

# GRANDES DESLIZAMIENTOS EN EL FRENTE DE LA LÁMINA CABALGANTE DEL MONTSEC (SIERRA DEL MONTSEC, PREPIRINEO CENTRAL)

J. Rosell<sup>1</sup> y R. Linares<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Departamento de Geología, Unidad de Estratigrafía, Universidad Autónoma de Barcelona, 08193 Bellaterra.*

<sup>2</sup> *Departamento de Ciencias Ambientales, Área de Geodinámica Externa, Universidad de Girona, 17071 Girona.*

**Resumen:** Se estudian los deslizamientos de grandes dimensiones desarrollados en el frente de la lámina cabalgante del Montsec, en la Sierra del mismo nombre. Se han reconocido tres grupos principales. El primero de ellos está formado por masas deslizadas que han sido funcionales desde inicios del Cuaternario hasta la actualidad y que involucran la serie mesozoica de la Sierra del Montsec y parte de los sedimentos terciarios cabalgados de la Vall d'Àger. Se estima que los mayores deslizamientos han movilizado un volumen de unos 1,8 km<sup>3</sup> de materiales. La componente traslacional suele ser la dominante. El estudio en detalle de varios de estos movimientos ha permitido reconocer la existencia de diversas fases de reactivación de los deslizamientos. Estas fases guardan una relación espacial con los depósitos fluvio-torrenciales existentes en la zona. A partir de estas correlaciones se propone un modelo evolutivo integrado en los principales ciclos erosivos y deposicionales que caracterizan el Cuaternario de la zona. El segundo grupo corresponde a deslizamientos que aparecen afectados por la superficie de erosión pre-Oligocena que se extiende por toda la Sierra o bien fosilizados por los conglomerados oligocenos que la recubren. También en este caso la componente traslacional suele ser la dominante de los desplazamientos. Probablemente, las masas deslizadas durante el Cuaternario derivan de movimientos primitivos de este tipo. El tercer grupo lo formarían, hipotéticamente, los materiales y depósitos que guardan relación con los deslizamientos de grandes dimensiones que tuvieron que tener lugar en la zona durante el Garumniense y el Eoceno inferior. En conjunto, estos grandes deslizamientos, por el contexto morfoestructural en el cual se han desarrollado, poseen diversas implicaciones estratigráficas, tectónicas, geomorfológicas e hidrogeológicas de interés regional.

**Palabras clave:** Frentes de cabalgamiento, grandes deslizamientos, Sierra del Montsec, Prepirineo central.

**Abstract:** A study of the large landslides in the Montsec thrust sheet is presented. Three groups were identified: a) The first group is formed by those sliding bodies which have been functional since the beginning of the Quaternary until the present. They include the mesozoic series of Montsec and part of the thrusting tertiary sediments in the Àger valley. It is estimated that the largest landslides have moved up to 1.8 km<sup>3</sup> approximately. The dominant component of these movements tends to be translational. The detailed study of some of these movements has led to the recognition of several stages of landslides reactivation. The aforementioned stages bear a spatial relationship to the fluvio-torrential deposits existing in the area. From this relation, the authors propose an evolutionary model integrated in the main erosive and depositional cycles characteristic of the Quaternary in the zone. b) The second group is formed by landslides that can be found either affected by the pre-Oligocene erosive surface which spreads over the whole Sierra or fossilized by the Oligocene conglomerates that cover it. In this case, again, the dominant component of the landslides is translational. Probably, the slid bodies during the Quaternary come from primitive movements of this type. c) A third group can be deduced from the geological evidences in the area. This group is formed by materials and deposits which are, probably, related to the high dimension landslides that took place in the area during the Garumnian and Lower Eocene. As a whole, these landslides have several interesting implications regarding stratigraphy, tectonics, geomorphology and hydrogeology at regional level because of the morphostructural context in which they have taken place.

**Key words:** Thrust front, large landslides, Sierra del Montsec, Prepirineo central,

Rosell, J. y Linares, R. (2001): Grandes deslizamientos en el frente de la lámina cabalgante del Montsec (Sierra del Montsec, Prepirineo Central). *Rev. Soc. Geol. España*, 14(3-4): 255-268.

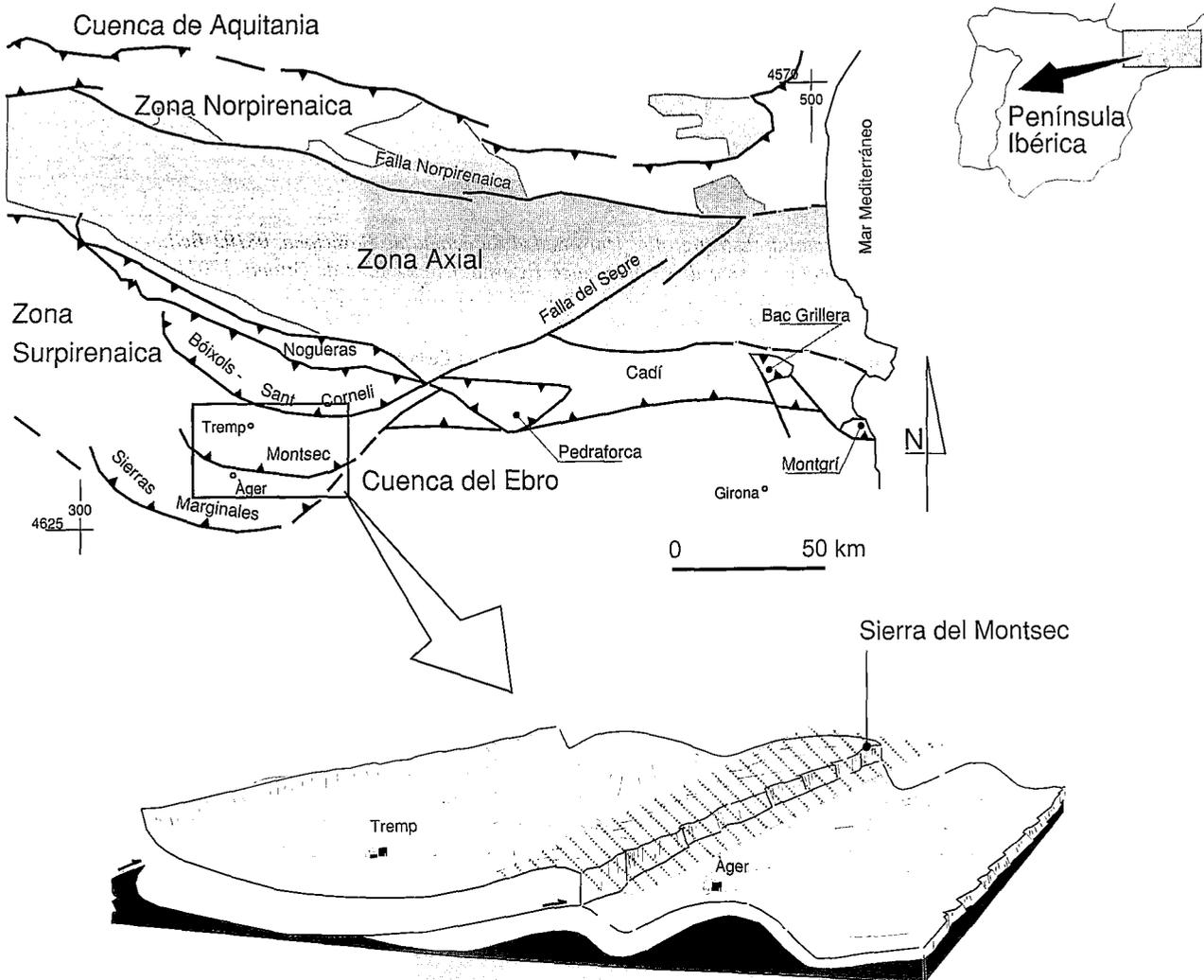


Figura 1.- Esquema de situación de la lámina cabalgante del Montsec en el conjunto del Pirineo.

En los frentes de corrimiento o cabalgamientos se originan frecuentemente procesos de movimiento en masa que son sincrónicos con su *mise en place* (emplazamiento) o inmediatamente posteriores. Son coincidentes, por tanto, con el momento en que el relieve es más joven y más enérgico. Estos deslizamientos provocan, generalmente en la parte frontal, un grado de desorganización tal que se hace difícil cartografiar las unidades que los componen.

La relación que estos deslizamientos guardan con la evolución de relieves de génesis tectónica está poco presente en la literatura geológica. Los trabajos de Davis (1973) y de Burchfiel *et al.* (1974) son de los pioneros.

En el frente de la lámina cabalgante del Montsec (Fig. 1), una de las láminas de estructura más simple del Prepireneo Central, este tipo de fenómenos se hallan muy bien desarrollados y bien representados, tanto espacial como temporalmente. En este trabajo se describen y se ordenan cronológicamente los deslizamientos en masa relacionados con el emplazamiento de esta lámina cabalgante. En la literatura geológica el único estudio del área prepirenaica que hace referencia a estos procesos, relacionados con los frentes de los corrimientos, es el realizado en las Sierras Marginales de Huesca por De Paor y Anastasio (1987).

Este trabajo muestra parte de los resultados de los continuos estudios geológicos de detalle que, desde el comienzo de la década de los sesenta, se vienen realizando en la Sierra del Montsec y en la Conca de Tremp. A principios de los años noventa se dio un impulso a la cartografía geológica de la zona con motivo de la realización de los trabajos de campo de una cartografía, no publicada, expuesta en la "Sala de la Natura" del edificio principal del Camping de la Vall d'Àger al pie de la Sierra del Montsec (Rosell, 1992), de la confección de la cartografía Magna de la Hoja de Isona nº 290 (Rosell y Gómez-Gras, 1995) y de la confección de los mapas que acompañan a la tesis doctoral de uno de los autores del presente trabajo (Linares, 1995).

