

ESTIMACIÓN DEL RIESGO GEOLÓGICO EN EL PARQUE NATURAL POSETS - MALADETA (Pirineo aragonés)

Instituto Geológico y Minero de España
Ministerio de Educación y Ciencia

Enero de 2008



INFORME	Identificación:
	Fecha: 6-06-2008
TÍTULO: ESTIMACIÓN DEL RIESGO GEOLÓGICO EN EL PARQUE NATURAL POSETS-MALADETA	
PROYECTO: ESTIMACIÓN DEL RIESGO GEOLÓGICO EN EL PARQUE NATURAL POSETS-MALADETA	
RESUMEN (continuar al dorso en caso necesario): <p>El Parque Posets-Maladeta fue definido y creado por la ley 3/1994, de 23 de junio, publicada en el Boletín Oficial de Aragón con fecha 1 de julio de 1994. Tiene una superficie de unas 3.500 has y su límite geográfico aproximado puede observarse en el mapa adjunto. El objetivo de los trabajos aquí presentados consiste en la estimación de la peligrosidad geológica en este parque natural, a una escala preliminar de 1/25.000, en relación con determinados procesos geológicos actuales como son los ligados a determinados movimientos del terreno: deslizamientos, aludes, flujos de derrubios, caída de rocas y avenidas torrenciales. Con este Estudio se plantea una metodología para obtener, mediante datos de campo y utilizando un Sistema de Información Geográfica, mapas de peligros geológicos en espacios naturales protegidos. Todo ello con el fin de que los gestores del Parque, los municipios afectados y la Sociedad en general, conozcan las amenazas y peligros de orden geológico que pueden afectar a estos territorios de extraordinario valor.</p> <p>Los trabajos realizados se dividen en las siguientes acciones o fases:</p> <ul style="list-style-type: none">• Recopilación de datos de base cartográficos, de fotografías aérea y ortofotos, modelos digitales del terreno, datos meteorológicos y de eventos históricos en relación con los movimientos de ladera, aludes de nieve, inundaciones y avenidas torrenciales.• Cartografía geomorfológica y de formaciones superficiales a escala 1/25.000 de la zona comprendida dentro de los límites del Parque.• Realización de mapas de susceptibilidad, a la misma escala 1/25.000, de movimientos del terreno, utilizando técnicas SIG• Estimación de las áreas susceptibles de sufrir inundaciones torrenciales en función de los datos meteorológicos y de cuenca.	
Revisión	Autores:
Nombre: Andrés Díez Herrero	Luis Laín Huerta Enrique Acosta Arias Miguel Llorente Isidro Juan Ballesteros Cánovas
Unidad: D.I. y Prospectiva Geocientífica	Responsable:
Fecha: 26-05-2008	Luis Laín Huerta

ÍNDICE GENERAL

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN.....	1
1.1.- NECESIDAD Y UTILIDAD DEL PROYECTO	1
1.2.- OBJETIVOS	2
1.3.- PARQUE NATRUAL POSETS-MALADETA.....	3
1.3.1.- MARCO GEOGRÁFICO.....	3
1.3.1.1.- Localización	3
1.3.1.2.- Clima e hidrología	5
1.3.1.3.- Vegetación y usos del suelo.....	6
1.3.2.- MARCO GEOLÓGICO	9
1.3.2.1.- La Cordillera Pirenaica.....	9
1.3.2.2.- Los Pirineos.....	10
1.3.2.3.- Geología del Parque	13
CAPÍTULO 2.- ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DEL PARQUE.	17
2.1.- ANTECEDENTES.....	17
2.2.- INTRODUCCIÓN	17
2.3.- EL MAPA GEOMORFOLÓGICO	20
2.3.1.- MODELADO ESTRUCTURAL	21
2.3.2.- MODELADO GLACIAR	28
2.3.3.- MODELADO PERIGLACIAR.....	55
2.3.4.- MODELADO DE LADERAS	79
2.3.5.- MODELADO FLUVIAL-ALUVIAL.....	107
2.3.6.- MODELADO LACUSTRE	117
2.3.7.- MODELADO KÁRSTICO	118
2.4.- HISTORIA GEOMORFOLÓGICA.....	128
2.4.1.- PERIODO GLACIAR.....	128
2.4.2.- PERIODO TARDIGLACIAR.....	132
2.4.3.- PERIODO POST-GLACIAR.....	133
2.5.- CONCLUSIONES	136

CAPÍTULO 3.- PELIGROSIDAD POR MOVIMIENTOS DE LADERA	137
3.1.- PELIGROSIDAD POR DESLIZAMIENTOS.....	137
3.1.1.- CONCEPTO GENERAL DE DESLIZAMIENTO SOMERO	137
3.1.2.- ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD POR DESLIZAMIENTOS.....	140
3.1.2.1.- Introducción y antecedentes	140
3.1.2.2.- Metodología y resultados.....	146
3.1.3.- CONCLUSIONES	225
3.2.- PELIGROSIDAD POR FLUJOS DE DERRUBIOS (DEBRIS FLOWS).....	227
3.2.1.- CONCEPTO GENERAL DE FLUJO	227
3.2.2.- FLUJOS DE MATERIAL GRANULAR Y DEBRIS FLOWS	230
3.2.3.- ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD POR FLUJOS DE DERRUBIOS	242
3.2.3.1.- Introducción y antecedentes	242
3.2.3.2.- Metodología y resultados.....	246
3.2.4.- CONCLUSIONES	310
3.3.- PELIGROSIDAD POR DESPRENDIMIENTOS (ROCK-FALLS).....	312
3.3.1.- CONCEPTO GENERAL DE DESPRENDIMIENTO.....	312
3.3.2.- ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD POR DESPRENDIMIENTOS DE ROCAS	317
3.3.2.1.- Introducción y antecedentes	317
3.3.2.2.- Metodología y resultados.....	319
3.3.3.- CONCLUSIONES	347
 CAPÍTULO 4.- PELIGROSIDAD POR ALUDES DE NIEVE	 349
4.1.- INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES.....	349
4.2.- CONCEPTO GENERAL DE ALUD DE NIEVE.....	357
4.2.1.- LA NIEVE	357
4.2.2.- EL ALUD.....	374
4.2.3.- CRITERIOS DE IDENTIFICACIÓN DE ZONAS PROBABLES DE ALUDES.....	386
4.3.- LA ZONA ESTUDIADA.....	403
4.4.- METODOLOGÍA.....	420
4.4.1.- ADQUISICIÓN, TRATAMIENTO DIGITAL Y ANÁLISIS DEL TERRENO MEDIANTE HERRAMIENTAS S.I.G.	421
4.4.2.- ELABORACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA	429
4.5.- PREDICCIÓN ESTADÍSTICA DE LAS MÁXIMAS ZONAS DE LLEGADA DE ALUDES	432
4.5.1.- INTRODUCCIÓN	432
4.5.2.- MODELO ESTADÍSTICO	433

4.6.- DOCUMENTOS OBTENIDOS	449
4.6.1.- EL MAPA DE ZONAS PROBABLES DE ALUDES	450
4.6.2.- EL REGISTRO DE ALUDES	453
4.6.3.- UTILIDAD Y LIMITACIONES DE USO DE LOS DOCUMENTOS OBTENIDOS.....	454
4.7.- CONCLUSIONES	457
CAPÍTULO 5.- PELIGROSIDAD POR AVENIDAS E INUNDACIONES	469
5.1.- INTRODUCCIÓN	469
5.1.1.- TIPOS Y ORIGEN DE LAS INUNDACIONES	469
5.1.2.- DESASTRES POR INUNDACIONES EN EL MUNDO Y EN ESPAÑA	472
5.1.3.- EL RIESGO POR AVENIDAS E INUNDACIONES EN ESPAÑA	473
5.2.- IMPACTOS DE LAS AVENIDAS E INUNDACIONES.....	475
5.3.- MÉTODOS DE ESTUDIO	478
5.4.- MÉTODOS APLICADOS EN POSETS-MALADETA.....	480
5.5.- CONCLUSIONES	489
BIBLIOGRAFÍA	491
<u>ANEXO I:</u> MAPA GEOMORFOLÓGICO	
<u>ANEXO II:</u> CARTOGRAFÍA DE ZONAS PROBABLES DE ALUDES. (4 MAPAS)	
<u>ANEXO III:</u> REGISTRO DE ALUDES CARTOGRAFIADOS. (86 FICHAS-INVENTARIO)	
<u>ANEXO IV:</u> CÁLCULOS DE LA MÁXIMA ZONA DE LLEGADA DE LOS ALUDES: MÉTODO ESTADÍSTICO	
<u>ANEXO V:</u> MAPA DE PELIGROSIDAD POR AVENIDAS E INUNDACIONES	

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- NECESIDAD Y UTILIDAD DEL PROYECTO

Por el Real Decreto 1953/2000 de 1 de diciembre son funciones del IGME “el estudio, investigación, análisis y reconocimientos en el campo de las Ciencias y Tecnologías de la Tierra; la creación de infraestructura de conocimiento; la información, la asistencia técnico-científica, el asesoramiento a las Administraciones públicas, agentes económicos y a la sociedad en general”.

Para cumplir dichas funciones debe de llevar a cabo una serie de actividades entre las que se encuentran: “Estudiar los riesgos por procesos geológicos, así como su previsión, prevención y mitigación; actuar como centro Nacional de Información y documentación en Ciencias de la Tierra, fomentando la existencia a nivel estatal y en relación con las Comunidades Autónomas y Entidades locales, de bases de datos, fondos documentales y sistemas de gestión y tratamiento de la información; colaborar y prestar asesoramiento técnico a los órganos y organismos públicos de la Administración General del Estado, a las Comunidades Autónomas y a otras entidades públicas y privadas para el desarrollo de programas y estudios específicos, en el campo de la actividad del IGME, así como fomentar la existencia y operatividad de canales y sistemas de información adecuados”

El conocimiento geocientífico que se genere por el IGME debe de colocarse en el centro del proceso de toma de decisiones sobre la gestión de los recursos geológicos, hidrogeológicos y minerales, la resolución de problemas geoambientales y la reducción de riesgos naturales de origen geológico.

Dentro de la estructura del IGME, a la Dirección de Recursos Minerales y Geoambiente (Artículo 16 del estatuto R.D. 1953/2000) le corresponden entre otras, las investigaciones y reconocimientos en relación con la creación y desarrollo estructural del conocimiento de los riesgos geológicos naturales y antrópicos a través de las siguientes funciones: “*Estudiar y cartografiar los riesgos geológicos, así como desarrollar y aplicar técnicas para prevenir y mitigar los daños que pueden derivar de los mismos*”

1.2.- OBJETIVOS

Los objetivos del proyecto se encuentran integrados dentro del objetivo general del Programa 3, Recursos Minerales, Riesgos Geológicos y Geoambiente del IGME: *“Investigación, estudios y reconocimientos de los recursos minerales, de las implicaciones medioambientales del uso del territorio, de caracterización, evaluación y restauración de terrenos contaminados, y de prevención y corrección de los riesgos geológicos naturales y antrópicos; potenciación del papel del IGME como centro nacional de referencia en recursos minerales, suelos contaminados y riesgos geológicos”* concretamente en la acción estratégica: *“Desarrollar metodologías y líneas de investigación en el análisis, evaluación, prevención y mitigación de la peligrosidad y riesgos geológicos”* de la Línea de acción 3.3, Riesgos Geológicos, que prevé el desarrollo de la actividad específica: *“Diseño de métodos y técnicas de caracterización y modelación en riesgos geológicos”*.

El objetivo de los trabajos que se presentan es estimar el riesgo de las zonas de mayor peligrosidad a una escala preliminar de 1/25.000, en relación con determinados procesos geológicos actuales como son los ligados a determinados movimientos de ladera: deslizamientos, aludes, flujos de derrubios, desprendimientos de rocas; inundaciones torrenciales y seismos. En algunas zonas que se concretarán a la vista de la información obtenida, se zonificará el territorio a escala 1/10.000, en función del tipo de peligros que se identifiquen en la fase precedente.

Todo ello con el fin de que los gestores del Parque, los municipios afectados y la Sociedad en general, conozcan las amenazas y peligros de orden geológico que pueden afectar a estos territorios de extraordinario valor.

1.3.- PARQUE NATURAL POSETS-MALADETA

En este apartado se describe sucintamente el contexto geográfico y geológico de la zona objeto de estudio.

1.3.1.- MARCO GEOGRÁFICO

1.3.1.1.- LOCALIZACIÓN

El Parque Posets-Maladeta fue definido y creado por la ley 3/1994, de 23 de junio, publicada en el Boletín Oficial de Aragón con fecha 1 de julio de 1994. Se localiza en el Pirineo al noreste de la provincia de Huesca (Fig. 1.1). Sus 33.445 has comprenden los municipios de Gistaín, San Juan de Plan, Benasque, Montanuy y Sahún, y ocupan las cabeceras de los ríos Cinqueta, Ésera y Noguera-Ribagorzana. Abarca las siguientes hojas a escala 1:25.000 del Mapa Topográfico Nacional del Instituto Geográfico Nacional (IGN): Bachimala (Hoja 147-IV), Hospital de Benasque (Hoja 148-III), Viella (Hoja 148-IV), San Juan de Plan (Hoja 179-II), Plan (Hoja 179-IV), Benasque (Hoja 180-I), Pico de Aneto (Hoja 180-II), y Barruera (Hoja 180-IV).

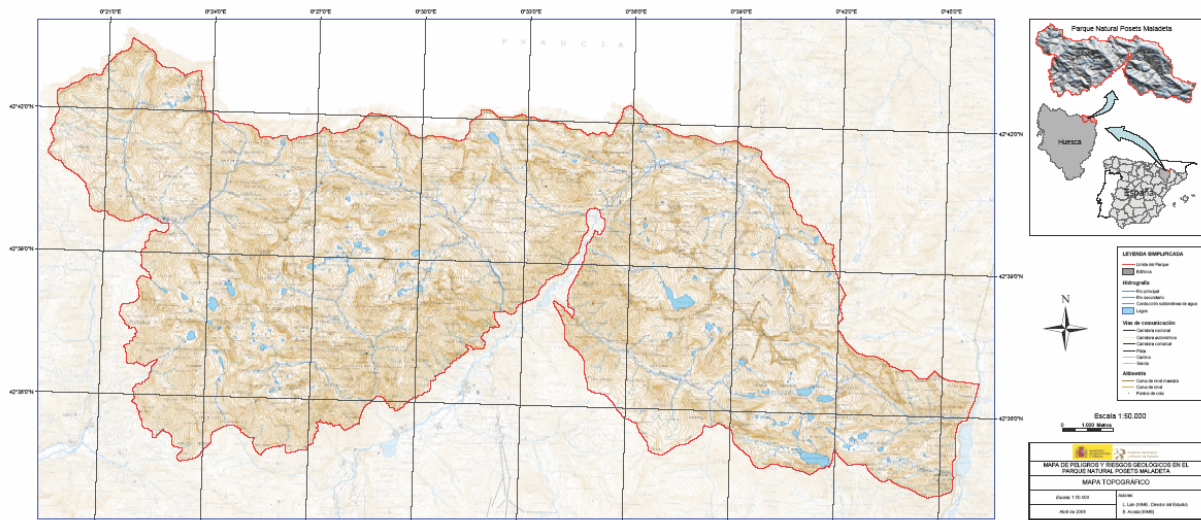


Figura 1.1.- Situación del Parque.

Este parque natural alberga las cumbres más altas del Pirineo, más de treinta superan los tres mil metros de altitud, además de parajes alpinos con numerosos ibones, morrenas y glaciares. Más de la mitad de este espacio natural se sitúa a una altura superior a los 1.800 metros, lo que determina la gran riqueza de especies singulares de fauna y flora, algunas de ellas en peligro de extinción. En este espacio natural protegido, la naturaleza se encuentra en estado

puro, rodeada de bosques de hayas, robles, abedules y acebos. Este es el hábitat de zorros, corzos, sarríos, marmotas, gatos monteses, osos pardos, urogallos, águilas reales y quebratantahuesos. Para evitar impactos ecológicos o paisajísticos sobre el Parque el Gobierno de Aragón ha aprobado la ampliación del espacio protegido en 173 has en el fondo del Valle del Ésera (término municipal de Benasque) y en el Valle del Cinqueta, así como la creación de dos Zonas Periféricas de Protección, que suman 5.290 has, en los términos de Gistaín, San Juan de Plan, Sahún, Benasque y Montanuy.

Se trata de una de las zonas de los Pirineos más abruptas, con importantes desniveles y gradientes entre los macizos y los fondos de valle. El punto de menor cota, a 1.300 m, está situado en la entrada del valle de Eriste (Fig. 1.2). La cumbre más alta es la del Aneto, con 3.404 m, en el macizo de la Maladeta. Se trata de la segunda cumbre más alta de la Península Ibérica. Los macizos más elevados, constituidos fundamentalmente por granodioritas, superan insistentemente los 3.000 m en sus líneas divisorias, formando la mayor concentración de picos por encima de dicha cota de los Pirineos. Es el caso de los macizos de la Maladeta (al Este), de Posets (al Oeste) y de Lys o Perdiguero (al Norte y sirviendo de frontera con Francia). Al sur de la Maladeta la Sierra Negra mantiene todavía altitudes próximas a los 3.000 m pero con un relieve mucho menos abrupto.

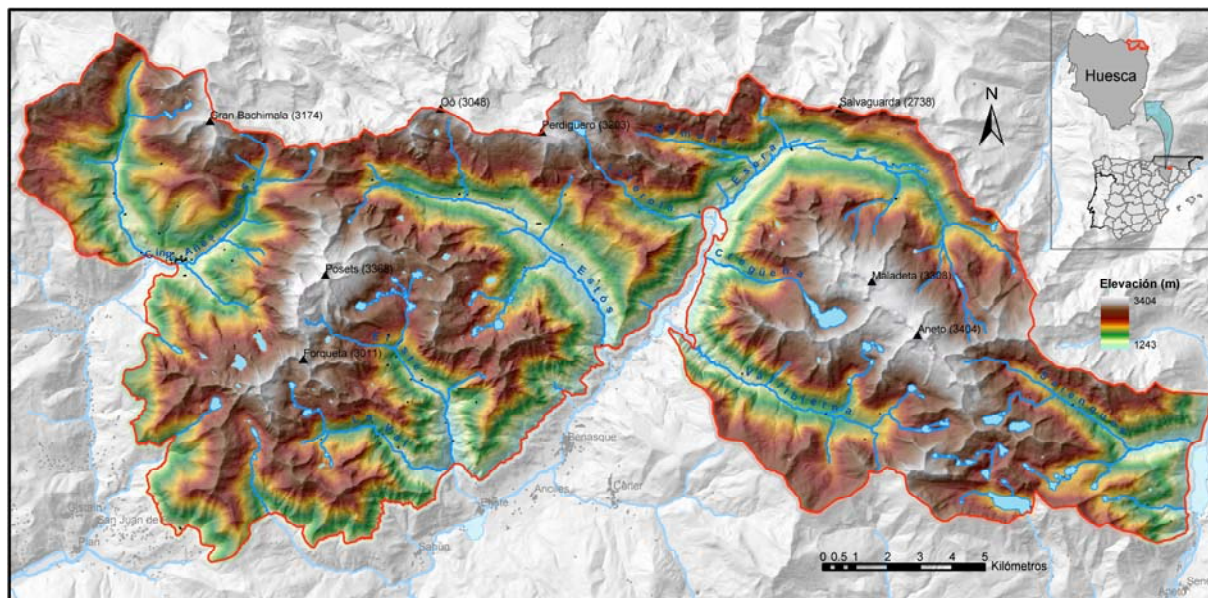


Figura 1.2.- Modelo Digital de Elevaciones (MDE) del Parque Posets-Maladeta.

1.3.1.2.- CLIMA E HIDROLOGÍA

El clima en la zona de estudio, viene determinado por los siguientes factores:

- 1) La influencia en la dinámica atmosférica de la depresión del Ebro, ya que ésta actúa como una amplia área continentalizadora.
- 2) La disposición de la cordillera Pirenaica. La orientación Oeste-Este de las montañas, provoca que los valles se dispongan con una orientación perpendicular, dejando las vertientes expuestas perpendicularmente a los vientos dominantes que llegan del nor-noroeste. Esta disposición favorece la condensación de vapor atmosférico y la precipitación a barlovento, mientras que a sotavento se produce el llamado efecto Foëhn: Fenómeno por el cual, los cambios termodinámicos que sufre una masa de aire cuando esta asciende por la ladera de barlovento y desciende por la de sotavento, provocan que la temperatura de la ladera de barlovento es mayor que la de sotavento, para una misma altitud. Este fenómeno puede ocasionar una importante fusión de nieve.
- 3) El gradiente altitudinal. A medida que aumenta la altitud, se produce una disminución de las temperaturas y un aumento de las precipitaciones.

La unión de los anteriores factores es la causa de que el régimen climático predominante en el área de estudio sea mediterráneo continental, en detrimento del régimen atlántico más acusado en el Pirineo occidental. En la estación meteorológica de Benasque, a 1138 m de altitud, se registra una precipitación media anual de 1182 mm, si bien hacia las cumbres pueden alcanzarse los 2500 mm (García-Ruiz *et al.*, 1992). Las precipitaciones muestran una pauta predominantemente equinoccial típica del área mediterránea peninsular, con notables interferencias continentales. Así, el máximo pluviométrico se produce en otoño, seguido por la primavera, coincidiendo con el paso de frentes de borrascas procedentes del Oeste y Noroeste. El verano, sobre todo en su primera mitad, es muy dado a la formación de tormentas, superando así la precipitación estival a la del invierno, que es la estación menos húmeda (García-Ruiz *et al.*, 1992). Estas tormentas de verano, a menudo con una distribución espacial muy restringida, son posiblemente los eventos de precipitación con una mayor efectividad geomórfica.

La temperatura media anual en la estación de Benasque es de 10° C. Durante la estación fría (noviembre-abril) la isoterma de 0° C se localiza entorno a 1700 m de altitud, englobando una parte muy importante de la zona de estudio (García-Ruiz *et al.*, 1992). Esto explica el que, a pesar del escaso volumen de precipitaciones invernales concentradas a finales de invierno y principios de primavera, la acumulación de nieve produzca espesores considerables de manto. Dicha acumulación tiene una gran influencia hidrológica y geomorfológica y genera un gran riesgo de aludes. El volumen de nieve retenido se ha estimado en 57 Hm³ (aforo de Villanova) (García-Ruiz *et al.*, 1986). Por esta razón, el régimen fluvial muestra claras tendencias nivales; caudal reducido y constante en invierno, debido tanto a la escasez de precipitaciones como al efecto de la retención nival; caudal elevado en primavera, particularmente en mayo y junio, cuando coinciden las precipitaciones líquidas con la fusión de la nieve. Los caudales medios experimentan una disminución progresiva hacia finales del verano y una recuperación durante el otoño, con grandes irregularidades de unos años a otros (García-Ruiz *et al.*, 1992).

Dentro de la zona de estudio, el valle principal, por el que transcurre el Río Ésera, sigue una orientación general NE-SO subperpendicular a la directriz morfoestructural predominante, formando un drenaje transversal o discordante. En su cabecera, en cambio, presenta un trazado subsecuente (*strike valley*) aproximadamente NO-SE (Fig. 1.2). Sus principales afluentes siguen un trazado subperpendicular siendo los más importantes, en sentido horario: Aigüeta de la Val, Eriste, Estós, Literola, Remuñe, Cregüeña y Vallibierna.

1.3.1.3.- VEGETACIÓN Y USOS DEL SUELO

Diversos aspectos relacionados con el medio físico, tales como la topografía, el clima o los procesos potencialmente peligrosos, imponen serias limitaciones a la actividad humana. A pesar de ello existe una larga tradición de ocupación del territorio, lo que se traduce en una notable transformación del paisaje original, afectando ésta fundamentalmente a la cubierta vegetal y en consecuencia a la dinámica hidrológica y geomorfológica de laderas y cauces (García-Ruiz *et al.*, 1997). Entre dichas limitaciones destacan las temperaturas muy bajas en invierno y frescas en verano, lo que hace que la gama de cultivos viables sea bastante reducida. Además, las pendientes son muy pronunciadas en casi toda la zona de estudio y en muchos casos proclives a ser afectadas por movimientos de ladera y aludes, lo que dificulta los aprovechamientos agrícolas, especialmente muy restringidos. Las zonas de cultivo, actualmente en franca regresión, se limitan a los fondos de valle y a pequeños rellanos

colgados, como el de Cerler. Los pastos pueden llegar hasta 1700 m de altitud (García-Ruiz *et al.*, 1997). La vegetación natural, cuyos límites han sido alterados de forma significativa por la actividad humana, conserva importantes restos originales que dan idea de la distribución primigenia de las comunidades forestales y de pastos. El pino silvestre (*Pinus sylvestris*) es la especie predominante entre 1200 y 1700 m, alternando en lugares umbríos con el abeto (*Abies alba*) e incluso con pequeñas formaciones de hayas (*Fagus silvatica*) como las del Valle de Estós. En áreas soleadas los robles debieron ocupar grandes extensiones, aunque han sido reducidos a manchas aisladas y relativamente cambiantes, como sucede en la margen izquierda del Ésera. En el piso superior del bosque, los pinares de *Pinus uncinata* forman bosques dispersos y de reducida extensión dando paso en altura a las comunidades de herbáceas, aprovechadas por el ganado en verano (García-Ruiz *et al.*, 1997). Es cierto, no obstante, que por encima de 1700 m muchos bosques han sido eliminados con objeto de ampliar la extensión de los pastos supraforestales, lo que implica cambios importantes en la dinámica geomorfológica e hidrológica de las laderas. A partir de los 2500 m el paisaje comienza a estar dominado por los afloramientos rocosos reconociéndose algunas plantas muy localizadas que crecen al abrigo de las bajas temperaturas y aprovechando grietas y cantiles soleados (García-Ruiz *et al.*, 1997).

Las poblaciones más importantes cercanas al Parque son pequeños pueblos situados en el fondo o cerca del fondo de los valles de los ríos Cinqueta y Ésera. El del Cinqueta, también conocido como valle de Gistaín y valle de Chistau, se encuentran Plan a 1120 m sobre el nivel del mar y con 314 habitantes (INE 2004), San Juan de Plan a 1122 m de altitud y con 147 habitantes (INE 2004) y Gistaín (Fig. 1.3A) a 1378 m de altitud con 161 habitantes (INE 2004).

En el valle del Ésera los pueblos se encuentran entorno a los 1100 m (Benasque, Eriste, Sahún y Anciles) y Cerler que se encuentra a 1530 m en la margen izquierda del Ésera (Fig. 1.2, pág. 4). Benasque, con sus 1652 habitantes (en 2005), es la villa que da nombre y capitalidad al valle (Fig. 1.3B). Cerler depende del municipio de Benasque y tiene 318 habitantes (en 2005). Anciles es un pequeño pueblo de 156 habitantes (en 2005) dependiente de Benasque. Sahún tiene 170 habitantes (en 2005) y ayuntamiento propio. Y por último, Eriste, situado a orillas del Embalse de Linsoles, pertenece al municipio de Sahún y tiene 170 habitantes (en 2005). Tradicionalmente estos pueblos han estado muy aislados tanto de Francia como del resto de España. Pensemos que antes de la construcción del congosto de Ventamillo (en torno a 1916),

llegar a Benasque desde Graus (a unos 50 km) costaba un día de viaje, que únicamente se podía hacer andando o sobre caballerías (<http://es.wikipedia.org/wiki/Benasque>).



Figura 1.3.- Imágenes de *A*: Gistain (Foto: G. Lobera) y *B*: Benasque (Foto: E. Acosta) tomada en mayo de 2003.

Aunque la economía de esta zona ha girado tradicionalmente en torno a la ganadería y en menor medida la agricultura y selvicultura, en las últimas décadas estas actividades prácticamente han desaparecido, pasando a ser el turismo la actividad central. En el primer tercio del siglo XX se explotaba una mina de piritas más arriba de Cerler. Su producto se bajaba en un teleférico de más de 3 km de longitud, cuyos restos todavía hoy se pueden apreciar unos 500 metros antes de la entrada de Benasque. La creación y expansión de la estación de esquí de Cerler, así como el creciente turismo de montaña han impulsado la construcción de numerosos hoteles, edificios de apartamentos, restaurantes, comercios y demás establecimientos relacionados (<http://es.wikipedia.org/wiki/Benasque>).

1.3.2.- MARCO GEOLÓGICO

1.3.2.1.- LA CORDILLERA PIRENAICA

La Cordillera Pirenaica abarca la totalidad de la alineación montañosa que bordea el Norte de España, desde el cabo Creus en Cataluña hasta Galicia (Barnolas y Pujalte, 2004) (Fig. 1.4). Su evolución geológica es reflejo y resultado de los cambios sedimentarios, tectónicos, paleogeográficos y paleoclimáticos ocurridos en el borde septentrional de la Placa Ibérica desde finales del Paleozoico hasta hoy, inducidos principalmente por su deriva latitudinal y su interacción con la Placa Europea. En síntesis, durante el Mesozoico el área Pirenaica fue sometida a condiciones distensivas intermitentes, reflejadas en extensión y adelgazamiento cortical, vulcanismo, desarrollo de cuencas sedimentarias fuertemente subsidentes y, eventualmente, separación entre Iberia y Europa. Posteriormente desde el Cretácico final y hasta el Mioceno, la convergencia y colisión oblicua de las dos placas causó la inversión positiva y deformación de las cuencas sedimentarias mesozoicas, proceso denominado Orogenia Alpina o Pirenaica. En dicha Orogenia se vio involucrado el sustrato Varisco infrayacente, que fue nuevamente deformado.

Es oportuno señalar que mientras en mapas y libros de geografía la Cordillera Pirenaica es dividida sistemáticamente en dos grandes conjuntos, Pirineos y Cordillera Cantábrica (Fig. 1.4A), en publicaciones geológicas no existe unanimidad en cuanto a su división y nomenclatura. Así, unos autores distinguen unidades geológicas aproximadamente coincidentes con las geográficas (Fig. 1.4B-E) y otros, sin embargo, incluyen parte de la Cordillera Cantábrica en la denominación Pirineos (Fig. 1.4F), e incluso existe una propuesta de utilizar el término Pirineos como denominación única para toda la unidad (Fig. 1.4G). Barnolas y Pujalte (2004) para conciliar los usos de los diferentes autores utilizan Cordillera Pirenaica como denominación genérica de la cadena, manteniendo Pirineos y Cordillera Cantábrica para sus dos grandes unidades (Fig. 1.4H). El límite entre ambas unidades se establece en la Falla de Pamplona.

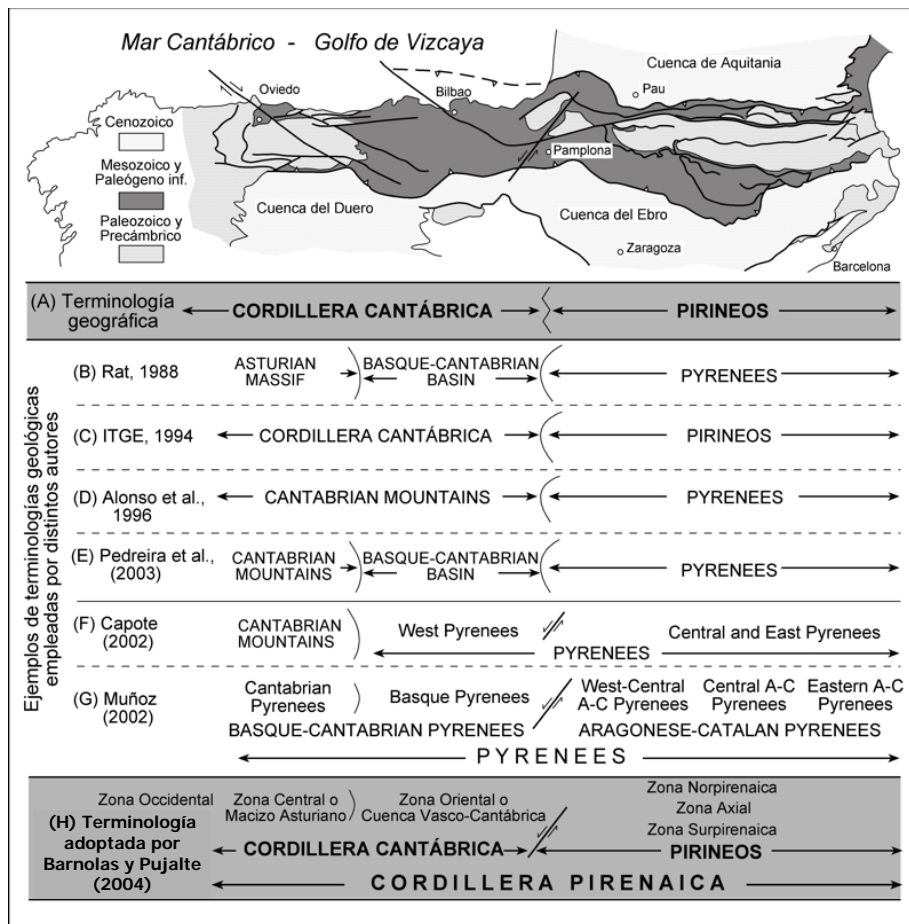


Figura 1.4.- Terminología geográfica y ejemplos de terminologías geológicas de la Cordillera Pirenaica (Tomada de Barnolas y Pujalte, 2004).

Los límites Norte y Sur de la Cordillera Pirenaica son situados por casi todos los autores en los cabalgamientos frontales de las unidades estructurales Mesozoico-Paleógenas sobre las cuencas Terciarias del Ebro, Duero, Aquitania y Golfo de Vizcaya. La extensión lateral de la Cordillera Pirenaica supera el ámbito peninsular, prolongándose por el Este por el Languedoc Francés, y por el Oeste hasta el denominado “King’s Trough”, en las cercanías de la dorsal Atlántica (Grimaud *et al.*, 1982).

1.3.2.2.- LOS PIRINEOS

Los Pirineos corresponden a la porción de la Cordillera Pirenaica que se extiende entre el Golfo de León, en el Mediterráneo, y el Golfo de Vizcaya, en el Océano Atlántico, constituyendo la frontera natural entre Francia y España. Tienen una dirección estructural N100E y una anchura media de 200 km. De Norte a Sur ha sido subdividida en cinco zonas

mayores que corresponden a la zonación clásica actualizada de la cadena definida por Mattauer (1968) (Fig. 1.5):

- La *cuenca de Aquitania* (antepaís plegado Norte), constituida por materiales mesozoicos y cenozoicos deformados por pliegues concéntricos.

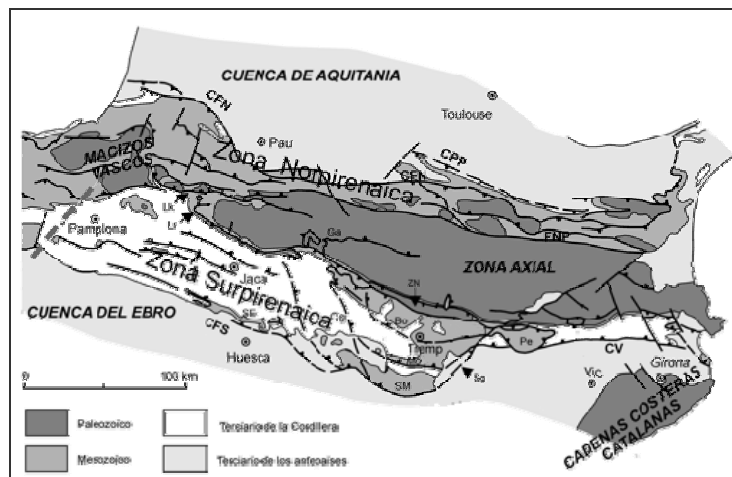


Figura 1.5.- Esquema estructural de los Pirineos (Modificado de Teixel, 1996, en Barnolas y Pujalte, 2004). Denominación de las principales estructuras: CFS: Cabalgamiento Frontal Surpirenaico, CNF: Cabalgamiento Frontal Norpirenaico, CPP: Cabalgamiento de los *Petites Pyrénées*, Lk: cabalgamiento de Lakora, Lr: cabalgamiento de Larra, SE: Sierras Exteriores, Ga: cabalgamiento de Gavarnie, ZN: Zona de las Nogueras, Bo: cabalgamiento de Bóixols, Mo: cabalgamiento del Montsec, SM: Sierras Marginales, Sg: zona de rampas oblicuas del Segre (límite entre los Pirineos orientales y centrales), Cg: zona de rampas oblicuas del Cinca (límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central), Pe: manto del Pedraforca, CV: Cabalgamiento de Vallfogona.

- La *Zona Norpirenaica* se caracteriza por la vergencia Norte de las estructuras alpinas. Afloran macizos paleozoicos de forma elíptica alargados según la dirección general de la cadena y materiales mesozoicos y cenozoicos plegados. Limita al Norte con la cuenca de Aquitania por medio del Cabalgamiento Frontal Norpirenaico (CPP) y al Sur con la Zona Axial, de la que queda separada por la Falla Norpirenaica (FNP), la cual presenta una dirección Este-Oeste en la parte central y oriental de la cadena y da lugar a un lineamiento fácilmente reconocible. Las zonas de metamorfismo alpino se asocian espacialmente a este accidente y se caracterizan por ser estrechas bandas, de 1 a 5 km de ancho, con secuencias metamórficas de alta temperatura y baja presión donde afloran lherzolitas (Choukroune, 1992).

- La *Zona Axial* está formada fundamentalmente por rocas paleozoicas. Se extiende básicamente desde el Oeste del Macizo Occidental de Cauterets hasta el Cabo Creus y coincide en buena parte con la principal divisoria de aguas de la cadena. En el área más oriental, la Zona Axial está constituida por metasedimentos de grado medio o alto que forman domos estructurales. Hacia el Oeste, donde se encuentra la zona del Parque Posets-Maladeta, predominan los materiales del Paleozoico medio o superior plegados durante la orogenia hercínica, generalmente no metamórficos o de grado bajo donde intruyen extensos plutones de naturaleza granodiorítica. Esta distribución de los afloramientos a lo largo de la Zona Axial está originada por el hundimiento relativo de la misma hacia el Oeste. Las estructuras alpinas corresponden esencialmente a cabalgamientos que apenas tienen repercusión en la estructura hercínica de dicha zona. Gran parte de las estructuras alpinas han reactivado accidentes preexistentes o acentuado estructuras generadas durante la orogenia hercínica.
- En la *Zona Surpirenaica* las estructuras alpinas tienen vergencia al Sur. Afloran principalmente materiales mesozoicos y cenozoicos, estructurados en grandes mantos de cabalgamiento; aunque también existen pequeñas unidades de material paleozoico alóctono en la zona de las Nogueras emplazadas durante la tectónica alpina. El límite Sur de esta zona es el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico (CFS) en el margen Norte de la Cuenca del Ebro.
- La *Cuenca del Ebro* constituye la cuenca de antepaís meridional de los Pirineos y se encuentra rellena de sedimentos terciarios marinos y continentales.

En sección transversal la estructura de los Pirineos a escala cortical presenta una geometría en abanico determinada por las vergencias opuestas de las estructuras alpinas, hacia el Norte, en la Zona Norpirenaica, y hacia el Sur, en la Surpirenaica. Esta distribución estructural del orógeno pirenaico no es totalmente simétrica respecto de un eje central, puesto que la vergencia de las estructuras en gran parte de la Zona Axial está dirigida hacia el Sur (Fig. 1.6).

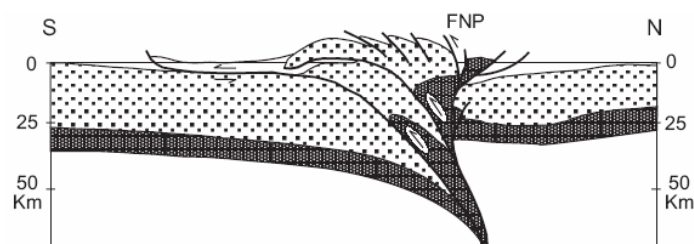


Figura 1.6.- Corte geológico de los Pirineos a escala cortical según Mattauer (1990) (en Hilario, 2004).

1.3.2.3.- GEOLOGÍA DEL PARQUE

El territorio de este Parque ha sido analizado geológicamente desde finales del siglo XIX por un buen número de autores. A continuación se citan algunos de los trabajos más relevantes:

- Arche (1971) analiza en su Tesis Doctoral la estratigrafía de los materiales aflorantes.
- Ríos, L.M. (1977) estudia el Devónico y el Carbonífero.
- Ríos-Mitchell (1978) realiza la cartografía del Paleozoico al Norte del Macizo de la Maladeta.
- Ríos, L.M. *et al.* (1979) contribuye al conocimiento de la geología del Valle del Ésera en un libro homenaje al Profesor Solé Sabarís.
- Ríos, L.M. (1984) reflexiona sobre los materiales paleozoicos en los que se encuentran intruidos los granitoides de la zona del Parque.

Además de estos trabajos existen otros más generales que engloban total o parcialmente a la zona de estudio. Cabe destacar:

- Mallada (1881) hace una descripción física y geológica de la provincia de Huesca como parte de la memoria del Mapa Geológico de España.
- Dalloni (1910) glosa sobre la Geología del Pirineo Aragonés.
- Misch (1934) hace un estudio de la Geología de la zona meridional del Pirineo Central.
- Clin *et al.* (1963) aportan nuevos datos sobre el macizo granítico de Lys.
- Wennekens (1968) revisa la Geología del Valle del Ésera y del Macizo de Lys.
- Donnot y Guérange (1969) realizan un corte geológico del Macizo de Lys aportando importantes datos sobre la estratigrafía y la estructura de este macizo.
- Seguret (1970) realiza su Tesis sobre la tectónica de los mantos de cabalgamientos en la parte central de la vertiente Sur del Pirineo.
- Zwart (1979) estudia la geología del Pirineo central.
- Charlet (1979, 1982, 1983) estudia la geología del Macizo granítico de la Maladeta.

- En 1982 el grupo de trabajo de la Cátedra de Geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid (ETSIMM) encabezados por Luis M^a Ríos en colaboración con la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, a través de Antonio Barnolas realizaron las hojas a escala 1:50.000 del Mapa Geológico de España de Liena (147) y Bielsa (179).
- Galera (1987) estudia el Devónico en el Pirineo central español.
- Majoor (1988) en su Tesis aborda la geocronología de la Zona Axial del Pirineo central.
- En 1991 el grupo de trabajo de la Cátedra de Geología de la ETSIMM encabezados por Luis M^a Ríos realizó la hoja del Plan MAGNA de Benasque (180), publicada en 2002. Las normas, dirección y supervisión fueron labor de Vicente Gabaldón de la División de Geología del IGME.
- García-Sansegundo y Ramírez (1993) confeccionan el MAGNA de Bossost (hoja 148).
- Hilario (2004) en su tesis analiza el magmatismo y la deformación en la transversal de Benasque a Luchon.

De todos estos trabajos podemos resumir que la zona de estudio presenta una geología compleja. Como ya se ha indicado, se sitúa en la Zona Axial del Pirineo y está formada por rocas sedimentarias y metasedimentarias paleozoicas fuertemente deformadas, afectadas por las orogenias Hercínica y Alpina, y cuatro plutones ígneos que se emplazaron en fases tardihercínicas (García-Sansegundo, 1991, 1992; Barnolas y Pujalte, 2004) (Fig. 1.7). La estructura consiste en pliegues apretados de dirección ONO-ESE vergentes al Sur y afectados por cabalgamientos con la misma dirección y vergencia. El hecho de que ambas orogenias presenten la misma dirección estructural ha propiciado la superposición y reutilización de muchas de las estructuras principales (Barnolas y Pujalte, 2004; Hilario, 2004).

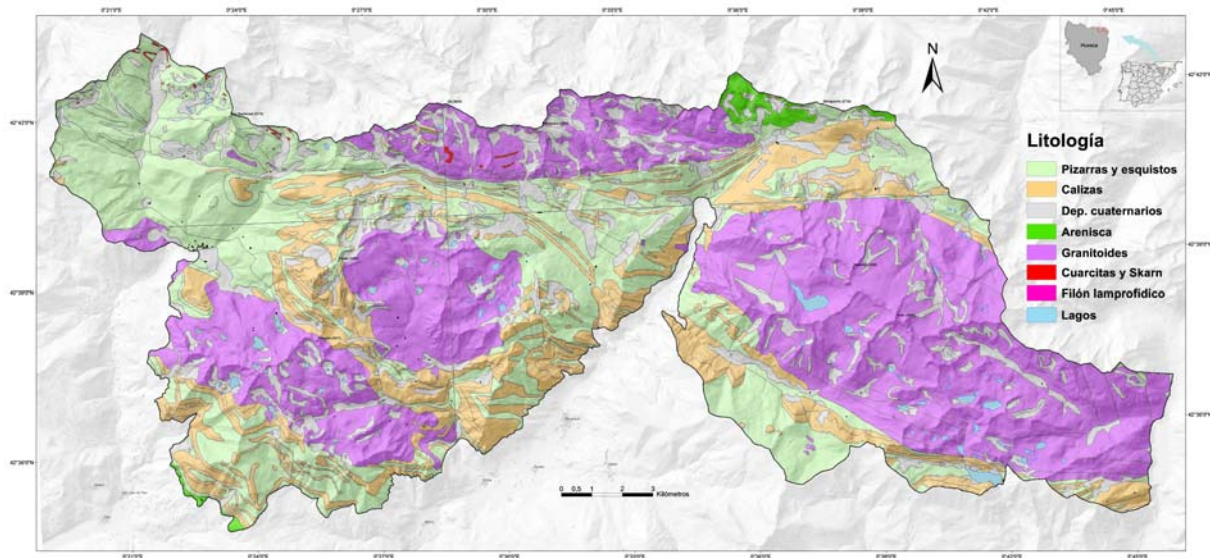


Figura 1.7.- A: Esquema litológico simplificado de la zona de estudio. Obtenido a partir de las hojas MAGNA 147 (Ríos *et al.*, 1982), 148 (García-Sansegundo y Ramírez, 1993), 179 (Ríos *et al.*, 1982) y 180 (Ríos, L.M. *et al.*, 2002).

Las litologías más frecuentes son pizarras, calizas y granitos. Las calizas generalmente aparecen intercaladas en series dominadas por pizarras, siendo ésta la litología más abundante. Su presencia destaca en los relieves alomados de Sierra Negra. Los principales afloramientos de rocas ígneas son los siguientes:

- Macizo granítico de la Maladeta al Este. En esta zona se da la agrupación de las cumbres más altas del Pirineo (picos de la Maladeta 3.308 m, Aneto 3.404 m).
- Macizos graníticos de Posets y Millares al Oeste. Muy parecidos en cuanto a composición y altura al de la Maladeta (Pico Posets, 3.368).
- Macizo granítico de Lys o Perdiguero formando la frontera con Francia.

Alrededor de las intrusiones se ha desarrollado normalmente una aureola de metamorfismo térmico o de contacto, que unas veces forma valles marginales (Vallibierna, Estós, Alto Ésera) y otras veces coinciden con las crestas divisorias (Posets e Ixeias).

Finalmente, hay que destacar el fuerte contraste que existe entre las zonas donde afloran las pizarras, las calizas y los batolitos graníticos debido a su diferente resistencia a la erosión. Las primeras propician el desarrollo de relieves alomados y ausentes de escarpes, salvo por la

presencia de intercalaciones de rocas menos deleznales. Las calizas dan lugar a relieves abruptos, aunque en general de escasa extensión, mientras que los granitoides ocupan en la mayor parte de los casos las áreas más elevadas (Maladeta, Posets, Perdiguero). La energía actual del relieve se debe fundamentalmente a la intensa excavación que han llevado a cabo los glaciares durante el Pleistoceno.

CAPÍTULO 2.- ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DEL PARQUE.

2.1.- ANTECEDENTES

La zona de estudio cuenta con abundantes precedentes bibliográficos que han sido la fuente de mucha de la información incorporada tanto al mapa geomorfológico como al presente texto. Cabe citar:

- Las descripciones geomorfológicas generales de Mallada (1881), Galibert (1956), Martínez de Pisón (1986, 1989, 1990a, b, 1991), Cambray y Esgleas (en Ríos *et al.*, 1991), García Ruiz *et al.* (1992), Copons (1994), García-Ruiz *et al.* (1997) y Lampre (1998).
- El estudio de detalle del complejo morrénico de Cerler de Bordonau (1992b, 1993).
- La cronología de las fases glaciares cuaternarias de Bordonau (1992a), Bordonau *et al.* (1992) y Copons y Bordonau (1997).
- Los trabajos sobre la Pequeña Edad del Hielo de Copons y Bordonau (1994), Chueca y Julián (1996) y Julián y Chueca (1998).
- La investigación de la evolución de los glaciares de Parrot (1823), Schrader (1894), Martínez de Pisón y Arenillas (1988), Martínez y García (1994), Copons (1996), Martínez *et al.* (1997), Chueca *et al.* (1998), Chueca y Julián (2002), Chueca *et al.* (2002), Chueca *et al.* (2003), Chueca *et al.* (2004).
- La descripción general del periglacialismo de Serrano *et al.* (2000). Las aportaciones sobre glaciares rocosos de Serrat (1979), Agudo *et al.* (1989), Serrano y Agudo (1998), Serrano *et al.* (1999). La aportación sobre suelos helados en el Macizo de la Maladeta de Lampre (1994).
- El estudio de escarpes a contrapendiente de Moya y Vilaplana (1992), Ortuño y Santanach (2004) y Gutiérrez *et al.* (2005).

2.2.- INTRODUCCIÓN

El Parque Posets-Maladeta se caracteriza por un relieve típico de alta montaña pirenaica en cuya génesis han tenido especial protagonismo los procesos de excavación glacial que actuaron durante el Pleistoceno controlados por los fuertes contrastes litológicos y la disposición estructural (Fig. 2.1). Posteriormente, con la progresiva retirada de las masas de hielo, el modelado glacial, de carácter eminentemente erosivo, ha sido y sigue siendo

modificado por procesos principalmente periglaciares, fluvio-torrenciales y movimientos de ladera. La diversidad lito-estructural y la rápida variación que han experimentado las condiciones morfoclimáticas en el pasado geológico reciente explican la gran variabilidad que presentan las formas de relieve en el área de estudio.

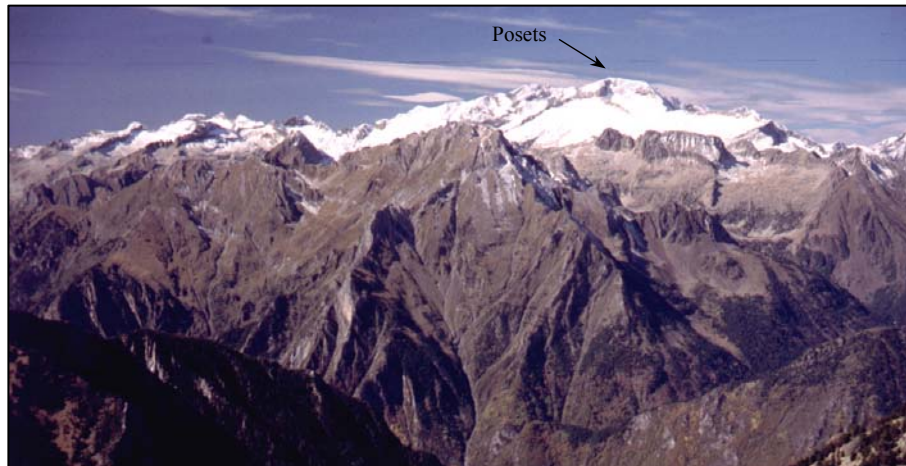


Figura 2.1.- Vista parcial de la zona de estudio. En un primer término las Tucas de Ixeya (2840 m) formadas por calizas y pizarras devónicas y al fondo el Macizo granítico de Posets (3369 m) (Foto: E. Acosta).

En un primer examen del mapa geomorfológico ([Anexo I](#)) se hacen evidentes tres dominios claramente diferenciados y que responden al control que ejerce la litología en el modelado. La litología del sustrato aparece representada en la parte inferior del mapa, dando una idea de la distribución de las rocas aflorantes. Un primer dominio, correspondiente a las zonas en las que afloran litologías graníticas *s.l.* (Fig. 2.2), se caracteriza por presentar las cotas más elevadas y un relieve muy abrupto con laderas escapadas en las que los fenómenos de gelifracción actúan con intensidad dando lugar a extensos canchales. Es en esta zona donde el relieve de origen glaciar y periglaciar cobra mayor entidad como denota el predominio del color rosa en el mapa geomorfológico. En este ámbito se identifican cumbres con forma de pirámides truncadas interpretadas como restos culminantes de superficies de erosión preglaciares, aristas afiladas producto de la ampliación de circos glaciares adyacentes, y abundantes corredores de gelifractos y aludes (Galibert, 1956).



Figura 2.2.- Macizo granítico de la Maladeta (Tomada de www.madteam.net)

Un segundo dominio litológico corresponde a las zonas en las que afloran formaciones pizarrosas poco resistentes a la erosión en las que predominan relieves suaves, ocupando frecuentemente las zonas topográficamente más bajas. En este tipo de litologías son particularmente abundantes los movimientos de ladera (deslizamientos, flujos, *sackungen*) y el desarrollo de densos sistemas de barrancos como pone de manifiesto la preponderancia de los elementos de color marrón (modelado de laderas) en el mapa geomorfológico. En estos sectores es más patente la modificación del perfil original de las artesas glaciares por procesos de agradación fluviolacustre en el fondo de los valles y por movimientos gravitacionales (deslizamientos, canchales, conos).

El otro gran dominio corresponde a los afloramientos de rocas carbonatadas, que en la zona central del área cartografiada dan lugar a numerosos escarpes y superficies estructurales (modelado estructural, en color negro) y en el sector NE a un gran número de morfologías kársticas (color rojo).

Esta descripción es por supuesto una simplificación, ya que en pequeños sectores pueden reconocerse una gran diversidad de morfologías heredadas y funcionales fruto de una historia geomorfológica dinámica. Gran parte de las formas del relieve son producto de la prolongada permanencia de los hielos durante el Cuaternario, lo que explica el predominio de grandes formas erosivas y deposicionales de origen glaciar. Los circos y las artesas glaciares son las morfologías dominantes por encima de los 2200 m de altitud. A menor altura destaca el valle glaciar del Ésera en el que el hielo alcanzó más de 500 m de espesor durante el máximo glaciar (Martínez de Pisón, 1989).

2.3.- EL MAPA GEOMORFOLÓGICO

La primera fase de la elaboración del mapa geomorfológico consistió en delinear en papel *fototracer* las diferentes morfologías observadas en fotografías aéreas a escala aproximada 1:20.000 del vuelo de septiembre de 1997 del Gobierno de Aragón. Posteriormente se llevó a cabo una comprobación y un reconocimiento en campo de los elementos cartografiados. La segunda fase consistió en digitalizar con el programa MicroStation todos los puntos, líneas y polígonos trazados previamente en el fototracer. Para ubicar correctamente cada morfología en sus coordenadas exactas y subsanar la deformación procedente de la proyección cónica de la foto aérea, se utilizó el mapa topográfico 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional y la ortofoto de 1996 (foto aérea proyectada ortogonalmente) del “SIG Oleícola”. La base topográfica, fundamental para explicar la distribución espacial de los procesos de inestabilidad de laderas y las formas y depósitos resultantes, se ha representado en el mapa sólo con las curvas maestras y con un tono muy suave para evitar el enmascaramiento de la representación geomorfológica.

La leyenda del mapa está basada en la norma técnica para la elaboración de cartografías geomorfológicas a escala 1:50.000 del Plan Nacional de Cartografía Temática Ambiental (Martín-Serrano *et al.*, 2004). La simbología digital de puntos, líneas y polígonos fue facilitada por Ángel Martín Serrano y Pilar Clariana (IGME).

Las morfologías identificadas en el área de estudio y cartografiadas en el mapa geomorfológico se han agrupado en los siguientes tipos de modelados:

- Modelado estructural (color negro). Incluye las morfologías determinadas por la estructura y/o la litología. Se incluyen en este grupo las fallas y fracturas con expresión morfológica, así como las superficies y los escarpes estructurales.
- Modelados glaciario (color azul oscuro). Es el modelado dominante y alcanza el máximo desarrollo en litologías duras y zonas más elevadas donde el hielo glaciario ha ocupado mayor extensión y su permanencia ha sido más prolongada. Como formas erosivas se incluyen aristas, circos glaciares, escarpes de artesa y de sobreexcavación glaciario, collados de difluencia, *drumlins* rocosos y rocas aborregadas. Dentro del grupo de formas acumulativas glaciares se han reconocido cordones morrénicos y bloques dispersos. También se incluyen en este grupo los glaciares actuales.

- Modelado periglaciario (color lila). A este tipo de modelado se han adscrito los glaciares rocosos, neveros actuales, así como las formas relacionadas con la acción de la nieve o del hielo como es el caso de los *protalus ramparts*, las laderas de bloques o las zonas de aludes.
- Modelado de laderas (color marrón). Hace referencia a las morfologías generadas por la evolución de vertientes en las que intervienen la escorrentía superficial o los movimientos gravitacionales. Se incluyen deslizamientos, desprendimientos, flujos de derrubios, expansiones laterales, *sackungen*, conos de derrubios y canchales.
- Modelado fluvial-aluvial (color verde). A este grupo pertenecen aquellas morfologías generadas predominantemente por flujos acuáticos como es el caso de las cárcavas, los sistemas de barrancos y los abanicos aluviales. Los abanicos aluviales también pueden estar alimentados por flujos de derrubios, desprendimientos y avalanchas de rocas, sin embargo no se han incluido en el modelado de laderas y sí en el fluvial-aluvial por estimar que el principal proceso responsable de su génesis son las corrientes de agua.
- Modelado lacustre (color azul claro). Incluye a los ibones y las cubetas de sobreexcavación colmatadas.
- Modelado kárstico (color rojo). Son las morfologías desarrolladas como consecuencia de la disolución de formaciones carbonatadas presentando un mayor desarrollo en los afloramientos calizos de la zona noreste. Se han identificado dolinas, depresiones glacio-kársticas y campos de lapiaz.

Finalmente, por su entidad geomorfológica y porque contribuyen a dar una visión organizada del relieve, se presentan en color negro las líneas divisorias tanto agudas (crestas) como redondeadas. Asimismo quedan reflejados los núcleos de población y los nombres de algunos picos, ibones, collados, etc, por servir como punto de referencia.

2.3.1.- MODELADO ESTRUCTURAL

En áreas de montaña como la del Parque Posets-Maladeta, el relieve suele presentar una gran complejidad y variabilidad espacial, reconociéndose fuertes contrastes que a menudo se explican por bruscos cambios litológicos y estructurales. Así, los principales rasgos del relieve se hallan controlados en gran medida por la litología del sustrato y su disposición, jugando también un papel importante la potencia de las distintas formaciones. Por otra parte, la importante elevación que ha experimentado el orógeno pirenaico en esta zona ha permitido

el desarrollo de aparatos glaciares notables lo que ha contribuido a acentuar la energía del relieve.

En la zona de estudio la influencia de la lito-estructura en el modelado se manifiesta de diferentes maneras. Por un lado, en la expresión morfológica que presentan las distintas unidades litológicas aflorantes; por otro lado, en la orientación que imponen a distintas escalas la distribución de las distintas litologías y los elementos estructurales en el trazado de los valles y divisorias.

En el área estudiada existen, a grandes rasgos, tres conjuntos litológicos de edad paleozoica: (i) las rocas ígneas, distribuidas en cuatro plutones granodioríticos, (ii) las pizarras y (iii) las calizas, estas últimas con una extensión relativamente menor. Las diferencias entre ellos son evidentes. Las rocas ígneas, que con muy pocas excepciones ocupan los sectores más elevados del área de estudio, forman macizos con morfologías aproximadamente domáticas, posteriormente excavadas por los hielos, que reflejan la geometría de estas intrusiones. El granito se muestra como la litología más resistente ante los agentes erosivos. La red fluvial generalmente se encaja aprovechando la existencia de fracturas. Las fuertes pendientes constituyen uno de los rasgos más destacados del paisaje granítico, siendo frecuentes las laderas con perfiles convexos. Su elevada resistencia a la erosión propicia la generación y preservación de divisorias estrechas y escarpadas en los circos (García Ruiz *et al.*, 1992). También se reconocen escarpes lineales controlados estructuralmente y en ocasiones orientados ladera arriba de origen post-glaciar (Moya y Vilaplana, 1992; Gutiérrez *et al.*, 2005; Ortuño y Santanach, 2005).

Frente a los granitos, las pizarras silúricas y devónicas presentan una topografía mucho más suave y de menor altitud. Por otra parte, aunque también se reconocen laderas con fuertes pendientes típicas de las zonas de montaña glaciadas, esta litología raramente presenta escarpes, salvo si está afectada por deslizamientos o si presenta intercalaciones de rocas carbonatadas o areniscosas. Los accidentes tectónicos que afectan a estos materiales apenas presentan expresión morfológica, y las divisorias generalmente muestran formas alomadas. En comparación con los granitos, se comportan como rocas lábiles, con clara tendencia a evolucionar por movimientos en masa de diversos tipos (deslizamientos, flujos, expansiones

laterales, *sackungen*). El mejor ejemplo es Sierra Negra, un gran afloramiento de pizarras silúricas que se extiende desde el centro de la zona de estudio hacia el SE.

Por su parte, las calizas también se comportan como rocas resistentes, sobre todo si se tiene en cuenta que normalmente aparecen asociadas a las pizarras. Allí donde afloran generalmente presentan escarpes abruptos, aunque de escaso desarrollo vertical en buena medida por la reducida potencia de las formaciones carbonatadas. Son los relieves desarrollados en series plegadas isoclinales los que mejor reflejan la influencia de las alternancias de rocas duras (calizas) y rocas blandas (pizarras) en el modelado, como sucede inmediatamente al Norte de la localidad de Benasque. Dichos relieves desarrollados en series afectadas por pliegues isoclinales con vergencia Norte forman escarpes y *hog-backs* orientados al Sur y superficies estructurales en el reverso inclinadas hacia el Norte, dando lugar a un paisaje muy contrastado topográficamente, en el que se configuran numerosos valles subsecuentes transversales al río Ésera en su mayoría de escaso recorrido.

La disposición de fallas y cabalgamientos controla en muchos casos el trazado de la red de drenaje. Así, una buena parte de los barrancos que disectan los afloramientos graníticos adaptan su trazado frecuentemente rectilíneo a fallas y fracturas, como sucede con el Río Estós en gran parte de su curso, el Barranco de Remuñe y el Torrente de Barrancs (Martínez de Pisón, 1986). Igualmente, las fallas y fracturas explican algunos rasgos morfológicos: (1) Escarpes anómalos, caso del situado al Norte del Glaciar de la Maladeta junto al refugio de la Renclusa o (2) la forma, orientación y dimensiones de varios circos glaciares (en cualquier litología), sirviendo de ejemplo el circo estrecho y alargado situado al Sur del Pico Posets, o el del Pico Vallibierna; (3) la existencia de muchas cubetas de sobreexcavación glaciar como la del Barranco de Remuñe, las situadas en la cabecera de la Aigüeta de la Val cerca del Pico Box o todas las situadas al Este del Pico Posets; (4) la ubicación y entidad de determinados collados como los de Chistau y Mauri en la cabecera del Valle de Estós o el de Eriste junto al Pico de la Forqueta; (5) e incluso numerosos corredores de aludes. Los cabalgamientos y los contactos litológicos asociados se manifiestan generalmente mediante escarpes estructurales como el del Balcón de Bagüena en la Aigüeta de la Val (García Ruiz *et al.*, 1992). Según Martínez de Pisón (1990 y 1991) el irregular trazado del Valle del Ésera puede obedecer a una causa estructural. Los cambios de rumbo, inicialmente ESE-ONO y luego NE-SE, se relacionan con lineamientos observables en la imagen del Landsat-5 (Martínez de Pisón,

1990), lo que obviamente sugiere que el río Ésera ha aprovechado líneas de debilidad morfotectónica.

Por otro lado, la actividad reciente de fallas puede modificar morfologías previas. Moya y Vilaplana (1992) identificaron escarpes de falla que afectan a formas de erosión glacial recientes en el Circo del Aneto y en los valles de Barrancs y de la Escaleta (Fig. 2.3). Aunque según dichos autores estos escarpes registran deformaciones tectónicas por reactivación de fallas durante el Pleistoceno superior y el Holoceno, resulta difícil dilucidar si se trata de fallas con un origen estrictamente tectónico o estructuras generadas por expansión gravitacional (Ortuño y Santanach, 2005). En el mapa geomorfológico se han representado como “fracturas con expresión morfológica”. La existencia de sismicidad en el área sugiere que algunas de ellas podrían corresponder a fallas secundarias o *sackungen* cuya actividad ha podido ser favorecida o desencadenada por eventos sísmicos (Gutiérrez *et al.*, 2005).

Las fallas con expresión morfológica del Circo del Aneto tienen dirección N-S, muestran un elevado buzamiento al Oeste y desnivelan la superficie de abrasión del fondo del circo (Fig. 2.4). La más occidental, de unos 680 m de longitud, produce un desnivel de unos 2-4 m. La más oriental, de unos 550 m de longitud, está fosilizada excepto en su extremo Norte por un arco morrénico lateral de la Pequeña Edad del Hielo. Moya y Vilaplana (1992) estiman que su desnivel es de unos 5-10 m.

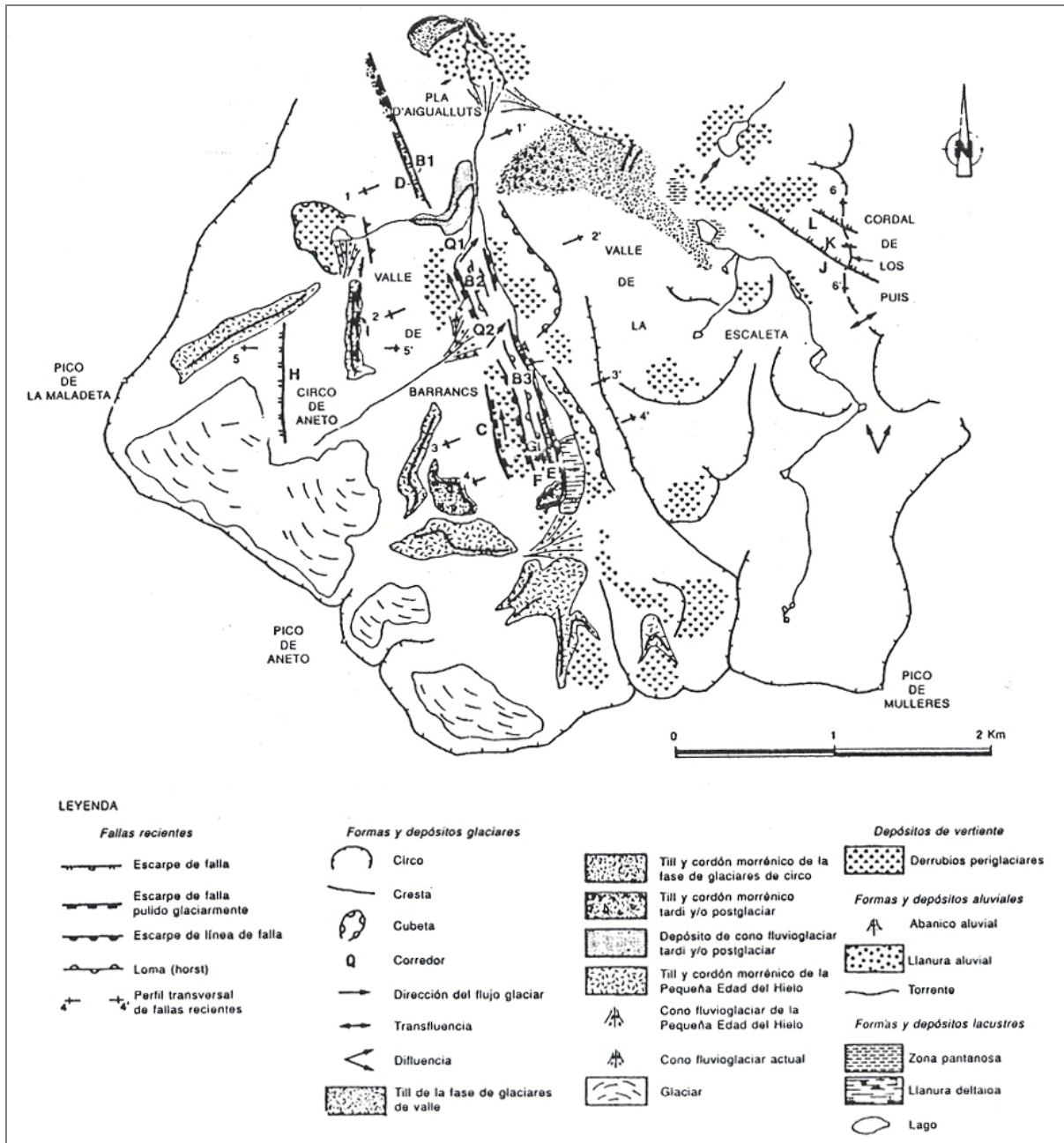


Figura 2.3.- Cartografía geomorfológica y neotectónica del Circo del Aneto y de los valles de Barrancs y de la Escaleta (Tomada de Moya y Vilaplana, 1992).

Las fallas recientes del Valle de Barrancs de dirección NNO-SSE son paralelas al *thalveg* y dan lugar a un *horst* flanqueado por dos fosas con esta misma orientación (Fig. 2.5). Las anómalas dimensiones de la loma (*horst*) de Barrancs respecto al fondo del valle hacen que éste no presente el típico perfil transversal en “U” de valle glaciar excavado en materiales competentes. Sin embargo, sí presenta claras evidencias de abrasión glaciar. Estas fallas desencajan la superficie aborregada de la loma de Barrancs entre 5 y 10 m. Según Moya y Vilaplana (1992) el desnivel del escarpe en las fallas principales es de unos 40 m y algunos de

los planos de fractura están libres de pulido glaciar y presentan una apariencia muy fresca. En este caso resulta también difícil demostrar si los escarpes de falla registran una deformación post-glaciar, lo que implicaría una tasa de deslizamiento muy elevada, o si corresponde a escarpes de falla exhumados.

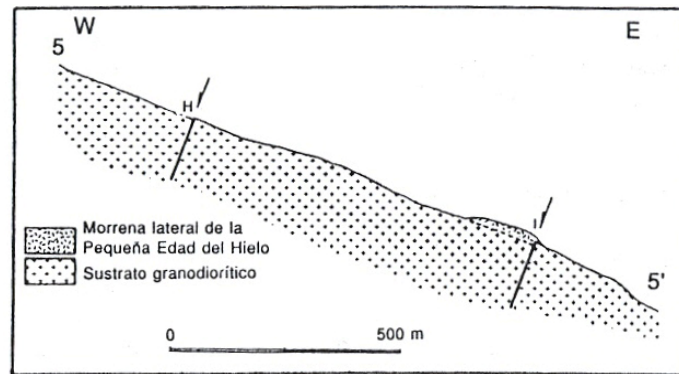


Figura 2.4.- Perfil transversal a las fallas neotectónicas del Circo del Aneto (H e I). (Tomada de Moya y Vilaplana, 1992).

Finalmente, la cresta de los Puis, en la cabecera del Valle de la Escaleta, está desencajada por tres fallas subverticales y con dirección ONO-ESE y subperpendiculares a la cresta (Fig. 2.6). La más meridional corresponde a un segmento de la Falla de la Maladeta. Bordonau y Vilaplana (1986) documentan el rejuego reciente de esta falla de importancia regional en el Puerto de Viella (Valle de Arán). La expresión morfológica de estas fallas neotectónicas son escarpes de falla libres de pulido glaciar y que en ocasiones muestran estrías de falla. El hecho de que estos escarpes de falla se encuentren libres de pulido glaciar y que su dirección sea perpendicular a la cresta induce a pensar a Moya y Vilaplana (1992) que corresponden a fallas tectónicas con actividad post-glaciar.

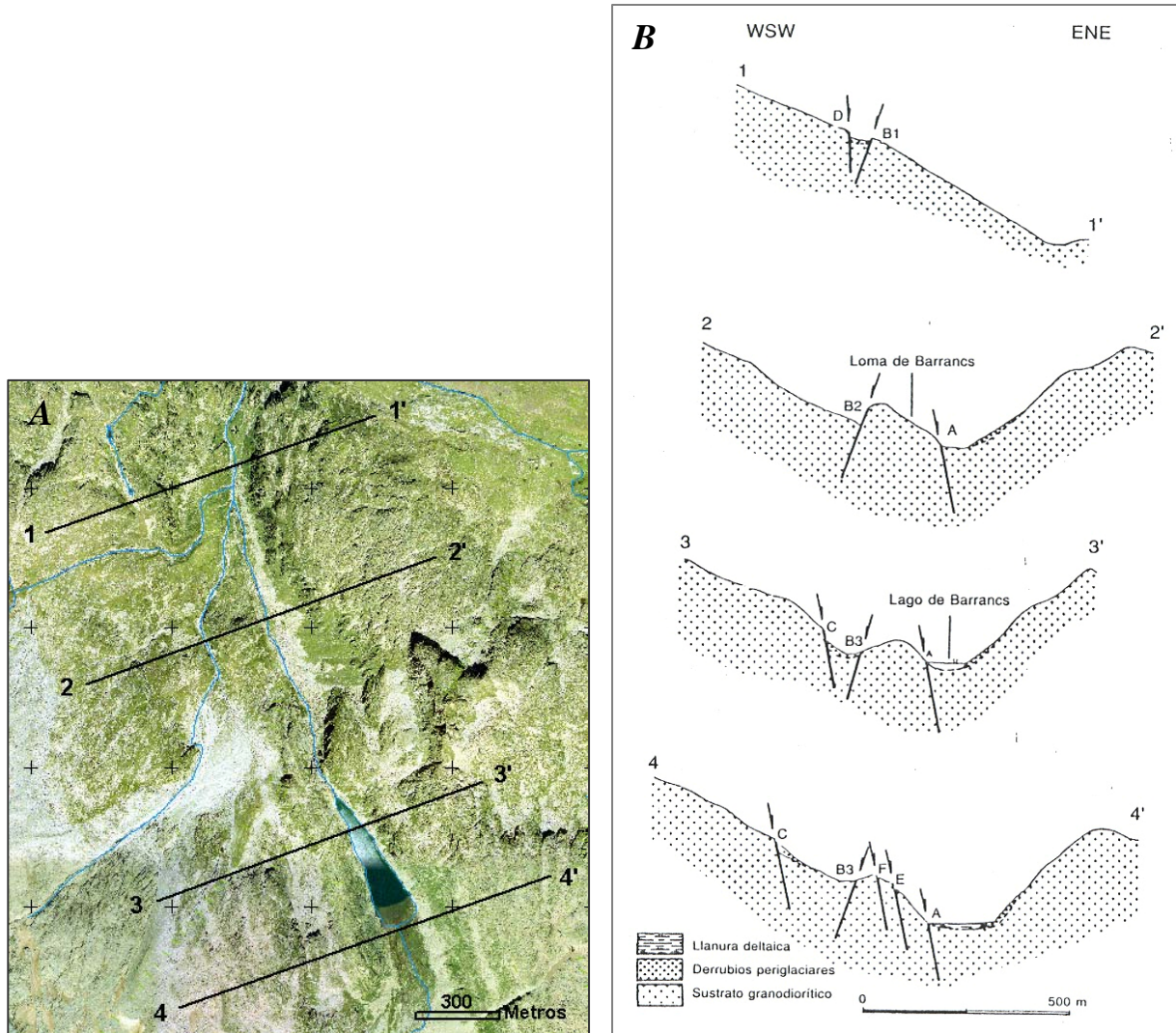


Figura 2.5.- A: Ortofoto del Valle de Barrancs con la situación de los cuatro perfiles transversales. B: Perfiles transversales a las fallas neotectónicas del Valle de Barrancs (A, B, C, D, E y F) (Tomada de Moya y Vilaplana, 1992).

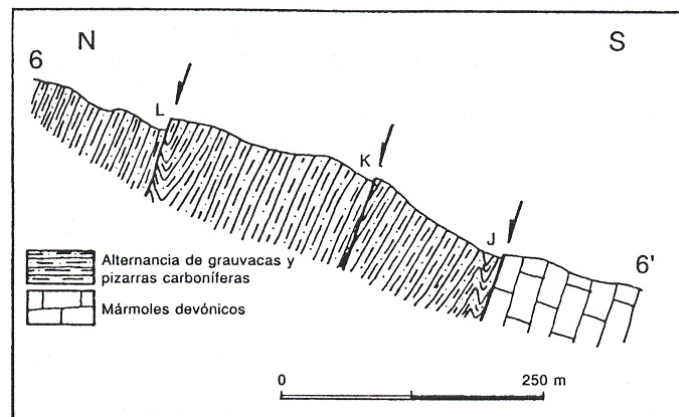


Figura 2.6.- Perfil transversal a las fallas de la cresta de los Puis (Tomada de Moya y Vilaplana, 1992).

2.3.2.- MODELADO GLACIAR

Un simple vistazo al mapa geomorfológico confirma la extraordinaria importancia del glaciario en el área estudiada, hasta el punto de que algunos de los rasgos más importantes del relieve actual derivan del trabajo que las masas de hielo han realizado sobre el modelado preglaciario. La impronta de los glaciares, representada tanto por formas erosivas (circos, cubetas de sobreexcavación, valles en artesa, rocas aborregadas) como acumulativas (morrenas) cobra un protagonismo preponderante en gran parte de la zona de estudio. La notable elevación del relieve, alcanzando algunas divisorias más de 3000 m, explica la existencia de evidencias glaciares casi a cualquier altitud. La mayor concentración de morfologías glaciares se encuentra en los relieves más elevados. En el mapa geomorfológico podemos comprobar cómo coinciden las zonas con mayor densidad de formas glaciares con los cuatro grandes macizos granodioríticos. Las zonas donde afloran litologías más lábiles se encuentran topográficamente más bajas, lo que explica que en dichos sectores las formas glaciares sean menos frecuentes y se encuentren peor preservadas.

En el Parque Posets-Maladeta se conservan actualmente siete glaciares residuales en franco retroceso.

- En el Macizo de Posets se encuentran el Glaciar de la Paúl que tiene una extensión de 12,4 Ha y orientación NE y el Glaciar de Llardana con 18,9 Ha y orientación NO (Chueca *et al.*, 2002)
- En el Macizo de la Maladeta encontramos seis ejemplares: El Glaciar occidental de la Maladeta tiene 6,1 Ha y 30 m de espesor, el oriental tiene 48,4 Ha y 50 m (Martínez y García, 1994; Martínez *et al.*, 1997; Chueca *et al.*, 2002), el glaciar de Aneto 90,4 Ha (Fig. 2.7), Barrancs 10,8 Ha, Tempestades 14,3 Ha, y el único que no presenta orientación NE es el glaciar-helero de Coronas con 3 Ha y orientación SO (Chueca *et al.*, 2002).



Figura 2.7.- Cara Norte del Macizo de la Maladeta con los glaciares del Aneto a la izquierda, Maladeta Oriental en el centro y Maladeta Occidental a la derecha (Foto: E. Acosta).

Actualmente también existen numerosos heleros y neveros de dimensiones variables y sujetos a variaciones estacionales e interanuales significativas. Lógicamente estas acumulaciones se encuentran en las áreas de mayor altimetría y orientaciones más favorables. En el Macizo de Posets destaca el de Posets (8,7 Ha, orientación E), en el Macizo de Lys o Perdiguero destacan los de Literola (3,2 Ha, orientación S) y Perdiguero (2 Ha, orientación NE), y en el Macizo de la Maladeta el de Salenques (12 Ha, orientación E) y Tempestades (9,1 Ha, orientación NE) (Chueca *et al.*, 2002). En la figura 2.8 se resume el retroceso histórico que han experimentado estos glaciares, heleros y neveros desde la Pequeña Edad del Hielo (1820) hasta el año 2000.

