada al S de la

misma (Fig.1). La cabecera del valle se sitúa a 321 m de altitud y las crestas de las laderas que lo limitan se encuentran a cotas que oscilan entre los 550 m y 700 m. Las condiciones climáticas de la zona son las típicas de la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica, caracterizadas por temperaturas suaves con precipitaciones repartidas a lo largo de todo el año.

Desde el punto de vista geológico, el área se localiza en la cobertera meso-terciaria asturiana, discordante sobre el basamento hercínico. El fondo del valle está constituido por lutitas y margas rojas triásicas del Keuper, por encima de los cuales se sitúa un tramo de calizas de edad liásica, que afloran en ambas laderas con una potencia aproximada de 160 m (Fig. 2). Sobre éstas y ocupando las partes altas de las laderas se dispone una formación de conglomerados cuarcíticos con bancos de areniscas atribuido al Dogger (BEROIZ *et al.*, 1972). Estos materiales están afectados por un suave anticlinal cuya traza sigue la dirección del valle, así como por pequeñas fallas, algunas de las cuales pueden ser reinterpretadas como superficies de rotura de movimientos en masa.

Desde el punto de vista geomorfológico, la principal característica del valle es el gran número de movimientos en masa presentes en sus laderas, cuya dinámica ha debido jugar un papel esencial en la evolución del relieve en el valle durante el Cuaternario.

MÉTODOS Y TÉCNICAS

La descripción y análisis de las formas y procesos se ha realizado a partir de un mapa geomorfológico elaborado a escala 1:10.000 (Fig. 3) con el apoyo de un mapa litológico a la misma escala (Fig. 2). Teniendo en cuenta el importante recubrimiento vegetal de la zona y la intensidad de los procesos de erosión-fosilización sobreimpuestos, la delimitación de las formas de erosión y depósito se ha realizado mediante técnicas de fotointerpretación, utilizando principalmente criterios morfológicos. Estas se complementan con las observaciones en el campo de aspectos más concretos o específicos referidos al reconocimiento detallado de evidencias de movimiento, manantiales, y a las características de las formaciones superficiales.

La información geológica y geomorfológica se ha introducido en un S.I.G. para ser cruzada con el modelo digital del terreno (Fig. 4), lo que ha permitido obtener información adicional sobre la morfometría de los movimientos en masa y las características de las laderas en que se desarrollan, datos que se recogen en las Tablas I y II.

DESCRIPCIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA

El mapa geomorfológico (Fig. 3) muestra la cartografía de 64 movimientos que, de acuerdo con VARNES (1978) pueden clasificarse en su mayor parte como movimientos complejos reconociéndose también flujos y deslizamientos rotacionales, así como avalanchas de rocas, según la terminología de CARSON & KIRKBY (1975). Muchos de ellos se encuentran superpuestos entre sí, siendo usualmente más antiguos los de mayores dimensiones tanto en superficie como en profundidad. Las características morfométricas de cada tipo de movimientos en masa se recogen en la Tabla I.

Tabla I. Características morfométricas de los diferentes tipos de movimientos en masa reconocidos (frecuencia, superficie media y pendiente media, máxima y mínima)

TIPO	Nº MOVIM.	S.MEDIA(m ²)	P. MEDIA (°)	P.MAXIMA(°)	P.MINIMA (°)
Avalancha	30	22746	21.2	40.0	10.0
Flujo	14	42701	12.9	30.0	5.0
Deslizamiento	3	37519	30.3	40.0	10.0
Mov.Complejo	18	343027	13.4	40.0	5.0

La ausencia de evidencias de actividad actual o reciente, así como por el bajo grado de conservación de sus elementos morfológicos pone de manifiesto que la mayor parte de los movimientos en masa pueden ser considerados relictos. Sin embargo, en determinadas áreas pueden observarse evidencias que indican la existencia de movimientos en masa activos, tales como reptación del suelo, grietas y fracturas. Son especialmente frecuentes los manantiales localizados en los límites superiores de las masas desplazadas, que provocan la intersección del nivel freático por la nueva superficie topográfica. Asimismo puede observarse la existencia de flujos asociados a grandes movimientos en masa, que pueden ser indicativos de la reactivación parcial de éstos. Un ejemplo ilustrativo de esta situación es el movimiento complejo localizado en el SO del valle (nº 46, Fig.3). El origen de dicho movimiento está en relación con el inicio de un desplazamiento en las lutitas triásicas mediante mecanismos de flujo que generó el colapso de las calizas suprayacentes mediante un deslizamiento rotacional que constituye la cabecera del movimiento complejo. El flujo muestra evidencias de actividad actual, que ocasiona el hundimiento de un tramo de carretera y el desplazamiento con hundimiento de varios metros en un viejo trazado de ferrocarril.