### Marco geográfico y geológico

La zona Surpirenaica Central, formada por materiales mesozoicos y cenozoicos está estructurada en varios sectores o láminas cabalgantes que de norte a sur, son las siguientes (Fig. 1): Les Nogueras, Bóixols, Montsec y Sierras Marginales (Muñoz, 1985). En el frente de la lámina cabalgante del Montsec se ha modelado la sierra del mismo nombre.

La Sierra del Montsec, orientada de este a oeste, posee una longitud de unos 42 km, una anchura comprendida

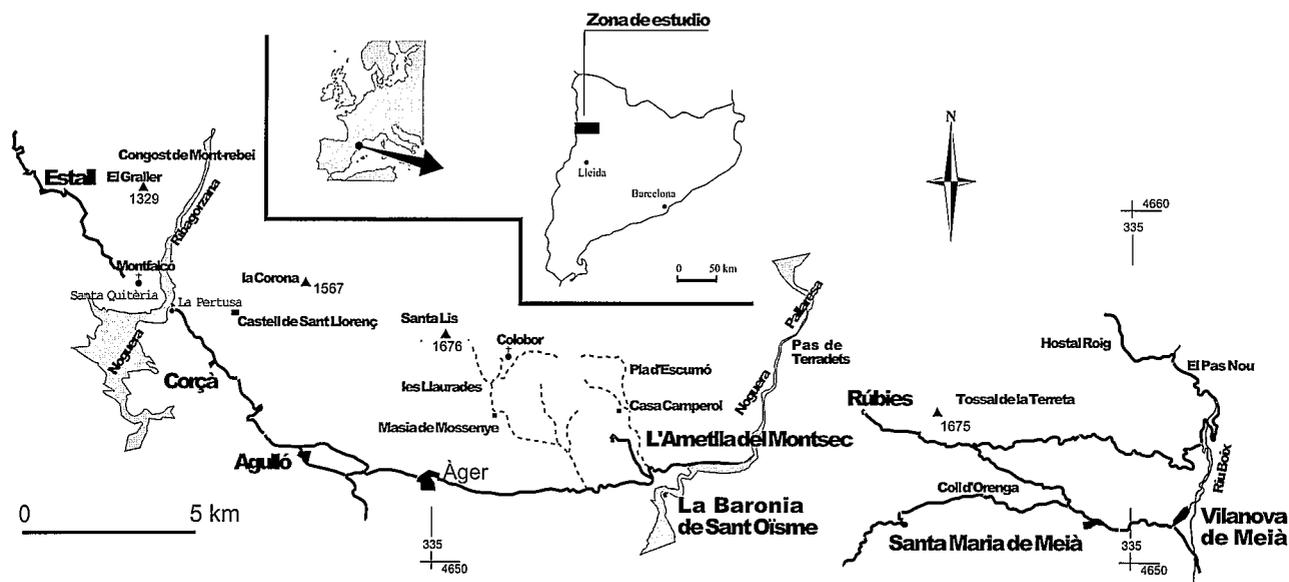


Figura 2.- Localización geográfica del frente de la lámina del Montsec con indicación de las localidades más importantes citadas en el texto.

entre los 4 y 6 km y una altura máxima de 1.676 m (Fig. 2). Está limitada al sur por la depresión terciaria de la Vall d'Àger, con 573 m de altitud en el cerro donde se asienta el pueblo de Àger. Este abrupto relieve está cortado, de norte a sur, por tres cursos fluviales que de oeste a este son: el Noguera Ribagorzana, el Noguera Pallaresa y el Boix. Estos ríos han excavado profundos desfiladeros o congostos: Montrebei, Terradets y Pas Nou, respectivamente. El cauce actual de los ríos principales, al cortar la Sierra, se halla a unos 400-500 m de altura. El cauce del río Boix está comprendido entre las cotas de 600 y 1.000 m.

*Serie estratigráfica del Montsec*

La Sierra del Montsec está formada fundamentalmente por materiales del Mesozoico. Está compuesta, de muro a techo, por las siguientes unidades en las que se indican las potencias aproximadas (Fig. 3a):

a) *Triásico Superior (K)*. Margas y evaporitas que incluyen esporádicas masas de ofitas. Es el nivel basal sobre el que ha despegado la cobertera pirenaica.

b) *Lias (L)*. Calizas en la parte inferior (100 m, L1) y margas nodulosas y arcillosas en la superior (70 m, L2).

c) *Dogger (D)*. Dolomías masivas gris oscuro (fácilmente reconocibles en el paisaje por su color y por su relieve abrupto, consecuencia de su estratificación masiva (120 m).

d) *Cretácico Inferior (Ci)*. Calizas gris claro, brechoides con grandes bloques en la base, bien estratificadas en la parte media y margosas con lignitos en la superior (unos 150 m en el extremo este y unos 300 m en el oeste). Su espesor a lo largo del Montsec va variando de forma brusca.

e) *Cretácico Superior (Cs)*. Calizas masivas (60 m, Cs1); calizas bien estratificadas con rudistas en la base (100 m, Cs2); se les superponen arcillas y margas (200 m, Cs3); sobre ellas yacen las calizas (400 m, Cs4), en las que se han modelado los relieves más altos de la

Sierra; y, coronando la serie, un tramo de areniscas (200 m, Cs5).

f) Sobre las areniscas finicretácicas, en el Prepirineo centro meridional, hay un nivel de capas rojas de transición Cretácico-Terciario clásicamente denominado Garumniense (Ga).

*Serie estratigráfica de la Vall d'Àger*

El Valle, que se extiende al pie del Montsec, está modelado básicamente en materiales terciarios. La serie estratigráfica está compuesta, de muro a techo, por las siguientes unidades (Fig. 3b):

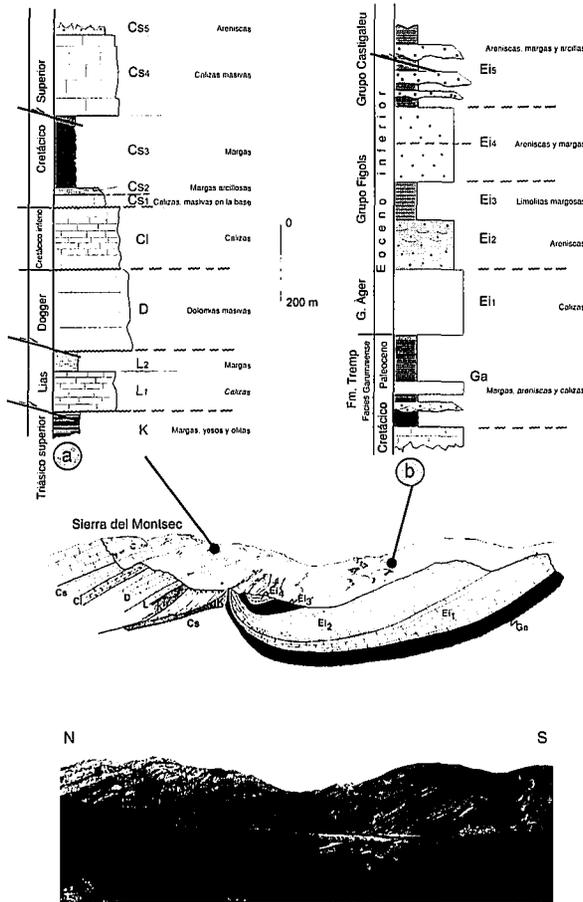
a) *Garumniense (Ga)*. Margas y areniscas rojas (100 m, pertenecientes al Cretácico), calizas (30 m, a la base del Paleoceno) y margas rojas (125 m al Paleoceno Superior).

b) *Eoceno inferior (Ei)*. Formado por un tramo basal de calizas con alveolinas que caracterizan el Grupo Àger (150 m, Ei1), uno intermedio de areniscas o sistema deltaico de la Baronia (170 m, Ei2), de limolitas margosas o pelitas de la Passarella (100 m, Ei3), y de areniscas y margas que forman el complejo deltaico de l'Ametlla (200 m, Ei4) que en conjunto constituyen el Grupo Fígols y, finalmente, uno de margas y arcillas con niveles canaliformes de areniscas y conglomerados, de facies fluviales, pertenecientes al Grupo Castigaleu (200 m, Ei5).

Igual que en el caso anterior los espesores son orientativos, ya que las unidades estratigráficas varían considerablemente de este a oeste.

*Edad del emplazamiento. Movimientos póstumos*

La Sierra del Montsec funcionó ya como un alto sedimentario al mismo tiempo que se depositó el tramo de areniscas (Arenisca de Areny) del final del Cretácico Superior de facies deltaicas en sentido amplio. Estas areniscas, al norte del Montsec, en la Conca de Tremp, solapan las



**Figura 3.-** Series estratigráficas del Montsec y de la Vall d'Àger, con indicación en las columnas de los niveles plásticos que han facilitado los deslizamientos y corte geológico en la sección del río Noguera Pallaresa.

calizas que forman la parte más alta de la Sierra y que, a su vez, constituyen el límite meridional de esta formación arenosa. La erosión de este primitivo relieve, no obstante, no se manifiesta en la serie estratigráfica hasta el Paleoceno como lo demuestran los cantos de los abundantes niveles de conglomerados del Garumniense superior existentes en la parte oriental del flanco sur de la Sierra. Estos fueron afectados por el cabalgamiento de la misma y proceden de la erosión de la propia Sierra en vías de levantamiento. Los materiales del Garumniense y Eoceno inferior se acuñan solapando la sierra recién levantada.

Los conglomerados oligocenos, que sin duda llegaron a fosilizar el relieve generado por el cabalgamiento, y que en la actualidad la erosión ha exhumado en la parte central, limitan los extremos este y oeste de la Sierra del Montsec. En el extremo oriental, al este de Vilanova de Meià, estos conglomerados están dispuestos en una clara discordancia progresiva.

Es de destacar que, en las inmediaciones del congreso de Terradets, la existencia de depósitos aluviales deformados, asociados a los niveles intermedios de terrazas del río Noguera Pallaresa, pone de manifiesto la actividad neotectónica del frente de cabalgamiento.