El glaciar del Aneto con menos de 1 km² actualmente es el más grande de la zona de estudio y todo el Pirineo. En otras montañas alpinas como los Alpes o el Himalaya existen ejemplares mucho mayores. El más grande de los Alpes y de Europa es el Glaciar Aletsch, en Suiza. Mide más de 23 kilómetros de longitud, en algunos puntos alcanza los 1.000 metros de espesor, tiene una extensión de 86 km² y se mueve a una velocidad de 200 metros/año. Sin embargo, como el resto de los glaciares europeos, está en regresión, habiendo perdido en los últimos 150 años más de 3 kilómetros de su longitud (<http://es.wikipedia.org/wiki/Aletsch>). En el Himalaya, uno de los más grandes es el Glaciar Gangotri a partir del cual nace el río Ganges. Mide 29 km de longitud, 2-6 km de ancho, tiene una extensión de 147 km² y desde la segunda mitad de siglo XX retrocede a un ritmo de unos 10-30 m/año (http://www.the-south-asian.com/Aug2004/Gangotri_glacier.htm).

Los mayores glaciares del mundo son los de Thiel y Lambert en la Antártida. Miden aproximadamente 1000 km de longitud, 50 km de ancho y hasta 3,5 km de espesor (Morgan y Budd, 1975; Drewry, 1983). A lo largo de las costas de Groenlandia, Noruega y las islas canadienses del Ártico hay ejemplares de más de 100 km de longitud. A diferencia de los glaciares *alpinos*, en los que las zonas de acumulación son los circos, estos glaciares cercanos a los polos conocidos como glaciares de *casquete*, están alimentados por grandes campos de hielo y nieve (*ice-caps*).

	PEH (1820-30)	Univ. de Zaragoza (1992)	Univ. de Zaragoza (1998-2000)
<i>Aparato</i>	<i>Categoría Extensión (Ha)</i>	<i>Categoría Extensión (Ha)</i>	<i>Categoría Extensión (Ha)</i>
MACIZO POSETS			
La Paul		Glaciar 13,9	Glaciar 12,4
Posets N	Glaciar 66,0	Glaciar 10,9	Helero 5,7
Posets S			Helero 3,0
Llardana	Glaciar 49,1	Glaciar 21,9	Glaciar 18,9
Llardaneta	-	Helero 4,7	Hel-Nev 2,3
Oc. Forau de la Neu	-	Helero 4,7	Nev-Ext -
Or. Forau de la Neu	-	Helero 5,8	Hel-Nev 2,9
<i>Ext. Total</i>	<i>115,1 (100%)</i>	<i>61,9 (53,7%)</i>	<i>45,2 (39,2%)</i>
MACIZO PERDIGUERO			
Literola		Glaciar 5,1	Hel-Nev 3,2
Tusse de Remuñé	Glaciar 23,4	Helero 3,5	Hel-Nev 1,6
Perdiguero	Glaciar 9,5	Helero 3,0	Hel-Nev 2,0
Occidental Malpás		Helero 3,8	Nev-Ext -
Oriental Malpás	Glaciar 8,1	Helero 2,0	Nev-Ext -
<i>Ext. Total</i>	<i>41,0 (100%)</i>	<i>17,4 (42,4%)</i>	<i>6,8 (16,5%)</i>
MACIZO MALADETA			
Occidental Maladeta	Glaciar 121,3	Glaciar 68,9	Glaciar 6,1
Oriental Maladeta			Glaciar 48,4
Aneto	Glaciar 261,6	Glaciar 99,0	Glaciar 90,4
Barrancs	Glaciar 43,6	Glaciar 16,5	Glaciar 10,8
Occ. Tempestades			Glaciar 14,3
Central Tempestades	Glaciar 83,3	Glaciar 29,8	Helero 7,0
Or. Tempestades			Helero 2,1
Coronas	Glaciar 37,0	Glaciar 16,8	Gla-Hel 3,0
Alba	Glaciar 11,1	Helero 4,1	Hel-Nev 1,1
Occ. Salenques	Glaciar 22,5	Helero 7,3	Helero 6,5
Or. Salenques	Glaciar 13,7	Helero 9,7	Helero 5,6
Cregüña	Glaciar 22,1	Helero 12,6	Hel-Nev 1,9
<i>Ext. Total</i>	<i>612,2 (100%)</i>	<i>264,7 (42,9%)</i>	<i>197,2 (32,0%)</i>
<i>Ext. Total</i>	<i>1.205,2 (100%)</i>	<i>495,7 (41,1%)</i>	<i>355,5 (29,4%)</i>

Figura 2.8.- Tabla con la evolución de la extensión de los glaciares de la zona de estudio por macizos: La columna “PEH” corresponde a las extensiones durante la Pequeña Edad del Hielo (1820-1830), la segunda columna corresponde al catálogo de la Universidad de Zaragoza de 1992, y la tercera columna al catálogo de 1998-2000 (Tomada de Chueca *et al.*, 2002).

Dentro del modelado glaciar encontramos morfologías tanto erosivas como acumulativas. Veamos algunos ejemplos de morfologías erosivas:

CUBETAS ROCOSAS Y SOBREEEXCAVACIONES

Las cubetas que excavan los glaciares en el sustrato poseen dimensiones muy variables, desde pequeños huecos situados entre las rocas aborregadas hasta grandes depresiones cerradas que pueden llegar a ocupar el ancho completo de circos y valles (Benn y Evans, 1998). Las situadas en circos frecuentemente aparecen delimitadas por abruptos escarpes que separan el fondo de la cubeta de lo que podríamos llamar el nivel general del circo.

La formación, tamaño y forma de estas depresiones rocosas depende de variables glaciológicas, tales como el régimen térmico y las condiciones de esfuerzo de la base del glaciar, y las características del sustrato, especialmente la estructura y la litología. Los principales procesos responsables de la formación de cubetas rocosas son la excavación (*quarrying*) y la abrasión glaciar (Benn y Evans, 1998), aunque algunos autores han defendido que la erosión provocada por el agua de fusión puede ser importante en algunos casos (Kor *et al.*, 1991). La excavación y la abrasión sólo son efectivas donde la base del glaciar está húmeda, como sucede en lechos de glaciares templados y de glaciares de flujo rápido (Benn y Evans, 1998). Por otro lado, la excavación en el lecho es más efectiva donde existen grandes variaciones de presión de agua, lo cual refuerza los grandes gradientes de esfuerzos necesarios para romper la roca (Iverson, 1991; Hallet, 1996). El papel de las variaciones de la presión del agua en la sobreexcavación bajo glaciares ha sido estudiado por Hooke (1991). Este autor defiende que la excavación se localiza glaciar abajo de los principales escarpes del sustrato ya que estas bruscas variaciones de su perfil favorecen la aparición de grietas tensionales en la superficie del glaciar (*crevasses*) que permiten que el agua de fusión superficial alcancen el lecho del glaciar (Fig. 2.9). Las fluctuaciones de la presión del agua en estos sectores favorecen la rápida erosión del sustrato. La progresiva excavación del sustrato aguas abajo de los escarpes rocosos acentúa la continua formación de *crevasses* en superficie actuando como un proceso autocatalítico.

La estructura y litología del sustrato controla su resistencia a la excavación y abrasión, y por tanto ejerce una fuerte influencia en la localización y morfología de las cubetas rocosas (Sugden y John, 1976; Gordon, 1981). Además, las zonas de debilidad pueden haber sido

parcialmente excavadas por procesos no glaciares anteriores al avance de las masas de hielo. La meteorización preglaciar puede aislar protuberancias de sustrato resistente y debilitar rocas afectadas por planos de discontinuidad preparando el camino para la efectiva erosión subglaciar (Rudberg, 1973). Brochu (1954) demostró que algunas litologías como los esquistos, son más susceptibles a la excavación de cubetas rocosas que otras como los granitos debido a su diferente densidad de fracturas. Evans (1994) destaca un control litológico similar en el desarrollo de cubetas rocosas. En la zona del Posets-Maladeta estas formas erosivas son particularmente abundantes en los macizos graníticos (ver mapa geomorfológico) donde muestran un marcado control estructural y se suceden de forma escalonada dentro de un mismo circo como sucede en Batisielles, en el circo situado al NE de la Tuca de Cambra, y a lo largo de todo un valle glaciar como ocurre en los tributarios de la margen izquierda del Valle de Estós o en el Valle de Alba.

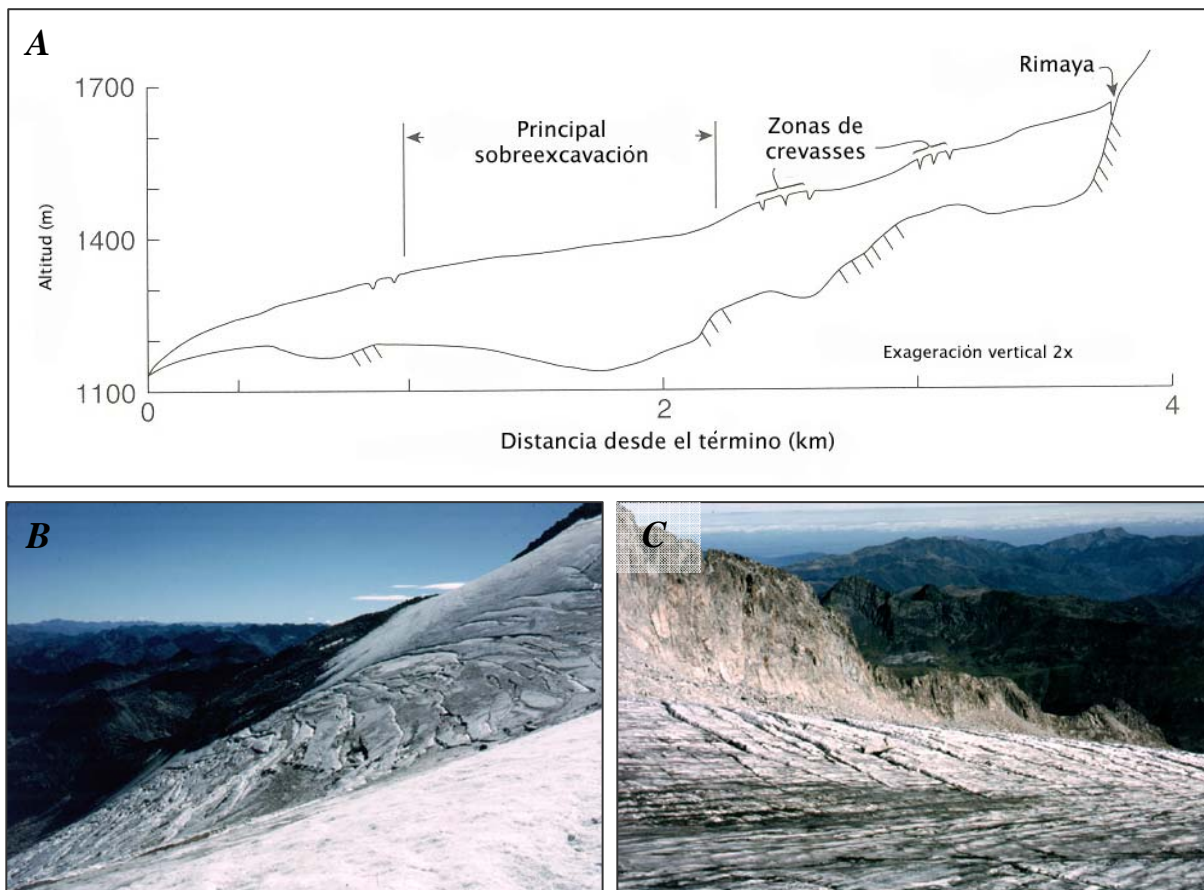


Figura 2.9.- A: Sección longitudinal del Storglaciären, Suecia, mostrando la localización de las zonas de *crevasses*, el perfil del sustrato y los sectores de mayor excavación (*quarrying*) (Modificada de Hooke, 1991). B y C: *Crevasses* transversales en el glaciar del Aneto (Fotos: F. Gutiérrez).

La propia sobreexcavación es responsable de la existencia de zonas de drenaje deficiente y de cubetas lacustres (ibones) de dimensiones muy variadas (Fig. 2.10). En la zona de estudio destacan por su tamaño los de Cregüeña, Millares, Lenés, Cap de la Val, Negro y Literola. Algunas de las cubetas excavadas en circos como el de Bardamina o Remuñe no han sido todavía ni capturadas por la red de drenaje ni colmatadas, debido no sólo a su reciente exhumación por el retroceso de los glaciares de circo, sino también por lo reducido de sus cuencas y por el predominio de procesos de gelifracción en las laderas, cuyos productos se desplazan con dificultad hasta el centro de las cubetas.

Las principales razones por las que las cubetas son generalmente alargadas son:

1) Están guiadas por cambios litológicos o sistemas de fallas y fracturas en la roca aflorante (Zumberge, 1952; Linton, 1963; Nougier, 1972). Es el caso de una fractura que controla la geometría en L de la cubeta en la que se encuentra el Lago Cregüeña (Martínez de Pisón, 1986) (Fig. 2.10A); de la cubeta de Llosas, que sigue el trazado de una fractura de orientación NO-SE, perpendicular a la dirección del flujo glaciar, con dos lagos en su interior; de algunas cubetas del gran circo de Eriste o Val de los Ibones (Fig. 2.10B); o de una cubeta en el Barranco de Literola en la que se cruzan dos fracturas y que alberga un pequeño lago en forma de punta de flecha.

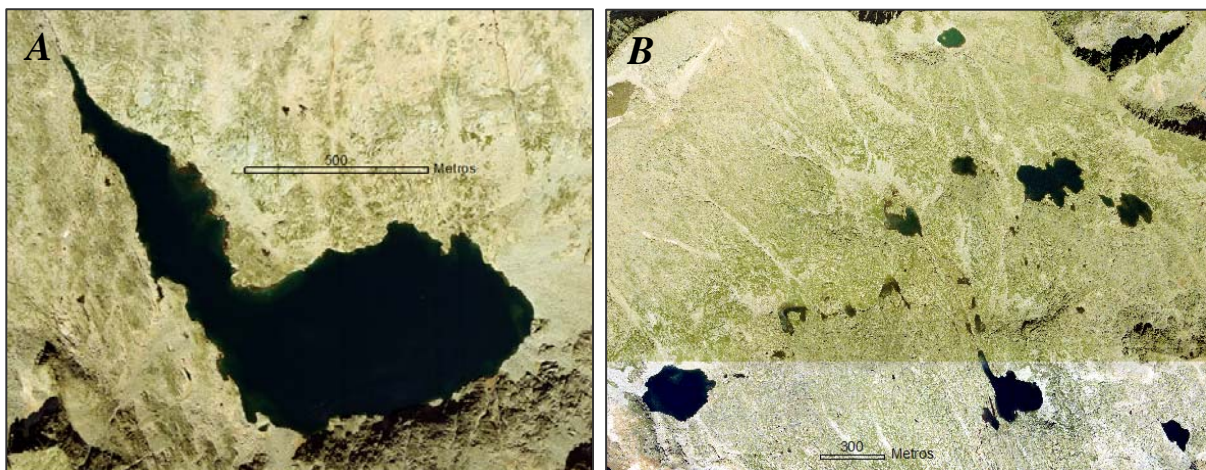


Figura 2.10.- Ortofotos de ibones en cubetas glaciares excavadas en granitos. *A:* Ibón de Cregüeña, Macizo de la Maladeta. *B:* Val de los Ibones, Macizo del Posets.

2) El hielo glaciar excava preferentemente a lo largo de aquellas zonas de debilidad dispuestas de manera subparalela a la dirección del flujo del hielo (Virkkala, 1952). Es el caso del estrecho corredor excavado a favor de una línea de debilidad donde se encuentra el Lago Barrancs (García-Ruiz *et al.*, 1992) (Fig. 2.5, pág. 27).

3) La sobreexcavación puede estar controlada por el relieve fluvial preglaciar (Zumberge, 1955; Rudberg, 1954, 1973). Sería el caso de las cubetas excavadas a lo largo del valle del Ésera, como la cubeta del Plan del Hospital, la del Plan inferior (Fig. 2.11A) y superior de Estanys (Fig. 2.11B) o la del Plan de Aigualluts (Fig. 2.11C). Tras la retirada de los hielos, estas cubetas de valle funcionaron como lagos proglaciares encontrándose actualmente colmatados principalmente de sedimentos glaciolacustres y fluvioglaciares dando lugar a llanuras con acumulación de turba surcadas por canales frecuentemente meandríformes. Por ello, a pesar de su origen glaciar, en el mapa se han representado como un modelado lacustre (color azul claro).



Figura 2.11.- Cubetas de sobreexcavación glaciar colmatadas. *A:* Cubeta inferior de Estanys (Foto: F. Gutiérrez). *B:* Plan superior de Estanys (Foto: F. Gutiérrez). *C:* Plan de Aigualluts (Foto: E. Acosta). El flujo de los canales que surcan esta última se pierde en el sumidero o Forau de Aigualluts y drena subterráneamente hasta surgir en el manantial de *Uelhs deth Joeu* en la cuenca del Garona, en la vertiente francesa.

ARTESAS

Las manifestaciones de erosión glaciaria de mayor entidad son las artesas (*troughs*) excavadas por las lenguas de hielo a lo largo de valles fluviales preexistentes. En la zona del Parque, la artesa más importante es la que excavó el desaparecido glaciar del Ésera. Mide 36 km de longitud medidos desde el circo de Mulleres (a 3000 m de altitud) hasta la barrera morfoestructural del Congosto de Ventamillo (a 900 m de altitud y aguas abajo de la zona de estudio) (Fig. 2.12A), y unos 500 m de altura medidos desde la actual superficie del relleno de la cubeta de sobreexcavación de Benasque (Bordonau, 1992b; Martínez de Pisón, 1989).

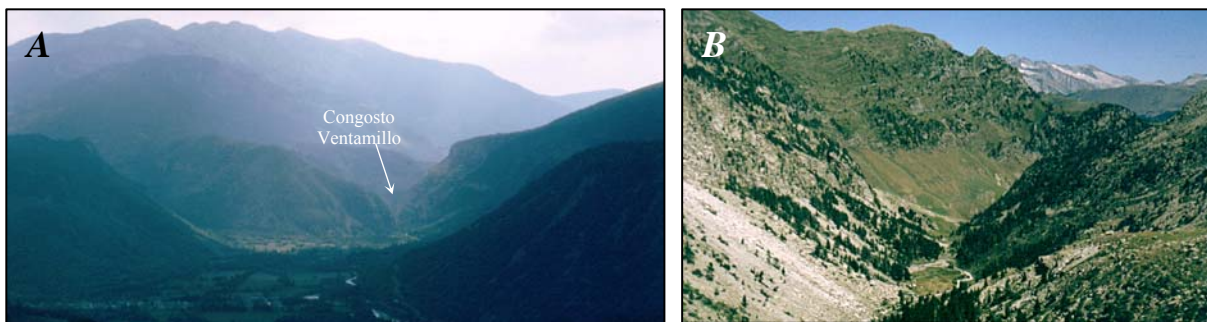


Figura 2.12.- Artesas o valles glaciares. *A:* Artesa del Ésera y su terminación en el Congosto del Ventamillo excavado en calizas del Cretácico (Foto: E. Acosta). Su perfil está parcialmente modificado por las acumulaciones de depósitos post-glaciares en las laderas y en el fondo del valle, y la artesa se interrumpe de forma brusca en el mencionado cañón fluvio-kárstico (Martínez de Pisón, 1989). *B:* Artesa de la Aigüeta de la Val cuyo perfil original ha sido modificado por la acumulación de canchales en las laderas (Foto E. Acosta).

El perfil transversal de los valles glaciares tiene forma de U, aunque pueden mostrar una cierta asimetría, con un flanco más empinado que el otro (Rudberg, 1973), o aproximadamente parabólicos (Svensson, 1959; Graf, 1970). El perfil de muchas artesas se ajusta a la fórmula de una parábola:

$$V_d = aw^b$$

donde w es la mitad de la anchura del valle, V_d es la profundidad del valle, y a y b son constantes. Para muchas artesas, el exponente b es aproximadamente igual a 2. Esta fórmula representa una parábola o una curva infinita, por lo que para la descripción completa de la

forma de una artesa es preciso además definir sus dimensiones relativas. Graf (1970) proponen usar un “*form ratio*”:

$$Fr = V_d/WI$$

donde WI es la anchura del valle medida en su parte más alta. Sin embargo, los perfiles transversales de las artesas pueden alejarse significativamente de esta forma ideal. Nesje y Whillans (1994) piensan que la parte superior de las laderas es modificada por procesos de erosión y meteorización en condiciones subaéreas. En la zona del Parque el perfil original de las artesas se encuentra en general considerablemente modificado por el desarrollo de grandes deslizamientos, por la acumulación de canchales en la base de las laderas, y por depósitos fluviales, aluviales y lacustres en el fondo de los valles (Fig. 2.12). Tan sólo en algunos valles se ha identificado la clara rotura de pendiente en sus laderas que marca el límite de la artesa (ver mapa). En la margen izquierda del Valle de Remuñe y Aigüeta de la Val, en ambos flancos de la cabecera del valle de Estós y de Eriste, y en la margen derecha del alto Ésera, Escaleta y Vallibierna.

La evolución de los perfiles transversales de las artesas ha sido modelizada por Harbor *et al.* (1988) y Harbor (1992b) usando distribuciones de velocidad teóricas en la sección transversal de un glaciar de valle (Fig. 2.13A). Se supone que la tasa de erosión es proporcional a la velocidad a la que se desliza el glaciar, por lo que la erosión actúa preferentemente en el fondo del valle ensanchándolo y profundizándolo hasta alcanzar un perfil de equilibrio, que continúa profundizándose con el tiempo. Las variaciones en el espesor de los glaciares a lo largo del tiempo influye notablemente en los patrones de erosión, produciendo bruscos cambios de pendiente como los identificados en la artesa del Valle de Estós, e incluso hombreras en los flancos de la artesa (Fig. 2.13B). Estas zonas de ladera, libres de hielo, son propensas a experimentar movimientos de ladera que modifican la forma de la artesa y se conocen como zona de influencia glaciar (Fig. 2.13C).

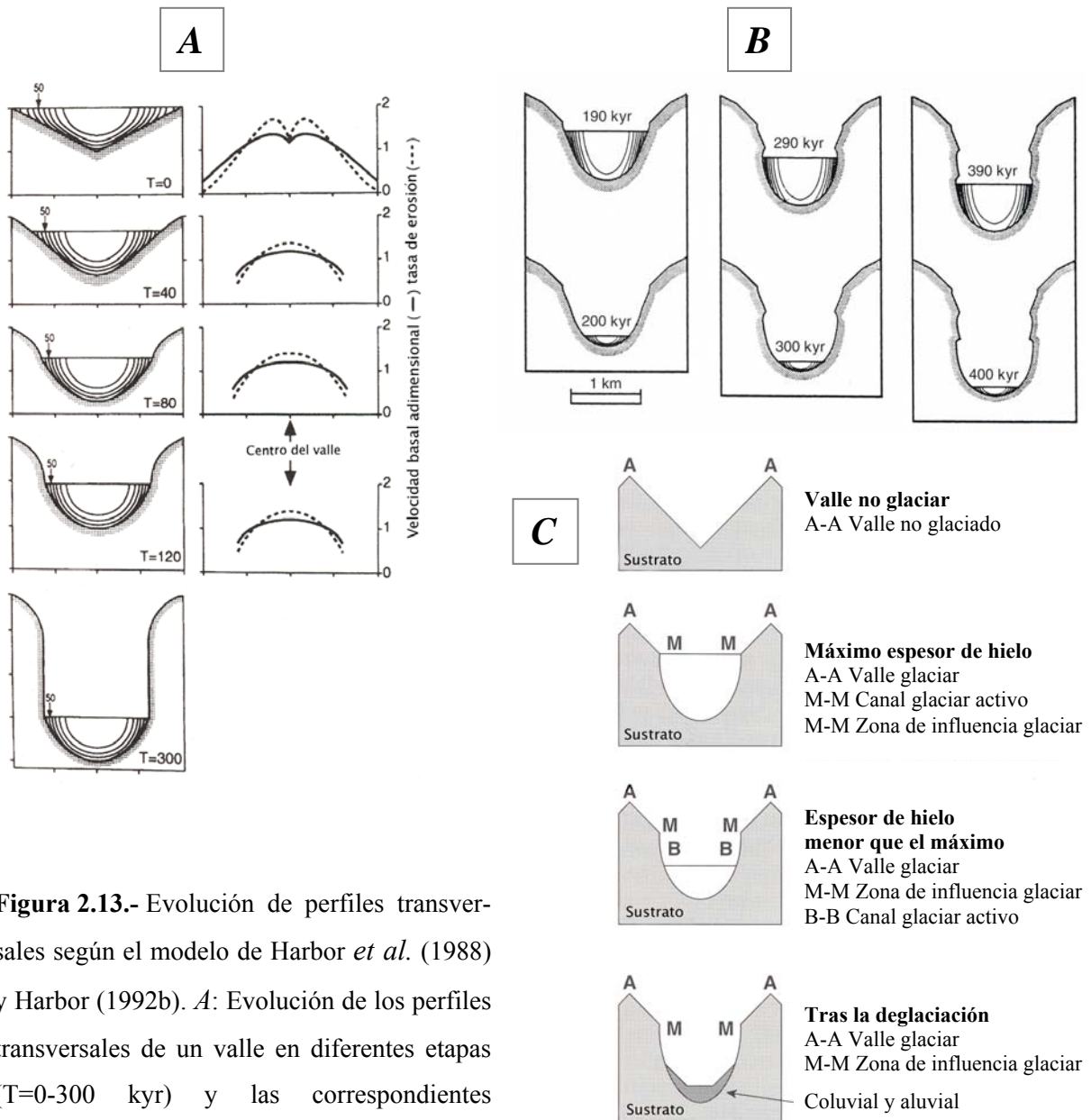


Figura 2.13.- Evolución de perfiles transversales según el modelo de Harbor *et al.* (1988) y Harbor (1992b). *A*: Evolución de los perfiles transversales de un valle en diferentes etapas (T=0-300 kyr) y las correspondientes velocidades basales y tasas de erosión.

B: Desarrollo de perfiles transversales irregulares debido a la expansión y contracción del glaciar en ciclos de 100 kyr. *C*: Evolución esquemática de aristas por erosión en el canal glaciar activo (B-B) y por modificación de la ladera en condiciones subaéreas en la zona de influencia glaciar (M-M). En el momento de máximo espesor de hielo el canal glaciar activo y la zona de influencia glaciar coinciden (Tomadas de Harbor, 1992b).

La descarga y expansión que experimentan los flancos de los valles glaciares debido a la pérdida de presión de confinamiento lateral favorece el desarrollo de perfiles transversales parabólicos (Bain, 1931). La expansión de la roca da lugar a la formación y/o dilatación de fracturas paralelas a la superficie del terreno, siendo este diaclasado topográfico especialmente frecuente en rocas masivas con pocas discontinuidades preexistentes a lo largo de las cuales puedan acomodarse los esfuerzos (Jahns, 1943; Lewis, 1954; Battey, 1960; Linton, 1963; Sugden y John, 1976). Este proceso de descarga que tiene lugar como consecuencia de la deglaciación debilita notablemente la resistencia mecánica del macizo rocoso favoreciendo la actuación de procesos de erosión.

Las tasas de erosión en las artesas de los glaciares principales son habitualmente mayores que en las de los glaciares tributarios, dando lugar a valles colgados por excavación diferencial. Los valles de Estós, Eriste y Vallibierna son excelentes ejemplos de valles glaciares tributarios colgados respecto a la artesa del Ésera.

Las cabeceras de artesas constituyen límites importantes en la distribución de los procesos y suelen formarse bajo el extremo superior de glaciares donde las tasas de erosión aumentan repentinamente. Souchez (1966, 1967b) sugiere que las cabeceras de las artesas se erosionan valle arriba de la misma manera que un *knick point* en el perfil longitudinal de un sistema fluvial, mientras que Nesje y Whillans (1994) recalcan el papel de la denudación subaérea y la retirada de detritos por el hielo glaciar. En ambos casos, la cabecera de la artesa marca el límite superior de la erosión subglaciar efectiva. Su localización puede estar influenciada por varios factores: (1) Un escalón preexistente en el valle; (2) Incremento en la descarga de hielo debido a la convergencia de dos o más glaciares tributarios (Fig. 2.14); (3) Variaciones estructurales o litológicas en el sustrato que conducen a un aumento de la erosión glaciar.

A diferencia de los valles fluviales, las artesas glaciares suelen presentar cubetas de sobreexcavación en sus fondos. Estas depresiones normalmente se forman donde aumenta el volumen de hielo, como sucede en las confluencias de valles tributarios o en los estrechamientos del valle (Hattersly-Smith, 1969). Dichas cubetas están limitadas valle abajo por un umbral habitualmente situado donde el flujo de hielo se vuelve menos forzado y disminuye su velocidad (Løken y Hodgson, 1971) (Fig. 2.15).

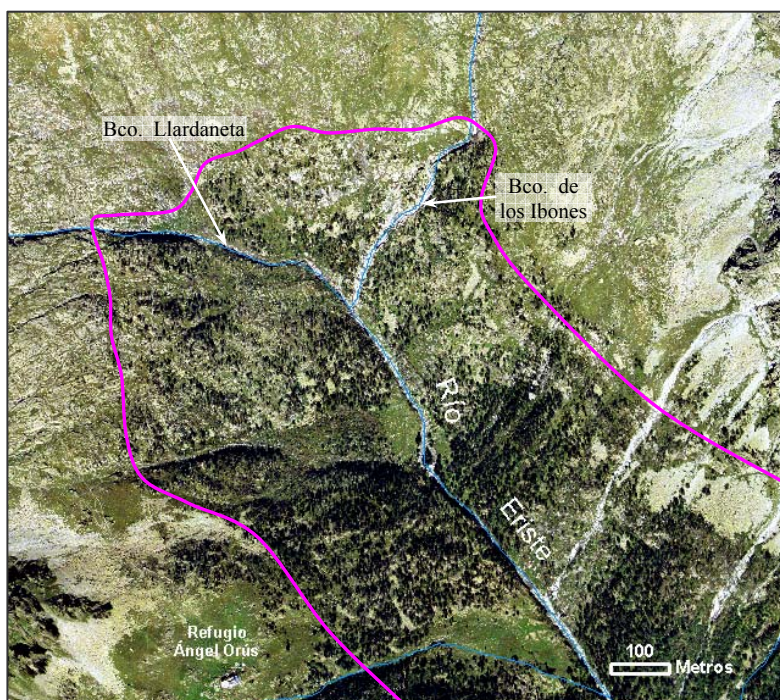


Figura 2.14.- Ortofoto de la cabecera de la artesa de Eriste (línea rosa) localizada aproximadamente en la confluencia de los barrancos de Llardaneta y de los Ibones.

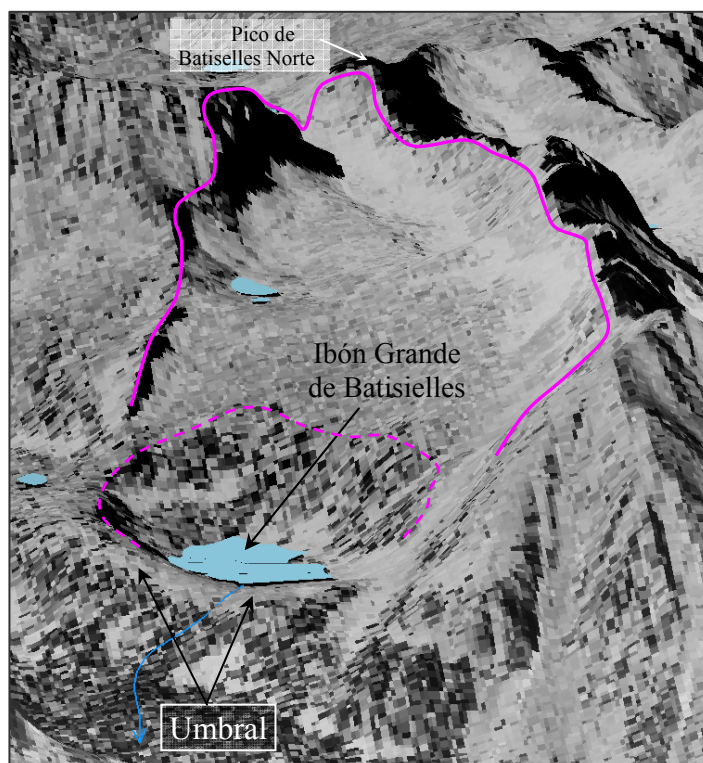


Figura 2.15.- Recreación tridimensional del circo-artesa de Batisielles Norte (línea rosa continua) con su cubeta de sobreexcavación (línea rosa discontinua) y el umbral que represa el Ibón Grande de Batisielles.

Otro aspecto fundamental de la morfología de las artesas glaciares para comprender los patrones de erosión glaciar es el elevado gradiente de su perfil longitudinal. Las irregularidades en el lecho del glaciar pueden producirse por varios factores: (1) Variaciones espaciales en la litología y estructura del sustrato (Matthes, 1930; King, 1959); (2) Cambios en el caudal de hielo glaciar como resultado de su confluencia o difluencia (Veyret, 1955; Holtedahl, 1967; Glasser, 1995); (3) Rasgos preexistentes del relieve (Klimaszewski, 1964; Bakker, 1965).

Varios autores defienden que la localización y la forma en planta de las artesas y los fiordos reflejan la topografía anterior, generalmente controlada por la estructura geológica. La sinuosidad de algunas artesas y fiordos se interpreta a menudo como un legado preglaciar heredado de una morfología fluvial previa (Bretz, 1935; Ahlmann, 1941; Gjessing, 1966; Holtedahl, 1967; Funder, 1972; Augustinus, 1992).

Las artesas abiertas en su extremo superior, especialmente aquellas que han abierto brecha en las divisorias preexistentes (cabeceras de los valles de la Escaleta, Aigüeta de la Val y Vallibierna), son más difíciles de explicar, pero probablemente son fruto del flujo de hielo por valles fluviales preglaciares y la erosión remontante de las cabeceras de las artesas (Dury, 1953; Linton y Moisley, 1960; Gjessing, 1966). Alternativamente, el hielo glaciar puede erosionar el sustrato a lo largo de grandes zonas de debilidad estructural tales como sistemas de fracturas (Bretz, 1935; Funder, 1972) y por tanto, no presentar ningún parecido con los patrones de drenaje preglaciares. La importancia de la estructura geológica y de las formas estructurales preexistentes, como los *grabens*, en la canalización del hielo glaciar ha sido recalcada por numerosos investigadores (Gregory, 1913, 1927; Randall, 1961; Nicholson, 1963; Holtedahl, 1967; Morgan y Budd, 1975; Bornhold *et al.*, 1976; Kerr, 1980; England, 1987; Dyke *et al.*, 1992; Nesje y Whillans, 1994).

Todas las artesas tributarias de la del Ésera siguen aproximadamente la orientación estructural NO-SE de la zona (valles subsecuentes o concordantes). La del Ésera, sin embargo, exceptuando su tramo superior, corta perpendicularmente a la estructura dejando colgadas a las afluentes (valle transversal o discordante). En cuanto al control litológico, en los afloramientos calcáreos se producen estrechamientos y aumentos en el gradiente,

correspondiendo probablemente con antiguos tramos de *seracs*, mientras que las pizarras facilitan el ensanchamiento y la profundización del valle, propiciando la formación de grandes cubetas de sobreexcavación (García-Ruiz *et al.*, 1992).

CIRCOS GLACIARES

Los circos son una de las formas erosivas más características de los paisajes glaciados alpinos (Figs. 2.16). Son depresiones en anfiteatro que constituyen o constituían la zona de alimentación de los glaciares de valle. Se encuentran rodeadas aguas arriba por una abrupta pared (*backwall*) que suele presentar una geometría arqueada en planta (Evans y Cox, 1974). Un circo típico tiene un fondo aproximadamente plano o una cubeta de sobreexcavación conectada con la abrupta pared mediante una ladera de perfil cóncavo. Este perfil es producto de la erosión subglaciar sobre el fondo del circo y la zona inferior de la pared, de la acción de las heladas en la parte alta de la pared en condiciones subaéreas, y del control que ejerce la estructura geológica del sustrato (McCabe, 1939; Battey, 1960; Galibert, 1965; Haynes, 1968). La mayoría de las descripciones de circos resaltan sus empinadas paredes, sus fondos rocosos planos o sobreexcavados y su simple forma arqueada en planta (Lewis, 1938; Sugden, 1969). Sin embargo, los circos no siempre son así de simples. La pared de circo puede estar poco desarrollada o ser prácticamente inexistente, puede ser rectilínea en planta, o puede haber circos ubicados unos dentro de otros (Derbyshire, 1968; Haynes, 1968; Gordon, 1977; Bennett, 1990). Benn y Evans (1998) distinguen los siguientes tipos de circos glaciares:

- Circos simples: Son independientes y bien definidos y responden al tipo paradigmático antes descrito. El del Pico Vallibierna sería un ejemplo de este tipo (Fig. 2.16D).
- Circos compuestos: En este tipo la parte superior está formada por dos circos secundarios del mismo tamaño aproximadamente.
- Circos complejos: En ellos la parte superior consiste en más de dos circos secundarios. Es el caso del gran circo de Perramó-Batsiellles en el Macizo del Posets.
- Circos escalonados: Donde dos o más circos se suceden uno por encima de otro, como ocurre al Sur del Pico Xel de la Vaca, en el Valle de Estós, donde aparecen dos paredes de circo escalonadas.
- Circos artesa: Marcan el extremo superior de una artesa (Gordon, 1977; Bennett, 1990). Es el caso del circo de la figura 2.15.

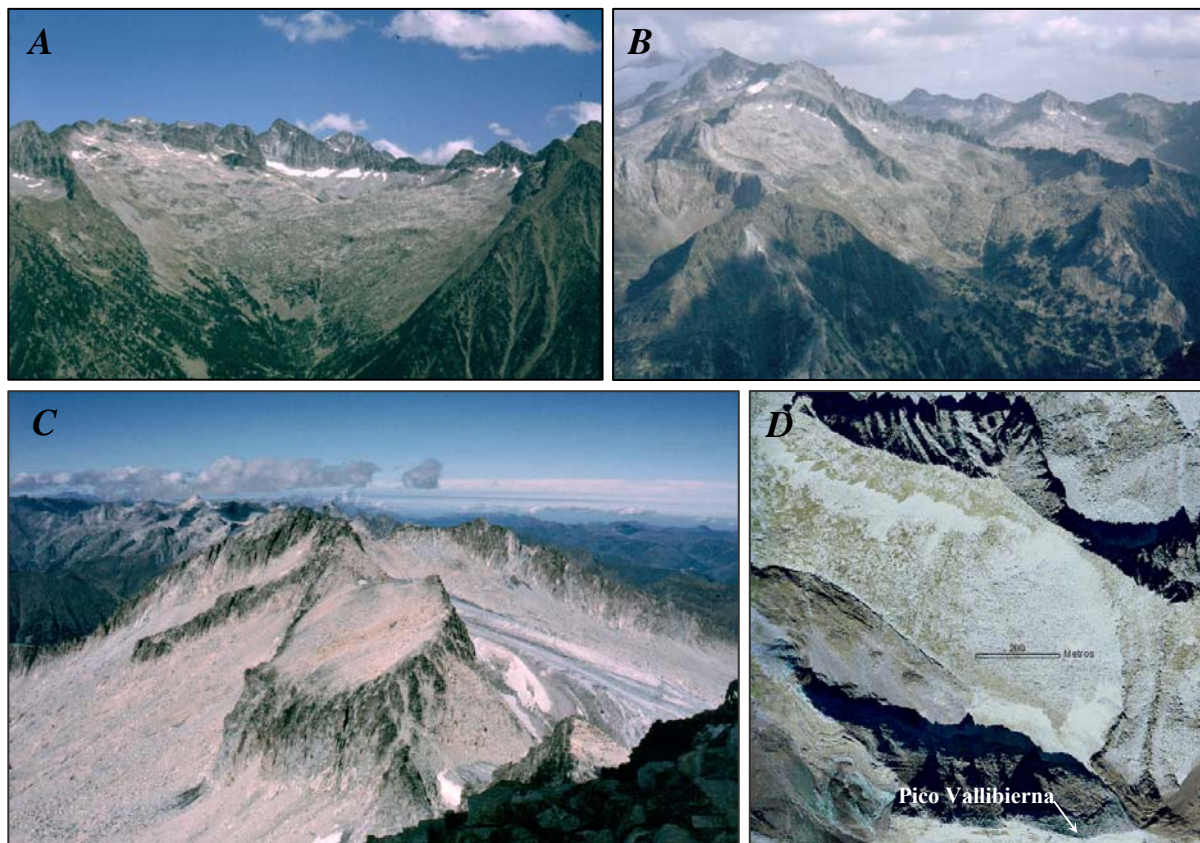


Figura 2.16.- Circos glaciares *A*: Circo de Cregüeña (Foto: E. Acosta). *B*: Circo del Valle de Alba (Foto: E. Acosta). *C*: Circo de Coronas, a la izquierda de la divisoria (Sur), y del Aneto, a la derecha (Foto: F. Gutiérrez). *D*: Ortofoto del Circo de Vallibierna.

Algunos circos pueden tener atributos de más de una de estas tipologías, por ejemplo, circos compuestos o escalonados formando cabeceras de artesas. Existen circos de tamaños muy variables, desde nichos situados en los laterales de los valles de menos de 50 m de longitud entre la pared y la salida, hasta circos de varios kilómetros de largo que forman cabeceras de valle alpino (Gordon, 1977; Haynes, 1955).

En la zona de estudio la mayor densidad de circos se encuentra en los macizos más elevados (Aneto-Maladeta, Posets-Millares y Perdiguero), donde alcanzan dimensiones muy variables, desde decenas de kilómetros cuadrados de superficie en planta, como el gran circo de Perramó-Batisselles en el Macizo del Posets, el de Cregüeña y el del Aneto en el Macizo de la Maladeta o los del Macizo de Perdiguero, hasta los de un 1 km² de la cara Norte de las Tucas de Ixeia. En las divisorias más elevadas los circos se han generado en cualquier orientación, presentando generalmente un mayor desarrollo en laderas Norte. Las orientaciones Sur presentan un balance acumulación/ablación de nieve mucho menor e incluso negativo, por lo

que por debajo de los 2700 m los circos son menos frecuentes o inexistentes. Es el caso de las Tucas de Ixeia, de la divisoria de Box y Comaguana, al Sur de la Aigüeta de la Val, o de la divisoria de Gallinero-Basibé, en el sector Sur de la zona de estudio.

En general, a medida que un circo aumenta su tamaño, el grado de encajamiento y oclusión también aumenta (Gordon, 1977; Evans y Cox, 1995), indicando que los circos se generan a partir de depresiones mediante el progresivo retroceso de la pared del circo y la sobreexcavación de su fondo (Fig. 2.17). Muchos autores (Matthes, 1900; Wright, 1914; Russel, 1933; Boye, 1952; Watson, 1966; Evans y Cox, 1974; Vilborg, 1977) opinan que esta evolución refleja el aumento progresivo del volumen de hielo y nieve que ocupa la depresión, desde un pequeño nevero, pasando por un gran nicho de nivación, hasta el circo de un glaciar. Sin embargo, esta teoría puede resultar simplista y los circos probablemente se generan a partir de una variedad de depresiones preexistentes en varios episodios de ocupación glaciar (Evans y Cox, 1995). Algunos autores como Thorn (1979) o Ballantyne y Harris (1994) opinan que los circos se forman por el agrandamiento de depresiones en el flanco de una montaña, y tal aumento de tamaño puede ser consecuencia de la acción erosiva de neveros procedentes de nivación, que abarcan una amplia variedad de procesos de meteorización y transporte. Algunos de estos procesos de nivación son la intensa actividad hielo-deshielo, la meteorización química, la escorrentía en las laderas, el transporte de detritos por movimientos lentos tipo *creep* y soliflucción, favorecidos por los ciclos de hielo-deshielo y/o por la abundante agua de fusión en los meses de verano (Ballantyne, 1978; Thorn, 1979; Thorn y Hall, 1980). Las depresiones en los flancos de montañas también pueden originarse por erosión fluvial o por movimientos de ladera a gran escala (Benn y Evans, 1998). La formación de los verdaderos circos glaciares tiene lugar una vez que estas depresiones son ocupadas por hielo glaciar, es decir, cuando el hielo es lo suficientemente potente y empinado como para generar los esfuerzos necesarios para provocar su deformación interna (*creep*) y deslizamiento basal. Ballantyne y Benn (1994a) establecen como límite entre neveros y glaciares la distancia de 30-70 m desde la pared del nicho o circo hasta el pie del nevero o del glaciar.

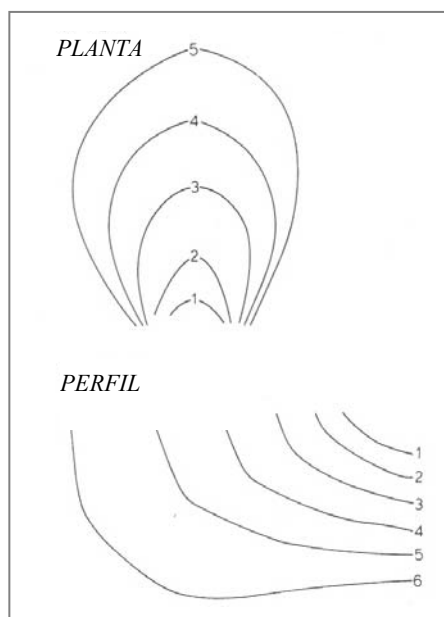


Figura 2.17.- Modelo del desarrollo de circos glaciares por la progresiva ampliación y profundización de una depresión (Tomada de Gordon, 1977).

El retroceso de las paredes de los circos tiene lugar principalmente por una combinación de procesos de meteorización mecánica y movimientos en masa dando lugar en muchas ocasiones a afiladas divisorias (*arêtes*) como las de las figuras 2.16B y 2.16D y picos piramidales o *horns* como los Picos Aneto y Maladeta. El aspecto menos conocido de la erosión en los circos glaciares es lo que ocurre en la banda de transición entre las zonas de procesos subglaciares y subaéreos, es decir, en el límite superior del glaciar. Algunos autores afirman que la meteorización mecánica puede ser muy intensa en la rimaya o *bergschrund* (la grieta que suele aparecer entre un glaciar y la pared del circo). En los meses de verano ésta se amplía aumentando la superficie de roca expuesta a la meteorización por hielo-deshielo. Además, la erosión subglaciar se ve favorecida durante estos meses por las grandes variaciones diurnas en el suministro de agua de fusión procedente de la superficie (Hooke, 1991; Iverson, 1991).

Según Bennett (1990) y Bennett y Glasser (1996) la tasa de erosión de circos glaciares está fuertemente controlada por la geología del sustrato y por factores microclimáticos. Algunos trabajos estiman tasas de erosión en circos glaciares de todo el planeta que oscilan entre 8 y 600 mm ka⁻¹ (Andrews y Dugdale, 1971; Andrews y LeMasurier, 1973; Anderson, 1978; Larsen y Mangerud, 1981; Schneider y Bronge, 1996; Richardson y Holmlund, 1996).

COLLADOS DE DIFLUENCIA GLACIAR

Un collado de difluencia glaciar es una zona de divisoria, generalmente entre dos circos glaciares adyacentes, a través de la cual se ha producido la conexión e incluso la transferencia de masas de hielo de dos cuencas. Generalmente presentan perfiles en “U” y una topografía suave en la que a menudo se observan rasgos de abrasión glaciar. Estos collados están ligados a las cabeceras de los valles altos y especialmente a las zonas ocupadas por los circos glaciares. Algunos ejemplos reconocidos en el área de estudio son el Puerto de la Glera junto al Ibón de Gorgutes, el Collado de la Paúl (Fig. 2.34A, pág. 69) los collados del Toro y de los Aranesos en el Barranco de la Escaleta, el Collado de los Sarrios junto al Ibón alto de Vallibierna, el Collado de Basibé o de Castañesa entre los Picos Cibollés y Posolobino, o el Collado del Gallinero al Sur del Pico Cerler.

ROCAS ABORREGADAS

Este tipo de morfología erosiva de escala intermedia consiste en protuberancias del sustrato asimétricas y generalmente alargadas en la dirección del flujo glaciar con indicios de abrasión en las caras de ataque glaciar y excavaciones en las caras de salida (Fig. 2.18). El término roca aborregada procede del vocablo francés “*roche moutonnée*”, introducido por de Saussure (1786) basándose en el imaginario parecido a los ondulados peluquines de los jueces de aquella época, que eran llamados *moutonnées* por la grasa de *mouton* (carnero) usada para fijar la forma del peinado. El tamaño de las rocas aborregadas varía desde menos de 1 m hasta varios cientos de metros de longitud. En Canadá hay ejemplos de hasta 1,3 km de largo y 50 m de alto (Jahns, 1943). Al noreste de Escocia las hay de hasta 150 m de alto (Sugden *et al.*, 1992; Fig. 2.19). En Suecia hay colinas asimétricas conocidas como *flyggbjergs* que alcanzan hasta 3 km de largo y 350 m de alto (Rudberg, 1954). Las grandes colinas asimétricas pueden tener a su vez pequeñas rocas aborregadas en su superficie (Glasser y Warren, 1990). En la zona del Posets-Maladeta están restringidas a las zonas donde afloran las litologías duras, principalmente granitoides. Se han identificado algunas de estas colinas en el fondo del Valle de Barrancs, en el del alto Ésera (Fig. 2.20A) y en el Valle de Literola (Fig. 2.20B). También aparecen en la ladera del Valle de Estós (Fig. 2.20C), en la margen izquierda del Valle de Remuñe y entre los valles de Barrancs y la Escaleta. También se han cartografiado numerosas rocas aborregadas en algunos fondos de circo como en el de Mulleres, Xel de la Vaca, Aneto o Eriste.

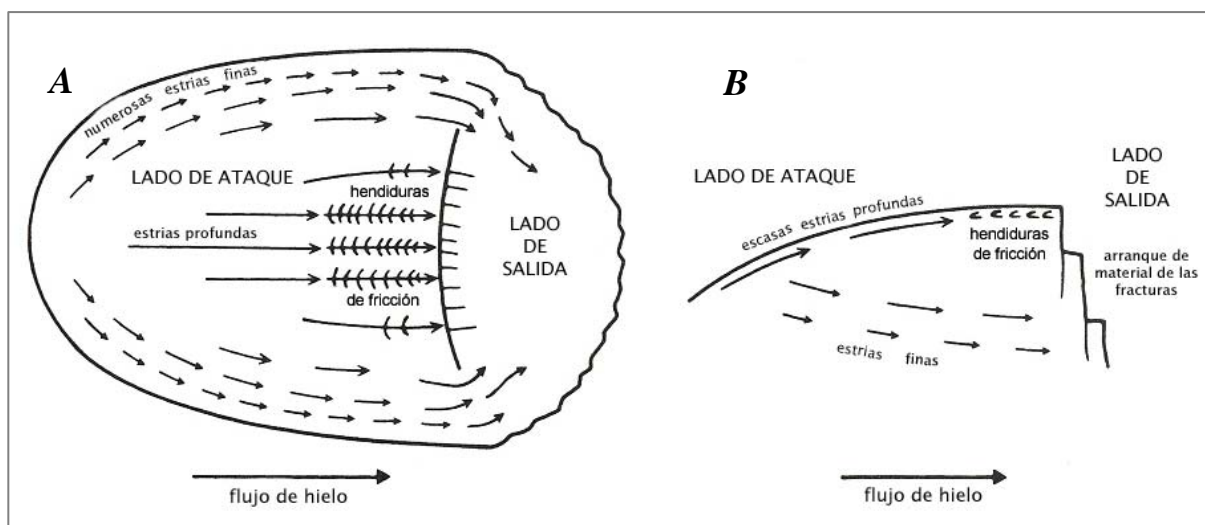


Figura 2.18.- Distribución idealizada de las formas erosivas de pequeña escala que aparecen sobre las rocas aborregadas. A: En planta. B: En perfil. (Modificada de Chorley *et al.*, 1984).

Las rocas aborregadas presentan en su superficie otras morfologías erosivas menores como las *estrias*, que suelen ser frecuentes en las caras de ataque, excepto cuando éstas presentan fuertes pendientes (Rastas y Seppälä, 1981). Si la pendiente es suave aparecen estrias y *hendiduras de fricción* (Fig. 2.18). Los *pulimentos* están limitados a los flancos y a superficies de pendiente suave del lado de salida. Las *superficies de arranque* se encuentran en las partes más empinadas orientadas glacial abajo. En las rocas aborregadas del alto Ésera (Fig. 2.20A) estas superficies de arranque están muy bien desarrolladas y aguas abajo de algunas de éstas se han formado los ibones de Villamorta.

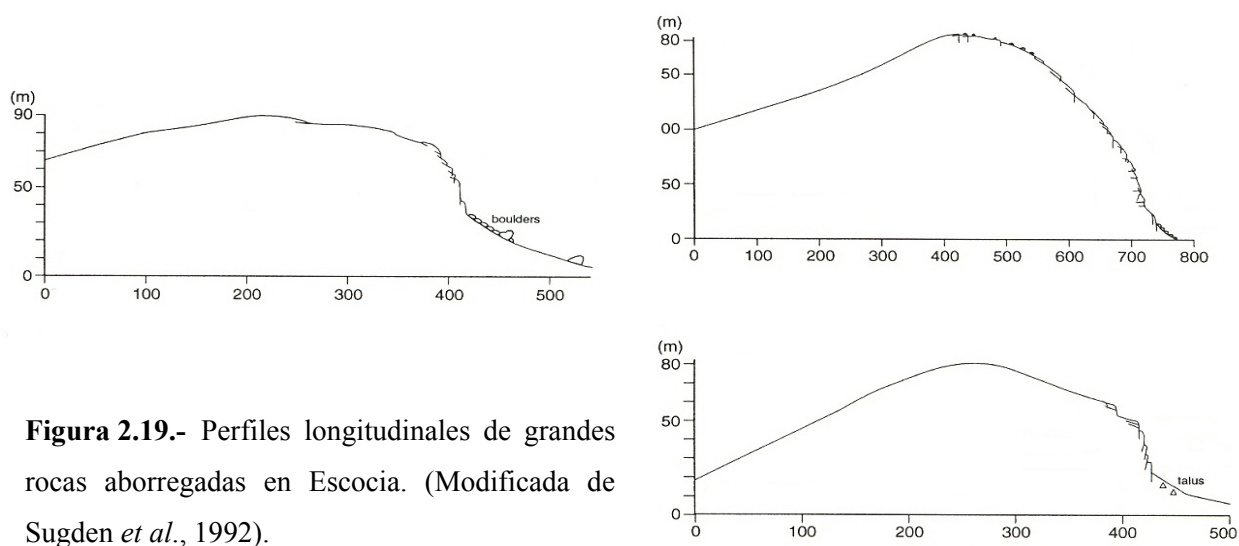


Figura 2.19.- Perfiles longitudinales de grandes rocas aborregadas en Escocia. (Modificada de Sugden *et al.*, 1992).

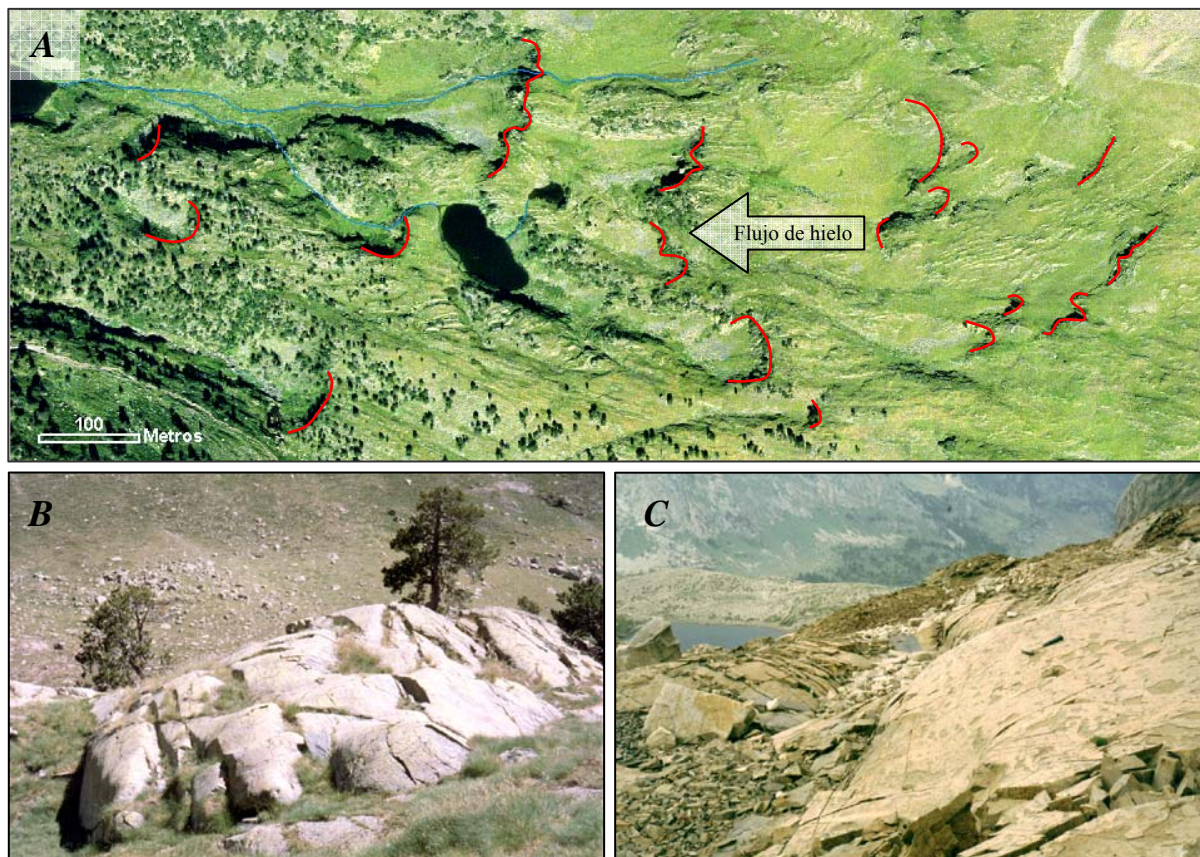


Figura 2.20.- Rocas aborregadas. *A*: En calizas carboníferas de la zona de los ibones de Villamorta (alto Ésera). Las líneas rojas indican las excavaciones de las caras de salida. *B*: En granitoides del Valle de Literola (Foto: E. Acosta). *C*: En pizarras devónicas con pulimentos y estrías junto al ibón de Bardamina, Valle de Estós (Foto: E. Acosta).

La forma y la morfología superficial de las rocas aborregadas reflejan la distribución de esfuerzos sobre las protuberancias del sustrato bajo el flujo de hielo, así como los procesos de rotura del sustrato. En el lado de ataque de las jorobas, los esfuerzos normales aumentan como consecuencia de la disminución de la sección por lo que las partículas que alberga el hielo basal tienden a ponerse en contacto con el sustrato aumentando la efectividad de la abrasión (Boulton, 1974; Hallet, 1979a). Por el contrario, los esfuerzos normales en el lado de salida son proporcionalmente menores, favoreciendo la formación de cavidades e inhibiendo la abrasión. A su vez, la presencia de cavidades asociadas a la cara de salida de las jorobas facilita la propagación de grietas y fracturas en el sustrato flujo-arriba de las cavidades, especialmente bajo condiciones fluctuantes de presión de agua (Iverson, 1991; Sugden *et al.*, 1992; Hallet, 1996). En definitiva, la acción preferente de la abrasión y la excavación sobre las caras de ataque y salida, respectivamente, de las protuberancias del sustrato conduce a la formación de la clásica *roche moutonnée*. Un estudio sobre grandes rocas aborregadas en

Canadá puso de manifiesto que hasta 33 m de roca habían sido eliminados por excavación de los lados de salida en contraste con los apenas 4 m de los lados abrasados de ataque (Jahns, 1943). En este caso, por lo tanto, la excavación fue un proceso de erosión subglaciar más efectivo que la abrasión. Trabajos más recientes sugieren que la excavación es generalmente el proceso más importante que explica por qué las rocas aborregadas son formas tan frecuentes en terrenos glaciados de litología dura (Boulton, 1974; Drewry, 1986; Iverson, 1995).

El importante papel que desempeñan las cavidades subglaciares en los procesos de excavación sugiere que las rocas aborregadas tienden a formarse allí donde existan en la base del glaciar cavidades sometidas a menor presión. La existencia de dichas cavidades es más probable bajo poco espesor de hielo donde la presión media por sobrecarga del glaciar es baja, y en áreas donde las presiones del agua subglaciar experimentan grandes fluctuaciones debido a variaciones en el suministro del agua de fusión procedente de la superficie del glaciar (Iverson, 1991; Sugden *et al.*, 1992). Es de esperar, por tanto, que la formación de rocas aborregadas se vea reforzada bajo glaciares templados de valle y poco grosor, y cerca de sus márgenes donde la incorporación de agua en estado líquido es habitual (Sugden *et al.*, 1992).

La morfología de las rocas aborregadas está fuertemente influenciada por la estructura del sustrato (Matthes, 1930; Demores, 1937; Zumberge, 1955; Gordon, 1981; Rastas y Seppälä, 1981; Laitakari y Aro, 1985; Glasser y Warren, 1990; Sugden *et al.*, 1992). La excavación y el arranque de material (*quarrying* y *plucking*) se ven favorecidos por la presencia de sistemas de discontinuidades favorablemente orientadas. En algunas situaciones, el arranque de material puede llegar a producirse en las superficies de ataque. La influencia del diaclasado en la evolución de una roca aborregada granítica fue reconstruida por Sugden *et al.* (1992) (Fig. 2.21). En los estadios la excavación explota las discontinuidades de descarga desarrolladas paralelamente a la superficie original del sustrato produciendo lajas arqueadas. A medida que la erosión progresa quedan expuestas diaclasas tectónicas verticales y horizontales más profundas, induciendo la creación de un perfil empinado en el lado de salida.

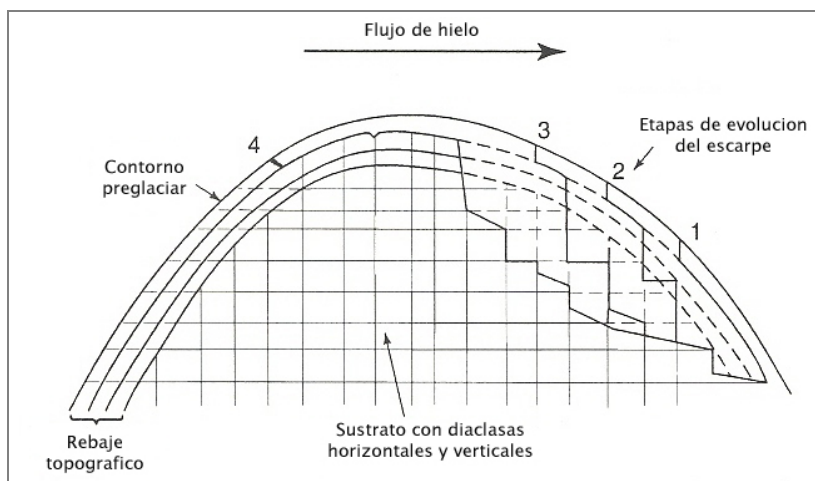


Figura 2.21.- Modelo de las etapas de formación de rocas aborregadas de Sugden *et al.* (1992). La etapa 1 implica la retirada de las lajas superficiales del lado de ataque por la explotación del diaclasado topográfico. En la etapa 2 se produce la migración en el sentido contrario del flujo de caras verticales con una limitación de profundidad en la propagación de las grietas. En la etapa 3 continúa el desgaste remontante y los sucesivos ciclos de profundización. En la etapa 4 culmina la generación del típico perfil de roca aborregada con un eskarpe escalonado y una superficie superior pulida.

Algunos investigadores han sugerido que las rocas aborregadas son esencialmente restos de un frente de meteorización preglaciar que ha sido modificado ligeramente por erosión glaciar (Leiviska, 1907; Davis, 1909; Sahlstrom, 1914; Demorest, 1939; Mattsson 1960, 1962; Lindmar-Bergstrom, 1988; Lindstrom, 1988). Según este punto de vista, las rocas aborregadas son formas erosivas glaciares inmaduras que serían completamente eliminadas por el retroceso del eskarpe de su lado de salida durante una glaciación prolongada. Lindstrom (1988) contempla esta hipótesis de la meteorización como una alternativa a la clásica teoría glaciar, pero los dos modelos son en realidad complementarios. Algunas rocas aborregadas parecen ser colinas preglaciares ligeramente modificadas (Jahns, 1943; Rudberg, 1954; Sugden y John, 1976; Lindstrom, 1988), pero en muchas áreas, como en los fondos de circos y artesas, están claramente originadas por erosión glaciar diferencial. Entre estos dos extremos es probable que exista todo un espectro de formas en las que varía el grado de herencia topográfica (Benn y Evans, 1998).

DRUMLINS ROCOSOS

Los *drumlins* rocosos, también conocidos como *tadpole rocks* (Dionne, 1987) son protuberancias de sustrato suavizado alargadas en la dirección del flujo que carecen del característico lado de salida de las rocas aborregadas (Linton, 1963; Sugden y John, 1976; Evans, 1996). Presentan un perfil longitudinal asimétrico, con lados de ataque empinados, lados de salida suavemente tendidos (Fig. 2.22) y con abundantes estrías y hendiduras de fricción en su superficie.



Figura 2.22.- Drumlin rocoso en el Valle de Estós (Foto: E. Acosta).

La ausencia de caras de arranque o excavación en el lado de salida implica que no existieron cavidades de baja presión en el lecho del glaciar durante su formación (Evans, 1996). La creación de cavidades no se produce bajo grandes espesores de hielo con presiones de carga altas, situación en la que la abrasión puede actuar sobre casi todo el lecho, creando dorsos de ballena simétricos y suaves. Los *drumlins* rocosos asimétricos se forman cuando la abrasión se concentra en el lado de ataque y en el lado de salida se suprime tanto la abrasión como el arranque de material. Tales condiciones pueden darse donde: (1) los esfuerzos normales sobre el lado de salida de las protuberancias son suficientemente bajos como para inhibir la abrasión, pero demasiado altos como para permitir la formación de cavidades; o (2) se forman cavidades pero no están sujetas a las fluctuaciones de las presiones de agua que favorecen la excavación. La última condición es más probable que ocurra donde el agua de fusión procedente de la superficie no puede alcanzar el lecho, por ejemplo bajo glaciares en zonas polares que tienen capas superficiales de hielo permanentemente helado (Evans, 1996). Tanto los *drumlins* como los dorsos de ballena pueden ser formas erosivas características de glaciares de gran espesor y flujo rápido (Evans, 1996).

Se han propuesto otras teorías para explicar la formación de *drumlins* y dorsos de ballena como (1) la conservación de colinas de sustrato preglaciares (Lindstrom, 1988); (2) el remodelado de rocas aborregadas y la eliminación de los lados excavados debido a cambios en la dirección del flujo de hielo (Veillette, 1986; Anundsen, 1990); y (3) una estructura del sustrato no propensa al desarrollo de lados de salida con arranque de material (Gordon, 1981). La erosión fluvial subglaciar también fue considerada por Kor *et al.* (1991), inducidos por el hecho de que los *drumlins* rocosos presentan a menudo en su superficie unos surcos que estos autores interpretan como generados por erosión fluvial. Sin embargo, estos surcos pueden reflejar simplemente una eficiente abrasión debida a las altas presiones por carga, altas velocidades de flujo y grandes superficies de contacto hielo-lecho bajo un gran espesor de hielo (Dahl, 1965).

En la zona del Parque tan sólo se ha identificado un *drumlin* en la cabecera del Valle de Estós que corresponde a una pequeña intrusión granítica que ha resistido al paso del glaciar (Fig. 2.22).

PULIMENTOS Y ESTRÍAS

Como ya se ha indicado, además de aparecer en el lado de ataque de las rocas aborregadas y en los *drumlins* rocosos, también se han identificado en afloramientos rocosos aislados como los de la figura 2.23. Sin embargo, debido a su reducido tamaño, estas morfologías de detalle no se han representado en el mapa geomorfológico.



Figura 2.23.- Pulimentos y estrías en los afloramientos de la carretera de acceso al Hospital de Benasque (Fotos: E. Acosta).

En cuanto a las morfologías glaciares acumulativas, la zona de estudio cuenta con numerosos ejemplos de estos depósitos. En el mapa se reflejan sus límites cuando son precisos y no se hace referencia a su cronología relativa o absoluta, sobre la cual se hacen algunas referencias en el apartado de Historia Geomorfológica.

MORRENAS

A los productos de la sedimentación glacial en medios terrestres se les conoce con el nombre genérico de *till*, mientras que una *morrena* es una acumulación de depósitos glaciares que tienen una expresión morfológica superficial. Podría decirse que *till* es un término estratigráfico mientras que *morrena* un vocablo geomorfológico. En el Parque Posets-Maladeta, la litología y las características texturales de las morrenas en cada sector dependen de las litologías existentes en las zonas por las que avanzaron los glaciares. Así, en los macizos graníticos estas acumulaciones están formadas por grandes clastos (gravas y bloques) con escasa matriz fina, mientras que en los sectores donde dominan los materiales metamórficos encontramos depósitos con abundante fracción fina y bloques de menor tamaño. Estas morrenas se forman asociadas al límite de los glaciares por el empuje del material detrítico que encuentran a su paso durante las etapas de avance (Worsley, 1974; Boulton y Eyles, 1979; Rabasa *et al.*, 1979; Rogerson y Batterson, 1982; Sharp, 1984) o por el material que depositan los glaciares por fusión en etapas de estabilización (N. Eyles, 1979; Boulton y Eyles, 1979; Small, 1983, 1987b), y pueden aparecer en posición frontal o lateral.

Las *morrenas frontales* evidencian la posición del frente de las masas de hielo en fases glaciares anteriores. Martínez de Pisón (1989 y 1991) sugiere que el retroceso de los glaciares en la zona de estudio debió ser muy rápido, pues apenas se reconocen restos de morrenas frontales. En el valle del Ésera se conserva un pequeño depósito frontal sobre el umbral de Sahún (aguas abajo del Parque), y hay que ascender hasta la cabecera del valle para volver a encontrar nuevos cordones morrénicos frontales, entre los que destacan el situado inmediatamente aguas arriba del Forau de Aigualluts y las morrenas de la Pequeña Edad del Hielo situadas frente a los glaciares de la Maladeta, Aneto, Barrancs, Tempestades, Coronas, Literola, Gorgutes y Bardamina (Fig. 2.24).

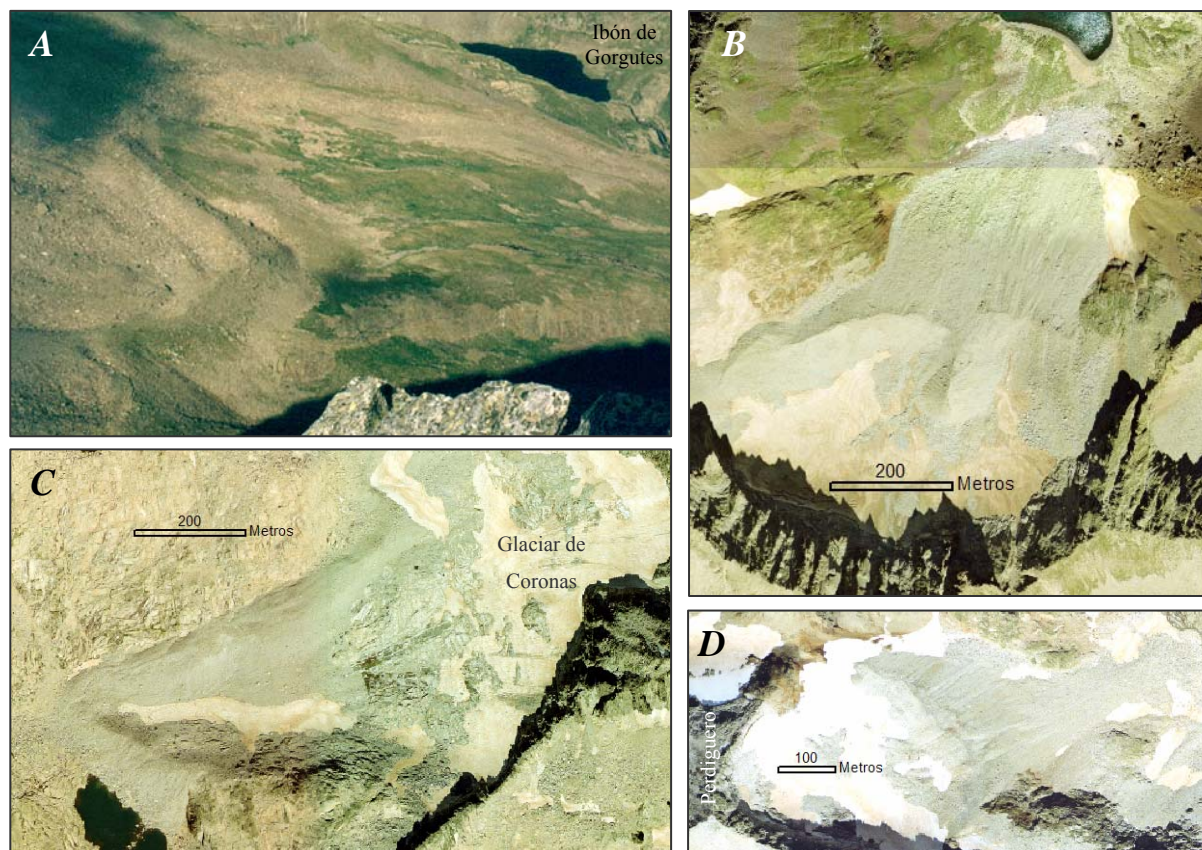


Figura 2.24.- Morrenas frontales de la PEH. *A*: Junto al Ibón de Gorgutes (Foto: E. Acosta). *B*: En el Circo de Bardamina. *C*: Junto al glaciar de Coronas. *D*: En Literola, junto al Pico Perdiguero.

Respecto a las *morrenas laterales*, la figura 2.25 muestra un ejemplo situado en la margen derecha del Valle de Estós. En la margen derecha del Ésera, al Oeste de Benasque, aparece el resto de un pequeño depósito situado a 500 m por encima del fondo del valle actual. Teniendo en cuenta que el espesor del relleno de la cubeta de sobreexcavación glaciar situada en esta zona es de unos 290 m (Bordonau *et al.*, 1989 y Bordonau, 1992b) se puede afirmar que el glaciar alcanzó un espesor de unos 800 m en dicha cubeta.



Figura 2.25.- Morrena lateral en la margen derecha del Valle de Estós (Foto: E. Acosta).

BLOQUES MORRÉNICOS DISPERSOS

Con la progresiva ablación de los glaciares, los bloques que éstos transportaban sobre, dentro y/o en la base de la masa de hielo, fueron depositándose de manera dispersa como sucede en el Barranco del Perdiguero (Fig. 2.26). Éstos pueden ser de tamaño muy variable.



Figura 2.26.- Bloques morrénicos dispersos. Barranco del Perdiguero, Valle de Estós (Foto: E. Acosta).

2.3.3.- MODELADO PERIGLACIAR

El término “periglaciario” fue introducido por primera vez por el geólogo polaco Walery von Lozinski, para describir las condiciones de meteorización en las que la acción del hielo daba lugar a la producción de fragmentos rocosos en las montañas de los Cárpatos (Lozinski, 1909). Posteriormente, en el XI Congreso Geológico de Estocolmo de 1910 este autor introdujo el concepto de “zona periglaciaria” para describir las condiciones climáticas y geomórficas de áreas periféricas a casquetes de hielo y glaciares pleistocenos (Lozinski, 1912).

Según French (1996) la definición inicial de Lozinski es demasiado restrictiva. Primero, es bien sabido que los fenómenos relacionados con los ciclos de hielo-deshielo (*frost action*) pueden darse a grandes distancias de los límites de glaciares y casquetes. Estas zonas son consideradas como periglaciares no por su proximidad a masas de hielo sino por factores tales como el *permafrost* o la baja temperatura media anual. Segundo, aunque Lozinski usó el término para referirse a áreas y no a procesos, posteriormente ha sido considerado cada vez más como la designación de un amplio grupo de procesos geomórficos. Estos incluyen no sólo a los ciclos de hielo-deshielo y a los procesos relacionados con el *permafrost*, sino también a un amplio rango de procesos como el *soil creep*, el *stone tilting*, la solifluxión, los desprendimientos de rocas, los deslizamientos, los aludes, los regímenes fluviales controlados por el deshielo estacional, los procesos relacionados con la acción de vientos fuertes, etc, que no necesitan para su funcionamiento ni una proximidad a masas de hielo ni un clima excesivamente frío (French, 1996). Por lo tanto, el uso moderno del término “periglaciario” se refiere a un amplio rango de condiciones frías no glaciares, independientemente de su proximidad a un glaciar tanto en el tiempo como en el espacio (Jahn, 1975; French 1976a; Washburn, 1979).

Según Karte (1979) y French (1996) se consideran ambientes periglaciares los desiertos y semidesiertos polares del alto Ártico, la zona de tundra, la zona de bosque boreal, las zonas subárticas continentales y marinas, y regiones alpinas en latitudes medias y bajas a gran altitud como el Plató del Tíbet o los Pirineos. En la figura 2.27 se representan las zonas periglaciares de España y Portugal en el máximo glaciar Pleistoceno. Para nuestro propósito, los ambientes periglaciares pueden ser definidos simplemente como aquellos en los que

dominan **(I)** los ciclos de hielo-deshielo (*frost action*) (Tricart, 1968) y **(II)** los procesos relacionados con el *permafrost* (Péwé, 1969).

(I) Procesos relacionados con los ciclos de hielo-deshielo (*frost action*). El término “ciclo de hielo-deshielo” generalmente se usa para describir una variedad de procesos de meteorización mecánica causados por repetidos ciclos de congelación y descongelación del agua en poros, grietas y otras aperturas del suelo, roca y otros materiales (Gary *et al.*, 1972). Entre estos procesos se incluye la gelifracción, el levantamiento por helada (*frost heaving*) y el empuje horizontal (*frost thrusting*) de partículas del suelo, los desplazamientos en masa dentro del suelo y la fracturación por contracción térmica.

El agua destilada se hiela a 0°C y al hacerlo aumenta un 9% su volumen. Bridgman (1912) midió en condiciones ideales de laboratorio que la máxima presión generada por este cambio de fase alcanzaba los 2115 kg/cm². Según Grawe (1936), esta presión teórica probablemente nunca se alcance en la naturaleza por un motivo muy simple, la máxima resistencia a la tensión de las rocas es mucho menor, del orden de 250 kg/cm². Estos esfuerzos son los responsables de la gelifracción o crioclastia, más intensa cuanto mayor sea la cantidad de agua disponible, ya sea porque las rocas estén compuestas por minerales fácilmente hidratables (Dunn y Hudec, 1965, 1966), por la humedad ambiental (Mellor, 1970; Martini, 1967, 1973; Guillien y Lautridou, 1970) o porque estén parcialmente sumergidas (Potts, 1970). La gelifracción es particularmente intensa en las proximidades de neveros estacionales y en costas en las que las rocas están frecuentemente mojadas (Taber, 1950; Mackay, 1963a) produciendo fragmentos angulares de tamaño muy variable, desde bloques del tamaño de una casa (Washburn, 1979) hasta partículas finas como la arcilla (Guillien y Lautridou, 1970).

