

CARACTERISTICAS Y DISTRIBUCION ESPACIAL DE MOVIMIENTOS EN MASA RAPIDOS EN ZONAS DE MONTAÑA (ALTA RIBAGORZA, PIRINEO CENTRAL)

Javier CHUECA

Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio
Universidad de Zaragoza

Resumen: Se estudian los rasgos generales de los movimientos en masa rápidos identificados en un sector montañoso de la Alta Ribagorza aragonesa (Pirineo Central), llevándose a cabo un inventario de sus distintas tipologías y analizando sus pautas de distribución espacial predominantes; de forma complementaria, se efectúa una cartografía general de los riesgos de la zona de trabajo que aparecen ligados a la potencial efectividad de este tipo de fenómenos.

Palabras clave: Movimientos en masa rápidos, zonas de montaña, Alta Ribagorza, cartografía de riesgos.

Abstract: The general features of the rapid mass movements identified in a mountain area of the central Pyrenees (Aragonese Alta Ribagorza) are studied in this article, carrying out an inventory of its different tipologies and analysing its predominant spatial distribution patterns; in a complementary manner, a general risk cartography of the spaces of the area subjected to the action of these phenomena is made.

Key words: Rapid mass movements, mountain areas, Alta Ribagorza, risk cartography.

INTRODUCCION

La zona analizada en el presente trabajo incluye una gran extensión -cuencas de los ríos Isábena y Baliera- de la históricamente denominada Alta Ribagorza

aragonesa [Hojas del M.T.N. a escala 1:50.000 números 251 (Arén), 212 (Campo), 213 (Pont de Suert) y 180 (Benasque)], caracterizándose por la existencia de relieves abruptos y contrastados en los que la presencia de fenómenos de movimientos en masa rápidos ha sido y es llamativa (Fig. 1). Con nuestra investigación, pretendemos mostrar los rasgos generales de los movimientos en masa rápidos identificados en este sector montañoso, así como llevar a cabo un inventario de sus distintas tipologías y comentar sus pautas de distribución espacial predominantes, efectuando de forma complementaria una cartografía general de los riesgos de la zona de trabajo que aparecen ligados a la potencial efectividad de este tipo de fenómenos.

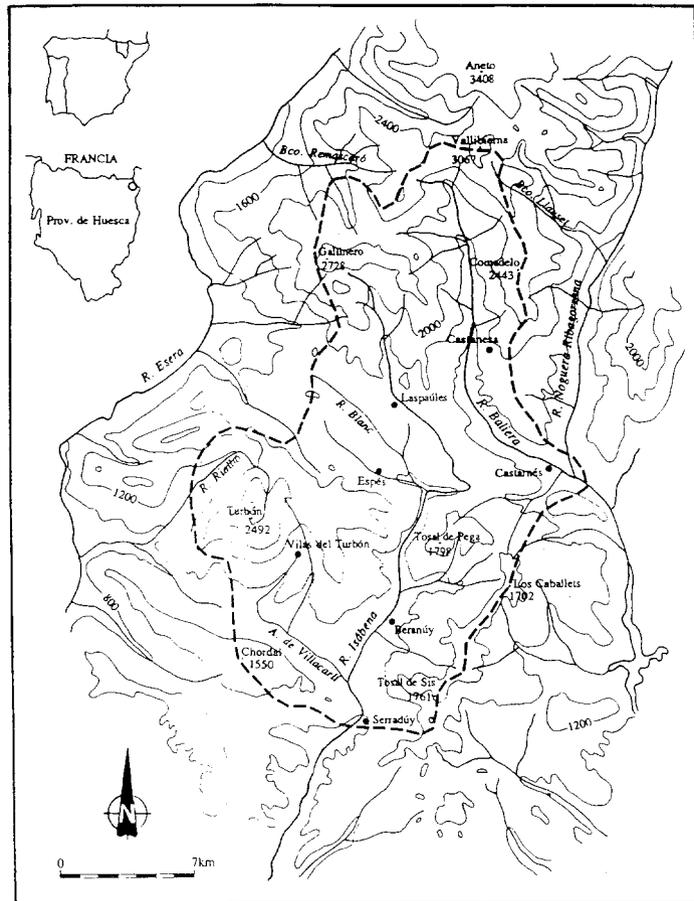


Figura 1.- Localización del área de estudio en el marco de la Alta Ribagorza.

LOS MOVIMIENTOS EN MASA RAPIDOS

Características generales

Los movimientos en masa rápidos (*rapid mass movements*) se han definido como desplazamientos bruscos -pendiente abajo- de suelos o material rocoso bajo la influencia de la gravedad y sin la ayuda directa de otro mecanismo que no sea el agua, el aire, la nieve o el hielo (EMBLETON, C. y KING, C.A.M., 1974; WASHBURN, A.L., 1973, 1979; LEWKOWICZ, A.G., 1988). Aun siendo considerados esencialmente fenómenos de carácter azonal, su inclusión como importantes agentes generadores de modelado en áreas de montaña viene de antiguo y su examen es importante a la hora de delimitar sectores expuestos al desencadenamiento de inestabilidades.

La variedad de los tipos de movimientos en masa rápidos identificados en el sector objeto de nuestro análisis es notable, aunque su estudio haya sido hasta la fecha reducido y parcial (CHUECA, J., 1992, 1993). El margen centro-oriental, en el límite con la vecina Ribagorza catalana, ha recibido una mayor atención y es objeto de periódicas revisiones por parte, fundamentalmente, de investigadores pertenecientes al ITC holandés (TAIB, M.I.F., 1978; BROTHODIARDJO, A.P., 1979; SOETERS, R., 1984; VAN RIET, P.A.L.M. y VLASBLOM, E., 1988; RENGERS, N. *et al.*, 1991), aunque también otros autores hayan contribuido a la identificación de diferentes zonas inestables (VILAPLANA, J.M., 1984).

La existencia de una serie de litologías y depósitos superficiales secundarios extremadamente favorables al desarrollo de este tipo de procesos y con una amplia representación espacial (*flysch* de la Formación Vallcarga, materiales esquisto-pizarrosos del Paleozoico del tramo axial, yesos y margas abigarradas del Keuper, piso superior margo-arcilloso del Oligoceno de la Formación Collegats; *v.* Fig. 2), junto al abundante y generalizado aporte pluviométrico y de aguas de fusión (las precipitaciones en la zona oscilan entre los 1.000 mm a los 900 m y los 2.500 mm a los 3.000 m; CHUECA, J., 1993), y lo limitado del manto vegetal, han colaborado de forma importante en su génesis. En este sentido, una valoración interesante de la resistencia diferencial de los distintos materiales rocosos de la zona de estudio (Tabla I) ha sido realizada recientemente por RENGERS, N. *et al.* (1991), y confirma las estimaciones efectuadas para la globalidad del ámbito peninsular -con numerosos ejemplos de la cadena pirenaica- por COROMINAS, J. (1989 c). Los valores de susceptibilidad ante los movimientos en masa rápidos y la erosión coinciden con los expuestos por otros autores en ámbitos morfogenéticos similares, tanto para litologías competentes (SELBY, M.J., 1980, 1982; MOON, B.P., 1986; ABRAHAMS, A.D. y PARSONS, A.J., 1987; FOOKES, P.G., 1991), como deleznales (AYDAN, O. *et al.*, 1989; PYE, K. y MILLER, J.A., 1990; TOLL, D.G., 1990). En general, los materiales -

esquistos, pizarras, arcillas, margas, limolitas, calizas margosas, margas yesíferas-con tasas de resistencia de la masa rocosa medias y bajas (< 7 MPa), un adecuado espaciamiento en sus líneas de debilidad (< 30 cm) y elevada plasticidad, son los más propensos a la movilización (igualmente, en la Tabla 2, los datos representativos de las propiedades mecánicas de varias de estas litologías y depósitos de alteración, localizadas en los puntos de muestreo de Torre la Ribera, Ampriu, Sierra de Sis y Fonchanina).