Así pues, desde finales del Cretácico y comienzos del Paleoceno, en la zona ocupada por la Sierra del

Montsec los procesos tectónicos generaron un relieve capaz, de una manera potencial, de desarrollar deslizamientos en muchos momentos de su evolución.

Los movimientos finales del cabalgamiento y los fenómenos gravitacionales producidos en el frente del mismo son los condicionantes de la evolución morfológica del frente (serie mesozoica) y la del trazado de su límite actual con la Vall d'Àger (serie cenozoica). La génesis de los fenómenos gravitacionales está condicionada por la altura del frente, su verticalidad, la existencia o no de movimientos finales que aun lo afectan y, sobre todo, por su composición litológica.

**Características de los movimientos**

En la serie estratigráfica entre los niveles duros, resistentes a la erosión, se intercalan niveles comparativamente blandos, fácilmente erosionables e inclinados todos ellos hacia el norte. Esto condiciona, en el frente del Montsec, la creación de un relieve en el que destacan dos escalones mayores:

El escalón inferior está formado por las margas triásicas y liásicas, y la cornisa y el talud por las dolomías masivas grises del Dogger.

El escalón superior constituye el rellano modelado en la parte media del Montsec sobre las margas del Cretácico Superior, y la cornisa y el talud corresponden a las calizas que forman el relieve más alto de la Sierra.

Los niveles principales que facilitan el deslizamiento son las margas y evaporitas del Triásico Superior, las arcillas y margas nodulosas del Cretácico Superior y, en mucha menor proporción, las arcillas y margas del Lias. Los bloques compactos que se fracturan y deslizan son: en el primer escalón, las dolomías del Dogger a las que se les unen las calizas del Cretácico Inferior y las de la base del Cretácico Superior; y en el segundo escalón, el más alto del Montsec, las calizas de la parte alta de la serie del Cretácico Superior (Fig. 3).

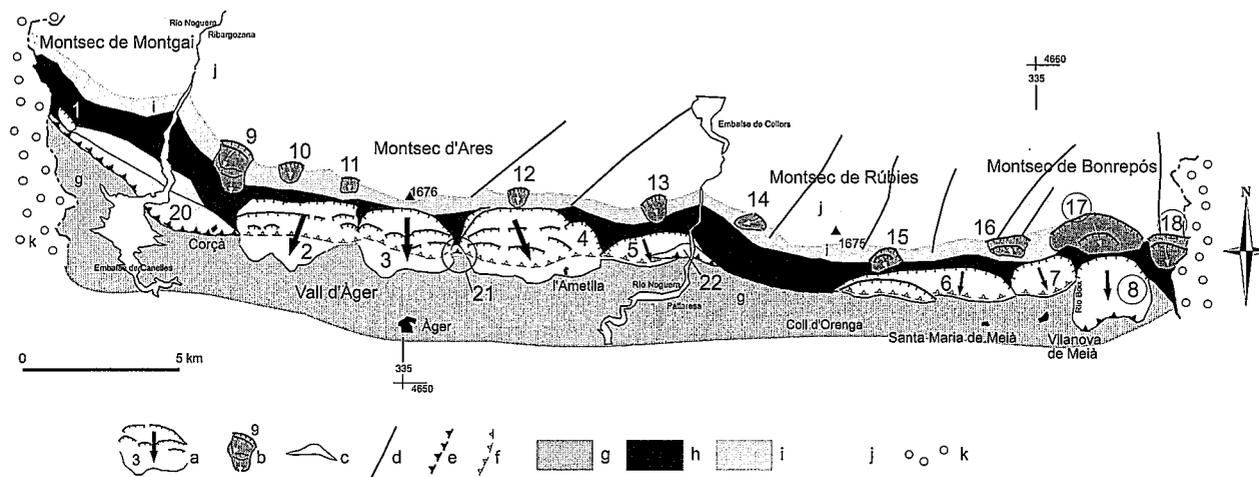
No existen deslizamientos, actuales o cuaternarios, que afecten a toda la serie estratigráfica del Montsec debido, en gran medida, al modelado escalonado que presenta la Sierra en su conjunto.

Los movimientos de ladera de mayor desarrollo y afloramiento se han agrupado en función de si afectan al primer o bien al segundo escalón morfológico del frente del Montsec. El resto, de edad, génesis y evolución distintas, se han incluido en un grupo aparte y han sido descritos en un apartado final (Fig. 4).

Para la descripción de los tipos de deslizamientos distinguidos en la Sierra del Montsec se han seguido principalmente los criterios y nomenclaturas expuestas en los trabajos de Varnes (1978), Corominas (1989), Buma *et al.* (1996), Ibsen *et al.* (1996), y Soeters y Van Western (1996).

**Deslizamientos que afectan al primer escalón**

Involucran la parte de serie estratigráfica de la Sierra que va desde las margas y evaporitas del Triásico



**Figura 4.-** Situación de los principales deslizamientos que afectan al frente de la Sierra del Montsec. a: masas deslizadas que afectan al primer escalón de la Sierra, con indicación de las principales superficies de rotura y direcciones de desplazamiento (Principales unidades gravitacionales: 1: Estall, 2: Mas d'en Gassol, 3: Les Llaurades, 4: La Tossa – Casa Camperol, 5: Pla d'Escumó, 6: Sant Sebastià, 7: Ermita de Meià, 8: Cogulló (todos los movimientos han sido activos durante el Cuaternario a excepción de los señalados con un círculo); b: masas deslizadas que afectan al segundo escalón de la Sierra, con indicación de las principales superficies de rotura y direcciones de desplazamiento (Principales conjuntos: 9: Sant Llorenç, 10: La Corona, 11: Coll d'Àres, 12: Pas Nou, 13: Serrat de Font Freda, 14: Rúbies, 15: Cabana de Pelegrí, 16: Cal Nari, 17: Font de la Figuera y 18: Roca Roja (todos los movimientos han sido activos durante el Cuaternario a excepción de los señalados con un círculo); c: masas interpretadas como deslizamientos intragarumínicos (Principales conjuntos: 20: Corçá – Montfalcó, 21: Masia Mossenye y 22: Terradets); d: fracturas; e: cabalgamiento, f: trazado de cabalgamiento cubierto; g: areniscas y arcillas del Eoceno (Ei4 y Ei5); h: margas, dolomías y calizas del escalón inferior del Montsec, Triásico Superior, Lias, Dogger, Cretácico Inferior y base del Cretácico Superior (K, L, D, Ci y Cs1); i: margas y arcillas que forman el rellano intermedio de la Sierra. Cretácico Superior (Cs2 y Cs3); j: calizas del escarpe más alto de la Sierra. Cretácico Superior (Cs4); k: conglomerados del Oligoceno.

Superior hasta las calizas de la base del Cretácico Superior, ambos inclusive (Figs. 3 y 4). En determinados casos los tramos superiores de la serie estratigráfica de la Vall d'Àger, correspondientes al Eoceno inferior en facies continentales (Grupo Castigaleu), también están implicados en los movimientos. Ocupan superficies que oscilan entre 0,4 y 9,2 km<sup>2</sup>. Su volumetría puede estimarse entre los 0,05 y 1,8 km<sup>3</sup> de masa deslizada.

Las superficies de rotura principales llegan a penetrar unos 400 m en el terreno. En su inicio son prácticamente verticalizadas y van adoptando, hacia las partes distales del movimiento, inclinaciones cada vez menores. Todas las superficies de rotura confluyen en una inferior única, a modo de deslizamiento múltiple.

Inicialmente, al romperse el escalón en bloques, éstos se desplazaron a lo largo de la superficie de rotura, proceso que fue facilitado por la plasticidad de los materiales de la base de la vertiente (principalmente del Triásico Superior). Posteriormente, la circulación del agua subterránea a través de ésta, en busca de los niveles plásticos impermeables del Liásico y del Triásico, favoreció el desplazamiento del deslizamiento así como el desarrollo de nuevos movimientos.

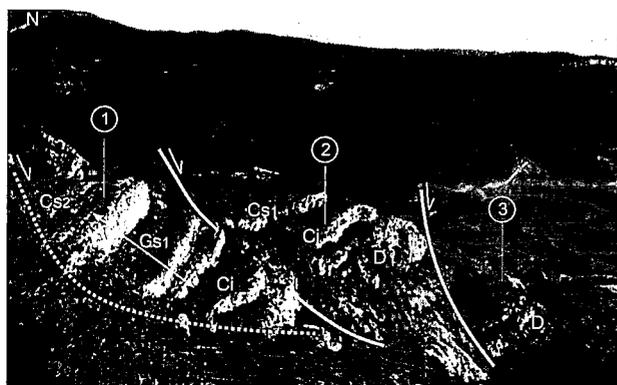
El escarpe superior de la cabecera del movimiento, modelado siempre en las calizas de la base de la serie del Cretácico Superior, generalmente resalta poco en el relieve y se limita, muchas veces, a una rotura que provoca un cambio brusco de buzamientos entre ambos labios (bloques), producto de la rotación del bloque móvil (Fig. 5). Estas cicatrices superiores poseen un cierto recorrido este-oeste, de traza semicircular y afectan su-

perficialmente a las calizas. A lo largo de las mismas la erosión ha abierto cortos barrancos cuya cabecera, donde dividen sus aguas, se extiende hacia la parte media de la cicatriz. Su trazado cambia bruscamente de dirección hacia el sur y sigue el límite de las fallas o bordes de las masas deslizadas. Asimismo, la presencia y trazado de estos barrancos revelan los límites cartográficos de las masas deslizadas. Estos barrancos drenan el primer escalón de la Sierra, tanto de manera superficial como subterránea. La circulación del agua a través de la superficie principal de rotura favoreció el desencadenamiento de los deslizamientos.

Entre dos masas deslizadas coalescentes, los dos barrancos que siguen el trazado del escarpe principal (cuenca de recepción) convergen en uno solo (canal de desagüe), de corto recorrido, que al desembocar en la parte llana forma un cono de deyección. La amplitud del valle, que alcanza su máximo en las inmediaciones del pueblo de Àger, favorece el desarrollo de este tipo de sedimentación aluvial (Fig. 6).