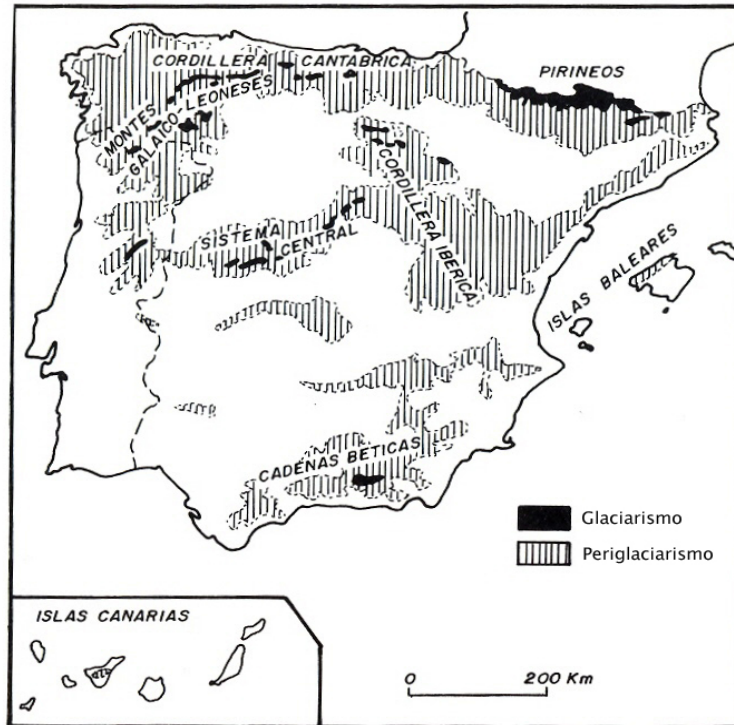


Figura 2.27.- Áreas afectadas por los procesos de clima frío en el máximo glaciar Pleistoceno en España y Portugal (Peña-Monné, 1991). La figura da una idea sobre la distribución actual del periglaciario.

Las rocas sedimentarias como las limolitas y los esquistos con alto contenido en mica o illita muestran, en virtud de la orientación horizontal de los minerales micáceos, planos de exfoliación a través de los cuales el agua migra preferentemente. Por esta razón los esquistos son más propensos a romperse que las rocas ígneas (Potts, 1970). El papel de la porosidad fue destacado por Lautridou (1975), quien advirtió que las rocas carbonatadas aumentaban su susceptibilidad a la rotura con el aumento del tamaño de los poros.

Otros experimentos evidencian que tanto la intensidad de la congelación como el número y la duración de los ciclos de hielo-deshielo juegan un papel importante (Tricart, 1956a). Según Schunke (1977c), la producción de los abundantes derrubios angulares presentes en ambientes periglaciares parecen depender más de las bajas temperaturas que de la frecuencia de los ciclos de hielo-deshielo. Battle (1960) observó en laboratorio que las rocas porosas sin grietas no se rompían por encima de -10°C y que para lograr que se fragmentaran se necesitaba un descenso de temperatura de $0,1^{\circ}\text{C}$ por minuto. Se hace hincapié en la condición de “sin grietas” porque la gelifración se ve favorecida por su presencia, ya que el agua meteórica puede percolar por ellas, congelarse y crear una cuña de hielo en su interior (Battle, 1960;

Pissart, 1970a). Mellor (1970) descubrió que el esfuerzo total por congelación en una roca aumenta no sólo incrementando el contenido en agua sino también, para una cantidad de agua dada, incrementando la velocidad de congelación, de este modo se reduce la oportunidad del agua intersticial para redistribuirse o extruir. Aguirre-Puente (1975) y Lautridou y Ragot (1977), defienden que la congelación brusca puede sellar los poros pequeños dificultando la salida del agua de capilaridad. Por lo tanto, la rápida congelación de rocas saturadas en agua debería favorecer la gelifracción mediante la creación de un sistema cerrado que reforzaría los efectos de la presión.

Paradójicamente también hay casos en los que una congelación lenta puede favorecer la gelifracción. Taber (1950) sugirió que un descenso lento de la temperatura puede ayudar al proceso de gelifracción de rocas de grano fino húmedas y sin grietas mediante el crecimiento de grandes cristales de hielo que se forman por el flujo interno de agua hacia el frente de congelación. En este mismo tipo de rocas una congelación rápida inhibiría dicho flujo de agua.

En ambientes periglaciares la gelifracción puede producirse durante todo el año pero el momento álgido tiene lugar en primavera, que es precisamente cuando se alcanza la mayor frecuencia de desprendimientos de rocas (Washburn, 1979). Excluyendo a los terremotos, la gelifracción es considerada como la principal causa de desprendimientos de rocas (*rock-falls*) en ambientes periglaciares (Rapp, 1960a, 1960b; Washburn, 1969a; Luckman, 1976). Barsch (1977d) estimó que la gelifracción en los Alpes suizos durante el Holoceno provocó que algunos flancos de valles retrocedieran 10-25m a un ritmo medio de unos 2,5 mm/año.

El papel de la gelifracción en ambientes periglaciares no debe enmascarar el de la meteorización química (Washburn, 1979). Por ejemplo, la acción química de la sal (haloclastismo) puede romper rocas y producir partículas tamaño limo, y en rocas como areniscas y calizas tipo creta puede llegar a ser mucho más efectiva que la gelifracción (Goudie, 1974).

En la zona del Parque Posets-Maladeta la crioclastia o gelifracción es muy intensa en zonas altas y en rocas fracturadas. Conviene recordar que por encima de 1700 m la nieve está presente de manera continua durante al menos cinco meses al año y que las heladas son

posibles durante prácticamente todo el año (García-Ruiz *et al.*, 1992). Ello explica la importancia de la fragmentación mecánica de las rocas lo que da lugar a laderas de bloques, canchales, morrenas de nevero (*protalus ramparts*) y glaciares rocosos. A continuación se describen las morfologías periglaciares relacionadas con los ciclos de hielo-deshielo en la zona de estudio.

LADERAS DE BLOQUES Y CANCHALES

Ambas acumulaciones de bloques son muy parecidas, sin embargo, hay una clara diferencia entre ellas y es que por encima de una ladera de bloques no hay ningún escarpe que desprenda fragmentos de roca, los bloques proceden de la roca subyacente. En un canchal, las partículas proceden de los desprendimientos de un escarpe rocoso situado ladera arriba, los cuales pueden desencadenarse por ciclos de hielo-deshielo, fusión de nieve, aludes e incluso por procesos azonales no periglaciares como la lluvia, la meteorización biológica (crecimiento de raíces, excavaciones de animales), la meteorización química, el viento, la escorrentía, los terremotos, los rayos, las vibraciones procedentes de la actividad antrópica o los incendios. Es por esta razón por la que no se ha incluido a los canchales en el modelado periglacial y sí en el de laderas.

MORRENAS DE NEVERO (*PROTALUS RAMPARTS*)

Según Daly (1912), el desarrollo de una morrena de nevero (*protalus rampart*) se explica por la acumulación de fragmentos rocosos al pie de neveros o heleros procedentes de desprendimientos de rocas que deslizan, ruedan o rebotan sobre la superficie de la nieve o el hielo (Fig. 2.28A). Ballantyne (1987) añade que las morrenas de nevero también pueden formarse en el pie de un talud de fragmentos rocosos (canchal o cono de derrubios) supersaturado en hielo (Fig. 2.28B). El talud congelado se desestabiliza cuando se superan algunos umbrales (volumen de hielo, esfuerzo de cizalla) y empieza a moverse lentamente ladera abajo (*creep*) desarrollándose en su pie crestas y formas parecidas a terrazas. Las morrenas de nevero así formadas podrían considerarse como glaciares rocosos embrionarios, es decir, no son el resultado de procesos relacionados con los ciclos de hielo-deshielo, sino de procesos relacionados con el *permafrost*.

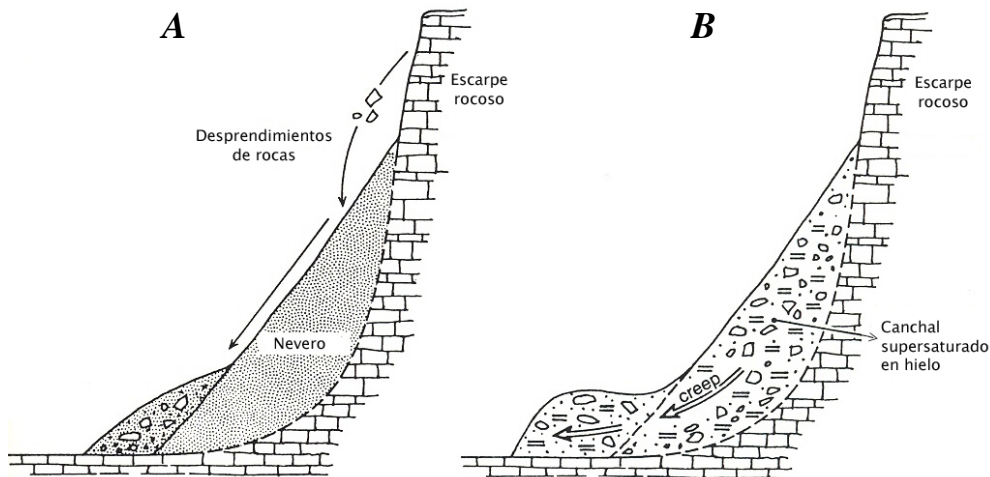


Figura 2.28.- Desarrollo de morrenas de nevero (protales ramparts). *A:* Modelo de Daly (1912). *B:* Modelo de Ballantyne (1987) (Tomadas de Barsch, 1996).

En el Parque, la mayoría de las morrenas de nevero aparecen en caras Norte y a gran altitud. Las encontramos en el Circo de la Paúl, aún activa (Fig. 2.29A), junto al Ibón de Bagüeña (Fig. 2.29B) o en la ladera Norte del Circo de Cregüeña. Aunque también hay casos en caras Sur como la situada junto al Puerto de O, aún activa (Fig. 2.29C). Según el modelo de Daly (1912), estas morfologías dejan de ser activas cuando se funde la nieve o el hielo adyacente que hay bajo las crestas o escarpes que las alimentan. Según Ballantyne (1987), se vuelven inactivas cuando disminuyen ciertos factores como el aporte de fragmentos rocosos, el volumen de hielo o el esfuerzo de cizalla (ver más adelante en el apartado de glaciares rocosos). En algunos casos se observa cómo las morrenas de nevero inactivas quedan parcialmente fosilizadas por la progradación de los canchales. Un caso peculiar es el de la acumulación cónica situada en el Ibón Gran Batsielles frente a un canal de aludes y flujos de derrubios. Este posible *protales rampart* parece estar relacionado con una acumulación de nieve en la desembocadura del citado canal (Fig. 2.30).

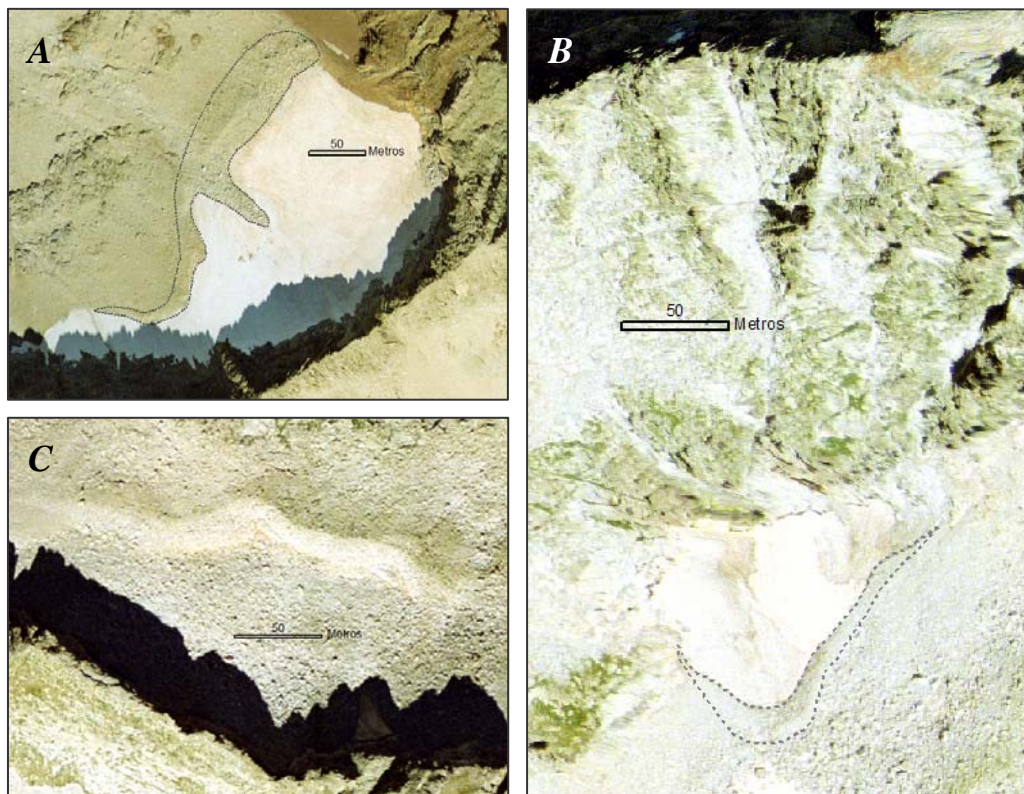


Figura 2.29.- Fotos aéreas de morrenas de nevero (protales ramparts). *A:* En el Circo de la Paúl (Macizo de Posets), aún activa. *B:* Cerca del Puerto de O, en cara Sur y aún activa. *C:* En las inmediaciones del Ibón de Bagüena, en la Aigüeta de la Val, relictas.

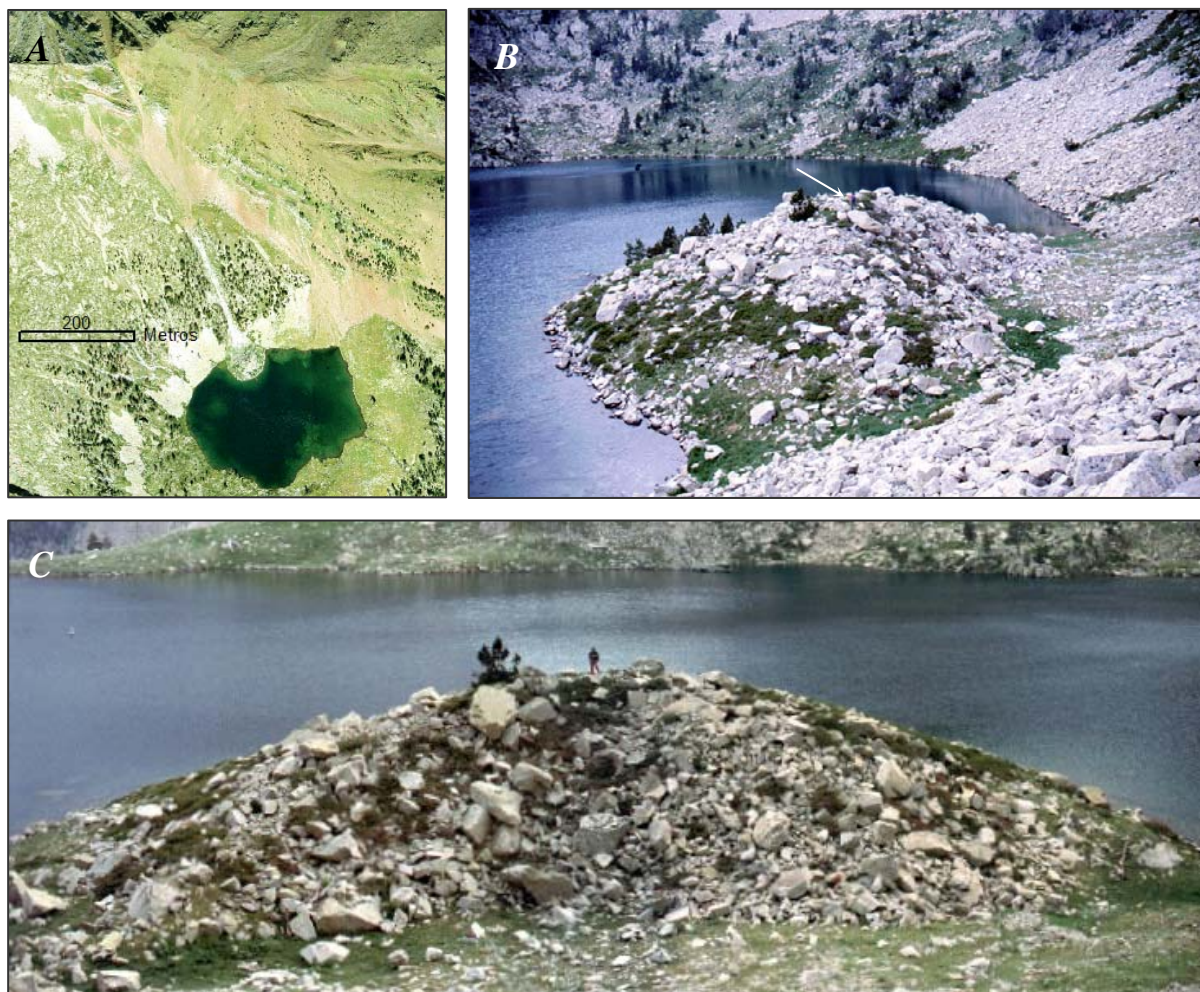


Figura 2.30.- Fotos de una posible morrena de nevero con geometría aproximadamente cónica a la salida de un canal de flujos de nieve y detritos en el Ibón Gran Batsielles. *A:* Vista zenital. *B:* Vista lateral. La flecha señala a la persona (Foto: F. Gutiérrez). *C:* Vista desde el canal de avalanchas.

En la zona de estudio no se han identificado evidencias de otros procesos relacionados con los ciclos de hielo-deshielo como el levantamiento vertical y el empuje lateral de partículas del suelo. Las presiones que genera el agua al congelarse en el interior del suelo se ejercen en todas las direcciones, pero el movimiento que originan en sus partículas es sólo hacia arriba y horizontal (Eakin, 1916). En la literatura inglesa el movimiento vertical se denomina “*frost heaving*” y el horizontal “*frost thrusting*”. Tampoco se han encontrado evidencias de desplazamientos en masa en el interior de los suelos (Washburn, 1969a) ni de fracturación por contracción térmica (Figurin, 1823).

(II) Procesos relacionados con el *permafrost*. En muchas regiones periglaciares, como consecuencia de los largos inviernos y los cortos periodos de deshielo estival, se forma una capa de suelo helado que no se llega a fundir del todo durante el verano. En informes militares de 1642 Glebov y Golovin ya mencionaron la existencia de suelos helados en la antigua Unión Soviética (Tsytovich, 1966), y en Canadá se reconocieron unos 100 años después (Middleton, 1743; Rich y Johnson, 1949; Legget, 1966). Sin embargo, el término “*permafrost*” no fue introducido hasta 1945 por S. Muller como una forma acortada de “*permanently frozen ground*” (suelo permanentemente congelado). También fue conocido como “*pergelisol*” (Bryan, 1946). El uso actual define *permafrost* como un suelo (edáfico y/o rocoso), a profundidad y de espesor variables, que permanece a o por debajo de 0°C durante al menos dos años consecutivos.

En términos generales, la coincidencia entre la distribución mundial del *permafrost* y los dominios periglaciares es notablemente alta (Karte, 1979; Péwé, 1991). También existe una correlación espacial importante entre áreas sometidas a los ciclos de hielo-deshielo y áreas con *permafrost* (French, 1996). El *permafrost* aparece principalmente en latitudes altas y a gran altitud (Harris, 1988). Según este criterio, puede clasificarse en cuatro tipos: (1) Polar o latitudinal, en regiones árticas; (2) Alpino, en zonas montañosas como los Pirineos; (3) *Permafrost* de plató, exclusivo del Tíbet; y (4) Subacuático, en plataformas continentales como las de los mares de Siberia y Beaufort.

El *permafrost* existente a gran altitud y en latitudes medias o bajas se conoce tradicionalmente como *permafrost* alpino (ACGR, 1988; Péwé, 1983a) siendo el que nos interesa en este trabajo. Está controlado fundamentalmente por el clima y éste depende de la situación geográfica de la montaña en cuestión (latitud, longitud, distancia al mar). A diferencia del *permafrost* ártico, el de montaña es más discontinuo y esporádico, y es difícil establecer con exactitud su límite altitudinal inferior debido a fenómenos como las corrientes descendentes de aire frío, la inversión térmica (Harris, 1983) o la cuevas de hielo (Harris, 1979). La relación que existe entre el límite altitudinal inferior del *permafrost* de montaña y la latitud puede expresarse mediante una curva gaussiana (Fig. 2.31A) (Cheng, 1983; Corte, 1988) que se parece a grandes rasgos a la representación gráfica de la altitud de la línea de bosque, la línea de nieve y el suelo de desierto frío alpino respectivamente, frente a la latitud (Fig. 2.31B).

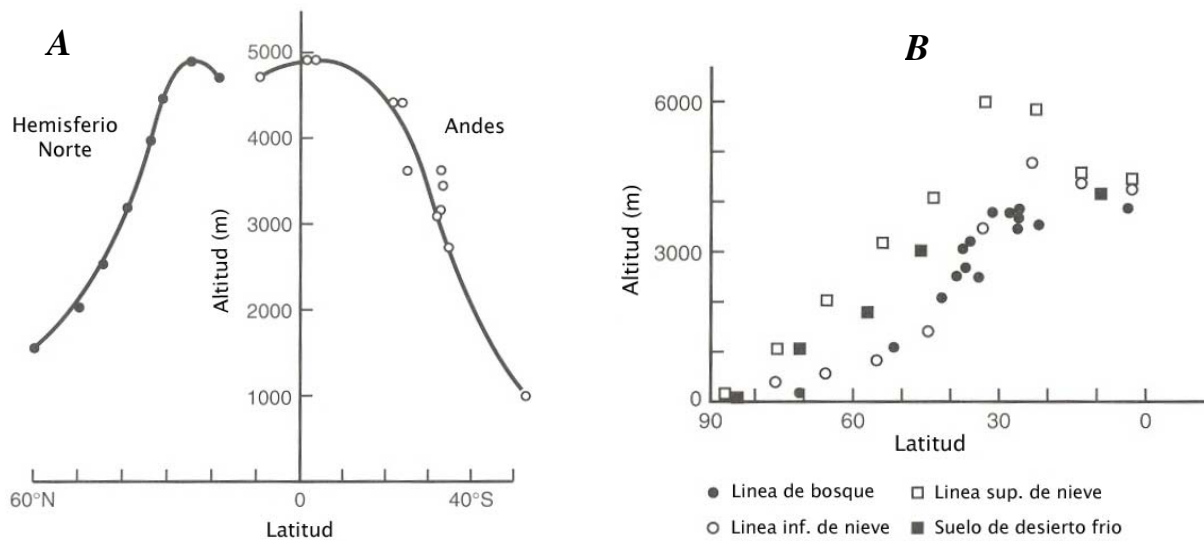


Figura 2.31.- Límite inferior del *permafrost* de montaña. *A:* Límite inferior del *permafrost* en los Andes comparado con la media del Hemisferio Norte. *B:* Representación de la altitud de algunos límites geográficos frente a la latitud (Tomada de Corte, 1983).

El Parque Posets-Maladeta se encuentra en el paralelo 42 del hemisferio Norte, por lo que según esta gráfica (Fig. 2.31A), cabría esperar que el límite inferior del *permafrost* estuviera o hubiera estado alguna vez entorno a los 2700 m. Es difícil predecir dónde se puede encontrar *permafrost* ya que en muchos lugares del planeta éste no guarda relación con las condiciones climática actuales (Brown, 1970; Zoltai, 1971; Brown y Péwé, 1973; Lachenbruch *et al.*, 1966). Según Brown (1973a; 1973b), aunque el principal agente responsable de la formación y distribución del *permafrost* es el clima, existen otros factores que provocan variaciones locales como son los efectos del relieve y de la orientación, las propiedades físicas del suelo, la vegetación, la nieve, las masas de agua y los incendios.

El relieve influye en la insolación recibida por el suelo y en la acumulación de nieve. La orientación de las laderas también influye en la insolación. Ambos factores pueden influir en que el *permafrost* esté más presente en las caras Norte de las montañas del hemisferio Norte y en las caras Sur de las montañas del hemisferio Sur.

Las variaciones en la naturaleza del terreno se traducen en diferentes albedos y valores de conductividad térmica. Por ejemplo, la conductividad térmica del limo es la mitad de la de un sedimento de grano grueso y varias veces menor que la de rocas cristalinas. Los valores

medios de albedo para rocas desnudas y suelos pueden variar entre un 10 y un 40%. Por lo tanto, es de esperar que existan variaciones significativas en el espesor y el régimen térmico del *permafrost* en diferentes tipos de roca y suelos. Es importante destacar que la conductividad térmica del hielo es mucho mayor que la del agua. De este modo, los suelos congelados, especialmente aquellos ricos en hielo, presentan mayor conductividad térmica que los suelos no congelados. Otra observación importante es que la nieve suelta recién caída tiene una conductividad térmica muy baja y, por lo que constituye un buen aislante para el suelo.

Probablemente el factor del terreno más complejo es la vegetación. Afecta al *permafrost* de varias formas: (1) El principal efecto es el de pantalla protectora frente al calor del Sol que se traduce en una temperatura media anual del suelo más baja, y si es negativa puede dar lugar a la formación de *permafrost*; (2) En zonas de bosque, además de dar sombra en los meses cálidos, los árboles interceptan parte de la nieve que cae en invierno propiciando que el frío penetre más profundamente en el suelo que en zonas con gruesos espesores de nieve; (3) Por otro lado la vegetación puede evitar que la capa de nieve desaparezca por las ventiscas y, por tanto, que penetre el frío en el suelo.

La cobertera de nieve es otro factor que influye en las variaciones locales del *permafrost* ya que, como se ha dicho, es un buen aislante térmico y protege al suelo del frío extremo del invierno. El régimen de las nevadas y el tiempo que la nieve permanece sobre el suelo son los factores críticos. En términos generales, una fuerte nevada en otoño o a principios del invierno inhibirá la penetración del frío, mientras que un invierno con pequeñas nevadas favorecerá lo contrario. Además, si la nieve perdura hasta el final de la primavera, la descongelación del suelo se retrasará. En detalle, las variaciones en la cobertera de nieve en cada lugar están controladas por características locales como el microrelieve, la vegetación y su relación con los vientos dominantes que transportan y depositan nieve.

El agua es otro factor que interviene en la formación y distribución del *permafrost*. Esto se debe al alto calor específico que poseen las masas de agua. Numerosas observaciones indican que bajo las masas de agua el *permafrost* puede estar parcialmente descongelado o no existir, incluso en invierno. Su extensión y naturaleza depende del área y de la profundidad de la

masa de agua, de su temperatura, del espesor de la cobertera invernal de hielo y nieve, y de la naturaleza y compactación de los sedimentos del fondo (Johnston y Brown, 1964).

Otro de los factores que puede influir en las condiciones del *permafrost* es el efecto del fuego. Cada año se producen muchos incendios forestales provocados por rayos o por el hombre. Sus efectos sobre el *permafrost* dependerán de la naturaleza y humedad de la vegetación, así como de la velocidad de avance del fuego. Si el fuego avanza rápido y la cobertera superficial consiste en turba, musgo o líquenes, sólo los árboles pueden arder y únicamente se ven afectados los 2-3 primeros centímetros del suelo. En este caso, apenas se producirán cambios en las condiciones del *permafrost*. Si la cobertera vegetal es muy seca y el fuego avanza lento, pueden producirse cambios considerables en las condiciones del *permafrost*. Según Heginbottom (1973) un incendio en los territorios del NO de Canadá destruyó casi toda la vegetación arbustiva y arbórea provocando la descongelación de sedimentos ricos en hielo, procesos de abarrancamiento y flujos de sedimento.

Existen numerosas evidencias superficiales resultado directo o indirecto de la presencia de *permafrost*, y su identificación, tanto en fotos aéreas como en campo, es un valioso indicador de las condiciones del *permafrost* (French, 1997). En términos generales, los rasgos morfológicos relacionados con el *permafrost* se dividen en dos (Brown, 1974): (1) Aquéllos asociados a la agradación del *permafrost*, como los polígonos generados por cuñas de hielo (*ice-wedge polygons*) y los montículos (*frost mounds*); y (2) Aquellos relacionados con la degradación del *permafrost*, como los rasgos de subsidencia y los de erosión, causados estos últimos por el agua de fusión. Sin embargo, en el Parque, las únicas morfologías identificadas han sido glaciares rocosos, que según Barsch (1978) y Haeberli (1985) son formas superficiales típicas del *permafrost* alpino discontinuo.

GLACIARES ROCOSOS

Una de las grandes controversias entre glaciaristas y periglaciaristas es si los glaciares rocosos son formas estrictamente periglaciares propias de un *permafrost* discontinuo como el alpino (Barsch, 1978, 1988, 1996; Haeberli, 1985) o bien masas de hielo glaciario cubiertas de detritos (Lliboutry, 1965, 1986; Johnson, 1974; Klaer, 1974; Whalley, 1974a). Otros proponen que existen glaciares rocosos tanto de origen glaciario como de origen periglaciario, produciéndose una equifinalidad o convergencia morfológica (White, 1971b; Potter, 1972).

Según Barsch (1996), los glaciares rocosos activos son cuerpos linguoides (Figs. 2.32A-C) o lobulados (Fig. 2.32D-F) de material no consolidado congelado perennemente y sobresaturados con hielo intersticial y en lentículas, que se desplazan ladera o valle abajo por una deformación lenta (*creep*) del hielo constituyendo por tanto flujos cohesivos. Su forma está controlada por la topografía circundante y por el suministro de fragmentos rocosos, y su relieve superficial se caracteriza por presentar una sucesión de crestas y surcos arqueados generados como consecuencia de un flujo compresivo y orientados, en general, perpendiculares a la dirección del flujo.

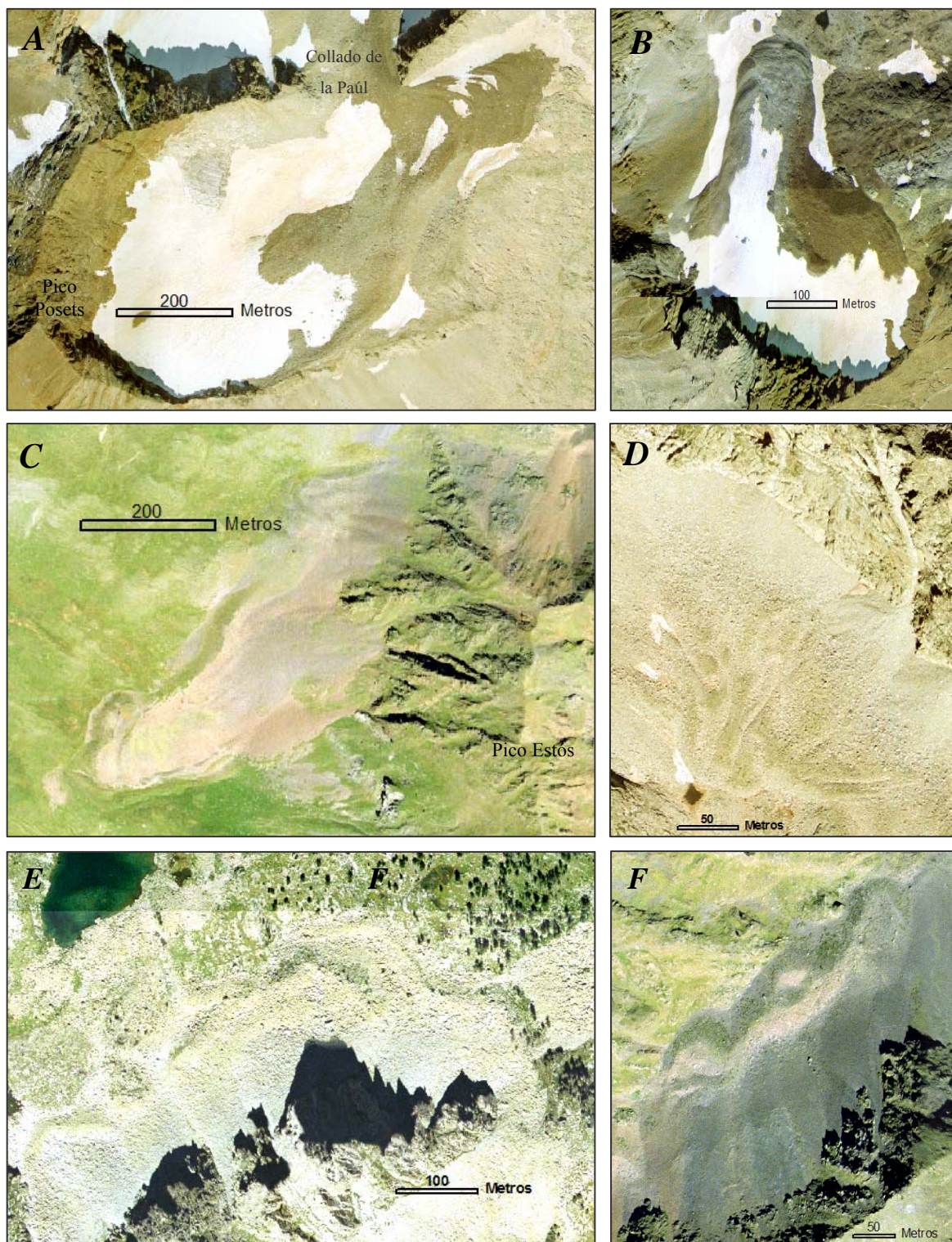


Figura 2.32.- Glaciares rocosos del Parque Posets-Maladeta. *A:* En la vertiente NE del Pico Posets, con forma de lengua y tipo debris. *B:* Glaciar rocoso de los Gemelos, al Norte del Pico Posets, con forma de lengua y tipo debris. *C:* Al pie del Pico Estós, con forma de lengua y en conexión directa con canchales activos (tipo *talus*). *D:* En la cabecera de la Aigüeta de la Val, lobulado y tipo *talus*. *E:* Alrededor de la Agujas de Perramó (Batisielles), forma lobulada y tipo *talus*. *F:* Al NE del Pico Estós, forma lobulada y tipo *talus*.

Según el origen de los fragmentos rocosos que componen un glaciar rocoso, Barsch (1988, 1996) distingue:

1. *Glaciares rocosos tipo talus* (Fig. 2.33). Originados al pie de laderas escarpadas con canchales o conos de derrubios (Johnson, 1984). Están compuestos principalmente por fragmentos rocosos procedentes de la gelifracción del escarpe rocoso. En planta suelen tener forma lobulada (Figs. 2.32D-F), pero si el aporte de material y la pendiente de la ladera son elevadas es posible que adopten forma de lengua. (Fig. 2.32C).

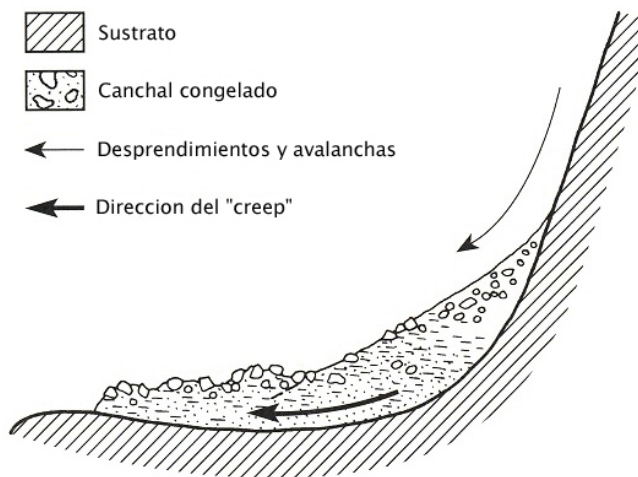


Figura 2.33.- Modelo de desarrollo de glaciares rocosos tipo *talus* en zonas con *permafrost* discontinuo de montaña (Barsch, 1996).

Su formación puede resumirse de la siguiente manera (Fig. 2.33): La intensa gelifracción a la que está sometida la ladera escarpada provoca el progresivo aumento de la masa de los canchales o conos de derrubios supersaturados en hielo (Este hielo interno procede de la percolación del agua de fusión del manto de nieve y de los aludes y su posterior congelación). Este incremento de la carga provoca el aumento del esfuerzo de cizalla en la zona basal de la acumulación supersaturada en hielo. Cuando dicho esfuerzo de cizalla, que es función del contenido en hielo, del espesor de la acumulación detrítica y de la pendiente de la ladera, supera la resistencia al corte del material parte de la base del depósito empieza a moverse lentamente por deformación plástica formándose la primera cresta de un glaciar rocoso. Ballantyne (1987) considera a este pequeño glaciar rocoso incipiente (Figs. 2.32E y F) como una morrena de nevero (Fig. 2.28B, pág. 60). Dependiendo de la producción de gelifractos, de

la incorporación de nieve (nevadas o aludes) y de la recongelación del agua de fusión, se desarrollarán nuevas crestas. La forma y la velocidad del recién formado glaciar rocoso tipo *talus* estarán fuertemente controladas por la topografía. La velocidad depende de la pendiente de la ladera sobre la que se desplaza el glaciar rocoso y puede ser muy alta con respecto a la entrada de material desde el canchal, llegando a desarrollarse una depresión entre el canchal y el glaciar rocoso. En casos extremos, si la velocidad del glaciar rocoso es lo suficientemente alta, puede llegar a desconectarse de su fuente de alimentación.

2. *Glaciares rocosos tipo debris* (Fig. 2.34). Este tipo de glaciares rocosos transportan fundamentalmente fragmentos rocosos de origen glaciar (*till*) que generalmente han sido acumulados en forma de una morrena terminal (Figs. 2.32A y B). Si la temperatura, el material, la incorporación de agua de fusión de la nieve o del glaciar, y el relieve son adecuados, la morrena puede dar lugar a una masa de *permafrost* supersaturada en hielo que se desplaza lentamente por deformación plástica ladera abajo. En estos casos la alimentación del glaciar rocoso sólo se produce si el glaciar empuja el *till* hacia la morrena, lo que sucede únicamente en períodos de avance glaciar.

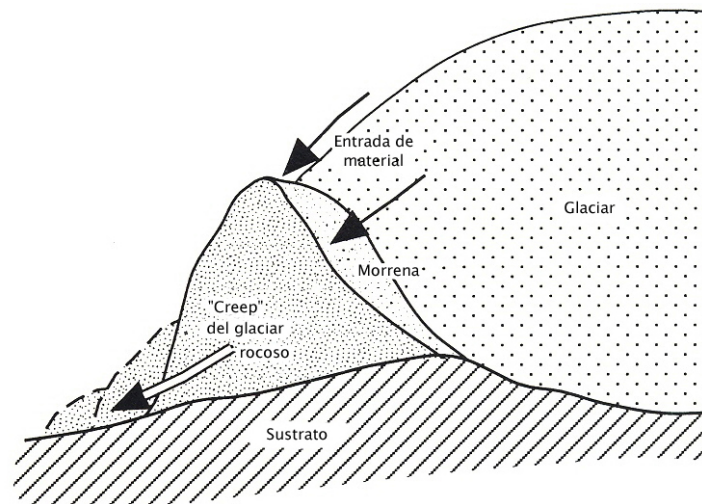


Figura 2.34.- Modelo de desarrollo de un glaciar rocoso tipo debris en zonas con *permafrost* discontinuo de montaña (Barsch, 1996).

3. *Glaciares rocosos especiales*. Hasta aquí hemos visto que las dos fuentes principales de los glaciares rocosos son los canchales o conos de derrubios y las acumulaciones de fragmentos rocosos de origen glaciar. También es posible que la alimentación de los glaciares

rocosos se produzca a partir de otros tipos de acumulaciones de material no consolidado como escombreras mineras (Gorbunov, 1983) o depósitos de *debris flows* (Ono y Watanabe, 1986).

4. *Casos mixtos*. Messerli y Zurbuchen (1968) describen un glaciar rocoso alimentado por una morrena lateral y por desprendimientos de rocas desde de una arista muy meteorizada.

Los glaciares rocosos *activos* se mueven a velocidades comprendidas entre 0,1 y 2 m/año (Barsch, 1996). Los *inactivos* son aquellos que no presentan actividad en la actualidad pero contienen material congelado en su interior. Hay dos posibilidades para explicar esta inactividad:

- Debido a la fusión de gran parte del hielo contenido en su interior (Barsch, 1973).
- Algunos glaciares rocosos se vuelven inactivos, incluso en zonas de *permafrost* continuo (Ellis, 1982; Calkin *et al.*, 1987; Sollid y Sörbel, 1992), cuando el esfuerzo de cizalla disminuye por debajo del valor necesario para que se produzca la deformación plástica. Esto puede producirse por la desconexión del área fuente, por la reducción en la producción de gelifractos y/o por una menor incorporación de hielo al sistema.

Los glaciares rocosos *relictos* son aquellos que no se desplazan ni tienen hielo en su interior. Se caracterizan por las morfologías de subsidencia que presentan en superficie y por una morfología más degradada que la de los activos e inactivos.

Se han identificado glaciares rocosos en un gran número de cordilleras del Planeta como los Pirineos, los Alpes, el Himalaya, la Cordillera Americana desde Alaska a Tierra de fuego, los Apeninos, los Cárpatos, en África, en Groenlandia o en las montañas de la Antártida (Steenstrup, 1883; Mensching, 1955; Wahrhaftig y Cox, 1959; Raynal, 1960; Rognon, 1967; White, 1971a y b; Messerli, 1972; Corte, 1978; Mayewski y Hassinger, 1980; Mahaney, 1980; Mjagkov, 1980; Humlum, 1982; Barsch *et al.*, 1985; Haerberli, 1985; Calkin *et al.*, 1987; Carton *et al.*, 1988; Jakob, 1992; Dramis y Kotarba, 1992; Chueca, 1992; Urdea, 1992). En el Parque están presentes en todos los macizos y en cualquier orientación (Fig. 2.32), aunque limitados a las laderas Norte si la divisoria está por debajo de 2700 m (García-Ruiz *et al.*, 1992). Su distribución altimétrica abarca desde los 3000 m del originado a partir de la

morrena del glaciar del Posets (Fig. 2.32A) a los 2150 m del glaciar rocoso inactivo tipo *talus* ubicado junto Pico Estós (Fig. 2.32C). Son más frecuentes los de tipo *talus*, encontrándose preferentemente en afloramientos de rocas metamórficas. Esta distribución se debe al hecho de que, como hemos visto, estos glaciares rocosos necesitan para su generación de una gran producción de bloques. Si bien los granitoides aportan a las laderas volúmenes importantes de bloques por procesos de gelifracción, en la zona de estudio los canchales de mayor desarrollo son alimentados por afloramientos de rocas sedimentarias y metasedimentarias paleozoicas. Buena parte poseen forma linguoide (Figs. 2.32A-C) y están delimitados por un talud frontal y lateral cuya pendiente es un indicador del grado de actividad actual o de su antigüedad (Barsch, 1996). Todos ellos están prácticamente desprovistos de vegetación, si bien en la mayoría los bloques presentan una colonización por líquenes más o menos avanzada. Sus dimensiones son variables llegando a alcanzar las 20 Ha (García-Ruiz *et al.*, 1992).

La mayoría de los glaciares rocosos del Parque son relictos, desprovistos de hielo en su interior y sin movimiento, como lo prueban las pendientes más tendidas de su borde externo, la densa colonización por líquenes, la morfología degradada, las depresiones generadas por fusión del hielo (*termokarst*), así como la densa vegetación herbácea que coloniza los taludes frontal y laterales (Barsch, 1996) (Figs. 2.32C-F). Tan sólo hay unos pocos con signos de actividad reciente e incluso actual, tal y como ponen en evidencia sus bordes netos, la ausencia de líquenes, la existencia de crestas y surcos bien definidos y un enlace con los canchales alimentados por desprendimientos y flujos granulares de bloques. Hamilton (1988) estudió el glaciar rocoso situado al Este del Pico Posets (Fig. 2.32A), generado a partir de una morrena frontal relictiva que se encuentra desconectada del glaciar del mismo nombre. Por su parte Agudo *et al.* (1989) analizaron el glaciar rocoso de Los Gemelos situado al Norte del Pico Posets y a unos 2800 m de altitud (Fig. 2.32B). Por otro lado Serrano y Agudo (1998) y Serrano *et al.* (1999) estudiaron el glaciar rocoso de La Maladeta, localizado bajo la pared NO de la Maladeta Occidental, hacia el collado de Alba. Todos están de acuerdo en que son glaciares rocosos que fueron activos durante la Pequeña Edad del Hielo y que hoy día mantienen un núcleo basal de hielo.

(III) Procesos periglaciares por movimientos en masa. En una zona periglacial alpina como la del Posets-Maladeta no sólo tienen o han tenido lugar procesos relacionados con los ciclos de hielo-deshielo y el *permafrost*, sino también un amplio rango de procesos característicos de medios periglaciares por movimientos en masa como los aludes, la solifluxión, los desprendimientos de rocas, los *debris flows* y los deslizamientos. Exceptuando a los aludes, la mayoría de estos movimientos en masa no pueden considerarse como procesos zonales exclusivos de zonas frías, por lo que no se han incluido dentro del modelado periglacial (color rosa) sino en el de laderas (color marrón). Veamos a continuación las morfologías generadas por los aludes.

CORREDORES DE ALUDES

En zonas periglaciares caracterizadas por abundantes nevadas y relieve montañoso suelen producirse aludes, especialmente en laderas con elevadas pendientes modeladas por la acción erosiva de los glaciares (French, 1997). La nieve depositada sobre el terreno generalmente no forma un manto masivo sino que suele estar constituida por un conjunto de estratos. Cada uno de ellos registra un episodio de innivación diferente y tiene unas características internas distintas. Cuando en el manto de nieve acumulado sobre una ladera el esfuerzo tangencial en un plano supera a su resistencia al corte, la masa de nieve situada sobre dicho plano se desplaza ladera abajo produciéndose un alud. Este balance que determina la estabilidad del manto nival puede verse alterado por múltiples motivos. La resistencia al corte puede disminuir al disminuir la cohesión entre partículas debido a las modificaciones que experimentan los cristales de nieve a causa de cambios en las condiciones meteorológicas (metamorfismo de fusión, metamorfismo de gradiente y metamorfismo de isoterma) o por efecto del viento (Ríos y Sáez, 2002). Las componentes normal y tangencial del peso pueden incrementarse por sobrecarga o sobrepresión, ya sea de forma natural (nuevas nevadas, lluvias, sobreacumulación de nieve transportada por el viento, sobrepresión ejercida por el propio viento, caída de rocas o cornisas, terremotos) o de forma artificial (transito de personas, explosiones).

Las características y tipos de aludes dependen principalmente de las características de la masa de nieve (cohesión, humedad, densidad, textura y estratificación) y de las características de las laderas (orientación, pendiente, vegetación, concavidad-convexidad y rugosidad). A continuación se comenta cómo influyen estas variables en la estabilidad de la nieve:

- La *orientación de las vertientes respecto al Sol* determina la radiación solar recibida y en consecuencia, la temperatura y estabilidad del manto nivoso. Durante el invierno, las laderas Norte reciben escasa radiación solar, por lo que el manto permanece frío e inestable (aludes de nieve reciente y aludes de nieve polvo) hasta llegar la primavera, en que se estabilizan poco a poco. En las vertientes Sur, la radiación solar es mayor, la cobertera de nieve en la época invernal es más estable, mientras que en primavera al aumentar la temperatura se vuelven rápidamente inestables (aludes de nieve húmeda y en placas).

- La *orientación de las laderas respecto a la dirección de los vientos dominantes* también es un factor a tener en cuenta. Las laderas situadas a sotavento con acumulación de nieve arrastrada por el viento son más propensas a la formación de aludes. Estas laderas con una sobreacumulación de nieve eólica pueden estar coronadas por cornisas inestables susceptibles de colapsar y sobrecargar el manto de nieve.

- La *inclinación de las laderas*. La mayoría de los aludes se producen en laderas con pendientes que oscilan entre los 25° y los 45°. En pendientes superiores a los 45° la nieve caída se desestabiliza rápidamente no dando lugar a sobreacumulaciones. Con inclinaciones inferiores a 25° el manto de nieve tiende a permanecer estable, siendo difícil romper su equilibrio estático salvo en condiciones especiales.

- La *vegetación* puede influir de manera muy diferente en la estabilidad del manto nivoso:
 - (i) Las zonas con vegetación arbórea impiden la formación de aludes, ya que por una parte interrumpen el transporte de nieve por el viento e interceptan gran parte de la nieve en sus copas y por otra parte anclan el manto de nieve con sus troncos.
 - (ii) Las laderas con vegetación herbácea larga favorecen el desarrollo de aludes, ya que ésta se flexiona bajo el peso de la nieve, actuando como planos de fácil deslizamiento.
 - (iii) Si la vegetación herbácea, por el contrario, permanece rala por el pastoreo, el manto se estabiliza al quedar retenida entre los recortados tallos.
 - (iv) Si la ladera se encuentra desprovista de vegetación será la topografía (rugosidad, concavidad/convexidad) la que determine la propensión a los aludes. En superficies lisas la sujeción del manto de nieve es prácticamente nula.

La distribución altitudinal de las especies arbóreas (árboles de hoja perenne y caducifolios) y arbustivas, la acumulación de troncos y ramas, los claros en el bosque, los árboles protegidos

tras obstáculos y resaltes rocosos, las ramas orientadas, los árboles con la copa truncada, las señales de impacto en los troncos o los árboles retorcidos constituyen algunos criterios para identificar zonas de aludes pudiendo en algunos casos permitir la datación del proceso.

- *Perfil longitudinal de la ladera.* Cuando las laderas presentan un perfil longitudinal convexo, en las zonas de mayor curvatura el manto de nieve experimenta fuerzas de tracción que favorecen su desestabilización. Por el contrario, si el perfil longitudinal es cóncavo, el manto de nieve se ve sometido a esfuerzos compresivos que tienden a estabilizarlo. Los perfiles irregulares constituyen un sustrato estable para el manto nivoso, siempre y cuando no sea homogeneizado y cubierto por un gran espesor de nieve.

En un alud se pueden diferenciar tres tramos (Ríos y Sáez, 2002):

- 1) *Zona de salida:* Área de recepción de la nieve donde se produce la rotura del manto de nieve desencadenando el alud. La forma de la zona de rotura del alud puede ser puntual (tipo colada) o lineal (de placa) (Fig. 2.35) dependiendo fundamentalmente del grado de cohesión de la nieve. Por otro lado la ruptura se puede producir en el seno de la cobertera de nieve (aludes de superficie), o entre el manto nivoso y el suelo o roca que lo sustenta (aludes de fondo).
- 2) *Zona de trayecto:* En ella se produce el transporte del material movilizado como un flujo más o menos cohesivo o como el deslizamiento de un bloque. El alud puede recorrer una vertiente abierta (aludes no confinados) (Figs. 2.35 y 2.36) o bien canalizarse en un corredor natural (aludes canalizados) (Figs. 2.35 y 2.37).
- 3) *Zona de llegada:* Sector donde tiene lugar el depósito de la nieve transportada en el alud así como del material detrítico movilizado por el mismo (fragmentos de roca, suelo, restos de vegetación, etc.)


CRITERIO	TIPO DE AVALANCHA		
FORMA DE LA ROTURA	DE PLACA  rotura longitudinal	COLADA  rotura puntual	
POSICIÓN DE LA SUPERFICIE DE DESLIZAMIENTO	SUPERFICIAL 	DE FONDO 	
TRAZADO DE LA AVALANCHA	DE LADERA  no confinada	DE CORREDOR  canalizada	
TIPO DE MOVIMIENTO	DE POLVO  en el aire	DENSA  sobre el terreno	PULVERULENTA-DENSA  mixto
TIPO DE NIEVE	DE NIEVE SECA (polvo) sin agua libre		DE NIEVE HÚMEDA con agua libre

Figura 2.35.- Clasificación de aludes según López (1988).



Figura 2.36.- Alud no canalizado o de ladera en el circo de Mulleres. (Foto: S. Ríos)

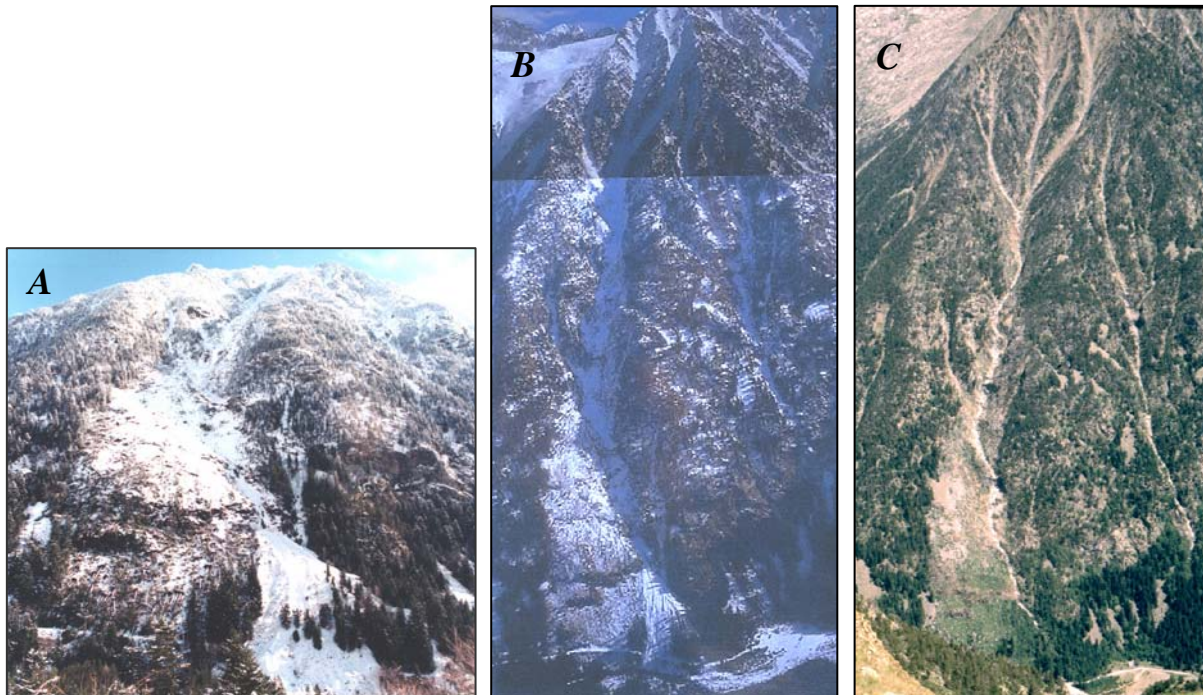


Figura 2.37.- Fotos del corredor de aludes de Rasec, en el Valle del Ésera, inmediatamente aguas abajo del Barranco de Cregüena. *A* y *B*: Tomadas en febrero de 1996, días después de que un alud de nieve polvo arrasara un bosque maduro de pino en una banda de más de 100 m de ancho. (Fotos: S. Ríos). El 4 de enero de 1997 volvió a descender un alud de nieve húmeda. Los troncos tumbados por el alud de 1996 fueron aprovechados por el ayuntamiento de Benasque. *C*: Misma zona en verano de 2000 (Foto: E. Acosta).

Algunos autores como Nyberg (1985) o Blikra y Nemec (1998) han descrito las morfologías acumulativas que producen los aludes de nieve húmeda caracterizados por una elevada densidad y cohesión, también conocidos como aludes de aguanieve (*slush avalanches*). Éstos suelen canalizarse a lo largo de empinados barrancos y originan depósitos muy parecidos a los de los *debris flows* con una morfología linguoide provista de talud frontal y diques (*levées*) en los márgenes del canal. Normalmente ocurren en la primavera de años con deshielos excepcionalmente rápidos e inviernos de abundante nieve. Están formados por masas de nieve densa y muy húmeda, bloques de nieve helada, agua y cantidades variables de detritos.

A diferencia de otros procesos periglaciares, las formas producidas por los aludes suelen desaparecer al fundirse la nieve. Por lo tanto, la máxima efectividad y trabajo morfogenético de los aludes se produce cuando la nieve se mezcla con diferentes cantidades de material detrítico que encuentra a su paso. Rapp (1960a) los llama entonces “*aludes sucios*” y Washburn (1979) “*aludes mixtos*”. Blikra y Nemec (1998) los clasifican en función de la

proporción relativa de derrubios, nieve y agua. Estos mismos autores afirman que las partículas transportadas por los aludes pueden proceder de (1) derrubios incorporados al manto nival por movimientos de ladera o deflacción eólica; (2) material detrítico que se incorpora al flujo de nieve durante su avance; (3) derrubios de la zona de llegada retrabajados por los aludes. Estos aludes pueden movilizar el material detrítico de la misma manera que los *debris flows* (Fig. 2.38), con la gran diferencia de que la matriz de nieve funde tras el depósito y todos los derrubios se acomodan en el suelo. Según Nyberg (1985) los aludes de aguanieve pueden llegar a transportar hasta 200 m³ de detritos rocosos.



Figura 2.38.- Bolo granítico en alud que afectó a la carretera de los Baños de Benasque en mayo de 2003 (Foto: E. Acosta)

En el Parque las *zonas de salida* de los aludes normalmente se encuentran en laderas desprovistas de vegetación arbórea situadas inmediatamente por debajo de las divisorias. Como *zonas de trayecto* destacan los corredores de aludes, que suelen ser canales estrechos de fuertes pendientes, bastante rectilíneos y desprovistos de vegetación (Fig. 2.37). Estos canales frecuentemente corresponden a barrancos excavados en zonas de debilidad estructural (fallas y diaclasas). Observando el mapa geomorfológico vemos que los corredores de aludes aparecen principalmente en dos zonas: (1) En las paredes de los circos glaciares excavados en los principales macizos. Normalmente no tienen más de 100 ó 150 m de recorrido y presentan una elevada densidad. A la salida de dichos canales puede haber un nevero, un glaciar, un canchal o roca desnuda. (2) Los más importantes arrancan en las divisorias más periféricas de los macizos (Fig. 2.37) y recorren varios centenares de metros pudiendo detenerse a media ladera o en el fondo de valle. Son los que plantean mayores problemas debido a que, además

de generar aludes de gran calibre, en las zonas de llegada de algunos de ellos se encuentran algunas carreteras como la que enlaza Benasque con los Llanos del Hospital. Esta infraestructura experimenta cortes por aludes en varios puntos de forma recurrente, situación que se ha corregido puntualmente mediante la construcción de una visera en la salida de los Canales Royas o de Esquerro. En las *zonas de llegada*, donde también llegan flujos acuosos y de sedimento, se forman conos de detritos que pueden quedar cubiertos por nieve efimera acumulada por aludes (Fig. 2.37A) y acompañada generalmente por detritos (Fig. 2.38) y restos de vegetación.

Por ser uno de los peligros geológicos objeto de estudio de este proyecto, en el Capítulo 4 se profundiza en el conocimiento de los aludes y de su peligrosidad asociada.

2.3.4.- MODELADO DE LADERAS

Los movimientos de ladera constituyen unos de los principales procesos que intervienen en el desarrollo de las laderas, especialmente en zonas de montaña (Selby, 1993). Un movimiento de ladera, según Sharpe (1938), es el deslizamiento, caída y/o flujo ladera abajo de una masa de suelo y/o roca que puede contener una proporción variable de agua o hielo. En un movimiento de ladera pueden estar implicados una gran variedad de materiales y procesos, de ahí que exista una amplia variedad de tipologías. Se puede recurrir a diversos criterios para sistematizar los movimientos de ladera: Tipo de movimiento, material, modo de la deformación, geometría de la masa en movimiento, velocidad, contenido en agua, edad, etc. Con tantos criterios disponibles, no es de extrañar que existan tantas clasificaciones en uso y tantos conflictos en la aplicación de los términos. La primera clasificación ampliamente admitida fue la de Sharpe (1938) (Fig. 2.39).

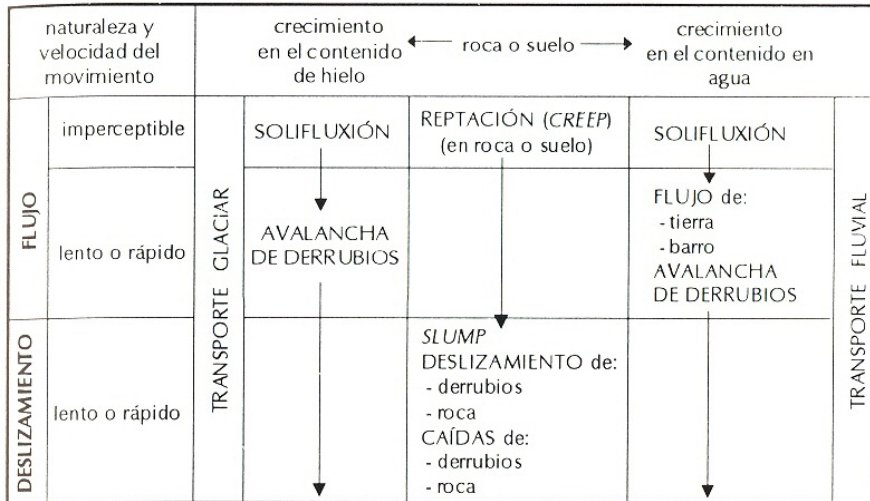


Figura 2.39.- Clasificación de los movimientos de ladera según Sharpe (1938).

Otras clasificaciones más recientes son las de Varnes (1958, 1975), Nemcok *et al.* (1972), Hutchinson (1988) y Sassa (1989). Hoy día, la más ampliamente aceptada y que se ha seguido en este proyecto es la de Cruden y Varnes (1996), ligera revisión de la clasificación de Varnes (1978). En función del tipo de movimiento estos autores clasifican los movimientos de ladera en caídas, vuelcos, deslizamientos, expansiones laterales y flujos (Fig. 2.40), y según el material involucrado estos cinco movimientos pueden ser de roca, derrubios, suelo, arena o fango.

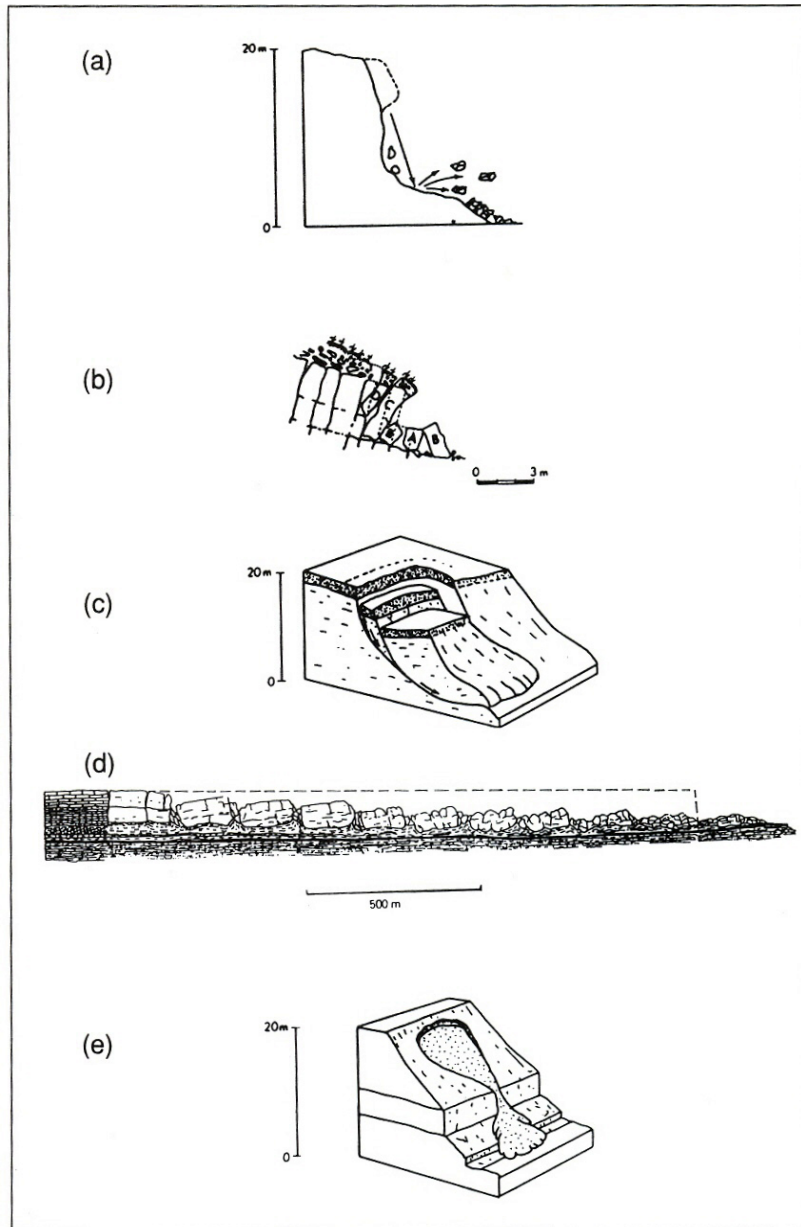


Figura 2.40.- Tipos de movimientos de ladera según Cruden y Varnes (1996), basada en Varnes (1978): (a) desprendimientos, (b) vuelcos, (c) deslizamientos, (d) expansiones laterales y (e) flujos.

En la zona de estudio, a medida que los glaciares han ido retirándose hacia posiciones topográficamente más elevadas, el perfil de las laderas, sobreempinadas como consecuencia de la excavación glaciaria, ha ido atenuándose por la actuación de diversos tipos de movimientos de ladera. En las áreas más elevadas, que suelen coincidir con las litologías más resistentes, generalmente granitos, dominan sobre todo los desprendimientos de rocas. El resultado son los abundantes y extensos canchales y conos de derrubios que aparecen al pie de las divisorias y escarpes rocosos. Estas acumulaciones son también alimentadas por flujos de derrubios y aludes.

En los sectores con menor altitud, zonas centro y Sur del mapa geomorfológico, afloran rocas menos resistentes, principalmente pizarras silúricas (Sierra Negra) y devónicas (tramo inferior del Valle de Estós), y sus vertientes han evolucionado fundamentalmente mediante deslizamientos de muy diferente envergadura que dan lugar a una gran variedad de morfologías como cicatrices, depresiones cerradas, formas lobuladas, laderas onduladas, crestas de presión, etc. Los flujos de derrubios también son frecuentes en estos sectores de menor cota originándose en canchales, conos de derrubios y en el cauce de barrancos. Los últimos pueden alimentar abanicos aluviales, los cuales no se han incluido en el modelado de laderas y sí en el fluvial-aluvial (color verde) ya que se generan predominantemente por corrientes de agua.

A continuación se describen las diferentes morfologías resultantes de la actuación de los diferentes tipos de movimientos de ladera que se han identificado en la zona de estudio.

CANCHALES Y CONOS DE DERRUBIOS

Los fragmentos de roca que se desprenden desde una ladera escarpada pueden acumularse al pie de la misma dando lugar a canchales y conos de derrubios (Fig. 2.41). El tamaño de los fragmentos rocosos que componen estos depósitos está relacionado con el espaciado de las discontinuidades, así como con el grado de fracturación que éste sufre durante el transporte. El transporte a lo largo de canales puede romper sustancialmente el material, mientras que la caída desde un escarpe poco elevado puede dejarlo al mismo tamaño que los bloques fracturados del sustrato (Selby, 1993).

El proceso de desprendimientos de rocas es uno de los movimientos de ladera objeto de estudio de este proyecto por lo que no se explica en este punto y se le dedica un apartado especial en el Capítulo 3.3.

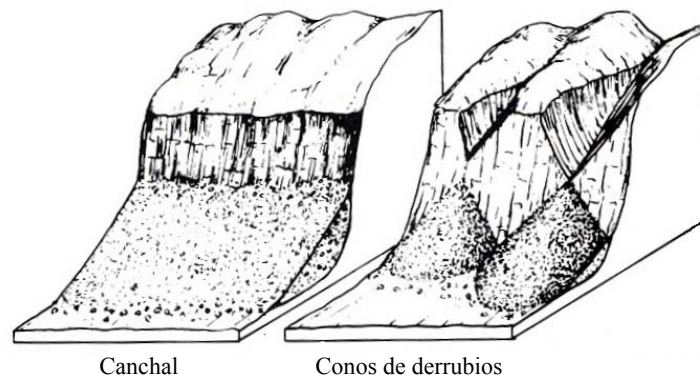


Figura 2.41.- Canchal y conos de derrubios (Tomada de Selby, 1993).

Los clastos acumulados al pie de una ladera escarpada pueden tomar la forma de una superficie plana formando un canchal o la de un cono (Figs. 2.41 y 2.42) dando lugar a un cono de derrubios, los cuales se generan a la salida de un canal (Figs. 2.42A). Estos conos de derrubios pueden estar alimentados por desprendimientos, flujos de derrubios, avalanchas de rocas y aludes con detritos. Los conos de derrubios también pueden formarse a partir de los desprendimientos no canalizados desde una área fuente localizada (Fig. 2.42B).

Los depósitos de clastos angulosos pueden formar combinaciones de canchales y conos de derrubios dependiendo de la distribución de la erosión a lo largo del escarpe, y de si el sistema de discontinuidades o juntas permite el desarrollo de canales (Selby, 1993).

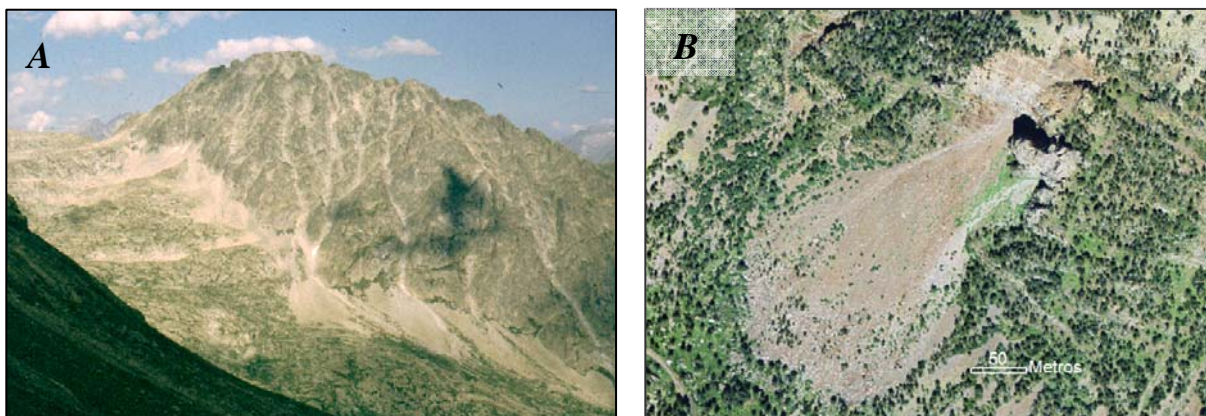


Figura 2.42.- Conos de derrubios. *A:* En la desembocadura de canales de avalanchas, Valle de Eriste (Foto: E. Acosta). *B:* Cono formado a partir de desprendimientos no canalizados en la margen derecha del Valle de Vallibierna.

Existen diversas razones por las que es difícil establecer un modelo simple que explique la forma, el origen y la sedimentología de estas acumulaciones:

- En muchos valles glaciares estos depósitos se han generado a lo largo de los más de 10.000 años que abarca el Holoceno, en los cuales ha habido muchas variaciones climáticas que han influenciado tanto el suministro de derrubios como los procesos que modifica su superficie (Kotarba y Stömquist, 1984; Francou, 1988a,b).
- En montañas de zonas tropicales y subtropicales, los procesos dominantes pueden haber sido y seguir siendo, considerablemente diferentes de los que actúan en zonas glaciares y periglaciares (Francou, 1988a).
- En una zona, las variaciones microclimáticas pueden provocar diferencias considerables en las tasas de suministro de derrubios y en la importancia de procesos tales como la gelifracción, los aludes de nieve y aguanieve, la nivación, el hielo intersticial y la solifluxión que provoca dicho hielo (Olyphant, 1983; Akerman, 1984).
- El material suministrado a un canchal o a un cono de derrubios puede ser de tamaño variable o uniforme; predominantemente cúbico o tabular; suministrado en forma de desprendimientos de bloques individuales o de eventos en masa catastróficos; parte de una avalancha seca de material, una avalancha de aguanieve, una avalancha de nieve polvo o parte de un flujo de derrubios (Selby, 1993).
- Los procesos que modifican la superficie de estas acumulaciones de talud pueden ser múltiples: reptación (*creep*), rodamiento y/o deslizamiento de partículas por colisiones, solifluxión por hielo intersticial, subsidencia causada por la fusión de hielo y nieve enterrados, meteorización progresiva de los materiales del talud, impacto de avalanchas de roca y/o nieve, deslizamiento de partículas sobre parches de nieve, y erosión por escorrentía superficial (Selby, 1993).

Según Selby (1993) estas acumulaciones suelen presentar cuatro tipos de fábricas (Fig. 2.43):

- Una fábrica abierta, sin matriz, en la que hay pocos clastos pequeños y que normalmente resulta de la caída de fragmentos individuales o desprendimientos de rocas en los que los fragmentos son de tamaño similar. Otra fuente alternativa es a partir de una acumulación previa de clastos ladera arriba del canchal o cono, por ejemplo en un canal, que puede dar

lugar a un flujo seco granular que se mueve ladera abajo cuando la pendiente lo permite o cuando es empujada por otros derrubios o por una avalancha. Este tipo de flujos han sido documentados en el Karakorum (Wasson, 1979; Brunsten *et al.*, 1984).

- Pueden presentar una fábrica parcialmente abierta cuando la matriz fina rellena algunos de los huecos de una fábrica originalmente abierta por el lavado descendente y caída de pequeños granos a través de los espacios intergranulares.
- Una fábrica clasto-soportada en la que los espacios intergranulares del esqueleto están ocupados por material fino. Suele ser producto de la incorporación de finos a los espacios intergranulares por una percolación postdeposicional.
- Una fábrica soportada por la matriz suele ser el producto de flujos cohesivos de derrubios y soliflucción, pudiendo también intervenir el lavado.

Cuando un canchal o cono de derrubios es alimentado por varios procesos, sus depósitos pueden mostrar depósitos estratificados con fábricas y tamaños de grano variables.

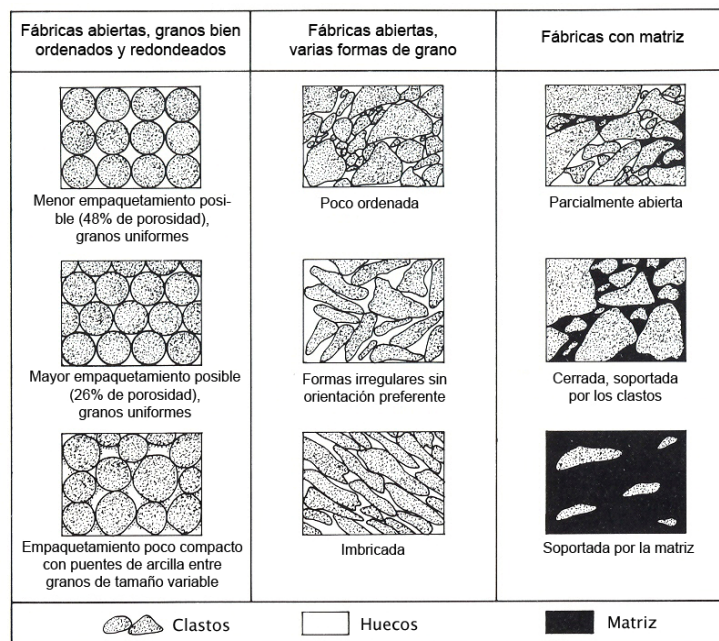


Figura 2.43.- Modelos de fábricas en suelos compuestos por partículas tamaño grava, arena y limo (Tomada de Selby, 1993).

Existen tres modelos que tratan de explicar el desarrollo de los canchales y conos de derrubios:

- Sharpe (1938) propone que en el depósito de los canchales y conos se produce una reptación que desplaza ladera abajo el material caído sobre la parte alta de la ladera. Por lo tanto, la superficie del depósito se comportaría como una cinta transportadora. Es cierto que en los depósitos de talud se produce la reptación de partículas, pero este modelo tan simple falla al no explicar las fábricas observadas ni la conocida variedad de procesos.
- Kirkby y Statham (1975) consideran que el desprendimiento de rocas es el proceso dominante en el desarrollo de los canchales y conos. Su modelo destaca el movimiento de partículas individuales que se deslizan, ruedan, saltan y rebotan ladera abajo hasta alcanzar el reposo. Las partículas más grandes ruedan sobre las pequeñas y éstas quedan atrapadas en los espacios que quedan entre las grandes. Por lo tanto, las partículas pequeñas dominan en la parte alta del depósito mientras que las más gruesas, con una mayor energía potencial, dominan las partes bajas. La leve concavidad que suele presentar el perfil longitudinal del depósito responde a tres efectos: (1) la proporción de piedras que recorren una distancia concreta sobre el depósito de talud siguen una distribución de Poisson, por lo que la mayoría de las piedras no llegan muy lejos; (2) algunas partículas llegan más lejos que otras y crean una prolongación en forma de cola; y (3) los grandes bloques desprendidos desde escarpes elevados adquieren una gran energía cinética que les permite alcanzar el pie de la acumulación. A medida que la altura del escarpe disminuye, este último efecto cesa volviéndose el perfil de la acumulación más recto y su inclinación queda controlada por el ángulo de reposo del material.
- Caine (1969) observó que las avalanchas de aguanieve era el proceso dominante en la formación de algunos canchales y conos de derrubios. Estos flujos de aguanieve redistribuyen los derrubios desde la parte alta del depósito y los transportan ladera abajo de manera que el espesor de la capa que se deposita aumenta en sentido distal (ladera abajo), produciendo finalmente una forma cóncava. Este modelo es más específico que el de los desprendimientos de rocas y no puede ser aplicado a ambientes áridos cálidos o muy fríos.

Los canchales y conos raramente están compuestos por partículas de un mismo tamaño y forma. En general, los depósitos formados por partículas grandes y angulosas presentan pendientes más empinadas, mientras que los constituidos por partículas más pequeñas y redondeadas y con un empaquetamiento más laxo muestran pendientes más bajas. La elevada presión del agua intersticial también puede reducir el ángulo de reposo del talud. La arena

limpia húmeda presenta aproximadamente la mitad del ángulo de reposo de una arena seca. Algunos procesos como las avalanchas de aguanieve o el lavado superficial también producen disminuciones en los ángulos de reposo del talud. La mayoría de los materiales que constituyen estos depósitos presentan inclinaciones de 20 a 46° (Selby, 1993).

Los conos y canchales del Parque Posets-Maladeta están a caballo entre el modelado periglacial y de ladera. *Periglacial* porque son acumulaciones parcialmente producidas por desprendimientos provocados por los ciclos de hielo-deshielo, por la fusión de la nieve o por aludes con detritos; y de ladera porque los desprendimientos (tratados detalladamente en el capítulo de *rock-falls*) también pueden ser desencadenados por procesos no periglaciares como la lluvia, la meteorización biológica (crecimiento de raíces, excavaciones de animales), la meteorización química, el viento, los rayos, la escorrentía, los terremotos, las vibraciones causadas por la actividad antrópica (paso de camiones, explosiones), o los incendios. Estos depósitos se han observado principalmente al pie de las crestas y escarpes rocosos situados a gran altura, muy probablemente porque es en estas zonas donde el sustrato rocoso aflora en mayor proporción y donde los ciclos de hielo-deshielo son más frecuentes. Suelen estar compuestos por fragmentos angulosos de roca con escasa matriz, de manera que lo normal es que los clastos se apoyen directamente unos sobre otros y presenten una fábrica abierta. Son depósitos generalmente muy recientes e incluso funcionales por encima de los 2700 m en los macizos de Posets y Maladeta (Serrano *et al.*, 2000). Algunos antiguos se encuentran cementados y otros, no funcionales, cubiertos de vegetación, en ocasiones arbórea.

DESLIZAMIENTOS

Por tratarse de uno de los procesos objeto de estudio de este proyecto, se le ha dedicado un capítulo especial (Capítulo 3.1).

SACKUNGEN O SACKUNGS

Otro tipo de movimiento de ladera complejo son los *sackungen*. En ellos pueden actuar el deslizamiento, la expansión lateral, el vuelco (Hutchinson, 1988; Radbruch-Hall, 1978; Radbruch-Hall *et al.*, 1976) y el flujo lento del sustrato (*creep*) (Varnes *et al.*, 1989).