Tabla 1.- Características geotécnicas de las litologías del área de estudio y susceptibilidad a los movimientos en masa (según RENGERS, N. *et al.*, 1991).

Unidades litológicas	Resistencia a ruptura (MPa)	Diaclasado/fracturac. (cm.)	Susceptibilidad a los mov. en masa
Areniscas y conglomerados; Calizas y dolomías; Intrusiones ofíticas	4 - 15	40 - 100	Muy limitada; excepto a lo largo de planos de estratificación (mov. en masa rápidos)
Calizas; esquistos; areniscas	2,5 - 10	20 - 60	Limitada; excepto a lo largo de planos de estratificación (mov. en masa rápidos)
Arcillas; pizarras; limos; calizas margosas	2 - 7	10 - 30	Considerable; (mov. en masa lentos y rápidos)
Margas yesíferas; yesos; pizarras	3	25	Muy elevada; (mov. en masa lentos y rápidos)

Tabla 2.- Parámetros físicos de los suelos muestreados.

	Torre la Ribera	Ampriu	Sis	Fonchanina
Material originario	Flysch margo-arcilloso	Pizarras/esquistos	Margas arcillosas	Pizarras/esquistos
Profundidad muestra (cm.)	30 - 50	10 - 30	20 - 40	30 - 50
Arenas	9,6	18,3	10,2	15,1
Textura (%) Limos	27,1	30,9	22,6	30,2
Arcillas	63,3	50,8	67,2	54,7
Límite liquidez (L.L.) %	58,1	55,2	43,2	42,6
Límite plasticidad (L.P.) %	20,9	16,7	16,4	19,1
Índice plasticidad (I.P.)	37,2	38,5	26,8	23,5
Clasificación S.U.C.S.	CH	CH	CL	CL
Peso vol. seco (kg/m ³)	1651	1606	1588	1606
Porosidad (P) %	30,6	42,1	35,4	39,1
Peso vol. saturado (kg/m ³) (G sat)	1957	2027	1942	1997
Fluidez a saturación (If)	0,12	0,4	0,21	0,26

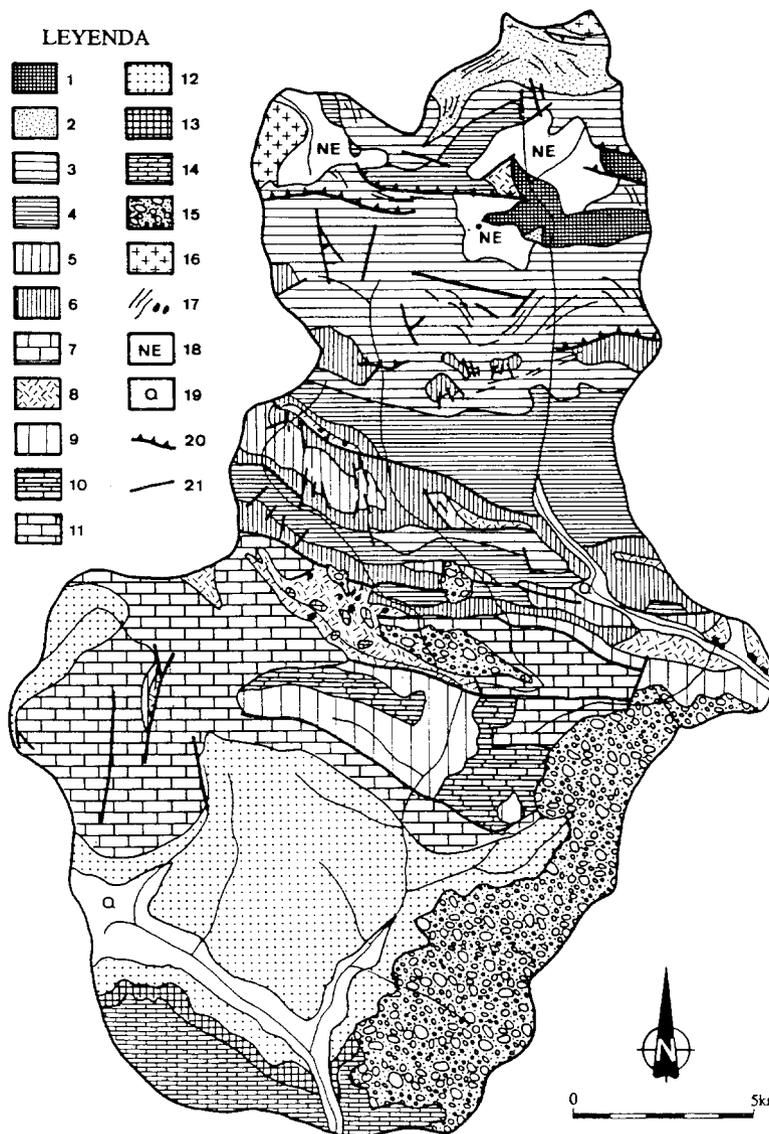


Figura 2.- Mapa geológico del área de estudio. Leyenda: 1) Cámbrico-Ordovícico; 2) Silúrico; 3) Devónico; 4) Carbonífero; 5) Permotriás; 6) Buntsandstein; 7) Muschelkalk; 8) Keuper; 9) Jurásico; 10) Cretácico Inferior; 11) Cretácico Superior (Fm. Calizas de Baciero); 12) Cretácico Superior (Fm. Vallcarga); 13) Paleoceno; 14) Eoceno; 15) Oligoceno; 16) Rocas intrusivas; 17) Diques/ofitas; 18) Sustrato no expuesto; 19) Cuaternario; 20) Cabalgamientos; 21) Fallas importantes (según GARRIDO, A., 1973; MEY, P.H.W., 1968 a, b; REILLE, J.L., 1971; SOUQUET, P., 1967; WENNEKERS, J.H.N., 1968 y elaboración propia).

Clasificación

Los intentos de encuadrar los movimientos en masa rápidos han sido numerosos (VARNES, D.J., 1958, 1978; NEMCOK, A. *et al.*, 1972; HUTCHINSON, J.N., 1988, etc.), y las diversas clasificaciones se han venido realizando atendiendo a criterios muy variados como tipo, alcance y dimensión del movimiento, características del material implicado, geometría del área de rotura y del depósito resultante y, en una buena parte de los casos, morfología de la masa desplazada. En general, y aunque la variedad de los factores condicionantes y la complejidad de sus esquemas de actuación hacen difícil llevar a cabo un enmarque simplificado, las tipologías propuestas durante los últimos años han ido unificando algunos criterios básicos, existiendo en la actualidad un creciente consenso en basar la clasificación en los mecanismos elementales de rotura del talud o ladera.

De las tipologías mencionadas, la más interesante para propósitos geomorfológicos -y la adoptada en nuestro trabajo- es la de VARNES, D.J. (1978; modificada de VARNES, D.J., 1958), que utiliza diferentes elementos definitorios de fácil cuantificación (clase de depósito, velocidad, pautas de movimiento, contenido en agua o grado de saturación), recogiendo toda una variada tipología de desplazamientos -desprendimientos, vuelcos, deslizamientos, expansiones laterales, movimientos de flujo y movimientos complejos- y dividiendo el material implicado en tres categorías: substrato, derrubios con abundancia de fracciones groseras y derrubios con abundancia de finos. De esta clasificación -y, en parte, de las llevadas a cabo por COROMINAS, J. y ALONSO, E. (1984), GARCIA YAGÜE, A. (1988) y COROMINAS, J. (1989 b), sobre todo en lo que hace referencia a la nomenclatura en castellano- nos hemos servido, con ligeras modificaciones, para identificar y analizar los movimientos en masa rápidos reconocidos en el área de estudio.