Por otra parte, la divisoria hidrográfica inicial del valle se encuentra modificada actualmente en algunos puntos debido al desarrollo de movimientos en masa. Es el caso representado en la parte meridional del mapa, en el que se recoge la cartografía de una pequeña cuenca que drena hacia el oeste, ya fuera de los límites del valle. El límite norte de dicha cuenca se sitúa sobre un flujo que ha desplazado un sector de la cabecera del Meredal para modificar su drenaje hacia el oeste, incorporándola a la cuenca del río Noreña.

EDAD DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA: PROPUESTA DE CRONOLOGÍA RELATIVA

Con los datos disponibles, contenidos en su mayor parte en el mapa geomorfológico, se ha podido establecer la edad relativa de los movimientos utilizando distintos tipos de criterios.

Uno de ellos es la ausencia o presencia de actividad actual o reciente, que permite diferenciarlos en dos grandes grupos respectivamente: los relictos y los recientes-actuales. Otro criterio se refiere al grado de superposición existente entre los movimientos en masa y a las relaciones geométricas entre ellos, deducidas a partir del mapa y de los distintos perfiles (Fig.5). Por último se ha considerado la presencia, ausencia grado de conservación y disposición relativa de los distintos elementos geomorfológicos (LOMOSCHITZ & COROMINAS, 1992; CENDRERO *et al*, 1993).

De acuerdo con estos criterios, se han diferenciado 5 clases de movimientos, cuyas características morfométricas se muestran en la Tabla II.

Tabla II. Características morfométricas de las diferentes clases de movimientos establecidas según su edad relativa (frecuencia, superficie media y pendientes media, máxima y mínima)

CLASE	Nº MOVIM.	S.MEDIA (m ²)	P. MEDIA (°)	P.MAXIMA (°)	P.MINIMA (°)
I	7	391581	144	40.0	5.0
II	4	527569	123	25.0	5.0
III	9	131958	118	35.0	5.0
E	33	25684	21.9	40.0	5.0
Indiferenciados	12	56725	151	40.0	100

Los movimientos más antiguos son los de Clase I. Se trata de grandes movimientos relictos de carácter complejo que involucran conjuntamente a las lutitas triásicas y a las calizas del Lías. En las zonas de cabecera, desarrolladas en las calizas, el principal mecanismo de movimiento es el deslizamiento, mientras que en los frentes, desarrollados sobre las lutitas, predomina una componente de flujo. El mapa geomorfológico y los perfiles geológicos muestran que sus superficies de rotura se encuentran a una altura de 400 m, cerca de las crestas, mientras que sus frentes se sitúan en la parte inferior del valle. Las cicatrices están en general bastante erosionadas y fosilizadas por otros depósitos, tales como derrubios de ladera u otros movimientos generados sobre los escarpes previos.

Los movimientos en masa de Clase II son de menor tamaño que los de Clase I y aparecen sobreimpuestos a éstos. Se trata de movimientos relictos producidos por mecanismos de flujo, cuando afectan sólo a las lutitas triásicas, o complejos si involucran además a las calizas del Lías. Sus zonas de cabecera se sitúan en general a media ladera y sus cicatrices suelen estar bien conservadas.

La Clase III incluye movimientos recientes y actuales, de tamaño variable, que se superponen a los de las clases I y II. Sus zonas de rotura se encuentran bien conservadas y en su dinámica han actuado mecanismos

complejos o flujos, al igual que en los de Clase II.

Los movimientos denominados Clase E están asociados a los escarpes de ladera ligados a las cabeceras de los movimientos de Clase I. Se trata de movimientos de pequeñas o medianas dimensiones e incluyen deslizamientos rotacionales, avalanchas y movimientos complejos, con participación de mecanismos de flujo y deslizamiento. Estos movimientos son posteriores a los de las Clases I y II ya que se superponen a ellos, pero no se han encontrado criterios que permitan establecer su edad relativa con respecto a los de Clase III.