El término alemán *sackung* (en inglés *sagging*) fue introducido por primera vez por Zischinsky (1969) para designar a las manifestaciones en superficie de deformaciones

gravitacionales profundas tipo *creep* en laderas formadas por materiales rocosos afectados por discontinuidades. En la literatura posterior *sackung* (*sackungen* en plural) hace referencia generalmente a rasgos geomórficos lineales producidos por fenómenos de expansión gravitacional en laderas (Varnes *et al.*, 1989; Crosta, 1996; Ward, 2003). Las morfologías más características de los *sackungen* son escarpes orientados a contrapendiente (también llamados escarpes antitéticos) generalmente asociados a depresiones lineales situadas ladera arriba de los mismos (Radbruch-Hall, 1978; Varnes *et al.*, 1989). Estas morfologías suelen ser paralelas a las curvas de nivel y a las crestas divisorias. Los escarpes a contrapendiente que dividen las crestas en dos dan lugar a crestas dobles (*twin ridges*, *dopplegrate*) y depresiones en zonas de cresta (*ridge-top depressions*). Estas depresiones son morfoestructuras tipo *graben* cuando los escarpes que afectan a las crestas divisorias presentan orientaciones opuestas. Los surcos alargados y asimétricos y asociados a estas morfoestructuras albergan frecuentemente depresiones cerradas con charcas efímeras donde puede tener lugar una sedimentación de material de grano fino y turbosa. En varios casos citados en la literatura las laderas con *sackungen* muestran en su sector superior un escarpe curvado y orientado hacia abajo parecido a la cicatriz de un deslizamiento (Soeters y Rengers, 1983; Bordonau y Vilaplana, 1986; McCalpin e Irvine, 1995; Agliardi *et al.*, 2001).

Se han documentado ejemplos de morfologías tipo *sackung* en la mayoría de las grandes cordilleras montañosas (Radbruch-Hall, 1978; Crosta, 1996). Son particularmente frecuentes en los flancos sobreempinados de valles glaciares. Según Varnes *et al.* (1989), las sierras con divisorias alomadas son más propensas al desarrollo de *sackungen* que las de divisorias estrechas. Se han observado escarpes tipo *sackung* en una amplia variedad de litologías incluidas rocas metamórficas, sedimentarias, volcánicas y plutónicas (Radbruch-Hall, 1978; McCalpin e Irvine, 1995). La persistente orientación de los *sackungen* paralela a las curvas de nivel indica que la topografía es el principal factor que controla su orientación. En numerosos casos se ha encontrado un claro paralelismo entre la dirección de los *sackungen* y la dirección de alguna familia de discontinuidades (estratificación, fracturación, foliación) (Jahn, 1964; Tabor, 1971; Bovis, 1982; Soeters y Rengers, 1983; Varnes *et al.*, 1989; Corominas, 1990; McCalpin e Irvine, 1995; Kellogg, 2001; Agliardi *et al.*, 2001, Di Luzio *et al.*, 2004).

Se han propuesto varios mecanismos para explicar el origen de estos escarpes a contrapendiente. Los primeros investigadores (e.g., Paschinger, 1928) y otros citados por

Tabor (1971), atribuyen los escarpes tipo *sackung* a una erosión diferencial controlada por la estructura, debida principalmente a los ciclos de hielo-deshielo, nivación y deflacción eólica. Teorías posteriores los consideran el resultado de procesos de deformación que implican diferentes modos de expansión lateral en masas rocosas (Fig. 2.44). Jahn (1964), por ejemplo, sugirió que los escarpes a contrapendiente resultan de la combinación de la expansión gravitacional de relieves fracturados y de la erosión en las grietas tensionales resultantes (Fig. 2.44A). Este autor da una gran relevancia en el desarrollo de los surcos a la evacuación de partículas a través de las grietas (*ravelling*). Otros autores sugieren que los escarpes a contrapendiente y los surcos son producto de la flexión ladera abajo de rocas afectadas por planos de discontinuidad de gran buzamiento (Ter-Stepanian, 1966; Zischinsky, 1966, 1969; Tabor, 1971) (Fig. 2.44B). En este modelo, los surcos son depresiones lineales desarrolladas entre las rocas rotadas hacia el valle y la roca *in situ*. Bovis (1982) propone que los *sackungen* son producto de la combinación de un fenómeno de deslizamiento flexural (*flexural slip*) provocado por el vuelco de bloques definidos por discontinuidades con un elevado buzamiento hacia el interior de la ladera y la erosión del flanco situado ladera arriba de las depresiones alargadas resultantes (Fig. 2.44C). Bovis (1982) propone que los *sackungen* son producto de la combinación de un fenómeno de deslizamiento flexural (*flexural slip*) provocado por el vuelco de bloques definidos por discontinuidades con un elevado buzamiento hacia el interior de la ladera y la erosión del flanco situado ladera arriba de las depresiones alargadas resultantes (Fig. 2.44C).

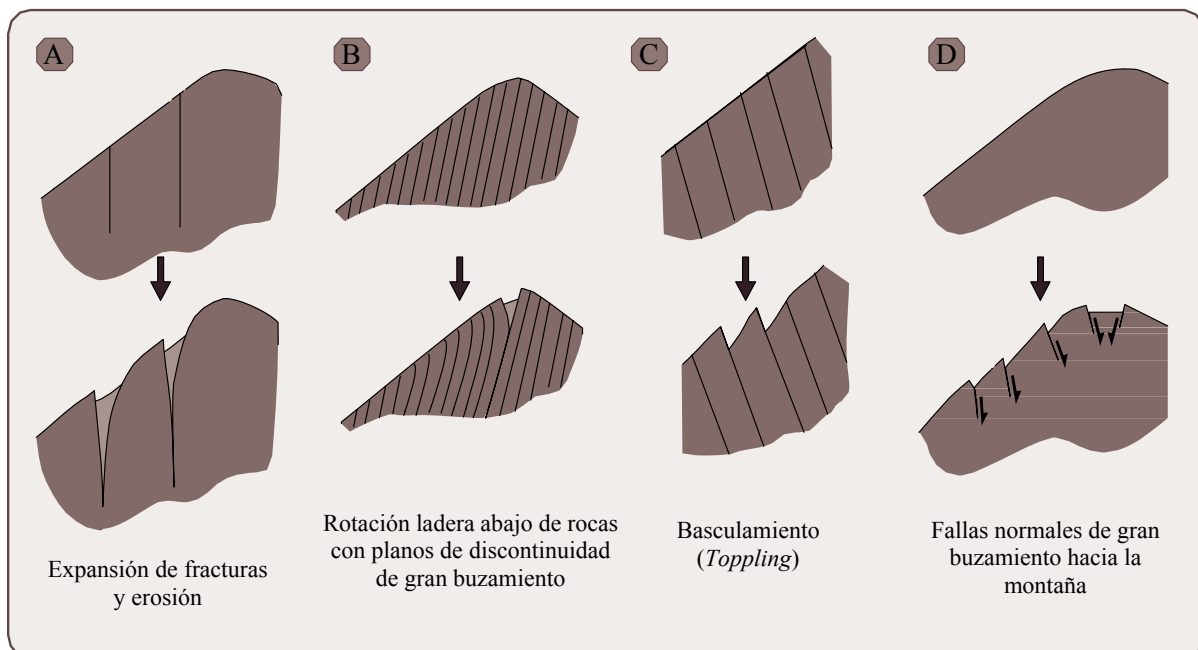


Figura 2.44.- Diagrama ilustrativo de los mecanismos propuestos por varios autores para la generación de escarpes a contrapendiente. (Tomada de Gutiérrez *et al.*, 2005).

El mecanismo más comúnmente aceptado atribuye estas morfoestructuras a escarpes de fallas normales de elevado ángulo con una inclinación opuesta a la de la ladera (Beck, 1968; Mollard, 1977; Radbruch-Hall *et al.*, 1976; Radbruch-Hall, 1978; Varnes *et al.*, 1989; McCalpin e Irving, 1995; Pasuto y Soldati, 1996; Agliardi *et al.*, 2001) (Fig. 2.44D). Estas estructuras extensionales están relacionadas con la expansión lateral de los flancos de los relieves y la consecuente subsidencia de la zona de divisoria (Radbruch-Hall, 1978; Varnes *et al.*, 1989). Según este modelo, los surcos desarrollados en las laderas corresponden a pequeñas semifosas situadas ladera arriba del escarpe de falla. Las depresiones en zonas de cresta limitadas por escarpes de falla con orientaciones opuestas son la manifestación topográfica de estructuras tipo *graben*. La expansión lateral de la masa rocosa en dirección perpendicular al eje del relieve explica los abombamientos que a menudo aparecen en el sector inferior de las laderas afectadas por *sackungen*. La existencia de planos de falla de elevado ángulo en la base de los escarpes a contrapendiente ha sido corroborada en varios lugares mediante zanjas (McCleary *et al.*, 1978; McCalpin e Irvine, 1995; Tibaldi *et al.*, 2004) y gracias a afloramientos naturales del relleno de los surcos de los *sackungen* (Beget, 1985). Se sabe muy poco sobre la profundidad y geometría de los planos de rotura de los *sackungen* debido a la dificultad que entraña obtener datos en profundidad. Algunos autores sugieren que estas estructuras frágiles se acomodan en profundidad mediante una amplia zona de deformación continua (Mahr 1977; Mahr y Nemcok, 1997; Radbruch-Hall, 1978), mientras otros creen que estos planos están ligados a superficies de rotura continuas y bien definidas que se prolongan en profundidad (Beck, 1968; Agliardi *et al.*, 2001; Tibaldi *et al.*, 2004). A pesar de la abundante literatura, muchos autores consideran que aún no se conocen con claridad los mecanismos que producen los *sackungen* (Radbruch-Hall, 1978; Varnes *et al.*, 1989; Pasuto y Soldati, 1996; Agliardi *et al.*, 2001). Posiblemente los rasgos geomórficos de los *sackungen*, aunque parecen muy similares, son un caso de convergencia morfológica o equifinalidad.

En cuanto a la dinámica, se han propuesto varias fuentes de esfuerzos para explicar la expansión lateral involucrada en la generación de los *sackungen*: (1) La mayoría de los investigadores apuntan a la pérdida de carga y soporte lateral en laderas sobreempinadas por la retirada de glaciares de valle. Esta hipótesis ha sido contrastada en un ejemplo concreto de los Alpes italianos con simulaciones numéricas geomecánicas (Agliardi *et al.*, 2001). Algunos autores como Kellog (2001) o Agliardi *et al.*, (2001) indican que la expansión lateral inducida

por descarga puede verse favorecida por el incremento de la presión de fluidos intersticial durante periodos de deglaciación. (2) Los esfuerzos tensionales gravitatorios que actúan en los sectores altos de los relieves con laderas empinadas son considerados como capaces de producir escarpes tipo *sackung* (Radbruch-Hall, 1978). Esta teoría se apoya en la modelización analítica de esfuerzos en sierras lineales simétricas y en volcanes de escudo alargados (Radbruch-Hall, 1978; Savage y Swolfs, 1986; Varnes *et al.*, 1989; Pan y Amadei, 1994). (3) La agitación por terremotos se propone como una causa probable de generación de *sackungen* en áreas sísmicamente activas (Beck, 1968; Radbruch-Hall, 1978; Solonenko, 1997; McCleary *et al.*, 1978). La carga dinámica producida por los terremotos puede desencadenar episodios puntuales de movimiento rápido (Beck, 1986) o acelerar el lento y continuo movimiento de las estructuras *sackung* (Pasuto y Soldati, 1996). (4) Los escarpes a contrapendiente también se han interpretado como el resultado del desplazamiento cosísmico de fallas tectónicas profundas (escarpes de falla) (Cotton, 1950; Plafker, 1967; Forcella y Orombelli, 1984). (5) La subsidencia debida a disolución de evaporitas es otra posible causa de la generación de los escarpes *sackung*. En la Fosa Neógena de Teruel (Cordillera Ibérica), la karstificación interestratal de evaporitas triásicas ha producido una estructura monoclinial concordante con la topografía en los sedimentos neógenos suprayacentes. Los escarpes a contrapendiente que afectan al sector inclinado del monoclinial han sido relacionados con los esfuerzos tensionales causados por el fenómeno de subsidencia inducido por disolución (Gutiérrez, 1998; Calvo *et al.*, 1999).

Poco se sabe sobre el régimen (continuo o episódico) y la tasa de movimiento de los *sackungen*. En el relleno del surco de un *sackung* en las Montañas Rocosas de Colorado expuesto mediante una zanja artificial, McCalpin e Irvine (1995) deducen un desplazamiento lento y continuo para un plano de falla cubierto por depósitos de grano fino afectados por una deformación sinsedimentaria dúctil. En las Cascadas del Norte (Canadá), Beget (1985) infiere 3-4 episodios de desplazamiento mediante la datación de cenizas volcánicas truncadas por los planos de fractura de los *sackungen*. Tibaldi *et al.* (2004) infiere dos episodios de deformación a partir de zanjas excavadas en *sackungen* desarrollados en laderas de bajo relieve (190 m) en los Alpes occidentales. El desplazamiento episódico de los *sackungen* es invocado también por aquéllos que los relacionan con la actividad sísmica (Beck, 1968). En cuanto a las tasas de movimiento, en Bald Eagle Mountain (Colorado), medidas geodésicas de alta precisión realizadas durante más de dos décadas han aportado tasas máximas de

desplazamiento horizontal de 0,4 cm/año (Varnes *et al.*, 1990, 2000). McCalpin e Irvine (1995), a partir de la estratigrafía del relleno del surco de un *sackung*, calculan tasas medias de 0,14-0,75 y 0,43 mm/año de desplazamiento vertical y horizontal respectivamente.

Los datos relativos a la edad de los escarpes *sackung* son muy escasos. La mayor parte de la información está basada en criterios cronológicos relativos. Beget (1985) predató (<11.200 yr BP) 3-4 episodios de movimiento expansivo en el estado de Washington (EEUU) por medio de capas de cenizas volcánicas afectadas por los planos de rotura de escarpes *sackung* en afloramientos naturales. Agliardi *et al.* (2001) predató un escarpe a contrapendiente que afecta a un glaciar rocoso en los Alpes, basándose en la edad mínima estimada para esta acumulación periglacial (5000-770 yr BP). En la Columbia Británica (Canadá), Bovis (1982), aplicando liquenometría, estima una edad de 110 años para un escarpe *sackung* de 1 metro de altura que afecta a una morrena neoglacial. Beck (1968) documenta escarpes que atraviesan canchales activos en los Alpes del Sur de Nueva Zelanda. La única edad radiométrica de una estructura *sackung* conocida por los autores de esta memoria ha sido proporcionada por McCalpin e Irvine (1995) en las Montañas Rocosas de Colorado. Estos autores datan por radiocarbono la base del relleno de un surco *sackung* (11.000 - 11.500 yr BP) expuesto mediante una zanja excavada con retroexcavadora.

En el Parque Posets-Maladeta se han identificado *sackungen* en los valles glaciares de Vallibierna (Lampre, 1998) y de Estós (Fig. 2.45). Las morfologías *sackung* de Vallibierna se localizan en la margen izquierda del valle, que constituye el flanco noreste de Sierra Negra (Fig. 2.46). Las rocas metasedimentarias que forman la ladera afectada por los escarpes *sackung* tienen la misma dirección que las curvas de nivel y presentan un buzamiento general hacia la montaña (Ríos *et al.*, 2002). Bajo la mayor parte de la ladera encontramos pizarras negras silúricas fuertemente plegadas y fracturadas (García-Sansegundo, 1991, 1992; Ríos *et al.*, 2002).

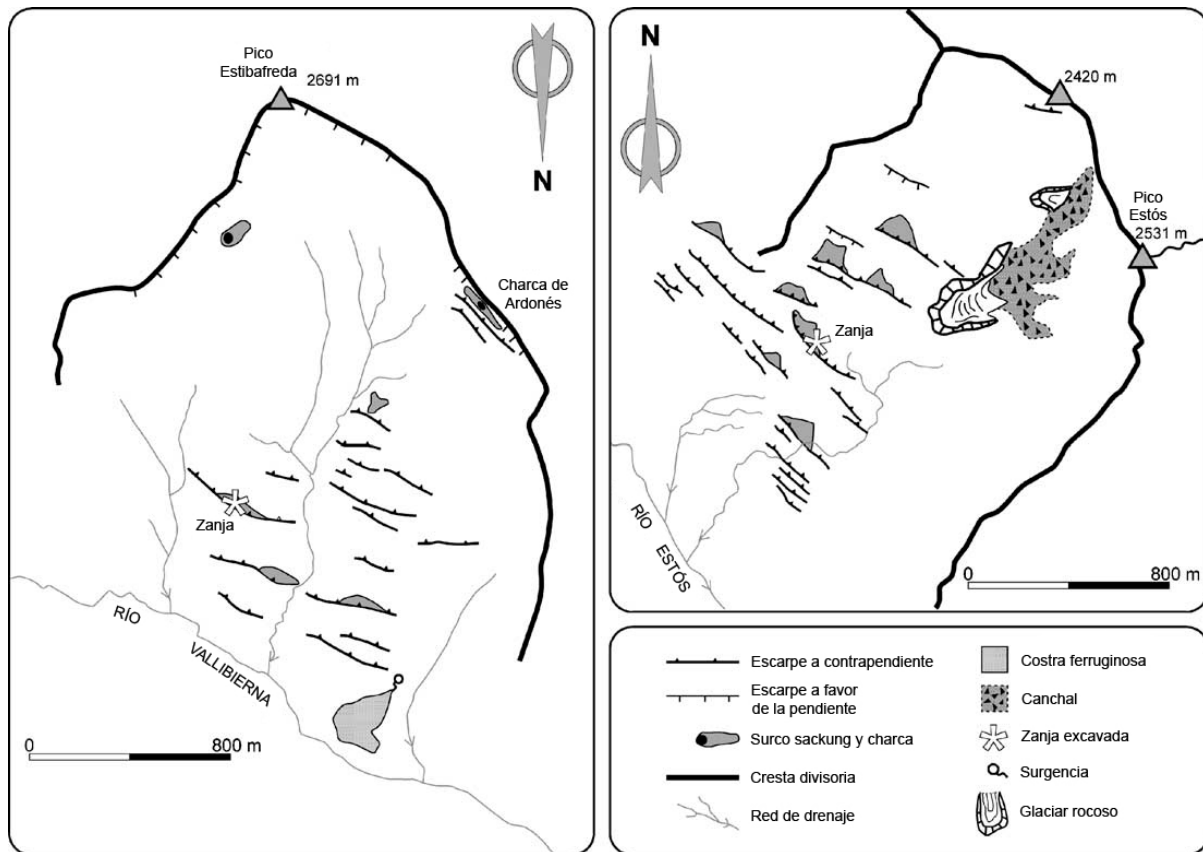


Figura 2.45.- Esquema geomorfológico de las laderas afectadas por *sackungen* en los valles de Vallibierna (izquierda) y Estós (derecha) (Tomada de Gutiérrez *et al.*, 2005).

Las laderas del valle de Vallibierna presentan un perfil compuesto con un tramo superior relativamente poco empinado y un tramo inferior más inclinado. Los sectores superiores reflejan la topografía preglaciaria del valle mientras que los sectores inferiores dibujan la artesa excavada en épocas glaciales. El perfil transversal del valle indica que el hielo alcanzó más de 300 m en este tramo del valle en el Último Máximo Glaciar (UMG). Teniendo en cuenta que la densidad del hielo glaciar es aproximadamente de $0,9 \text{ g/cm}^3$ (Benn y Evans, 1998), puede estimarse que las rocas situadas en el fondo del valle han experimentado una liberación de esfuerzos de más de 27 kg/cm^2 (2,7 MPa) desde el UMG (50.000 - 45.000 yr BP). Se han cartografiado morrenas terminales en Vallibierna aproximadamente 1 km valle abajo y 2-3 km valle arriba de la ladera afectada por *sackungen* (Martínez de Pisón, 1989; García-Ruiz *et al.*, 1992; Copons y Bordonau, 1997; Lampre, 1998). Copons y Bordonau (1997), basados en criterios morfotopográficos, correlacionan estos depósitos con el Episodio de Glaciares de Valle en Altitud (16.000 - 15.000 yr BP) y con el Episodio de Glaciares de Circo (14.000 - 13.000 yr BP), respectivamente. Por tanto, de acuerdo con esta cronología, el sector del valle

donde se encuentran los *sackungen* fue deglaciado en algún momento entre los 16.000 y los 13.000 yr BP.

La parte alta de esta ladera con escarpes *sackung* está delimitada por una divisoria con un llamativo escarpe orientado ladera abajo (Lampre, 1998) de hasta 50 m de altura que se asemeja a la cicatriz de arranque de un deslizamiento. Varios autores han descrito una situación similar en laderas con escarpes *sackung* (Soeters y Rengers, 1983; Bordonau y Vilaplana, 1986; McCalpin e Irvine, 1995; Agliardi *et al.*, 2001). Se ha cartografiado una depresión alargada con una charca efímera al pie de este escarpe al Norte del Pico Estibafreda (Fig. 2.45). La depresión que alberga la Charca de Ardonés (Figs. 2.45 y 2.46D) constituye una morfoestructura tipo *graben* en zona de cresta flanqueada por el escarpe principal orientado ladera abajo y dos escarpes a contrapendiente. Por otro lado, el perfil del sector superior de la ladera presenta una topografía ondulada. Todos estos rasgos dan a la ladera la apariencia de estar afectada por un deslizamiento, sin embargo no hay rasgos geomórficos obvios que permitan identificar los márgenes y el pie de tal movimiento de ladera. Además, la parte baja de la ladera y la traza del río Vallibierna no muestran ninguna evidencia de abombamiento post-glaciar.

El principal sistema de escarpes *sackung* se encuentra en el sector intermedio de la ladera, entre los 2500 y los 2100 m (Fig. 2.46B). Estas morfologías presentan una orientación ONO-ESE paralela a la dirección de la estructura y a las curvas de nivel (Lampre, 1998), y algunos de ellos muestran una ligera convexidad hacia el valle. Muy probablemente, las fracturas que forman estos escarpes han aprovechado planos de discontinuidad preexistentes. La longitud de los escarpes oscila entre unas decenas de metros hasta cerca de 500 m. Algunos de estas morfoestructuras están acompañadas de depresiones lineales con una superficie plana cubierta de hierba (Fig. 2.46C). Los escarpes, con alturas entre los 0,4 m y 3,6 m, no presentan una apariencia fresca indicando que no son activos o que la tasa de degradación es mayor que la componente vertical de la tasa de deformación.

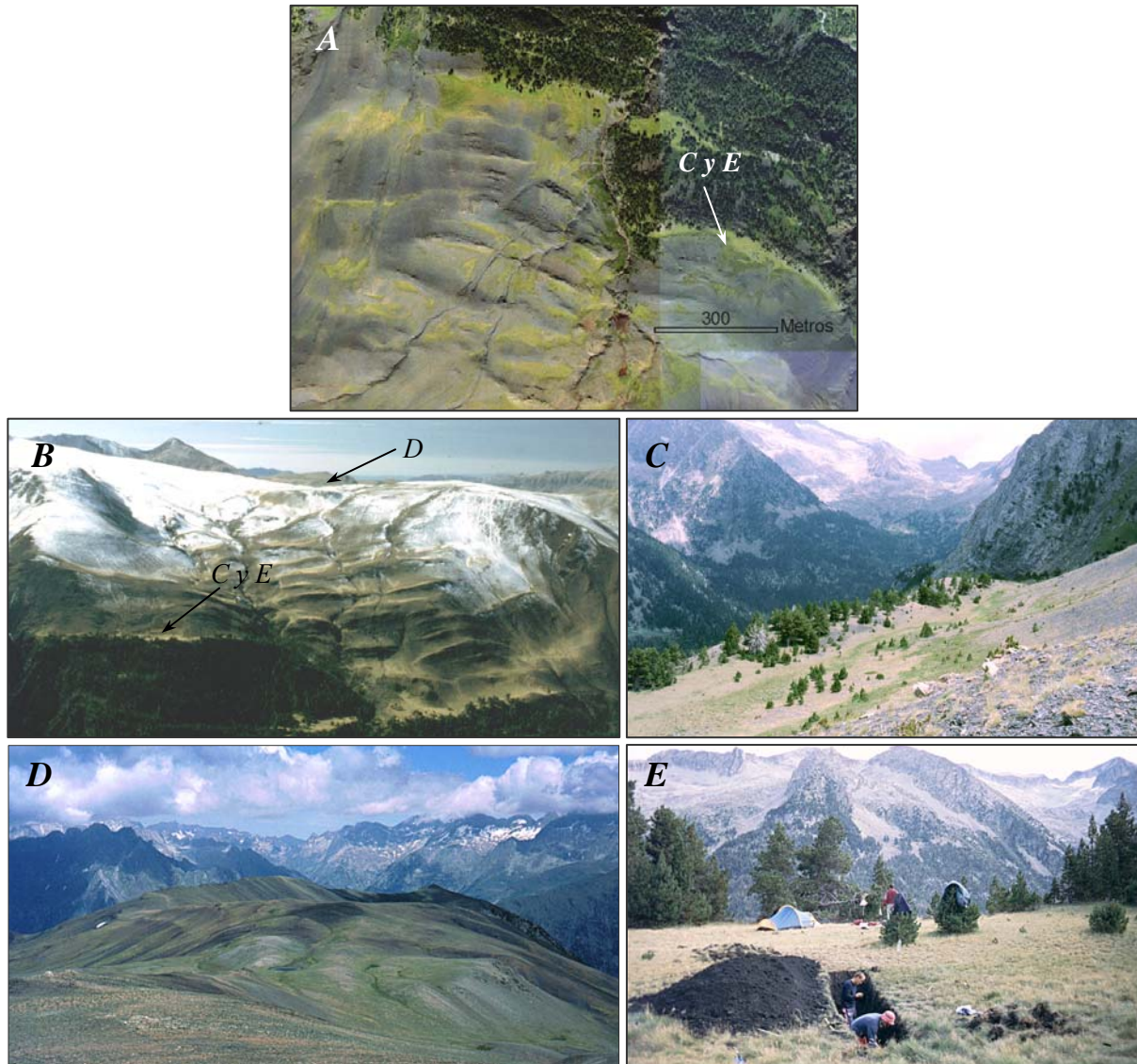


Figura 2.46.- Fotografías de los *sackungen* de Vallibierna. *A*: Vista zenital de la ladera afectada por los escarpes a contrapendiente (Ortofoto del servicio cartográfico del Gobierno de Aragón, año 1997). *B*: Vista oblicua. *C*: Surco en el que se excavó la zanja. *D*: Depresiones en cresta (*ridge-top depressions*) flanqueadas por escarpes a favor y a contrapendiente de la ladera en la zona de las Charcas de Ardonés. *E*: Zanja excavada en el relleno del surco *sackung* (Fotos: E. Acosta).

Con objeto de conocer la estratigrafía y la geocronología de estas estructuras se excavó una zanja en una depresión asociada a un escarpe *sackung* situada a 2260 m de altitud, cerca del límite superior de la zona arbórea (Figs. 2.45 y 2.46). Las razones por las que se eligió este emplazamiento fueron la existencia de un área afectada por frecuentes encharcamientos y la presencia de árboles en las proximidades. Ambas circunstancias sugirieron que podría encontrarse restos de material datable como carbón vegetal y/o horizontes orgánicos en el relleno del surco *sackung*. La zanja se orientó perpendicularmente al escarpe, y su extremo

inferior se situó donde se produce la rotura de pendiente entre el escarpe y la depresión (Figs. 2.46E y 2.47). La excavación, de 1,5 m de profundidad y 5,5 m de largo, se realizó con pico, azadón y pala. El perfil longitudinal de la ladera a lo largo de la cresta y el surco del *sackung* aparece representado en la figura 2.47. Ésta muestra cómo no hay un escarpe neto entre la cresta del *sackung* y la depresión, cuyo fondo plano da paso gradualmente a un coluvión de ladera. Por otro lado, la pendiente de la ladera situada bajo el *sackung* está unos 9° más inclinada que por encima, lo que sugiere que el segmento de la ladera situada bajo la cresta ha experimentado un basculamiento (*toppling*) hacia el valle (Jahn, 1964; Bovis, 1982; McCalpin e Irvine, 1995).

El relleno del *sackung* en la zanja está compuesto por tres secuencias granodecrecientes de clastos angulares tamaño grava media-gruesa con matriz arcillosa y arcilla margosa con clastos tamaño grava media dispersos (Fig. 2.47). En los niveles más superficiales se han identificado dos horizontes edáficos orgánicos. Se ha obtenido información cronológica mediante la datación por ^{14}C de pequeños trozos de carbón vegetal encontrados en las tres unidades estratigráficas del relleno de la depresión. La edad de la unidad estratigráfica más profunda (5890 cal yr BP), situada directamente sobre el sustrato, puede ser considerada la edad del surco y del escarpe *sackung*, ya que representa un depósito generado de forma instantánea que tuvo lugar inmediatamente después de que el escarpe orientado ladera arriba formara la depresión.

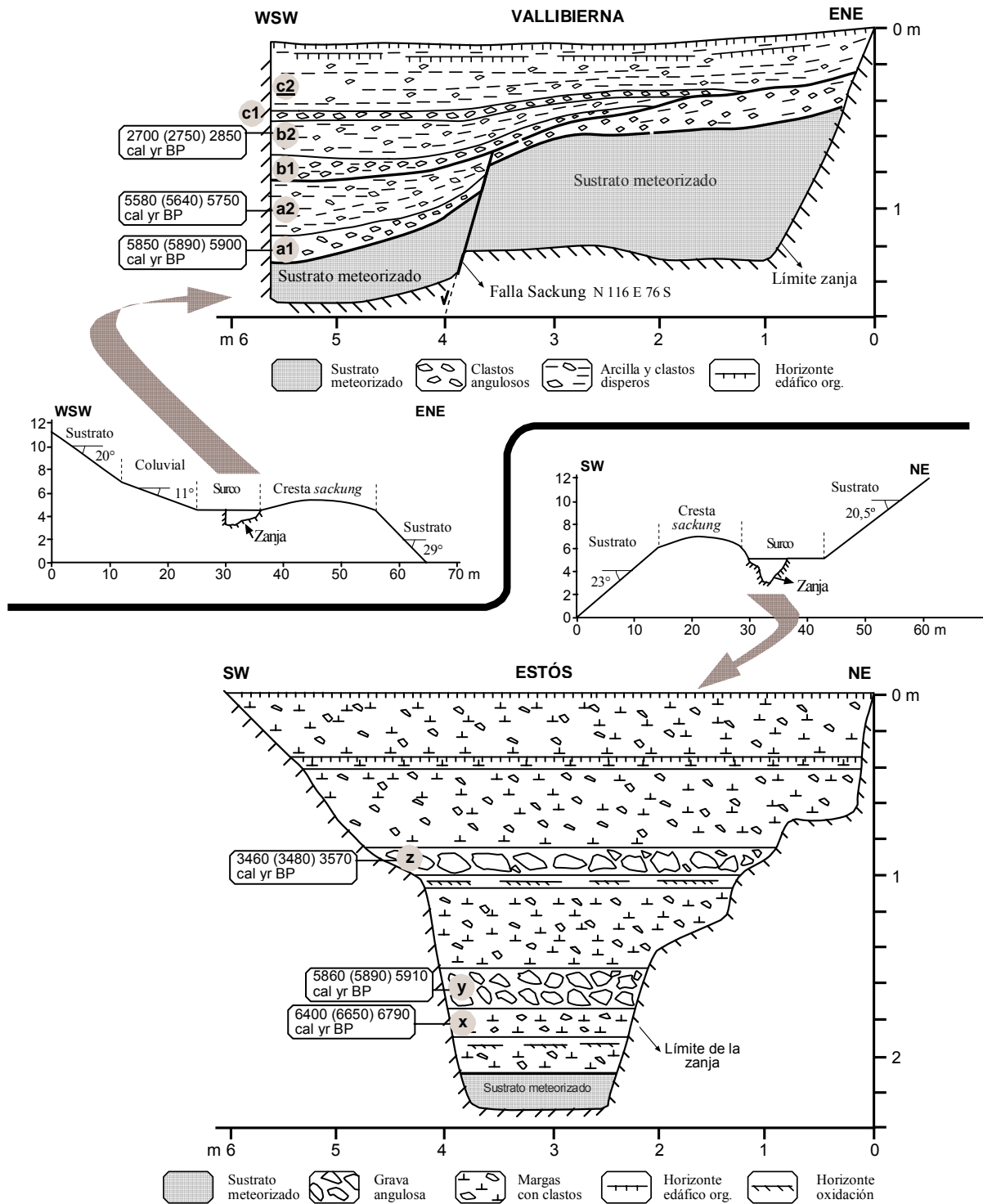


Figura 2.47.- Esquemas de las zanjas excavadas en el relleno de las depresiones *sackung* de Vallibierna y Estós, y perfiles longitudinales de ambas laderas mostrando la situación de las zanjas. Las edades representadas son edades ^{14}C corregidas. El laboratorio Beta Analytic proporciona una edad (cifra entre paréntesis) y unos márgenes de confianza (1σ , cifras situadas a la izquierda y derecha) (Tomada de Gutiérrez *et al.*, 2005).

Respecto a la estructura del relleno, la secuencia inferior está afectada por una falla normal de dirección N116E que buza 76° hacia el interior de la ladera, y con un desplazamiento de 22 cm (Fig. 2.47). El movimiento de la falla ha producido la flexión (pliegue de arrastre) de la unidad inferior a ambos lados de la estructura. La unidad superior de esta secuencia pre-falla se conserva sólo en el bloque hundido. Esta falla *sackung* está truncada por una superficie erosiva y fosilizada por las dos secuencias superiores mostrando un contacto onlap con el bloque levantado. Esta configuración geométrica indica que la falla se generó después del depósito de la unidad a2 e inmediatamente antes de la acumulación de la unidad b1. Con las dataciones disponibles, esta deformación puede situarse entre 5640 y 2750 cal yr BP. El hecho de que el sustrato del bloque inferior esté cubierto por depósitos de la secuencia inferior sugiere que la depresión se formó inicialmente por un escarpe *sackung* principal situado más allá de la zanja hacia el valle (Fig. 2.48). Este escarpe se generó poco antes del depósito de la unidad a1 (5890 cal yr BP). Con posterioridad al depósito de la unidad a2, entre 5640 y 2750 cal yr BP, se formó un nuevo escarpe *sackung* en el interior de la depresión provocando la erosión de la unidad a2 en el bloque levantado. Una vez que este escarpe fue eliminado, tuvo lugar la acumulación de las dos secuencias superiores fosilizando la falla y solapando el bloque previamente levantado.

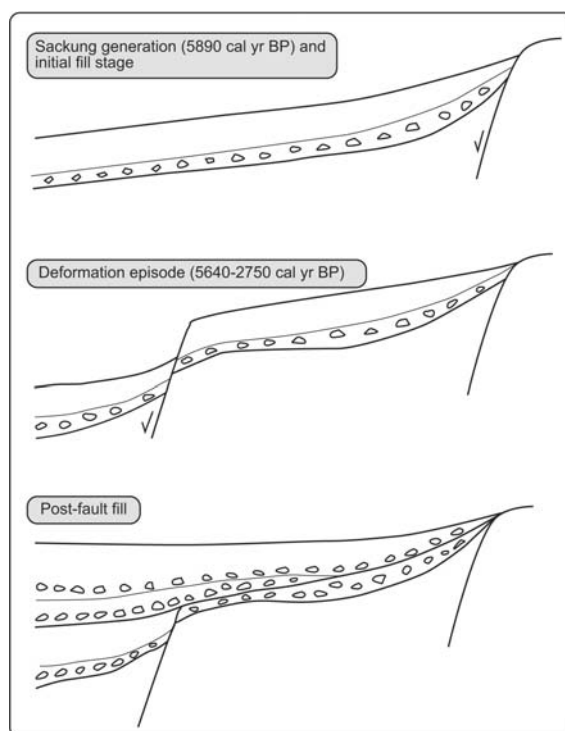


Figura 2.48.- Esquema de la evolución del escarpe y el surco del *sackung* excavado en Vallibierna (Tomada de Gutiérrez *et al.*, 2005).

En el valle glaciar de Estós los escarpes *sackung* están situados en una ladera de su margen izquierda (Fig. 2.49). En este caso, la orientación del relieve también está controlada por la estructura, un sinclinorio NO-SE compuesto por pliegues vergentes al Sur afectados por cabalgamientos que buzanan al Norte. El eje del sinclinorio coincide aproximadamente con la cresta divisoria principal y los estratos presentan un buzamiento general NE hacia el interior de la ladera (Ríos *et al.*, 2002). La mitad superior de la ladera está formada por pizarras devónicas con intercalaciones areniscosas y en la mitad inferior afloran pizarras y calizas devónicas (García Sansegundo, 1991, 1992; Ríos *et al.*, 2002). Estas formaciones están afectadas por una densa red de planos de discontinuidad. Varios rasgos geomórficos como el perfil compuesto de las laderas del valle y las facetas triangulares generadas por erosión glaciar (*truncated bedrock spurs*) indican que el espesor del Glaciar de Estós superó los 350 m durante el Último Máximo Glaciar (50.000-40.000 yr BP). Esto implica una descarga tras la deglaciación de más de $31,5 \text{ kg/cm}^3$ (3,15 MPa) para las rocas situadas en el fondo del valle. Aunque no hay estudios específicos sobre la cronología glaciar en el Valle de Estós, se puede suponer que la deglaciación tuvo lugar aproximadamente al mismo tiempo que en el Valle de Vallibierna (16.000-13.000 yr BP), dada la marcada similitud topográfica y la proximidad entre ambos valles (Martínez de Pisón, 1989).

Sólo se ha identificado un escarpe *sackung* en la zona de la divisoria. Como en Vallibierna, la mayoría de los escarpes a contrapendiente están situados en el sector medio de la ladera, entre 2070 y 1800 m de altitud. Estas morfoestructuras y las depresiones que las acompañan presentan una dirección NO-SE paralela a las curvas de nivel y a la orientación estructural. Ésta es además la dirección de un conjunto muy penetrativo de planos de foliación que buzanan hacia el interior de la ladera. Es probable que los *sackungen* correspondan a planos de estratificación o de foliación previos, aunque esta posibilidad no puede corroborarse ya que no se conoce el buzamiento de las superficies de rotura que generan los *sackungen*. Los escarpes a contrapendiente varían entre los 80 y los 500 m de longitud y entre los 0,6 y 2,75 m de altura (Fig. 2.49). Aunque no presentan una apariencia fresca, son más patentes que los de Vallibierna. Esto puede deberse a la mayor resistencia a la erosión del sustrato de Estós.

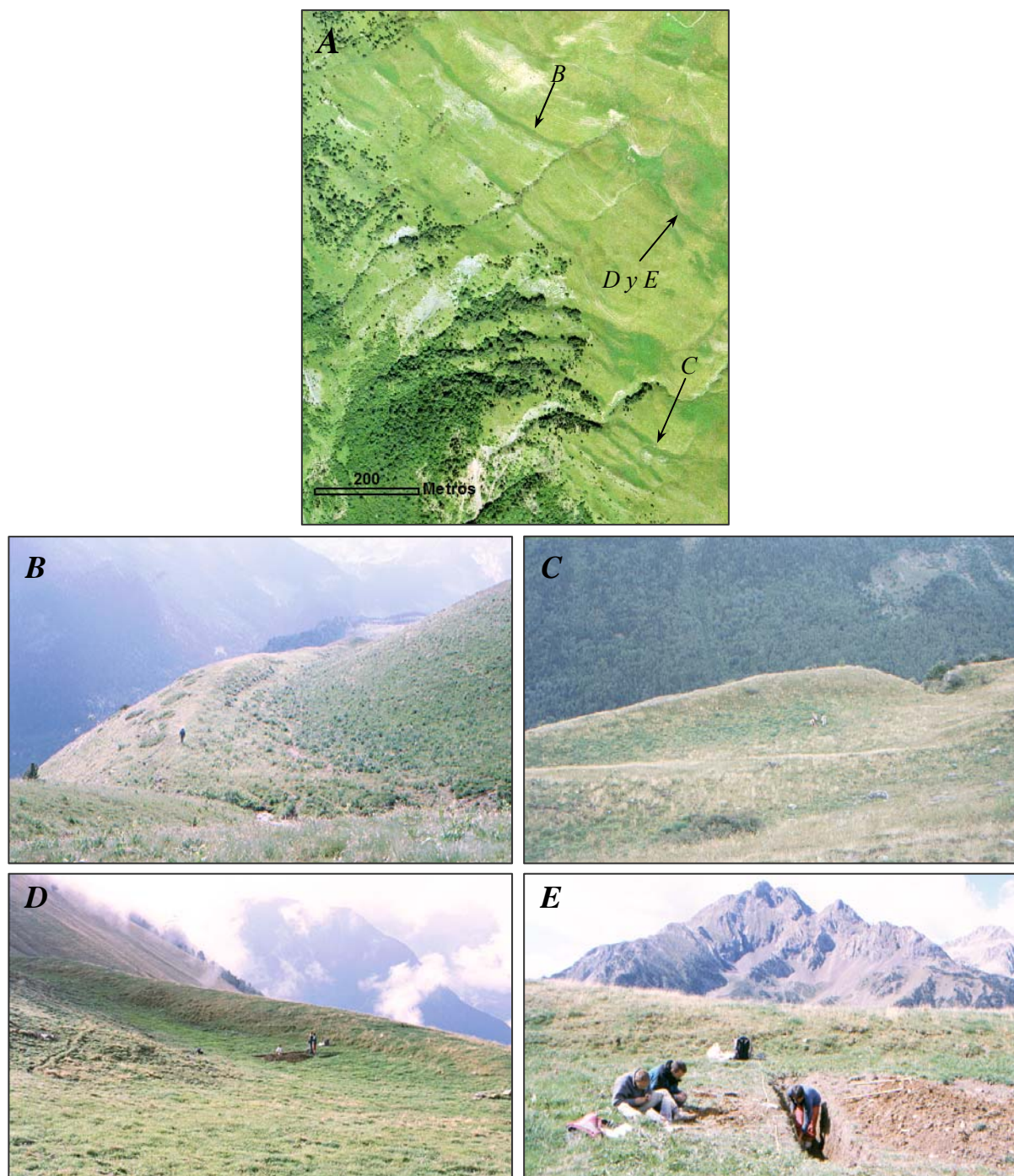


Figura 2.49.- Imágenes de morfologías *sackung* en el Valle de Estós. *A*: Vista zenital de la ladera afectada por los escarpes a contrapendiente. Los surcos asociados a los escarpes se identifican por el verde más intenso de la vegetación herbácea (Ortofoto del servicio cartográfico del Gobierno de Aragón, año 1997). *B* y *C*: Vista general de un escarpe orientado ladera arriba y el surco asociado. *D*: Depresión *sackung* en la que se excavó la zanja. *E*: Búsqueda de restos de carbón vegetal (Fotos: F. Gutiérrez).

La depresión *sackung* del Valle de Estós en la que se ha excavado la zanja se encuentra a unos 2000 m de altitud. El fondo plano de esta depresión cerrada y alargada está cubierto de hierba y presenta evidencias de encharcamiento frecuente. Como en Vallibierna, la zanja se alineó perpendicularmente al escarpe con un extremo situado al pie del escarpe (Fig. 2.49D-F). Al igual que el *sackung* estudiado en Vallibierna, el perfil longitudinal de la ladera revela que la pendiente de la ladera por debajo del *sackung* es 2,5° más pronunciada que ladera arriba (Fig. 2.47), probablemente debido al basculamiento (*toppling*) del segmento de la ladera situado bajo la cresta del *sackung* (Jahn, 1964; Bovis, 1982; McCalpin e Irvine, 1995) (Figs. 2.44C). En este caso, el *sackung* presenta un escarpe a contrapendiente bien definido de 1,1 m de altura (Fig. 2.49D). La excavación, llevada a cabo con pico y pala, alcanzó el sustrato rocoso a una profundidad de 2,1 m (Fig. 2.47).

El relleno de la depresión expuesto en la zanja muestra una estructura horizontal sin evidencias de deformación sinsedimentaria. Está compuesto principalmente por capas masivas de margas marrones-grisáceas oscuras con clastos subangulosos dispersos tamaño grava fina-media (Fig. 2.47). Se han identificado algunos horizontes edáficos orgánicos y dos horizontes de oxidación en las capas de margas. Hay dos niveles de clastos angulares intercalados en la secuencia de margas.

Se extrajeron pequeños trozos de carbón vegetal de tres niveles estratigráficos de la depresión *sackung* (x, y, z) situados a 1,75-1,9; 1,53-1,75 y 0,85-1,01 m de profundidad, respectivamente (Fig. 2.47). El nivel x está compuesto por margas con clastos dispersos y los niveles y y z corresponden a los dos estratos de gravas. Las edades calibradas proporcionadas por el laboratorio Beta Analytic para las unidades x, y y z son 6650, 5890 y 3480 cal yr BP, respectivamente. La gráfica que representa la edad corregida de los niveles datados frente a su profundidad aporta dos tasas de sedimentación de 0,29 mm/año, entre 3480 y 5890 cal yr BP, y 0,24 mm/año, entre 5890 y 6650 cal yr BP (Fig. 2.50). La proyección de la recta aplicando ambas tasas (pendientes) proporciona un rango de 7795-7589 yr BP para la edad de la base del relleno, situada a 2,1 m de profundidad. Considerando que el relleno de la depresión *sackung* presenta una sedimentación relativamente continua y homogénea, y que la capa datada más antigua está muy cerca del fondo de la base, este rango temporal puede ser considerado como una estimación aceptable de la edad del escarpe *sackung* y del surco adyacente.

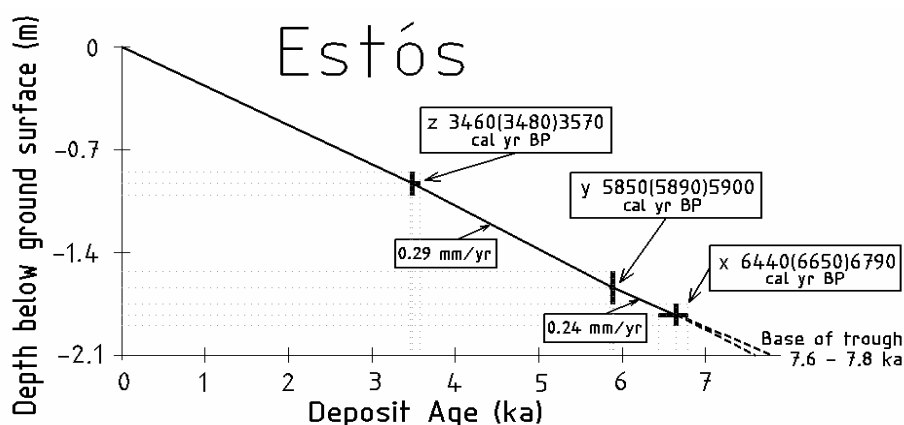


Figura 2.50.- Representación gráfica de la edad de calendario y la profundidad de las capas datadas en el relleno del surco *sackung* de Estós. La proyección hacia abajo de las tasas de sedimentación rápida y lenta hasta el fondo de la depresión proporciona una estimación de la edad del *sackung*.

Los autores de esta memoria conocen cuatro áreas del Pirineo en las que se han documentado morfologías *sackung* con anterioridad a este trabajo, todas ellas desarrolladas en rocas metasedimentarias paleozoicas de la Zona Axial: (a) Zona de Bohí (Soeters y Rengers, 1983), (b) Zona de Viella (Bordonau y Vilaplana, 1986); ambos en la cabecera del río Noguera Ribagorzana, (c) el Valle de Valira d’Orient en Andorra (Corominas, 1990), y (d) el Valle de Vallibierna, uno de las zonas estudiados en este trabajo, cuyos *sackungen* habían sido descritos en un trabajo previo de Lampre (1998). En todos estos casos los escarpes orientados ladera arriba han sido atribuidos a fenómenos de expansión gravitacional causados por la descarga que experimentan las laderas sobreempinadas de los valles glaciares tras la retirada de los hielos. Sin embargo, esta relación causal y temporal no ha sido probada debido a la falta de datos geocronológicos (Moya *et al.*, 1997).

Los datos disponibles sugieren que los escarpes a contrapendiente y las depresiones adyacentes de Vallibierna y Estós fueron generados por una combinación de al menos dos tipos de movimientos. Por un lado, un deslizamiento a favor de planos de rotura de elevado ángulo con buzamiento hacia el interior de la ladera. La “falla” *sackung* identificada en la zanja excavada en Vallibierna prueba la existencia de este tipo de estructuras frágiles. Por otro lado, la mayor inclinación de los tramos de ladera localizados por debajo de los *sackungen* en comparación con los situados por encima sugiere que los bloques definidos por las fallas *sackung* han experimentado un basculamiento (toppling) hacia el valle con la consiguiente extensión horizontal. Aunque las dataciones obtenidas en ambos sitios (Vallibierna y Estós)

proporcionan la edad de un único escarpe y su surco adyacente, es probable que los *sackungen* de cada ladera se formaran simultáneamente o un breve intervalo de tiempo, dado el semejante grado de conservación que presentan.

En cuanto a la cronología, los escarpes estudiados de Estós y Vallibierna se formaron aproximadamente hace 7,6-7,8 y 5,9 ka respectivamente, varios miles de años después de la deglaciación de los valles, que tuvo lugar entre 16 y 13 ka BP (1 ka = 1000 años). McCalpin e Irvine (1995) también encontraron en las Montañas Rocosas de Colorado un decalaje considerable entre la deglaciación (14 - 15 ka BP) y el comienzo de la generación de un *sackung* (11 - 11,5 ka BP). El amplio intervalo temporal (> 5 ka) que dista entre la deglaciación y la generación de los *sackungen* estudiados indica que la descarga producida por la retirada de los glaciares de valle no fue la causa directa de la formación de los escarpes de Estós y Vallibierna, como se ha sugerido para algunos *sackungen* estudiados en los Pirineos (Soeters y Rengers, 1983; Bordonau y Vilaplana, 1986; Corominas, 1990). En nuestro caso, parece que la erosión glacial y la posterior pérdida de soporte lateral generaron laderas predisuestas al desarrollo de *sackungen*, pero no determinaron el inicio del fenómeno de expansión lateral. Por tanto, debe haber un factor desencadenante diferente que explique la ocurrencia temporal de los escarpes a contrapendiente. Dos posibles opciones son el cambio climático y la actividad sísmica.

Numerosas investigaciones demuestran una buena correlación entre periodos de tiempo con mayor frecuencia de deslizamientos, incluidos grandes movimientos de ladera profundos, y cambios climáticos. Los datos disponibles de varias regiones europeas referentes a estas relaciones temporales han sido revisados recientemente en varios artículos (Borgatti *et al.*, 2001; Borgatti y Soldati, 2002; Soldati *et al.*, 2004). Obviamente, en nuestro caso, la posible relación causal entre los movimientos de expansión lateral y el clima es meramente especulativa ya que sólo disponemos de dos fechas. Por otro lado, el efecto desencadenante de los factores climáticos sobre este tipo de movimientos de grandes dimensiones es mucho más limitado que sobre los movimientos de ladera someros y de pequeñas dimensiones. Sin embargo, puede ser interesante analizar si los *sackungen* de Vallibierna y Estós se formaron durante periodos de alta frecuencia de deslizamientos. La expansión gravitacional inicial en ambos valles tuvo lugar durante el periodo Atlántico, caracterizado por un clima relativamente cálido y seco (Lamb, 1977). En los Pirineos, el escaso número de dataciones no

permite identificar intervalos temporales con mayor frecuencia de deslizamientos (Moya *et al.*, 1992). En la Cordillera Cantábrica, la prolongación de los Pirineos hacia el Oeste, se ha identificado un periodo de alta frecuencia de deslizamientos desde el periodo Preboreal hasta principios del Atlántico (10,2-7 ka BP) (González Díaz *et al.*, 1996, 1999), el cual coincide parcialmente con el intervalo de tiempo en que se generaron nuestros *sackungen* (7,8-5,9 ka BP).

Respecto a la actividad sísmica, Beck (1968) atribuyó la génesis de escarpes *sackung* en Nueva Zelanda a movimientos episódicos desencadenados por terremotos. Radbruch-Hall (1978) relaciona la generación de escarpes frescos orientados ladera arriba en Alaska y California con terremotos históricos. McCalpin (1999) cita varios estudios que documentan la generación o rejuvenecimiento de *sackungen* durante terremotos históricos. Varios argumentos apoyan la hipótesis de que la carga dinámica que induce un terremoto estuvo implicada en el desarrollo de nuestros escarpes *sackung*. Las laderas estudiadas se encuentran en una zona con actividad sísmica y neotectónica. En 1373, un terremoto con una intensidad MSK de VIII-IX destruyó edificios en la zona (Olivera *et al.*, 1994). Según el IGN, se han sentido cinco terremotos con intensidades MSK mayores de V durante el último siglo en áreas situadas a menos de 25 km de las zonas estudiadas. El terremoto de Viella de 1923 alcanzó una intensidad máxima MSK de VIII (IGN, 1982) y causó grandes daños en las estructuras, incluidas las de las iglesias románicas. Susagna *et al.* (1994) basándose en el análisis de datos macrosísmicos e instrumentales le atribuyen una magnitud $M_L=5,6$ y $M_W=5,3$ a este evento. Ortuño *et al.* (2004) propone que la fuente más probable de este terremoto es la Falla Norte de la Maladeta. De acuerdo con la escala de intensidad INQUA basada en los efectos sísmicamente inducidos en el suelo (Michetti *et al.*, 2003), los terremotos con intensidades de VII y IX pueden desencadenar grandes movimientos de ladera (10^5 - 10^6 m³). El terremoto más grande registrado instrumentalmente en el Parque Posets-Maladeta alcanzó una magnitud de 4,1 en la escala Richter. El epicentro de este evento, que ocurrió en 1982, se localizó a unos 10 km al Sur de los *sackungen* estudiados. Se han registrado varios terremotos de magnitudes superiores a 5 en el sector oriental de los Pirineos (IGN, 2004). También hay evidencias geomórficas de actividad neotectónica en la zona. En los Valles de Barrancs y Escaleta, a unos 9 km de los *sackungen* estudiados, Moya y Vilaplana (1992) analizaron fallas normales que afectan a morfologías glaciares erosivas. Estos autores, diferencian un grupo de escarpes de falla de varios kilómetros de largo y más de diez metros de alto, y escarpes de longitud

hectométrica y varios metros de altura. Basándose en la cronología glaciaria general de los Pirineos, diferenciaron dos episodios de desplazamiento en el Valle de Barrancs (32-13 ka BP y post-13 ka BP) y un episodio en el Valle de Escaleta (post-15 ka BP). Las estimaciones de las tasas mínimas de desplazamiento vertical son 2,1-1,2 y 1,3 mm/año para las fallas de Barrancs y Escaleta respectivamente. También se han documentado evidencias de fallas de edad post-glaciaria (<30 ka BP) en el valle vecino del Noguera Ribagorzana (Bordonau y Vilaplana, 1986). La participación hipotética de la actividad sísmica también se ve apoyada por el evento puntual de deformación registrado por la falla identificada en la zanja de Vallibierna. Una vez iniciado el *sackung* por un terremoto, el posterior desarrollo podría ser el resultado de nuevos movimientos episódicos desencadenados por eventos sísmicos, o de una deformación continua y lenta interrumpida por episodios cosísmicos de desplazamiento rápido. Sin embargo, aunque la hipótesis sísmica parece ser más probable que la del cambio climático, la falta de información cronológica sobre paleoterremotos impide la corroboración de esta interpretación (Jibson, 1996; McCalpin, 1999).

FLUJOS DE DERRUBIOS

A este tipo de movimiento de ladera se le ha dedicado un capítulo especial (Capítulo 3.2) por tratarse de uno de los procesos objeto de estudio de este proyecto.

SOLIFLUXIÓN

La bibliografía muestra como no existe una definición unánime para este término. Para unos la solifluxión es un flujo típico de ambientes periglaciares con *permafrost* (Brown *et al.*, 1981; National Research Council of Canada, 1988; Selby, 1993, Cruden y Varnes, 1996). Durante el verano se produce el deshielo de la capa activa del *permafrost* dando lugar a un suelo saturado en agua que se moviliza. El techo del suelo congelado infrayacente actúa como una superficie de deslizamiento sobre la que la formación superficial (*mollisol*) puede moverse lentamente ladera abajo. En estos casos muchos autores prefieren usar el término gelifluxión. Al tratarse de un fenómeno que afecta a suelos congelados no se considera un proceso azonal sino periglaciario (Varnes, 1958; Hutchinson, 1968; Cruden y Varnes, 1996).

Sin embargo, otros autores consideran que este flujo superficial del suelo no es proceso exclusivamente periglaciario, ya que, aunque es particularmente frecuente en zonas de gran latitud y/o altitud, también se produce en otros medios morfoclimáticos (Davis y Snyder,

1898; Ayala, 2002) (Fig. 2.51). Este movimiento puede estar favorecido por el tránsito de ganado, la acción de las raíces, los ciclos de humectación-secado y hielo-deshielo, así como los cambios de temperatura. Muchos autores hablan entonces de *soil creep* en lugar de solifluxión pero, según Cruden y Varnes (1996), el *creep* no es ningún movimiento de ladera sino un término que hace referencia a una lenta velocidad de deformación y cuyo uso conviene restringir.

La velocidad de la solifluxión en zonas templadas húmedas es un orden de magnitud menor que en zonas de *permafrost* (Chorley *et al.*, 1984; Selby, 1993). Chorley *et al.* (1984) señalan tasas de 1-30 cm/año en laderas de 15-25°, e incluso de 25 cm en 21 días en una ladera de 19° en Noruega. También apuntan que en algunas laderas empinadas de zonas tropicales húmedas la solifluxión puede alcanzar tasas de movimiento superiores a las de las regiones periglaciares. Según Selby (1993) la velocidad de la solifluxión está controlada principalmente por la presión de fluidos en los poros, mientras que otros factores como la pendiente, la textura del suelo y la vegetación desempeñan un papel secundario.

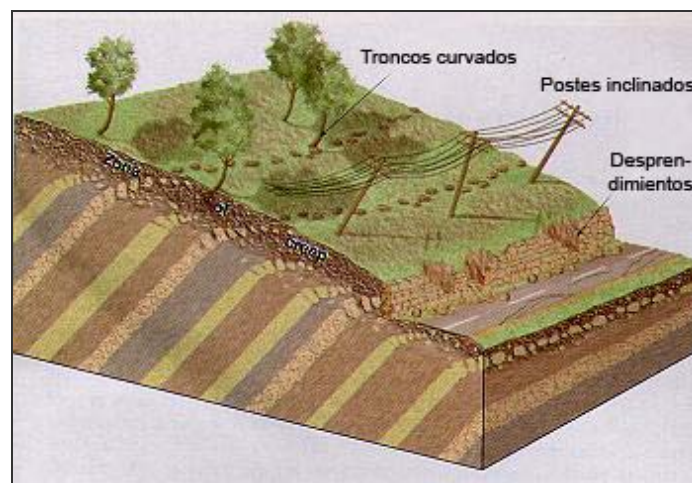


Figura 2.51.- Diagrama ilustrativo de una ladera afectada por solifluxión de zonas templadas húmedas (Tomada de <http://courses.missouristate.edu/ejm893f/creative/glg110/Weathering.html> #creep).

Por lo tanto, al igual que sucede con los canchales, la solifluxión también está a caballo entre los procesos periglaciares y de ladera. Los autores de esta memoria desconocen si los bancos, lóbulos y terracillas que origina la solifluxión en el Parque (Fig. 2.52) han sido producidos por el movimiento ladera abajo de la capa activa del *permafrost* (proceso periglaciario) o si por el contrario son producto de la acción de las raíces, del ganado o de los cambios de humedad y temperatura. Finalmente se optó por incluir los procesos de solifluxión y las formas

resultantes en el apartado de laderas, ya que en definitiva se trata de un fenómeno gravitacional (deformación plástica) o flujo de una formación superficial en una ladera por efecto de la gravedad.



Figura 2.52.- Terracillas de solifluxión en Sierra Negra (Foto: F. Gutiérrez).

2.3.5.- MODELADO FLUVIAL-ALUVIAL

La escorrentía en laderas genera diversas morfologías. Cuando la ladera se encuentra desprovista de vegetación y presenta una elevada pendiente, la salpicadura provocada por el impacto de las gotas de lluvia puede movilizar cantidades importantes de material fino, formando microcráteres e impulsando partículas ladera abajo. El lavado de finos durante las fases iniciales en las que tiene lugar la producción y concentración de escorrentía origina pequeñas irregularidades o microformas en superficie, como pequeños pedestales bajo elementos protectores (tallos de plantas, clastos), y minados por socavamiento bajo los cantos. En laderas con materiales fácilmente erosionables el flujo confinado puede generar regueros (*rills*) que, de proseguir su evolución dan paso a sistemas de barrancos que generalmente forman redes dendríticas (Pedraza, 1996), representados en el mapa con el nombre “cabeceras de cárcavas”.

En el mapa geomorfológico, las morfologías correspondientes a este tipo de modelado se han representado en color verde. Como morfologías erosivas destacan los barrancos (*gullies*) y las cabeceras de cárcavas, y como deposicionales, los abanicos aluviales. A continuación se describen dichos elementos morfológicos.

BARRANCOS

Es un tipo de forma de erosión hídrica superficial que se desarrolla principalmente en laderas empinadas con escasa vegetación. Se trata de pequeños canales bastante rectilíneos incididos en la superficie de las laderas, tanto en formaciones superficiales como en el sustrato, con sección transversal en “V” y normalmente paralelos. Se observan con mucha frecuencia en los taludes de carreteras. Mosley (1972, 1974) comprobó que la cantidad de sedimento procedente de las laderas planas afectadas por estos barrancos (*gullies*) crece linealmente con el aumento de la pendiente de la ladera. Sin embargo, esta relación no se cumple en laderas que convergen o divergen la escorrentía. Las que convergen el flujo generan más cantidad de sedimento que las planas y mucho más que las de flujo divergente.

En la zona de estudio son especialmente frecuentes en la parte alta de la ladera Sur de Sierra Negra, compuesta por pizarras silúricas y desprovista de vegetación (Fig. 2.53).

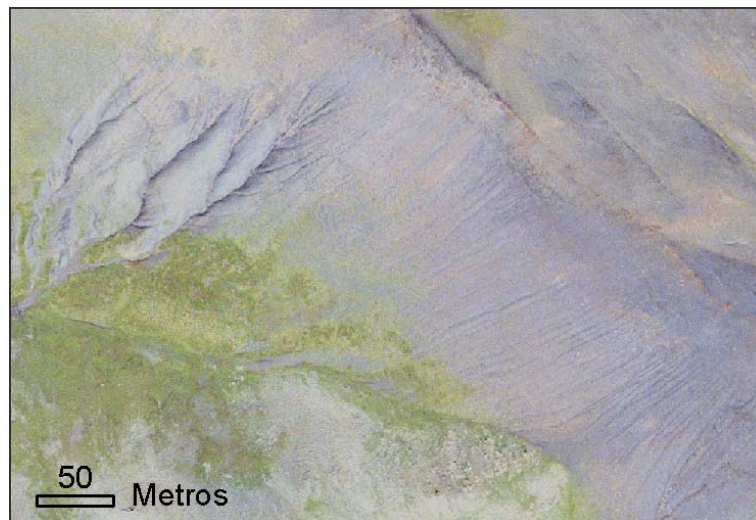


Figura 2.53.- Ortofotos de barrancos (líneas finas en la derecha de la imagen) y cabecera de cárcavas (izquierda de la imagen) en Sierra Negra.

CABECERA DE CÁRCAVAS

Como ya se ha indicado, las acanaladuras pueden ampliarse dando lugar a redes dendríticas de barrancos. Estas formas, que pueden considerarse como producto de procesos de erosión por arroyada concentrada, son abundantes en materiales pizarrosos como los de Sierra Negra (Fig. 2.53) y actúan como cuencas de recepción de aguas pluviales y como área fuente de flujos de sedimento y flujos hídricos canalizados.

ABANICOS ALUVIALES

Las características morfológicas más significativas de los abanicos aluviales son: (1) su forma semicónica, (2) la longitud limitada de su radio, (3) su perfil transversal plano-convexo y (4) su pendiente elevada (Blair y McPherson, 1994b).

1) *Forma semicónica*. Esta forma es consecuencia de la pérdida de confinamiento que experimentan los flujos procedentes de la cuenca de drenaje allí donde el canal alimentador (*feeder channel*) intersecta el escarpe que hay a la salida de la cuenca (Fig. 2.54). Este punto del abanico se denomina ápice (Drew, 1873). Los flujos pueden expandirse al alcanzar el ápice o bien continuar su movimiento por canales incididos en la zona proximal del abanico hasta alcanzar el punto de intersección, donde se produce la intersección del canal alimentador y el perfil longitudinal del abanico (Fig. 2.54). La expansión de los flujos por su pérdida de confinamiento tanto en el ápice como en el punto de intersección y la consecuente pérdida de calado y velocidad provoca la sedimentación sobre un sector del abanico llamado lóbulo sedimentario activo (Fig. 2.54). La anchura de este lóbulo depende de su gradiente, longitud radial y microtopografía así como del volumen, velocidad, viscosidad y cantidad de movimiento de los flujos. Los sucesivos cambios de posición del lóbulo sedimentario activo mantienen la forma semicónica del abanico (Denny, 1967).

2) *Longitud limitada de su radio*. En condiciones óptimas de sedimentación el radio de los abanicos raramente supera los 10 km de longitud (Anstey, 1965, 1966).

3) *Perfil transversal*. Su forma plano-convexa es una característica que lo diferencia de otros ambientes sedimentarios como ríos y deltas (Blair y McPherson, 1994b).

4) *Pendiente*. El cuarto atributo morfológico característico de los abanicos aluviales es su elevado gradiente radial, con valores medios que oscilan entre 1,5 y 25°, y más frecuentemente entre 2 y 12° (Blair y McPherson, 1994b). La pendiente puede estar controlada por diversos factores como la neotectónica o el proceso deposicional dominante, siendo más inclinados los abanicos alimentados por *debris flows* que los contruidos por inundaciones en manto (*sheetfloods*) (Chorley *et al.*, 1984). La pendiente varía radialmente debido a que se produce una rápida disminución en el calibre del material detrítico, confiriéndole un perfil longitudinal ligeramente cóncavo (Chorley *et al.*, 1984; Blair y McPherson, 1994b).

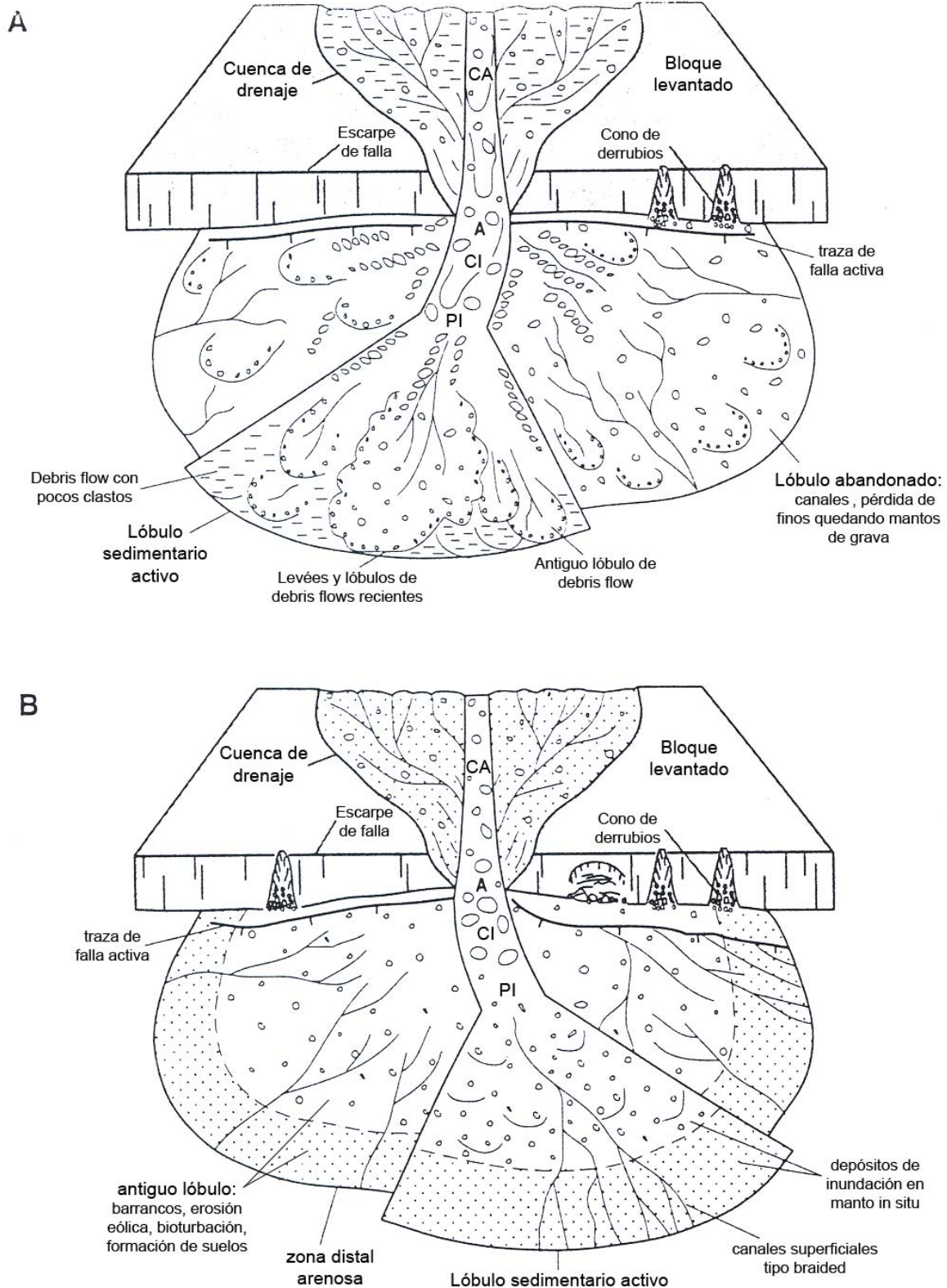


Figura 2.54.- Diagramas esquemáticos de la parte inferior de una cuenca de drenaje y de los rasgos sedimentarios primarios y secundarios de abanicos aluviales dominados por *debris flows* (A) y por inundaciones en manto (B). Abreviaturas: CA = Canal alimentador; A = Ápice del abanico; CI = Canal incidido; PI = Punto de intersección (Tomada de Blair y McPherson, 1994b).

Desde el punto de vista geomorfológico la distinción entre abanicos aluviales y conos de derrubios puede resultar compleja (Fig. 2.55). El gradiente de los conos de derrubios frecuentemente se encuentra entre 20 y 46° y prácticamente nunca baja de los 11° (Selby, 1993). Por otro lado, suelen estar adosados a una ladera rocosa y no guardan una continuidad con el perfil longitudinal del canal que los alimenta (Fig. 2.55). Los abanicos aluviales generalmente presentan pendientes inferiores a 12° y siempre guardan una continuidad con el perfil longitudinal del canal que los alimentan (*feeder channel*) (Selby, 1993).

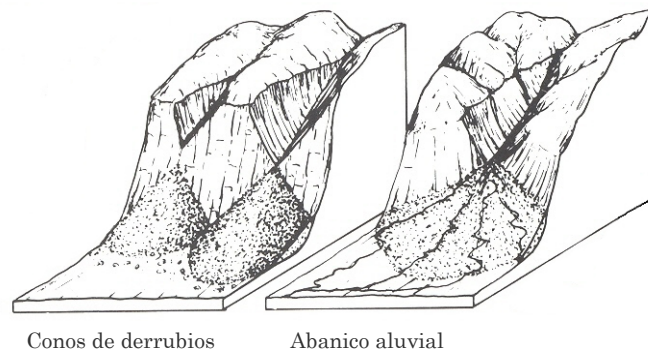


Figura 2.55.- Conos de derrubios y abanico aluvial (Tomada de Selby, 1993).

Es frecuente que los abanicos aluviales de cualquier ambiente climático presenten en su superficie canales tipo *braided*. Sin embargo, las características sedimentológicas de los depósitos de abanico permiten llegar a la conclusión de que estos sistemas de canales distributarios entrelazados no son responsables de su construcción, sino que responden a un retrabajamiento de la superficie por flujos acuosos (Blair y McPherson, 1994a)

Las condiciones hidráulicas de los abanicos aluviales son únicas por: (1) localizarse en la salida de una cuenca de drenaje, (2) el gradiente elevado de su superficie y (3) la pérdida de confinamiento que experimentan los flujos (Blair y McPherson, 1994b).

1) *Efectos hidráulicos de la posición del abanico aluvial.* Por su situación en piedemontes, en la desembocadura del canal principal de cuencas de drenaje, las peculiares condiciones hidráulicas de los abanicos aluviales dependen de algunos atributos de la cuenca como: (i) la presencia de laderas empinadas cubiertas de sedimento, (ii) la ocurrencia de deshielos y/o fusiones de nieve rápidos y lluvias intensas, y (iii) la naturaleza catastrófica de los eventos de flujo de agua y sedimento, favorecidos por el relieve y la morfología de la cuenca así como

por el bajo orden y escasa longitud de los canales de su red de drenaje. Las cuencas de drenaje que alimentan abanicos aluviales son propensas a generar flujos hídricos catastróficos (*flash floods*) debido a su capacidad para concentrar la escorrentía. Además de flujos hídricos, los abanicos también pueden recibir flujos de sedimento, incluyendo flujos de derrubios (*debris flows*), desprendimientos de rocas, deslizamientos rocosos (*rock slides*) y avalanchas de rocas. En ambientes húmedos los abanicos suelen estar alimentados principalmente por flujos acuosos, mientras que en los de zonas áridas los flujos de sedimento pueden tener un mayor protagonismo en la construcción de estos aparatos sedimentarios.

Como consecuencia de las características morfológicas y las condiciones hidráulicas de los abanicos, sus depósitos están generalmente constituidos por facies detríticas angulosas pobremente clasificadas y que pueden alcanzar tamaños muy elevados.

2) *Efectos hidráulicos de la elevada pendiente de los abanicos aluviales.* Los principales parámetros hidráulicos de los flujos que se ven afectados por cambios de pendiente son la velocidad, el régimen de flujo y el esfuerzo de cizalla. Los efectos de la pendiente en la velocidad y en el régimen hidráulico pueden ilustrarse mediante la ecuación de Manning (Eq. 1) y el número de Froude (Eq. 2).

$$V = \frac{R_H^{2/3} S^{1/2}}{n} \quad (1)$$

$$Fr = \frac{V}{g^{1/2} D^{1/2}} \quad (2)$$

donde V = velocidad media del flujo, R_H = radio hidráulico, S = pendiente, n = coeficiente de rugosidad de Manning o de resistencia al flujo, Fr = número de Froude, g = aceleración de la gravedad y D = profundidad media del flujo. Para simplificar, la profundidad media del flujo D puede ser sustituida por el radio hidráulico R_H en Eq. 1 dada la naturaleza no canalizada de los flujos en los abanicos aluviales y los elevados cocientes anchura-profundidad (>10), quedando

$$V = \frac{D^{2/3} S^{1/2}}{n} \quad (3)$$

Según esta ecuación (Eq. 3) la velocidad de los flujos en un abanico aluvial es proporcional a la raíz cuadrada de la pendiente.

Como el número de Froude de un flujo es directamente proporcional a su velocidad (Eq. 2), la pendiente también afecta al régimen de flujo. En los abanicos aluviales el régimen de los flujos suele ser supercrítico ($Fr > 1$) ya que su velocidad suele ser alta. Sustituyendo el valor de V de la ecuación 3 en la ecuación que define el número de Froude (Eq. 2) obtenemos una nueva ecuación (Eq. 4) que relaciona el número de Froude con la profundidad del flujo, la resistencia al flujo y la pendiente:

$$Fr = \frac{D^{1/6} S^{1/2}}{ng^{1/2}} \quad (4)$$

La elevada pendiente de los abanicos también afecta al esfuerzo de cizalla o fuerza de tracción (τ_o) a la que se ven sometidas las partículas en la superficie de estos ambientes sedimentarios, dado que τ_o está relacionado directamente con la profundidad del flujo y la pendiente como así lo expresa la Ecuación de Duboys (1879):

$$\tau_o = \gamma DS \quad (5)$$

donde γ es el peso específico del fluido. El esfuerzo de cizalla de los flujos es una variable importante ya que afecta al calibre y volumen de sedimentos que pueden ser transportados así como al modo en que dichos sedimentos son transportados (carga de fondo, suspensión y *wash load*).

3) *Efectos hidráulicos de la pérdida de confinamiento de los flujos en los abanicos aluviales.* La disminución de la profundidad que experimentan los flujos a partir del ápice o del punto de intersección como consecuencia de su expansión por pérdida de confinamiento propicia una rápida acumulación de la carga debido a la disminución del esfuerzo de cizalla τ_o (Eq. 5).

La forma y las condiciones hidráulicas de los abanicos aluviales producen un conjunto de procesos y facies sedimentarias característicos y diferenciables de otros sistemas sedimentarios como los fluviales. Según Blair y McPherson (1994b) los procesos que operan en los abanicos aluviales pueden ser primarios y secundarios (Fig. 2.56). Los primarios son aquellos que transportan sedimento desde la cuenca de drenaje al abanico. Suelen ser poco

frecuentes pero catastróficos. Los depósitos que generan están constituidos por clastos angulares de gran calibre y mal clasificados. Dichos procesos normalmente son constructivos o agradacionales y actúan a la vez que la cuenca de drenaje aumenta su tamaño debido a la producción de sedimento. Poseen corta duración pero un gran impacto en la evolución y estratigrafía de los abanicos.

PROCESOS SEDIMENTARIOS ACTIVOS EN ABANICOS ALUVIALES	
<u>Procesos primarios</u>	<u>Procesos secundarios</u>
A) Generados por roturas en escarpes rocosos	- Lavado de finos (<i>winnowing</i>) por escorrentía (<i>overland flow</i>)
<u>Flujos de sedimentos</u>	- Reguerización (<i>rilling</i>) y abarrancamiento (<i>gullying</i>)
- Desprendimientos de rocas	- Erosión por gotas de agua
- Deslizamientos en rocas (<i>rock slides</i>)	- Erosión y sedimentación eólica
- Avalanchas de rocas	- Bioturbación vegetal (<i>plant rooting</i>)
B) Generados en el coluvión	- Bioturbación animal (<i>animal burrows</i>)
<u>Flujos de sedimentos</u>	- Meteorización del sedimento
- Deslizamientos en el coluvión	- Desarrollo de suelos
- <i>Debris flows</i> cohesivos	- Flujo de agua subterránea
- <i>Debris flows</i> no cohesivos	- Encostramiento superficial (<i>case hardening</i>)
<u>Flujos hídricos</u>	- Cementación subsuperficial
- Inundaciones en manto (<i>sheetfloods</i>)	- Erosión marginal por ríos, lagos, mares o glaciares
- Inundaciones en canales incididos	- Pliegues y fallas

Figura 2.56.- Tabla con los procesos primarios y secundarios activos en abanicos aluviales (Tomada de Blair y McPherson, 1994b).

Los procesos secundarios, por el contrario, son aquellos que removilizan o modifican el sedimento previamente depositado en el abanico por los procesos primarios (Fig. 2.56). Suelen provocar la erosión o degradación del abanico. En el registro sedimentario de los abanicos dichos procesos aparecen representados por finas acumulaciones residuales de clastos gruesos sin finos (*lag gravel*), suelos, horizontes bioturbados o zonas alteradas por diagénesis. Exceptuando la generación de fallas y algunos eventos de escorrentía superficial (*overland flow*) y de erosión marginal, los procesos secundarios no poseen una dinámica catastrófica sino gradual. Aunque apenas contribuyen a la construcción del abanico son los procesos que actúan con mayor frecuencia debido al largo periodo de recurrencia de los primarios. En definitiva, las secuencias estratigráficas de los abanicos aluviales son un registro de eventos catastróficos primarios poco frecuentes separados por superficies o finas

capas producidas por los procesos secundarios (Blair, 1985a, 1987b; Blair y McPherson, 1992, 1993, 1994a).