A partir del examen exhaustivo de fotogramas aéreos y del posterior trabajo de campo, se han llegado a localizar así un total de 387 puntos con movimientos en masa rápidos dentro del tramo de análisis. Hemos diferenciado cuatro modalidades básicas simples: coladas y flujos (77 casos: 20,1% del total), deslizamientos (23 casos: 5,6%), desprendimientos rocosos (18 casos: 4,7%) y microdesprendimientos-deslizamientos (269 casos: 69,6%), fundándonos en su representación mayoritaria en el área y en sus características morfológicas dominantes. No obstante, en ocasiones -cuando la masa desplazada alcanza una magnitud considerable (flujos de Torre la Ribera-Brallans-Vilas del Turbón o Ampriu; deslizamientos de Espés Bajo, La Muria, Planatozal o Fonchanina N; desprendimientos rocosos de la pared oriental del Turbón, Tosal de Sis, Peña del Serradillo o Castarnés)- los movimientos se complican, apareciendo deformaciones en movimientos rotacionales o generándose desplazamientos rotacionales locales dentro de un flujo.

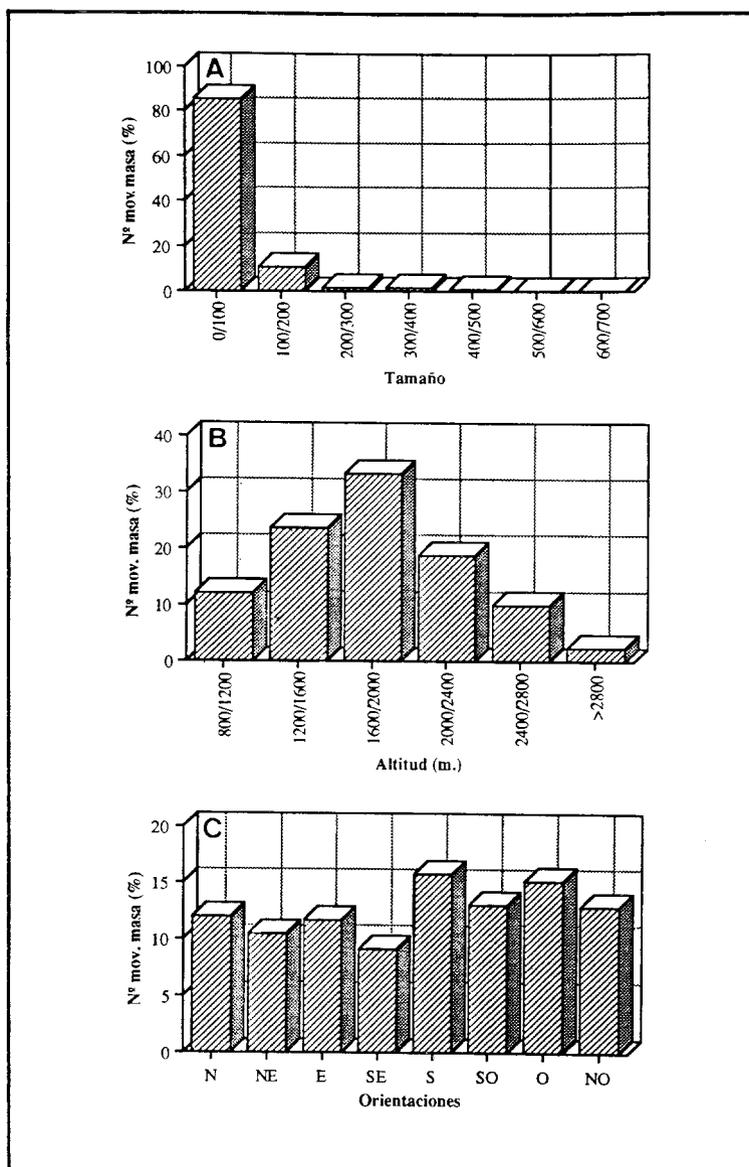


Figura 3.- Número de movimientos en masa rápidos identificados en el área de estudio según su tamaño (en miles de m²) (A); Número de movimientos en masa rápidos identificados en el área de estudio según su distribución altitudinal (B); Número de movimientos en masa rápidos identificados en el área de estudio según orientaciones (C).

Debe resaltarse además que, en gran parte de las ocasiones, estos mecanismos comparten su localización con los sectores donde los procesos de movilización de los materiales por crioreptación, geli-solifluxión o reptación son predominantes. La relación entre zonas con activa presencia de fenómenos de flujo lento y el desencadenamiento ocasional en ellas de movimientos en masa rápidos -al disminuir la resistencia general del suelo y crearse múltiples puntos origen de potenciales planos de deslizamiento- ha sido expuesta en diversos trabajos ya desde antiguo (TERZAGHI, K., 1950. En VAN ASCH, T.W.J., 1984; TING, J.M., 1983; MOEYERSONS, J., 1989; POTTS, D.M. *et al.*, 1990; ó VAN ASCH, T.W.J. y VAN GENUCHTEN, P.M.B., 1990).

Las litologías y depósitos afectados se corresponden fundamentalmente con los materiales propensos a la inestabilidad mencionados anteriormente. Los depósitos superficiales aportan el mayor porcentaje de movimientos (53,9% de los casos), en gran medida encuadrados en la categoría de microdesprendimientos-deslizamientos, y en los que no llega a implicarse el substrato rocoso. Siguen a continuación los afloramientos del *flysch* turbidítico localizados al sur de la Sierra de Ballabriga (21,4%) con movilizaciones traducidas, esencialmente, en flujos y coladas de dimensiones variables; los tramos esquisto-pizarrosos de las zonas de cabecera (10,7%), generadores de flujos/coladas y deslizamientos rotacionales de gran tamaño; los yesos y margas del Keuper de la Depresión de Laspaules-Castarnés (5,3%), con deslizamientos y microdesprendimientos-deslizamientos; y el sector margo-arcilloso de la Sierra de Sis (4,6%), con abundancia de procesos de microdesprendimientos-deslizamientos y puntuales desprendimientos rocosos. El resto de los casos identificados -básicamente desprendimientos rocosos y flujos de derrubios desarrollados sobre litologías calcáreas y dolomíticas- supone tan sólo el 4,1% del total.

La superficie ocupada por cada uno de de los movimientos-destaquemos que se trata siempre del espacio areal, y no de estimaciones volumétricas -oscila entre los 650.000 y los 500 m² (Fig. 3 a), con un claro pico en el intervalo 0-100.000 m² (85,8%) y una dimensión media cercana a los 20.000 m². La máxima altitud media (Fig. 3 b) a la que se localizan es de 2.890 m (Collado de Llauset), y la mínima de 920 m, en las proximidades del nivel de base constituido por el cauce del río Isábena. En el valor medio de las altitudes (1.980 m) influye notablemente la homogénea distribución espacial-altitudinal de los fenómenos tanto en el sector de serrezuelas construidas sobre las facies turbidíticas del SE del área de trabajo, como en el de cabecera de los ríos Isábena y Baliera. La orientación de los movimientos en masa analizados (Fig. 3 c) no muestra sesgos marcados hacia ningún componente en particular, haciendo difícil el llegar a inferir posibles alteraciones en sus pautas de distribución relacionadas con condicionantes de tipo morfotopográfico o microclimático. El ligerísimo incremento de los valores de los intervalos sur y oeste (15,7% y 15,1%, respectivamente) debe de

estar ligado a la existencia de direcciones preferenciales en el buzamiento de las capas del *flysch* de la Formación Vallcarga, donde la presencia de secuencias rítmicas métricas arenisco-margoso-arcillosas motiva la aparición canalizada de flujos a expensas de estos dos últimos materiales. Los valores de pendiente en los sectores afectados tampoco parecen tener una importancia trascendente, puesto que oscilan -dentro de espacios muy reducidos- entre 5° y 30°, sin provocar modificaciones notables en el número y densidad de los movimientos.