Debe citarse por último la existencia de un conjunto de movimientos que no han podido incluirse dentro de ninguna de las clases anteriores, por su carácter aislado o por la inexistencia de datos que permitan aplicar los criterios establecidos para la clasificación.

Por el momento no se dispone de ningún dato de edad absoluta de los movimientos en masa. No obstante, un sondeo manual realizado en un depósito de obturación en la cabecera de uno de los movimientos más antiguos (Figs. 3 y 5) ha proporcionado materia orgánica que actualmente está siendo tratada para su datación por el método del ^{14}C .

FACTORES CONDICIONANTES DEL DESARROLLO DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA

Como puede verse en el Mapa Geomorfológico de la figura 3 y en la Tabla I, la mayor parte de los movimientos en masa presentes en el área son movimientos complejos que se desarrollan afectando conjuntamente a las lutitas y a las calizas. En las calizas predomina la componente de deslizamiento rotacional, desarrollándose superficies de rotura que se propagan hasta el Keuper infrayacente, en donde pierden continuidad. Por el contrario, la deformación en las arcillas de Keuper tiene un carácter más homogéneo favorecido por su comportamiento plástico, lo que condiciona la participación de mecanismos de flujo en el frente de estos movimientos.

Puede decirse por tanto que el desarrollo de los movimientos en masa se encuentra condicionado por diversos factores, entre los que destaca el comportamiento mecánico de los materiales rocosos del sustrato. Así las lutitas triásicas, localizadas en las zonas más bajas del valle en laderas con suave pendiente, poseen un comportamiento muy plástico que determina la formación de movimientos en masa de tipo flujo a partir de ellas y de las formaciones superficiales que las recubren. Por el contrario las calizas liásicas, que tienen ángulos de rozamiento interno más elevados, se desestabilizan dando lugar a avalanchas rocosas. El origen de las avalanchas está ligado a los escarpes resultantes de la modificación geométrica de las laderas derivada del desarrollo previo de movimientos complejos, que ocasiona un incremento de pendiente en las zonas de rotura de éstos. Aunque no se ha efectuado ninguna valoración cuantitativa, el sistema de diaclasas existente en las calizas debe determinar también el desarrollo de las avalanchas rocosas. Estas mismas diaclasas permiten la infiltración a través de las calizas, favoreciendo así el comportamiento dúctil de las lutitas y la consiguiente formación de flujos en las mismas.

Desde el punto de vista regional, los movimientos en masa constituyen

un proceso esencial en la evolución del relieve cuaternario del Valle del Meredal, así como gran parte de los valles costeros asturianos asentados sobre la cobertera mesozoica. Esta evolución debe relacionarse con la incisión fluvial inducida por los cambios climáticos cuaternarios, así como por la elevación del margen continental por reajuste isostático ocurrida durante el Plioceno y principio del Pleistoceno (MARY, 1983). Consecuentemente, nuestra hipótesis de trabajo futuro es relacionar la edad y elevación de la rasa costera vecina (120 m) con los posibles datos de edad que puedan obtenerse en las masas deslizadas para establecer un modelo de evolución cuaternaria del relieve. Dicho modelo sería posteriormente comparado con los ya existentes en sectores de similares características del margen cantábrico (GONZÁLEZ DÍEZ, 1995).

CONCLUSIONES

En el valle del Meredal se han reconocido 64 movimientos en masa, clasificados como movimientos complejos, flujos, deslizamientos rotacionales y avalanchas rocosas. La mayor parte de ellos pueden ser considerados relictos, aunque se han identificado evidencias de actividad en algunos, como el desarrollo de flujos, que pueden ser indicativos de su reactivación parcial. La aplicación de diversos criterios de cronología relativa basados en el grado de conservación y superposición de las formas ha permitido establecer cinco clases de movimientos en masa en lo que respecta a su edad.

El origen de los movimientos en masa está condicionado principalmente por las características litológicas del sustrato. Así, el comportamiento plástico de las lutitas triásicas determina la formación de flujos, mientras que la mayor resistencia de las calizas del Lías y su estado de fracturación, favorecen el desencadenamiento de avalanchas rocosas. Estas se asocian a escarpes derivados de la existencia previa de movimientos complejos, que involucran ambos tipos de litología.