Todos los deslizamientos reconocidos han sufrido varias reactivaciones globales o parciales. En cada uno de ellos es posible identificar un cuerpo principal y varias generaciones de movimientos secundarios. El criterio más importante seguido para la diferenciación de estas diversas reactivaciones se basa en el grado de desgaste de las formas. Es decir, los materiales presentan una degradación progresiva en su estructura y textura a medida que los deslizamientos son más jóvenes.

En la cabecera de estos conjuntos deslizados de grandes dimensiones, las masas más antiguas que han



**Figura 5.-** Camino de l'Osca – Fonts Fredes al norte del pueblo de l'Ametlla. Sector oriental de la cabecera de la masa deslizada de la Tossa-Casa Camperol. Destacan las superficies de rotura que afectan a las dolomías de Dogger (D) y a las calizas de la base del Cretácico Superior (Cs). Los números guardan relación con las fases o etapas principales de generación de los deslizamientos representadas en la figura 10.

sido desplazadas muestran una estratificación aún manifiesta; ésta buza predominantemente hacia el escarpe principal. Son dominantes los bloques que han sufrido movimientos de rotación. A pesar de ello, cabe la posibilidad que el movimiento original fuese, en conjunto, traslacional.

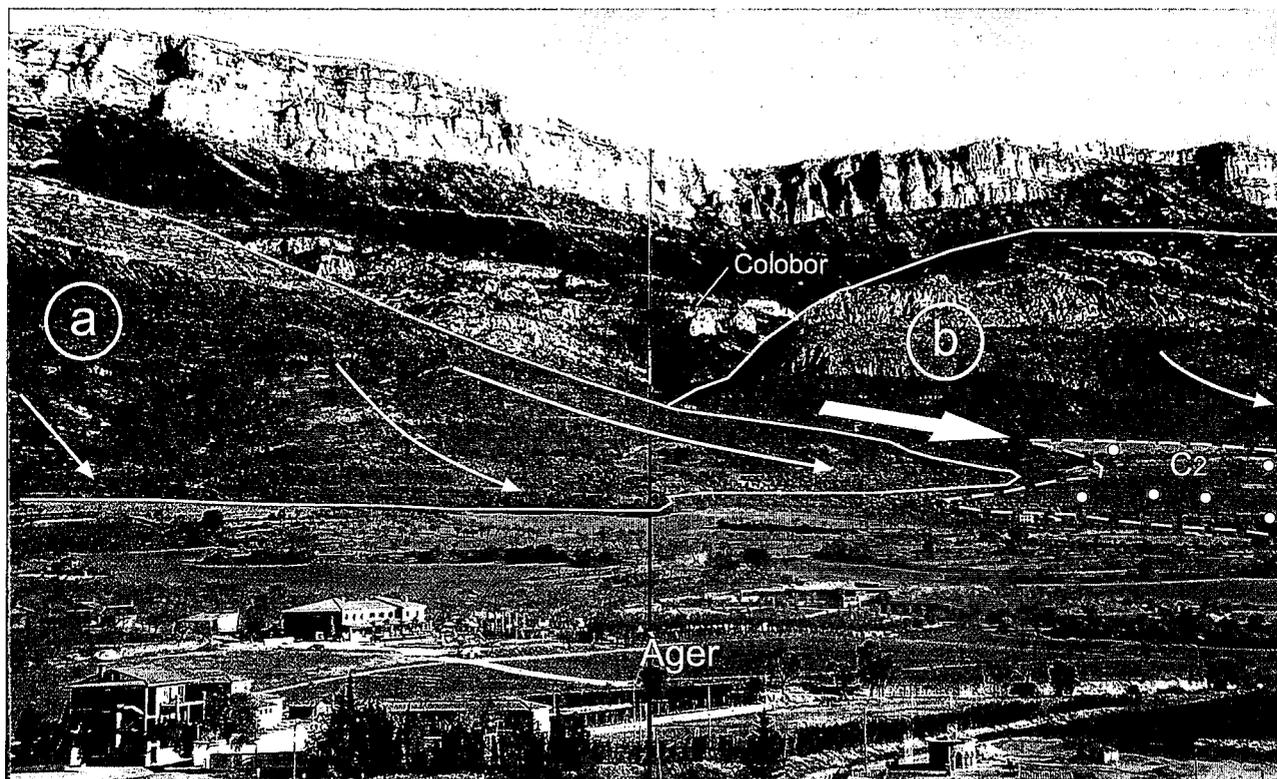
Cuando está preservado el escarpe de coronación, éste se halla, por lo general, fosilizado por formaciones cuaternarias constituidas por derrubios de vertiente, con depósitos periglaciales estratificados (*grèzes lités*), procedentes de la erosión del escalón más alto.

Hacia las partes distales, más bajas, de estos grandes deslizamientos el resto de movimientos secundarios se muestran, progresivamente, más fragmentados. En general, los mecanismos de traslación son los dominantes y tan solo en las partes frontales se observan morfologías indicativas de movimientos tipo flujo. En ocasiones se desarrolla una verdadera colada caótica de bloques, a veces de gran tamaño, que ha deslizado sobre las margas del Triásico Superior, cubriendo, en su traslación, parte de los sedimentos eocénicos continentales que forman la Vall d'Àger. Unas veces las margas y evaporitas del Triásico Superior y otras las arcillas y margas del Liásico han sido localmente arrastradas y acumuladas en el frente del deslizamiento (Fig. 7).

El pequeño movimiento de l'Estall (1) es el único que se encuentra en el sector occidental del Montsec; y los más importantes son los de Mas d'en Gassol (2), les Llaurades (3), la Tossa – Casa Camperol (4), Pla d'Escumó (5), Sant Sebastià (6), y de la ermita de Meià (7) y de Cogulló (8), en el extremo oriental (Fig. 4).

#### Masas deslizadas del escalón superior del Montsec

El escarpe de la parte más alta de la Sierra del Montsec aparece muy verticalizado y está modelado en calizas (Cs4) que yacen sobre un tramo de margas y de arcillas (Cs2 y Cs3), ambos del Cretácico Superior. Esta disposición, unida a una intensa circulación kárstica, facilita el despegue de grandes bloques de calizas que arrastran, en su frente, parte de las margas y arcillas de la unidad subyacente (Fig. 8). La superficie afectada por estos movi-



**Figura 6.-** Visión de conjunto de la cuenca de drenaje y del apex del cono de deyección (C2) que se desarrolla entre los deslizamientos de les Llaurades (a) y de la Tossa – Casa Camperol (b).

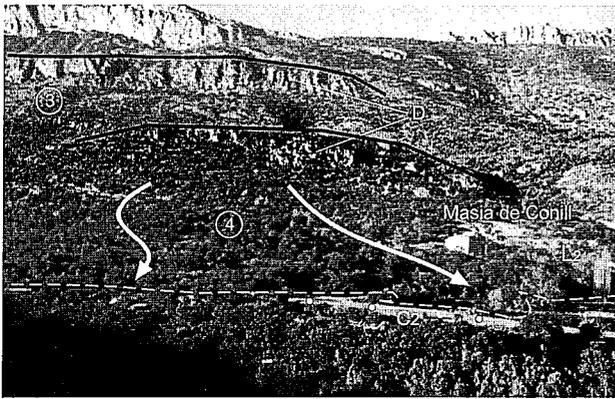


Figura 7.- Frente de la masa deslizada de la Tossa - Casa Camperol, en las inmediaciones de la masía de Conill. En la masía afloran las margas y arcillas del Liásico (L2) y un poco al norte de la casa las dolomías del Dogger (D) fracturas, dando lugar a una verdadera colada de bloques. Los números guardan relación con la figura 10.

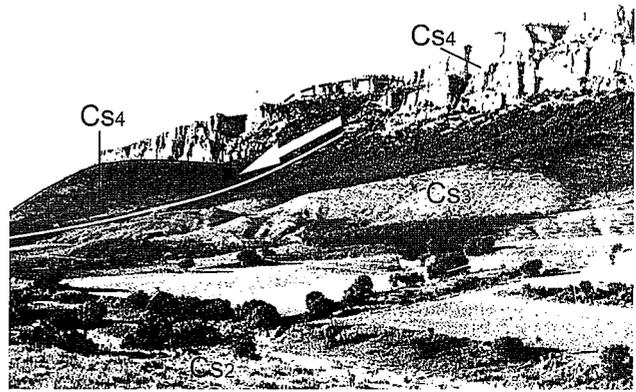


Figura 8.- Deslizamiento en la zona de la Corona. Están implicadas las calizas del escarpe más alto del Montsec (Cs4) y las margas que forman el rellano principal (Cs3).

mientos varía entre 0,3 y 1,6 km<sup>2</sup>, siendo el volumen de los depósitos de entre 600.000 m<sup>3</sup> y 0,2 km<sup>3</sup>.

Los bloques al deslizarse quedan frenados por el tramo de calizas existente en la base del Cretácico Superior (Cs1) que forman el borde del rellano que separa los dos escalones del Montsec.

Estos deslizamientos son generalmente de tipo rotacional. No obstante, en determinados casos, es probable que la basculación de estos grandes paquetes rocosos sea debida a un hundimiento, por el desplome de los bloques rígidos como consecuencia de la formación previa de una colada o un deslizamiento de las margas infrayacentes. Este último mecanismo ha sido reconocido en los sedimentos de la Conca de Tremp como causante de numerosos deslizamientos en un contexto geológico similar (Toral, 1984).

Los bloques de calizas deslizan, unas veces, conservando la estratificación que buza hacia el escarpe principal, otras, se han fracturado y convertido, en último término, en una colada de grandes bloques.

En el escarpe más alto del Montsec las formas erosivas son cóncavas, y circos muy verticalizados, que corresponden al escarpe de coronación, denuncian su presencia.

La circulación del agua subterránea, previa al movimiento y durante el mismo, aumentó la plasticidad de margas y arcillas y, además de facilitar el movimiento, los materiales removidos en la parte frontal se convirtieron prácticamente en una colada fangosa. Estos materiales fangosos solamente se preservan parcialmente, ya que fueron fácilmente erosionados.