A continuación se describen someramente las facies sedimentarias que generan los procesos primarios en los abanicos:

- Los desprendimientos de rocas son los responsables de los grandes clastos.
- Los deslizamientos de roca (*rock slides*) originan grandes bloques aislados.
- Los depósitos de las avalanchas de rocas se caracterizan por presentar una estratificación masiva casi inexistente, clastos angulosos de tamaño variable, clasificación pobre o nula, matriz de finos de origen cataclástico en lugar de pedogénico, gran volumen de sedimento en cada evento, superficie tipo *hummocky*, y zona basal muy deformada debido al emplazamiento rápido y unidireccional que experimenta el depósito.
- Los deslizamientos de coluvión normalmente se transforman en *debris flows* (Johnson y Rodine, 1984; Takahashi 1991; Rickenmann y Zimmermann, 1993; Iverson et al., 1997; Bathurst et al., 1997). También pueden generarse *debris flows* por el espesamiento de la escorrentía superficial (Johnson, 1970, Johnson y Rodine, 1984; Parrett, 1987; Meyer y Wells, 1997; Cannon et al., 2001). Los *debris flows* representan el movimiento de ladera más significativo en términos de volumen de sedimento aportado a los abanicos aluviales (Harris y Gustafson, 1988; Pierson, 1986; Blair y McPherson, 1994b; Gómez-Villar, 1996). Sus depósitos en los abanicos suelen presentar: (1) un lóbulo frontal y pares de *levées* de hasta 2 m de altura y decenas de metros de longitud, o (2) lóbulos alargados radiales de 1-20 m de ancho, decenas de metros de largo y hasta 2 m de altura (Johnson, 1970; Pierson, 1980, 1981; Costa, 1984; Takahashi, 1991). En todos estos casos los depósitos normalmente están mal clasificados, contienen matriz y pueden presentar una fábrica caótica soportada por los clastos o por la matriz. Los *debris flows* ricos en clastos y con escasa proporción de finos también son conocidos como no cohesivos (Jarret y Costa, 1986; Blair, 1985a; 1987b).
- Las inundaciones en manto y canalizadas son el resultado de la rápida concentración de la escorrentía producida por la fusión de nieve y/o hielo o por fuertes precipitaciones en las cuencas de los abanicos. La expansión por pérdida de confinamiento de estos flujos acuosos cargados de sedimento puede producirse tanto en el ápice como en el punto de intersección (Fig. 2.54). Se trata de inundaciones catastróficas (*flash floods*) con un contenido en

sedimento de bajo a hiperconcentrado. Las facies sedimentarias de las inundaciones en manto están formadas por alternancias de gravas con bloques de 10 a 30 cm de espesor y niveles de laminados de gravilla o arena gruesa con grava fina. Los clastos más gruesos normalmente presentan una fábrica imbricada bien desarrollada con los ejes mayores orientados perpendicularmente a la pendiente y buzando abanico arriba. Los componentes de grano más fino están constituidos por arena con cantos laminada o gravilla con clastos. Las inundaciones canalizadas se producen sólo en el tramo comprendido entre el ápice y el punto de intersección de los abanicos. La sedimentación en estos canales incididos está representada por una potente capa de fragmentos tamaño bloque con o sin capas interstratificadas correspondientes a otros procesos primarios, y encajados en secuencias de otras facies no canalizadas anteriores como depósitos de inundación en manto o *debris flows*.

La torrencialidad de estos procesos primarios favorece la pobre clasificación del sedimento. Sin embargo, en la superficie de los abanicos se suele observar una disminución del tamaño de los fragmentos rocosos desde el ápice hacia la zona distal.

En el Parque Posets-Maladeta el inicio de la formación de los abanicos en cada uno de los sectores de los valles ha de ser necesariamente posterior al retroceso glaciar. La mayoría están alimentados por los barrancos afluentes de los valles principales, formándose en el fondo de estos últimos donde se produce una brusca rotura de pendiente y los flujos pierden su confinamiento. Son de tamaño muy variable y una buena parte se encuentran parcialmente estabilizados desde hace siglos, como sugiere el asentamiento de núcleos habitados como Eriste y Sahún (Martínez de Pisón, 1989) en las proximidades del Parque (Fig. 2.57). Los abanicos activos se encuentran escasamente cubiertos de vegetación y presentan una elevada pedregosidad en superficie. Entre los escasos ejemplos destaca el de la Canal Seca (Fig. 3.73), aguas arriba del Embalse de Paso Nuevo. Los flujos que afectan a dicho abanico suelen cortar a menudo la pista forestal que lo atraviesa (Fig. 3.73B).



Figura 2.57.- Abanico aluvial de Sahún sobre el que se asienta la población que le da nombre (Foto: E. Acosta).

Los valles por los que circulan los ríos del Parque suelen ser estrechos y encajados, lo que junto con la alta capacidad de los ríos para evacuar el material depositado por los barrancos afluentes, dificulta la formación de abanicos aluviales. Fuera de los estrechamientos y de los abanicos aluviales, los fondos de los valles están ocupados por cauces, a menudo trenzados y flanqueados por una reducida llanura de inundación.

2.3.6.- MODELADO LACUSTRE

Las formas correspondientes a este modelado se han representado en la cartografía geomorfológica con color azul celeste. Tras la retirada de los glaciares, algunas cubetas de sobreexcavación se han ido rellenando progresivamente de sedimentos lacustres, fluvio-glaciares, aluviales y movimientos en masa dando lugar a los “Planos o Llanos”, representados en el mapa como “cubetas de sobreexcavación colmatadas”, que caracterizan numerosos sectores del Valle del Ésera. Destacan la cubeta de Aigualluts, Estanys o la del Hospital de Benasque. Generalmente estas llanuras tienen una forma alargada en la dirección del valle y suelen verse afectadas por encharcamientos de agua como consecuencia de niveles freáticos someros provocando la acumulación de sedimentos turbosos. Suelen desarrollarse formaciones superficiales intensamente edafizadas, colonizadas, en la mayoría de los casos, por prados. Algunos de estas llanuras aparecen surcadas por canales meandriiformes y anastomosados con escaso gradiente (Fig. 2.11, pág. 34). Algunas como la de Aigualluts o las de Estanys tienen un origen glacio-kárstico y poseen un drenaje interno a través de sumideros o ponors.

2.3.7.- MODELADO KÁRSTICO

Los procesos de disolución en formaciones calcáreas han dado lugar a diversos tipos de formas kársticas. Los rasgos más frecuentes son dolinas y lapiares. A pesar de que los afloramientos de rocas carbonatadas se encuentran en muchos sectores de la zona de estudio, las manifestaciones kársticas bien desarrolladas se limitan al sector de Aigualluts y al Norte del Macizo del Posets.

DOLINAS

Estas depresiones kársticas tienen geometría cilíndrica, cónica, troncocónica o en plato (Ford y Williams, 1989). Según la relación diámetro/profundidad (R) y la pendiente de sus paredes, se clasifican en: artesa ($R=10$ y 10° - 12°), embudo ($R=2-3$ y 30° - 40°) y pozo ($R<1$ y 60° - 70°) (Jennings, 1971, 1985; Sweeting, 1972; García Abbad *et al.*, 1972; Bögli, 1980; Trudgill, 1985; Pedraza 1996).

Según Ford y Williams (1989), se pueden diferenciar diversos tipos de dolinas en función de su génesis. Estos autores las agrupan en cuatro tipos atendiendo al mecanismo que las originan (Fig. 2.58), aunque también reconocen que no siempre es fácil clasificarlas ya que es frecuente que se produzcan situaciones de equifinalidad o convergencia morfológica y porque una buena parte de las dolinas en la naturaleza tienen un origen poligénico.

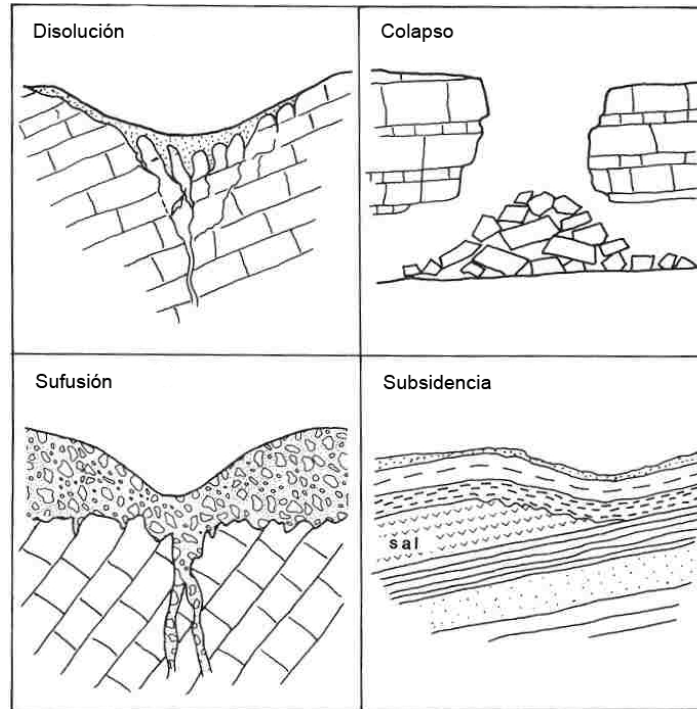


Figura 2.58.- Principales tipos de dolinas según su génesis (Tomada de Ford y Williams, 1989).

Dolinas de disolución. Son producto de un rebajamiento diferencial de la superficie del terreno por corrosión kárstica. Las dolinas resultantes generalmente presentan forma de plato o embudo pudiendo existir conductos kársticos que favorecen su drenaje (Ford y Williams, 1989) (Fig. 2.58). En la zona de estudio aparecen en varios sectores de manera aislada o formando agrupaciones densas. Se han reconocido ejemplares al Norte del Pico Montañeta, junto al glaciar rocoso de Los Gemelos (Fig. 2.59A), al Sur del Pico de la Mina, junto al Portillón de Benasque (Fig. 2.59C) y en el Barranco de la Escaleta (Fig. 2.59D).

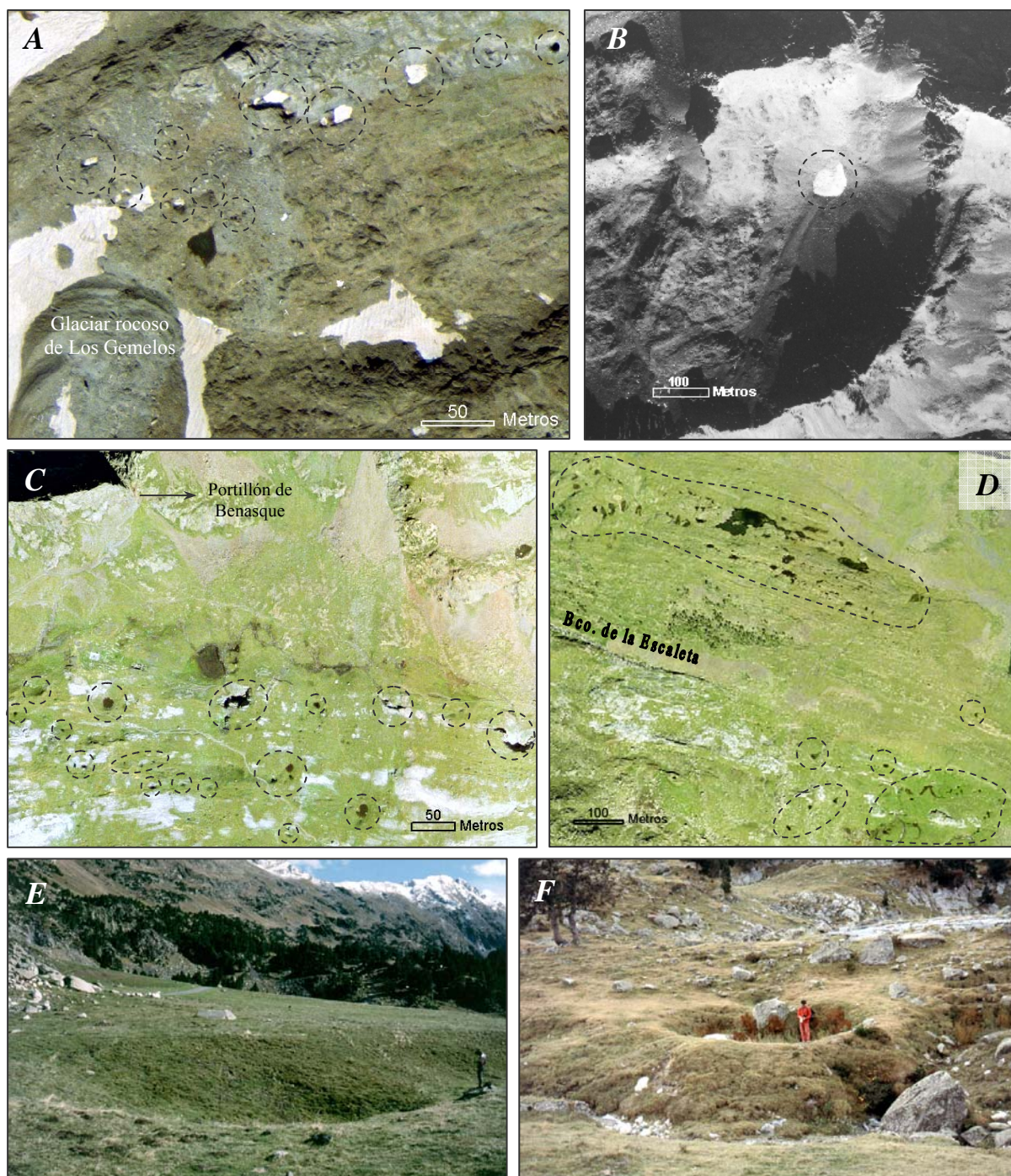


Figura 2.59.- Fotos de depresiones kársticas. *A*: Dolinas por disolución próximas al glaciar rocoso de Los Gemelos (Macizo de Posets). *B*: Depresión glacio-kárstica poligenética en la zona de Bardamina, Valle de Estós. *C-D*: Dolinas por disolución controladas estructuralmente cerca del Portillón de Benasque y junto al Barranco de la Escaleta. *E-F*: Dolinas de disolución y/o colapso en karst cubierto afectando a los depósitos fluvio-glaciares del Plan de Estany (Fotos: F. Gutiérrez).

Dolinas de colapso. Normalmente presentan paredes más escarpadas que las dolinas de disolución y tienen menor diámetro (Fig. 2.58). Sin embargo, a medida que las paredes se degradan y el fondo se rellena de material detrítico, pueden adquirir una geometría semejante a las de disolución. En ocasiones, sólo la excavación de su fondo puede sacarnos de dudas (Ford y Williams, 1989). Estos autores proponen tres mecanismos para explicar la formación de este tipo de dolinas (Fig. 2.60):

- 1) Disolución desde arriba que debilita los estribos del techo de la cavidad.
- 2) Avance hacia la superficie del techo de la cavidad por procesos de desplome (*stopping*) con el consecuente adelgazamiento del mismo.
- 3) Pérdida del empuje hidrostático (principio de Arquímedes) por descensos del nivel freático, lo que conlleva un aumento del peso efectivo del techo de la cavidad.

Estos mecanismos a menudo interactúan y el debilitamiento del techo de la cavidad puede producirse por una combinación de los procesos arriba indicados (Maire, 1981a; Johnson *et al.*, 1986).

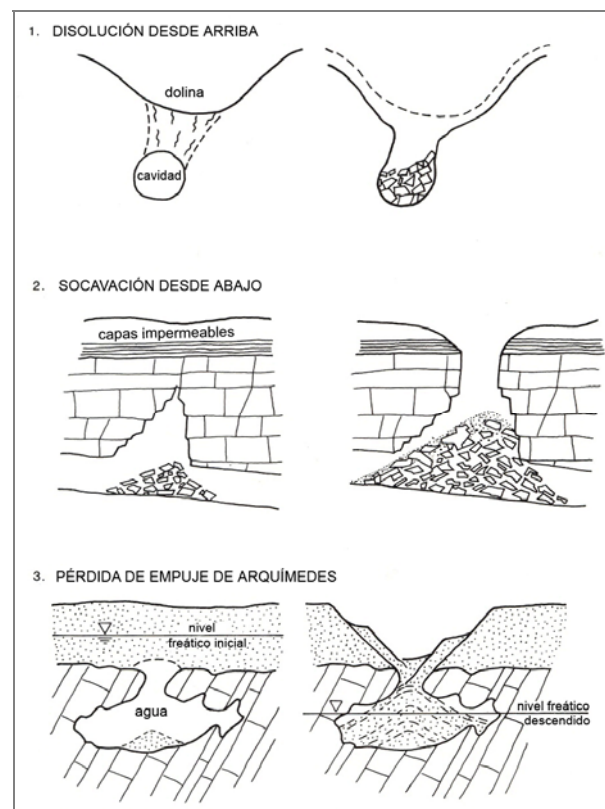


Figura 2.60.- Mecanismos que dan lugar al desarrollo de dolinas de colapso (Tomada de Ford y Williams, 1989).

Dolinas de subsidencia. En este tipo de dolinas, tanto la superficie como los sedimentos afectados por el proceso de hundimiento por disolución subyacente experimentan una deformación continua sin producirse planos de rotura o deformaciones frágiles siendo frecuente el desarrollo de pliegues (Fig. 2.58). En el otro extremo están las dolinas de colapso en las que las roturas son un rasgo característico. Obviamente en la naturaleza existe todo un espectro entre el colapso y la subsidencia, estando estos mecanismos condicionados fundamentalmente por las características geomecánicas de los materiales, su espesor y el tamaño de las cavidades (Ford y Williams, 1989). En la zona de estudio se han identificado dolinas de subsidencia y/o colapso de cobertera en el Plan de Estanys (Fig. 2.59E-F).

Dolinas de sufusión. La infiltración y percolación de agua a través de una cobertera detrítica poco consolidada sobre rocas solubles puede generar depresiones de sufusión. La sufusión consiste en la migración de partículas detríticas hacia cavidades kársticas infrayacentes. Este proceso origina en superficie la formación de dolinas generalmente de reducidas dimensiones (Ford y Williams, 1989).

Algunas dolinas pueden actuar como sumideros a través de los cuales se produce la conexión entre las aguas superficiales y subterráneas (Jennings, 1971, 1985; Sweeting, 1972; García Abbad *et al.*, 1972; Bögli, 1980; Trudgill, 1985; Pedraza 1996). El Forau de Aigualluts (también conocido como Forau del Toro) es una gran dolina de colapso de 80 m de eje mayor y 30 m de profundidad que hace las veces de sumidero del Torrente de Barrancs, por el que circula el agua de fusión de los glaciares del Aneto, Barrancs y Tempestades (Fig. 2.61). Su localización parece estar controlada por una fractura de dirección NO-SE que afecta a las calizas marmorizadas carboníferas. El agua que se incorpora al sistema endokárstico en este punto mana al exterior a casi cuatro kilómetros al NE, en los Güels del Joeu, vertiente francesa-atlántica, para alimentar al Río Garona (Casteret, 1931).

Según Martínez de Pisón (1991) la formación del Forau de Aigualluts se produjo muy probablemente en un momento en el que el frente del glaciar se encontraría aguas arriba del mismo. Como indica este autor en el fondo de la dolina no se observa depósito morrénico alguno y aguas abajo, en una cubeta inferior al Forau de Aigualluts se encuentra un depósito postglaciar de cantos rodados de origen torrencial o fluvio-glaciar desconectado aguas arriba

del resto del Valle del Ésera por el gran sumidero de Aigualluts. Según Martínez de Pisón (1991), la formación del Forau debe ser posterior a la sedimentación del citado depósito.

Tampoco hay que descartar la posibilidad de que su origen se remonte a una etapa preglaciar o que se haya generado en condiciones subglaciares experimentado reactivaciones en épocas más recientes. La ausencia de material morrénico en el fondo podría deberse a la evacuación del material detrítico por el sistema endokárstico.

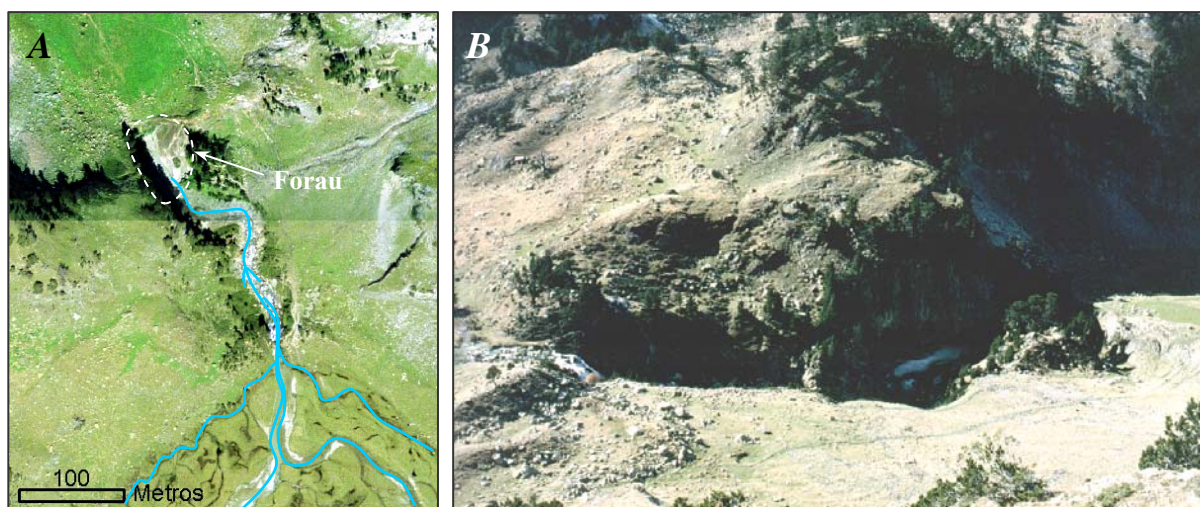


Figura 2.61.- Desaparición de las aguas del Torrente de Barrancs en el Forau de Aigualluts. *A:* Vista zenital. *B:* Vista oblicua (Foto: F. Gutiérrez).

En cualquier caso, las pérdidas y las surgencias de agua se suceden a lo largo de la cabecera del Valle del Ésera allí donde el sustrato está formado por rocas carbonatadas. Destaca la desaparición de las aguas del Barranco de la Renclusa y del Torrente de los Ibones de Villamorta en el Plan Superior de Estanys así como los sumideros que drenan el Plan Inferior de Estanys (Fig. 2.62). Estas aguas, al igual que las del Forau de Aigualluts, vuelven al exterior en los Güels del Joeu, cuenca del Garona, y lo mismo sucede con las aguas que se pierden en la cubeta glacio-kárstica de la Escaleta (Fig. 2.63) (Freixes *et al.*, 1992, 1998). La conexión hídrica de ambas cuencas (alto Ésera y Garona) fue demostrada por Casteret en 1931 mediante un ensayo de trazado con fluoresceína (Fig. 2.64A). El manantial de Güells de Joeu (Fig. 2.64B) es el más importante de la cuenca del Garona y alumbró un caudal muy irregular con valores extremos entre 250 y 15.000 l/s (<http://www.oph.chebro.es/DOCUMENTACION/HidrogeologiaPirineos/3.2.ACUIFEROS.htm>).

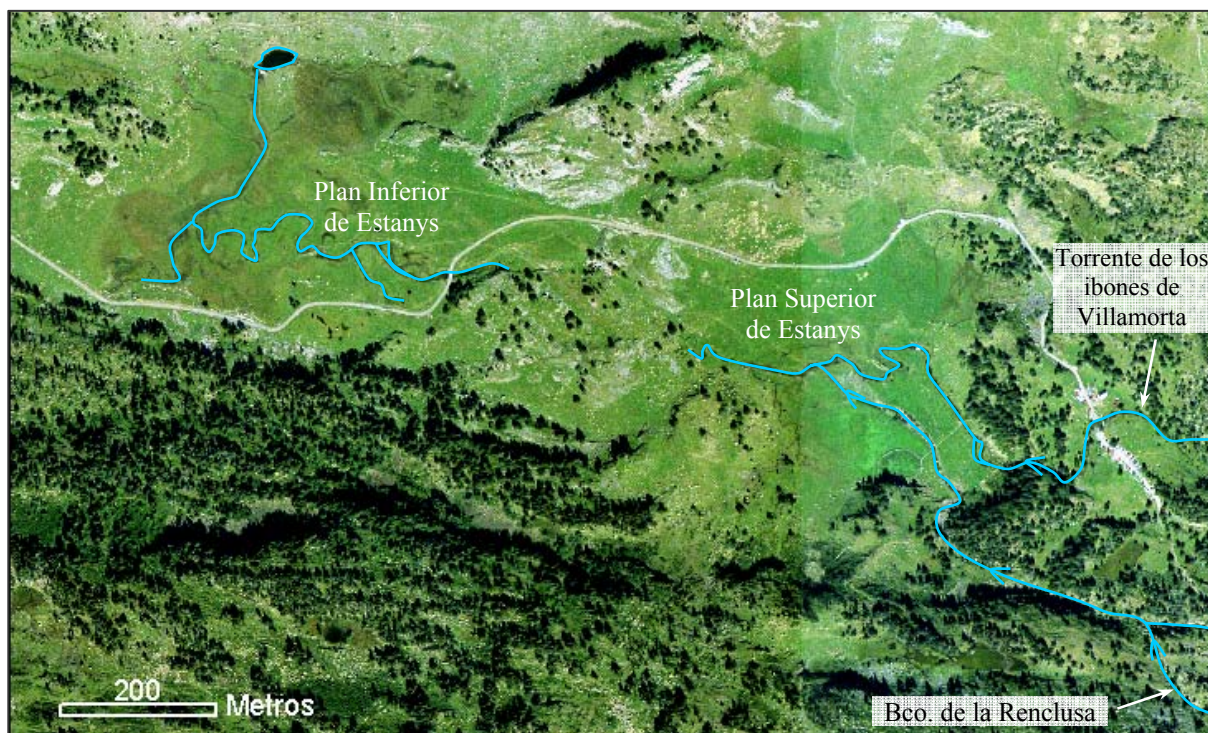


Figura 2.62.- Desaparición de las aguas del Barranco de la Renclusa y de los ibones de Villamorta en la cubeta glacio-kárstica conocida como Plan de Estanys.

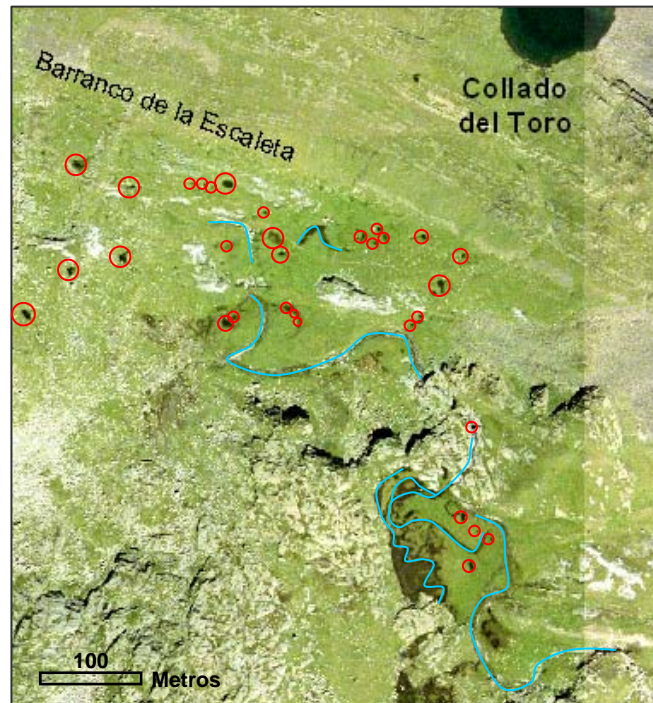


Figura 2.63.- Pérdidas de agua en la cubeta glacio-kárstica de la Escaleta. En rojo, dolinas de disolución.

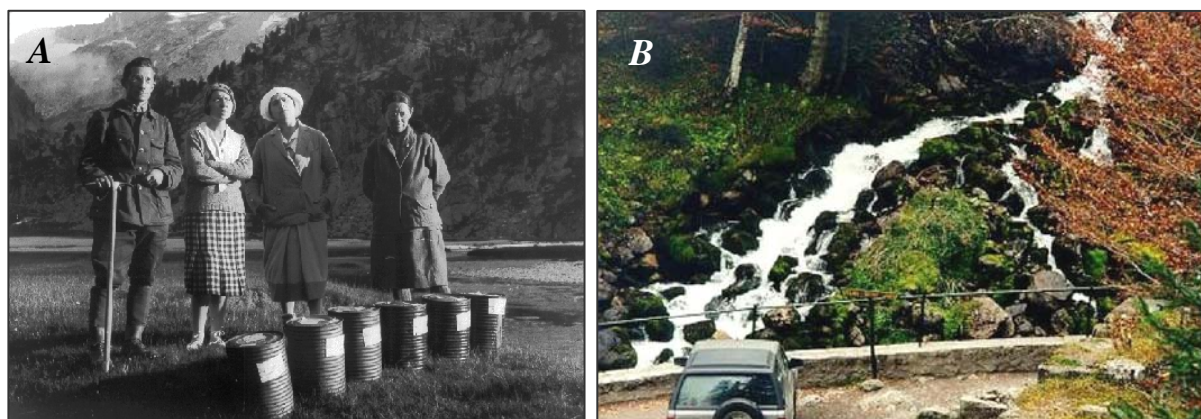


Figura 2.64.- A: Norbert Casteret acompañado de su madre y dos amigas en el Plan de Aigualluts con los 60 kilos de fluoresceína (Tomada de <http://perso.wanadoo.fr/g.casteret/page6.htm>). B: El manantial de Güells de Joeu, Cuenca del Garona. Situado a unos 4 km al NE de los sumideros de la cabecera de la Cuenca del Ésera (Tomada de <http://www.oph.chebro.es/DOCUMENTACION/HidrogeologiaPirineos/3.2.ACUIFEROS.htm>).

LAPIAZ

También conocido como *karren* (alemán) o *lapies* (francés), hace referencia a un amplio conjunto de micromodelados por disolución con morfologías muy diversas (depresiones, estrías, surcos, canales) desarrollados tanto en la superficie como en el subsuelo. Cuando las dimensiones de dichas formas son menores de 1 cm se habla de microlapiaz (*microkarren*), mientras que si una de sus dimensiones es mayor de 1 cm se utiliza el término lapiaz. La asociación de numerosos lapiaces individuales se denomina campo de lapiaces (*karrenfeld*) pudiendo cubrir grandes extensiones (Ford y Williams, 1989).

El lapiaz se produce en rocas carbonatadas, sulfatadas, sal e incluso en areniscas, cuarcitas y granitos. La litología es un factor que influye notablemente en su desarrollo. Muchas formas de lapiaz sólo se desarrollan en rocas homogéneas de grano fino (Ford y Williams, 1989). Bögli (1960) clasifica las numerosas formas de lapiaz basándose en si la roca está desnuda (*freekarren*), parcialmente cubierta (*half freekarren*) o completamente cubierta por regolito o densa vegetación (*covered karren*). Se trata de una clasificación basada en el contexto muy sencilla. Una clasificación genética sería más interesante, pero a la vez difícil de plantear dado que no se conoce bien el mecanismo que origina muchos lapiaces y porque, al igual que sucede con las dolinas, hay formas poligénicas de lapiaz generadas por la combinación de dos o más procesos diferentes (Ford y Williams, 1989). Estos autores

proponen una clasificación mixta basada en criterios morfológicos con subdivisiones que incorporan factores genéticos (Fig. 2.77).

<p>A Circular plan forms</p> <p><i>Micropits and etched surfaces</i> – wide variety of pitting and differential etching forms commonly less than 1.0 cm in characteristic dimension.</p> <p><i>Pits</i> – circular, oval, irregular plan forms, with rounded or tapering floors, > 1.0 cm in diameter.</p> <p><i>Pans</i> – rounded, elliptical, to highly irregular plan forms; planar, usually horizontal floors in bedrock or fill, > 1.0 cm in diameter.</p> <p><i>Heelprints or trittkarren</i> – arcuate headwall, flat floor, open in downslope direction. Normally 10–30 cm diameter.</p> <p><i>Shafts or wells</i> – connected at bottom to proto caves/small caves draining into epikarst. Great range of form.</p> <p>B Linear forms – fracture controlled</p> <p><i>Microfissures</i> – microjoint guided, normally tapering with depth. May be several centimetres long but rarely more than 1.0 cm deep. Transitional to</p> <p><i>Splitkarren</i> – joint-, stylolite- or vein-guided solution fissures. Taper with depth unless adapted for channel flow. From centimetres to several metres in length, centimetres deep. Closed type terminates on fracture at both ends. Open type terminates in other karren at one or both ends.</p> <p><i>Grikes or kluftkarren</i>. Major joint- or fault-guided solutional clefts. Normally 1–10 m in length. Master features in most karren assemblages, segregating <i>clint</i> blocks (Flachkarren) between them. Scale up to karst bogaz, corridors, streets, etc. Subsoil forms are termed cutters.</p> <p>C Linear forms – hydrodynamically controlled</p> <p><i>Microrills</i> – as on <i>rillenstein</i>. Rill width is ~ 1.0 mm. Flow is controlled by capillary forces and/or gravity and/or wind.</p> <p><i>Gravitomorphic solution channels</i></p> <ol style="list-style-type: none"> 1 <i>Rillkarren</i> – packed channels commencing at crest of slope; 1–3 cm wide. Extinguish downslope. Rainfall-generated, no decantation. 2 <i>Solution runnels</i> – Hortonian channels commencing below a belt of no channelled erosion. Sharp-rimmed on bare rock (Rinnenkarren), rounded if subsoil (Rundkarren). Channels enlarge downslope. Normally, 3–30 cm wide, 1–10 m long. Linear, dendritic or centripetal channel patterns. 3 <i>Decantation runnels</i>. Solvent is released from an upslope, point-located store. Channels reduce in size downslope. Many varieties and scales up to 100 m in length, e.g. wall karren (Wandkarren), Maanderkarren. 4 <i>Decantation flutings</i> – solvent is released from a diffuse source upslope. Channels are packed; may reduce downslope. 1–50 cm wide. 5 <i>Fluted scallops or solution ripples</i> – ripple-like flutes oriented normal to direction of flow. A variety of scallop. Prominent as a component of <i>cockling patterns</i> on steep, bare slopes. <p>D Polygenetic forms</p> <p>Mixtures of solution channels with pits, pans, wells and splitkarren. Subsequent development of <i>Hohlkarren</i>, <i>Spitzkarren</i> and subsoil <i>pinnacles</i>. Superimposition of small forms (microrills, Rillkarren, small pits) upon larger forms.</p> <p>Assemblages of karren</p> <p><i>Karrenfeld</i> – general term for exposed tracts of karren.</p> <p><i>Limestone pavement</i> – a type of karrenfeld dominated by regular clints (flachkarren) and grikes (Kluftkarren). Stepped pavements (<i>Schichttreppenkarst</i>) when benched.</p> <p><i>Pinnacle karst</i> – pinnacle topography on karst rocks, sometimes exposed by soil erosion. Arete-and pinnacle, stone forest, etc., with pinnacles to 45 m high and 20 m wide at base.</p> <p><i>Ruiniform karst</i> – wide grike and degrading clint assemblage exposed by soil erosion. Transitional to <i>tors</i>.</p> <p><i>Corridor karst</i> – (or <i>labyrinth karst</i>, <i>giant grikeland</i>); scaled-up clint-and-grike terrains with grikes several metres or more in width and up to 1 km in length.</p> <p><i>Coastal karren</i> – distinctive coastal and lucustrine solutional topography on limestone or dolomite. Boring and grazing marine organisms may contribute. Includes intertidal and subtidal notches, and dense development of pits, pans and micropits.</p>
--

Figura 2.65.- Clasificación de las formas de lapiaz de Ford y Williams (1989).

En la desembocadura del Barranco Remuñe y al Oeste del Pico de Paderna los afloramientos de calizas paleozoicas presentan un lapiaz generalizado, aprovechando una densa red de fracturas que han permitido igualmente la formación de corredores de disolución (*kluftkarren*), así como varias dolinas y simas (García-Ruiz *et al.*, 1992). Estas zonas se han representado en el mapa geomorfológico como “zonas intensamente karstificadas”. El lapiaz suele consistir en (i) formas lineales controladas hidráulicamente como surcos (*rillenkarren*), canales (*rinnenkarren*), crestas agudas y coalescentes (*spitzkarren*), surcos meandríformes (*meanderkarren*), surcos paralelos y de cresta redondeada (*rundkarren*), (ii) pequeñas depresiones de disolución (*solution pans*) como microdolinas (*kamenitzas*) y (iii) formas lineales resultado del ensanchamiento de discontinuidades estructurales como fisuras, diaclasas, venas o estilolitos (*splitkarren* y *kluftkarren*). También se han identificado estas formas de lapiaz en pequeños afloramientos de rocas carbonatadas (Fig. 2.66), pero debido a su pequeño tamaño no se han representado en el mapa geomorfológico.

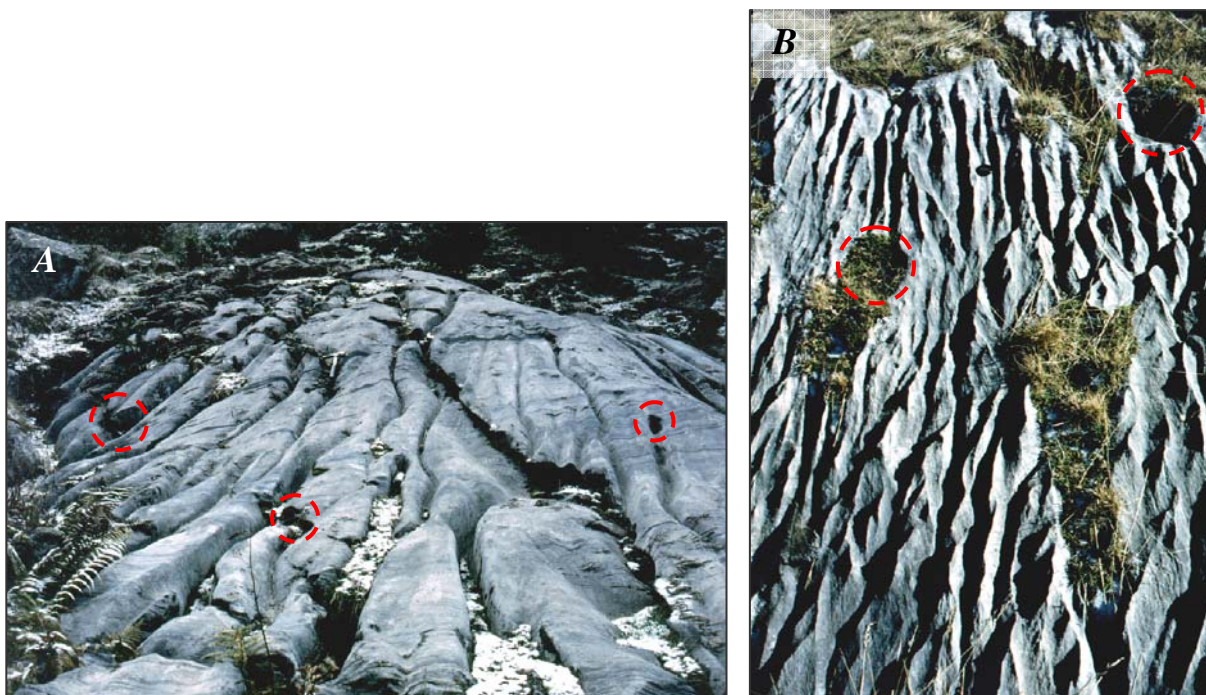


Figura 2.66.- Lapiaz en calizas carboníferas del Plan de Aigualluts con forma de canales (*rinnenkarren*) (A) y en surcos (*rillenkarren*) (B). A ambos se superponen profundas *kamenitzas* (círculos rojos) (Fotos: F. Gutiérrez).

2.4.- HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

Aunque con anterioridad a las glaciaciones pleistocenas el modelado del Parque debió estar dominado por valles fluviales controlados estructuralmente, los rasgos geomorfológicos actuales son consecuencia fundamentalmente del trabajo erosivo realizado por los glaciares que adoptaron su distribución a la red de drenaje preexistente (Martínez de Pisón, 1989). En diversos trabajos realizados en la alta cuenca del Ésera y en otras zonas de los Pirineos (Mallada, 1878; Martínez de Pisón, 1989; Moya y Vilaplana, 1992; Vilaplana, 1983; García Ruiz *et al.*, 1992; Bordonau, 1992a y b, Copons y Bordonau, 1997, etc) se han reconocido las siguientes fases glaciares correspondientes al último ciclo glaciar en los pirineos:

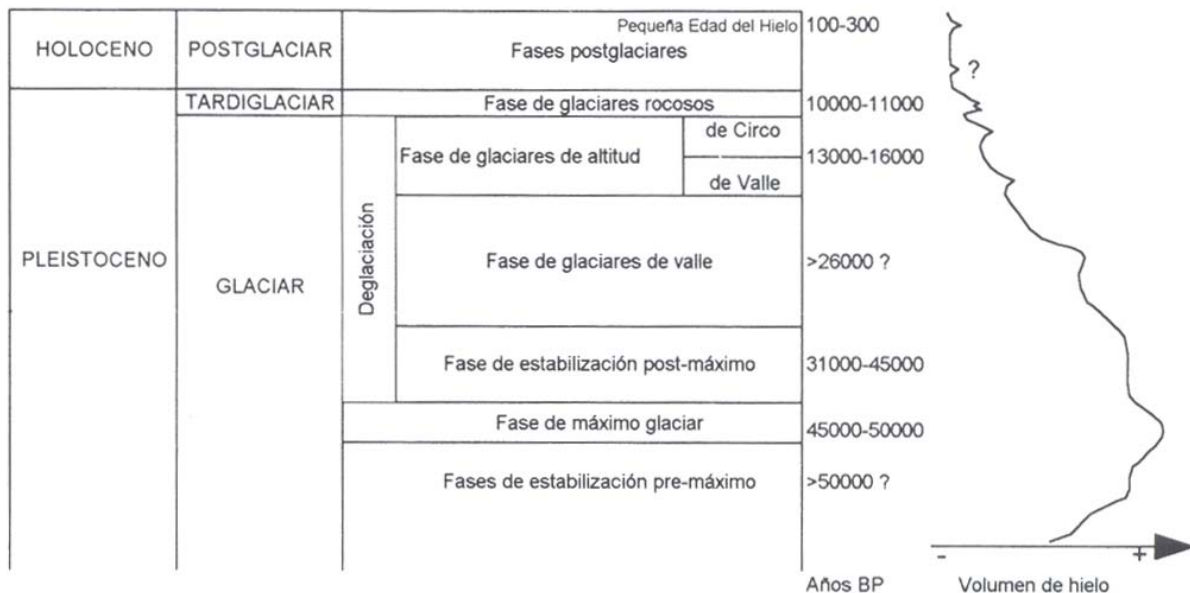


Figura 2.67.- Cronología de las fases glaciares y valoración cualitativa de las variaciones del volumen de hielo glaciar existente en los Pirineos durante el último ciclo glaciar (Tomada de Copons y Bordonau, 1997).

2.4.1.- PERIODO GLACIAR

FASES DE ESTABILIZACIÓN PRE-MÁXIMO (>50.000 AÑOS BP)

Este periodo previo al máximo glaciar queda registrado mediante depósitos yuxtaglaciares asociados al complejo morrénico de Cerler en la cuenca del Remáscar, donde unos depósitos glaciolacustres y glaciofluviales se encuentran deformados y fosilizados por *tills* del último máximo glaciar (Bordonau, 1993).

FASE DE MÁXIMO GLACIAR (45.000 – 50.000 AÑOS BP)

Durante esta fase los glaciares pirenaicos adquieren su máxima extensión. El glaciar del Ésera alcanzó 36 km de longitud, medidos desde el circo de Mulleres (3000 m) hasta la barrera morfoestructural del Congosto de Ventamillo (900 m), aguas abajo de la zona de estudio. Su espesor debió rondar los 800 m en la cubeta de sobreexcavación de Benasque, unos 500 m por encima de la actual superficie del relleno de la cubeta (Bordonau, 1992b; Martínez de Pisón, 1989) (Fig. 2.68). El valle glaciar termina en la entrada del Congosto de Ventamillo, donde la morfología en artesa del valle da paso a un cañón fluvio-kárstico. En el Ventamillo se observan, adosados a la pared del cañón, derrubios periglaciares mezclados con material detrítico de procedencia glaciar. Los únicos depósitos que podemos atribuir claramente al último máximo están constituidos por *tills* que tapizan los fondos de valle y las laderas, y que en ningún caso conservan la morfología morrénica original (Copons y Bordonau, 1997). Es durante este máximo cuando se modelan los rasgos principales del relieve actual.

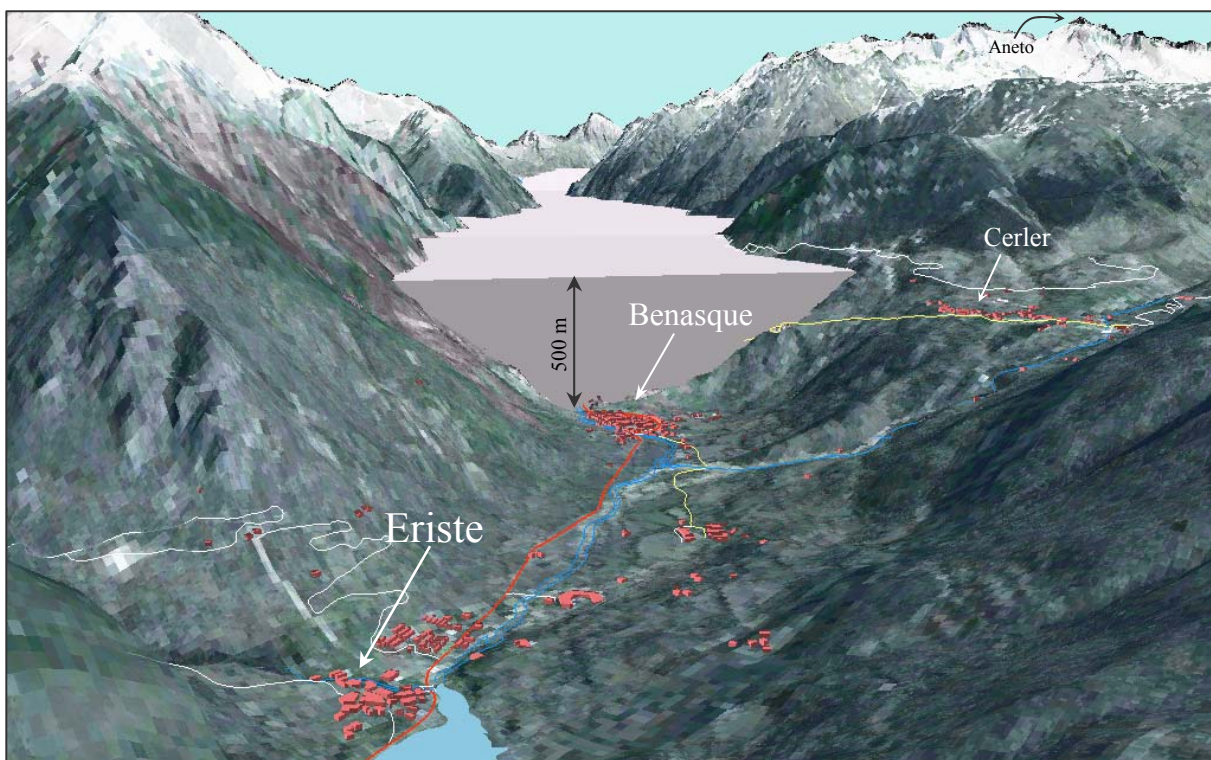


Figura 2.68.- Recreación tridimensional de un hipotético glaciar del Ésera de 500 m de espesor a su paso por la actual cubeta de Benasque-Eriste. Teniendo en cuenta que esta cubeta está colmatada por unos 290 m de sedimentos glaciolacustres y fluviotorrenciales (Bordonau, 1992b), el espesor real de hielo debió rondar los 800 m durante el Máximo Glacial.

DEGLACIACIÓN (45.000 – 11.000 AÑOS BP)

Después del último máximo glaciario comienza la deglaciación en los Pirineos, caracterizada por el retroceso generalizado de los aparatos glaciares, aunque se han reconocido periodos en los que los glaciares avanzaron o permanecieron estabilizados de forma prolongada.

Copons y Bordonau (1997) basándose en la cronología de Bordonau (1992a) y Bordonau *et al.* (1992) diferencian las siguientes fases durante la deglaciación en el Posets-Maladeta:

- *Fase de estabilización post-máximo (45.000 – 31.000 años BP)*: Durante esta fase el glaciar del Ésera disminuyó sensiblemente su extensión, situándose su frente en los alrededores de la población de Chía (aguas abajo de la zona de estudio) (Martínez de Pisón, 1989; García Ruiz *et al.*, 1992). Sin embargo, en los sectores de cabecera, el retroceso glaciario correspondiente a esta fase implicó únicamente una ligera disminución del espesor de hielo de las lenguas glaciares.

- *Fase de glaciares de valle (31.000 – 16.000 años BP)*: El glaciar del Ésera debió reducir notablemente su extensión durante esta fase tal y como se ha constatado en otros valles pirenaicos. No obstante, no se han encontrado registros geomorfológicos que permitan establecer con precisión la posición del frente glaciario. Durante esta fase, a la que Martínez de Pisón (1989) y García Ruiz *et al.* (1992) denominan “Etapa de disociación glaciario”, pudo haberse producido la desconexión entre el glaciar del Ésera y los glaciares de los principales valles tributarios. De todos modos, aunque no se posean elementos geomorfológicos que lo confirmen, lo más probable es que los glaciares de Vallibierna, Cregüña y Alba todavía estuvieran conectados al glaciar principal del Ésera (Copons y Bordonau, 1997).

- *Fase de glaciares en altitud (16.000 – 11.000 años BP)*: Dentro de esta fase se han diferenciado dos episodios, un primer episodio de *glaciares de valle en altitud (16.000 – 13.000 años BP)* y un segundo episodio de *glaciares de circo (13.000 – 11.000 años BP)* (Bordonau, 1992a, 1992b; Bordonau *et al.*, 1992). Según los citados autores, esta diferenciación en dos episodios no es aplicable a todos los valles pirenaicos.

Durante el *episodio de glaciares de valle en altitud*, los glaciares aparecen más desarrollados en la vertiente Norte que en la Sur. Los frentes se situaban entre 1300 y 1700 m de altitud y las morrenas, con morfologías bastante degradadas, se localizan en los fondos de valle. Los mejores ejemplos de morrenas correspondientes a este episodio se encuentran en el Hospital de Benasque, situado a 1750 m de altitud, donde se distinguen dos niveles morrénicos

separados entre sí unos 100 m, que corresponden a dos pequeñas pulsaciones dentro de este mismo episodio glaciar (Copons y Bordonau, 1997). También se observan morrenas en la confluencia del Valle de la Escaleta con el Valle de Barrancs, a 2100 m de altitud, y en el Valle de Cregüña, a una altitud de 2060 m. Asimismo, en el Valle de Vallibierna se observa una morrena frontal situada a 1810 m de altitud y una morrena lateral en su confluencia con el Valle de Estibafreda. Durante este episodio, el glaciar principal del Ésera presentaba una longitud de 11 km, extendiéndose desde el circo de Tempestades hasta el Hospital de Benasque, con un desnivel total de 1500 m. El glaciar del Ésera estaba alimentado fundamentalmente por las lenguas procedentes de los circos de la Maladeta, Aneto, Barrancs y Tempestades (Copons y Bordonau, 1997). Así, desde la “fase de glaciares de valle” hasta el “episodio de glaciares de valle en altitud”, al que Bordonau (1992a, 1992b) atribuye una edad comprendida entre 16.000 y 15.000 años BP (Fig. 2.67), los glaciares de los macizos experimentaron un importante retroceso. Sin embargo, la presencia de morrenas correspondientes al “episodio de glaciares de valle en altitud” indica la existencia de un periodo de ligero avance y/o estabilización glaciar asociado a dicho episodio.

Durante el *episodio de glaciares de circo*, los glaciares quedan restringidos a alturas superiores a los 2000 m. Las formas más características de este episodio son las morrenas de boca de circo y los *tills* que tapizan los fondos de circo, presentando morfologías mejor definidas y conservadas que las de las morrenas del episodio anterior. Como ejemplos se pueden citar las morrenas situadas en la cubeta de Aigualluts (2050 m), la morrena frontal situada en la confluencia de los Valles de Vallibierna y Coronas (2000 m) y los dos arcos frontales localizados en el Valle de la Escaleta (2150 m) (Copons y Bordonau, 1997). Desde el “episodio de glaciares de valle en altitud” hasta el “episodio de glaciares de circo”, al que Bordonau (1992a, 1992b) atribuye una edad comprendida entre 14.000 y 13.000 años BP (Fig. 2.67) y que ha sido datado más recientemente como anterior a 13.470 ± 60 años BP (Copons y Bordonau, 1996), se registra un notable retroceso de los glaciares. De hecho, este último episodio representa un periodo de ligero avance y/o estabilización glaciar, manifestado por una o varias pulsaciones (dos en el Glaciar de la Escaleta y cuatro en el Glaciar de Barrancs). El retroceso glaciar más espectacular se manifiesta en el Valle de Alba, donde el glaciar desaparece casi en su totalidad. En los Valles del Ésera y de Cregüña la longitud de los glaciares queda reducida casi a la mitad. Por otra parte, el Glaciar de Vallibierna retrocede más de un tercio de su longitud (Copons y Bordonau, 1997).

Moya y Vilaplana (1992) creen que es durante este periodo de deglaciación cuando comienzan a formarse las fallas neotectónicas? de los valles de Barrancs y de la Escaleta. En el de Barrancs diferencian dos etapas de deformación: Uno singlaciario (Pleistoceno superior) y otro tardío y/o postglaciario (Pleistoceno superior-Holoceno).

2.4.2.- PERIODO TARDIGLACIARIO

Este periodo es también conocido como *fase de glaciares rocosos*. Serrat (1979) y Bordonau (1992a, 1992b) le atribuyen una edad comprendida entre 11.000 y 10.000 años BP (Fig. 2.67), aproximadamente el tránsito entre el Pleistoceno y el Holoceno. Los glaciares ya han desaparecido de la mayoría de circos y es un momento caracterizado por la generación de numerosos glaciares rocosos, ausentes en las anteriores fases glaciares (Serrat, 1979; Gutiérrez y Peña, 1981; Bordonau, 1992a, 1992b; Bordonau *et al.*, 1992). Los glaciares rocosos aparecen en gran número de circos, preferentemente al pie de paredes rocosas orientadas al Norte y por encima de los 2000 m, tanto en los macizos graníticos como en los metamórficos. Según Serrat (1979), este periodo tardiglaciario estuvo caracterizado por una disminución brusca de las temperaturas y un descenso gradual de las precipitaciones, es decir, unas condiciones climáticas frías y secas. En estas condiciones, el aporte de gelifractos era muy superior a la acumulación de hielo glaciario, lo que permitió el desarrollo de un *permafrost* discontinuo en las acumulaciones de bloques y el flujo de los mismos por deformación plástica (*creep*) del hielo.

En el Parque Posets-Maladeta se han identificado dos tipos principales de glaciares rocosos, *debris rock glaciers* y *talus rock glaciers*, según la clasificación de Barsch (1988). No obstante, también se han reconocido, atribuibles a esta etapa, morrenas simples correspondientes a glaciares de circo convencionales. Por tanto, durante la llamada “fase de glaciares rocosos” en la zona de estudio coexistieron glaciares rocosos y glaciares de circo (Copons y Bordonau, 1997).

Pertenecientes a esta etapa también se observan morrenas correspondientes a los cada vez más reducidos glaciares de circo en los circos de la Maladeta, Vallibierna, Llosás, Coronas y los alrededores del lago de Barrancs (Copons y Bordonau, 1997).

Tras el recrudecimiento frío del periodo tardiglaciario, el retroceso de los glaciares es casi definitivo. Salvo en los tres macizos más elevados (Maladeta, Posets-Millares y Lys), los aparatos glaciares desaparecen definitivamente y el régimen morfoclimático periglaciario impera en la mayor parte del valle, que adapta su dinámica a las grandes formas glaciares heredadas. Como consecuencia de la disminución de volumen y retroceso de las masas de hielo, las laderas experimentan una importante descarga lateral que favorece su desestabilización y el desarrollo de grandes movimientos de ladera como los deslizamientos del Ampriu y Gallinero, los *sackungen* de Vallibierna y Estós, u otros movimientos funcionales de menor magnitud pero con una distribución espacial más amplia (deslizamientos superficiales, desprendimientos, soliflucción). La gelifracción actúa sobre los escarpados flancos de los valles generando abundantes canchales y conos de derrubios que modifican el perfil en U de las artesas glaciares, sobre todo en las litologías más favorables. Otros procesos erosivos que afectan a las laderas deglaciadas incluyen los flujos de sedimento (*debris flows*, avalanchas de rocas) o los aludes. En los fondos de los valles se generaliza la torrencialidad produciéndose incisiones en los umbrales glaciares y en los valles laterales colgados, disecciones y barridos de depósitos morrénicos, comienza la sedimentación lacustre y fluvial-aluvial en las cubetas de sobreexcavación recientemente descubiertas, comienzan a construirse nuevos abanicos aluviales, los antiguos crecen durante el primer deshielo y luego son incididos, y se produce el desarrollo de sistemas endokársticos en umbrales. En resumen, tras la retirada de las masas de hielo, los procesos periglaciares, los de laderas y los fluviales-aluviales cobran protagonismo como agentes morfogenéticos.

2.4.3.- PERIODO POST-GLACIAR

Tras la fase de glaciares rocosos culminan las manifestaciones glaciares pleistocenas importantes, registrándose únicamente durante el Holoceno una *fase post-glaciario, neoglaciario* o *histórica* en los pequeños glaciares de circo acantonados en los macizos más altos. Esta fase glaciario holoceno, definida en los Alpes y reconocida en numerosas regiones del planeta, es conocida como la Pequeña Edad del Hielo (Martínez de Pisón, 1989; Copons, 1994; Lampre, 1994).

La Pequeña Edad del Hielo (PEH) en los macizos del Parque se define como una pequeña fase histórica en la que los glaciares aumentaron su extensión. Ésta se inició con un descenso de las temperaturas a principios del siglo XV y experimentó dos pulsaciones muy marcadas a

principios del siglo XVIII y en la segunda década del siglo XIX (Copons, 1994; Copons y Bordonau, 1994). De todos modos, no se descarta la posible existencia de otras fases glaciares durante el Holoceno, cuyos registros geomorfológicos habrían sido erosionados durante el avance glaciar correspondiente a la PEH.

Los registros geomorfológicos correspondientes a la PEH, principalmente morrenas, presentan una morfología muy bien conservada y suelen localizarse a algunos centenares de metros del frente de los glaciares actuales aunque los glaciares que generaron algunas de ellas ya han desaparecido. Se observan morrenas de la PEH en los tres macizos:

- Macizo de la Maladeta: En los circos de Alba (2800-2970 m), Maladeta occidental (2550-2750 m), Maladeta oriental (2550-2870 m), Aneto (2500-3000 m), Barrancs (2600-2950 m), Tempestades (2500-2800 m), Rusell (2850-3050 m), Llosás (2870-3020 m), Coronas (2750-3020 m) y Cregüena (2950-3050 m).
- Macizo de Posets-Millares: En los circos del Posets (3050-3130 m), la Paül (2700-3000 m), Montañeta (2900 m), Bardamina (2370-2650 m), junto al Ibón de les Agulles (2450 m), al Norte de las Tucas d'Ixeia (2450-2590 m), junto al Pico de Bagüena (2750-2850 m) y junto al Tusal de las Lleras de Cecilia (2350-2450 m).
- Macizo de Lys o de Perdiguero: En la cabecera del Barranco Literola (2750-3000 m), en la ladera umbría de Remuñe (2470-2600 m) y en Puerto Biello, junto al Ibón de Gorgutes (2400-2550 m).

En los circos de Tempestades, Aneto, Maladeta Oriental y Coronas se reconocen dos cordones morrénicos, representados en algún caso por dos arcos frontales que registran dos pulsaciones glaciares (Copons y Bordonau, 1994). A menudo, en los lugares donde la pendiente es muy acusada, la erosión de las morrenas frontales por las aguas de fusión glaciar ha dado lugar a conos proglaciares como los existentes en los circos de la Maladeta, Aneto y Barrancs.

Durante la PEH los frentes glaciares se situaban a alturas comprendidas entre 2500 y 2600 m en la vertiente Norte del macizo de la Maladeta, en cambio, en la vertiente Sur de dicho macizo y en el macizo de Posets se encontraban por encima de 2800 m. El glaciar de mayores dimensiones era el del Aneto, con una extensión de 2,36 km² según Copons y Bordonau

(1997) y de 2,62 km² según Chueca *et al.* (2002). Aunque no se ha constatado, al final de la Pequeña Edad del Hielo (PEH) pudo haber un aumento de los movimientos de ladera superficiales debido a la degradación del *permafrost* y a la mayor proporción de precipitación anual en forma de lluvia (Blikra y Nemeç, 1998).

Tras la PEH, los glaciares del Posets-Maladeta han experimentado un retroceso generalizado que, aunque interrumpido por breves periodos de estabilización o avance glaciar, perdura hasta la actualidad (Copons, 1994, 1996).

Los principales glaciares actuales (Maladeta, Aneto, Barrancs, Tempestades, Posets y Paúl) presentan sus frentes totalmente desconectados de las morrenas correspondientes a la PEH, reflejando dicho retroceso. El glaciar de la Maladeta alcanzó 152,3 ha (su máxima extensión) en la década 1820-1830, quedando reducido a 54,5 ha en el año 2000, lo que supone una merma del 35,7% de su extensión (Chueca *et al.*, 2004). El retroceso del glaciar del Aneto (Fig. 2.69) en este mismo lapso de tiempo ha sido de 2,35 a 1,04 km², un 44% (Copons y Bordonau, 1997), y el del glaciar del Posets del 24,9% (Chueca *et al.*, 2002).

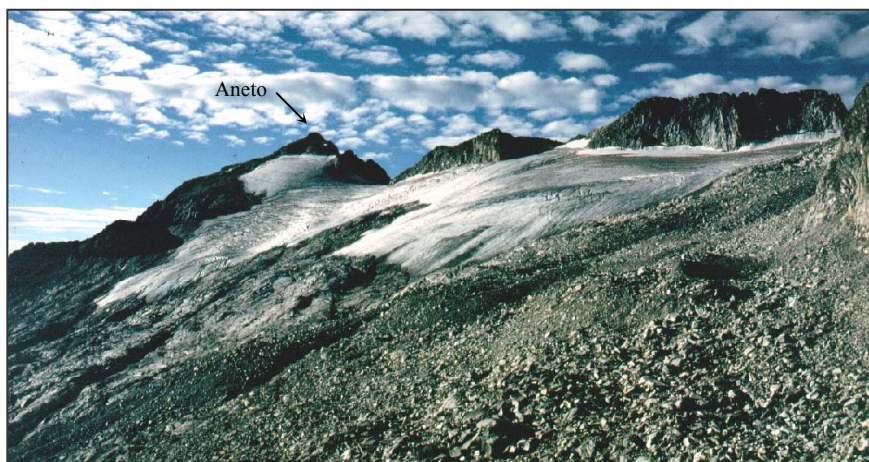


Figura 2.69.- Glaciar del Aneto en 1990 con su morrena lateral y terminal de la PEH (Foto: F. Gutiérrez).

2.5.- CONCLUSIONES

La principal aportación relativa al conocimiento de la Geomorfología del área de estudio es la elaboración de un mapa geomorfológico con un nivel de detalle mayor al de los previamente existentes. Además de contener más información, el mapa se ha elaborado sobre una cartografía digital, por lo que los elementos cartografiados quedan georreferenciados. La contribución más novedosa es el estudio de los *sackungen* de Estós y Vallibierna. La datación de los rellenos de dos depresiones asociadas a escarpes orientados ladera arriba indica que se formaron aproximadamente hace 7,6-7,8 ka en el caso de Estós y 5,9 ka en Vallibierna, varios miles de años después de la deglaciación de los valles, que tuvo lugar entre 16 y 13 ka BP (1 ka = 1000 años). Por lo tanto, y en contraposición a lo que se ha sugerido para algunos *sackungen* estudiados en los Pirineos, la descarga producida por la retirada de los glaciares de valle no fue la causa directa de la formación de estas morfoestructuras. Se plantea que ha debido intervenir un factor desencadenante diferente que explique la ocurrencia temporal de los *sackungen*, siendo quizás la actividad sísmica la opción más plausible.

Por otro lado, esta cartografía ha permitido localizar las zonas o puntos de actividad geodinámica, endógena o exógena. Se trata por tanto de un inventario cartográfico específico y detallado de procesos geodinámicos funcionales. En los siguientes capítulos se abordan los estudios de peligrosidad llevados a cabo para cada uno de estos procesos activos.

CAPÍTULO 3.- PELIGROSIDAD POR MOVIMIENTOS DE LADERA

3.1.- PELIGROSIDAD POR DESLIZAMIENTOS

Como ya se ha indicado en el capítulo de descripción geomorfológica, estos movimientos de ladera son uno de los objetivos de este proyecto. En este capítulo se define el concepto de deslizamiento somero, se comentan brevemente los diferentes tipos, se describen los de la zona de estudio y se confecciona un mapa de susceptibilidad usando álgebra de mapas mediante un Sistema de Información Geográfica y técnicas estadísticas multivariantes.

3.1.1.- CONCEPTO GENERAL DE DESLIZAMIENTO SOMERO

Un deslizamiento somero es el movimiento ladera abajo de un suelo o masa de roca de poco espesor que tiene lugar predominantemente sobre superficies de rotura bien definidas o sobre zonas relativamente estrechas de intensa cizalla situadas a poca profundidad. Generalmente, el movimiento no se inicia simultáneamente sobre la totalidad de lo que al final es la superficie o zona de rotura. El volumen del material que se desplaza tiende a aumentar a medida que avanza ladera abajo. A menudo los primeros indicios precursores de movimiento son grietas en la superficie del terreno que suelen señalar la localización del escarpe principal de un futuro deslizamiento. La masa desplazada puede deslizarse más allá del pie de la superficie de rotura cubriendo la superficie original de la ladera (Cruden y Varnes, 1996). Varnes (1978) resaltó la importancia de la distinción entre deslizamientos rotacionales y translacionales en los análisis de estabilidad y en los métodos de control.

Cuando la superficie de rotura es curva y cóncava origina movimientos más o menos *rotacionales* (Fig. 3.1) según un eje paralelo a las curvas de nivel que implican desplazamiento de cizalla a lo largo de una superficie de rotura que es visible o puede ser razonablemente inferida (Varnes, 1978). Si la superficie de rotura es circular o cicloidal en perfil, la cinemática dicta que la masa desplazada puede moverse sobre la superficie con muy poca deformación interna. En ocasiones la cabecera del material desplazado se mueve casi verticalmente hacia abajo y su superficie adquiere una inclinación contraria a la ladera, orientada hacia el escarpe. Si el deslizamiento se extiende por la ladera una distancia considerable perpendicularmente a la dirección del movimiento, la superficie de rotura puede ser aproximadamente cilíndrica. El eje de esta superficie cilíndrica sería paralelo al eje de rotación del deslizamiento. Estos deslizamientos rotacionales normalmente muestran un ratio

profundidad/longitud de la superficie de rotura de 0,15 - 0,33 (Skempton y Hutchinson, 1969).

El escarpe principal de estos deslizamientos rotacionales puede ser casi vertical y movimientos posteriores pueden provocar el retroceso de la cabecera del deslizamiento. A veces los márgenes laterales de la superficie de rotura son lo suficientemente altos y empinados como para impedir que el deslizamiento progrese lateralmente. El agua que llega a la cabecera del deslizamiento rotacional puede formar una pequeña charca contenida por el escarpe a contrapendiente de la masa deslizada. Esta modificación del drenaje puede provocar que el material desplazado se mantenga empapado y perpetuar el movimiento de la ladera hasta alcanzar un gradiente lo suficientemente bajo.

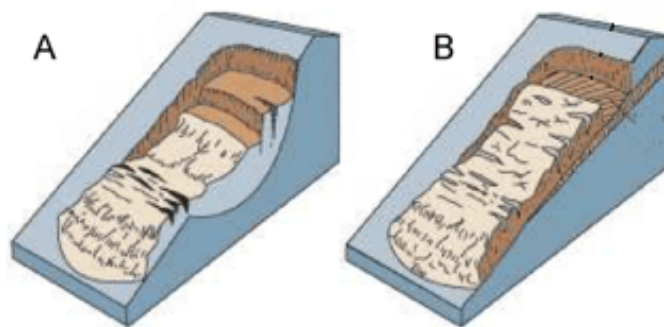


Figura 3.1.- Deslizamientos rotacional (A) y traslacional (B) afectando a un suelo (Tomada de www.maine.gov/doc/nrimc/mgs/slide1.gif).

A diferencia de los rotacionales, en los deslizamientos someros *traslacionales* la masa se desliza sobre una superficie de rotura plana u ondulada (Fig. 3.1). Normalmente son más superficiales que los deslizamientos someros rotacionales. Por lo tanto, su ratio profundidad/longitud de la superficie de rotura suele ser menor de 0,1 (Skempton y Hutchinson, 1969). La superficie de rotura de los deslizamientos someros traslacionales a menudo tienen forma de canal en sección transversal (Hutchinson, 1988). Mientras que la rotación de los deslizamientos someros rotacionales tiende a dejar la masa desplazada en equilibrio, la traslación puede continuar libremente sin restricción si la superficie de separación es lo suficientemente inclinada (Cruden y Varnes, 1996).

A medida que un deslizamiento traslacional avanza, la masa desplazada puede romperse, especialmente si aumenta su velocidad o contenido en agua. La masa disgregada puede

entonces fluir y convertirse en un *debris flow*. Es frecuente que los deslizamientos traslacionales sigan discontinuidades como fallas, diaclasas, esquistosidad, superficies de estratificación o contactos entre roca y suelo.

Los deslizamientos someros *compuestos* son casos intermedios entre rotacionales y traslacionales y su ratio profundidad/longitud de la superficie de rotura reflejan esta situación (Skempton y Hutchinson, 1969). Las superficies de rotura tienen escarpes principales empinados que pueden horizontalizarse en profundidad. El pie de dichas superficies puede presentar una inclinación hacia arriba. El desplazamiento sobre las superficies de rotura complejamente curvadas normalmente necesita deformación interna y cizalla en superficies dentro del material desplazado y da lugar a la formación de escarpes intermedios. Un deslizamiento somero compuesto a menudo indica la presencia de una capa de poca resistencia al corte o el límite entre material meteorizado y no meteorizado (Cruden y Varnes, 1996). Estas zonas controlan la localización de la superficie de rotura (Hutchinson, 1988).

Los deslizamientos someros identificados en el Parque Posets-Maladeta son de escala métrica o decamétrica y tienen periodos de recurrencia mucho menores que los grandes deslizamientos, pudiéndose considerar plenamente funcionales en la actualidad (García-Ruiz *et al.*, 1992). El plano de rotura no llega a afectar al sustrato rocoso, sólo se desplaza la cobertera edáfica o suelo.

Además de factores intrínsecos tan importantes como la litología, la pendiente y la estructura, hay varios factores extrínsecos que juegan un papel importante en el desarrollo de estos deslizamientos:

- *Retirada de los glaciares*, con la consiguiente pérdida de presión de confinamiento lateral en las laderas de los valles.
- *Usos del suelo y vegetación*. Hay algunas zonas como la margen izquierda del curso bajo del río Estós y el sector de Sierra Negra, que están casi o totalmente desprovistas de vegetación arbórea. Son zonas que fueron deforestadas para pastos de verano. Esta deforestación ha favorecido la formación de numerosos deslizamientos superficiales que afectan al regolito y coluvión desarrollado sobre las pizarras silúricas y las pizarras y calizas devónicas.

- *Socavación de las laderas de los valles por erosión fluvial* dando lugar a laderas afectadas por descalce.
- *Variaciones de presión de fluidos* por lluvias, fusión de hielo y/o nieve y cambios climáticos.

3.1.2.- ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD POR DESLIZAMIENTOS

3.1.2.1.- INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Los deslizamientos someros plantean un riesgo geológico bastante activo en zonas de montaña de todo el mundo, afectando a infraestructuras, asentamientos humanos e instalaciones turísticas. Existen numerosos trabajos sobre las múltiples y diversas técnicas de predicción de las zonas que pueden verse afectadas por estos movimientos de ladera. Destacan las aportaciones de:

- Jones *et al.* (1961) presentan uno de los trabajos pioneros en la aplicación de técnicas multivariantes a la predicción de zonas estables o inestables.
- Blanc y Cleveland (1968) estiman a partir de deslizamientos pasados la susceptibilidad según cada una de las posibles combinaciones de pendiente y litología.
- Neuland (1976) realizó un mapa de susceptibilidad mediante el análisis de 31 parámetros y utilizando técnicas de análisis estadístico por ordenador.
- Carrara *et al.* (1977, 1978) marcan una inflexión en la concepción de los mapas de amenaza porque ilustran cómo recoger, codificar, guardar y procesar atributos del terreno de forma eficiente y flexible en el entorno de un ordenador y en formato matricial.
- Kienholz (1978) siguiendo criterios geomorfológicos elabora subjetivos mapas de peligrosidad en Suiza.
- Vecchia (1978) estima la susceptibilidad mediante un índice del terreno calculado a partir de varios factores condicionantes de la inestabilidad.
- Overmeier (1979) estima la susceptibilidad combinando litología y pendiente con los movimientos ya ocurridos.
- Wu y Swanston (1980) estudian la susceptibilidad a los deslizamientos en formaciones superficiales de Alaska y su relación con la tala de bosques.

- Carrara (1983a y b) presenta modelos multivariantes y estimaciones geomatemáticas para valorar el peligro de deslizamiento.
- Bonnard y Noverraz (1984) trabajan en los mapas de riesgo de inestabilidad, estudian la detección y la administración de zonas propensas a los deslizamientos.
- Brabb (1984) estudia los procesos y condiciones responsables del desencadenamiento de las roturas y valida su predicción del peligro de deslizamiento.
- Wieczorek (1984) elabora un mapa inventario de deslizamientos para la estimación de su peligrosidad y mitigación.
- Cendrero *et al.* (1987a, b y c) zonifican el peligro de inestabilidad en zonas de Vizcaya y Guipúzcoa mediante un índice obtenido a partir del inventario de los factores de la inestabilidad y la combinación de los rasgos indicativos de inestabilidad.
- Corominas *et al.* (1988) identifican los factores que condicionan la formación de movimientos superficiales en los valles altos del Llobregat y Cardener.
- Duque *et al.* (1990, 1991) realizan una comprobación empírica de metodologías para la elaboración de mapas de peligro de inestabilidad de laderas, un modelo general de evaluación del riesgo, y un método para desarrollar modelos predictivos del peligro de deslizamiento.
- Hutchinson y Chandler (1991) confeccionan un mapa de peligro de deslizamiento con criterios geomorfológicos.
- Mulder (1991) también emplea técnicas estadísticas para estimar el peligro de deslizamiento.
- Anbalagan (1992) estima el peligro de deslizamiento y su zonificación en zonas de montaña a partir de la combinación de sistemas numéricos que asignan valores a los factores condicionantes de la inestabilidad.
- Corominas (1993) estudia estadísticamente la predicción espacial de deslizamientos.
- Baeza (1994) analiza en su tesis doctoral las condiciones de rotura y la movilidad de los deslizamientos superficiales mediante el uso de técnicas de análisis multivariante.
- Chung y Leclerc (1994) estiman el peligro de deslizamiento usando funciones de favorabilidad.
- Mora y Vahrson (1994) predicen roturas en laderas utilizando datos categóricos.

- Chung *et al.* (1995) aplican la regresión multivariante en la estimación del peligro de deslizamiento.
- Baeza y Corominas (1996) también emplean técnicas estadísticas para estimar su susceptibilidad.
- Irigaray *et al.* (1996) hacen un análisis comparativo de los métodos para cartografiar la susceptibilidad a los deslizamientos.
- Luzi y Pergalani (1996a y b) aplican técnicas estadísticas y GIS para zonificar la inestabilidad de laderas.
- Zêzere (1997) en su tesis doctoral estudia desde un punto de vista geomorfológico el peligro de movimientos de ladera en el Norte de Lisboa.
- Díaz de Terán *et al.* (1998) estiman el peligro de deslizamiento mediante funciones de favorabilidad.
- Chung y Fabbri (1998, 1999) presentan modelos Bayésicos y modelos probabilísticos de predicción del peligro de deslizamiento.
- Dhakal *et al.* (1999) cartografían el peligro de deslizamiento en Nepal aplicando GIS y estadística.
- Guzzetti *et al.* (1999) repasan las técnicas de estimación del peligro de deslizamiento y su aplicación a diferentes escalas.
- Irigaray *et al.* (1999) presentan un ejemplo de contrastación o validación de los mapas de susceptibilidad.
- Irigaray *et al.* (2000) destacan la importancia de las lluvias y la susceptibilidad de las laderas en el desencadenamiento de deslizamientos a lo largo de carreteras.
- Baeza y Corominas (2001) mejoran su estimación de la susceptibilidad a los deslizamientos someros por medio de técnicas estadísticas multivariantes.
- Remondo (2001) en su tesis doctoral clasifica los métodos de estimación del peligro de deslizamiento, elabora y valida mapas de susceptibilidad a los deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial.
- Beguería y Lorente (2003) comparan y utilizan los métodos estadísticos multivariantes para estimar el peligro de deslizamiento.

- Remondo *et al.* (2003a y b) presentan modelos cuantitativos de susceptibilidad en un valle de Guipuzcoa por medio de técnicas de análisis de datos espaciales así como estrategias para la validación de los mapas de susceptibilidad a los deslizamientos.

En este capítulo se ha desarrollado un modelo estadístico multivariante para estimar la susceptibilidad de las laderas a verse afectadas por deslizamientos someros. Dicho modelo identifica y pondera los factores medioambientales que influyen en su aparición y pronostica las zonas donde pueden originarse.

Es conveniente aclarar en este punto qué es un *mapa de susceptibilidad* y en qué se diferencia de otros mapas relacionados como los mapas inventario, los de severidad, peligrosidad y riesgo:

- *Mapa inventario*: Este documento refleja la distribución espacial de los diferentes tipos de procesos *actuales* y *antiguos* o de las áreas afectadas, incluyendo la descripción y tipología de los mismos.
- *Mapa de susceptibilidad*: Representa la distribución espacial de los procesos *potenciales* o de las zonas que quedarán afectadas. Estos mapas pueden considerarse en cierto modo como mapas de “predicción espacial”, ya que muestran la localización de las posibles inestabilidades. Para su realización deben ser conocidos los factores condicionantes. Compartimentan el territorio en zonas en función de su propensión a verse afectadas por un determinado proceso en el futuro expresando la susceptibilidad de forma cualitativa en términos de probabilidad relativa.
- *Mapa de severidad* o intensidad: Hacen referencia a las características del proceso que determinan su capacidad para generar daños (masa, velocidad, volumen).
- *Mapa de peligrosidad*: Representa la distribución espacial y temporal de los procesos potenciales y zonas afectadas. Para ello deben ser conocidos los factores condicionantes y desencadenantes, así como los periodos de retorno de estos últimos. Divide el territorio en zonas en función de la probabilidad en términos cuantitativos de que serán afectadas por un proceso en el futuro. Pueden además incluir aspectos relativos a la severidad del proceso.

- *Mapa de riesgos*: Distribución espacial de los daños esperables en un futuro por la actuación de un proceso peligroso expresado en valor monetario/año o número de víctimas/año.