Desde el punto de vista regional, se sugiere que el factor determinante de la evolución de las laderas en el valle es la incisión fluvial inducida por los cambios climáticos cuaternarios y por la elevación del margen costero.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto TESLEC (CEC Environment Programme-Contract EV5V-CT94-0454).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEROIZ, C., PIGNATELLI, R., FELGUEROSO, C., RAMIREZ DEL POZO, J., GIANNINI, G., GERVILLA M., (1972): "Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja nº29 (Oviedo)". Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.
- CARSON, M.A. & KIRKBY, M. J. (1975): *Hillslope Form and Process*. Cambridge University Press. 475 pp.
- CENDRERO, A., DÍAZ DE TERÁN, J.R., FARIAS, P., FERNÁNDEZ-MENÉNDEZ S., GONZÁLEZ-DÍEZ, A., JIMÉNEZ, M., MARQUÍNEZ, J., MENÉNDEZ-DUARTE, R. & SALAS, L. (1993): Temporal distribution and contribution of landslides to landscape evolution from Late Pleistocene to Present in the Cantabrian Cordillera, Spain. In: Flageolet, J.C. (Ed.): *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community*. European Commission, DG XII: 427-508.
- GONZÁLEZ DÍEZ, A. (1995): Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje. *Tesis Doctoral*. Universidad de Oviedo.
- LOMOSCHITZ, A. & COROMINAS, J. (1992): Cronología relativa de los deslizamientos de la depresión de Tirajana (Isla de Gran Canaria). In: López Bermúdez, F., Conesa, C. & Romero, M. A. (Ed.): *Estudios de Geomorfología en España*, 2: 455-463. S. E. G.
- MARY, G. (1983): Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trab. Geol.*, 13:3-35. Universidad de Oviedo.
- VARNES, D. I. (1978): Landslides types and processes. In: *Landslides Res. Board Special Rep.*, 29: 20-47.

Pies de figuras

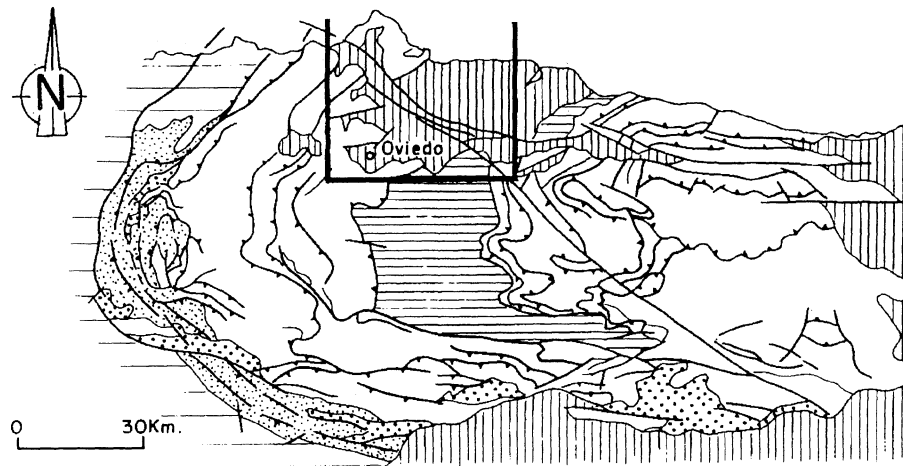
Fig. 1.- Situación del área estudiada.

Fig. 2.- Mapa litológico del valle del Meredal y límites de cuencas hidrográficas.

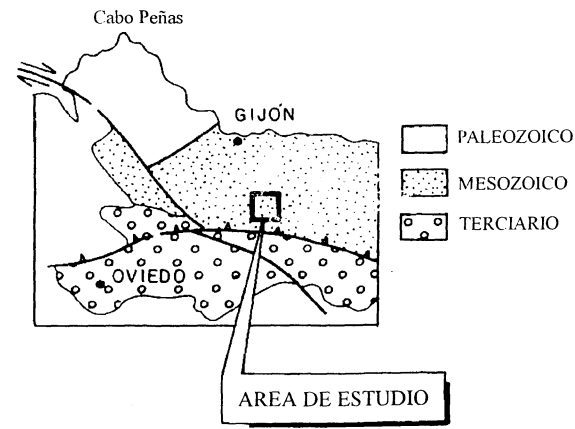
Fig. 3.- Mapa geomorfológico.