A veces estos deslizamientos son de muy reducidas dimensiones y se han considerado como simples desprendimientos de rocas, generalmente acompañados de vuelcos; *rock falls* y *rock topple* en el sentido de la clasificación de Varnes (1978).

Los de Sant Llorenç (9), la Corona (10), Coll d'Àres (11), Pas Nou (12) y Serrat de Font Freda (13) son los más importantes en el Montsec d'Àres. En el Montsec de Rúbies destacan los de Rúbies (14) y la Cabana de Pelegrí (15) y, por último, los más relevantes del Montsec de Bonrepòs, en las inmediaciones del valle del río

Boix, son: Cal Nari (16), Font de la Figuera (17) (Fig. 9), y Roca Roja (18) (Fig. 4).

**Evolución de los movimientos de ladera dentro del contexto geomorfológico de la zona**

Los diferentes elementos geomorfológicos (formas y formaciones superficiales) que caracterizan la región Prepirenaica catalana, son el resultado final de una serie de procesos constructivos y destructivos que, desde las primeras fases del plegamiento alpino, han contribuido a su evolución general, siendo los procesos morfogenéticos relacionados con cambios climáticos cuaternarios los causantes del retoque final de los mismos.

Durante estos episodios geológicos más recientes, los movimientos de laderas de grandes dimensiones que se desarrollan en el frente de la sierra del Montsec han desempeñado un importante papel geomorfológico. De hecho, como se describe a continuación, estos deslizamientos se han integrado en los principales episodios de erosión y sedimentación que se desarrollaron en la zona a lo largo del Cuaternario y, la secuencia resultante, se propone como un peculiar modelo evolutivo con proyección más allá de la zona estudiada.

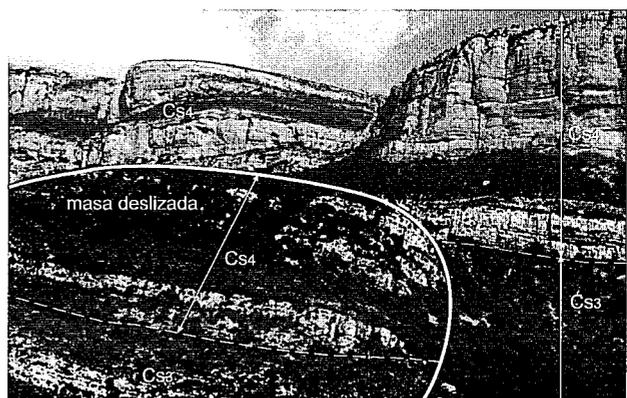
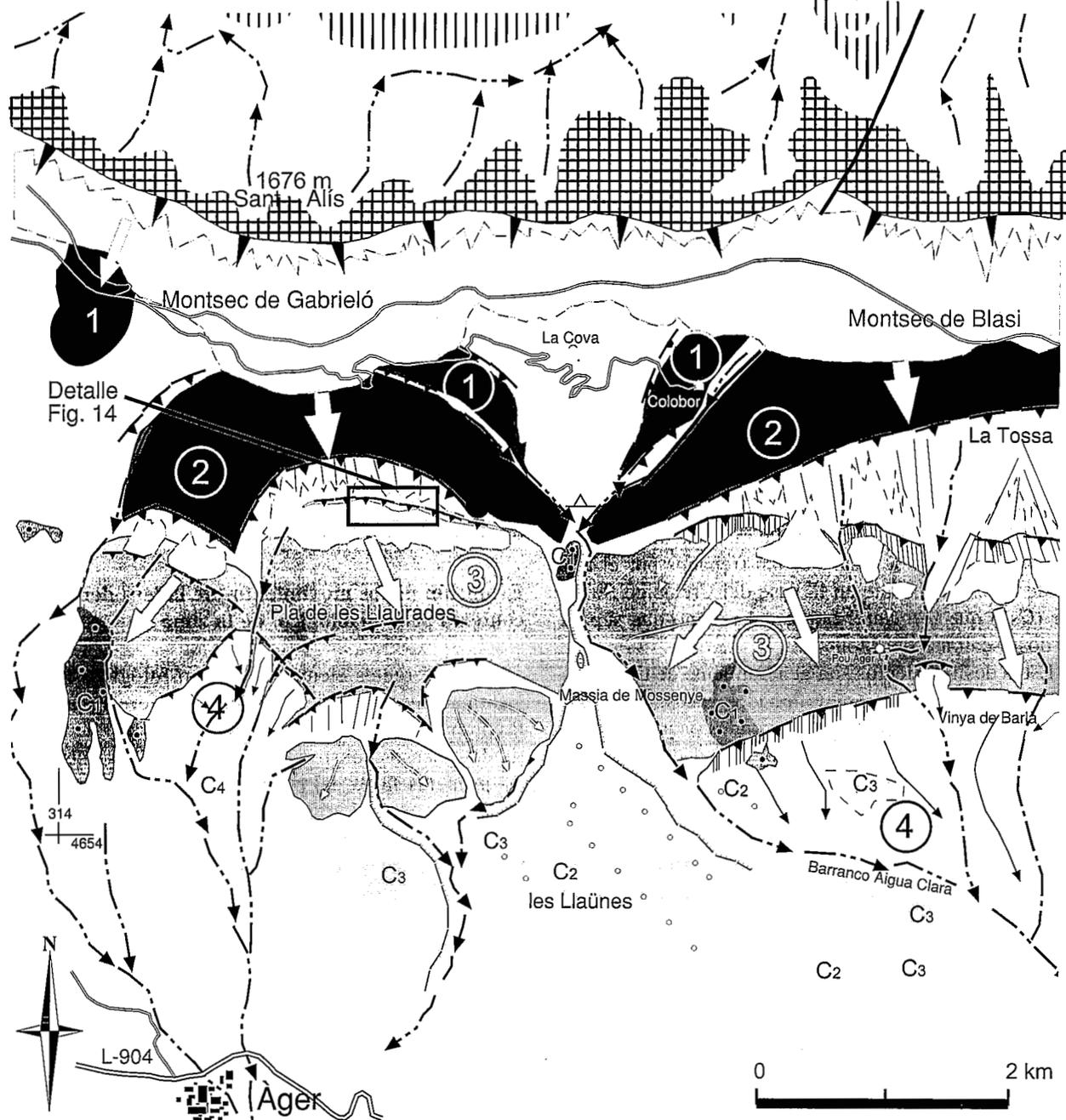
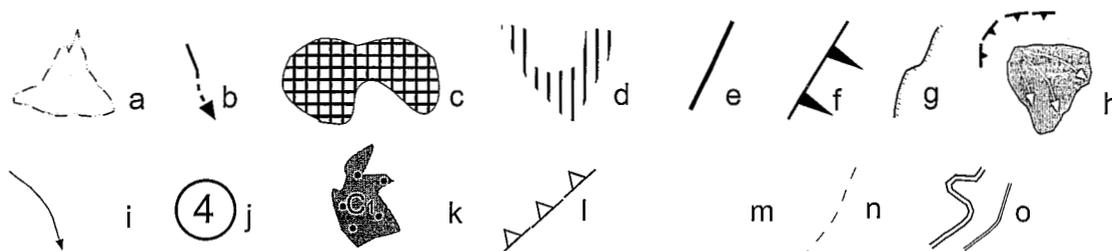


Figura 9.- Deslizamiento de la margen derecha del río Boix que involucra a las calizas de la parte más alta del Montsec (Cs4) y las margas y arcillas del rellano superior de la Sierra (Cs3).



Leyenda



**Figura 10.-** Esquema geomorfológico de la zona de contacto entre las masas deslizadas de “les Llaurades” y de “la Tossa-Casa Camperol”. a: depósitos de vertiente; b: red hidrográfica; c: superficie de erosión pre-oligocena; d: morfologías tipo chevron; e: falla; f: escarpe principal del escalón más alto de la Sierra del Montsec; g: escarpes producidos por la incisión de la red hidrográfica; h: movimientos de ladera con indicación de las masas inestabilizadas y de las principales superficies de rotura; i: direcciones de desplazamiento; j: fases o etapas principales de generación de los deslizamientos; k: abanicos aluviales (C<sub>1</sub>, de primera generación, C<sub>2</sub> de segunda generación, etc); l: frente de cabalgamiento, m: sedimentos mesozoicos de la Sierra y terciarios del Valle indiferenciados; n: contacto entre materiales; y o: carreteras y pistas.

**Principales episodios precuaternarios**

Una vez conformado el edificio estructural mesozoico-eoceno que constituye el Prepirineo, la lámina cabalgante del Montsec probablemente presentaba ya una morfología muy parecida a la actual. Desde ese momento y hasta el inicio del Cuaternario se reconocen dos episodios principales en la evolución de la zona: 1) el recubrimiento de los relieves modelados en el frente de las láminas cabalgantes por una sedimentación continental; y 2) la posterior erosión de los mismos que deja al descubierto, de nuevo, los relieves morfoestructurales creados con anterioridad.