Es difícil situar cronológicamente, aunque sea de forma relativa, los procesos que acabamos de enumerar. Tan sólo puede afirmarse su carácter poligénico -con funcionamiento intermitente- ligado a la existencia de condiciones climáticas propicias. La única datación histórica que poseemos hace referencia a los mecanismos masivos de flujo que tuvieron lugar en el sector de Torre la Ribera-Brallans-Las Vilas del Turbón a principios del presente siglo (SOLER y CARCELLER, J.P., 1907), aunque no cabe duda que su rango temporal de actuación puede remontarse a fases mucho más antiguas, plenamente inscritas en el Pleistoceno, como ya hemos puesto de manifiesto en otros trabajos al analizar los depósitos de derrubios estratificados, de nivación y los procesos generadores de glaciares rocosos en el entorno del Macizo del Turbón-Sierra de Ballabriga (CHUECA, J., 1992, 1993; CHUECA, J. y JULIAN, A., 1991). La funcionalidad de estos mecanismos en la zona de análisis es constatable -sobre todo en las áreas litológicamente favorables, o en las que la construcción de infraestructuras ha provocado alteraciones importantes en la topografía de las vertientes- y va estrechamente unida a períodos de intensas precipitaciones que motivan sobresaturamientos en los materiales y una subsecuente inestabilidad, aunque sin excluirse totalmente otros factores desencadenantes-sismicidad (muy elevada en esta región pirenaica), neotectónica, etc.- mencionados por diversos autores (CAMPBELL, I.A. y EVANS, D.J.A., 1990; CURRY, B.B. y MELHORN, W.N., 1990; FILION, L. *et al.*, 1991). La comparación entre fotogramas aéreos de los años 1957 y 1981 muestra, cuando menos, una importante actividad subactual de los procesos de flujos de derrubios en la cabecera del valle de Llauset, al pie de la cara meridional del Pico de Vallibierna, confirmada en principio por las dataciones liquenométricas -hasta la fecha no sistemáticas- que hemos iniciado en los depósitos de derrubios gravitatorios del sector (y similar a la detectada en el vecino valle de Benasque; CHUECA, J. y JULIAN, A., 1992).

A. Coladas y flujos

Las coladas y flujos (con estos términos englobamos las denominaciones *rock*, *debris* y *earth flows* de VARNES, D.J., 1978; y las de coladas de barro y corrientes y aludes de derrubios de COROMINAS, J. y ALONSO, E., 1984; GARCIA YAGÜE, A., 1988 y COROMINAS, J., 1989 b) desarrollados en la zona de estudio -y extremadamente frecuentes en todo el ámbito pirenaico (GARCIA-RUIZ, J.M. y

PUIGDEFABREGAS, J., 1982, 1984; CLOTET, N. y GALLART, F., 1984; COROMINAS, J., 1984, 1990; COROMINAS, J. y ALONSO, E., 1984; SOETERS, R., 1984; BENITO, G., 1989; GARCIA-RUIZ, J.M., 1989; MARQUES, M.A. y MORA, E., 1990; SERRANO, E., 1991)- están relacionados con materiales no consolidados. Según la clasificación de VARNES, D.J. (1978), corresponden a desplazamientos de masas que -por la forma de movimiento del material y por su aparente distribución de velocidades- asemejan fluidos viscosos. De esta forma, los materiales implicados actúan temporalmente como un fluido, por lo que sufren una deformación continua donde no se identifican superficies de rotura. Dan lugar a depósitos elongados, lobulados en su pie, pudiendo desplazarse a grandes distancias por encima de una o múltiples superficies de cizalla.

El número de casos identificado en el área de trabajo se eleva a 77, desarrollados fundamentalmente sobre el *flysch* de la Formación Vallcarga (41,3%) y los niveles esquisto-pizarrosos del Paleozoico axial (24,7%), oscilando sus dimensiones entre los 3.700 y los 650.000 m², y ubicándose a una altura media de 1.840 m. Aunque la mayor densidad del fenómeno se alcanza en las proximidades de San Saturnino (5 casos/km²), cerca de la divisoria de aguas entre el Arroyo de Villacarlí y el río Isábena, los mejores ejemplos se localizan en dos sectores: a) el estrecho corredor que va desde Torre la Ribera a Las Vilas del Turbón donde, favorecidos por la disminución del número de los ritmos calcáreos, las margas grises azuladas del miembro Salas -extremadamente plásticas (I.P.: 37,2; subtipo CH de la clasificación S.U.C.S., representativo de las arcillas inorgánicas de alta plasticidad; Tabla 2)- afloran con notable espesor y elevado buzamiento y generan macroflujos de enormes dimensiones, la magnitud de alguno de los cuales llegó a provocar, a principios del presente siglo (SOLER y CARCELLER, J.P., 1907), el abandono por sus habitantes de la pequeña localidad de Torre la Ribera, modificando incluso la trayectoria del Bco. de Villacarlí; y b) el circo glaciar del Ampriu, en su vertiente occidental, al pie de la Sierra de Pasolovino, donde se ubica la mayor colada/flujo catalogada en la zona de estudio (Els Muidos, 650.000 m² y varios millones de metros cúbicos desplazados) y otra serie de casos de menor tamaño, de edad indeterminada, que implican netamente al substrato esquisto-pizarroso -muy alterado y con numerosas debilidades estructurales (planos de estratificación y esquistosidad) que reducen su resistencia-propenso a la saturación en condiciones no drenadas y con un índice de plasticidad considerable (I.P.: 38,5; subtipo CH de la clasificación S.U.C.S., representativo de las arcillas inorgánicas de alta plasticidad; Tabla 2).

B. Deslizamientos

Los deslizamientos (*rotational y translational slides* de VARNES, D.J., 1978) localizados en el área de estudio (23 en total) pertenecen mayoritariamente al subtipo rotacional, y son debidos a la actuación de fuerzas que generan movimientos rotacionales -en general de trayectoria rectilínea- alrededor de un punto-eje situado

por debajo del centro de gravedad de la unidad desplazada. La rotación implica a menudo la inclinación a contrapendiente de la cabecera del movimiento acompañada de un hundimiento y del correspondiente abombamiento del pie. En ciertas ocasiones, sin embargo, tal y como señala COROMINAS, J. (1989 b), es normal que los deslizamientos rotacionales puros se combinen con otro tipo de movimientos, o que la masa movilizada se fragmente en un desplazamiento descendente, mezclándose y fluyendo al perder su contextura original y originando movimientos complejos. Fenómenos similares aparecen descritos en el área pirenaica por SOUTADE, G. (1980); GARCIA-RUIZ, J.M. y PUIGDEFABREGAS, J. (1982, 1984); PEÑA, J.L. (1983); BATLLE, A. (1984); BRU, J. *et al.* (1984); CLOTET, N. y GALLART, F. (1984); COROMINAS, J. (1984); COROMINAS, J. y ALONSO, E. (1984); TORAL, T. (1984); GARCIA-RUIZ, J.M. (1989); o SERRANO, E. (1991).