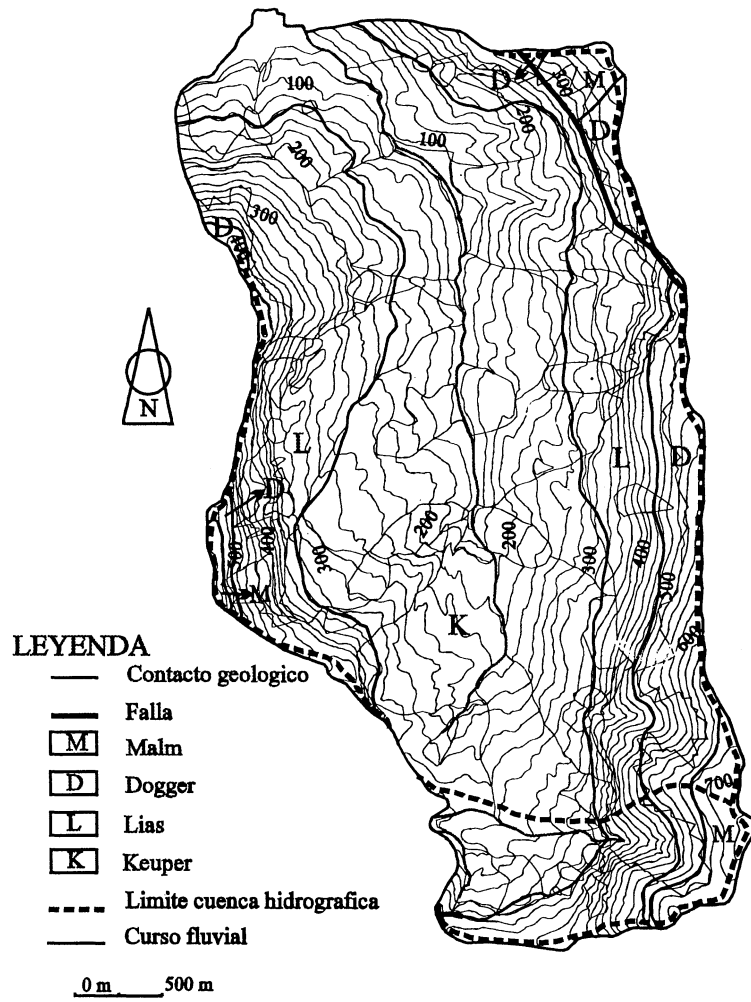
Fig. 4.- Mapa de pendientes

Fig. 5.- Perfiles geológicos



- | | | |
|---------------------------|--|-------------------------------------|
| Estefaniense discordante | Cobertera Mesozoico-Terciaria | Precambrio del Antiforme del Narcea |
| Paleozoico indiferenciado | Carbonífero de la Cuenca Carbonífera Central | |













VALLE DEL MEREDAL






MAPA GEOMORFOLÓGICO

MORFOLOGÍA Y DINÁMICA DE LADERA


-  Derrubios
-  Depósitos de obturación
-  Flujos
-  Deslizamientos
-  Movimientos complejos
-  Avalanchas de rocas


-  Superficies de rotura
-  Superficies de rotura supuestas


MORFOLOGÍA FLUVIAL Y TORRENICIAL

-  Cauces fluviales
-  Cauces torrenciales
-  Canales de arroyada
-  Depósitos aluviales
-  Abanicos torrenciales