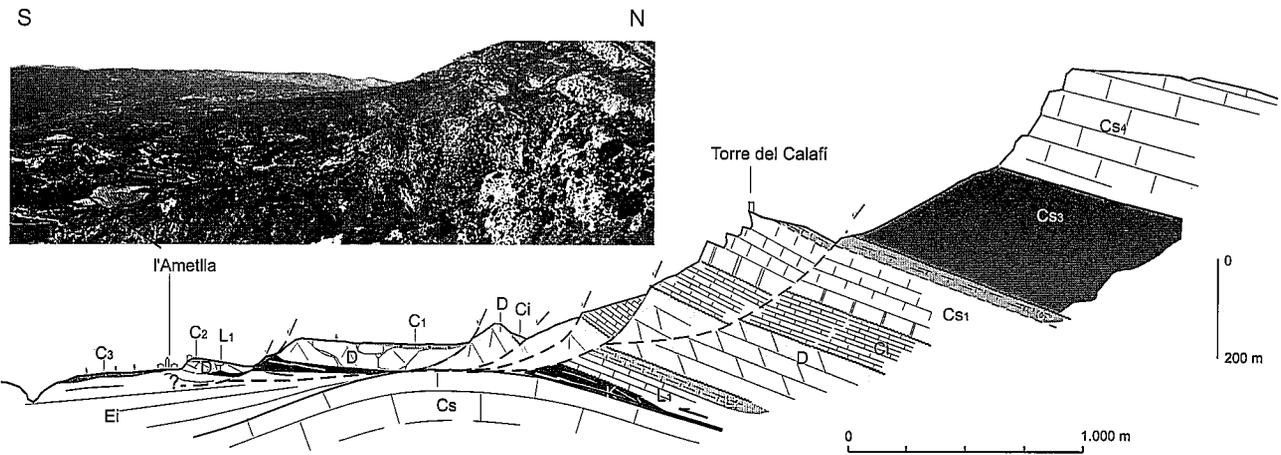
*La sedimentación de la molasa pirenaica.*

Es a finales del Eoceno y, sobre todo en el Oligoceno, cuando el relieve modelado sobre las láminas ca-

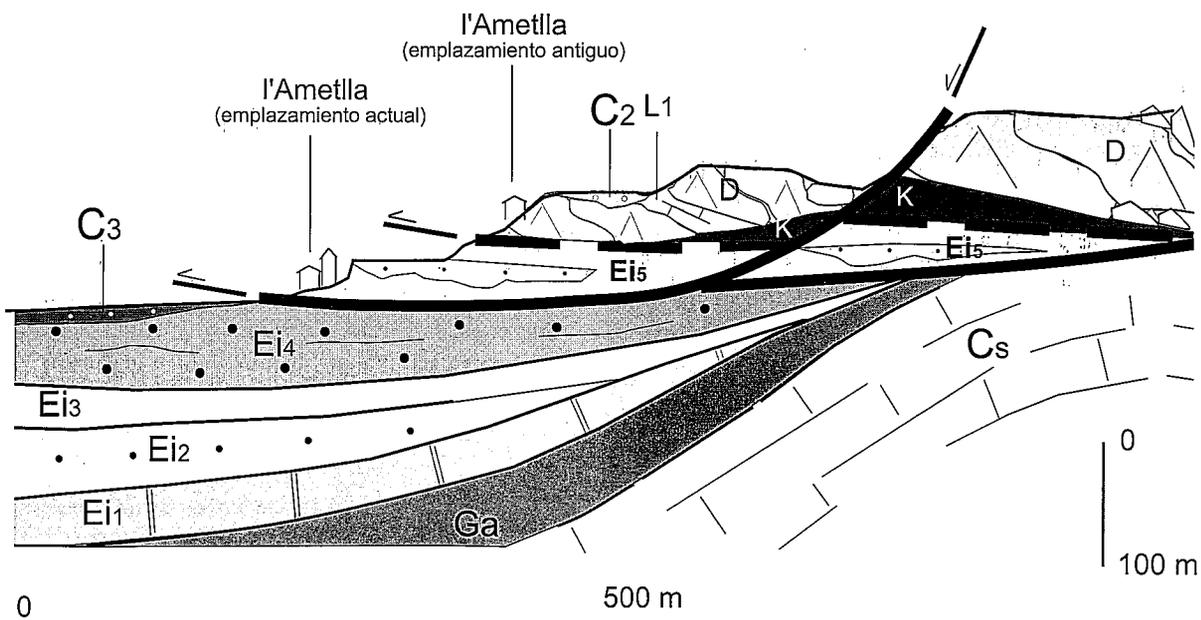
balgantes prepirenaicas resulta más energético, ya que se establece una red de drenaje, de dirección norte-sur predominante, de régimen torrencial. Los torrentes que proceden de la Zona Axial y de las partes más internas del Prepirineo, primero sedimentan, sobre todo, grandes masas de bloques y cantos que rellenan las depresiones prepirenaicas, uniformizando el relieve. Luego, cuando el relieve empieza a envejecer, sedimentan los cantos en el área prepirenaica y los materiales más finos (arenas y pelitas) van a parar a zonas más distales, a la Depresión del Ebro, donde existía una cuenca lacustre endorreica.

Probablemente, esta red hidrográfica de dirección norte-sur es la que condicionó más tarde la implantación de la red fluvial actual, ya que posee una disposición similar.

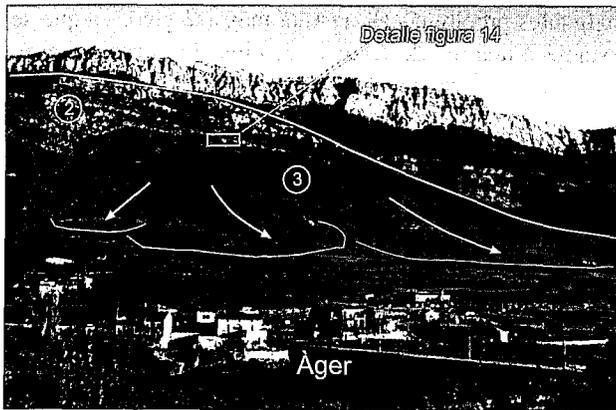
Estos conglomerados, atribuidos al Oligoceno, cubren gran parte de la superficie de erosión más antigua de las reconocidas en la zona y que afecta a ambos es-



**Figura 11.-** Corte geológico del extremo oriental del movimiento "la Tossa-Casa Camperol". Sección de dirección aproximada N-S, a través del pueblo de l'Ametlla del Montsec. Leyenda de la simbología utilizada en la figura 3.



**Figura 12.-** Detalle de la parte frontal del deslizamiento de "la Tossa-Casa Camperol", en la sección del pueblo de l'Ametlla del Montsec. Leyenda de la simbología utilizada en la figura 3.

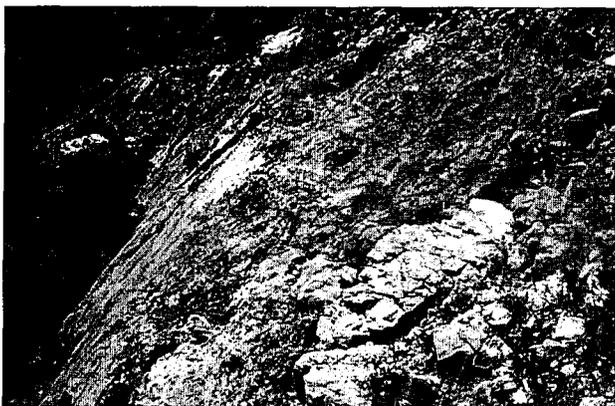


**Figura 13.-** Vista general de la parte frontal del deslizamiento de "les Llaurades", desde el pueblo de Àger. Hasta la zona baja del valle puede observarse el escalonamiento de los relieves. Al norte del rellano más alto, una línea blanca denuncia el trazado de la superficie de rotura que limita estas masas reactivadas de la parte frontal del deslizamiento. A la derecha de la fotografía, los barrancos de Finistrelles y de Colabor. Los números guardan relación con las fases o etapas principales de generación de los deslizamientos representadas en la figura 10.

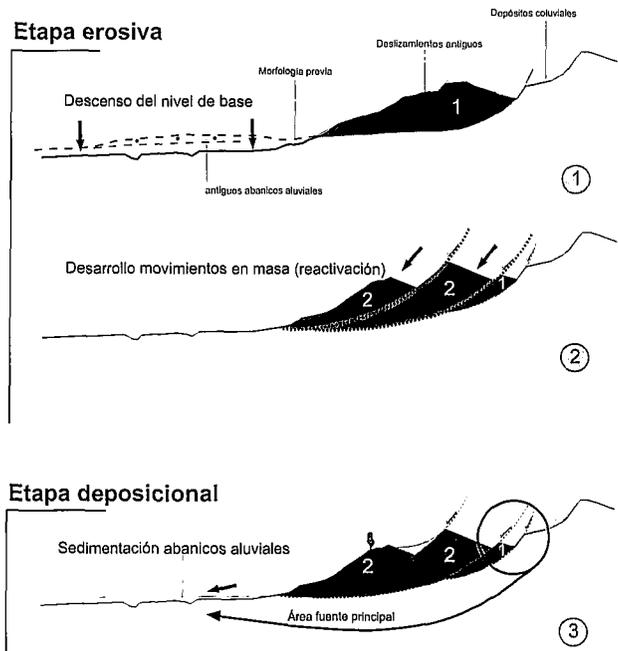
calones de la Sierra del Montsec. Manifestaciones tectónicas anteriores a la sedimentación de estos conglomerados, e incluso algunas con toda probabilidad sin-sedimentarias, provocaron la desnivelación de esta superficie de aplanamiento y originaron áreas elevadas y áreas deprimidas. Solamente aquellas más elevadas no fueron cubiertas por los conglomerados. En estas zonas más altas de la sierra existe un karst (con un mejor desarrollo en la parte alta del Canal de l'Osca) que muestra direcciones de drenaje endokársticas claramente dirigidas hacia el sur, es decir, desconectadas de las direcciones de drenaje actual (Carreras, 1967).

Basándose en la edad atribuida a los conglomerados se atribuye una edad pre-oligocénica a esta superficie de erosión (Peña Monné, 1983).

En la parte más oriental del Montsec, en las inmediaciones del río Boix, existen deslizamientos de grandes dimensiones fosilizados por los conglomerados oligocénicos o bien afectados por la superficie de erosión preoligocénica. Estos movimientos muestran características similares a las que presentan los deslizamientos cuaternarios de la Vall d'Àger, situados en la parte central de la Sierra.



**Figura 14.-** Detalle de la superficie de rotura de "les Llaurades", indicada en la figura 13. Esta fractura crea una brecha en los depósitos de vertiente que cubrían el escarpe.



**Figura 15.-** Ejemplo de ciclo erosivo-deposicional que afecta a un cuerpo deslizado antiguo. La etapa corresponde a los movimientos de ladera de segunda generación, indicados en la figura 16.