Los principales ejemplos de la zona de trabajo se han reconocido en las proximidades de las localidades de La Muria, Espés Bajo y Fonchanina, y en el paraje de Planatozal-El Cuaderco, y suelen estar asociados -cuando menos en los tres primeros casos- a la existencia de planos de deslizamiento muy netos desarrollados a partir del contacto entre materiales competentes y niveles plásticos con tendencia a la saturación (el valor del índice de plasticidad de los potentes depósitos de alteración existentes en el punto de muestreo de Fonchanina se eleva a 23,5; y es encuadrable en el subtipo CL de la clasificación S.U.C.S., representativo de las arcillas inorgánicas de baja a media plasticidad; Tabla 2): calizas de las Formaciones Prada y Bacieroyesos/margas del Keuper (mesozoico); unidades calcáreas de la Formación Basibé-unidades pizarroso-esquistosas de las Formaciones Fonchanina y Aneto (paleozoico), etc.

Especialmente, las superficies afectadas van desde los 460.000 hasta los 10.000 m², situándose a alturas comprendidas entre los 960 y los 2.280 m (altura media: 1.660 m). Todos estos movimientos son -en general- antiguos, pero aún funcionales ocasionalmente, y con frecuencia se puede reconocer en su dorso un escarpe rocoso testigo de la cicatriz del deslizamiento. Habitualmente, la masa desplazada tiene el aspecto de haber sufrido dislocaciones, siendo difícil reconocer la estratificación original. En algunos casos es evidente que los deslizamientos no son rotacionales puros, sino formas complejas con flujos de pie del tipo *slump earth flows* de VARNES, D.J. (1978). Los estratos arenoso-margosos, calcáreos y los depósitos de vertiente aparecen buzando a contrapendiente y en mayor grado que la serie estratigráfica general, generando puntualmente depresiones cerradas con drenaje defectuoso.

C. Desprendimientos rocosos

Los desprendimientos identificados -tan sólo 18, lo que da buena muestra de la escasa representatividad de esta tipología- se desarrollan fundamentalmente sobre litologías calcáreas y conglomeráticas, muy fisuradas por la existencia de una densa red de fracturación y diaclasado que ha ayudado en el desarrollo de bloques individualizados (Tabla 1), encuadrándose en la categoría de *rock falls* de VARNES, D.J. (1978) o CARSON, M.A. y KIRKBY, M.J. (1972) y parcialmente en la de desprendimientos por gelifración de COROMINAS, J. y ALONSO, E. (1984). Son movimientos masivos, extremadamente rápidos, generados en condiciones topográficas muy específicas con presencia de cantiles o escarpes verticalizados que permiten la caída libre de los materiales.

El área ocupada por estas morfologías oscila entre los 120.000 y los 18.000 m², ubicándose a una altitud media de 1.950 m. Los valores de orientación son poco representativos, dado lo limitado de su número, pero parecen indicar la ausencia de exposiciones significativamente diferenciadas. Destacan por su volumen los casos, de cronología aparentemente muy antigua, localizados en la pared oriental de la *combe* del Macizo del Turbón, donde el desprendimiento de varios millones de metros cúbicos de calizas micríticas del Turoniense-Cenomaniense superior -del tipo de los *Bergsturz* o *Sturtzström* descritos por WHALLEY, W.B. (1974); GARDNER, J.S. (1980); JOHNSON, P.G. (1983, 1984 a, b, 1987); ó WHALLEY, W.B. *et al.* (1983), en ámbitos montañosos- dio lugar a la aparición de los glaciares rocosos, hoy totalmente relictos, Turbón-1 y Turbón-2 (CHUECA, J. y JULIAN, A., 1991); y los desprendimientos rocosos de conglomerados de la vertiente meridional del Tosal de Sis. Otros ejemplos de menores dimensiones, pero de génesis más reciente, incluyen las movilizaciones de calizas masivas en las proximidades de Castarnés, dispuestas sobre substrato margoyesífero y con claros síntomas de reactivación parcial (RENGERS, N. *et al.*, 1991), ó los desprendimientos de la Peña del Serradillo, favorecidos por el buzamiento pseudovertical de las capas calcáreas del flanco meridional del sinclinal de Alins.

D. Microdesprendimientos-deslizamientos

Dentro de esta denominación hemos pretendido englobar todas aquellas fenomenologías (269 casos), muy extendidas espacialmente en el ámbito de los geocomplejos morfodinámicos alpino y (nival)/subnival (CHUECA, J., 1993), que no superan los 2.000 m² de superficie. Muestran características de los dos mecanismos que acabamos de citar -deslizamientos y desprendimientos rocosos- aunque el principal factor diferenciador radica en su desarrollo preponderante sobre depósitos superficiales (87,3% del total), sin llegar a implicar al substrato en el proceso de movilización. En este sentido, por su morfología y ubicación altitudinal, podrían asimilarse en ocasiones a los *active layer failures/glides, detachment failures* o *skin*

flows descritos en ámbitos periglaciares por WEEKS, A.G. (1969) ó CHANDLER, R.J. (1970), generados, tanto por la acción estacional de procesos de hielo-deshielo que motivan la existencia repetida de un alto contenido hídrico en la capa activa, cercano al límite líquido, que provoca pérdidas en la fuerza cohesiva del suelo y subsecuentes movilizaciones del material (MC ROBERTS, E.C. y MORGENSTERN, N.R., 1974 a, b), como por la presión ejercida sobre los depósitos cuando el regolito deshelado se consolida bajo su propio peso (*thaw consolidation*; LEWKOWICZ, A.G., 1988).

Su máximo desarrollo se registra en los espacios somitales empradizados de las áreas paleozoicas de cabecera, del Macizo del Turbón y de la Sierra de Sis, sobre suelos con abundancia de finos y plasticidad bien marcada (en el punto de muestreo de la Sierra de Sis, el I.P obtenido alcanza un valor de 26,8; encuadrable en el subtipo CL de la clasificación S.U.C.S., representativo de las arcillas inorgánicas de baja a media plasticidad; Tabla 2), detectándose la presencia de las densidades más elevadas en el primero de los sectores (20 casos/km²; tramo Sierra de Llauset-Menada-Comadelo). De hecho, los valores de localización altitudinal son los más altos de los registrados en las cuatro categorías analizadas, concentrándose en un 69% de las ocasiones en la franja altitudinal que va de los 2.400 a los 2.700 m (altura media: 2.380 m; altura máxima 2.900 m; altura mínima: 1.160 m), y siendo notablemente superiores a los de las coladas-flujos, deslizamientos y desprendimientos rocosos. Estos límites podrían incluso marcar con una mayor veracidad la franja real de funcionalidad de los procesos de tipo periglacial generadores hoy en día de movimientos en masa rápidos en la zona de trabajo.

CARTOGRAFIA DE RIESGOS

A pesar de que prácticamente la totalidad de los movimientos en masa descritos en la zona de trabajo se producen en espacios poblacionalmente semi-desertizados, donde su incidencia sobre la infraestructura humana es -cuando menos en la actualidad- mínima, su contribución puntual al deterioro del paisaje es más que evidente, conformando auténticos focos de erosión que pueden progresar desmantelando suelos y haciendo desaparecer la cobertera vegetal, modificando así el flujo energético del sistema y generando -en un claro ejemplo de retroalimentación (BRUNSDEN, D., 1973)- inestabilidades potenciales adicionales.