DEPOSITOS DE ORIGEN ANTRÓPICO






-  Depositos antrópicos

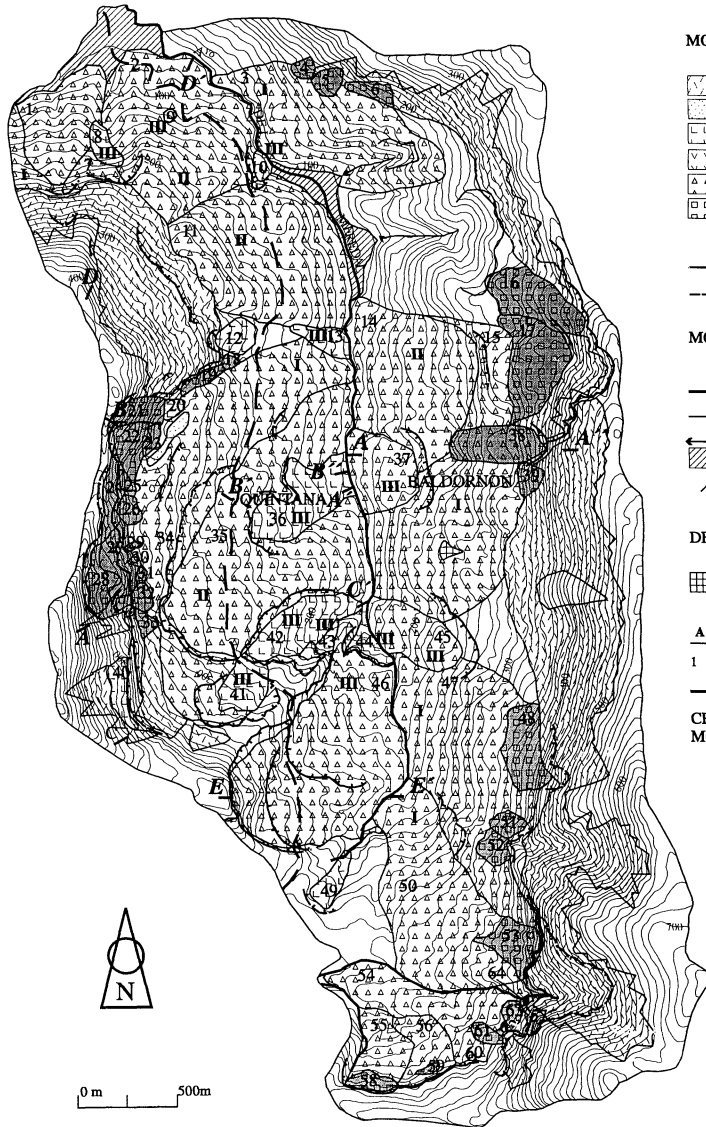
-  Localización de los cortes

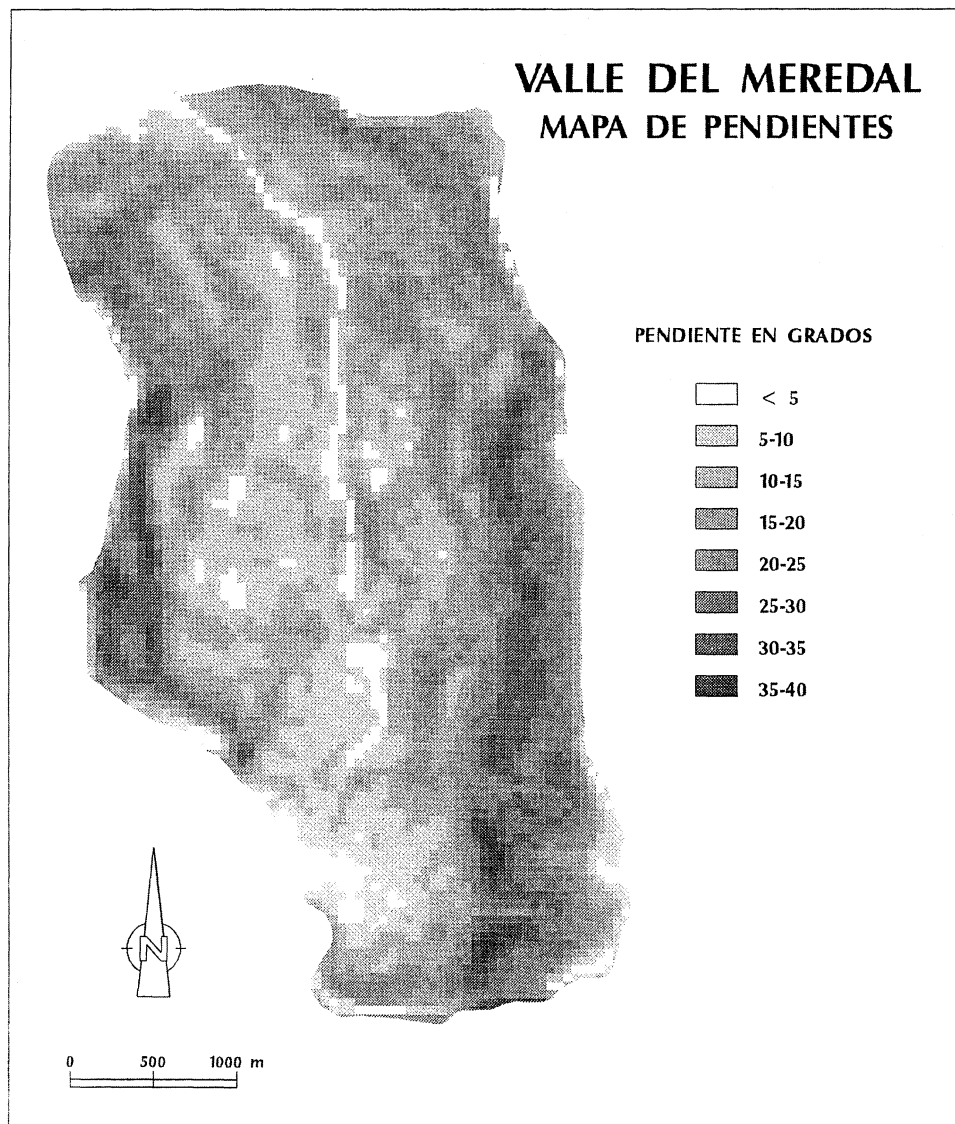
-  Numero de movimiento

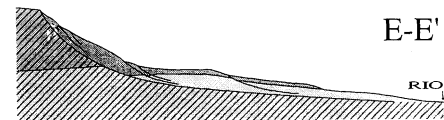
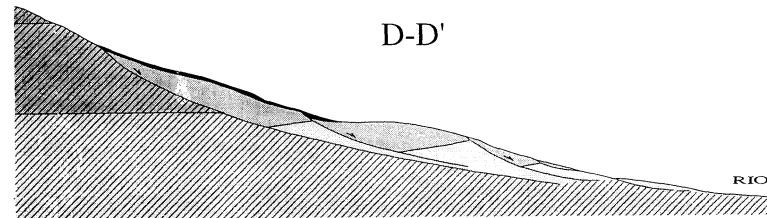
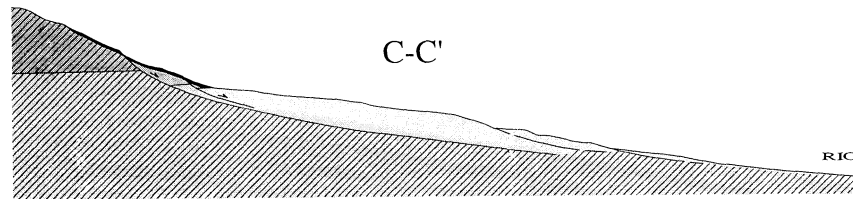
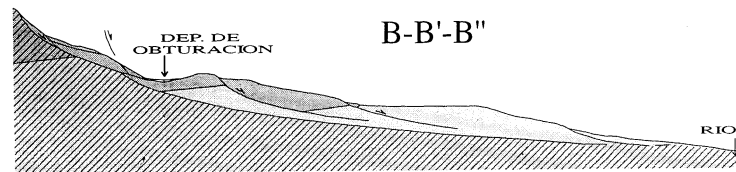
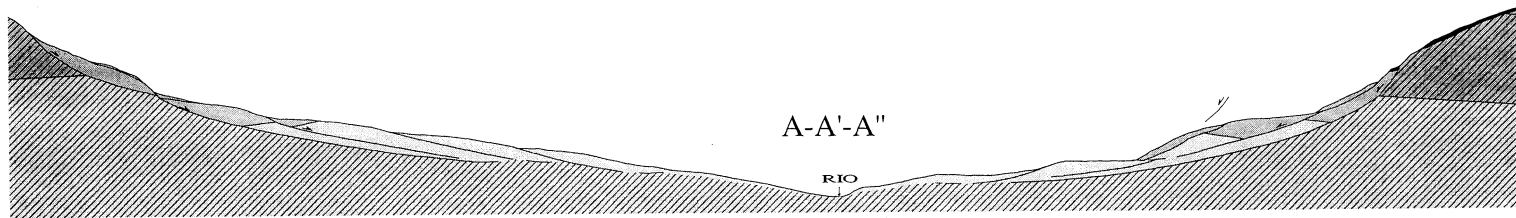
-  Carretera

CRONOLOGÍA RELATIVA DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA

-  I. Relictos
-  II. Relictos
-  III. Recientes - Presentes
-  E. Asociados a escarpes
-  Indiferenciados















LEYENDA

FORMACIONES GEOLOGICAS

-  KEUPER
-  LIAS
-  DOGGER

FORMACIONES SUPERFICIALES

-  DERRUBIOS
-  DEP. DE OBTURACION
-  MOV. EN MASA
-  SUP. DE ROTURA
-  SUSTRATO "IN SITU"

0m 100m