Según Hartlen y Viberg (1988), una evaluación completa de peligrosidad por movimientos de ladera, incluidos los deslizamientos someros, debería dar respuesta al menos a las siguientes cuestiones:

1. ¿Dónde ocurrirán los movimientos?
2. ¿Cuál será su volumen y qué distancia recorrerán?
3. ¿Qué clase de movimiento tendrá lugar?
4. ¿Cómo de rápido se moverán?
5. ¿Cuándo ocurrirán?

Sin embargo, en este estudio sólo se responde a la primera mediante un análisis de susceptibilidad a la rotura. La susceptibilidad frente a los movimientos de ladera puede definirse como la tendencia o propensión de una zona a verse afectada por este tipo de procesos en el futuro (Brabb, 1984). Los procedimientos para la estimación de la susceptibilidad a escala media-regional son de tres tipos (Baeza y Corominas, 2001): (1) basados en el análisis geomorfológico, (2) técnicas de tratamiento de datos y (3) aproximaciones determinísticas. Los dos primeros se aplican con frecuencia en análisis regionales, mientras que el último se suele utilizar en estudios de detalle, en los que se calcula el factor de seguridad de las laderas mediante análisis de estabilidad. Las aproximaciones determinísticas son, a pesar de sus limitaciones, probablemente el mejor tipo de procedimiento para determinados tipos de movimientos de ladera ya que tienen en cuenta los principios físicos que rigen la estabilidad de las laderas. Sin embargo, la gran cantidad de datos que requieren y lo gravoso que resulta su obtención hace que sólo sean utilizados en laderas individuales o pequeñas áreas.

Para escalas medias y regionales, la susceptibilidad a los deslizamientos someros generados a partir de deslizamientos someros, se evalúa mediante métodos que van desde simples análisis geomorfológicos a complejos tratamientos de datos. La fiabilidad del análisis geomorfológico depende de la apropiada interpretación de las formas y los depósitos, la cual está sujeta a una cierta componente subjetiva. La aplicación de técnicas de tratamiento de datos mediante

herramientas SIG permite reducir la subjetividad y cuantificar la susceptibilidad. Con estas técnicas, las áreas susceptibles a movimientos de ladera se determinan correlacionando o comparando la distribución espacial de los movimientos de ladera ocurridos en el pasado con la distribución espacial de los principales factores que condicionan el desarrollo de estos procesos. De esta forma, se supone implícitamente que el funcionamiento de los procesos en el futuro será semejante a la del pasado (Cendrero, 2003). Existen varios métodos para analizar este tipo de correlaciones. El más simple consiste en superponer mapas de factores que condicionan la inestabilidad de movimientos de ladera al mapa inventario de movimientos de ladera (Brabb *et al.*, 1972; Nilsen *et al.*, 1979; Irigaray *et al.*, 1996). Otras aproximaciones más sofisticadas de superposición incorporan procedimientos de ponderación de los factores de inestabilidad (Yin y Yan, 1988; Bonham-Carter *et al.*, 1990; Chung y Fabbri, 1993; Chung y Leclerc, 1994).

Entre los métodos de tratamiento de datos, el análisis multivariante es una de las técnicas más sofisticadas para la estimación de la susceptibilidad a movimientos de ladera como los deslizamientos someros. En el análisis multivariante, la eventual rotura de una ladera es considerada como el resultado de la interacción de varios *factores medioambientales* interrelacionados que pueden variar en el espacio y el tiempo. El análisis multivariante permite la estimación del peso relativo de cada factor condicionante por medio de procedimientos estadísticos como la Regresión Múltiple, el Análisis Discriminante o la Regresión Logística. Estos procedimientos han sido ya aplicados en análisis de susceptibilidad a deslizamientos someros, demostrando que tienen la capacidad de predecir con un grado de fiabilidad aceptable roturas en laderas utilizando tanto datos categóricos (Jones *et al.*, 1961; Kawakami y Saito *et al.*, 1984, Yin y Yan, 1988; Mora y Vahrson, 1994) como parámetros cuantitativos del terreno (Carrara, 1983a, b; Mulder, 1991).

Como ya se ha dicho, hay dos tipos de factores medioambientales que intervienen en el desarrollo de los movimientos de ladera: *factores condicionantes* y *factores desencadenantes*. En el análisis llevado a cabo en el Parque Posets-Maladeta sólo se han considerado factores condicionantes.

Los objetivos del análisis son: (1) Identificar los atributos del terreno relacionados con la formación de deslizamientos someros y evaluar estadísticamente su contribución relativa a la inestabilidad de las laderas. Es decir, determinar y ponderar los factores condicionantes que

explican la distribución espacial de los deslizamientos superficiales. (2) Generar un mapa que muestra la distribución espacial de las distintas clases de susceptibilidad a la formación de deslizamientos superficiales. Este mapa representa una zonación que refleja el grado de propensión o tendencia de cada zona a originar deslizamientos someros. Estos mapas de susceptibilidad son una herramienta de gran utilidad para identificar las áreas fuente de deslizamientos someros en el futuro, sirviendo de base para la toma de decisiones concretas sobre la aplicación de medidas de mitigación, ya sean de carácter preventivo o correctivo. Su fiabilidad depende principalmente de la cantidad, calidad y representatividad de la información utilizada, de la metodología aplicada para su evaluación y de la escala de trabajo (Van Westen, 1994). A estos aspectos deberíamos añadir el grado de uniformidad del proceso (validez del “actualismo inverso”) (Cendrero, 2003) y el conocimiento que posea el investigador sobre el fenómeno y la zona de estudio.

3.1.2.2.- METODOLOGÍA Y RESULTADOS

A continuación, tras una introducción sobre el análisis estadístico, se explica la técnica multivariante elegida para el análisis de susceptibilidad a los deslizamientos someros en el Parque Natural Posets-Maladeta.

ANÁLISIS ESTADÍSTICO

El *análisis estadístico* o *análisis de datos* engloba un conjunto de procedimientos diseñados para (1) seleccionar datos, (2) describirlos y (3) extraer conclusiones de ellos. Este conjunto de procedimientos, aún siendo utilizados por todas las ciencias empíricas (Medicina, Biología, Geología, Psicología, Sociología, Economía, Antropología, etc.) no pertenece a ninguna de ellas, sino a una rama de las Matemáticas conocida como *Estadística*. Esta moderna ciencia, la Estadística, resulta de la confluencia de dos disciplinas independientes; por un lado el *Cálculo de Probabilidades*, que nace como aproximación matemática a los juegos de azar, y la *Estadística*, o ciencia del Estado, dedicada a llevar registros ordenados (contar, tabular, clasificar, censar, etc.) de los datos del Estado. La fusión de ambas en el siglo XIX dio lugar a una nueva disciplina científica interesada, fundamentalmente, en obtener conclusiones de la investigación empírica mediante el uso de modelos matemáticos. Así, la Estadística *s.l.* puede definirse como la ciencia que recoge, ordena y analiza los datos de una muestra extraída de una determinada población, para hacer inferencias acerca de esa población valiéndose del cálculo de probabilidades (Amón, 1979).

Las ciencias pueden clasificarse en *formales* y *empíricas*. En las ciencias formales, las matemáticas, por ejemplo, no hay necesidad de entrar en contacto con el mundo real, basta con establecer un conjunto de postulados sobre entidades abstractas y proceder a partir de ellos por deducción lógica. En las ciencias empíricas, por el contrario, el objetivo fundamental es el de encontrar relaciones de tipo general (leyes) capaces de explicar el comportamiento de uno o varios eventos reales que se producen cuando se dan las circunstancias apropiadas. A diferencia de lo que ocurre en las ciencias formales, esas leyes sólo pueden ser descubiertas y verificadas observando el mundo real. Sin embargo, no existe ningún científico o grupo de científicos capaces de observar todos los eventos posibles relacionados con una determinada ley. Las conclusiones sobre las leyes que gobiernan una clase particular de eventos se extraen a partir de la observación de sólo unos pocos eventos concretos, más o menos representativos, de esa clase. Esto es lo que se conoce como *inducción* o generalización inductiva (Pardo y Ruiz, 2002).

Mientras las leyes de la deducción lógica (propias de las ciencias formales) permiten llegar a conclusiones verdaderas a partir de premisas verdaderas, la generalización inductiva (propia de las ciencias empíricas) intenta ir desde lo que se considera que es verdad para un conjunto reducido de observaciones, hasta la afirmación de que eso mismo, es verdad también, para el total de observaciones posibles de la misma clase. Este salto de lo concreto a lo general posee un riesgo nada despreciable. Multitud de factores influyen sobre los eventos observables alterando las similitudes y diferencias entre ellos. Podría decirse que cada observación es, en algún sentido, diferente de la siguiente. En ciencias como la física (en algunas de sus parcelas, al menos), esta diferencia entre observaciones consecutivas es, generalmente, bastante reducida, de modo que, unas pocas observaciones de un mismo evento suelen producir resultados muy parecidos. Bajo estas circunstancias, la generalidad de las conclusiones obtenidas inductivamente no constituye un problema importante. Pero ese no es el caso en las demás ciencias empíricas (Medicina, Biología, Geología, Psicología, Sociología, Economía, etc.). En estas ciencias, la variación existente entre las distintas observaciones de un mismo evento no puede ser sometida, habitualmente, a un control riguroso. Las fuentes de variación existentes son muy numerosas y resultan extremadamente difíciles de identificar, medir y controlar. Bajo estas circunstancias, las conclusiones a las que es posible llegar inductivamente requieren la utilización de una metodología en cierto sentido especial. Y es precisamente la Estadística, mediante el conjunto de procedimientos o herramientas

englobados bajo la denominación de *análisis estadístico*, la disciplina que proporciona a las ciencias empíricas esa metodología (Pardo y Ruiz, 2002).

La más importante aplicación del análisis estadístico está, por tanto, relacionada con el concepto de *incertidumbre*, entendida ésta como la tendencia de un resultado a variar cuando se efectúan repetidas observaciones del mismo bajo condiciones idénticas. En situaciones *deterministas*, en las que una misma causa produce siempre un mismo resultado (un cuerpo desplazado a una velocidad constante v durante un tiempo t recorre un espacio e), el álgebra o el análisis matemático bastan para alcanzar el nivel de comprensión buscado. Por el contrario, en situaciones *aleatorias* en las que una misma causa puede producir cualquiera de un conjunto de resultados posibles (lanzar una moneda al aire, observar la respuesta de un paciente a un tratamiento, identificar las zonas en las que se producen deslizamientos después de un terremoto o unas lluvias torrenciales, etc.), es necesario recurrir al análisis estadístico para poder extraer conclusiones fiables.

En resumen, el objetivo fundamental del análisis estadístico es el de extraer conclusiones de tipo general a partir de unos cuantos datos particulares. A este salto de lo concreto a lo general es a lo que se llama *inferencia estadística*. Este salto exige la utilización de, por un lado, procedimientos que ayuden a efectuarlo correctamente y, por otro, procedimientos que garanticen que el salto se apoya en una buena base. Tan importante como disponer de una buena técnica de análisis de datos (para realizar la inferencia) es seleccionar apropiadamente los datos que se van a analizar (para proporcionar una buena base de apoyo a la inferencia). Las técnicas de muestreo se encargan de garantizar que la inferencia se apoya en una buena base, y las herramientas estadísticas, englobadas bajo la denominación general de análisis estadístico, se encargan de garantizar que la inferencia se desarrolla correctamente.

De entre las técnicas de análisis multivariante, se ha elegido a la Regresión Logística Binaria como el método estadístico más idóneo para llevar a cabo el análisis de susceptibilidad a los *deslizamientos someros*.

REGRESIÓN LOGÍSTICA BINARIA

El análisis de regresión logística tiene como finalidad principal pronosticar la pertenencia a un grupo a partir de una serie de variables independientes. Al igual que el análisis discriminante,

permite identificar las características que diferencian a dos grupos y genera pronósticos que ayudan a diferenciar entre los miembros de uno y otro grupo. Su propósito, por tanto, es similar al del análisis discriminante, pero, a diferencia de éste, permite utilizar variables independientes categóricas (como la vegetación o los usos del suelo).

Para llevar a cabo un análisis de regresión logística binaria es necesario disponer de una variable categórica que defina dos grupos. Por ejemplo: los pacientes que tienen una determinada enfermedad y los que no, los clientes que devuelven un crédito y los que no, unidades de terreno estables e inestables, etc. Esta variable dicotómica es la variable *dependiente* del análisis, es decir, la variable cuyos valores se desean pronosticar. Para poder averiguar en qué se diferencian los grupos es necesario disponer de la información (cuantificada en una serie de variables) en la que se supone que se diferencian. Estas variables se utilizan como variables *independientes* o *predictoras* (con frecuencia llamadas *covariables* en el contexto de la regresión logística).

El análisis de regresión logística binaria genera una serie de pesos o coeficientes que: (1) informan sobre la capacidad individual de cada variable independiente para diferenciar entre los dos grupos y (2) permiten obtener pronósticos que sirven para clasificar a los sujetos en uno u otro grupo.

Un análisis de regresión logística consta de cuatro fases fundamentales:

1. La selección de las variables del análisis. Puede realizarse a partir de criterios teóricos (en cuyo caso se utilizará una estrategia de inclusión forzosa de variables) o puede obedecer a criterios estadísticos (en cuyo caso se utilizará algún método de selección por pasos).
2. La estimación de los pesos o coeficientes B de las variables seleccionadas. Se realiza mediante un algoritmo iterativo de máxima verosimilitud.
3. La clasificación de los casos (en nuestro análisis, celdas de 25 x 25 m). Se realiza a partir de los pronósticos del modelo estimado.
4. El análisis de los residuos. Permite detectar posibles casos atípicos o predicciones anómalas.

El modelo de regresión logística no es un modelo lineal, por lo que se utiliza un método de máxima verosimilitud para estimar los parámetros del modelo. Este método es iterativo y se realiza en pasos sucesivos en los cuales se va valorando la mejora en el ajuste respecto a un modelo *nulo*, siendo éste el modelo que sólo incluye una constante, no incluye ninguna variable independiente.

La curva logística

En el modelo de regresión lineal para dos variables cuantitativas la relación entre ambas variables se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$Y = B_0 + B_1X$$

Su representación gráfica es una recta en el plano definido por las variables X e Y . El coeficiente B_0 define la ordenada (Y) en el origen y el coeficiente B_1 define la *pendiente* de la recta, es decir, su inclinación respecto del eje de abscisas. La figura 3.2 muestra una recta de regresión en el plano definido por las variables X e Y .

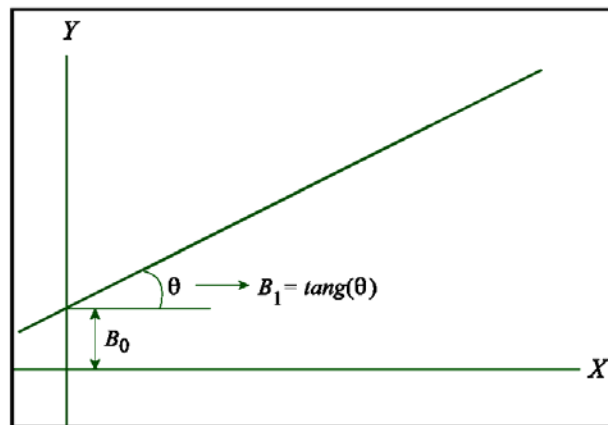


Figura 3.2.- Representación gráfica de una ecuación de regresión lineal (Tomada de Pardo y Ruiz, 2002).

Esta recta de regresión lineal puede extenderse ilimitadamente por cualquiera de sus dos extremos conforme los valores de la variable independiente (X) van aumentando o disminuyendo. Consecuentemente, las predicciones realizadas por la recta para la variable Y pueden alcanzar valores no realistas o inaceptables. Por ejemplo, si se intenta pronosticar los complementos salariales que un empleado recibe por su edad, prolongar la recta por su parte

inferior podría llevar a pronosticar complementos salariales negativos. Aunque este problema no suele darse si los pronósticos se limitan a los valores observados en la muestra, lo cierto es que los pronósticos *imposibles* podrían aparecer incluso sin sobrepasar el rango de valores observados. Esto es particularmente probable cuando la variable dependiente no es cuantitativa sino dicotómica, ya que cuando se utiliza un modelo lineal para pronosticar probabilidades es posible obtener pronósticos menores que cero y mayores que uno. En estos casos, es preferible utilizar funciones que permitan efectuar predicciones comprendidas entre un mínimo y un máximo, por ejemplo, una curva con un “suelo” y un “techo” en sus valores. Aunque el inconveniente de este tipo de funciones es que su formulación matemática es algo más compleja que la de una recta. Una de estas funciones, muy utilizada, es la curva logística, cuya formulación matemática es:

$$Y = \frac{1}{1 + e^{-(B_0 + B_1 X)}}$$

A pesar de su aspecto, su interpretación es parecida a la de una ecuación de regresión lineal. El exponente, de hecho, es una ecuación de regresión lineal. El gráfico de la figura 3.3 muestra una curva logística. El coeficiente B_0 representa la posición del punto de inflexión de la curva sobre el eje horizontal o de abscisas (más hacia la izquierda o más hacia la derecha). El coeficiente B_1 representa la pendiente de la curva medida en su zona de inflexión. Con estos dos coeficientes se puede generar una familia de curvas más o menos desplazadas en la horizontal sobre el eje de abscisas y más o menos inclinadas en su parte central.

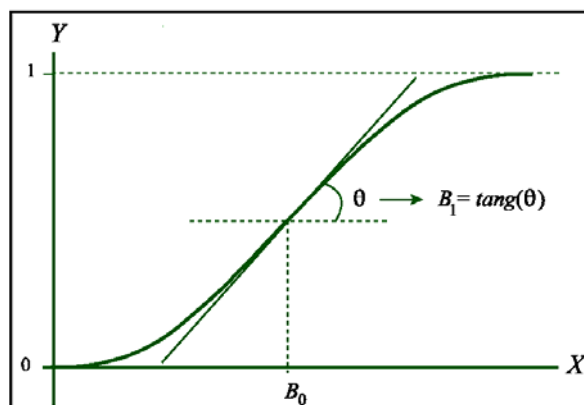


Figura 3.3.- Representación gráfica de una curva logística (Tomada de Pardo y Ruiz, 2002).

La fórmula de la curva logística permite asignar valores a la variable dependiente (Y) a partir de los valores de la variable independiente (X) igual que en una ecuación de regresión lineal, pero con la particularidad de que los valores obtenidos nunca serán mayores que 1 ni menores que 0. Según se ha señalado ya, esta propiedad es especialmente útil cuando se intentan estimar probabilidades.

Si se utiliza más de una variable independiente, la ecuación de la curva logística toma la forma:

$$Y = \frac{1}{1 + e^{-(B_0 + B_1 X_1 + B_2 X_2 + \dots + B_n X_n)}}$$

El exponente del número e es una ecuación lineal múltiple en la que cada variable independiente recibe un peso proporcional a su capacidad para predecir Y .

El modelo de regresión logística

Si dos sucesos son exclusivos entre sí (no se solapan) y exhaustivos (agotan el espacio muestral de posibles sucesos), la probabilidad de aparición de cualquiera de ellos es igual a 1 menos la probabilidad de aparición del otro. Suponiendo que la variable Y puede tomar sólo dos valores (0 y 1) y que tales valores son exclusivos entre sí, y llamando $P(Y=1)$ a la probabilidad de que la variable Y tome el valor 1, la probabilidad de que Y tome el valor 0 será: $P(Y=0) = 1 - P(Y=1)$. Por tanto, si se conoce la probabilidad de que la variable Y tome uno de los dos posibles valores, también se conocerá la probabilidad de que tome el otro valor (Pardo y Ruiz, 2002).

En el caso que nos ocupa, el fenómeno que interesa predecir es la formación de deslizamientos someros. Podemos preguntar: ¿Es posible desarrollar un modelo de regresión que permita pronosticar la probabilidad de deslizamientos someros a partir de unas cuantas variables independientes? La respuesta es afirmativa si disponemos de datos sobre variables capaces de predecir dicho proceso. En tal caso, la aplicación de un modelo de regresión logística a las variables independientes debería permitir predecir espacialmente la ocurrencia del proceso.

Considérese la siguiente ecuación logística:

$$P(Y = 1) = \frac{1}{1 + e^{-(B_0 + B_1 X)}}$$

La curva que genera es similar a la ofrecida en la figura 3.3, con la única diferencia de que, en lugar de llamar Y al eje de ordenadas, se le está llamando $P(Y=1)$.

Definida la ecuación, el objetivo consiste en encontrar una variable que discrimine bien entre los dos posibles valores de Y . La figura 3.4 muestra cuatro curvas logísticas correspondientes a cuatro posibles variables independientes o predictoras. Las curvas se encuentran ordenadas por orden creciente de capacidad discriminante. Puesto que el coeficiente que controla la pendiente de la curva es B_1 , una buena variable predictora será aquella que genere una curva con elevada pendiente (coeficiente B_1 muy alto), mientras que una mala variable predictora será aquella que genere una curva sin pendiente o con muy poca pendiente (coeficiente B_1 próximo a 0). El objetivo del análisis de regresión logística es encontrar las variables con mayor coeficiente asociado.

De forma simplificada, supongamos, por simplicidad, que para clasificar una unidad de terreno como propensa (inestable) o no propensa a deslizarse (estable), se decide establecer como punto de corte el valor de probabilidad 0,5. Es decir, que las unidades de terreno con una probabilidad mayor que 0,5 son clasificadas como propensas a experimentar deslizamientos someros (inestables), y las unidades de terreno con una probabilidad menor o igual que 0,5 son clasificadas como no proclives a sufrir deslizamientos someros (estables). Una variable predictora óptima será aquella que permita obtener probabilidades iguales a 0 para el suceso $Y = 0$ y pronósticos iguales a 1 para el suceso $Y = 1$. La curva que corresponde a una variable de este tipo tiene forma de escalón (Fig. 3.4d). Por el contrario, una variable sin capacidad predictiva será aquella que pronostique a todos los sujetos la misma probabilidad, es decir, aquella que no ayude a distinguir entre las unidades de terreno estables de las inestables. La curva que corresponde a una variable de este tipo tiene forma de línea paralela al eje de abscisas (Fig. 3.4a). Cuanto menor es la pendiente de la curva logística, peor es su capacidad para discriminar entre los dos posibles valores de la variable dependiente, en nuestro caso estable (0) e inestable (1). La capacidad predictiva de una variable independiente

es tanto más baja cuanto mayor sea el abanico de probabilidades pronosticadas y cuanto menores sean las diferencias existentes entre pronósticos consecutivos.

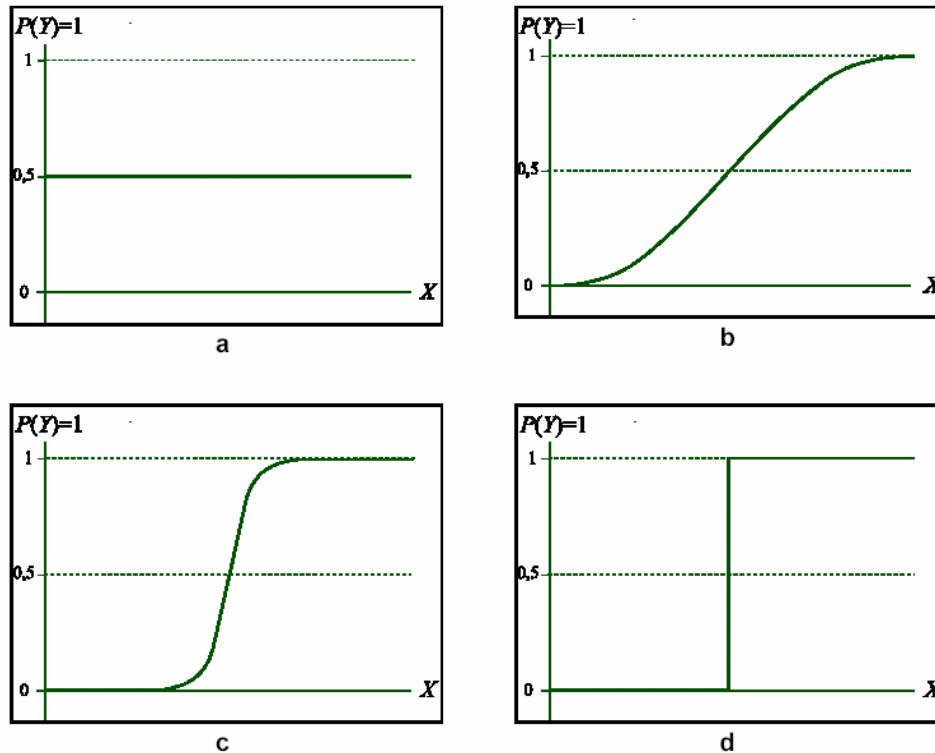


Figura 3.4.- Representación gráfica de curvas logísticas bivariantes ordenadas de mínima a máxima discriminación (Tomada de Pardo y Ruiz, 2002).

Cálculo de las probabilidades

Aunque la interpretación de los coeficientes de las variables independientes de un modelo de regresión logística no es tan simple como la de los coeficientes de un modelo de regresión lineal (ver siguiente apartado), el cálculo de la probabilidad para cada sujeto (en nuestro caso, cada celda del terreno) es directo y fácilmente interpretable.

Utilizando los datos del Parque Posets-Maladeta, se ha llevado a cabo un ejemplo de regresión logística simple en el que la variable dependiente (Y) es la variable *deslizamiento somero* (a partir de ahora *DESLIZ_SOMEROS*). Esta es una variable dicotómica que puede tomar los valores: $Y = 0 \rightarrow$ «no se origina un deslizamiento somero (terreno estable)» e $Y = 1 \rightarrow$ «se origina un deslizamiento somero (terreno inestable)». La variable independiente (X) es la variable *PASTO_PRADO* («pastos y prados»). Ésta hace referencia a la presencia de este

tipo de vegetación. Es por tanto también una variable dicotómica que puede tomar los valores: $X = 0 \rightarrow$ «ausencia de *PASTO_PRADO*» y $X = 1 \rightarrow$ «presencia de *PASTO_PRADO*».

Utilizando el programa *SPSS* se ha aplicado la regresión logística binaria para ambas variables en la zona de estudio obteniéndose por un lado, los coeficientes B de la ecuación que relaciona la distribución de los deslizamientos someros y de la variable *PASTO_PRADO* y por otro lado, los datos necesarios para valorar su significación e interpretarlos (Fig. 3.5). El coeficiente B de la variable *PASTO_PRADO* es significativamente distinto de 0 y positivo. Esto indica que las unidades de terreno con *vegetación tipo pastos y prados*, son muy propensas a generar deslizamientos someros.

		B	E.T.	Wald	gl	Sig.	Exp(B)
Paso 1	FORSU_1	10,782	4,731	5,193	1	,023	48149,528
	Constante	-12,203	4,731	6,653	1	,010	,000

Figura 3.5.- Tabla con la variable incluida en la ecuación. Coeficientes B y otros estadísticos.

La ecuación de regresión logística para las variables analizadas toma la forma:

$$P(Y = 1) = \frac{1}{1 + e^{-(B_0 + B_1 X)}} = \frac{1}{1 + e^{-(-12,203 + 10,782 X)}}$$

En el caso de que una de las celdas de 25 x 25 metros en que se divide la zona de estudio presente *PASTO_PRADO* ($X = 1$), la probabilidad de que en dicha celda se deslice, según la ecuación de regresión logística, es:

$$P(Y = 1 | X = 1) = \frac{1}{1 + e^{-[-12,203 + 10,782(1)]}} = \frac{1}{1 + e^{1,421}} = 0,1945$$

Y en el caso de que una celda no presente *PASTO_PRADO* ($X = 0$), la probabilidad de inicio de *debris flow* es:

$$P(Y = 1 | X = 0) = \frac{1}{1 + e^{-[-12,203 + 10,782(0)]}} = \frac{1}{1 + e^{12,203}} = 0,000005$$

Por tanto, a partir de los valores derivados de la ecuación de regresión logística, se puede afirmar que, en los terrenos con pastos y prados, la probabilidad de deslizamiento es aproximadamente 39.000 veces mayor que en los terrenos sin pastos y prados.

Interpretación de los coeficientes B

En la ecuación de regresión lineal, el valor del coeficiente de regresión asociado a una variable independiente representa la cantidad de cambio en los pronósticos por unidad de cambio en la variable independiente. En el modelo de regresión logística no ocurre esto. En el ejemplo anterior, el valor del coeficiente de la variable independiente (B_1) es 10,782, mientras que la diferencia entre las dos probabilidades pronosticadas vale $0,1945 - 0,000005 = 0,194495$. El significado de los coeficientes de regresión no es el mismo en ambos modelos de regresión.

¿Cómo interpretar los coeficientes de un modelo de regresión logística? Ya se ha dicho anteriormente que $P(Y=0) = 1 - P(Y=1)$. Dividiendo la probabilidad de uno de los sucesos por su probabilidad complementaria y simplificando se obtiene:

$$\frac{P(Y=1)}{P(Y=0)} = \frac{1/(1+e^{-(B_0+B_1X)})}{1-1/(1+e^{-(B_0+B_1X)})} = e^{B_0+B_1X}$$

Este cociente se conoce como la *ventaja (odds)* del suceso $Y=1$ frente al suceso $Y=0$. La ventaja de un suceso es el cociente entre la probabilidad de que el suceso ocurra y la probabilidad de que no ocurra. Tomando el logaritmo neperiano de la ventaja se obtiene:

$$\ln\left(\frac{P(Y=1)}{P(Y=0)}\right) = B_0 + B_1X$$

Este logaritmo, denominado *transformación logit*, se ajusta a un modelo de regresión lineal. Por tanto, el coeficiente de regresión de un modelo logístico puede interpretarse como el cambio que se produce en la *transformación logit* (en el logaritmo neperiano de la *ventaja del suceso* $Y=1$) por cada unidad de cambio que se produce en la variable independiente.

Con los datos del ejemplo, la *transformación logit* del suceso «se origina un deslizamiento somero» ($Y=1$), cuando el terreno «no tiene *PASTO_PRADO* ($X=0$) vale:

$$\ln\left(\frac{P(Y=1|X=0)}{P(Y=0|X=0)}\right) = B_0 = \ln\left(\frac{0,000005}{1-0,000005}\right) = \ln(0,000005) = -12,203$$

Por tanto, $B_0 = -12,203$ (Fig. 3.5). Y la *transformación logit* del suceso «se origina un deslizamiento somero» cuando el terreno «sí tiene *PASTO_PRADO*» ($X=1$) vale:

$$\ln\left(\frac{P(Y=1|X=1)}{P(Y=0|X=1)}\right) = B_0 + B_1 = \ln\left(\frac{0,1945}{1-0,1945}\right) = \ln(0,2414) = -1,4210$$

Por tanto, la diferencia entre ambos logaritmos permite obtener el valor del coeficiente B_1 (Fig. 3.5):

$$B_1 = -12,203 - (-1,421) = 10,782$$

Así pues, en el modelo de regresión logística, el coeficiente de regresión asociado a una variable independiente representa el cambio producido en la *transformación logit* por unidad de cambio en la variable independiente.

El problema de la clasificación

Una ecuación de regresión logística raramente genera valores 0 y 1; es decir, curvas en forma de escalón (Fig. 3.4d). Lo habitual es que pronostiquen probabilidades comprendidas entre 0 y 1. Este es el motivo que obliga a tener que establecer un punto de corte para poder tomar la decisión de clasificar a los sujetos en uno u otro grupo (celdas estables o inestables) a partir de las probabilidades pronosticadas.

Cuando la variable independiente es dicotómica, como es nuestro caso, establecer el punto de corte es una tarea bastante sencilla. Puesto que una variable dicotómica sólo adopta dos valores: 0 = «no se originan deslizamientos someros» y 1 = «sí se originan deslizamientos»), sólo es posible obtener dos pronósticos. Ya se ha visto en el ejemplo de regresión logística simple, con sólo una variable independiente, que esos dos pronósticos son 0,1945 y 0,000005.

Así las cosas, parece razonable pensar que el punto de corte debería encontrarse en algún valor entre las dos probabilidades pronosticadas.

Una manera de determinar el punto de corte óptimo, consiste en generar múltiples tablas de clasificación variando en cada una de ellas el punto de corte hasta optimizar el porcentaje de casos correctamente clasificados (ver más adelante, pág. 249).

Una vez determinado el valor del punto de corte óptimo, las celdas con probabilidades mayores que dicho valor son clasificadas en el grupo al que corresponde el valor 1 (en el ejemplo, el grupo de celdas *con deslizamientos someros*) y las celdas con probabilidades iguales o menores son clasificadas en el grupo al que corresponde el valor 0 (el grupo de celdas *sin deslizamientos someros*).

MODELO DE REGRESIÓN LOGÍSTICA MÚLTIPLE POR PASOS PARA LA PREDICCIÓN A ESCALA REGIONAL DE DESLIZAMIENTOS SOMEROS EN EL PARQUE POSETS-MALADETA

Hasta ahora, con fines didácticos, se han descrito los aspectos básicos de la regresión logística utilizando una sola variable independiente. Sin embargo, nuestro objetivo es generar un modelo de predicción espacial de deslizamientos someros con la mayor capacidad discriminante posible incorporando en el análisis más de una variable independiente o factores predictores. Al estudiar el proceso teniendo en cuenta diversas variables y sus relaciones, abordamos diversas facetas del mismo (Pardo y Ruiz, 2002).

Todas las variables independientes obtenidas representan *factores condicionantes* de los deslizamientos someros, es decir, corresponden a factores intrínsecos de las laderas que influyen en su estabilidad. Cada una de ellas es explicada más adelante en el apartado [3.5.4.1](#).

No se han obtenido datos sobre algunos factores que ciertamente pueden ser muy importantes para la estabilidad de las laderas como pueden ser el espesor de coluvión o las condiciones hidrogeológicas, ya que su conocimiento implicaría el uso de técnicas de prospección específicas (sondeos y geofísica). En cualquier caso, estas variables pueden estar en parte contenidas en algunas de las variables consideradas. Así, por ejemplo, los elementos

morfológicos pueden guardar cierta relación con el espesor de los depósitos de ladera o la litología del sustrato con las condiciones hidrogeológicas.

Tampoco se han tenido en cuenta *factores desencadenantes* o *activadores* tan importantes como las precipitaciones extremas, fusiones rápidas, terremotos, avenidas, aludes o acciones antrópicas.

Para la estimación y representación cartográfica de la susceptibilidad al inicio de *debris flows* en el Parque Posets-Maladeta es preciso dividir la zona de estudio en unidades o porciones de terreno para así obtener la población que se desea analizar estadísticamente. Existen diversos métodos de subdivisión del territorio (Guzzetti *et al.*, 1999):

- *Malla regular de celdas cuadradas.*
- *Unidades de terreno:* Obtenidas a partir de criterios tales como litología, morfología y procesos.
- *Unidades de condiciones únicas:* Resultado de cruzar todas las capas de información.
- *Unidades de ladera:* Dividiendo el territorio en regiones hidrológicas comprendidas entre líneas divisorias y líneas de drenaje.
- *Unidades topográficas:* Parecido al anterior pero con menos limitaciones.

Los cuatro últimos tipos de unidades no trabajan bien con variables continuas (ej.: pendiente, altura), trabajan con variables discretas o estadísticas. Las mallas de celdas cuadradas (grids) trabajan correctamente con variables discretas y continuas.

Si pretendiésemos modelizar grandes deslizamientos con grandes cicatrices, la malla regular de celdas cuadradas no sería la mejor opción. En este caso, cualquiera de los otros procedimientos de subdivisión sería más idóneo.

La elección del más apropiado depende por tanto, de una serie de factores: tipo de movimiento de ladera a estudiar, tamaño, escala de trabajo, calidad, resolución, escala y tipo de información temática requerida, y disponibilidad de herramientas adecuadas para el manejo de la información y su análisis (Guzzetti *et al.*, 1999).

Para llevar a cabo el análisis de susceptibilidad a los deslizamientos someros en el Parque Posets-Maladeta (354 km²) se ha probado con las unidades de condiciones únicas pero no se han obtenido buenos resultados (30% de acierto en la predicción). Sí han sido buenos con la malla regular de celdas cuadradas (94% de acierto), compartimentado el territorio en celdas de 25 x 25 metros (el mismo ancho de malla que establece el IGN para el modelo digital de elevaciones del territorio nacional), lo que representa para toda el área de trabajo una población de 566.121 celdas. La figura 3.6 muestra un detalle de estas celdas en una zona concreta.



Figura 3.6.- Representación gráfica de las celdas de 25 x 25 m en un sector del Parque Posets-Maladeta (Glaciar del Aneto).

Todas las capas de información del terreno disponibles, se han adecuado a esta malla utilizando la herramienta *Spatial Analyst* de *ArcInfo*. Este tipo de formato de información también es conocido como *Grid* o *Ráster*. Un grid o ráster consiste en un conjunto de celdas uniformemente espaciadas con medidas de una variable (McCoy y Johnston, 2001). Cuanto más pequeñas sean las celdas, mayor es la resolución del grid. La figura 3.7 ilustra la *rasterización* de capas de información vectorial (puntos, líneas y polígonos).

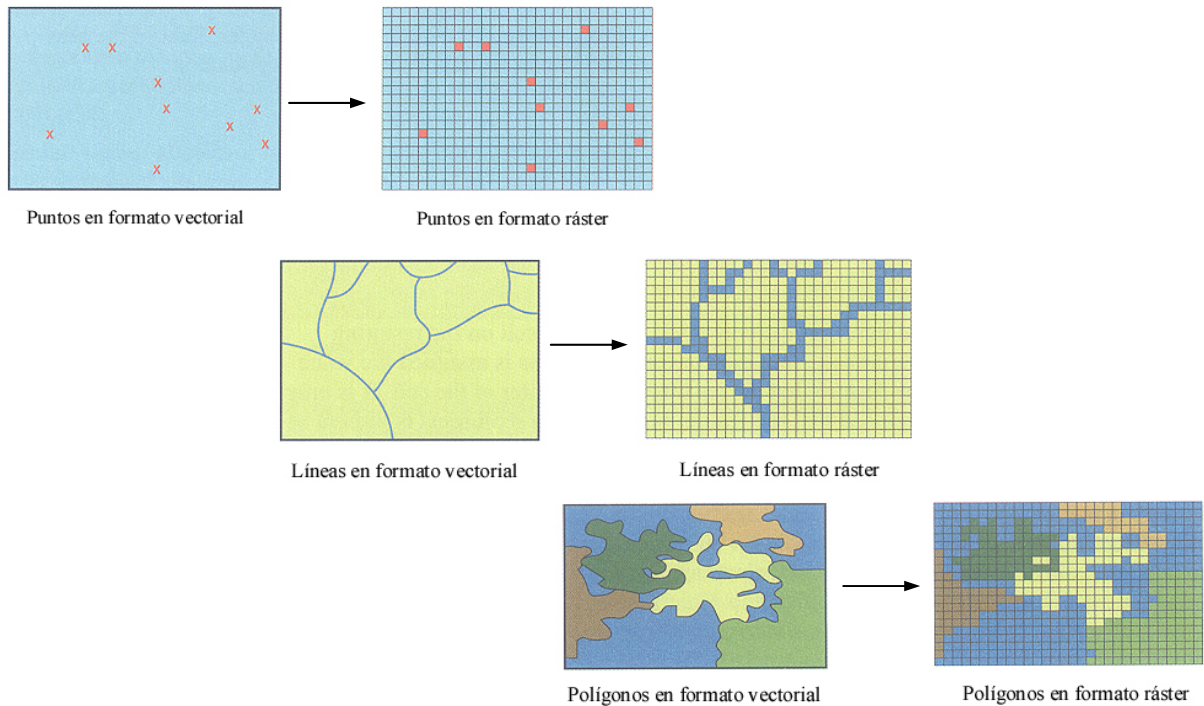


Figura 3.7.- Esquema ilustrativo de la transformación de la información del terreno de formato *vectorial* a *ráster* (o *grid*) con un tamaño de celda de 25 x 25 m (Tomada de McCoy y Johnston, 2001).

Estas capas con información del terreno en formato grid se superponen con la herramienta *Spatial Analyst* de *ArcInfo* y obtenemos una nueva capa-grid en la que cada celda contiene información de cada una de las capas o variables consideradas. La figura 3.8 ilustra un sencillo ejemplo de la fusión de tres capas-grid con información del terreno.

Como ya se ha indicado anteriormente, un análisis de regresión logística consta de cuatro fases fundamentales: la selección de las variables del análisis, la estimación de los pesos o coeficientes B de las variables seleccionadas, la clasificación de los casos (nuestras celdas) y el análisis de los residuos. Pero el análisis de susceptibilidad a los deslizamientos someros queda incompleto sin una quinta fase que es la de *contrastación* del modelo logístico de predicción. El modelo de predicción del comportamiento de las laderas habrá de ser considerado como una hipótesis no contrastada en tanto en cuanto ésta no sea validado (Cendrero, 2003; Remondo *et al.*, 2003a).

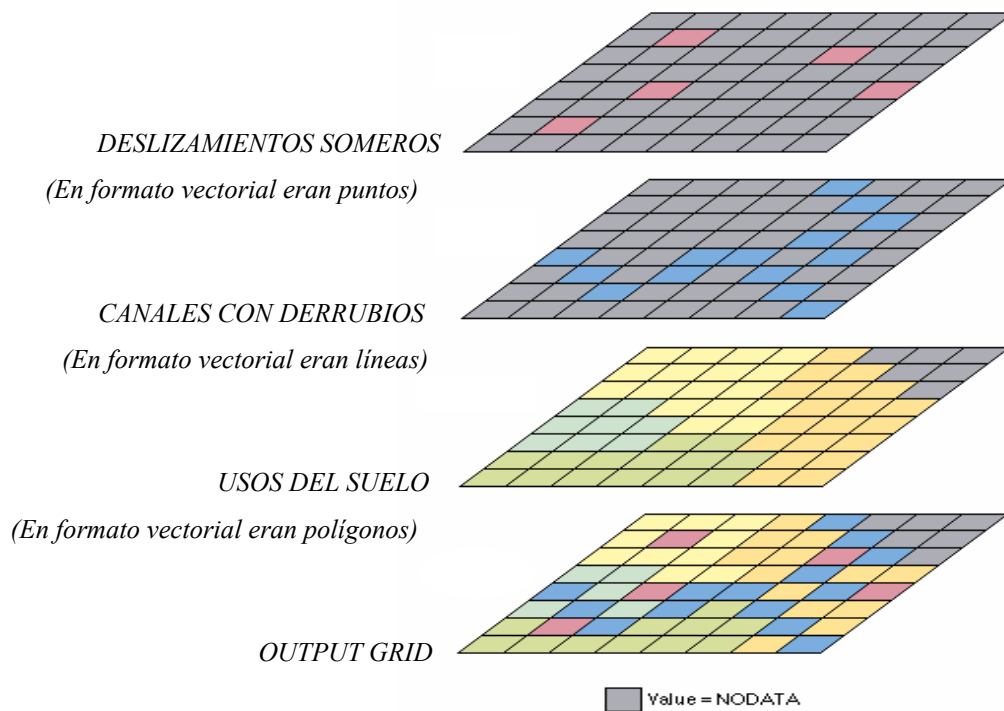


Figura 3.8.- Esquema ilustrativo de la fusión de tres capas-grid. Cada celda del *output grid* contiene la información de las tres capas fusionadas, deslizamientos someros, canales con derrubios y usos del suelo (Modificada de McCoy y Johnston, 2001).

Después de generar un modelo de predicción, la contrastación más idónea debería estar basada en la comparación de los resultados de la predicción con la distribución de los deslizamientos someros futuros (Brabb, 1984; Duque *et al.*, 1990, 1991; Siddle *et al.*, 1991; González-Díez, 1995; Chung *et al.*, 1995; Luzi y Pergalani, 1996; Remondo *et al.*, 1996; Díaz de Terán *et al.*, 1998; Chung y Fabbri, 1998, 1999; Irigaray *et al.*, 1999), sin embargo esta comparación no es factible en nuestro caso por lo reciente de este estudio (los deslizamientos someros futuros aún no han tenido lugar). En estas condiciones la única opción posible es imitar la comparación posterior al análisis usando los deslizamientos ocurridos en el pasado como si una parte de ellos correspondiesen a los deslizamientos someros futuros. Para ello se divide el conjunto de deslizamientos someros conocidos en dos muestras, una para el análisis (modelización) y la otra para la validación o contrastación. Esta división puede hacerse siguiendo tres posibles estrategias (Cendrero, 2003; Remondo *et al.*, 2003a y b):

1. Una estrategia espacial que consiste en dividir la zona de estudio en dos tomando los deslizamientos someros de una mitad para el análisis y los de la otra mitad para la contrastación.

2. Una estrategia temporal en la que dividimos los movimientos pasados en dos o más grupos temporales, utilizando los más antiguos para el análisis y los más recientes para la contrastación.
3. Una estrategia aleatoria que consiste en dividir la población de deslizamientos someros en muestras para análisis y contrastación al azar.
4. También existe la posibilidad de recurrir a variaciones de los métodos anteriores.

En nuestro caso se ha optado por la tercera opción. Para el análisis se ha seleccionado aleatoriamente con *SPSS* el 60% de las celdas con deslizamientos someros y el resto se ha dejado para la contrastación.

La regresión logística es una técnica de análisis estadístico multivariante diseñada para trabajar con grupos que tienen más o menos el mismo tamaño. Sin embargo, en el Parque Posets-Maladeta los deslizamientos someros son relativamente poco frecuentes, de hecho el grupo de celdas con deslizamientos es unas 400 veces menor que el grupo de celdas libre de ellos.

Si para el análisis elegimos un número de celdas estables igual al número de celdas con deslizamientos someros, estaríamos desarrollando un modelo a partir de los datos de solo 1 km², una superficie insignificante frente a los 354 km² del Parque Posets-Maladeta. Por lo tanto debemos incluir en la muestra del análisis un mayor número de celdas sin deslizamientos someros. Mediante el programa *SPSS* se han seleccionado aleatoriamente 12.724 celdas estables y 844 celdas con deslizamientos someros, un grupo 15 veces mayor que el otro. Para el análisis disponemos, por tanto, de un total de 13.568 celdas que suman unos 9 km².

Selección de las variables del análisis

Antes de pasar a la selección de las variables, primer paso del análisis de regresión logística, veamos de qué variables disponemos y cómo se han obtenido y recodificado.

En nuestro análisis entendemos por variable como una característica o propiedad de los elementos de una población que puede ser expresada numéricamente. Como se explicó al principio de este capítulo, para llevar a cabo un análisis de regresión logística binaria es necesario disponer de una variable categórica que defina dos grupos: celdas estables e inestables (o con deslizamientos someros). Esta variable dicotómica es la variable *dependiente* del análisis, es decir, la variable cuyos valores se desea predecir. Nuestra variable *dependiente* se llama *DESLIZ_SOMEROS*. Toma el valor 1 cuando en una celda hay presencia de al menos una cicatriz de deslizamiento somero, y el valor 0 cuando no.

Como ya se ha dicho al principio del apartado de la regresión logística binaria, para averiguar en qué se diferencian dichos grupos de celdas es necesario disponer de una serie de variables (variables independientes) que se supone nos pueden ayudar a entender por qué unas celdas presentan deslizamientos someros y otras no, o dicho de otro modo, por qué unas celdas son inestables y otras estables.

A diferencia de lo que ocurre con el análisis discriminante, el análisis de regresión logística ofrece la posibilidad de utilizar variables independientes categóricas (como la vegetación). Todas las variables, categóricas o no (pendiente, altura, etc), se han recodificado como *variables indicador*, es decir, con códigos 0 y 1; 0 indicando la ausencia de la característica y 1 indicando la presencia de la característica. De esta manera pueden introducirse directamente en el análisis sin necesidad de ninguna aclaración adicional.

Las variables utilizadas se han clasificado, según el tipo de información que proporcionan, en los siguientes grupos:

1) Localización del movimiento:

Variable *DESLIZ_SOMEROS*

Definición: Puntos que representan cicatrices de deslizamientos someros.

Función: Variable que indica la existencia o no existencia de deslizamientos someros previos. Es la variable dependiente que permite establecer las relaciones estadísticas con las variables condicionantes o independientes. Muestra la distribución espacial de las cicatrices de deslizamientos someros pasados, a partir de las cuales se pretende establecer la predicción.

Procedimiento de obtención: La identificación de los deslizamientos superficiales se ha llevado a cabo mediante la fotointerpretación de pares estereoscópicos correspondientes a los vuelos de septiembre de 1981 a escala 1:30.000 y de septiembre de 1997 a escala 1:20.000, y comprobaciones en campo posteriores. Las cicatrices se han digitalizado sobre la ortofoto del Servicio Cartográfico del Gobierno de Aragón. Las masas deslizadas no se contemplan en *DESLIZ_SOMEROS*, pues lo que se analiza son las condiciones de inicio o rotura y no las de depósito (Fernández *et al.*, 2000).

Se han identificado 1412 cicatrices de deslizamientos superficiales en todo el Parque Posets-Maladeta (Fig. 3.9), una media de 4 deslizamientos por kilómetro cuadrado. Al rasterizar esta capa vectorial de puntos se obtiene un total de 1408 celdas con al menos un deslizamiento somero.

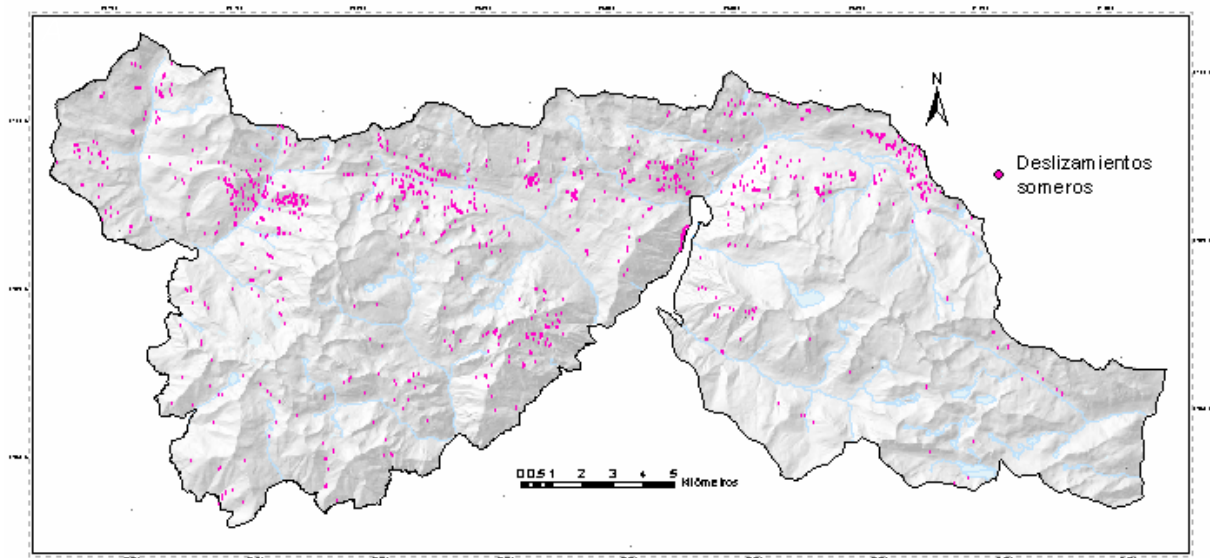


Figura 3.9.- Mapa de la distribución espacial de los deslizamientos someros.

2) Información sobre las características geométricas de las laderas: Según Caine (1980), las causas principales de desencadenamiento de deslizamientos someros son la lluvia y los temblores de tierra. Las precipitaciones intensas provocan un aumento de la presión de fluido

en los poros, lo que conlleva una disminución de los esfuerzos normales efectivos y de la resistencia al corte en planos potenciales de rotura de las formaciones superficiales. Además, las precipitaciones pueden provocar un aumento del peso de la ladera. Por esta razón, las características geométricas de las vertientes que influyen en su comportamiento hidrológico (forma, pendiente, etc.) son factores cruciales en el condicionamiento de movimientos de ladera.

Variable ALTURA

Definición: Grid con valores de Z para cada celda (Fig. 3.10). Es el Modelo Digital del Terreno (MDT), también conocido como DEM (*Digital Elevation Model*).

Como una superficie contiene un número infinito de puntos, resulta imposible medir y almacenar el valor z en cada punto. Los modelos digitales del terreno nos permiten almacenar información altimétrica georreferenciada de superficies en un sistema de información geográfica (SIG). Un modelo de elevaciones o de terreno es una aproximación a una superficie tomando una muestra de valores en diferentes puntos de la superficie e interpolando los valores entre ellos.

78	72	69	71	58	49
74	67	56	49	46	50
69	53	44	37	38	48
64	58	55	22	31	24
68	61	47	21	16	19
74	53	34	12	11	12

Figura 3.10.- Grid con valores de altitud de cada celda.

Hay dos tipos de modelos digitales de superficie: TINs (*Triangulated Irregular Networks*) y rásters o *grids*. Los TINs representan una superficie como un conjunto de puntos localizados irregularmente y unidos formando una red de triángulos con valores z almacenados en los nodos (Fig. 3.11A). Los rásters representan una superficie como una malla cuadrada regular de puntos con valores muestreados o interpolados (Fig. 3.11B) (Booth, 2000).

Función: Esta variable, al reflejar la altitud sobre el nivel del mar, está relacionada con las precipitaciones, también influye en las temperaturas ya que a partir de cierta altura no crecen

los árboles. Además, de ella se derivan todas las variables relacionadas con las características geométricas de la ladera.

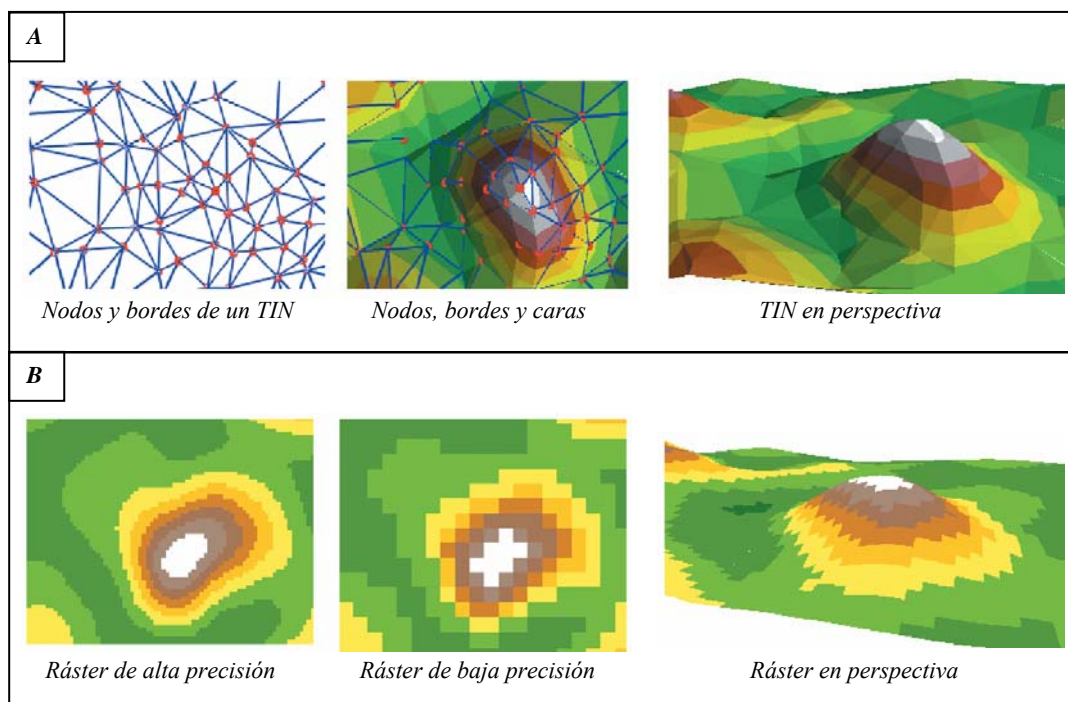


Figura 3.11.- Modelos digitales de superficie: TIN (A) y Ráster (B) (Modificada de Booth, 2000).

Procedimiento de obtención: Con la herramienta *3D Analyst* de *ArcInfo* se generó una superficie TIN (*Triangulated Irregular Network*) de la zona de estudio a partir de las coordenadas U.T.M. y la altitud de los puntos de referencia que describen geoméricamente la altimetría de Aragón, datos que han sido obtenidos mediante la digitalización/restitución numérica de las curvas de nivel (intervalo 10 metros), puntos de cota, la red fluvial constituida por ríos y arroyos, líneas adicionales indicativas de vaguadas y líneas divisorias contenidos en la serie cartográfica a escala 1:5.000 del Servicio Cartográfico del Gobierno de Aragón. Posteriormente, este TIN se transformó mediante *3D Analyst* de *ArcInfo* en un MDT ráster coherente desde el punto de vista hidrológico y acorde con la subdivisión de la zona de estudio en celdas de 25x25 metros. Para ello se utilizaron las tolerancias que *ArcInfo* tiene por defecto. En resumen, nuestro MDT ráster consiste en una malla de 566.121 celdas cuadradas uniformemente espaciadas (*i.e.* un grid), con valores de altitud en cada uno de sus nodos y en proyección U.T.M. (Elipsoide Internacional, Sistema de Referencia ED50, Huso 30 Norte).

Codificación: La variable ha sido reclasificada en 10 categorías con rangos altitudinales de 215 m (Figs. 3.12 y 3.13).

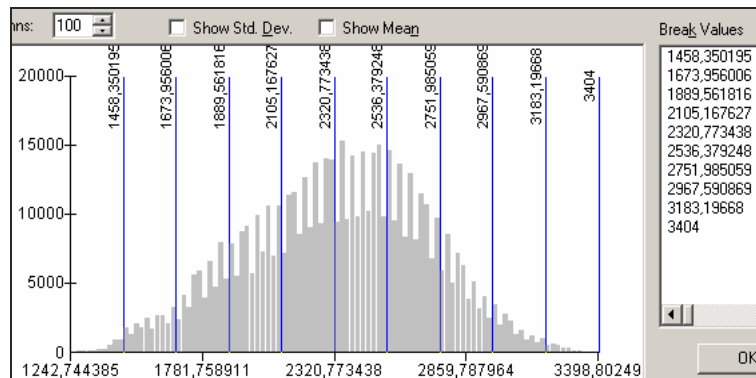


Figura 3.12.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *ALTURA* en la zona de estudio. En abscisas se representa la variable *ALTURA* y en ordenadas la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar la variable *ALTURA* en 10 categorías. Estos puntos de corte equidistantes están indicados en el cuadro *Break Values*.

Las 10 nuevas variables indicador obtenidas son:

- *ALTURA* (1): 1242,7 – 1458,3 m
- *ALTURA* (2): 1458,3 – 1673,9 m
- *ALTURA* (3): 1673,9 – 1889,5 m
- *ALTURA* (4): 1889,5 – 2105,1 m
- *ALTURA* (5): 2105,1 – 2320,7 m
- *ALTURA* (6): 2320,7 – 2536,3 m
- *ALTURA* (7): 2536,3 – 2751,9 m
- *ALTURA* (8): 2751,9 – 2967,5 m
- *ALTURA* (9): 2967,5 – 3183,1 m
- *ALTURA* (10): 3183,1 – 3404,0 m

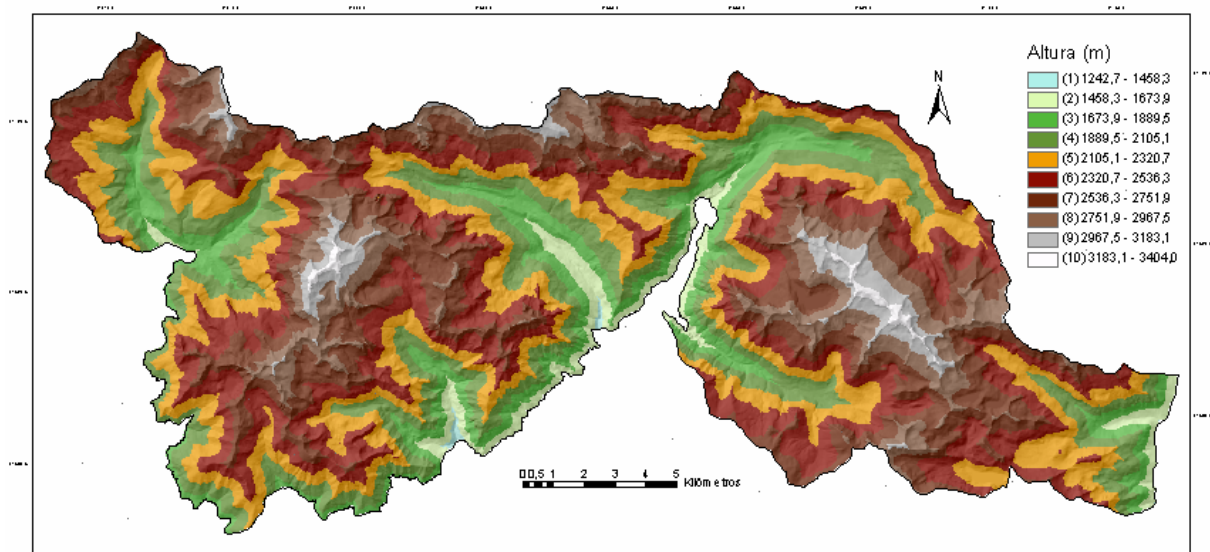


Figura 3.13.- Representación gráfica de la variable *ALTURA* reclasificada en 10 variables indicadoras. La superficie de los lagos no presenta el color correspondiente a su altura.

Variable ASPECT

Definición: Grid con valores de orientación de las laderas en cada celda (Fig. 3.14). Los valores de *ASPECT* se expresan en grados positivos de 0 a 359,9 en sentido horario desde el Norte. Viene dada por el ángulo entre el norte geográfico y la proyección sobre el plano horizontal del vector normal a la superficie en el punto central de la celda. Un valor de *ASPECT* -1 indica un área de orientación indefinida (horizontal). *ASPECT* identifica la dirección de máxima pendiente desde cada celda hacia sus vecinas.

Función: Esta variable es un reflejo de las condiciones microclimáticas de la ladera, ya que unas orientaciones reciben mayor insolación que otras. Está a su vez relacionada con el mayor o menor grado de humedad de la ladera en función de su exposición a los frentes de lluvia. Esta variable influye en la hidrología, vegetación, meteorización, tipo y espesor de regolito-coluvión, permanencia de la nieve, etc.

Procedimiento de obtención: Se obtiene mediante la aplicación al Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de la función *ASPECT* de *Spatial Analyst* de *ArcInfo*.

315.0	341.6	8.1	26.6	45.0	-1.0
270.07	288.4	11.3	45.0	26.6	
251.6	246.8	198.4	90.0	0.0	315.0
270.0	243.4	206.6	180.0	-1.0	-1.0
225.0	198.4	206.6	206.6	198.4	225.0
-1.0	-1.0	225.0	198.4	206.6	270.0

Figura 3.14.- Grid con valores de orientación de distintas celdas.

Codificación: La variable se ha reclasificado en 9 categorías con rangos de 45 grados (Figs. 3.15 y 3.16).

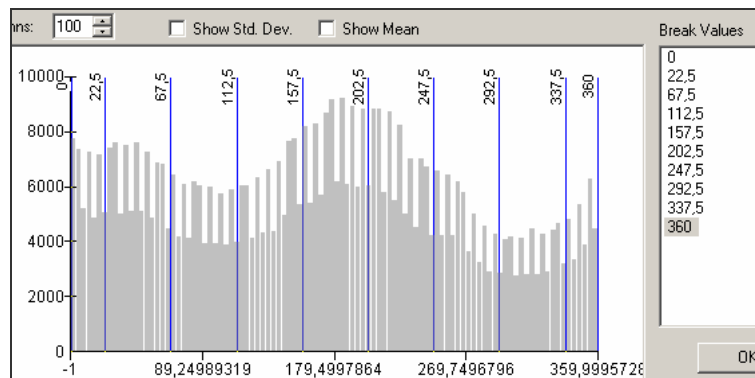


Figura 3.15.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *ASPECT* (orientación) en el área de estudio. En abscisas se representan los valores de *ASPECT* y en ordenadas la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar la variable *ASPECT* en 9 categorías (cuadro *Break Values*). Los ángulos están medidos desde el Norte y en sentido horario.

Las 9 nuevas variables indicador obtenidas son:

- *ASPECT* (1): Horizontal
- *ASPECT* (2): N (337,5° - 22,5°)
- *ASPECT* (3): NE (22,5° - 67,5°)
- *ASPECT* (4): E (67,5° - 112,5°)
- *ASPECT* (5): SE (112,5° - 157,5°)
- *ASPECT* (6): S (157,5° - 202,5°)
- *ASPECT* (7): SW (202,5° - 247,5°)
- *ASPECT* (8): W (247,5° - 292,5°)

- *ASPECT* (9): NW (292,5° - 337,5°)

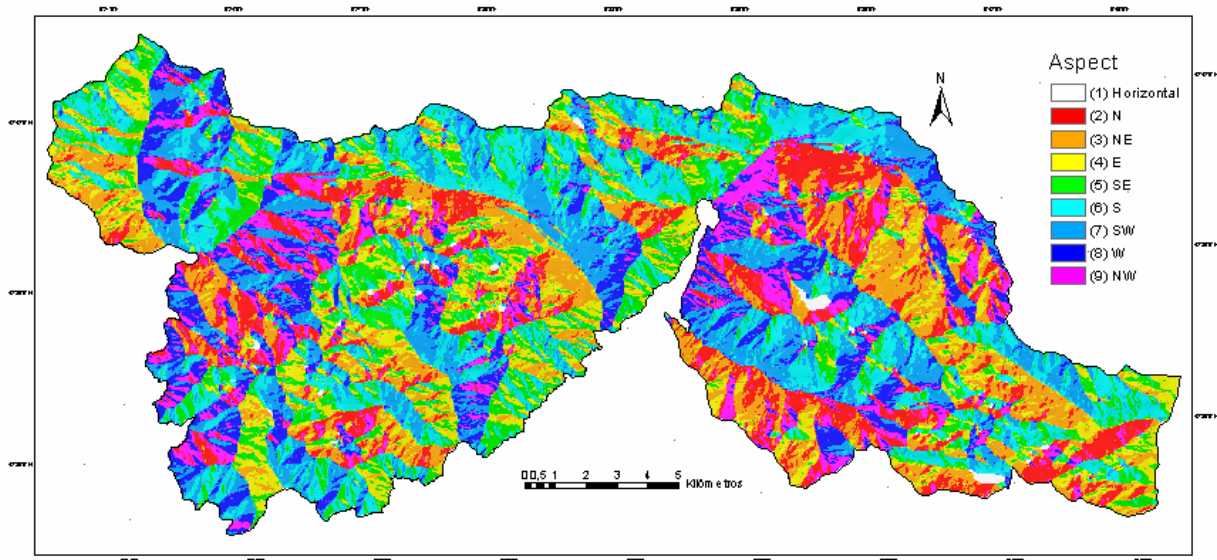


Figura 3.16.- Representación gráfica de la variable *ASPECT* (orientación) reclasificada en 9 variables indicador.

Variable CURVATURE

Definición: Grid de la curvatura de la superficie del terreno en el centro de cada celda. Expresa el grado de concavidad-convexidad del terreno (tridimensional). Se define como la tasa de cambio en la pendiente y viene dada por la segunda derivada de la altitud (elevación), es decir, por los cambios de pendiente en el entorno de un punto dado.

Función: Esta variable expresa la capacidad de retención o de escorrentía del agua en una ladera. Una geometría cóncava favorece la retención del agua (mayor infiltración, mayor encharcamiento) y una convexa favorece la escorrentía.

Procedimiento: Se obtiene aplicando al MDE la función *CURVATURE* de *Spatial Analyst* de *ArcInfo*. Para cada celda, esta función ajusta un polinomio de la forma:

$$Z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + I$$

a la superficie formada por una ventana de 3 x 3 celdas. Los coeficientes A, B, C, etc, se calculan a partir de esta superficie. Las relaciones entre los coeficientes y los nueve valores de elevación para cada celda numerada como se muestra en la figura 3.17 son:

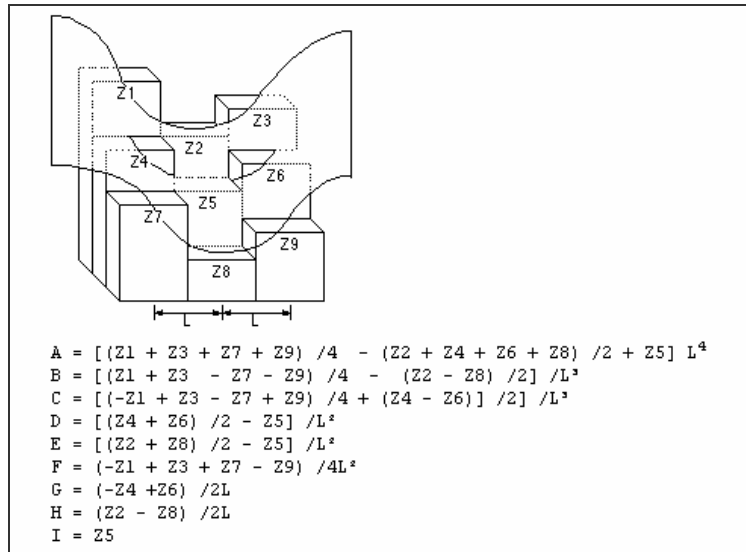


Figura 3.17.- Esquema ilustrativo de una ventana de 3x3 celdas. Relaciones entre los coeficientes del polinomio de cuarto orden que se ajusta a la superficie definida por la ventana de 3x3 celdas del dibujo y las elevaciones de las nueve celdas (Tomada de McCoy y Johnston, 2001).

El valor de curvatura es la segunda derivada de la superficie definida (la pendiente de la pendiente), tal que:

$$\text{Curvatura} = -2(D + E) \times 100$$

Codificación: Una curvatura positiva indica que la superficie es convexa en esa celda. Una curvatura negativa indica que la superficie es cóncava en esa celda. Un valor cero indica que la superficie es plana. Los valores de la variable curvatura para una zona de relieve suave oscila entre -0,5 y 0,5, mientras que en una zona abrupta de relieve accidentado, como es el área del Parque Posets-Maladeta, los valores oscilan entre -4 y 4.

La variable *CURVATURE* se ha subdividido en las variables *PROFILE* y *PLAN*, que reflejan el grado de concavidad-convexidad del terreno en la dirección de la máxima pendiente y en su transversal, respectivamente.

Variable PROFILE

Definición: *Profile*. Expresa el grado de concavidad-convexidad del terreno (bidimensional) según la dirección de la máxima pendiente. Se define como la tasa de cambio en la pendiente medida en la dirección de la máxima inclinación de la ladera y viene dada por la segunda

derivada de la altitud (elevación), es decir por los cambios de pendiente en el entorno de un punto dado.

Función: Esta variable influye en la capacidad de la ladera para retener agua. Afecta a la velocidad de la escorrentía superficial, influyendo en los procesos de infiltración, erosión y sedimentación.

Procedimiento de obtención: Se obtiene aplicando al Modelo Digital de Elevaciones (MDE) la función *CURVATURE* de *Spatial Analyst* de ArcInfo.

Codificación: Valores positivos de esta variable indican convexidad, mientras que los negativos indican concavidad. El valor 0 corresponde a laderas con geometría plana. Como se observa en la figura 3.18, los valores que toma *PROFILE* en la zona de estudio van desde -61,29 (extremadamente cóncavo) hasta 107,59 (extremadamente convexo). Como ya se ha señalado anteriormente, los valores de *curvatura* para una zona de relieve moderado oscila entre -0,5 y 0,5, mientras que en una zona abrupta de relieve accidentado, como el Parque Posets-Maladeta, los valores oscilan entre -4 y 4 (McCoy y Johnston, 2001). Así pues, los valores tomados para establecer 7 categorías de *PLAN* son: -4; -2; -0,5; 0,5; 2; 4 y 107,59 (Fig. 3.18 y 3.19).

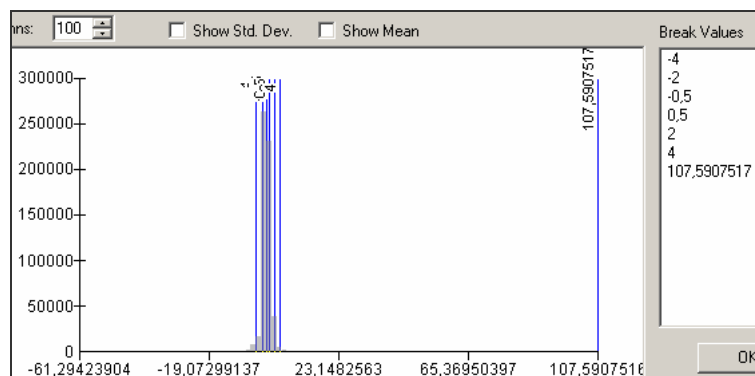









Figura 3.18.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *PROFILE* en el área de estudio. En abscisas se representan los valores de *PROFILE* y en ordenadas la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar la variable *PROFILE* en 7 categorías (cuadro de *Break Values*).

Las 7 nuevas variables indicador obtenidas son:

-  *PROFILE* (1): Extremadamente convexo
-  *PROFILE* (2): Muy convexo
-  *PROFILE* (3): Convexo
-  *PROFILE* (4): Plano
-  *PROFILE* (5): Cóncavo
-  *PROFILE* (6): Muy cóncavo
-  *PROFILE* (7): Extremadamente cóncavo

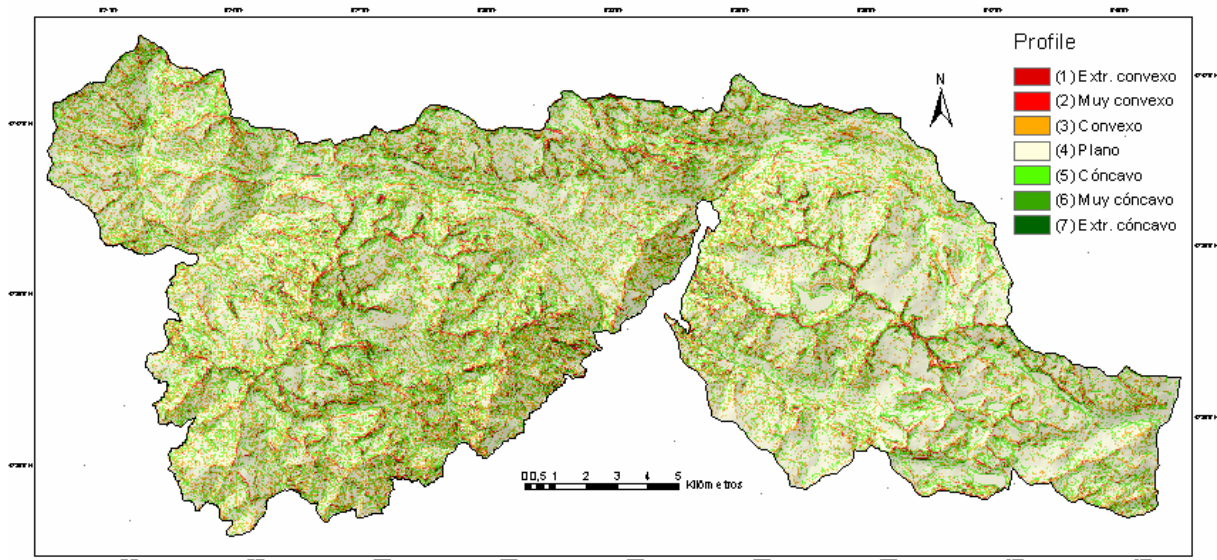


Figura 3.19.- Representación gráfica de la variable *profile* (concavidad-convexidad de la superficie en la dirección de la pendiente) reclasificada en 7 variables indicador.

Variable PLAN

Definición: Expresa el grado de concavidad-convexidad del terreno (bidimensional) transversal a la dirección de la pendiente. Se define como la tasa de cambio en la pendiente medida perpendicularmente a la pendiente y viene dada por la segunda derivada de la altitud, es decir, por los cambios de pendiente en el entorno de un punto dado.

Función: Esta variable influye en la capacidad de la ladera para retener agua. A mayor concavidad se tiene mayor capacidad de concentración del agua, mientras que a mayor convexidad se tiene mayor capacidad de dispersión del agua. Afecta a la convergencia y divergencia del flujo (Remondo, 2001).

Procedimiento de obtención: Se obtiene aplicando al Modelo Digital de Elevaciones (MDE) la función *CURVATURE* de *Spatial Analyst* de ArcInfo.

Codificación: Los valores positivos de esta variable indican convexidad, mientras que los negativos indican concavidad. El valor 0 corresponde a superficies planas. Como se observa en la figura 3.20, los valores que toma *PLAN* en la zona de estudio van desde -115,57 (extremadamente cóncavo) hasta 70,66 (extremadamente convexo). Como ya se dijo anteriormente, los valores de *curvatura* para una zona de relieve moderado oscila entre -0,5 y 0,5, mientras que en una zona abrupta de relieve extremo, como el área de estudio, los valores oscilan entre -4 y 4. Así pues, los valores tomados para establecer 7 categorías de *PLAN* son: -4; -2; -0,5; 0,5; 2; 4 y 70,66 (Figs. 3.20 y 3.21).

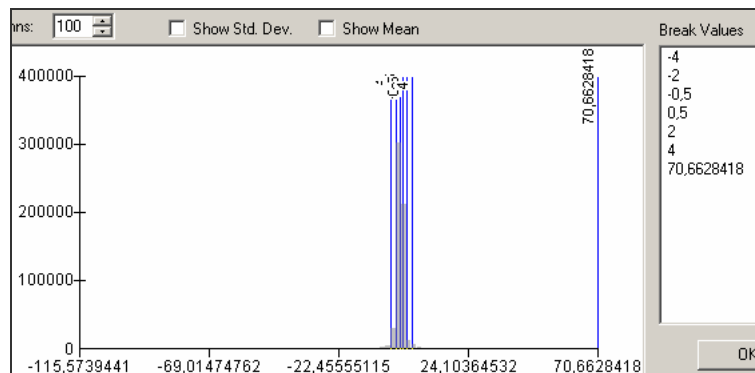









Figura 3.20.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *PLAN* en el Parque Posets-Maladeta. En abscisas se representan los valores de *PLAN* y en ordenadas, la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar la variable *PLAN* en 7 categorías. Estos *Break Values* están indicados en el cuadro de la derecha.

Las 7 nuevas variables indicador obtenidas son:

-  *PLAN* (1): Extremadamente cóncavo
-  *PLAN* (2): Muy cóncavo
-  *PLAN* (3): Cóncavo
-  *PLAN* (4): Plano
-  *PLAN* (5): Convexo
-  *PLAN* (6): Muy convexo
-  *PLAN* (7): Extremadamente convexo

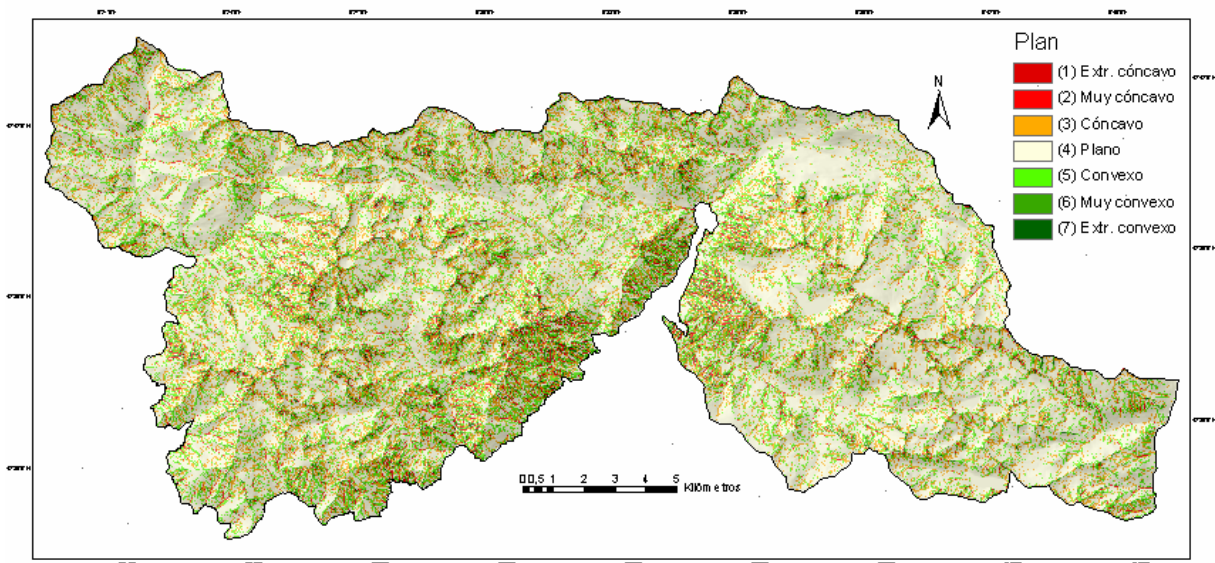


Figura 3.21.- Representación gráfica de la variable *plan* (curvatura de la superficie en la dirección perpendicular a la pendiente) reclasificada en 7 variables indicador.