Para determinar el grado de riesgo que posee el área de estudio hemos elaborado una cartografía general, realizando una zonación del territorio en función de la posibilidad de que se produzcan en él alteraciones ligadas a la actuación de mecanismos de movimientos en masa rápidos y lentos.

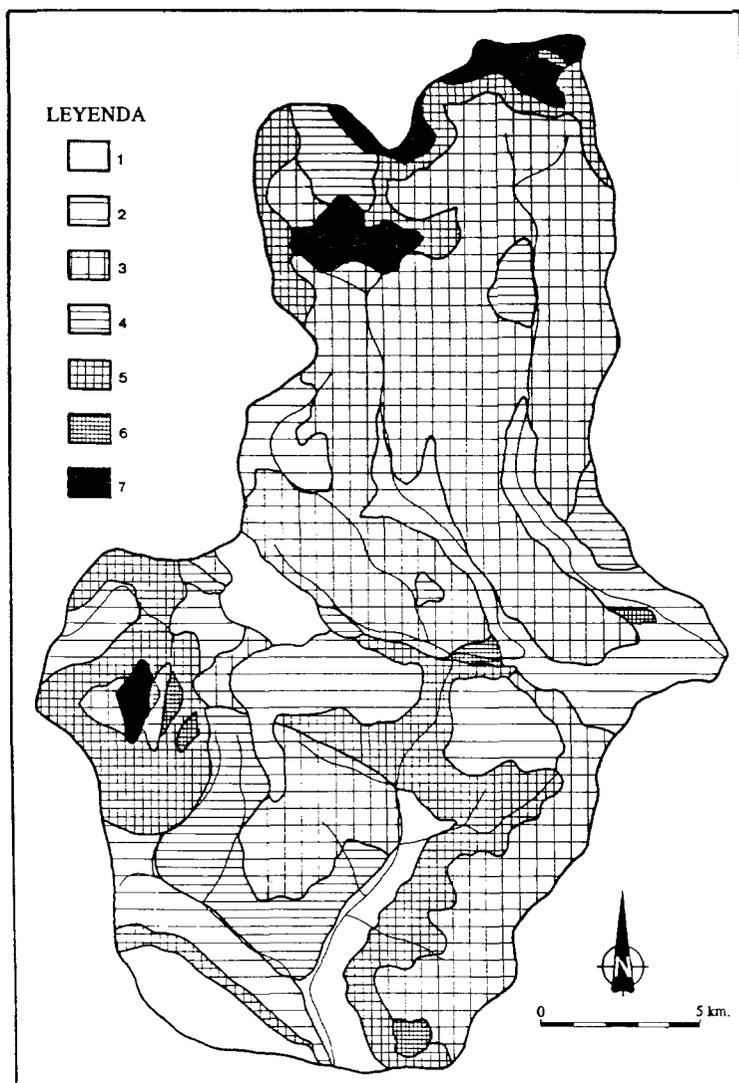


Figura 4.- Mapa de riesgos del área de estudio. Leyenda: 1) Áreas donde no se han localizado fenómenos activos o potenciales que constituyan un riesgo; 2) Áreas de bajo nivel de riesgo: fenómenos locales y/o de pequeña magnitud; 3) Áreas con riesgo: procesos geli-solifluidales y movimientos por criorreptación y reptación; 4) Áreas con riesgo: deslizamientos rotacionales, coladas-flujos y movimientos en masa complejos; 5) Áreas con riesgo: desprendimientos gravitacionales menores; 6) Áreas con riesgo: macrodesprendimientos rocosos; 7) Áreas con riesgo: procesos de aludes/avalanchas.

Según COROMINAS, J. (1988), para llevar a cabo la estimación de peligrosidad de un área debe detectarse la inestabilidad y las condiciones en que se produce, analizando el comportamiento de los materiales implicados y prediciendo la potencialidad del fenómeno. Así, el problema reside en poder determinar el grado de riesgo de las laderas a partir de la observación de los factores que favorecen los movimientos en masa (estudio histórico y localización de pasados movimientos en masa, disposición de la estructura, litología, pendiente, clima, etc.), para ulteriormente poder predecir áreas con características semejantes y zonas potencialmente inestables.

Con este fin confeccionamos el mapa de peligrosidad o riesgos -con base fundamentalmente geomorfológica- del espacio objeto de análisis en este trabajo (Fig. 4) [entendiendo por peligrosidad, con PANIZZA, M. (1987), la probabilidad de que un cierto fenómeno productor de inestabilidad en una vertiente se verifique en un determinado intervalo de tiempo y en un área dada. Este mismo autor considera el riesgo como el producto entre la peligrosidad y la vulnerabilidad (probabilidad de que una determinada situación económico-social sufra daños cuando es sometida a inestabilidad)]. Para su realización se han tenido en cuenta los condicionantes reflejados en la cartografía geomorfológica, geológica, litológica, de pendientes, orientaciones y vegetación de la zona, elaborada previamente en otros trabajos (CHUECA, J., 1992, 1993), así como los datos producto del reconocimiento fotogeológico y de campo. En la leyenda se ha utilizado una zonación semejante a la empleada por COROMINAS, J. (1986) en el Mapa de Riesgos Geológicos a escala 1:50.000 del Pirineo catalán, teniéndose en cuenta, asimismo, alguna de las indicaciones incluidas en GARCIA-RUIZ, J.M. y PUIGDEFABREGAS, J. (1982), VILAPLANA, J.M. (1984, 1989), BOSCH, X. y VILAPLANA, J.M. (1988) ó BENITO, G. (1989), en las obras recopilatorias de RAMOS, A. (1979) y CLAVER, I. (1981), ó en las memorias de los Mapas de riesgos naturales ligados a movimientos de terrenos de la zona de Jaca o de Plan-Bielsa, a escala 1:25.000/1:10.000, efectuados por IBERGESA (1980 a, b).

En general, dentro de las áreas con riesgos se ha intentado precisar aquellos movimientos que, por las características geológicas y geomorfológicas de la zona, son dominantes. La leyenda incluye los siguientes apartados: a) áreas donde no se han localizado fenómenos activos o potenciales que constituyan un riesgo; b) áreas de bajo nivel de riesgo: fenómenos locales y/o de pequeña magnitud; c) áreas con riesgo: procesos geli-solifluidales y movimientos por crioreptación y reptación; d) áreas con riesgo: deslizamientos rotacionales, coladas-flujos y movimientos en masa complejos; e) áreas con riesgo: desprendimientos gravitacionales menores; f) áreas con riesgo: macrodesprendimientos rocosos; y g) áreas con riesgo: procesos de aludes/avalanchas.

Como puede observarse (Fig. 4), la mayor parte de los procesos se concentran en el dominio supraforestal deglaciado de las cabeceras de los ríos Isábena y Baliera y en los circos del Ampriu y de Llauset, alrededor de la mole del Turbón-Sierra de Ballabriga, en los tramos con afloramientos del *flysch* de la Formación Vallcarga y de materiales margo-yesíferos del Keuper en la Depresión de Laspaules-Castarnés y bajo los escarpes conglomeráticos verticalizados de la Sierra de Sis. Los únicos espacios con riesgos minimizados y/o ausentes son los fondos de valle (arroyo de Villacarlí, cauces del Isábena y Baliera) -sin entrar a analizar su posible susceptibilidad a las inundaciones y crecidas- y las extensas superficies, más o menos aplanadas por arrasamientos erosivos o procesos de disolución kárstica, del poljé de Selvapiana, La Plana y Las Colladetas del Turbón, o el área somital de la Sierra del Chordal-Vedado y los glacis ubicados a su pie.