#### *La erosión de la molasa.*

A finales de la era Terciaria y comienzos de la Cuaternaria tuvo lugar una fuerte erosión de los conglomerados oligocenos. Se trata de una o varias fases erosivas difíciles de situar en el tiempo pero que quizás tuvieron relación con momentos de descenso importante del nivel del mar, ocurridos en el Mioceno Superior.

Los cursos de agua, con su dirección norte-sur heredada del Oligoceno, fueron aprovechados en esta nueva etapa erosiva y arrasaron paulatinamente los conglomerados oligocénicos que aparecen fosilizando parcialmente las láminas cabalgantes.

La incisión fluvial alcanzó los relieves cretácicos, paleocenos y del Eoceno inferior que están orientados preferentemente en la dirección del plegamiento (este a oeste, o dirección pirenaica) y los cortan perpendicularmente.

Una vez erosionada una parte importante de los conglomerados, la red de segundo orden queda, no obstante, condicionada por la litología y estructura pirenaicas. Si en la primera fase se encajan los ríos principales, el Noguera Pallaresa y el Noguera Ribagorçana, poco después se establece la red orientada de este a oeste.

Así pues, la Sierra del Montsec y valles asociados quedó ya configurada, probablemente a partir del Mioceno o Plioceno, de manera similar a como está en la actualidad. Los fuertes contrastes altimétricos que existen entre las partes bajas de los valles y las cimas de la Sierra son, en gran medida, consecuencia de un relieve heredado de génesis tectónica. Los conglomerados oligocenos, al cubrir esta morfoestructura, han facilitado su preservación hasta nuestros días.

De acuerdo con los datos expuestos se deduce que parte de los deslizamientos se habrían iniciado con anterioridad a la sedimentación de la masa conglomerati-

ca molásica del Pirineo, permaneciendo inactivos, por haber quedado fosilizados, hasta la total denudación de la cobertera conglomerática. Más tarde, en el Cuaternario, la erosión habría reactivado los movimientos, con repetidos y profundos cambios del nivel de base de la red fluvial, y llegando, finalmente a adquirir la morfología que presentan en la actualidad.

**Etapas principales durante el Cuaternario**

Para establecer una secuencia relativa de generación de movimientos se han tomado como modelo los dos deslizamientos de mayor extensión del Montsec: de "les Llaurades" y de "la Tossa-Casa Camperol". Estos deslizamientos se encuentran al norte del pueblo de Àger.

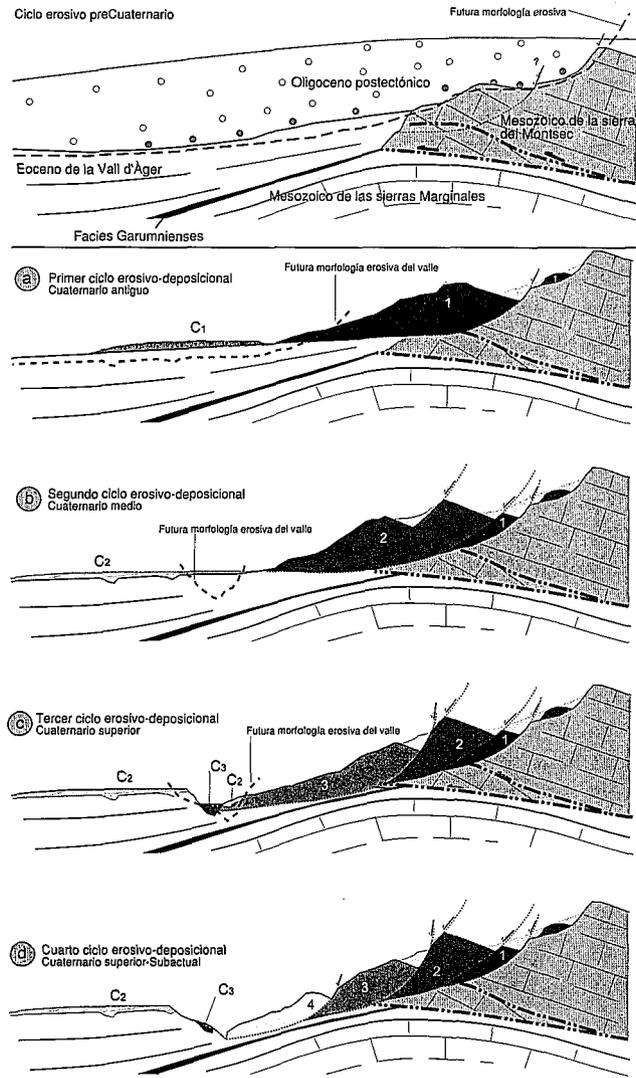
En la actualidad se hallan muy bien preservados, lo que facilita su estudio. Aunque se trata de dos masas deslizadas bien delimitadas en el campo, cabe la posibilidad de que hayan tenido una génesis conjunta y asimismo una evolución correlacionable. Por ello se han escogido como modelos para realizar una descripción más detallada (Fig. 10, 11 y 12).

Para la ordenación y secuenciación de estos movimientos de ladera se han utilizado, en gran medida, los criterios propuestos por Lomoschitz y Corominas (1997). En un principio se ha procedido a establecer las secuencias relativas locales, y por lo tanto incompletas, de los movimientos para luego, una vez ordenadas en el tiempo, clasificarlas según etapas principales de generación de los mismos. Se han diferenciado, por ser las más importantes, cuatro etapas principales.

Las dos primeras etapas corresponden a los deslizamientos más antiguos. Su principal característica radica en que presentan superficies de rotura con un nivel de base desconectado de la red hidrográfica actual. Las direcciones de avance de los movimientos son claramente norte-sur, diferentes a las posteriores que tienden a adaptarse al trazado de los principales cursos fluviales. Los masas deslizadas atribuidas a estas dos etapas presentan una estructura interna bastante bien preservada. Las cotas inferiores que alcanzan las superficies de rotura principales son correlacionables con las que presentan los abanicos aluviales más antiguos reconocidos en la zona.

Las dos etapas siguientes, incluyen los deslizamientos más recientes. Las principales superficies de rotura se adaptan a los niveles de base impuestos por la red hidrográfica. El trazado de la misma, en este caso con direcciones aproximadas este-oeste, determina un cambio en la dirección de los desplazamientos de las masas deslizadas. El grado de degradación de estas masas inestabilizadas es notorio, y afecta tanto a la estructura como a la textura de los materiales que las componen. Son correlacionables con los abanicos aluviales más modernos identificados en la zona y que tienden a disponerse paralelos al trazado de la red hidrográfica.

Resulta muy probable que los cambios de nivel de base que ha experimentado la red fluvial fueran la causa de la reactivación de los deslizamientos. En función de



**Figura 16.-** Modelo evolutivo propuesto, constituido por la sucesión temporal de 4 ciclos erosivo-deposicionales, acordes con el registro cuaternario de la zona.

la magnitud del descenso del nivel de base, las nuevas superficies de rotura se adaptaron, en mayor o menor grado, a las preexistentes. Cuando las variaciones fueron importantes, las nuevas superficies de rotura traspasaron a las anteriores. En la cabecera de los movimientos los nuevos planos de deslizamiento se evidencian por la aparición de escarpes, generalmente de salto verticalizado, que rompen la continuidad morfológica de la vertiente (Figs. 13 y 14). Probablemente sea este tipo de escarpe uno de los elementos geomorfológicos más singulares de los desarrollados por estos grandes deslizamientos.

*Propuesta de modelo evolutivo*

Al integrar las principales etapas evolutivas, por las que han transcurrido estos grandes deslizamientos, y los principales ciclos erosivo-deposicionales que han tenido lugar durante el Cuaternario en la región, se puede obtener un modelo evolutivo singular.

Cada uno de los ciclos está constituido por una alternancia de etapas. En unas domina la acción erosiva-denu-

dativa y en otras la actividad sedimentaria o constructiva es la principal; y todo ello está en manifiesta correspondencia con los cambios climáticos cuaternarios. Por ejemplo, el paso de los movimientos más antiguos, de primera generación, a los de segunda generación estaría formado por los siguientes episodios (Fig. 15).

En la etapa erosiva pueden distinguirse dos fases principales. Una vez finalizada la sedimentación de los abanicos aluviales más antiguos reconocidos en la zona, y asociados a los deslizamientos de primera generación, se inicia una fase erosiva que provoca un descenso generalizado del nivel de base en el valle y la consecuente desaparición de gran parte de los depósitos que formaban el abanico aluvial más antiguo. La segunda fase consiste en la reactivación de movimientos primitivos, mediante el reajuste de los deslizamientos a las nuevas condiciones de estabilidad impuesta por el descenso del nivel de base.

La etapa acumulativa determina la formación de una nueva área de sedimentación al pie de los deslizamientos. Estos nuevos abanicos aluviales, de segunda generación, tienen el *apex* situado en las zonas laterales de los deslizamientos, preferentemente en las zonas de coalescencia entre los mismos. En el caso concreto de estos deslizamientos de segunda generación, la red hidrográfica que se instala en ellos consigue alcanzar las zonas laterales del deslizamiento, y las importantes acumulaciones de derrubios de vertiente de la zona de cabecera, situadas en el segundo escalón de la Sierra. Estos depósitos son rápidamente movilizados y resedimentados en el valle donde forman conos de deyección. Las facies reconocidas en estos abanicos corresponden a depósitos conglomeráticos derivados de flujos hiperconcentrados. Una vez que las corrientes que circulaban por los torrentes alcanzaron el valle, deceleraron y sedimentaron el material que transportaban.

Estas etapas, ejemplificadas en el supuesto anterior de movimientos antiguos, son generalizables a cada uno de los ciclos principales reconocidos en la zona.

La síntesis de los datos e ideas aquí expuestas, se resume en el modelo de evolución propuesto para los movimientos estudiados (Fig. 16).

Sobre la base de las relaciones espaciales y temporales existentes entre deslizamientos y episodios de sedimentación fluvial, se ha establecido la cronología relativa que se propone en el modelo. Para ello se ha partido de la cronología atribuida por Peña Monné (1983), a cada uno de los tipos de depósitos aluviales existentes en la zona.