Variable *SLOPE*:

Definición: Grid con valores de pendiente topográfica en grados de 0 a 90 definida como el ángulo existente entre la superficie del terreno y la horizontal.

Función: Esta variable condiciona la estabilidad de las laderas, siendo ésta, en igualdad del resto de condiciones, menor cuanto mayor es la pendiente. La pendiente también influye en la

magnitud de los esfuerzos tangenciales y normales que actúan en planos potenciales de rotura, en la hidrología de la ladera y en el espesor de regolito y coluvión.

Procedimiento de obtención: Se obtiene mediante la aplicación de la función *SLOPE* de *Spatial Analyst* de ArcInfo al Modelo Digital del Elevaciones (MDE). Teóricamente, la variable *SLOPE* para cada celda se obtiene del ajuste de una superficie a los valores z de un grupo de 3x3 celdas. La dirección a la que la superficie mira en la celda central es la orientación (*aspect*). La pendiente de la celda se calcula a partir del grupo de 3x3 usando la “*average maximum technique*” (Burrough, 1986). Si una de las celdas del grupo 3x3 no tiene información z , se le asigna el valor de z de la celda central. En el borde de un MDT, al menos 3 celdas (fuera de la extensión del MDT) no tendrán valor z . A estas celdas también se les asigna el valor z de la central. El resultado es un aplanamiento de la superficie 3x3 que se ajusta a estas celdas de borde, lo cual suele conllevar una reducción de la pendiente. El MDT generado para la zona de estudio se extiende más allá de su límite real, por lo que no nos enfrentamos a este problema.

Codificación: Como se observa en la figura 3.22, en las celdas del área de estudio encontramos pendientes que van de los 0° a los $73,63^\circ$. Para reclasificar la variable *SLOPE* se han definido 9 intervalos equidistantes marcados por las líneas azules verticales del gráfico.

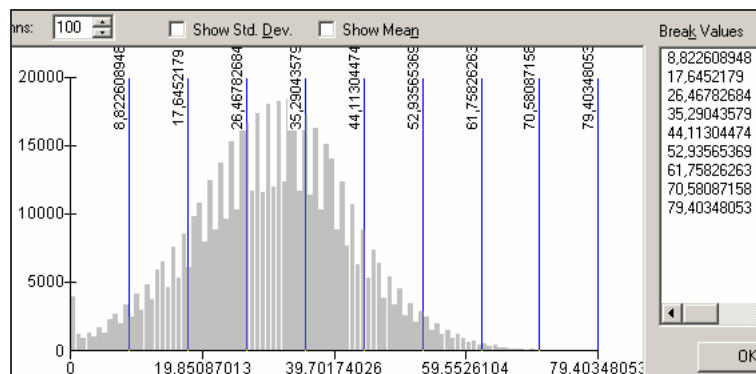


Figura 3.22.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *SLOPE* en el área de estudio. En abscisas se representan los valores de *SLOPE* y en ordenadas, la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar la variable *SLOPE* en 9 categorías. Dichos *Break Values* están indicados en el cuadro de la derecha.

Las 9 variables indicador obtenidas son:

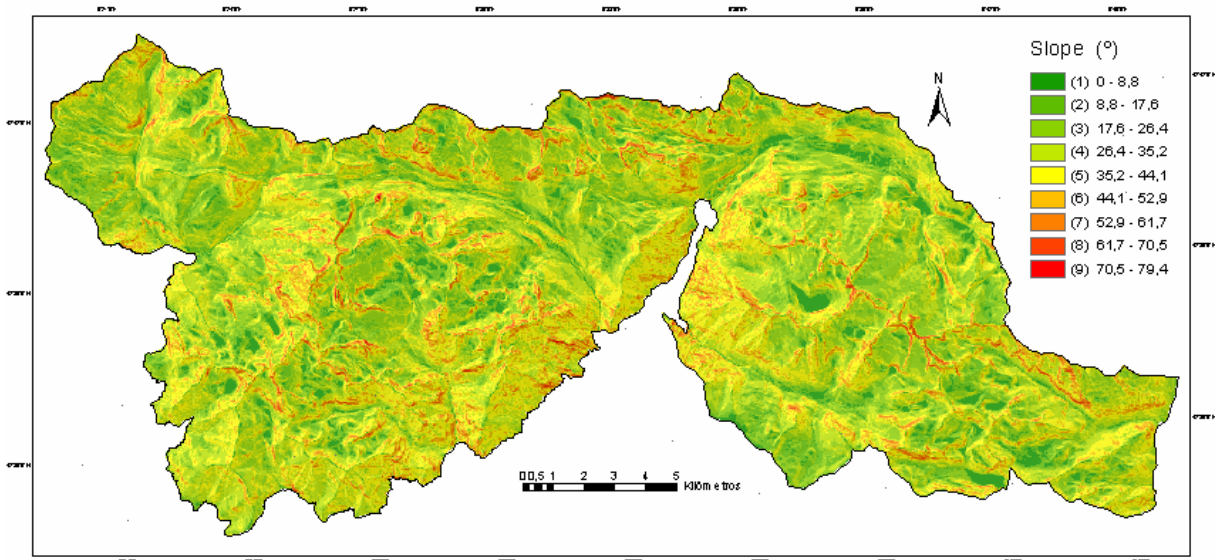
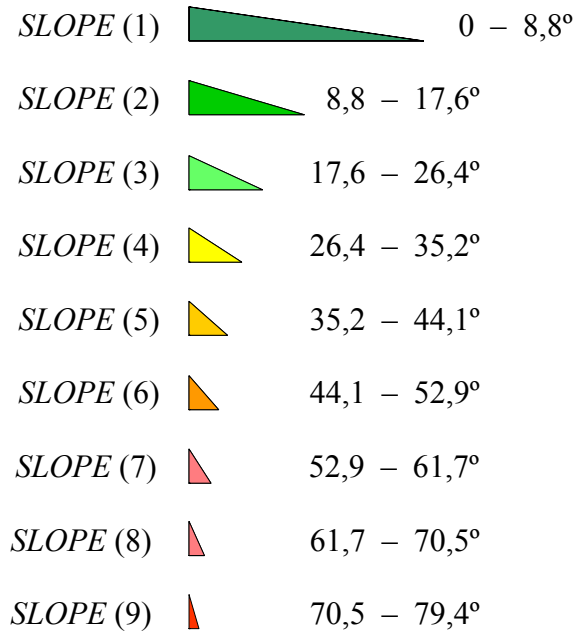


Figura 3.23.- Representación gráfica de la variable *SLOPE* (pendiente) reclasificada en 9 variables indicador.

3) Información de las características de la cuenca vertiente:

Variable *FLOWDIR*

Definición: *Flow Direction*. Es un grid de dirección de escorrentía desde cada celda hacia su vecina de menor cota (Fig. 3.24).

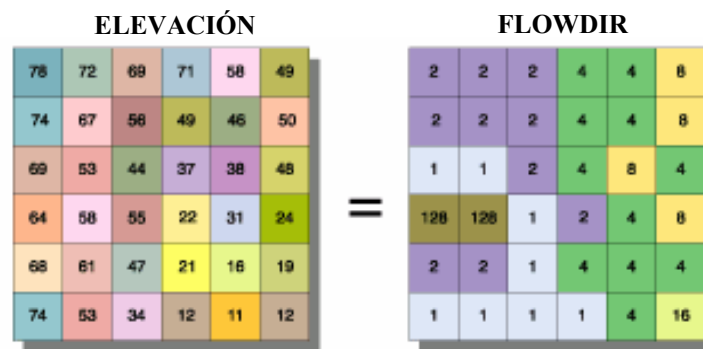


Figura 3.24.- Grid de dirección de escorrentía (*FLOWDIR*) obtenido a partir del MDE.

Función: Como se indica más adelante, es una variable necesaria para obtener otras como *Flow Accumulation* o *Flow-Length upstream*.

Procedimiento de obtención: Se obtiene mediante la aplicación de la función *FLOWDIRECTION* de *Spatial Analyst* de ArcInfo al Modelo Digital del Elevaciones (MDE). La dirección de escorrentía se determina a partir de la dirección de máximo desnivel entre la celda considerada y la situada inmediatamente por debajo. Su valor, en tanto por ciento, se calcula de la siguiente forma: Incremento en el valor z / distancia \cdot 100.

La distancia se mide entre los centros de las celdas. Como el tamaño de nuestras celdas es de 25 metros, la distancia entre dos celdas ortogonales adyacentes es 25 m, y la distancia entre dos celdas diagonales adyacentes es 35,36 metros. Si el desnivel hacia todas las celdas adyacentes es el mismo, la función *FLOWDIRECTION* amplía el vecindario de celdas hasta encontrar un desnivel máximo. Si todas las celdas vecinas son más altas que la celda en proceso, se considera como ruido y se rellena hasta la cota más baja de sus vecinas, y tiene una dirección de escorrentía hacia esta celda. Sin embargo, si una de estas celdas “sumidero” está cerca del borde físico del grid o tiene al menos una celda carente de datos de elevación como vecina, entonces no se rellena debido a la insuficiente información vecina. Para ser considerada como una verdadera celda-sumidero, toda la información vecina debe estar presente.

Este método de obtención de la dirección de escorrentía a partir de un MDE ha sido propuesto por Jenson y Domingue (1988).

Variable FLOWACCU

Definición: *Flow Accumation.* Es un grid que refleja la acumulación de escorrentía en cada celda (Fig. 3.25), generado en función del número de celdas que suministran escorrentía a cada una de las celdas.

Función: El valor de esta variable está relacionado con la cantidad de agua que recibe por escorrentía cada punto. Se supone que toda la lluvia caída se convierte en escorrentía y que por consiguiente no hay abstracciones por intercepción, evapotranspiración e infiltración.

Procedimiento de obtención: Se obtiene aplicando la función *FLOWACCUMULATION* de *Spatial Analyst* de ArcInfo a un modelo de dirección de flujo derivado del MDE. Este método de obtención de la acumulación de escorrentía a partir de un MDT ha sido desarrollado por Jenson y Domingue (1988).

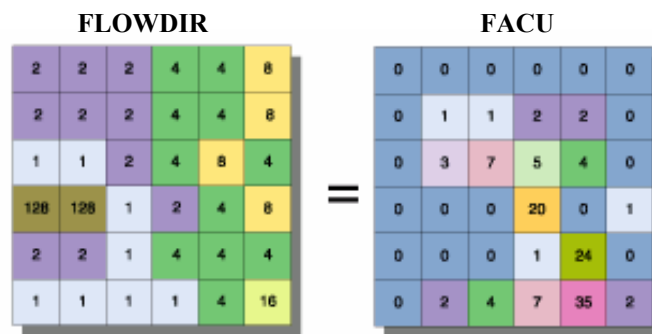


Figura 3.25.- Grid de acumulación de escorrentía (*FACU*) obtenido a partir del grid de dirección de escorrentía (*FLOWDIR*).

Codificación: La variable se ha reclasificado en 5 clases (Figs. 3.26 y 3.27).

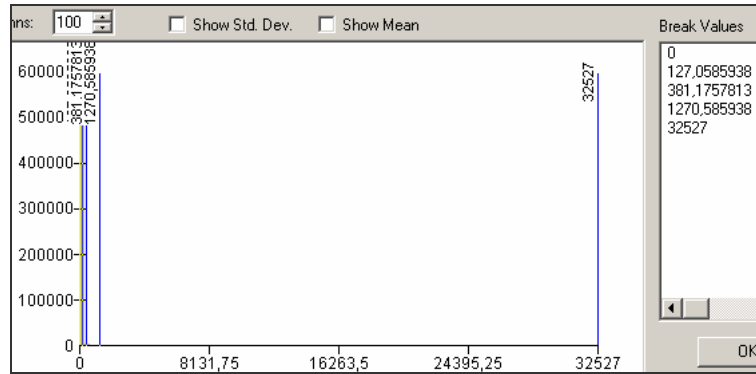


Figura 3.26.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *FLOWACCU* en el área de estudio. En abscisas se representan los valores de *FLOWACCU* y en ordenadas, la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar *FLOWACCU* en 5 categorías. Dichos *Break Values* están indicados en el cuadro de la derecha.

Las 5 nuevas variables indicador obtenidas son:

- *FLOWACCU* (1): Nula (0)
- *FLOWACCU* (2): Baja (0 – 127,0)
- *FLOWACCU* (3): Moderada (127,0 – 391,1)
- *FLOWACCU* (4): Alta (391,1 – 1270,5)
- *FLOWACCU* (5): Muy alta (1270,5 – 32.527)

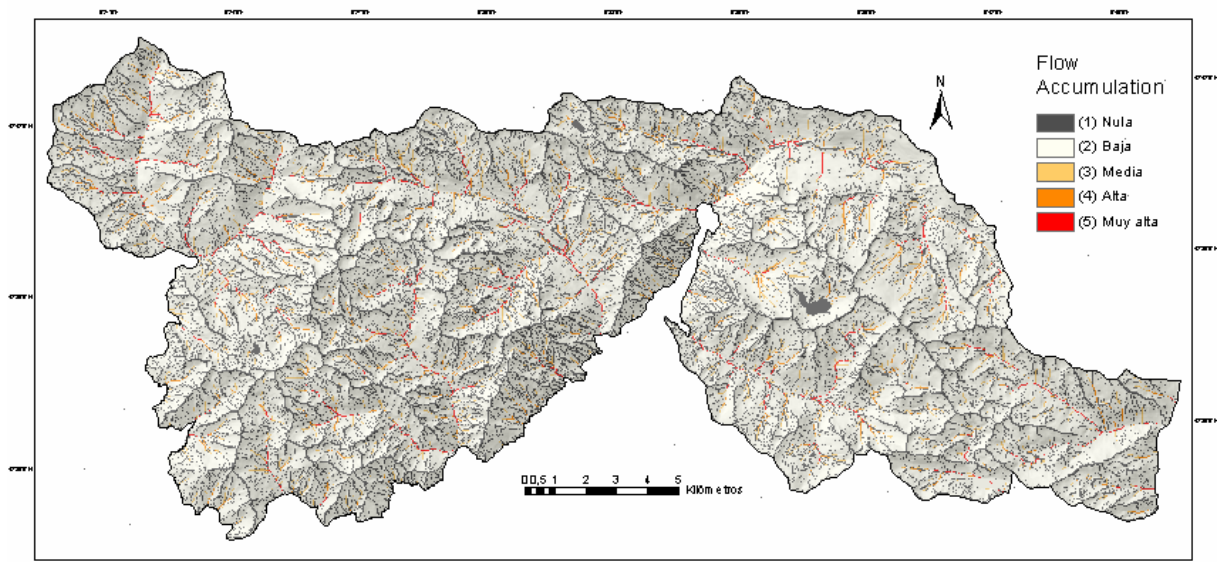


Figura 3.27.- Representación gráfica de la variable *FLOWACCU* (*Flow Accumulation* o Acumulación de la Escorrentía Superficial) reclasificada en 5 variables indicador.

4) Información del suelo:

Variable USO

Definición: Uso del suelo.

Función: Expresa el tipo de uso agrario del suelo de acuerdo con su posible influencia sobre la estabilidad de las laderas.

Procedimiento de obtención: Cobertura de polígonos del Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de los valles orientales del Pirineo de Huesca a escala 1:100.000 (García-Ruiz *et al.*, 1997), facilitada por el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) y adecuadas a escala 1:25.000.

Codificación: Los once tipos de usos del suelo de la zona de estudio se han simplificado en 4 variables indicador (Fig. 3.28):

- *USO* (1): Campos abandonados
- *USO* (2): Cultivos forrajeros (prados y alfalfas)
- *USO* (3): Pastoreo. Aquí estarían incluidos el pastoreo ovino y vacuno de verano, el pastoreo ovino de verano, el pastoreo ovino y vacuno de primavera y otoño, el pastoreo vacuno de primavera y otoño, el pastoreo ovino y vacuno durante todo el año y el pastoreo ovino durante todo el año.
- *USO* (4): Espacio de nulo o escaso aprovechamiento.

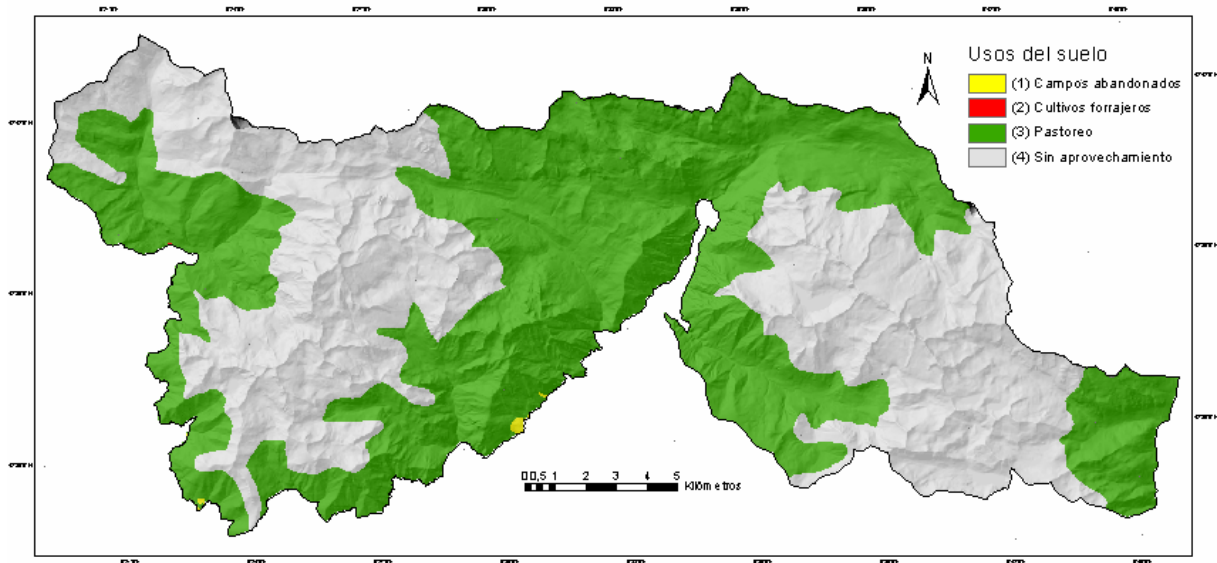


Figura 3.28.- Representación gráfica de la variable *USO* (uso del suelo) reclassificada en 4 variables indicador.

Variable *VEGET*

Definición: Vegetación.

Función: Variable que expresa el tipo de formaciones vegetales de acuerdo con su posible influencia sobre la estabilidad de las laderas. La vegetación juega un papel importante no sólo en lo que a infiltración del suelo y su humedad se refiere, sino en el aumento de la cohesión del suelo (Greenway, 1987; Mulder, 1991). Los sistemas radiculares de determinadas plantas ejercen un efecto de anclaje y aumentan la resistencia al corte de planos potenciales de rotura someros. En el caso de los movimientos superficiales, el tipo de cobertura vegetal puede ser una indicación indirecta del grado de estabilidad de las laderas. En igualdad del resto de las condiciones, una ladera con una cobertura vegetal escasa o dispersa es más susceptible de experimentar roturas superficiales que una ladera cubierta por un bosque denso. Dependiendo del tipo y densidad de la cobertura vegetal, la resistencia al corte de los planos potenciales de rotura someros se verá más o menos incrementada por el sistema radicular. Los mecanismos mediante los que la vegetación influye en la estabilidad de las laderas pueden clasificarse en hidrológicos (influyendo en el nivel freático, en la intercepción, en la capacidad de infiltración del propio suelo, etc.) y mecánicos (incrementando el esfuerzo normal en las superficies potenciales de rotura, variando las propiedades de cohesión de las partículas del suelo, inhibiendo la erosión, etc.) (Remondo, 2001). Las raíces de los árboles estabilizan las laderas de tres maneras: (1) Proporcionan una capa superficial de refuerzo que actúa como

una membrana que retiene el suelo subyacente en su sitio; (2) Anclan las formaciones superficiales (regolito o suelo) al sustrato cuando las raíces penetran en este último; (3) Actúan como pilotes de refuerzo y/o contrafuertes para sostener el suelo situado junto a los árboles ladera arriba (Gray y Megahan, 1981).

Procedimiento de obtención: Cobertura de polígonos del Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de los valles orientales del Pirineo de Huesca a escala 1:100.000 (García-Ruiz *et al.*, 1997), facilitada por el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) y adecuadas a escala 1:25.000.

Codificación: Las catorce clases de vegetación cartografiadas en el área de estudio se han reclasificado en 5 variables indicador (Fig. 3.29):

- *VEGET* (1): Bosque de hoja caduca. Abedulares, hayedos y bosques mixtos mesohigrófilos.
- *VEGET* (2): Bosque de hoja perenne. En concreto abetales, robledales, pinares subalpinos de *Pinus uncinata*, pinares de *Pinus silvestris* y pinares de *Pinus silvestris* repoblados.
- *VEGET* (3): Arbustos. Se incluyen aquí los enebrales y brezales enanos y los bojedaes y espinales de erizón.
- *VEGET* (4): Comunidades casmofíticas y de pedregales.
- *VEGET* (5): Pastos y prados. En esta categoría estarían incluidos los pastizales subalpinos y alpinos, los pastizales basófilos mesofíticos y xerofíticos, y los prados de siega.

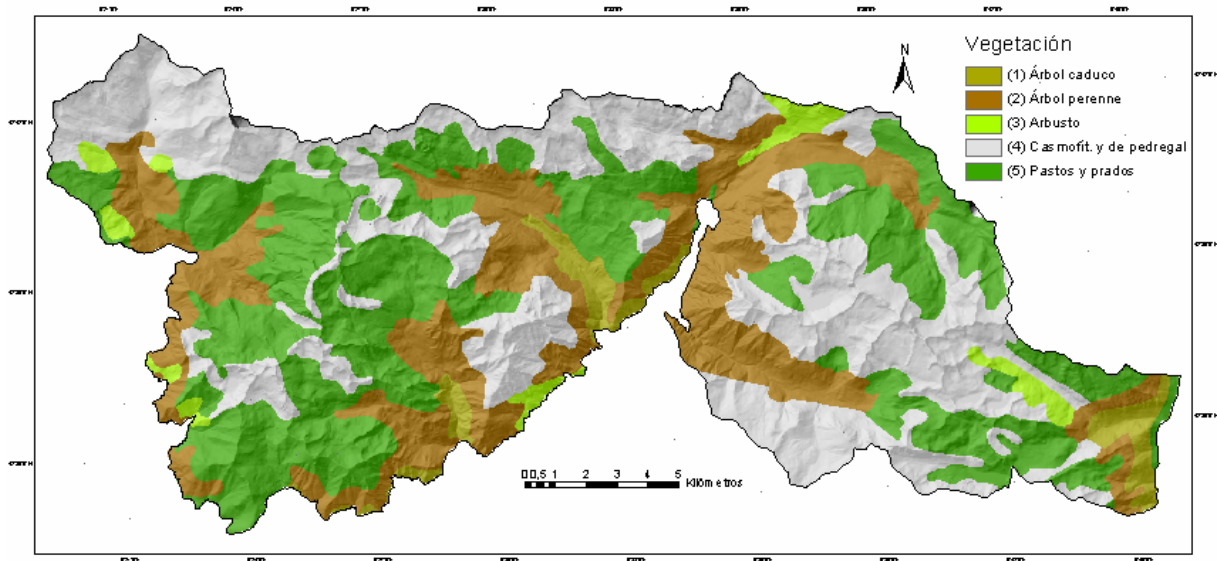


Figura 3.29.- Representación gráfica de la variable *VEGET* (vegetación) reclasificada en 5 variables indicador.

Todos los deslizamientos someros identificados en el Parque se localizan en pastizales y prados. Sin embargo, *VEGET* (5) no refleja bien esta circunstancia debido probablemente a la escala de esta cartografía (1:100.000). Ha sido necesario elaborar una nueva cartografía a escala de detalle de este tipo de vegetación, obteniendo una nueva variable denominada *PASTO_PRADO*.

Variable *PASTO_PRADO*

Definición: Pastos y prados

Función: Los pastos y prados del Parque aparecen en laderas con coberteras edáficas y los deslizamientos se producen dentro del manto edáfico o en el contacto con el límite impermeable inferior. La ausencia de sistemas radiculares bien desarrollados origina una falta de “efecto anclaje” y la disminución la resistencia al corte de planos potenciales de rotura someros. Estas coberteras edáficas se han considerado suelos en sentido geotécnico.

Procedimiento de obtención: Esta variable procede de la cartografía de pastos y prados elaborada a partir de la ortofoto de septiembre del 97 a escala 1:20.000 del Servicio Cartográfico del Gobierno de Aragón (Fig. 3.30).

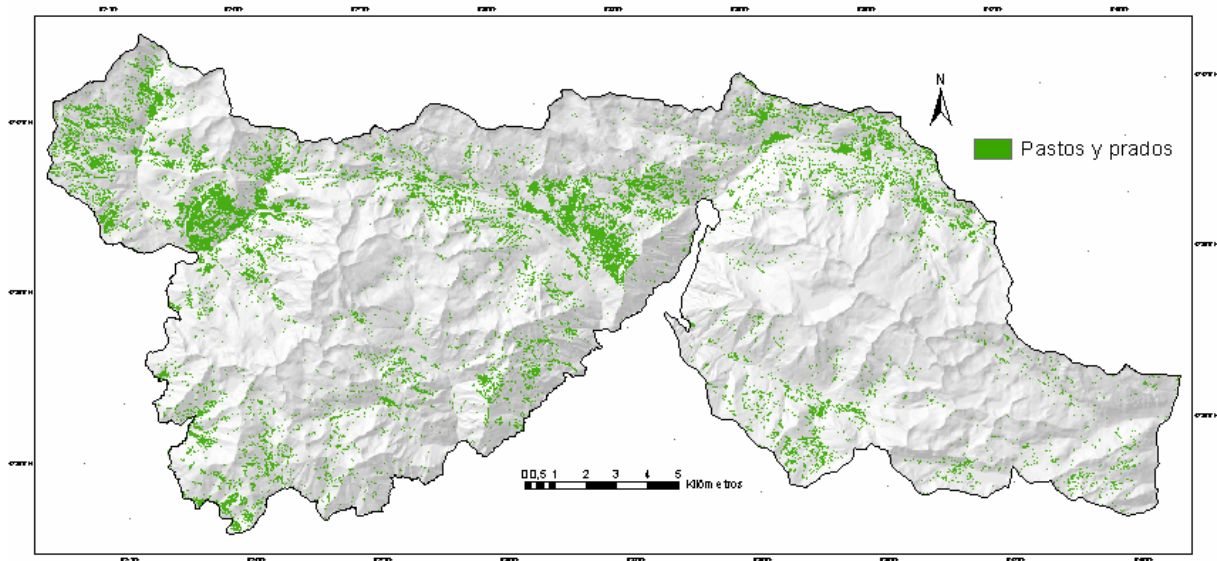


Figura 3.30.- Representación gráfica de la variable *PASTO_PRADO*.

Variable *LITOLOGÍA*

Definición: Litología. Se representan unidades de igual constitución litológica. Se incluyen tanto las unidades del sustrato como de las formaciones superficiales.

Función: Esta variable refleja la naturaleza de los materiales. Estos atributos condicionan factores que influyen en la estabilidad de las laderas como la resistencia al corte, la permeabilidad, o la susceptibilidad a la meteorización física y química.

Procedimiento de obtención: Cobertura de polígonos obtenida del MAGNA (Ríos *et al*, 1982, 1991; García San Segundo y Ramírez, 1993) adecuada a escala 1:25.000 y complementada con una cartografía de Formaciones Superficiales derivada del mapa geomorfológico 1:25.000 elaborado. Algunas unidades presentan alternancias más o menos rítmicas de diversas litologías, pudiendo predominar localmente algún tipo. Estas variaciones no reflejadas en la cartografía pueden ser muy importantes desde el punto de vista geotécnico. Además, algunas unidades se caracterizan por presentar cambios bruscos de facies, tanto laterales como verticales. Estas alternancias y cambios de facies no contemplados por la variable *LITOLOGÍA* suponen una limitación para el modelo de predicción.

Codificación: Los siete tipos de litología se han reclasificado en las siguientes variables indicador:

- *LITOLOGÍA* (1): Pizarras y esquistos
- *LITOLOGÍA* (2): Calizas

- *LITOLOGÍA* (3): Depósitos cuaternarios
- *LITOLOGÍA* (4): Arenisca
- *LITOLOGÍA* (5): Cuarzitas y skarn
- *LITOLOGÍA* (6): Filones lamprofidicos
- *LITOLOGÍA* (7): Granitoides

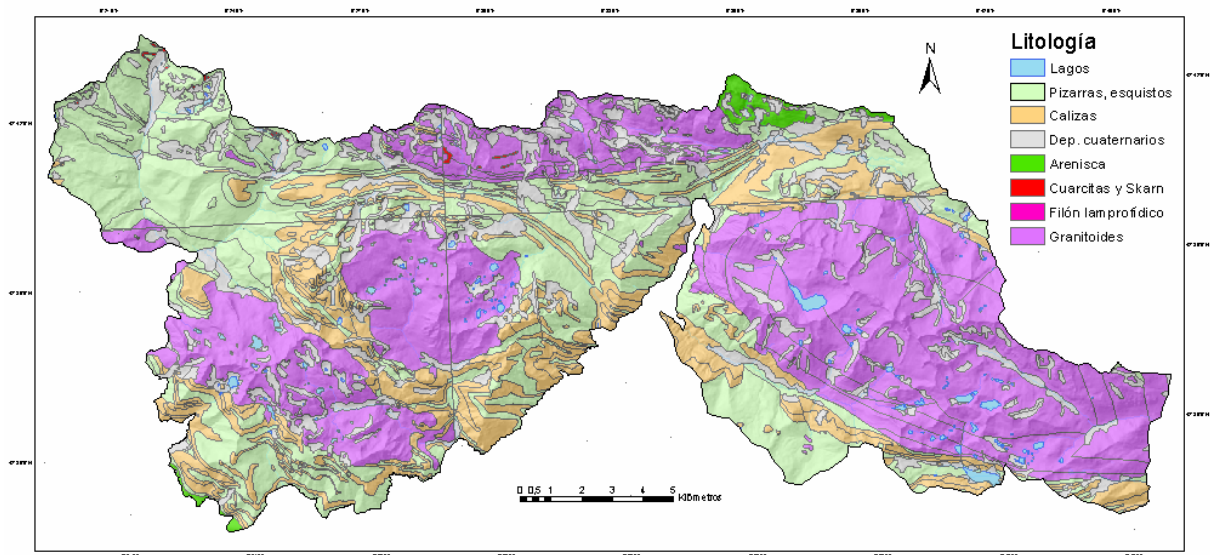


Figura 3.31.- Representación gráfica de la variable *LITOLOGÍA* reclasificada en 7 variables indicador.

En resumen, disponemos de un total de 10 variables independientes que hemos recodificado en 64 nuevas variables indicador. Con la función *SAMPLE* de *Spatial Analyst* de ArcInfo se ha obtenido una tabla con los valores de cada variable para cada una de las 566.121 celdas. Estos datos se han importado al programa estadístico *SPSS* y como ya se ha explicado al final del apartado del modelo de predicción, se ha extraído una muestra aleatoria de 13.568 celdas (unos 9 km²) con la que se pretende crear el modelo predictivo.

Con esta muestra se han generado una serie de gráficos (Figs. 3.32 a 3.40) en los que se representa la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (844) y no afectadas (12.724) por deslizamientos someros para las distintas variables independientes. Las variables como *flowaccu* (acumulación de la escorrentía), *plan* (curvatura según las curvas de nivel) y *profile* (curvatura según la máxima pendiente) (Figs. 3.34, 3.35 y 3.36), con distribuciones de frecuencias de celdas *afectadas* y *no afectadas* muy parecidas, parecen no explicar los deslizamientos someros. Dicho de otra forma, el que una celda esté afectada o no por el

fenómeno parece, a priori, que no depende de estas variables. En consecuencia, no parecen ser de utilidad para clasificar las celdas (objetivo del análisis de regresión logística) en los dos grupos definidos por la variable dependiente *DESLIZ_SOMEROS*.

En el gráfico superior de la figura 3.32 se observa que el 35% de los deslizamientos someros de la población de celdas con la que se pretende crear el modelo, se encuentran entre los 2105 y 2320 metros de altitud (variable *ALTURA_5*). También podemos decir que aproximadamente el 80% de los deslizamientos someros cartografiados se encuentran entre los 1889 y los 2563 metros de altitud. Por encima de los 2751 metros la ocurrencia es muy baja (*ALTURA_8*) y desaparece por completo por encima de 2967 m (*ALTURA_9* y *10*) ya que la disponibilidad de pastos y prados es prácticamente nula. Tampoco hay celdas afectadas por debajo de 1458 m (*ALTURA_1*) pues el gradiente es muy bajo.

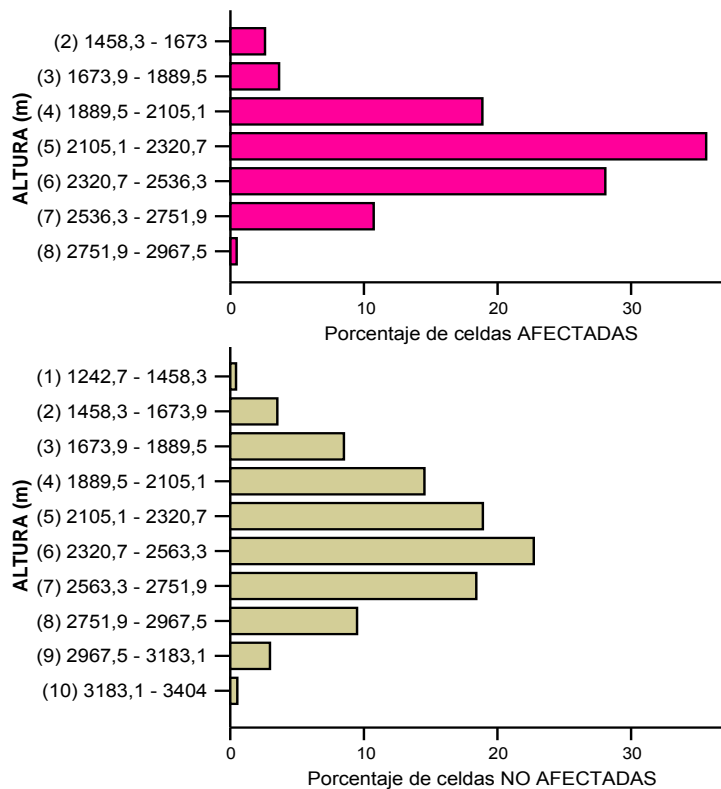


Figura 3.32.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por deslizamientos someros en los 10 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *altura*.

En el gráfico superior de la figura 3.33 se aprecia que es en las laderas soleadas del Suroeste donde se producen más deslizamientos someros.

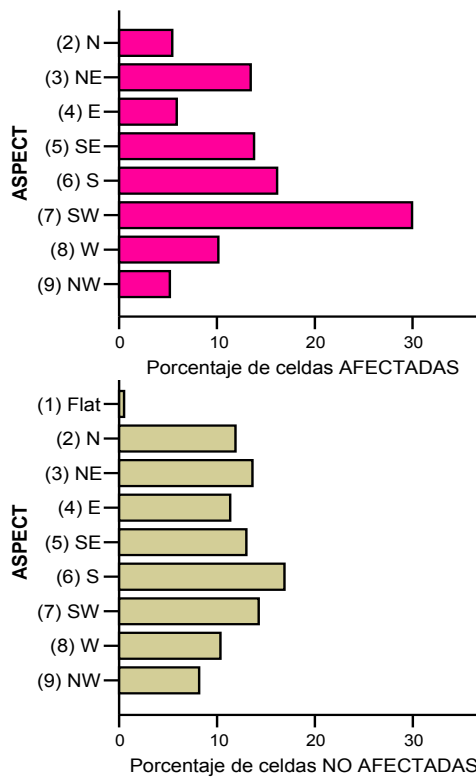


Figura 3.33.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por deslizamientos someros en los 9 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *ASPECT*.

En el gráfico superior de la figura 3.34 se aprecia que el 85% de las celdas con deslizamientos someros cartografiados se encuentran en zonas de baja *acumulación de la escorrentía superficial* (variable *FLOWACCU_2*). Podríamos pensar que estamos ante una variable que predice muy bien el inicio de *debris flows*, sin embargo, en el gráfico inferior vemos que el 77% de las celdas no afectadas también se encuentran en zonas de acumulación baja (*FLOWACCU_2*). Por lo tanto *FLOWACCU_2* no es una buena variable predictora de *DESLIZ_SOMEROS*, simplemente es la más abundante en la zona de estudio.

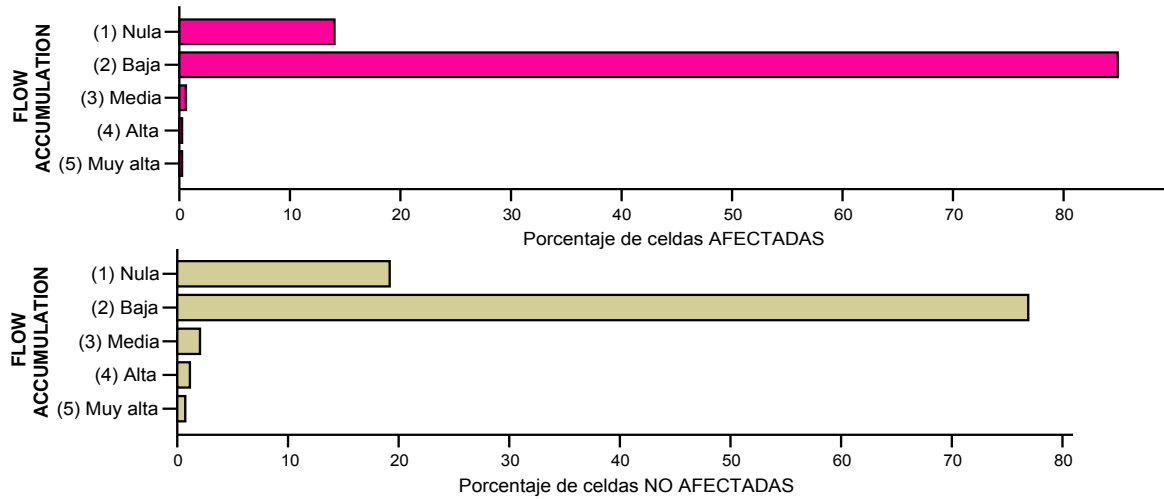


Figura 3.34.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por deslizamientos someros en los 5 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *FLOWACCU* (*flow accumulation*).

El gráfico superior de la figura 3.35 revela cómo los deslizamientos someros muestran una mayor concentración cuando la *curvatura en la dirección de la ladera* es plana (variable *PLAN_4*, 58%), seguido de laderas cóncavas (variable *PLAN_3*, 21%). Sin embargo *PLAN_4* no parece ser buena predictora de *DESLIZ_SOMEROS* puesto que, como se observa en el gráfico inferior, el porcentaje de celdas no afectadas para esta variable es el mismo.

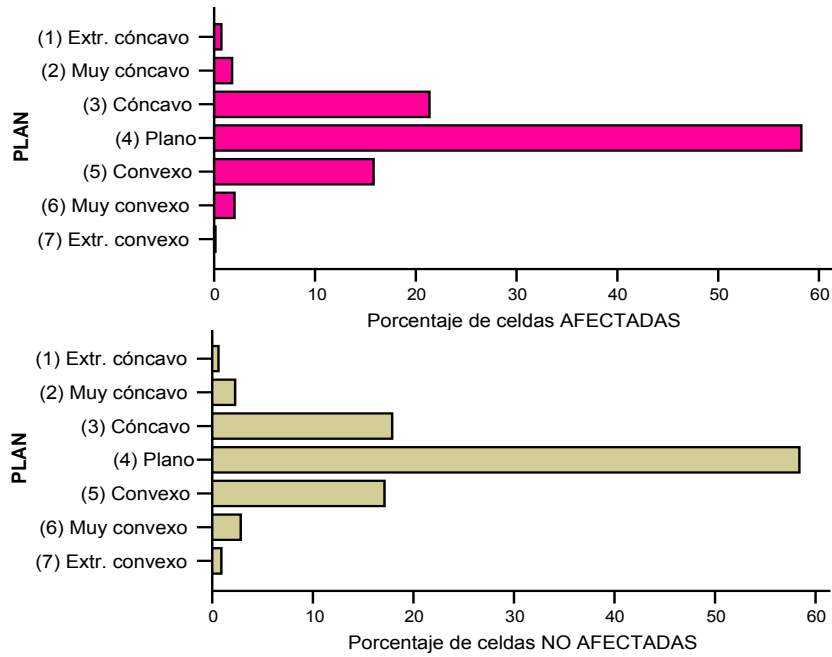


Figura 3.35.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por deslizamientos someros en los 7 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *PLAN* (curvatura en la dirección de la ladera).

El gráfico superior de la figura 3.36 muestra cómo los deslizamientos someros presentan una mayor concentración en las celdas cuya *curvatura según el buzamiento* es plana (*PROFILE_4*, 45%). Sin embargo *PROFILE_4* también coincide con un gran número de celdas no afectadas, 52%. Las dos distribuciones son muy parecidas.

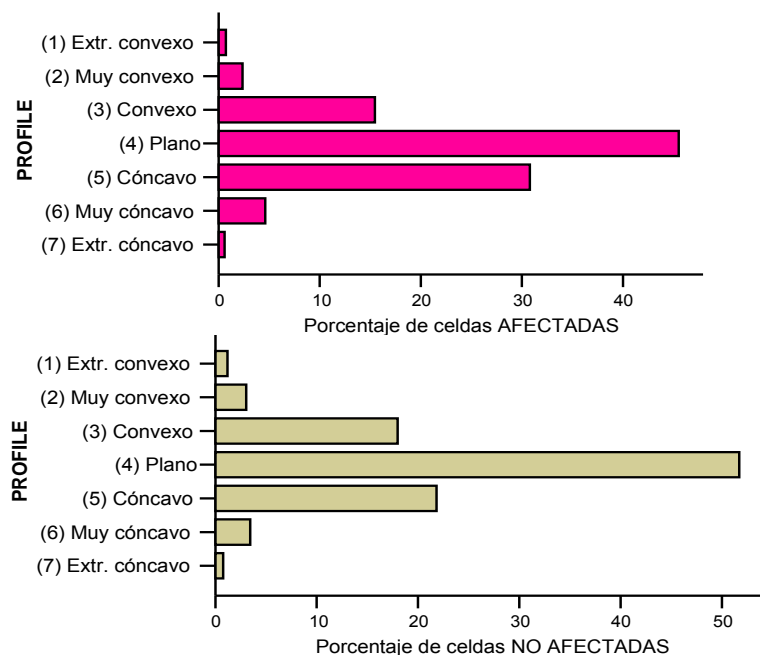


Figura 3.36.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por deslizamientos someros en los 7 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *PROFILE* (curvatura según el buzamiento de la ladera).

El gráfico superior de la figura 3.37 refleja que apenas hay celdas afectadas por debajo de 17,6° ni por encima de 61,7°. La mayor parte de los inicios de *debris flows* se producen entre 35,2° y 44,1° (variable *SLOPE_5*, 51%).

La figura 3.38 muestra que la mayor parte de las celdas afectadas se dedican a pastoreo (variable *USO_3*, 70%) o son zonas *sin aprovechamiento* (variable *USO_4*, 30%). Sin embargo, estas mismas variables coinciden con un gran número de celdas no afectadas. A priori, no parece que sean buenas predictoras de *DESLIZ_SOMEROS*.

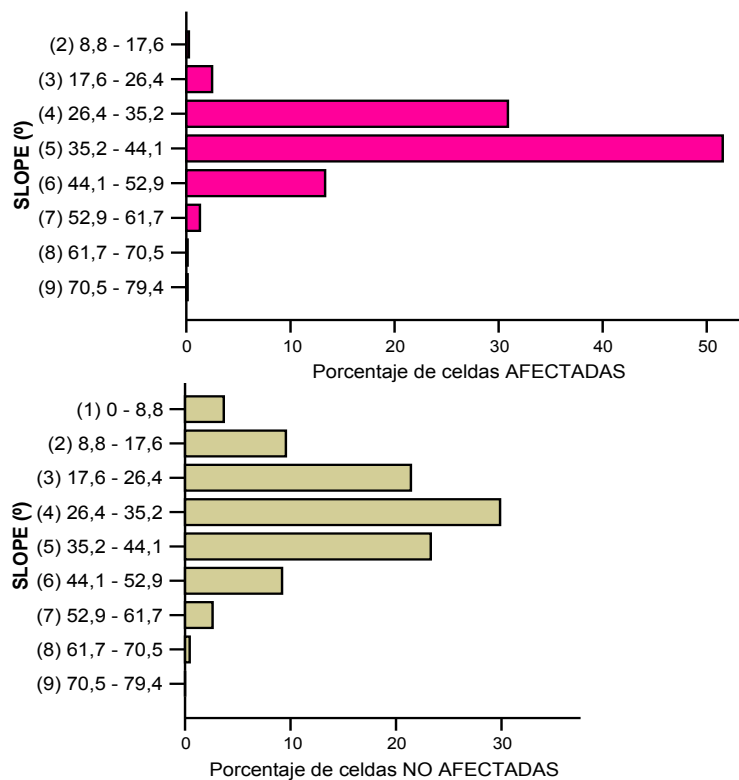


Figura 3.37.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por deslizamientos someros en los 9 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *SLOPE* (pendiente).

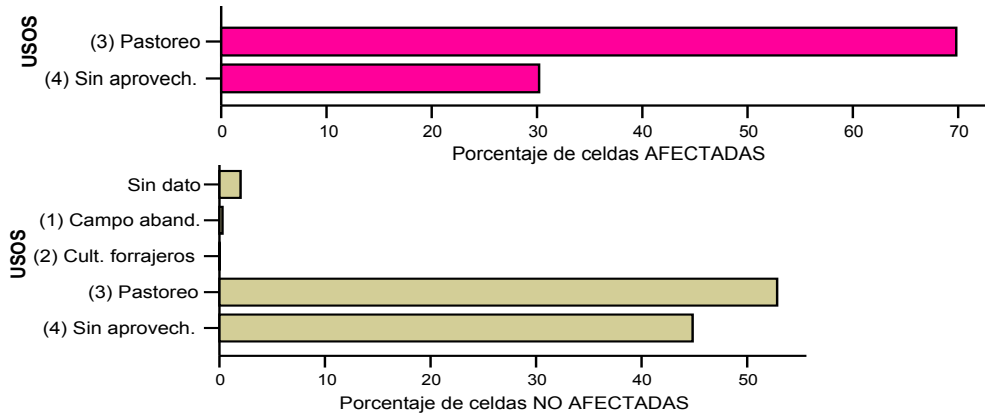


Figura 3.38.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por deslizamientos someros en los 4 indicadores en que se ha recodificado la variable categórica *USOS* (usos del suelo).

En el gráfico superior de la figura 3.39 se observa cómo la mayor parte de las celdas afectadas (49%) se encuentran en zonas de *pastos y prados* (variable *VEGET_5*). Como ya se ha indicado, las variables referentes a la vegetación proceden de una cartografía a escala 1:100.000. La posterior cartografía de detalle (Fig. 3.30) ha permitido comprobar que todos los deslizamientos someros que aparecen en la zona de estudio en realidad se producen en pastos y prados (Fig. 3.40).

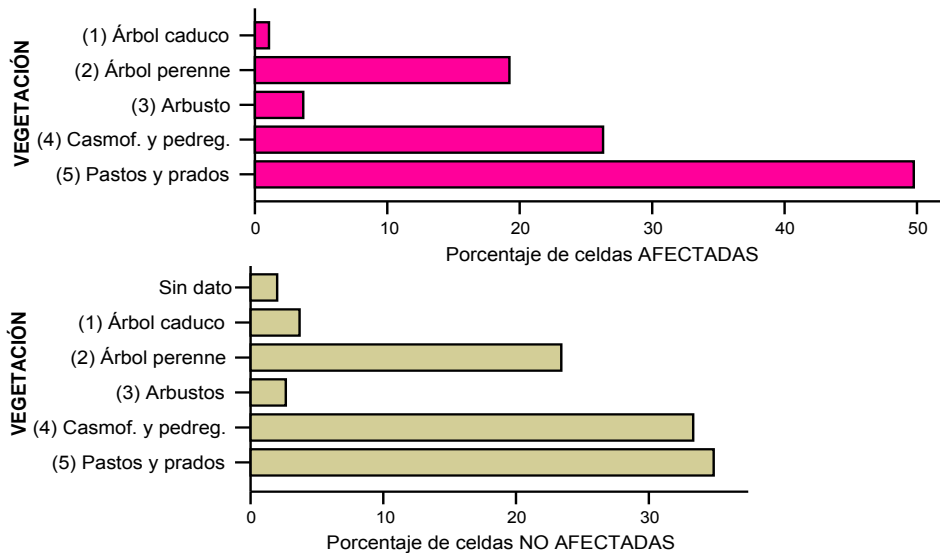


Figura 3.39.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por deslizamientos someros en los 5 indicadores en que se ha recodificado la variable categórica *VEGET* (cobertura vegetal).

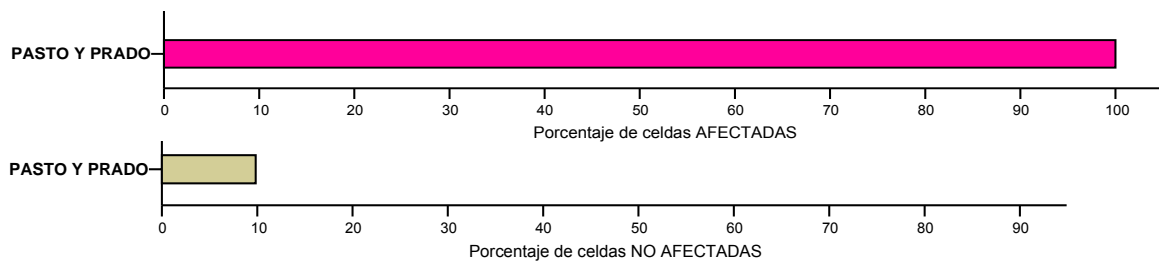


Figura 3.40.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por deslizamientos someros en la variable *PASTO_PRADO*

Una vez identificadas todas las variables disponibles y su formato, el siguiente paso consiste en seleccionar aquellas que estadísticamente diferencian mejor los dos grupos que define la variable dependiente *DESLIZ_SOMEROS* e incluirlas en el modelo predictivo final.

De entre las opciones que ofrece el procedimiento de regresión logística de *SPSS* optamos el método de *selección por pasos*, ya que de forma automática, y utilizando criterios estadísticos, este procedimiento analítico incluye en el modelo las variables que son significativas y excluye las que no lo son. En concreto se utilizó la selección por pasos denominada *Adelante Condicional*. Se llaman *adelante* porque parte del modelo nulo (modelo que no incluye ninguna variable independiente) y va incorporando las variables independientes paso a paso hasta que no quedan variables significativas por incorporar.

Este método va incorporando aquellas variables independientes cuyo estadístico de puntuación, siendo significativo, posee la probabilidad asociada más pequeña. Tras incorporar al modelo una nueva variable, todas las variables incluidas hasta ese momento son revisadas para determinar si existe alguna que debe ser excluida. Es decir, se determina si como consecuencia de la nueva incorporación, el estadístico de puntuación de alguna variable ha dejado de ser significativo. El proceso se detiene cuando quedan incluidas todas las variables cuyo estadístico de puntuación sea significativo.

La significación (*Sig.*) representa el nivel de error estadístico, en otras palabras, es la posibilidad de que la prueba incorpore al modelo una variable mala. A medida que este nivel de error se acerca a cero se reduce esta posibilidad, pero también disminuye la probabilidad de incorporar cualquier variable buena, con lo que se reduce el poder de esta prueba

estadística. Por lo tanto, hay que conseguir un nivel de error equilibrado. Las directrices convencionales sugieren niveles de error de 0,05 (Hair *et al.*, 1999).

La figura 3.41 ofrece una prueba de ajuste global. El estadístico *chi-cuadrado* permite contrastar si se mejora el ajuste del modelo en cada paso con respecto al anterior. La figura informa, paso a paso, de las variaciones producidas en el ajuste como consecuencia de la incorporación (o eliminación) de cada nueva variable. En cada paso se muestran tres tipos de información:

- La fila *Paso* informa sobre la mejora en el ajuste debida a la variable recién incorporada (la mejora se evalúa respecto al ajuste obtenido en el paso previo).
- La fila *Modelo* informa sobre la mejora en el ajuste con respecto al paso 0 (inicial) debida al total de variables incluidas.

El análisis consta de 15 pasos y todas las variables incluidas suponen una mejora significativa (*Sig.* < 0,05) del ajuste respecto al paso anterior [*Paso*], y el modelo resultante [*Modelo*].

		Chi-cuadrado	gl	Sig.
Paso 1	Paso	3492.625	1	.000
	Modelo	3492.625	1	.000
Paso 2	Paso	404.929	1	.000
	Modelo	3897.554	2	.000
Paso 3	Paso	249.786	1	.000
	Modelo	4147.340	3	.000
Paso 4	Paso	283.053	1	.000
	Modelo	4430.393	4	.000
Paso 5	Paso	66.058	1	.000
	Modelo	4496.451	5	.000
Paso 6	Paso	34.261	1	.000
	Modelo	4530.713	6	.000
Paso 7	Paso	6.889	1	.009
	Modelo	4537.602	7	.000
Paso 8	Paso	6.987	1	.008
	Modelo	4544.589	8	.000
Paso 9	Paso	22.655	1	.000
	Modelo	4567.244	9	.000
Paso 10	Paso	12.532	1	.000
	Modelo	4579.776	10	.000
Paso 11	Paso	7.102	1	.008
	Modelo	4586.878	11	.000
Paso 12	Paso	5.959	1	.015

	Modelo	4592.837	12	.000
Paso 13	Paso	4.934	1	.026
	Modelo	4597.771	13	.000
Paso 14	Paso	4.927	1	.026
	Modelo	4602.699	14	.000
Paso 15	Paso	4.192	1	.041
	Modelo	4606.891	15	.000

Figura 3.41.- Tabla con los resultados de las pruebas *ómnibus* sobre los coeficientes del modelo (contrastes de ajuste global).

En los estadísticos de ajuste global de la figura 3.42 también se puede apreciar que el ajuste global del modelo va mejorando en cada paso, mientras que el valor de la razón de verosimilitudes ($-2 \log de la verosimilitud$) va disminuyendo paulatinamente.

Paso	-2 log de la verosimilitud	R cuadrado de Cox y Snell	R cuadrado de Nagelkerke
1	2829.861	.227	.609
2	2424.932	.250	.670
3	2175.146	.263	.707
4	1892.092	.279	.748
5	1826.035	.282	.757
6	1791.773	.284	.762
7	1784.884	.284	.763
8	1777.897	.285	.764
9	1755.242	.286	.767
10	1742.710	.286	.769
11	1735.608	.287	.770
12	1729.648	.287	.771
13	1724.714	.287	.772
14	1719.787	.288	.772
15	1715.595	.288	.773

Figura 3.42.- Tabla resumen de los modelos (estadísticos de ajuste global).

Estimación de los pesos o coeficientes *B* de las variables seleccionadas

La figura 3.43 informa sobre las variables incorporadas al modelo en cada uno de los pasos. También informa sobre los coeficientes logísticos *B* y su significación (*Sig.*). Generalmente, el paso que interesa valorar es el último, dado que es el que contiene el modelo final. De las 36 variables independientes seleccionadas para el análisis, la regresión logística por pasos adelante condicional ha elegido 15.

		B	Sig.
Paso 1(a)	pasto_prado	20.805	.956
	Constante	-21.203	.955
Paso 2(b)	slope_5	2.084	.000
	pasto_prado	21.106	.953
	Constante	-22.108	.951
Paso 3(c)	slope_5	2.399	.000
	slope_6	3.558	.000
	pasto_prado	21.638	.950
	Constante	-22.954	.947
Paso 4(d)	slope_4	2.656	.000
	slope_5	4.162	.000
	slope_6	5.322	.000
	pasto_prado	21.626	.949
	Constante	-24.705	.942
Paso 5(e)	slope_4	3.076	.000
	slope_5	4.582	.000
	slope_6	5.742	.000
	slope_7	5.897	.000
	pasto_prado	21.769	.948
	Constante	-25.268	.940
Paso 6(f)	aspect_6	-.868	.000
	slope_4	3.102	.000
	slope_5	4.682	.000
	slope_6	5.939	.000
	slope_7	6.148	.000
	pasto_prado	21.914	.947
	Constante	-25.302	.939
Paso 7(g)	aspect_6	-.866	.000
	slope_4	3.150	.000
	slope_5	4.730	.000
	slope_6	5.987	.000
	slope_7	6.196	.000
	slope_9	15.275	.962
	pasto_prado	22.810	.951
	Constante	-26.247	.943
Paso 8(h)	aspect_6	-.864	.000
	slope_4	3.202	.000
	slope_5	4.781	.000
	slope_6	6.037	.000
	slope_7	6.247	.000
	slope_8	14.864	.959
	slope_9	17.255	.981
	pasto_prado	26.669	.946
Constante	-30.157	.939	
Paso 9(i)	aspect_6	-.866	.000
	slope_3	16.097	.984

	slope_4	18.691	.981
	slope_5	20.271	.979
	slope_6	21.527	.978
	slope_7	21.737	.978
	slope_8	30.353	.971
	slope_9	32.745	.975
	pasto_prado	26.669	.946
	Constante	-45.647	.959
Paso 10(j)	aspect_6	-.968	.000
	aspect_8	-.673	.000
	slope_3	16.102	.984
	slope_4	18.715	.981
	slope_5	20.316	.979
	slope_6	21.611	.978
	slope_7	21.879	.978
	slope_8	30.286	.971
	slope_9	32.669	.975
	pasto_prado	26.538	.946
	Constante	-45.454	.959
Paso 11(k)	altura_4	-.370	.008
	aspect_6	-.969	.000
	aspect_8	-.681	.000
	slope_3	16.114	.984
	slope_4	18.738	.981
	slope_5	20.306	.979
	slope_6	21.615	.978
	slope_7	21.850	.978
	slope_8	30.560	.971
	slope_9	32.749	.976
	pasto_prado	26.857	.946
	Constante	-45.693	.958
Paso 12(l)	altura_4	-.370	.008
	aspect_6	-.962	.000
	aspect_8	-.686	.000
	plan_1	3.127	.020
	slope_3	16.083	.984
	slope_4	18.760	.981
	slope_5	20.326	.979
	slope_6	21.638	.978
	slope_7	21.776	.978
	slope_8	30.477	.971
	slope_9	31.443	.987
	pasto_prado	27.328	.944
	Constante	-46.190	.958
Paso 13(m)	altura_4	-.368	.008
	aspect_4	-.546	.026
	aspect_6	-1.014	.000
	aspect_8	-.737	.000
	plan_1	3.353	.012
	slope_3	16.078	.984
	slope_4	18.742	.981

	slope_5	20.319	.979
	slope_6	21.630	.978
	slope_7	21.749	.978
	slope_8	30.395	.971
	slope_9	31.334	.988
	pasto_prado	27.410	.943
	Constante	-46.208	.958
Paso 14(n)	altura_3	-.589	.028
	altura_4	-.411	.003
	aspect_4	-.557	.024
	aspect_6	-1.009	.000
	aspect_8	-.755	.000
	plan_1	3.318	.013
	slope_3	16.044	.984
	slope_4	18.695	.981
	slope_5	20.259	.979
	slope_6	21.558	.978
	slope_7	21.739	.978
	slope_8	30.344	.971
	slope_9	31.262	.988
	pasto_prado	27.428	.943
	Constante	-46.130	.958
Paso 15(o)	altura_3	-.603	.025
	altura_4	-.424	.003
	altura_8	-1.525	.044
	aspect_4	-.566	.022
	aspect_6	-.993	.000
	aspect_8	-.765	.000
	plan_1	3.321	.013
	slope_3	16.042	.984
	slope_4	18.695	.981
	slope_5	20.267	.979
	slope_6	21.577	.978
	slope_7	21.729	.978
	slope_8	30.336	.971
	slope_9	31.971	.991
	pasto_prado	27.357	.943
	Constante	-46.051	.958

- a Variable(s) introducida(s) en el paso 1: pasto_prado.
b Variable(s) introducida(s) en el paso 2: slope_5.
c Variable(s) introducida(s) en el paso 3: slope_6.
d Variable(s) introducida(s) en el paso 4: slope_4.
e Variable(s) introducida(s) en el paso 5: slope_7.
f Variable(s) introducida(s) en el paso 6: aspect_6.
g Variable(s) introducida(s) en el paso 7: slope_9.
h Variable(s) introducida(s) en el paso 8: slope_8.
i Variable(s) introducida(s) en el paso 9: slope_3.
j Variable(s) introducida(s) en el paso 10: aspect_8.
k Variable(s) introducida(s) en el paso 11: altura_4.

- l Variable(s) introducida(s) en el paso 12: plan_1.
- m Variable(s) introducida(s) en el paso 13: aspect_4.
- n Variable(s) introducida(s) en el paso 14: altura_3.
- o Variable(s) introducida(s) en el paso 15: altura_8.

Figura 3.43.- Tabla con las variables incluidas en el modelo (estimaciones y significación de los coeficientes).

Al igual que en un modelo de regresión lineal múltiple, estos coeficientes logísticos B pueden utilizarse para construir una ecuación lineal, y de esta forma, obtener los pronósticos lineales:

$$Pr = B_0 + B_1X_1 + B_2X_2 + \dots + B_nX_n$$

quedando la expresión:

$$Pr = - 46,051 - 0,603 \text{ altura_3} - 0,424 \text{ altura_4} - 1,525 \text{ altura_8} - 0,566 \text{ aspect_4} - 0,993 \text{ aspect_6} - 0,765 \text{ aspect_8} + 3,321 \text{ plan_1} + 16,042 \text{ slope_3} + 18,695 \text{ slope_4} + 20,267 \text{ slope_5} + 21,577 \text{ slope_6} + 21,729 \text{ slope_7} + 30,336 \text{ slope_8} + 31,971 \text{ slope_9} + 27,357 \text{ pasto_prado}$$

Transformando la ecuación Pr a escala logística se obtienen la probabilidad de que cada celda sea afectada por un deslizamiento somero según el modelo. Es decir, las probabilidades que el modelo vaticina se obtienen transformando Pr (la ecuación de regresión lineal) a escala logística:

$$P(DF \cdot INI = 1) = \frac{1}{1 + e^{-Pr}}$$

La ecuación que estima la probabilidad de deslizamiento somero en cada celda quedaría de la siguiente forma:

$$P(DF \cdot INI = 1) = 1 / [1 + e^{-(- 46,051 - 0,603 \text{ altura_3} - 0,424 \text{ altura_4} - 1,525 \text{ altura_8} - 0,566 \text{ aspect_4} - 0,993 \text{ aspect_6} - 0,765 \text{ aspect_8} + 3,321 \text{ plan_1} + 16,042 \text{ slope_3} + 18,695 \text{ slope_4} + 20,267 \text{ slope_5} + 21,577 \text{ slope_6} + 21,729 \text{ slope_7} + 30,336 \text{ slope_8} + 31,971 \text{ slope_9} + 27,357 \text{ pasto_prado})}]$$

La figura 3.44 muestra algunos estadísticos descriptivos referidos a la probabilidad que pronostica el modelo para la población de celdas con la que se ha generado dicho modelo (13.568 celdas, 9 km²). En ella se comprueba que las probabilidades pronosticadas oscilan entre 0 y 1 y que la probabilidad media de inicio de *debris flows* es de 0,06.

	N	Mínimo	Máximo	Media	Desv. típ.
Probabilidad pronosticada	13568	,00000	1,00000	,0622052	,19334385
N válido (según lista)	13568				

Figura 3.44.- Tabla con los estadísticos descriptivos de la probabilidad que pronostica el modelo para el grupo de celdas con el que se ha generado dicho modelo (13.568 celdas, 9 km²).

La figura 3.45 ofrece, para cada paso, una evaluación de la pérdida de ajuste que se produciría en el modelo si se eliminaran, una a una, las variables ya incluidas. Esto sirve para valorar la conveniencia de excluir en un paso dado alguna de las variables previamente incluidas. Recuérdese que los métodos de selección de variables por pasos hacia adelante permiten la exclusión de una variable previamente incluida si se aprecia una pérdida en su significación como consecuencia de la incorporación de nuevas variables.

Variable		Log verosimilitud del modelo	Cambio en -2 log de la verosimilitud	Sig. del cambio
Paso 1	pasto_prado	-7309.542	11789.222	.000
Paso 2	slope_5	-1415.323	405.715	.000
	pasto_prado	-7787.504	13150.077	.000
Paso 3	slope_5	-1341.117	507.089	.000
	slope_6	-1215.967	256.788	.000
	pasto_prado	-9450.112	16725.078	.000
Paso 4	slope_4	-1114.545	336.997	.000
	slope_5	-1433.201	974.310	.000
	slope_6	-1164.701	437.309	.000
	pasto_prado	-9422.929	16953.766	.000
Paso 5	slope_4	-1115.462	404.890	.000
	slope_5	-1482.304	1138.574	.000
	slope_6	-1148.983	471.931	.000
	slope_7	-946.447	66.860	.000
	pasto_prado	-10137.853	18449.670	.000
Paso 6	aspect_6	-913.124	34.475	.000
	slope_4	-1099.687	407.600	.000
	slope_5	-1473.776	1155.778	.000
	slope_6	-1141.038	490.303	.000
	slope_7	-931.047	70.320	.000

Paso 7	pasto_prado	-10546.713	19301.652	.000
	aspect_6	-909.570	34.256	.000
	slope_4	-1100.045	415.206	.000
	slope_5	-1480.170	1175.456	.000
	slope_6	-1140.094	495.304	.000
	slope_7	-928.012	71.140	.000
	slope_9	-896.002	7.120	.008
Paso 8	pasto_prado	-10537.531	19290.177	.000
	aspect_6	-905.967	34.037	.000
	slope_4	-1100.505	423.113	.000
	slope_5	-1486.995	1196.092	.000
	slope_6	-1139.435	500.973	.000
	slope_7	-924.946	71.994	.000
	slope_8	-892.575	7.253	.007
Paso 9	slope_9	-892.467	7.037	.008
	pasto_prado	-10534.462	19291.028	.000
	aspect_6	-894.756	34.270	.000
	slope_3	-893.109	30.976	.000
	slope_4	-1038.361	321.479	.000
	slope_5	-1327.776	900.311	.000
	slope_6	-1661.055	1566.868	.000
Paso 10	slope_7	-1721.631	1688.020	.000
	slope_8	-3271.300	4787.359	.000
	slope_9	-956.623	158.005	.000
	pasto_prado	-10538.974	19322.706	.000
	aspect_6	-891.888	41.067	.000
	aspect_8	-877.635	12.561	.000
	slope_3	-886.955	31.200	.000
Paso 11	slope_4	-1034.756	326.803	.000
	slope_5	-1329.727	916.744	.000
	slope_6	-1674.744	1606.778	.000
	slope_7	-1752.904	1763.097	.000
	slope_8	-3245.069	4747.429	.000
	slope_9	-953.502	164.293	.000
	pasto_prado	-10673.420	19604.130	.000
Paso 12	altura_4	-871.359	7.110	.008
	aspect_6	-888.344	41.080	.000
	aspect_8	-874.154	12.700	.000
	slope_3	-883.571	31.534	.000
	slope_4	-1033.230	330.853	.000
	slope_5	-1320.852	906.095	.000
	slope_6	-1667.842	1600.076	.000
Paso 12	slope_7	-1736.176	1736.743	.000
	slope_8	-3320.266	4904.923	.000
	slope_9	-897.714	59.820	.000
	pasto_prado	-10825.089	19914.570	.000
	altura_4	-868.378	7.107	.008
	aspect_6	-885.038	40.427	.000
	aspect_8	-871.224	12.800	.000
Paso 12	plan_1	-867.820	5.991	.014
	slope_3	-880.134	30.620	.000

	slope_4	-1031.671	333.693	.000
	slope_5	-1319.310	908.972	.000
	slope_6	-1667.449	1605.249	.000
	slope_7	-1707.073	1684.498	.000
	slope_8	-3359.191	4988.733	.000
	slope_9	-875.717	21.786	.000
	pasto_prado	-10943.375	20157.101	.000
Paso 13	altura_4	-865.852	6.989	.008
	aspect_4	-864.827	4.939	.026
	aspect_6	-884.281	43.847	.000
	aspect_8	-869.630	14.546	.000
	plan_1	-865.806	6.898	.009
	slope_3	-877.578	30.442	.000
	slope_4	-1025.667	326.619	.000
	slope_5	-1311.766	898.817	.000
	slope_6	-1658.001	1591.288	.000
	slope_7	-1692.164	1659.613	.000
	slope_8	-3340.198	4955.681	.000
	slope_9	-873.669	22.624	.000
	pasto_prado	-10857.733	19990.752	.000
Paso 14	altura_3	-862.359	4.932	.026
	altura_4	-864.181	8.574	.003
	aspect_4	-862.451	5.115	.024
	aspect_6	-881.575	43.362	.000
	aspect_8	-867.495	15.202	.000
	plan_1	-863.267	6.747	.009
	slope_3	-874.563	29.339	.000
	slope_4	-1015.874	311.961	.000
	slope_5	-1289.817	859.846	.000
	slope_6	-1626.214	1532.641	.000
	slope_7	-1678.124	1636.462	.000
	slope_8	-3313.648	4907.510	.000
	slope_9	-871.105	22.424	.000
	pasto_prado	-10766.770	19813.753	.000
Paso 15	altura_3	-860.379	5.162	.023
	altura_4	-862.348	9.101	.003
	altura_8	-859.899	4.203	.040
	aspect_4	-860.429	5.262	.022
	aspect_6	-878.595	41.594	.000
	aspect_8	-865.581	15.567	.000
	plan_1	-861.172	6.749	.009
	slope_3	-872.438	29.281	.000
	slope_4	-1013.723	311.850	.000
	slope_5	-1289.268	862.941	.000
	slope_6	-1629.209	1542.823	.000
	slope_7	-1672.589	1629.583	.000
	slope_8	-3317.860	4920.125	.000
	slope_9	-870.932	26.269	.000
	pasto_prado	-10196.585	18677.575	.000

Figura 3.45.- Tabla de la pérdida de ajuste del modelo al excluir variables.

La figura 3.46 muestra información sobre las variables todavía no incluidas en el modelo en cada paso. La variable con un mayor *estadístico de puntuación de Rao*, siempre que éste sea significativo, será incluida en el siguiente paso. Este estadístico mide las diferencias entre las medias de los grupos. En cada paso se introduce la variable que maximiza el incremento en el estadístico de Rao. En ella se puede ver que, de las variables no incluidas en el primer paso, la variable SLOPE_5 es la que tiene un estadístico de puntuación más alto (401.762). Dado que éste además es significativo (*Sig.* = 0,000), dicha variable es incorporada al modelo en el siguiente paso. En el resto de los pasos se aplica el mismo criterio.