CONCLUSIONES

La variedad de los tipos (coladas y flujos; deslizamientos; desprendimientos rocosos y microdesprendimientos-deslizamientos), dimensiones (variables entre los 650.000 y los 500 m²), emplazamiento y cronología de los movimientos en masa rápidos localizados en el sector de trabajo es notable, y se apoya en la presencia de una serie de litologías y depósitos superficiales extremadamente favorables al desarrollo de este tipo de procesos y con una amplia representación espacial: *flysch* de la Formación Vallcarga, materiales esquisto-pizarrosos del Paleozoico del tramo axial, yesos y margas abigarradas del Keuper, conjunto superior margo-arcilloso del oligoceno de la Formación Collegats. Su funcionalidad va estrechamente unida a períodos de intensas precipitaciones, que motivan sobresaturamientos en los materiales y una subsecuente inestabilidad, aunque no pueden excluirse totalmente otros factores desencadenantes: sismicidad (muy elevada en esta región pirenaica), neotectónica, etc.

BIBLIOGRAFIA

- ABRAHAM, A.D. y PARSONS, A.J. (1987): "Identification of strength equilibrium rock slopes: further statistical considerations," *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 631-635.
- AYDAN, O., SHIMIZU, Y. e ICHIKAWA, Y. (1989): "The effective failure modes and stability of slopes in rock masses with two discontinuity sets", *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 22, 163-188.

- BATLLE, A. (1984): "Nota sobre un deslizamiento de talud en la población de Cabdella (Pallars Jussà, Lleida)". En ETSICCP, *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, Barcelona, I-5.1.
- BENITO, G. (1989): *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Gállego*, Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 764, (inédita).
- BOSCH, X. y VILAPLANA, J.M. (1988): "Evolución del manto nival y riesgo de aludes en el Pirineo Catalán". En ALONSO, E. y COROMINAS, J. (Eds.), *II Simposio sobre taludes y laderas inestables*, Andorra, 13-24.
- BROTODIHARDJO, A.P. (1979): *Engineering geological investigation using photo interpretation, field geophysical and laboratory investigation on a part of the Central Pyrenees around Vilaller*, ITC M.Sc. Thesis, (inédita).
- BRU, J., JULIA, J.R. y MARQUES, R.A. (1984): "El moviment de massa de Pont de Bar: dinàmica geomorfològica". En ETSICCP, *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, Barcelona, I-3.1.
- BRUNSDEN, D. (1973): "The application of systems theory to the study of mass movement", *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 8, 185-207.
- CAMPBELL, I.A. y EVANS, D.J.A. (1990): Glaciotectonism and landsliding in Little Sandhill Creek, Alberta, *Geomorphology*, 4, 19-36.
- CARSON, M.A. y KIRKBY, M.J. (1972): *Hillslope form and process*, Cambridge Univ. Press, 475 p.
- CLAVER, I. (coord.) (1981): *Guía para la elaboración de estudios del medio físico: contenido y metodología*, Ministerio Obras Públicas y Transportes, Madrid, 572 p.
- CLOTET, N. y GALLART, F. (1984): "El deslizamiento de La Coma (Solsonès, Catalunya) de Noviembre de 1982". En ETSICCP, *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, Barcelona, I-6.1.
- COROMINAS, J. (1984): "Sobre la formación de coladas de barro en el Pirineo Catalán". En ETSICCP, *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, Barcelona, I-9.1.
- _____, (coord.), (1986): *Memoria de la cartografía de riscos geològics de les comarques de muntanya de Catalunya*, Conselleria de Pol. Territ. i O. Pub., Generalitat de Catalunya.
- _____, (1988): "Criterios para la confección de mapas de peligrosidad de movimientos de ladera", *Riesgos Geológicos, Serie Geología Ambiental IGME*, 193-201.
- _____, (Ed.) (1989 a): *Estabilidad de taludes y laderas naturales*, Monog. n° 3 SEG, 248

- _____, (1989 b): "Clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera". En COROMINAS, J. (Ed.), *Estabilidad de taludes y laderas naturales*, Monog. n° 3 SEG, 1-30.
- _____, (1989 c): "Litologías inestables". En COROMINAS, J. (Ed.), *Estabilidad de taludes y laderas naturales*, Monog. n° 3 SEG, 81-96.
- _____, (1990): "Influencia del glaciario cuaternario en la estabilidad de las laderas del valle del Valira d'Orient (Andorra)", *I Reun. Nac. de Geomorfol.*, Teruel, 521-532.
- COROMINAS, J. y ALONSO, E. (1984): "Inestabilidad de laderas en el Pirineo catalán. Tipología y causas". En ETSICCP, *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, Barcelona, C-1.
- CURRY, B.B. y MELHORN, W.N. (1990): "Summit Lake landslide and geomorphic history of Summit Lake basin, northwestern Nevada", *Geomorphology*, 4, 1-17.
- CHANDLER, R.J. (1970): "Solifluction on low angle slopes" in Northamptonshire, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 3, 65-69.
- CHUECA, J. (1992): *Análisis geomorfológico de la fenomenología glacial y periglacial en el Macizo del Turbón-Sierra de Ballabriga (Pirineo oscense)*, Instituto de Estudios Altoaragoneses, Diputación Provincial de Huesca, Huesca, Edición Microfichas-Serie Geografía, 212 (+ anexo cartográfico).
- _____, (1993): *Geomorfología de la Alta Ribagorza: análisis de la dinámica de procesos en el ámbito supraforestal*, Serie Estudios Geográficos, n° 1, Asociación Guayente, Huesca, 250 p.
- CHUECA, J. y JULIAN, A. (1991): "Génesis de glaciares rocosos a partir de desprendimientos rocosos masivos: Macizo del Turbón (Pirineo oscense)", *Alisios*, 71-80.
- _____, (1992): Memoria del Proyecto de Investigación "La liquenometría como técnica de datación relativa en geomorfología: aplicaciones en depósitos de derrubios gravitatorios (valle de Benasque, Pirineo oriental oscense)", Instituto de Estudios Altoaragoneses, Diputación Provincial de Huesca, 76 p. (+ anexo cartográfico).
- EMBLETON, C. y KING, C.A.M. (1975): *Periglacial geomorphology: Glacial and periglacial geomorphology*, Arnold, 203 p.
- FILION, L., QUINTY, F. y BEGIN, C. (1991): "A chronology of landslide activity in the valley of Rivière du Gouffre, Charleviox, Quebec", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 250-256.
- FOOKES, P.G. (1991): "Geomaterials," *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 24, 3-15.
- GARCIA RUIZ, J.M. (1989): *Mapa geomorfológico de Sallent (Huesca). Escala 1:50.000*, Geoforma Ediciones, 29 p. (+ anexo cartográfico).