### Otros movimientos

En este apartado final se han agrupado aquellos deslizamientos de diferente génesis, evolución y edad que afectan asimismo a la Sierra del Montsec. Unos de ellos, los más antiguos y de mayor volumen, probablemente paleocenos, son calificados de problemáticos, ya que su estudio está dificultado por haber sido en parte erosionados, cubiertos por sedimentos posteriores y/o afectados por una intensa tectónica. El segundo tan solo

es deducible por la presencia de capas derivadas de flujos gravitatorios carbonáticos intercaladas en la serie deltaica siliciclástica que constituye el delta de la Baronia del Eoceno inferior.

### *Masas interpretadas como deslizamientos intragarumnienses (Paleoceno inferior)*

Se han considerado como tales aquellas masas de materiales de la Sierra del Montsec que han sido intensamente afectadas por el cabalgamiento de la misma. Por su posición, dentro de la estructura frontal de la lámina, estas masas de la serie del Montsec al estar atrapadas en el frente de cabalgamiento, se han considerado clásicamente como formando parte del flanco sur del anticlinal del bloque superior generado en el frente de corrimiento. Sin embargo, los datos cartográficos obtenidos sugieren que deben interpretarse como masas deslizadas de la parte frontal, coetáneas con el emplazamiento de la lámina, y cabalgadas después por la gran masa de materiales mesozoicos del Montsec.

El deslizamiento de mayores dimensiones se localiza en el valle del Noguera Ribagorzana. Le siguen en tamaño el del valle del Noguera Pallaresa y, finalmente, de menores dimensiones, el que existe al norte del pueblo de Àger, en el camino de Colobor, después de la masía de Mossenye. Los dos primeros, muy complejos, probablemente correspondían a deslizamientos múltiples y el segundo a un deslizamiento simple. Las masas inestabilizadas del valle del Noguera Ribagorzana y del Noguera Pallaresa involucran materiales de ambos escalones del Montsec.

El deslizamiento del valle del Noguera Pallaresa está fosilizado por los niveles paleocenos de la serie garumniense y los del Eoceno inferior, como muestra el conjunto de discordancias observables en la margen derecha del río. Por ello, la *mise en place* de este problemático deslizamiento es finicretácica. Además, este deslizamiento se halla en parte enmascarado por otro de edad muy posterior, de edad cuaternaria, que afecta al escalón inferior de la Sierra (Pla d'Escumó, al nordeste del pueblo de l'Ametlla).

La masa deslizada del valle del Noguera Ribagorzana, a juzgar por el afloramiento actual de sus materiales, es la que posee mayores dimensiones de las que aparecen en el Montsec, ya que afecta a toda la serie estratigráfica. Los materiales que forman sus bordes, especialmente el más occidental, se hallan re TRABAJADOS, probablemente, por el mar eoceno en su zona costera. Este borde estaba formado por margas y calizas nodulosas intercaladas en sedimentos más pelíticos de la parte media del Cretácico Superior. Probablemente, el mar eoceno re TRABAJÓ *in situ* los nódulos más calcáreos y convirtió sus núcleos más resistentes en cantos rodados y lavó los sedimentos más finos que formaban la matriz. Sobre estos conglomerados residuales, hoy muy cementados, está construida la parte más antigua del pueblo de Corçà.

*Masas deslizadas intraeocenas*

El delta de la Baronía, del Eoceno inferior, es de pequeñas dimensiones y está dominado por procesos de *flooding*. Presenta una polaridad de oeste a este. Entre las areniscas y pelitas deltaicas existen intercaladas, como mínimo, seis capas de composición caliza, derivadas de la sedimentación a partir de flujos gravitacionales. Presentan, en general, diferentes tipos de facies; desde turbiditas diluídas a muy concentradas y megaturbiditas e incluso verdaderos rosarios de bloques de calizas u olistones intercalados en la serie deltaica. Se han interpretado como el deslizamiento de masas de carbonatos eocenos infrayacentes (con predominio de las calizas con alveolinas del Grupo Àger) que han deslizado a la cuenca desde zonas inmediatamente cercanas al frente del Montsec (Coll d'Orenga y la móvil, en este momento, Sierra de Sant Mamet), aunque se desconoce la localización exacta de su punto de partida o cicatriz.

**Discusión y conclusiones**

Una primera conclusión que se desprende del análisis bibliográfico, es la gran proliferación de nomenclatura diversa que sobre estos estudios existe. Se indican dos causas principales. En primer lugar, los trabajos se abordan desde puntos de vista muy distintos (geodinámico, tectónico y geotécnico), sin intentar buscar una relación entre ellos cuando en la realidad se complementan. Y una segunda causa, probablemente, deriva de que en cada faceta de estudio se aborda el problema de forma preferente, o exclusiva, a deslizamientos de unas dimensiones determinadas.

La condición principal que incide particularmente en la configuración de la Sierra del Montsec, es que, el emplazamiento de la lámina cabalgante se produce coincidiendo en el momento de máxima energía del relieve; de manera que se originan en la parte frontal de la misma una serie de deslizamientos. Unos son de un volumen enorme, otros son pequeños; unos quedan preservados como cuerpos deslizados y en otros en cambio el material deslizado evoluciona a un flujo gravitacional que se diluye, en general, hacia las partes más distales. Las masas deslizadas precoces quedan atrapadas en ocasiones por el propio corrimiento y enmascaran su estructuración primaria. De los estudios sísmicoestratigráficos se deduce que estas unidades gravitacionales pueden corresponder a extraños reflectores sísmicos localizados en los mismos planos del corrimiento. Otros deslizamientos fueron fosilizados por los conglomerados molásicos y después fueron reactivados, a la vez que avanzaba la erosión mio-pliocena y sobre todo del Cuaternario. Y finalmente hay deslizamientos muy recientes que casi entran dentro de la categoría de históricos.

Dentro del grupo más importante están aquellos que han sido activos durante el Cuaternario. Entre ellos destacan los denominados como de les Llaurades y de la

Tossa-Casa Camperol. Su estado de preservación ha permitido establecer una sucesión histórica de etapas de reactivación del movimiento en relación con los principales ciclos erosivo-deposicionales que caracterizan el registro cuaternario de la zona.

Finalmente, los autores proponen que estas unidades geodinámicas, características de los frentes de cabalgamientos, por ser unidades cartográficas distinguibles deberían añadirse a las que clásicamente se indican en los mapas geológicos.

**Agradecimientos**

Los autores agradecen la contribución que ha supuesto en la mejora del manuscrito las indicaciones constructivas realizadas por los revisores del trabajo: doctores Lomoschitz y Cortés, así como las sugerencias apuntadas por el editor principal de la Revista de la Sociedad Geológica de España, doctor José M. González Casado.

**Referencias**

- Buma, J. y Van Asch, T. (1996): Slide (rotational). En: *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. (R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott y M.L. Ibsen, Eds.) European Commission Environment Programme, Report nº1: 43-61.
- Burchfiel B.C., Fleck, R.J., Secor, D.R., Vincelette, M.A. y Davis, A. (1974): Geology of the spring mountains, Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 1013-1022.
- Carreras, A. (1967): El macizo kárstico del Montsec. *Cavernas*, 9: 31-37.
- Corominas, J. (1989): Clasificación y reconocimiento de los movimientos de laderas. En: *Estabilidad de taludes y laderas naturales* (J. Corominas, Ed.), Sociedad Española de Geomorfología, monografía nº 3: 1-30.
- Davis, G.A. (1973): Relations between the Keystone and Red Spring Thrust Faults, Eastern Spring Mountains, Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 3709-3716.
- De Paor, D. y Anastasio, D. (1987): The Spanish External Sierra: a Case History in the Advance and Retreat of Mountains. *National Geographic Research*, 3: 199-209.
- Ibsen, M.L., Brunsden, D., Bromhead, E. y Collinson, A. (1996): Block slide. En: *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. (R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott y M.L. Ibsen, Eds.) European Commission Environment Programme, Report nº1: 78-84.
- Linares, R. (1995): *La Geología Ambiental de la Depresión de Tremp-Isona*. Tesis doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona, 235 p.
- Lomoschitz, A. y Corominas, J. (1997): La depresión de Tirajana, Gran Canaria. Una macroforma erosiva producida por grandes deslizamientos. *Cuaternario y Geomorfología*, 11: 75-92.
- Muñoz, J.M. (1985): *Estructura alpina i herciniana a la zona sud de la vorera del Pirineu oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 305 p.
- Peña-Monné, J.L. (1983): *La Conca de Tremp y sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: Estudio geomorfológico*. Publicación del Instituto de Estudios Ilerdenses: 373 p.
- Rosell, J. (1992): *Mapa geológico del Montsec d'Ares*. Casa Natura del Camping la Vall d'Àger (Àger, La Noguera) "Ex-

- plicación de la geología del Montsec de la Vall d'Àger en forma de paneles" con las rocas y los fósiles más característicos.
- Rosell, J. y Gómez-Gras, D. (1995): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 290 (Isona)*. ITGE. Madrid.
- Soeters, R. y Van Westen, C. (1996): Slope instability, Recognition, Analysis and Zonation. En: *Landslide, investigation and mitigation* (Turner, A.K. y Schuster, R.L. Eds.) Transportation Research Board, Washington, D.C. Special Report 247: 129-177.
- Toral, T. (1984): Desplomes en los contactos Garumniense-Eoceno de la Cuenca de Tremp (Lérida). En: *Inestabilidades de laderas en el Pirineo*. Ponencias y Comunicaciones: 8.1-8.11.
- Varnes, D.J. (1978): Slope Movements, Types and Processes. En: *Landslides: Analysis and Control* (R.L. Schuster y R.J. Krizek, Eds.), Transportation Research Board, Washington, D.C. Special Report 176: 11-33.

*Manuscrito recibido el 16 de octubre de 2001  
Aceptado el manuscrito revisado el 20 de diciembre de 2001*