- GARCIA RUIZ, J.M. y PUIGDEFABREGAS, J. (1982): "Formas de erosión en el flysch eoceno surpirenaico", *Cuadernos de Inv. Geogr.*, 8, 85-128.
- _____, (1984): "Inestabilidad de laderas en el Pirineo aragonés: tipos de movimientos y su distribución geográfica", En ETSICCP, *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, Barcelona, I-41.
- GARCIA YAGÜE, A. (1988): "Clasificación tipológica de los movimientos de ladera". En ALONSO, E. y COROMINAS, J. (eds.) *II Simposio sobre taludes y laderas inestables*, Andorra, 53-64.
- GARDNER, J.S. (1980): "Frequency, magnitude, and spatial distribution of mountain rockfalls and rockslides in the Highwood Pass area, Alberta, Canada". En COATES, D.R. y VITEK, J.D. (Eds.), *Thresholds in geomorphology*, Allen & Unwin, Londres, 267-295.
- HUTCHINSON, J.N. (1988): "Morphological and geotechnical parameters of landslides" in relation to geology and hydrogeology, *V Int. Cong. on Landslides*, Lausanne, vol. 1, 3-35.
- IBERGESA (1980 a): *Mapa de riesgos naturales ligados a movimientos de terreno (escala 1:25.000): zona de Jaca (Huesca)* IGME, 47 p.(+ anexo cartográfico).
- _____, (1980 b): *Aspectos geotécnicos para la ordenación del territorio en zonas de montaña: área Bielsa-Plan*, IGME, 31 (+ anexo cartográfico).
- JOHNSON, P.G. (1983): "Rock glaciers: a case for a change in nomenclature", *Geog. Annaler*, 65 A, 27-34.
- _____, (1984 a): "Paraglacial conditions of instability and mass movement. A discussion", *Z. für Geomorph.*, 28, 235-250.
- _____, (1984 b): "Rock glacier formation by high magnitude low-frequency slope processes in the southwest Yukon," *Annals Assoc. Am. Geogr.*, 74, 408-419.
- _____, (1987): "Rock glacier: glacier debris systems or high-magnitude low-frequency flows". En GIARDINO et al., (Eds.), *Rock glaciers*, Allen y Unwin, Londres, 175-192.
- LEWKOWICZ, A.G. (1988): "Slope processes". En CLARK, M.J. (Ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley & Sons, Londres, 325-368.
- MARQUES, M.A. y MORA, E. (1990): "Predominio temporal de movimientos de masa de tipo flujo en bad-lands lutíticos (Conca de Tremp)", *I Reun. Nac. de Geomorfol.*, Teruel, 539-550.
- MC ROBERTS, E.C. y MORGENSTERN, N.R. (1974 a): "The stability of thawing slopes", *Canadian Geotechnical Journal*, 11, 447-469.

- _____, (1974 b): "Stability of slopes in frozen soil, Mackenzie Valley, NWT", *Canadian Geotechnical Journal*, 11, 554-573.
- MOEYERSONS, J. (1989): "A possible causal relationship between creep and sliding on Rwaza Hill, southern Rwanda", *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 597-614.
- MOON, B.P. (1986): "Controls on the form and development of rock slopes in fold terrane." En ABRAHAMSON, A.D. (Ed.), *Hillslope processes*, Allen & Unwin, Londres, 225-243.
- NEMCOK, A., PASEK, J. y RYBAR, J. (1972): "Clasificación de deslizamientos y otros movimientos de masas", *Rock mechanics*, 4, 71-78.
- PANIZZA, M. (1987): "Geomorphological hazard assessment and the analysis of geomorphological risk". En GARDINER, V. (Ed.), *International Geomorphology*, 1986, Part 1, Wiley & Sons, 225-229.
- PEÑA, J.L. (1983): "Dinámica reciente de vertientes en el valle medio del Segre (zona de Anya-Artesa de segre, prov. de Lérida)", *VIII Col. Geogr. Esp.*, 123-130.
- POTTS, D.M., DOUNAIS, G.T. y VAUGHAN, P.R. (1990): "Finite element analysis of progressive failure at Carsington Embankment", *Geotechnique*, 40, 79-101.
- PYE, K. y MILLER, J.A. (1990): "Chemical and biochemical weathering of pyritic mudrocks in a shale embankment," *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 23, 365-381.
- RAMOS, A. (dir.) (1979): *Planificación física y Ecología*, Biblioteca Universitaria, EMESA, Madrid, 216 p.
- RENGERS, N., SOETERS, R., VAN RIET, P. y VLASBLOM, E. (1991): "Large-scale engineering geologic mapping in the central Spanish Pyrenees," *ITC Journal*, 1991-4, 262-268 (+ anexo cartográfico).
- SELBY, M.J. (1980): "A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand", *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24, 31-51.
- _____, (1982): "Controls on the stability and inclinations of hillslopes on hard rock", *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 449-467.
- SERRANO, E. (1991): *Geomorfología glaciar de las montañas y valles de Panticosa y de la ribera de Biescas (Pirineo aragonés)*, Tesis Doctoral, Univ. Autónoma de Madrid, 952 p., (inédita).
- SOETERS, R. (1984): "Fenómenos de inestabilidad de pendiente en la zona de Montanuy (prov. de Huesca)". En ETSICCP, *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, Barcelona, I-7.1.

- SOLER y CARCELLER, J.P. (1907): "Movimientos de terrenos en Torrelarribera, prov. de Huesca", *Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, T. VII, 356-357.
- SOUTADE, G. (1980): *Modèle et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées Orientales*, Imp. Coop. du Sud-Ouest, 452 p.
- TAIB, M.I.F. (1978): *Geophysical investigation of a landslide with emphasis on shallow refraction seismic study at Montanuy*, ITC M.Sc. Thesis, (inédita).
- TERZAGHI, K. (1950): "Mechanism of landslides", *Geol. Soc. Am.*, Berkeley, 83-123.
- TING, J.M. (1983): "On the nature of the minimum creep rate-time correlation for soil, ice and frozen soil", *Canadian Geotechnical Journal*, 20, 176-182.
- TOLL, D.G. (1990): A framework for unsaturated soil behaviour, *Geotechnique*, 40, 31-44.
- TORAL, T. (1984): "Desplomes en los contactos Garumnense-Eoceno de la Cuenca de Tremp (Lleida)". En ETSICCP, *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, Barcelona, I-8.1.
- VAN ASCH, T.W.J. (1984): "Creep processes in landslides", *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 573-583.
- VAN ASCH, T.W.J. y VAN GENUCHTEN, P.M.B. (1990): "A comparison between theoretical and measured creep profiles in landslides", *Geomorphology*, 3, 45-55.
- VAN RIET, P.A.L.M. y VLASBLOM, E. (1989): *Engineering geological map Vilaller-Pont de Suert and Castarnés-Llesp, Spain*, Memoir 55, Netherlands Centre for Engineering Geology, Delft.
- VARNES, D.J. (1958): "Landslides types and processes." En ECKEL, (Ed.), *Landslides and Engineering Practice*, HRB Special Report nº 29, 20-47.
- _____, (1978): "Slope movements types and processes". En SCHUSTER y KRIZEK, (Eds.), *Landslides analysis and control*, TRB Special Report nº 176, 11-33.
- VILAPLANA, J.M. (1984): "Identificación de zonas inestables en los altos valles del Pirineo Ribagorzano (Noguera Ribagorzana y Noguera de Tor)". En ETSICCP, *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, Barcelona, III.2.1-II.2.14.p.
- _____, (1989): "Dinámica de las vertientes de la alta montaña y riesgos geológicos asociados", *La investigación en el Parque Nacional de Aigüestortes y Lago de Sant Maurici*, Primeras Jornadas sobre Investigación, ICONA, Lleida, 61-73.
- WASHBURN, A.L. (1973): *Periglacial processes and environments*, Arnold, 320 p.

_____, (1979): *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*, Arnold, 406 p.

WEEKS, A.G. (1969): "The stability of natural slopes in south-east England as affected by periglacial activity", *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 2, 49-63.

WHALLEY, W.B. (1974): *The mechanics of high-magnitude, low-frequency rock failure*, Geogr. Papers, Univ. of Reading, 27, 48 p.

WHALLEY, W.B., DOUGLAS, G.R. y JONSSON, A. (1983): "The magnitude and frequency of large rock-slides in Iceland in the Postglacial", *Geografiska Annaler*, 65 A, 99-110.