			Puntuación de Rao	Sig.
Paso 1	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	6.669	.010
		altura_3	35.898	.000
		altura_4	22.656	.000
		altura_5	.532	.466
		altura_6	19.217	.000
		altura_7	20.057	.000
		altura_8	.483	.487
		altura_9	.000	1.000
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	6.404	.011
		aspect_3	.004	.951
		aspect_4	8.484	.004
		aspect_5	.640	.424
		aspect_6	8.702	.003
		aspect_7	37.765	.000
		aspect_8	.610	.435
		aspect_9	.040	.841
		plan_1	4.048	.044
		plan_2	7.247	.007
		plan_3	18.607	.000
		plan_4	45.057	.000
		plan_5	7.276	.007
		plan_6	2.809	.094
		plan_7	1.489	.222
		profile_1	8.954	.003
		profile_2	10.129	.001
		profile_3	.015	.903
		profile_4	51.777	.000
		profile_5	24.343	.000

		profile_6	23.658	.000
		profile_7	2.851	.091
		slope_1	58.069	.000
		slope_2	174.411	.000
		slope_3	258.188	.000
		slope_4	.151	.697
		slope_5	401.762	.000
		slope_6	139.393	.000
		slope_7	13.304	.000
		slope_8	1.489	.222
		slope_9	1.489	.222
		flowaccu_1	1.195	.274
		flowaccu_2	11.300	.001
		flowaccu_3	14.265	.000
		flowaccu_4	5.143	.023
		flowaccu_5	5.747	.017
Paso 2	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	2.588	.108
		altura_3	20.318	.000
		altura_4	9.820	.002
		altura_5	1.699	.192
		altura_6	10.178	.001
		altura_7	3.401	.065
		altura_8	1.420	.233
		altura_9	.000	1.000
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	1.564	.211
		aspect_3	.308	.579
		aspect_4	6.670	.010
		aspect_5	1.350	.245
		aspect_6	15.028	.000
		aspect_7	25.967	.000
		aspect_8	.941	.332
		aspect_9	.286	.593
		plan_1	5.401	.020
		plan_2	3.501	.061
		plan_3	14.811	.000
		plan_4	27.243	.000
		plan_5	2.297	.130
		plan_6	1.021	.312
		plan_7	2.724	.099
		profile_1	13.090	.000
		profile_2	4.618	.032
		profile_3	.390	.533
		profile_4	28.101	.000
		profile_5	5.549	.018
		profile_6	24.726	.000
		profile_7	7.108	.008
		slope_1	32.255	.000
		slope_2	100.118	.000

		slope_3	135.285	.000
		slope_4	96.708	.000
		slope_6	279.917	.000
		slope_7	25.852	.000
		slope_8	2.724	.099
		slope_9	2.724	.099
		flowaccu_1	.148	.701
		flowaccu_2	4.301	.038
		flowaccu_3	7.419	.006
		flowaccu_4	3.416	.065
		flowaccu_5	2.453	.117
Paso 3	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.566	.452
		altura_3	12.190	.000
		altura_4	5.716	.017
		altura_5	2.768	.096
		altura_6	5.790	.016
		altura_7	.630	.427
		altura_8	3.759	.053
		altura_9	.000	1.000
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.333	.564
		aspect_3	1.355	.244
		aspect_4	4.754	.029
		aspect_5	2.073	.150
		aspect_6	27.862	.000
		aspect_7	32.022	.000
		aspect_8	3.003	.083
		aspect_9	.086	.769
		plan_1	7.631	.006
		plan_2	.286	.593
		plan_3	5.643	.018
		plan_4	11.191	.001
		plan_5	1.180	.277
		plan_6	.384	.535
		plan_7	.107	.744
		profile_1	5.782	.016
		profile_2	1.204	.273
		profile_3	1.331	.249
		profile_4	6.463	.011
		profile_5	.731	.393
		profile_6	1.019	.313
		profile_7	2.262	.133
		slope_1	23.678	.000
		slope_2	74.316	.000
		slope_3	90.585	.000
		slope_4	257.320	.000
		slope_7	36.090	.000
		slope_8	3.731	.053
		slope_9	3.731	.053

		flowaccu_1	.040	.841
		flowaccu_2	1.317	.251
		flowaccu_3	4.377	.036
		flowaccu_4	2.243	.134
		flowaccu_5	1.425	.233
Paso 4	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.529	.467
		altura_3	3.742	.053
		altura_4	7.713	.005
		altura_5	3.912	.048
		altura_6	2.453	.117
		altura_7	.138	.711
		altura_8	4.822	.028
		altura_9	.000	1.000
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.094	.759
		aspect_3	3.467	.063
		aspect_4	1.365	.243
		aspect_5	1.042	.307
		aspect_6	30.476	.000
		aspect_7	18.349	.000
		aspect_8	4.426	.035
		aspect_9	.902	.342
		plan_1	18.365	.000
		plan_2	.016	.900
		plan_3	3.533	.060
		plan_4	6.371	.012
		plan_5	.258	.611
		plan_6	.252	.616
		plan_7	.107	.744
		profile_1	6.103	.013
		profile_2	1.409	.235
		profile_3	.013	.909
		profile_4	1.175	.278
		profile_5	.000	.983
		profile_6	1.685	.194
		profile_7	10.590	.001
		slope_1	4.307	.038
		slope_2	15.557	.000
		slope_3	.265	.606
		slope_7	221.128	.000
		slope_8	21.780	.000
		slope_9	21.780	.000
		flowaccu_1	1.250	.263
		flowaccu_2	.455	.500
		flowaccu_3	1.155	.282
		flowaccu_4	.185	.667
		flowaccu_5	.008	.929
Paso 5	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.605	.437

		altura_3	4.278	.039
		altura_4	6.533	.011
		altura_5	5.131	.024
		altura_6	1.257	.262
		altura_7	.075	.784
		altura_8	4.795	.029
		altura_9	.000	.999
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.337	.562
		aspect_3	4.780	.029
		aspect_4	.861	.353
		aspect_5	1.581	.209
		aspect_6	34.067	.000
		aspect_7	16.776	.000
		aspect_8	5.919	.015
		aspect_9	.845	.358
		plan_1	11.848	.001
		plan_2	.018	.894
		plan_3	2.920	.087
		plan_4	4.516	.034
		plan_5	.160	.689
		plan_6	.021	.884
		plan_7	.107	.744
		profile_1	6.306	.012
		profile_2	1.517	.218
		profile_3	.205	.650
		profile_4	.325	.568
		profile_5	.068	.794
		profile_6	.426	.514
		profile_7	.531	.466
		slope_1	2.837	.092
		slope_2	10.304	.001
		slope_3	10.511	.001
		slope_8	33.142	.000
		slope_9	33.142	.000
		flowaccu_1	1.748	.186
		flowaccu_2	.984	.321
		flowaccu_3	.808	.369
		flowaccu_4	.075	.784
		flowaccu_5	.111	.739
Paso 6	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.210	.647
		altura_3	3.503	.061
		altura_4	6.439	.011
		altura_5	2.675	.102
		altura_6	.938	.333
		altura_7	2.166	.141
		altura_8	3.172	.075
		altura_9	.000	.999
		altura_10	.000	1.000

		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.012	.914
		aspect_3	1.325	.250
		aspect_4	2.900	.089
		aspect_5	.020	.887
		aspect_7	6.315	.012
		aspect_8	12.716	.000
		aspect_9	.084	.772
		plan_1	11.316	.001
		plan_2	.037	.848
		plan_3	1.962	.161
		plan_4	2.906	.088
		plan_5	.030	.862
		plan_6	.016	.900
		plan_7	.079	.779
		profile_1	8.286	.004
		profile_2	1.101	.294
		profile_3	.225	.635
		profile_4	.525	.469
		profile_5	.212	.646
		profile_6	.396	.529
		profile_7	.302	.583
		slope_1	2.913	.088
		slope_2	10.335	.001
		slope_3	10.705	.001
		slope_8	29.655	.000
		slope_9	29.655	.000
		flowaccu_1	1.167	.280
		flowaccu_2	.631	.427
		flowaccu_3	.470	.493
		flowaccu_4	.169	.681
		flowaccu_5	.065	.798
Paso 7	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.214	.643
		altura_3	3.407	.065
		altura_4	6.277	.012
		altura_5	2.840	.092
		altura_6	.983	.322
		altura_7	1.622	.203
		altura_8	3.171	.075
		altura_9	.000	1.000
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.006	.937
		aspect_3	1.407	.235
		aspect_4	2.814	.093
		aspect_5	.000	1.000
		aspect_7	6.475	.011
		aspect_8	12.600	.000
		aspect_9	.097	.756
		plan_1	5.352	.021

		plan_2	.037	.847
		plan_3	2.025	.155
		plan_4	2.620	.106
		plan_5	.036	.849
		plan_6	.017	.897
		plan_7	.079	.779
		profile_1	3.129	.077
		profile_2	1.112	.292
		profile_3	.208	.649
		profile_4	.419	.517
		profile_5	.233	.629
		profile_6	.401	.526
		profile_7	.301	.583
		slope_1	2.775	.096
		slope_2	9.851	.002
		slope_3	12.936	.000
		slope_8	31.140	.000
		flowaccu_1	1.241	.265
		flowaccu_2	.702	.402
		flowaccu_3	.448	.503
		flowaccu_4	.157	.692
		flowaccu_5	.079	.778
Paso 8	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.219	.640
		altura_3	3.312	.069
		altura_4	6.798	.009
		altura_5	3.012	.083
		altura_6	1.029	.310
		altura_7	1.636	.201
		altura_8	3.171	.075
		altura_9	.000	.999
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.002	.960
		aspect_3	1.493	.222
		aspect_4	2.729	.099
		aspect_5	.001	.980
		aspect_7	5.959	.015
		aspect_8	12.485	.000
		aspect_9	.111	.739
		plan_1	5.409	.020
		plan_2	.037	.846
		plan_3	2.089	.148
		plan_4	2.348	.125
		plan_5	.002	.963
		plan_6	.018	.893
		plan_7	.079	.779
		profile_1	3.126	.077
		profile_2	1.123	.289
		profile_3	.191	.662
		profile_4	.325	.569

		profile_5	.256	.613
		profile_6	.064	.800
		profile_7	.300	.584
		slope_1	2.637	.104
		slope_2	9.366	.002
		slope_3	15.532	.000
		flowaccu_1	1.317	.251
		flowaccu_2	.777	.378
		flowaccu_3	.427	.514
		flowaccu_4	.144	.704
		flowaccu_5	.095	.758
Paso 9	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.191	.662
		altura_3	2.826	.093
		altura_4	6.975	.008
		altura_5	2.942	.086
		altura_6	.998	.318
		altura_7	1.591	.207
		altura_8	3.164	.075
		altura_9	.000	.999
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.000	.989
		aspect_3	1.299	.254
		aspect_4	2.597	.107
		aspect_5	.000	.992
		aspect_7	6.093	.014
		aspect_8	12.614	.000
		aspect_9	.134	.714
		plan_1	5.211	.022
		plan_2	.033	.856
		plan_3	1.967	.161
		plan_4	2.150	.143
		plan_5	.000	.994
		plan_6	.020	.886
		plan_7	.079	.779
		profile_1	3.130	.077
		profile_2	1.108	.292
		profile_3	.274	.601
		profile_4	.214	.644
		profile_5	.203	.653
		profile_6	.089	.765
		profile_7	.323	.570
		slope_1	.000	.999
		slope_2	.000	.998
		flowaccu_1	1.481	.224
		flowaccu_2	1.122	.289
		flowaccu_3	.288	.592
		flowaccu_4	.023	.879
		flowaccu_5	.430	.512
Paso 10	Variables	altura_1	.000	1.000

		altura_2	.159	.691
		altura_3	3.275	.070
		altura_4	7.112	.008
		altura_5	3.079	.079
		altura_6	1.510	.219
		altura_7	1.040	.308
		altura_8	3.426	.064
		altura_9	.000	.999
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.168	.682
		aspect_3	.300	.584
		aspect_4	4.193	.041
		aspect_5	.408	.523
		aspect_7	2.401	.121
		aspect_9	.000	.987
		plan_1	5.239	.022
		plan_2	.209	.647
		plan_3	1.642	.200
		plan_4	2.026	.155
		plan_5	.011	.915
		plan_6	.139	.709
		plan_7	.068	.794
		profile_1	3.130	.077
		profile_2	1.010	.315
		profile_3	.214	.644
		profile_4	.301	.584
		profile_5	.270	.603
		profile_6	.074	.785
		profile_7	.348	.555
		slope_1	.000	.999
		slope_2	.000	.998
		flowaccu_1	1.408	.235
		flowaccu_2	.984	.321
		flowaccu_3	.377	.539
		flowaccu_4	.052	.819
		flowaccu_5	.357	.550
Paso 11	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.049	.825
		altura_3	4.853	.028
		altura_5	.515	.473
		altura_6	.156	.693
		altura_7	.338	.561
		altura_8	3.862	.049
		altura_9	.000	.999
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.046	.830
		aspect_3	.412	.521
		aspect_4	4.058	.044
		aspect_5	.204	.652

		aspect_7	1.387	.239
		aspect_9	.002	.963
		plan_1	5.134	.023
		plan_2	.147	.701
		plan_3	1.321	.250
		plan_4	1.621	.203
		plan_5	.011	.918
		plan_6	.082	.775
		plan_7	.062	.803
		profile_1	3.021	.082
		profile_2	.939	.333
		profile_3	.195	.659
		profile_4	.362	.547
		profile_5	.303	.582
		profile_6	.088	.766
		profile_7	.281	.596
		slope_1	.000	.999
		slope_2	.000	.998
		flowaccu_1	1.063	.302
		flowaccu_2	.853	.356
		flowaccu_3	.137	.712
		flowaccu_4	.015	.902
		flowaccu_5	.316	.574
Paso 12	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.056	.813
		altura_3	4.702	.030
		altura_5	.459	.498
		altura_6	.160	.689
		altura_7	.361	.548
		altura_8	3.854	.050
		altura_9	.000	.999
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.081	.776
		aspect_3	.502	.479
		aspect_4	4.967	.026
		aspect_5	.185	.667
		aspect_7	1.571	.210
		aspect_9	.007	.935
		plan_2	.155	.694
		plan_3	1.453	.228
		plan_4	1.239	.266
		plan_5	.003	.956
		plan_6	.091	.763
		plan_7	.063	.802
		profile_1	3.016	.082
		profile_2	.966	.326
		profile_3	.151	.698
		profile_4	.218	.640
		profile_5	.172	.678
		profile_6	.098	.754

Paso 13	Variables	profile_7	1.378	.241
		slope_1	.000	.999
		slope_2	.000	.998
		flowaccu_1	1.184	.277
		flowaccu_2	.557	.455
		flowaccu_3	.922	.337
		flowaccu_4	.012	.911
		flowaccu_5	.015	.903
		altura_1	.000	1.000
		altura_2	.170	.680
		altura_3	4.874	.027
		altura_5	.299	.585
		altura_6	.169	.681
		altura_7	.565	.452
		altura_8	3.990	.046
		altura_9	.000	.999
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.274	.601
		aspect_3	.141	.707
		aspect_5	.619	.431
		aspect_7	.538	.463
		aspect_9	.012	.914
		plan_2	.193	.661
		plan_3	1.463	.227
		plan_4	1.393	.238
		plan_5	.001	.974
		plan_6	.192	.661
		plan_7	.059	.808
		profile_1	3.016	.082
		profile_2	.978	.323
		profile_3	.107	.744
		profile_4	.262	.608
profile_5	.173	.677		
profile_6	.106	.745		
profile_7	1.633	.201		
slope_1	.000	.999		
slope_2	.000	.998		
flowaccu_1	1.425	.233		
flowaccu_2	.720	.396		
flowaccu_3	.809	.368		
flowaccu_4	.025	.875		
flowaccu_5	.047	.829		
Paso 14	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.110	.740
		altura_5	.001	.974
		altura_6	.000	.987
		altura_7	.274	.601
		altura_8	4.229	.040
		altura_9	.000	.999
		altura_10	.000	1.000

		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.315	.575
		aspect_3	.082	.775
		aspect_5	.422	.516
		aspect_7	.434	.510
		aspect_9	.000	.997
		plan_2	.190	.663
		plan_3	1.479	.224
		plan_4	1.673	.196
		plan_5	.019	.892
		plan_6	.138	.710
		plan_7	.058	.810
		profile_1	3.478	.062
		profile_2	.869	.351
		profile_3	.065	.799
		profile_4	.354	.552
		profile_5	.219	.640
		profile_6	.069	.793
		profile_7	1.695	.193
		slope_1	.000	.999
		slope_2	.000	.998
		flowaccu_1	1.428	.232
		flowaccu_2	.715	.398
		flowaccu_3	.830	.362
		flowaccu_4	.030	.861
		flowaccu_5	.040	.842
Paso 15	Variables	altura_1	.000	1.000
		altura_2	.094	.759
		altura_5	.042	.837
		altura_6	.025	.874
		altura_7	.165	.685
		altura_9	.000	.999
		altura_10	.000	1.000
		aspect_1	.000	1.000
		aspect_2	.342	.559
		aspect_3	.057	.811
		aspect_5	.267	.605
		aspect_7	.376	.540
		aspect_9	.001	.977
		plan_2	.168	.682
		plan_3	1.288	.256
		plan_4	1.453	.228
		plan_5	.015	.901
		plan_6	.120	.729
		plan_7	.056	.813
		profile_1	3.417	.065
		profile_2	1.120	.290
		profile_3	.040	.842
		profile_4	.370	.543
		profile_5	.176	.675
		profile_6	.047	.829

profile_7	1.756	.185
slope_1	.000	.999
slope_2	.000	.998
flowaccu_1	1.567	.211
flowaccu_2	.804	.370
flowaccu_3	.846	.358
flowaccu_4	.032	.858
flowaccu_5	.040	.841

Figura 3.46.- Tabla con las variables no incluidas en el modelo. (a) Variable eliminada en el paso 14: VEGE_2.

Todo el proceso de obtención del modelo predictivo de deslizamientos someros se basa en una serie de suposiciones (Cendrero, 2003; Remondo, 2001; Remondo *et al.*, 2003a) que difícilmente se cumplen. Por lo tanto, los pronósticos del modelo tendrán un grado de fiabilidad limitado. Estos supuestos son:

- 1) *Los movimientos futuros ocurrirán bajo condiciones (geológicas, geomorfológicas, hidrológicas, etc) similares a las condiciones en las que han ocurrido en el pasado y el presente.* Según este “actualismo inverso” reformulado del principio del actualismo o del uniformismo planteado por Hutton (1788) y Lyell (1830), existe la posibilidad de pronosticar el tipo, la frecuencia, la extensión, y las consecuencias de las roturas que tendrán lugar en el futuro. Sin embargo, tanto la actividad humana como otros factores que controlan la actividad de los procesos naturales cambian, por lo que, de alguna forma, los procesos también varían.
- 2) *Todos los factores condicionantes son conocidos e incluidos en el análisis.* En la elaboración de nuestro modelo estadístico no se han tenido en cuenta algunos factores condicionantes muy importantes como el espesor del regolito, la densidad de árboles, ni otros de difícil obtención como la conductividad hidráulica (Reid, 1997), la configuración de macroporos (McDonnel, 1990) o la estructura de conductos de drenaje (Pierson, 1983), que hacen que suelos en zonas aparentemente similares, incluso en la misma ladera, puedan presentar grandes diferencias en la susceptibilidad a la rotura.
- 3) *Todos los movimientos pasados han sido identificados.* Estudios de campo han demostrado que los mapas inventario de movimientos pueden tener un error asociado importante que depende del cartógrafo (Varnes, 1978; van Westen, 1993; Carrara *et al.*, 1995). Con el paso del tiempo, los procesos superficiales tienden a degradar los rasgos que evidencian la existencia de un movimiento de ladera dificultando su identificación. Así, tal y

como señala González-Díez (1995), existe una relación estrecha entre el tamaño de un deslizamiento y su persistencia como rasgo identificable sobre el terreno.

4) *Independencia, normalidad y continuidad de las variables dependiendo de la técnica matemática.* En nuestro caso se ha trabajado con variables continuas categorizadas o reclasificadas en variables indicador, es decir, con códigos 0 y 1; 0 indicando la ausencia de la característica y 1 indicando la presencia de la característica. Esto nos ha permitido mejorar el modelo de predicción. Por ejemplo, en un primer intento de análisis de regresión logística la variable *ALTURA* se introdujo como una variable continua con valores que oscilan entre 1242 m y 3404 m (pico Aneto). En el modelo obtenido, esta variable quedaba excluida. Sin embargo, en el análisis que se presenta en este proyecto se ha reclasificado *ALTURA* en 10 variables indicador y el modelo obtenido incluye 3 de estas variables categóricas: *ALTURA_3* (1673,9-1889,5), *ALTURA_4* (1889,5-2105,1) y *ALTURA_8* (2751,9-2967,5).

Clasificación de los casos. Punto de corte

El punto de corte es el valor de probabilidad (entre 0 y 1) utilizado para asignar las celdas a una u otra categoría de la variable dependiente *DESLIZ_SOMEROS*. Las celdas cuya probabilidad calculada es mayor que el punto de corte son clasificadas en el grupo internamente codificado con un 1 («deslizamiento somero») y aquéllas cuya probabilidad pronosticada es menor que el punto de corte son clasificadas en el grupo codificado con un 0 («no deslizamiento somero»).

Cuando un modelo incorpora un gran número de variables independientes y los dos grupos que define la variable dependiente son aproximadamente del mismo tamaño, un valor de corte de 0,5 puede ser considerado como suficientemente bueno (Pardo y Ruiz, 2002). Sin embargo, la población de 13.568 celdas seleccionadas para generar nuestro modelo se divide en dos grupos de tamaños muy diferentes; el grupo en el que la variable dependiente *DESLIZ_SOMEROS* toma el valor 1 (presencia de deslizamiento) está formado por 844 celdas, mientras que el grupo en el que *DESLIZ_SOMEROS* toma el valor 0 (ausencia de deslizamiento), corresponde a las 12.724 celdas restantes. El grupo de celdas sin deslizamientos someros es 15 veces mayor que el otro. Para encontrar el punto de corte óptimo se han probado diferentes valores en el procedimiento de regresión logística de SPSS hasta optimizar el porcentaje de casos correctamente clasificados. El punto de corte óptimo es 0,04. En la *matriz de confusión* o *tabla de clasificación* que muestra la figura 3.47 se

representa la clasificación de las celdas y los porcentajes de acierto del modelo. Las celdas con valores de probabilidad menores que 0,04 son clasificadas en el grupo *NO pronosticadas*, es decir, el grupo de celdas en el que según el modelo *no es probable* que se produzca un deslizamiento somero. Comparando los *pronósticos* con lo *observado* en realidad, se comprueba cómo el modelo clasifica correctamente 11.962 casos, el 94,0% de las celdas estables. Los casos con valores de probabilidad mayores que 0,04 son clasificados en el grupo *SI pronosticadas*, es decir, el grupo en el que según el modelo *sí es probable* que se produzca un deslizamiento somero. La comparación de lo *pronosticado* con lo *observado* en la realidad demuestra que el modelo clasifica correctamente todas las celdas inestables (844). En resumen, el modelo predice de manera acertada 12.806 celdas (diagonal principal de la matriz), es decir, el 94,4% de las 13.568 celdas del grupo de análisis, o lo que es lo mismo, 8,5 de los 9 km² del área modelizada.

		PRONOSTICADAS		% correcto
		NO	SI	
OBSERVADAS	NO (<i>DESLIZ_SOMEROS</i>)	11962	762	94,0
	SI (<i>DESLIZ_SOMEROS</i>)	0	844	100
Porcentaje de celdas correctamente clasificadas				94,4

Figura 3.47.- Tabla resultado de la clasificación para el grupo de celdas con el que se ha generado el modelo (13.568 celdas de 25 x 25 m, unos 9 km²) y tomando un punto de corte de **0,04**.

La figura 3.48 muestra un diagrama de dispersión que expresa la relación existente entre la variable dependiente y el conjunto de variables independientes. En el eje de abscisas están representados los pronósticos lineales del modelo *Pr* (los cuales representan al conjunto de variables independientes). En el eje de ordenadas están representados los pronósticos del modelo en escala logística. Se aprecia con claridad que la nube de puntos adopta forma de curva logística. El gráfico también incluye una línea horizontal que representa el punto de corte utilizado para la clasificación (0,02).

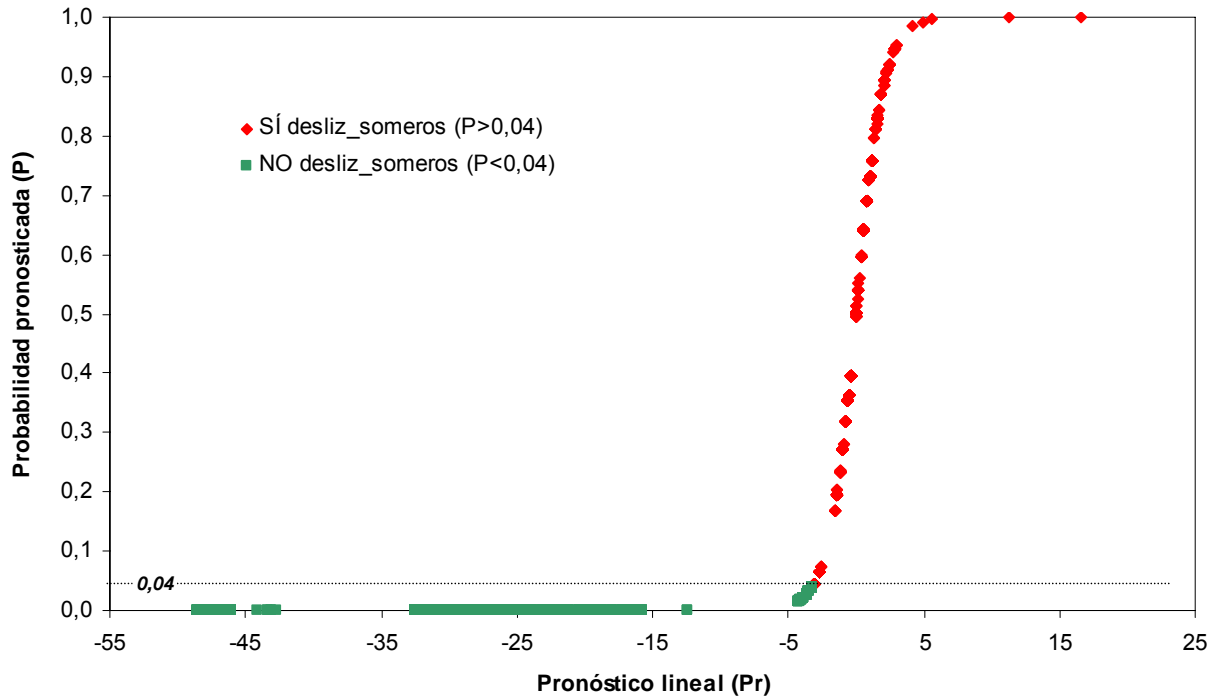


Figura 3.48.- Representación gráfica de la transformación lineal respecto a las probabilidades pronosticadas por el modelo. La línea horizontal corresponde a la proyección del punto de corte (probabilidad 0,02).

Análisis de los residuos

Los residuos de un modelo estadístico son las diferencias existentes entre los valores observados y los valores pronosticados. Un residuo alto, generalmente situado a más de 3 desviaciones típicas por encima de la media, permite identificar una celda *inestable* ($DESLIZ_SOMEROS = 1$) a pesar de que el conjunto de las variables independientes definan el perfil típico de las celdas *estables*. Por el contrario, un residuo bajo, (generalmente situado a más de 3 desviaciones típicas por debajo de la media, permite identificar una celda *estable* ($DESLIZ_SOMEROS = 0$) a pesar de que el conjunto de las variables independientes definan el perfil típico de las celdas en las que se producen deslizamientos someros.

Ninguna de las 13.568 celdas con las que se ha creado el modelo predictivo presenta valores atípicos a más de 3 desviaciones típicas de la media. Es un dato interesante puesto que a pesar de que el grupo de celdas estables es 15 veces mayor que el de celdas inestables, el modelo no tiende a infrapredir la probabilidad de deslizamiento somero.

Contrastación del modelo estadístico

Hasta que el modelo de predicción del futuro comportamiento de las laderas no sea validado apropiadamente sólo puede ser considerado como una hipótesis no contrastada. Conviene por tanto estudiar la capacidad predictiva del modelo estadístico aplicándolo a la muestra de celdas reservadas para la contrastación. Esto nos permitirá contrastar el grado de acierto del modelo en la predicción y su fiabilidad.

Se habla de *Tasa de Éxito* al comparar los resultados de la predicción con la distribución de los mismos deslizamientos someros usados en la modelización (Fig. 3.47). Representa una medida de la bondad del ajuste suponiendo que el modelo es correcto. Este es un método de contrastación frecuentemente utilizado (Carrara, 1983a; Kawakami y Saito, 1984; Gee, 1991; Jennings *et al.*, 1991; van Westen, 1993; Carrara *et al.*, 1995; Irigaray *et al.*, 1996; Dhakal *et al.*, 1999).

Se habla de *Tasa de Predicción* al comparar los resultados de la predicción espacial con la distribución de los deslizamientos someros no usados en la modelización (Fig. 3.50). Proporciona una contrastación empírica de la predicción sin tener en cuenta el ajuste del modelo de predicción. Este es un procedimiento más preciso (Neuland, 1976; Yin y Yan, 1988; Haigh *et al.*, 1988; Mulder, 1991; Carrara *et al.*, 1991; Baeza, 1994). En la cartografía de susceptibilidad a los movimientos de ladera sólo la *tasa de predicción*, y no la *tasa de éxito*, proporciona información útil para validar los resultados de la predicción (Remondo *et al.*, 2003a).

Recordamos que la ecuación de predicción obtenida era:

$$P(DF-INI = 1) = 1 / [1 + e^{-(46,051 - 0,603 \text{ altura}_3 - 0,424 \text{ altura}_4 - 1,525 \text{ altura}_8 - 0,566 \text{ aspect}_4 - 0,993 \text{ aspect}_6 - 0,765 \text{ aspect}_8 + 3,321 \text{ plan}_1 + 16,042 \text{ slope}_3 + 18,695 \text{ slope}_4 + 20,267 \text{ slope}_5 + 21,577 \text{ slope}_6 + 21,729 \text{ slope}_7 + 30,336 \text{ slope}_8 + 31,971 \text{ slope}_9 + 27,357 \text{ pasto_prado})}]$$

La figura 3.49 muestra algunos estadísticos descriptivos referidos a la probabilidad pronosticada para la población con la que se trata de validar el modelo (552.553 celdas, unos 345 km²). Dicha tabla muestra que las probabilidades pronosticadas oscilan entre 0 y 1, y que la probabilidad media de inicio de *debris flows* es 0,02. Las bajas probabilidades del modelo

están relacionadas con el tamaño de las celdas. Cuanto más pequeñas, mejor resolución del mapa de predicción pero por otro lado, más baja será la proporción de celdas en las que la variable *DESLIZ_SOMEROS* toma el valor uno y menores serán los valores de probabilidad obtenidos.

	N	Mínimo	Máximo	Media	Desv. típ.
Probabilidad	552553	,0000	1,0000	,021758	,1057197
N válido (según lista)	552553				

Figura 3.49.- Tabla con los estadísticos descriptivos de la probabilidad calculada para el grupo de celdas con el que se ha validado el modelo (552.553 celdas, 345 km²).

La *matriz de confusión* representada en la figura 3.50 representa la clasificación de las celdas y los porcentajes de acierto del modelo. Es una manera *cuantitativa* de comparar el modelo con la muestra de contrastación. Las celdas con valores de probabilidad menores que 0,04 (punto de corte del modelo) son clasificadas en el grupo *no pronosticadas*, es decir, el grupo de celdas en el que *no es probable* que se produzca un deslizamiento somero. Comparando los *pronósticos* con lo *observado*, se comprueba que el modelo clasifica correctamente el 94,3% de las celdas estables (520.361). Las celdas con valores de probabilidad mayores que 0,04 son clasificados en el grupo *si pronosticadas*, es decir, el grupo en el que *si es probable* que se inicie un deslizamiento somero. La comparación de lo *pronosticado* con lo *observado* en la realidad indica que el modelo clasifica correctamente los 556 casos, el 98,6% de las celdas inestables. En resumen, en la muestra de contrastación el modelo pronostica de manera acertada 520.917 celdas (diagonal principal), es decir, el 94,3% de las 552.553 celdas de contrastación, o lo que es lo mismo, 325 de los 345 km².

		PRONOSTICADAS		% correcto
		NO	SI	
OBSERVADAS	NO (celdas sin <i>DF-INI</i>)	520361	31628	94,3
	SI (celdas con <i>DF-INI</i>)	8	556	98,6
Porcentaje de celdas correctamente clasificadas				94,3

Figura 3.50.- Tabla resultado de la clasificación (matriz de confusión) para la muestra de celdas con la que se ha validado el modelo (552.553, unos 345 km²). Punto de corte = 0,04.

Los valores de probabilidad calculados para cada celda se han agrupado en 6 clases (Fig. 3.51) y se ha asignado un color a cada una de ellas mediante *ArcMap* generando así un mapa de susceptibilidad a los deslizamientos someros (Fig. 3.52). Los diferentes colores del mapa pretenden hacer más sencilla la visualización de los valores de probabilidad de futuros deslizamientos someros.

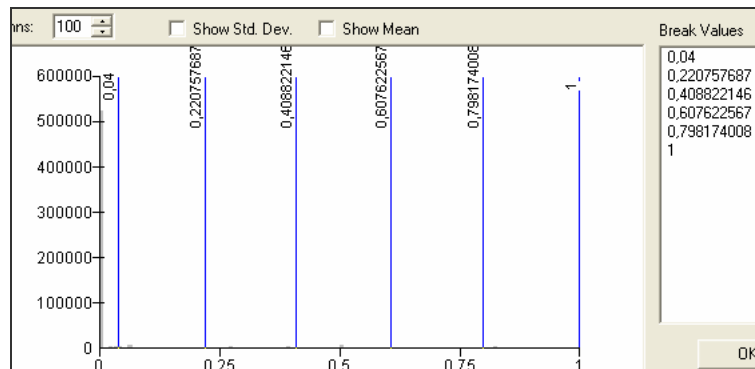


Figura 3.51.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la probabilidad de deslizamiento somero en el área de estudio. En abscisas se representan los valores de probabilidad y en ordenadas, la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para agrupar los valores de probabilidad en 6 clases. Dichos *Break Values* están indicados en el cuadro de la derecha.

Una manera *cualitativa* de comparar el modelo con la muestra de contrastación consiste en superponer los deslizamientos someros cartografiados sobre el mapa de susceptibilidad obtenido (Fig. 3.53), así podemos apreciar visualmente el ajuste del modelo a la realidad.

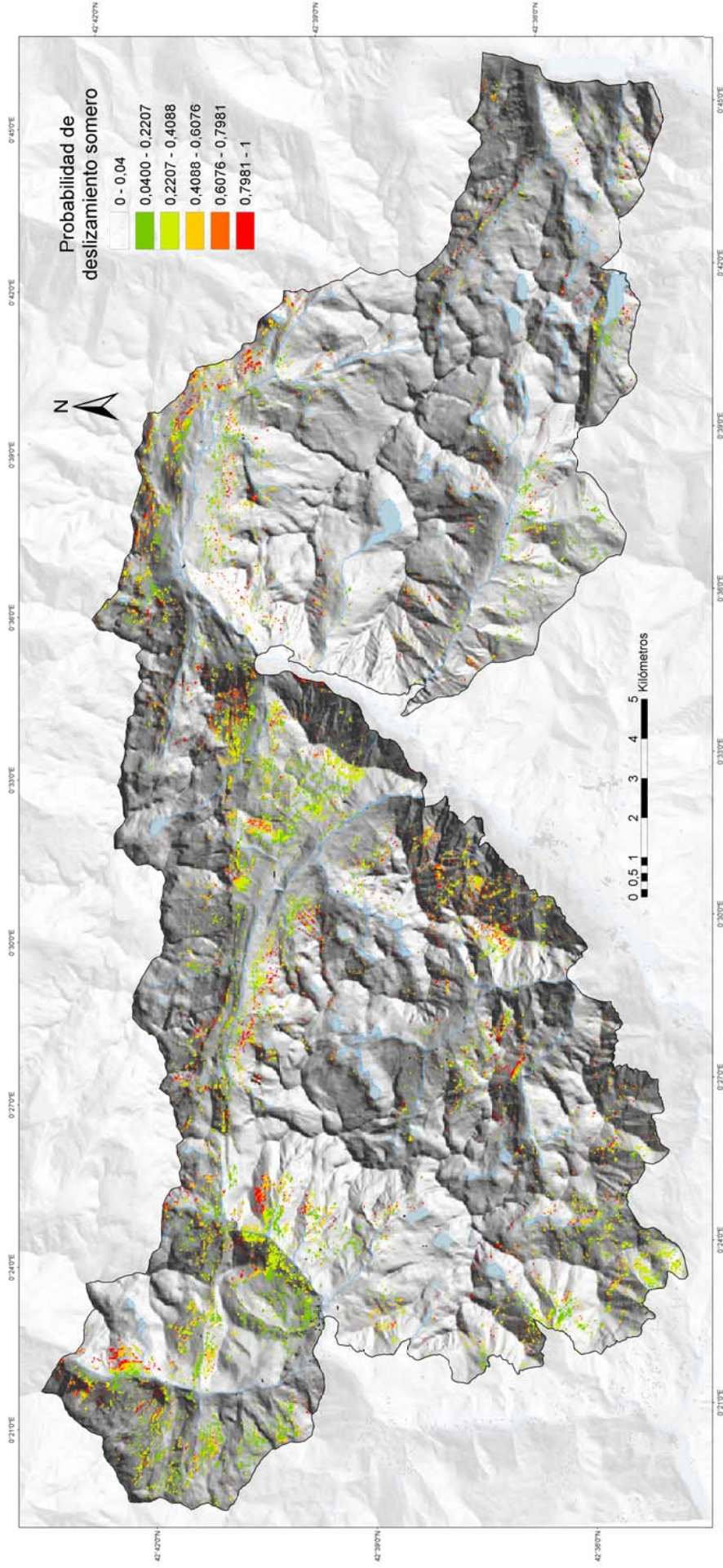


Figura 3.52.- Mapa de susceptibilidad del área de estudio a los deslizamientos someros.

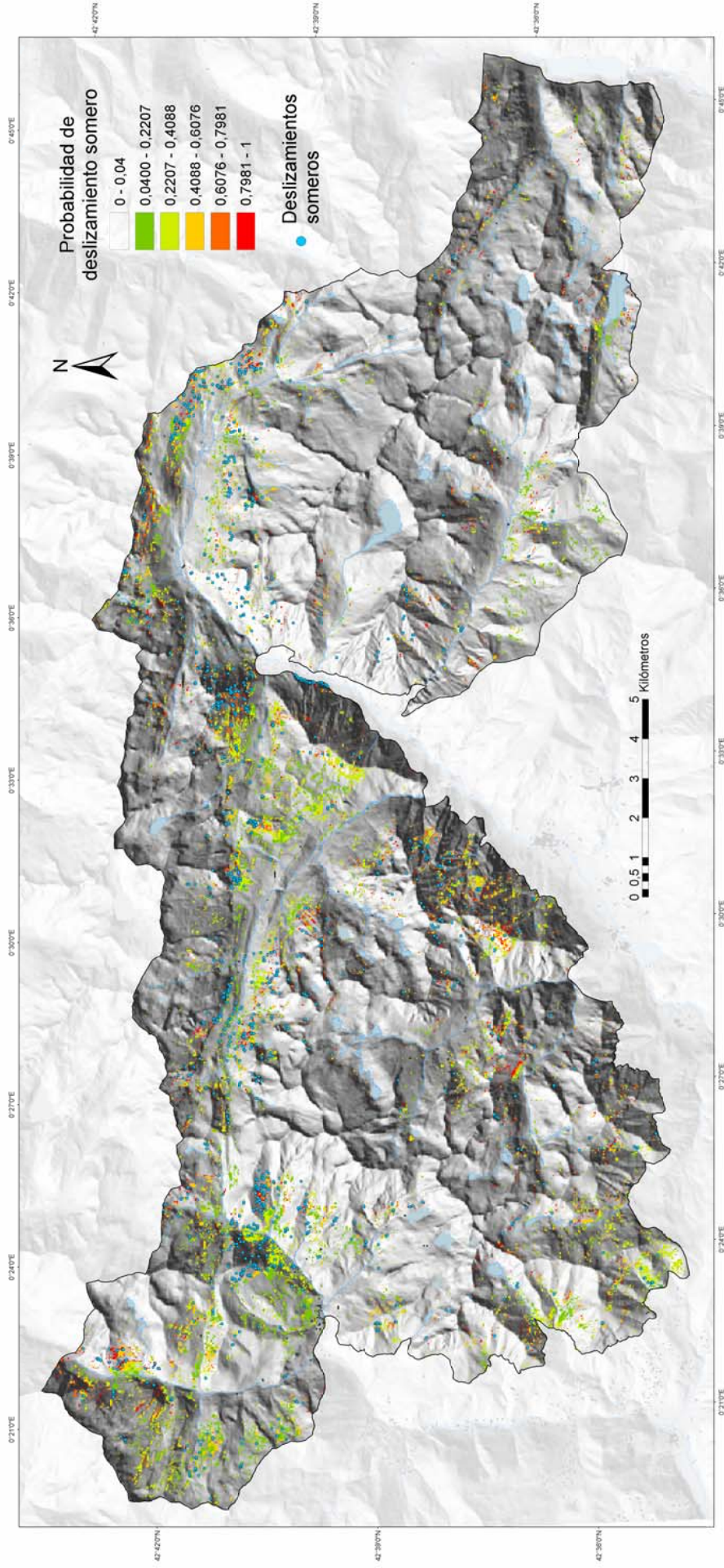


Figura 3.53.- Mapa de susceptibilidad del área de estudio a los deslizamientos someros y casos observados.

3.1.3.- CONCLUSIONES

El resultado de este estudio pone de manifiesto, una vez más, un hecho ya conocido de los SIG, que es la facilidad que proporcionan estas herramientas para la extrapolación de conclusiones derivadas de la observación directa en zonas representativas a zonas donde no existen observaciones directas del territorio, de las que la mayor parte de los datos existentes proceden de la interpretación de imágenes (satelitales, fotografía aérea, etc) y especialmente de los modelos digitales del terreno y de una buena cartografía geológica.

Otra conclusión importante se refiere precisamente a que los mapas resultantes están fuertemente condicionados por la cartografía básica (geológica e hipsométrica), con lo que es fácil pensar que la utilización de cartografía básica mediocre puede resultar en cartografías inservibles a la escala de representación de los datos originales. De aquí la necesidad de dedicar recursos suficientes para la generación de datos de calidad que permitan fiabilidad a las operaciones que se realicen con los SIG.

En lo que se refiere a la captura de datos, integración y operación con un SIG, debe destacarse un hecho particular, que es el tiempo que se emplea en la realización de estos estudios. Este estudio, ha requerido un gran esfuerzo en la recopilación y validación de datos, y un tratamiento minucioso antes de ser incorporados a una base de datos espaciales y representados en forma de cartografía. La calibración de mapa, se ha ejecutado también con un gran esfuerzo de campo. Contrariamente, la generación de resultados del álgebra de capas para la integración de los datos resulta extraordinariamente eficiente para la escala de trabajo considerada y la resolución establecida.

De este hecho se derivan dos importantes conclusiones a tener en cuenta en futuros estudios. Por un lado, mejorar la calidad de los datos no supone incrementos muy notorios en relación a los tiempos totales (menos del 10% del tiempo ha sido ocupado por los análisis, mientras que más del 80% se ha dedicado exclusivamente a la revisión cartográfica) y por tanto tampoco lo supone en relación a la inversión económica para la generación de cartografía (contabilizando gastos personales y excluyendo gastos de material, ensayos o software). Por otro lado, con la resolución de salida seleccionada (un número redondo para el límite de resolución visual a la escala de representación) los tiempos de ejecución son ínfimos (menores a 1 minuto), con lo que sería recomendable para futuros estudios el incrementar la resolución de salida hasta un

número redondo por debajo del límite de resolución visual pero próximo a éste. Claro que para poder trabajar con resoluciones inferiores al límite de resolución visual, se han de tener en cuenta los errores posibles, esperables y tolerables que se cometerán. Por ejemplo, para este caso de estudio, una resolución inferior a 10 m podría resultar peligrosa para futuras interpretaciones, ya que los contactos litológicos ya poseen un error medio estimado próximo a los 10m, especialmente los contactos en zonas de cabalgamientos o fracturaciones, donde el amalgamamiento de materiales impide un detalle mayor.

Una conclusión importante a tener en cuenta, es la idoneidad de la escala de representación seleccionada para dar reflejo a un hecho destacable del área de estudio, como es la proliferación de áreas de invernaderos y su efecto en la estabilidad de las laderas. La escala de representación (y su resolución), permiten observar las consecuencias que tiene el desmoche y relleno de áreas con materiales sueltos y permite realizar la recomendación de prestar especial interés en la protección de estas áreas de relleno, en las que al menos deberían destinarse recursos para garantizar un mejor anclaje mediante escolleras bien diseñadas u otros métodos que reduzcan la susceptibilidad a los movimientos en estas áreas al menos en un grado de los cualitativos aquí considerados.

3.2.- PELIGROSIDAD POR FLUJOS DE DERRUBIOS (DEBRIS FLOWS)

Como ya se ha indicado en el capítulo de descripción geomorfológica, estos movimientos rápidos de ladera son uno de los objetivos de este proyecto. En este capítulo se define el concepto de flujo de derrubios haciendo hincapié en que son un tipo muy concreto de flujos, se comentan brevemente los diferentes tipos, se describen los de la zona de estudio y se confecciona un mapa de susceptibilidad usando álgebra de mapas mediante un Sistema de Información Geográfica y técnicas estadísticas multivariantes.

3.2.1.- CONCEPTO GENERAL DE FLUJO

En la bibliografía hay una gran variedad de procesos (*bedrock flows, earth y mudflows, debris flows, rock avalanches, flow slides*) que se clasifican de una manera genérica como flujos (Varnes, 1978; Hutchinson, 1992). El término *flujos compuestos* es una acepción cinemática general que englobaría a estos tipos de deslizamientos (WP/WLI, 1993).

En las siguientes figuras (Figs. 3.54-3.58) se ilustran cinco clasificaciones diferentes de movimientos tipo flujo (Lowe, 1979; Beverage y Culbertson, 1979; Coussot y Meunier, 1996; Pierson y Costa, 1987; Blikra y Nemeč, 1998). Como sugieren Pierson y Costa (1987), es recomendable asociar reología y geomorfología para conseguir una mejor y más completa descripción de flujos y movimientos en masa (Fig. 3.57). Estos autores sistematizan el amplio espectro de flujos teniendo en cuenta la concentración de sedimento, la velocidad media, los tipos de fase (agua, aire, sólido) y el mecanismo de movimiento-deformación (flujo de diferente viscosidad, flujo granular e inercial).

FLOW BEHAVIOUR	FLOW TIPE		SEDIMENT SUPPORT MECHANISM
FLUID	FLUIDAL FLOW	TURBIDITY CURRENT	FLUID TURBULENCE
		FLUIDIZED FLOW	ESCAPING PORE FLUID (FULL SUPPORT)
		LIQUEFIED FLOW	ESCAPING PORE FLUID (PARTIAL SUPPORT)
PLASTIC (BINGHAM)	DEBRIS FLOW	GRAIN FLOW	DISPERSIVE PRESSURE
		COHESIVE DEBRIS FLOW	MATRIX STRENGTH MATRIX DENSITY

Figura 3.54.- Tabla de clasificación de flujos gravitatorios de sedimentos según Lowe (1979).

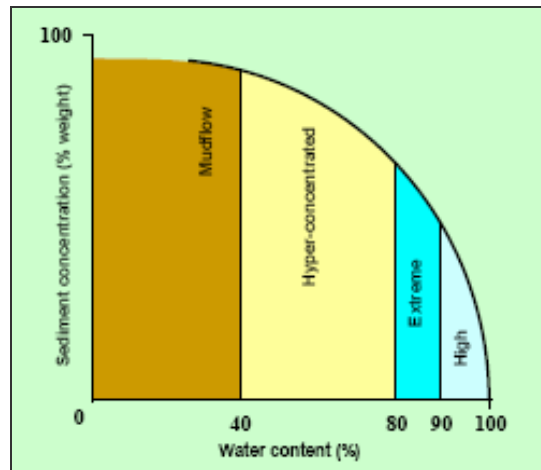


Figura 3.55.- Clasificación de flujos de Beverage y Culbertson (1979).

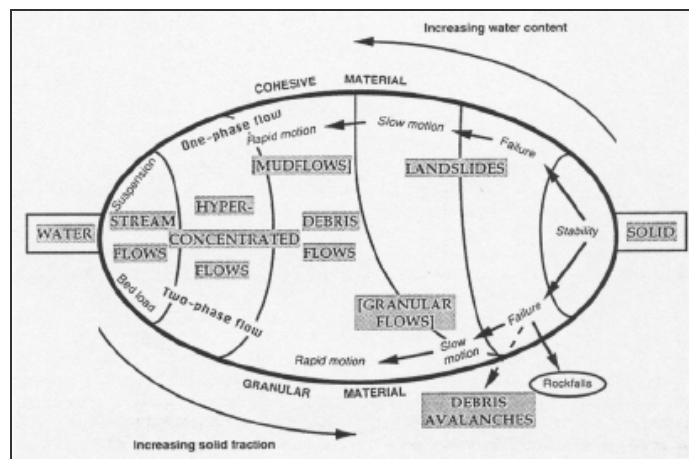


Figura 3.56.- Clasificación reológica de flujos según Coussot y Meunier (1996).

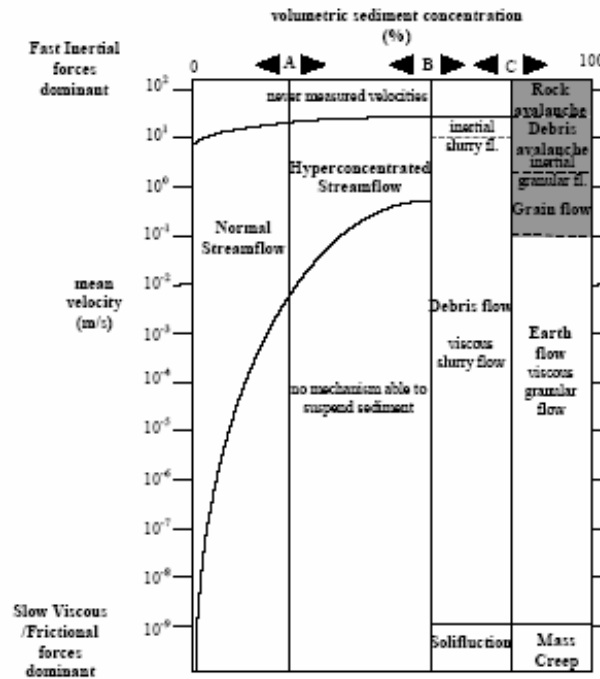


Figura 3.57.- Clasificación geomorfológica-reológica de los flujos de Pierson y Costa (1987).

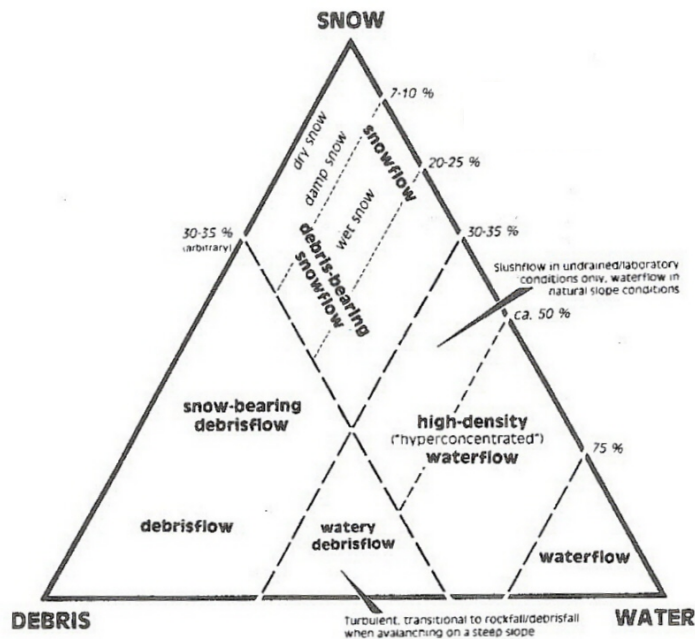


Figura 3.58.- Clasificación de flujos subaéreos en función de la proporción relativa de material detrítico, nieve y agua (Blikra y Nemeč, 1998). Los límites están basados parcialmente en Beverage y Culbertson (1974) y Fukue (1979).

En este trabajo dejamos a un lado los flujos caracterizados tanto por bajas concentraciones volumétricas de sedimento (flujos acuosos normales e hiperconcentrados) como por altas

concentraciones de sedimento pero velocidades medias muy bajas (soliflucción). Por el contrario, nos centramos en los flujos de material granular, es decir, *grain flows*, *debris flows*, *debris avalanches* y *rock avalanches*. Estos tipos de movimientos de ladera presentan una concentración volumétrica de sedimento relativamente alta y velocidades que pueden alcanzar valores extremadamente altos. Estos procesos están entre los más peligrosos y destructivos de todos los tipos de movimientos en masa, debido en cierta medida a su velocidad y a las dificultades que entraña la reducción de su potencial destructivo mediante la aplicación de medidas de control.

3.2.2.- FLUJOS DE MATERIAL GRANULAR Y DEBRIS FLOWS

Los flujos de material granular con superficie superior libre son procesos geomórficos bastante comunes en la naturaleza. Estos fenómenos pueden movilizar volúmenes y tipos de materiales muy variables, y desarrollarse en contextos muy diversos. Caben destacar los *debris flows* (flujos de derrubios), *debris avalanches* (avalanchas de derrubios), flujos piroclásticos, *mudflows* (flujos de barro) y *rock avalanches* (avalanchas de rocas). Pueden hacerse distinciones entre estos fenómenos en función de la proporción de cada fase (sólido, aire y agua), y las propiedades de la fase sólida.

Las avalanchas de rocas son generalmente grandes movimientos en masa secos en los que los fluidos intersticiales juegan un papel insignificante y que suelen recorrer distancias excepcionales. Los *debris flows* y *mudflows* están formados por derrubios, gruesos y finos respectivamente, saturados en líquido, y pueden originarse tanto en laderas abiertas como en el interior de canales de drenaje. Los *debris flows* pueden incluir un amplio rango de tamaños de partículas y sus características mecánicas, y en consecuencia su reología, varían significativamente según el contenido en agua y en arcilla, la granulometría y la granoselección (*sorting*) (Costa, 1984). *Debris flow* es un término genérico que engloba a diferentes fenómenos como los *mudflows*, *lahares*, *till-flows*, avalanchas húmedas de rocas (con o sin fluido intersticial viscoso), *debris avalanches*, *mudspates*, *earth flows*, *mud slides*, *rocky mudflows*, *debris slides* y *soil slip debris flows*. Todos estos movimientos pueden recorrer distancias muy largas, generalmente mucho mayores de lo que uno podría esperar atendiendo a la pérdida esperable de energía potencial desde el punto de inicio hasta el punto final (Crosta *et al.*, 2001).

Los *debris flows* son unos de los procesos geomórficos más comunes en zonas de montaña (Innes 1983; Johnson y Rodine, 1984; Blijenberg, 1998). Han sido descritos como el flujo ladera abajo de material detrítico mezclado con una menor, pero considerable, cantidad de agua (Innes, 1983); y como movimientos en masa rápidos similares a fluidos viscosos (Varnes, 1978). En los *debris flows*, las partículas sólidas y el agua se mueven solidariamente formando una única fase con comportamiento viscoplástico (Johnson, 1970). Así, cuando un *debris flow* se detiene, no se produce una separación de la fase sólida y la líquida. Sí puede producirse una pérdida de agua en los depósitos de *debris flows* más gruesos poco después del depósito lo que provoca que las partículas más gruesas y la superficie de acumulación se asienten (Rodine y Johnson, 1976; Pierson, 1980). Brunsden (1979) señala que estos fenómenos ocurren principalmente en laderas con abundantes sedimentos no consolidados, de gran pendiente y escasa cobertura vegetal.

Se suele aceptar que, en términos de volumen movilizado en un espacio de tiempo corto, los *debris flows* son uno de los mecanismos más importantes en el transporte de material en laderas (Johnson y Rodine, 1984; Takahashi, 1991; Bathurst *et al.*, 1997). Son agentes que juegan un papel relevante en la evolución del paisaje y la transferencia de sedimentos en áreas de montaña (Caine, 1980; Johnson y Rodine, 1984; Davis *et al.*, 1992). Los *debris flows* se producen cuando: (1) la disponibilidad de sedimento, (2) el aporte de agua y (3) la pendiente del terreno alcanzan una combinación crítica (Takahashi, 1981; Rickenmann y Zimmermann, 1993). Se trata de uno de los procesos potencialmente más peligrosos de las zonas de montaña, pudiendo afectar a infraestructuras, asentamientos humanos e incluso causar víctimas mortales (Takahashi *et al.*, 1981).

En función del régimen de flujo, Takahashi (1991) distingue *debris flows* macro-viscosos de *debris flows* inerciales pedregosos (*stony*), fangosos (*muddy*) e híbridos:

- Los ***debris flows* macro-viscosos** se caracterizan por presentar un flujo laminar y pueden ser modelizados mediante ecuaciones idénticas a las usadas para flujos laminares de agua clara insertando un valor específico de viscosidad. En presencia de fluido intersticial formado por agua clara, el régimen de flujo macro-viscoso tiene lugar cuando la concentración de partículas sólidas es muy alta (> 55%). Por el contrario, si el fluido intersticial es viscoso (por ejemplo: agua con alto contenido en arcilla) el régimen macro-viscoso puede alcanzarse a concentraciones de partículas sólidas más bajas.

- Los **debris flows pedregosos**, también conocidos como **debris flows maduros**, se caracterizan por presentar partículas de sedimento distribuidas a lo largo de todo el perfil de flujo. Debido a la alta concentración de sólidos (>20%), las partículas están frecuentemente en contacto y sometidos a esfuerzos internos debido a la fricción e impactos intergranulares, lo que puede propiciar que grandes partículas sólidas floten en la superficie del flujo. En estos casos, la turbulencia en el interior del flujo todavía es limitada y dominan las condiciones laminares porque el esfuerzo de cizalla está controlado por los contactos inter-partículas que proporcionan una alta viscosidad. Por otro lado, la turbulencia sí es suficiente para que las partículas pequeñas se mantengan en suspensión dentro del fluido intersticial, haciendo que éste sea mucho más denso que el agua.
- Los **debris flows inmaduros** se caracterizan por una concentración de sólidos más alta en la base del flujo y una fracción sólida diluida (partículas finas) suspendida en la parte alta del flujo. Tanto en este caso, como en el anterior, los esfuerzos de cizalla están relacionados con los contactos inter-partículas. Finalmente, hay que añadir que los *debris flows* inmaduros pueden desarrollarse al comienzo de *debris flows* pedregosos o al final, cuando la fricción y las colisiones son incapaces de mantener una distribución homogénea de las partículas sólidas en todo el perfil del flujo.
- Los **debris flows fangosos** (*muddy debris flows*, *mudflows*) se caracterizan por unos esfuerzos de cizalla turbulentos en el interior del fluido intersticial comparable en magnitud a aquellos generados por contactos inter-partículas. Estos flujos se suelen caracterizar por corrientes circulares o en contra de la principal y turbulencia a gran escala.
- Los **híbridos** entre pedregosos (*stony*) y fangosos (*muddy*) se caracterizan por un flujo maduro o inmaduro en la parte inferior del flujo, mientras que la parte superior presenta una fuerte turbulencia con partículas más finas en suspensión (*muddy debris flow*).

Según cómo se originan, podemos distinguir entre *debris flows* originados a partir de deslizamientos someros y *debris flows* originados por espesamiento de la escorrentía superficial:

1) Debris flows originados a partir de deslizamientos someros: Se originan cuando el material de un deslizamiento superficial se disgrega, y se mezcla con agua (Johnson y Rodine, 1984; Takahashi 1991; Rickenmann y Zimmermann, 1993; Iverson et al., 1997; Bathurst *et al.*, 1997). La rotura de la ladera puede producirse en laderas empinadas con coberteras edáficas dentro del manto edáfico o en el contacto con el límite impermeable inferior (Johnson y Sitar, 1990). Campbell (1975) denomina a este proceso “*soil slip-debris flow*” (Fig. 3.59). Este término refleja tanto la transición de deslizamiento a *debris flow* como la observación o el hecho de que el deslizamiento implica o afecta principalmente al suelo más superficial. Pueden desplazarse canalizados y no canalizados según tramos (Fig. 3.59 B y C). Generalmente el primer tramo discurre no confinado, posteriormente se canaliza y tras atravesar una zona de transición pierde el confinamiento en la zona de depósito (Fannin y Wise, 2001).

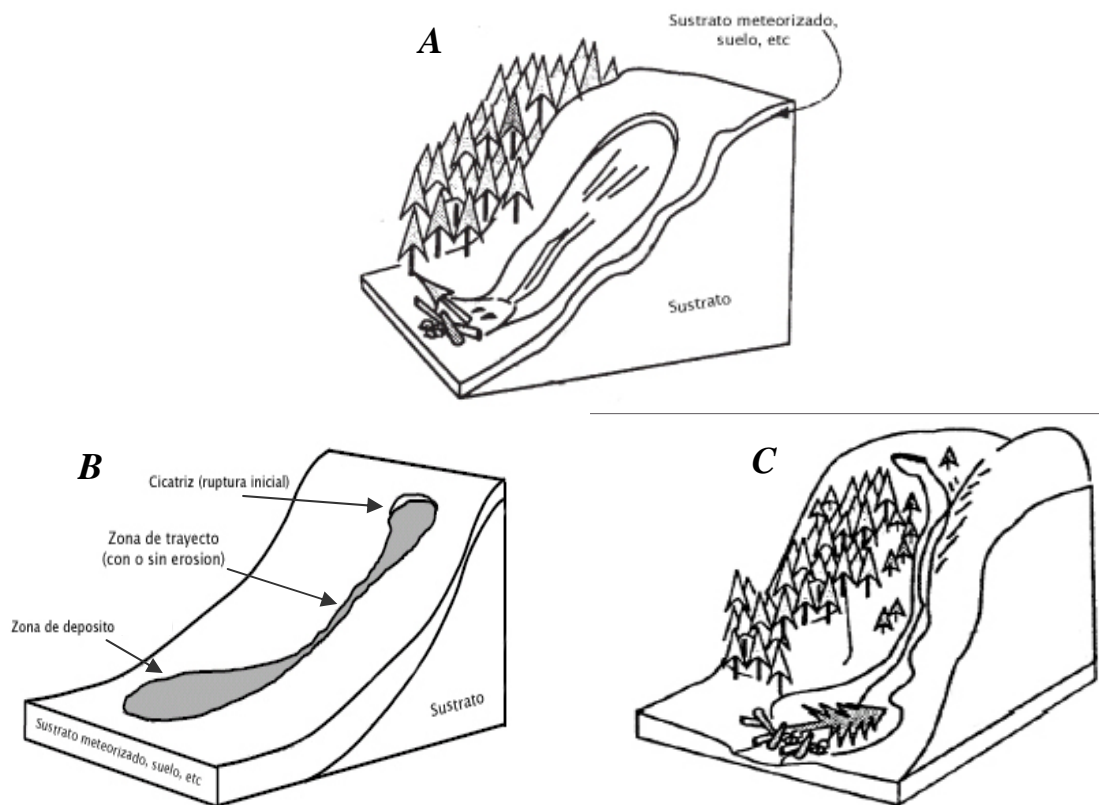


Figura 3.59.- Flujos de derrubios originados por deslizamientos someros (*soil slide/slip-debris flows, debris slide-flows, hillslope debris flows*). A: De corto recorrido y no confinado (Tomada de internet). B: Ejemplar típico con su cicatriz, zonas de trayecto y depósito (Modificada de Lorente *et al.*, 2003). C: Con tramos no confinados y confinados (Tomada de internet).

Normalmente son pequeños, con cicatrices de menos de 50 m de ancho y trayectorias de 50 a 100 m de longitud, en general, están desconectados de las redes fluviales y ocurren en vertientes previamente no incididas. La cicatriz de la zona de inicio da paso ladera abajo a lenguas que suelen presentar derrames laterales (*levees*) y que acaban en un lóbulo frontal con clastos no clasificados y fábrica caótica (Varnes, 1978; Rapp y Nyberg, 1981; Johnson y Rodine, 1984). En ocasiones el depósito de un *debris flow* puede desaparecer. Esto puede explicarse porque una vez detenida la colada, por la zona de trayecto puede seguir bajando agua o nieve y removilizar el depósito. También puede ocurrir que un mismo *debris flow*, especialmente los poco viscosos, de lugar a varios lóbulos frontales. Al aumentar la viscosidad en el lóbulo que se está depositando puede producirse el atasco del material que sigue bajando, lo que provoca el abandono o desbordamiento del canal y la generación de un nuevo lóbulo, más arriba o más abajo del primero (Blikra y Nemeč, 1998).

La rotura también puede producirse en laderas empinadas con material poco consolidado tipo canchal (Figs. 3.60A y B), cono de derrubios (Fig. 3.60C) o depósitos morrénicos, en cuyo caso se suelen usar los términos flujo de canchal, avalancha de derrubios (*debris avalanche*), flujo morrénico (*till-flow*). Estos son los tipos más frecuentes en el Parque, especialmente los que tienen lugar en canchales y conos de derrubios. Algunos de los ejemplos más representativos se localizan en la cabecera del Val de Perramó (Fig. 3.60A), en el circo de Coronas (Fig. 3.60B), en el circo de Cregüeña, en la parte alta de los valles de Estós, Remuñe, y Aigüeta de la Val. También se originan, aunque en menor medida, en depósitos morrénicos como los situados junto a los ibones Bardamina y Literola o en las morrenas de la PEH de los glaciares de la Maladeta y Tempestades. Las 1017 zonas de inicio de *debris flows* cartografiadas consisten en sistemas de canales empinados de diferente longitud flanqueados por laderas cubiertas de coluvión (Fig. 3.60).

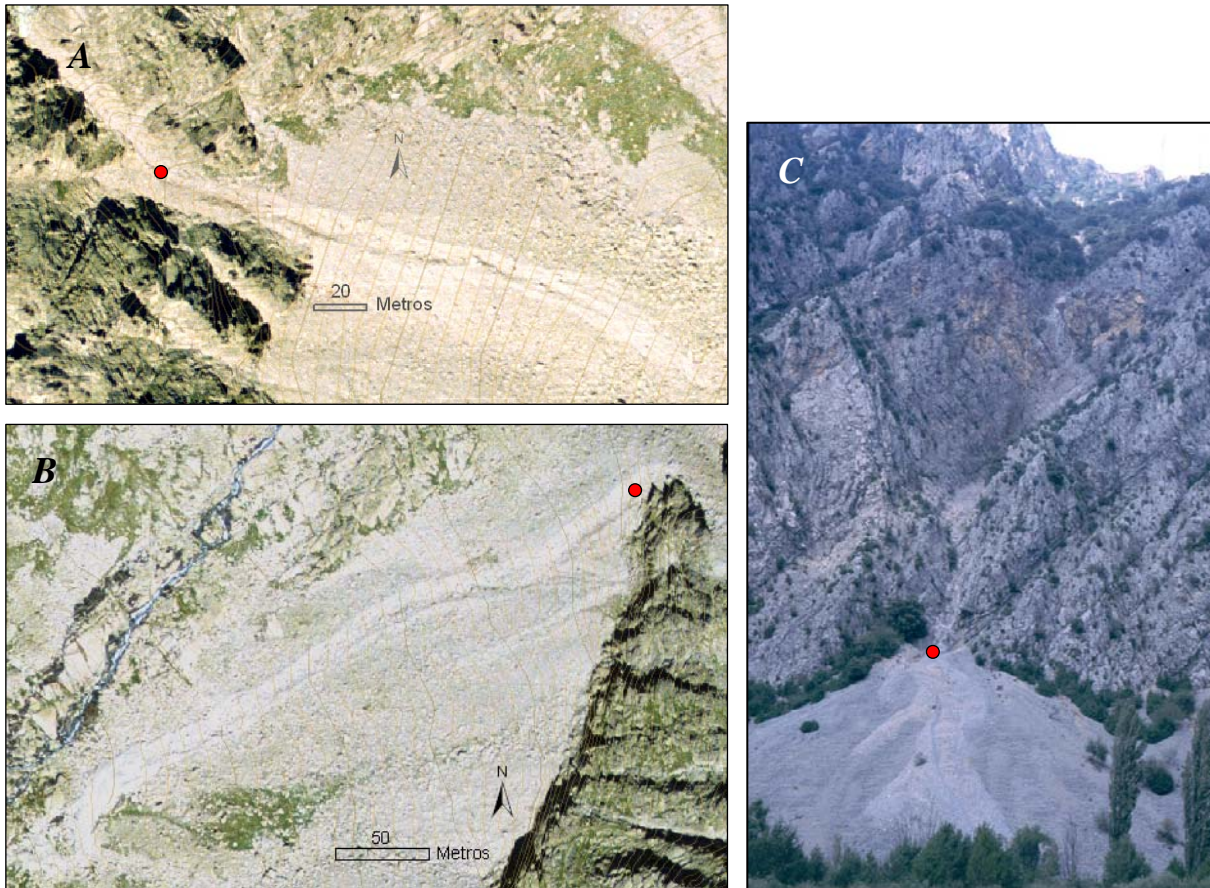


Figura 3.60.- Flujos de derrubios originados por deslizamientos someros (puntos rojos). *A:* En canchal de la cabecera del Val de Perramó, Macizo del Posets. *B:* En canchal del circo de Coronas, Macizo de la Maladeta. *C:* En cono de derrubios, valle del Cinqueta (Foto: E. Acosta).

Hay dos tipos de factores que intervienen en el desarrollo de los movimientos de ladera, incluidos los *debris flows* en laderas: factores condicionantes y factores desencadenantes. Los factores condicionantes hacen referencia a las características propias de la ladera que la hacen susceptible o proclive a experimentar fenómenos de inestabilidad. Los principales son la litología, la estructura, la vegetación y el relieve. Los factores desencadenantes son los agentes externos, ya sean naturales o antrópicos, que provocan la iniciación del movimiento en un momento determinado (Crozier, 1986; Ferrer, 2002). Entre los principales factores desencadenantes se encuentran los terremotos (Yen y Trotter, 1978; Ayala, 2002), los eventos de precipitación (Caine, 1980; Kotarba, 1989; Van Steijn, 1996; Blikra y Nemeč, 1998; Blijenberg, 1998; Deganutti *et al.*, 2000), los ciclos de hielo-deshielo, los episodios de rápida fusión de nieve (Johnson y Sitar, 1990), los ascensos del nivel freático y determinadas actuaciones antrópicas (deforestación, excavaciones, embalses, sobrecargas, aportes de agua a las laderas, etc). Estos factores pueden alterar las condiciones de estabilidad de la ladera

aumentando los esfuerzos tangenciales que actúan en planos potenciales de rotura o reduciendo la resistencia al corte de los mismos, al modificar la presión de fluido y los parámetros de resistencia (cohesión y fricción).

En zonas afectadas por incendios, la generación de *debris flows* a partir de deslizamientos someros ha sido atribuida, además de a la infiltración, a la reducción de la evapotranspiración y el consecuente incremento de la humedad del suelo (Klock y Helvey, 1976; Helvey, 1980; Swanson, 1981; Megahan, 1983) y a la descomposición de las raíces que anclan el regolito (Swanson, 1981; Degraff, 1997). Estas circunstancias se piensa que tienen particular incidencia unos pocos años después del incendio.

En ocasiones los *debris flows* pueden ser desencadenados por el impacto de desprendimientos de rocas y aludes en depósitos detríticos poco consolidados (canchales, conos de derrubios, abanicos aluviales, morrenas). Además los *debris flows* en estos depósitos coluviales y morrénicos pueden ser muy diferentes dependiendo de la época del año. En verano, con el agua procedente de fuertes tormentas de corta duración, suelen ser menos viscosos y cohesivos que en primavera (*slush debris flows*, con aguanieve) o en invierno (con nieve seca) (Blikra y Nemeč, 1998).

En resumen, los factores desencadenantes determinan, en gran medida, el momento y en ocasiones la magnitud de los movimientos, mientras que los factores condicionantes influyen en los mecanismos de rotura y las tipologías.

2) *Debris flows* por espesamiento de la escorrentía superficial: Tienen lugar en el interior de cauces que ocasionalmente pueden funcionar como barrancos, torrentes (Fig. 3.61) o canales de avalancha (Fig. 3.62) y pueden llegar a ser de gran magnitud.

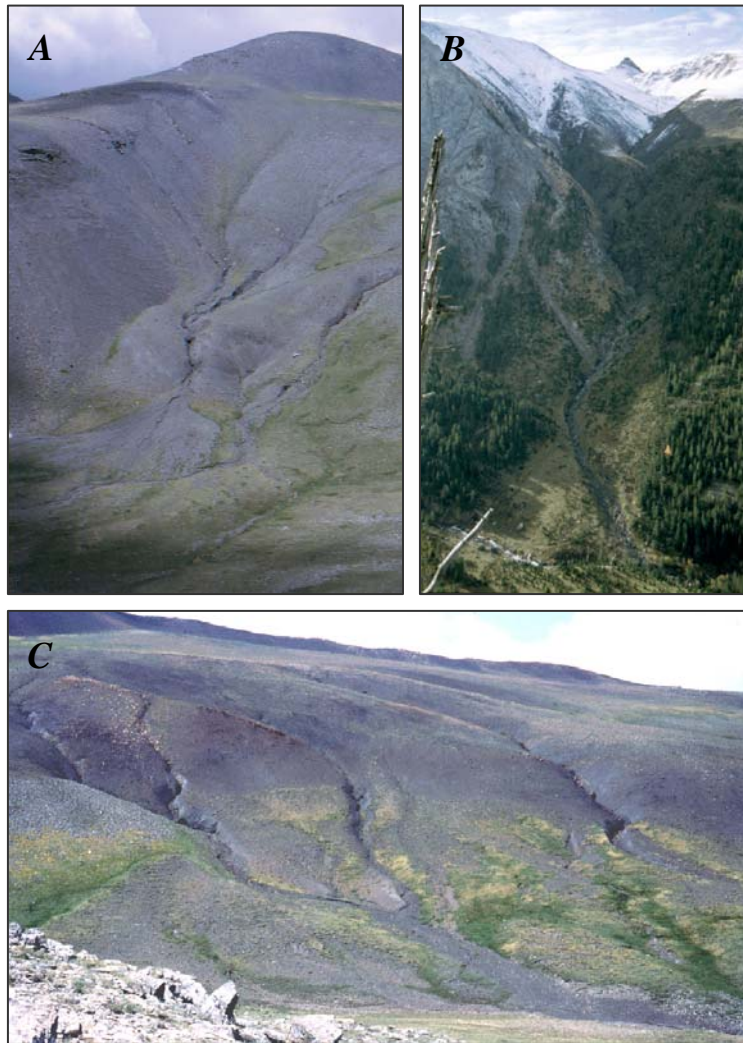


Figura 3.61.- Imágenes de *debris flows* generados por espesamiento de la escorrentía canalizada en barrancos de Sierra Negra. *A* y *C*: *Mudflows*. *B*: *Debris flow* (Fotos: E. Acosta).



Figura 3.62.- Fotos de *debris flows* por espesamiento de la escorrentía en canales de avalancha afectando al acceso a los Baños de Benasque (Fotos: E. Acosta).

De acuerdo con la clasificación de cursos fluviales naturales de Rosgen (1996) (Figs. 3.63 y 3.64), este tipo de *debris flow* suele originarse en los cauces tipo Aa+ y A, concretamente en los subtipos A3a+, A4a+, A5a+, A6a+, A3, A4, A5 y A6. Pueden propagarse, al igual que los originados por deslizamientos superficiales, por cualquiera de los cauces tipo Aa+, A y B, pudiendo alcanzar en ocasiones tramos tipo G formando y alimentando abanicos aluviales (Fig. 3.65). Según diversos autores, los *debris flows* originados por espesamiento de la escorrentía son los responsables del desarrollo de muchos abanicos aluviales (Harris y Gustafson, 1988; Pierson, 1986; Gómez-Villar, 1996).

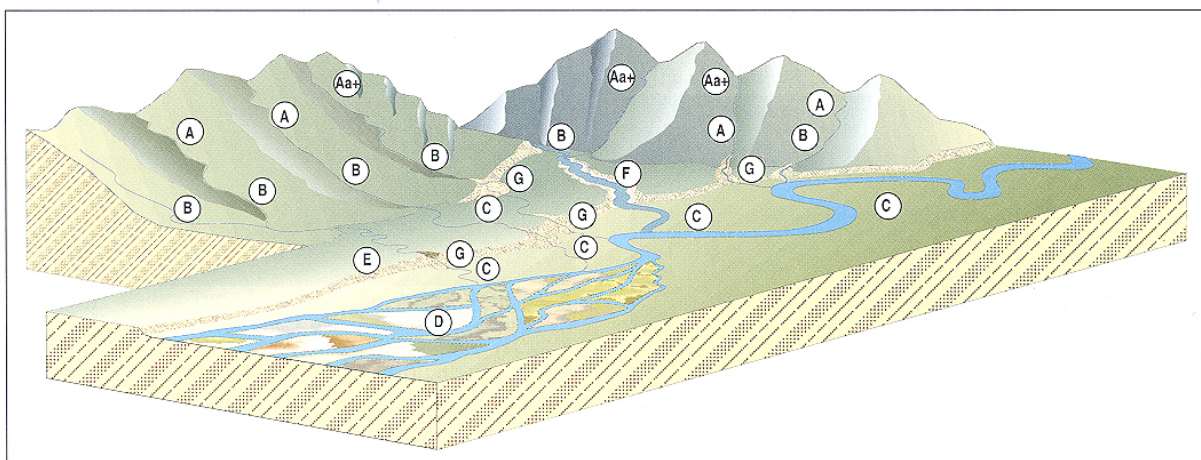


Figura 3.63.- Ilustración de los tipos generales de cursos fluviales (Rosgen, 1996). Los *debris flows* canalizados suelen originarse en los cursos tipo Aa+ y A.

En eventos extraordinarios de precipitaciones, especialmente en cuencas deforestadas, pueden alcanzar grandes dimensiones, llegando incluso a ocupar la totalidad de anchos fondos de valle (cauces tipo C, F e incluso D) (De Jong, 1992; Martí *et al.*, 1997). El 13 de noviembre de 1985, la rápida fusión de nieve y hielo provocada por una erupción en el Nevado del Ruiz (Andes colombianos), dieron lugar a *lahares* que se desplazaron grandes distancias causando la muerte a 23.080 personas que habitaban en las proximidades del volcán (Villegas, 2001). Un *lahar* es un *mudflow* o *debris flow* compuesto fundamentalmente por material volcánico. Otro ejemplo de *debris flow* catastrófico es el del Nevado Huascarán (Andes peruanos) en 1970. Comenzó en la cumbre como una avalancha de hielo y nieve inducida por un terremoto pero incorporó el sedimento glacial que encontró a su paso. Impactó a unos 150 km/h contra las ciudades de Yungay y Ranrahirca, a 18 km desde la cumbre. La primera ciudad quedó enterrada por completo. Se estima que aproximadamente 66.000 personas murieron como consecuencia de este *debris flow* (<http://www.ldeo.columbia.edu/edu/dees/ees/ies2/masswasting>).

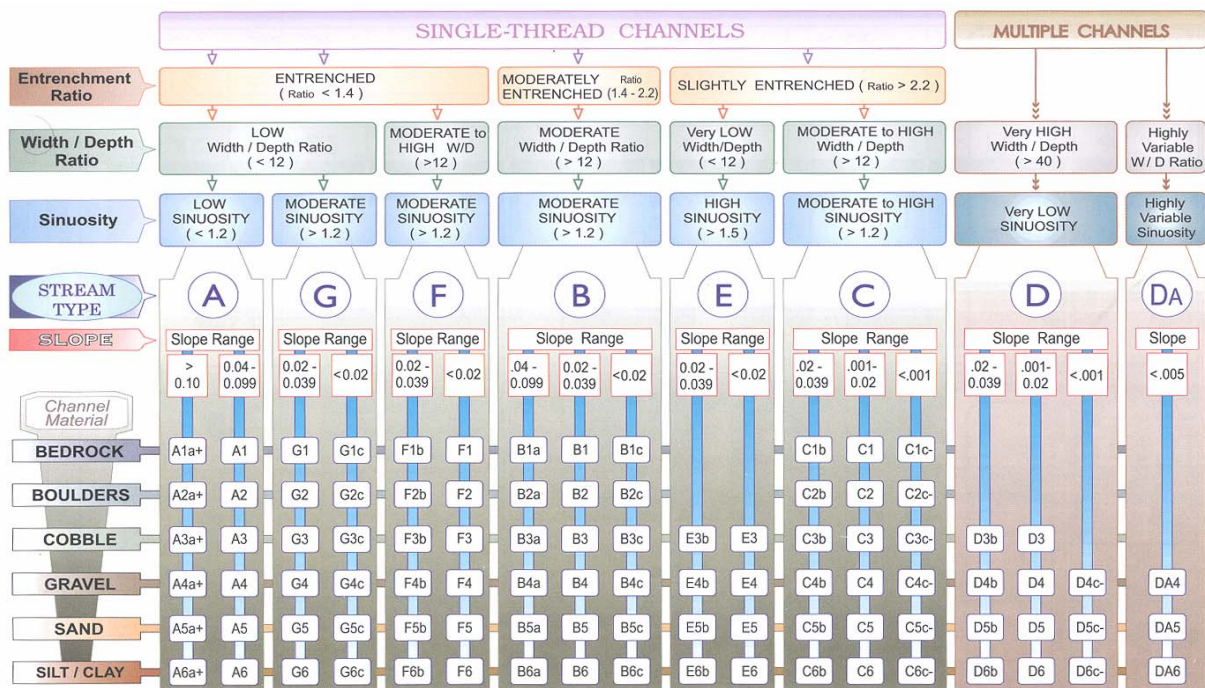


Figura 3.64.- Cuadro clave para la clasificación de cursos fluviales naturales (Rosgen, 1996).



Figura 3.65.- Fotos de *debris flows* por espesamiento de la escorrentía canalizada en el Barranco de la Canal Seca. *A*: Vista parcial del barranco. *B*: Imagen de su tramo inferior donde pierde confinamiento dando lugar a un abanico aluvial que tiende a invadir el cauce del Río Ésera. *C*: Detalle de los depósitos de *debris flow* en el abanico donde se aprecia una fábrica caótica, granoselección inversa y una acusada heterometría (Fotos: E. Acosta).

Cannon *et al.* (2001) observaron que el mecanismo principal de iniciación de *debris flows* tras las lluvias de septiembre de 1994 en la *Storm King Mountain* de las Montañas Rocosas de Colorado fue un proceso de entrada progresiva de sedimento en la escorrentía superficial, en vez de pequeños deslizamientos provocados por la saturación de depósitos coluviales. Johnson (1984), en *Big Sur*, y Wells (1987), en las *San Gabriel Mountains*, ambas zonas en California, cartografiaron depósitos de flujos de derrubios que se extendían ladera arriba a lo largo de pequeños barrancos. Estos autores concluyeron que los *debris flows* se iniciaban en la parte alta de las laderas, a partir de material erosionado por la escorrentía superficial, y que los flujos aumentaban su volumen por la incorporación de material procedente de los propios cauces. O'Connor *et al.* (2001) también habla de movimientos en masa en los márgenes del canal como uno de los mecanismos principales de introducción de derrubios en los flujos.

Parrett (1987) también observó en una zona quemada de Montana, EEUU, que experimentaba *debris flows* la falta de cicatrices por deslizamientos y sugirió un mecanismo similar. Más recientemente, Meyer y Wells (1997), trabajando en el Parque Nacional de Yellowstone, concluyeron que determinados flujos de derrubios en esta zona se iniciaban mediante el aumento de volumen y espesamiento de la escorrentía superficial por la entrada progresiva de sedimento. Parrett (1987) y Meyer y Wells (1997) hicieron hincapié en que tanto la incorporación de sedimento de barrancos tributarios, como el material agregado por la propia incisión del canal son importantes en los procesos de aumento de volumen y espesamiento de la escorrentía superficial que conducen a la formación de los flujos de derrubios. Meyer y Wells (1997) plantearon que la entrada a los canales, normalmente repletos de material grueso a muy grueso, de sedimento fino procedente de los márgenes de estos cauces, era importante tanto para el desarrollo de las condiciones de un *debris flow* como para mantener la movilidad del flujo.

En la generación de *debris flows* por espesamiento de la escorrentía en el interior de canales, las características del material que compone el canal, el área de contribución de escorrentía que se extiende ladera arriba desde el punto de inicio de los *debris flows* hasta la divisoria y su pendiente, se convierten en factores condicionantes críticos en la iniciación de este tipo de flujos (Rosgen, 1996; Cannon *et al.*, 2001). El principal factor desencadenante es la ocurrencia de eventos de alta escorrentía ligados a precipitaciones intensas, a la fusión rápida de coberteras de hielo y nieve, y al vaciado súbito, total o parcial, de embalses artificiales o de lagos represados por morrenas o deslizamientos (O'Connor *et al.*, 2001).

Según la información suministrada por los habitantes de la zona del Parque, parece que actualmente las intensas tormentas de verano y otoño son los principales factores desencadenantes de *debris flows* de ambos tipos en esta zona del Pirineo. La influencia de la fusión de la nieve se piensa que es muy limitada ya que la mayor parte de la actividad tiene lugar en ausencia de nieve. La disponibilidad de sedimento en gran parte de las laderas es alta debido a la intensa meteorización y a la presencia de depósitos de origen glaciar. Los procesos de meteorización y la producción de regolito están favorecidos por las condiciones periglaciares y por la ausencia general de vegetación. La temperatura media en Benasque es de 10°C y la isoterma de 0°C durante la estación fría (noviembre-abril) se localiza entorno a 1.700 m (García-Ruiz *et al.*, 1992).

Finalmente, conviene añadir que los *debris flows* por espesamiento de la escorrentía también pueden originarse en las zonas de trayecto de *debris flow* por deslizamiento.

Otra clasificación divide a los *debris flows* en eventos **simples** y **múltiples**. Los simples son aquellos que siguen una trayectoria que no se ve afectada por otros *debris flows* cercanos. Las coladas de detritos **múltiples** son el resultado de dos o más eventos de flujo que comparten un camino o trayectoria común (Fannin y Rollerson, 1993; Fannin y Wise, 2001).

3.2.3.- ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD POR FLUJOS DE DERRUBIOS

3.2.3.1.- INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Los *debris flows* son uno de los fenómenos geomórficos más comunes en zonas de montaña (Innes, 1983; Jonson & Rodine, 1984; Blijenberg, 1998) y plantean el riesgo geomórfico más activo, afectando a infraestructuras, asentamientos humanos, y centros vacacionales (Takahashi *et al.*, 1981). El impacto socioeconómico de este tipo de procesos es una de las principales razones por las que se les ha dedicado atención en todo el mundo (Innes, 1983). Existen numerosos trabajos que estudian aspectos tan diversos como su geomorfología (Pierson, 1980; Rapp y Nyberg, 1981; Costa, 1984; Nyberg, 1985; Martí *et al.*, 1997; Costa, 1998; Kirkham *et al.*, 1999; Baeza y Hürliman, 2001; D'Agostino, 2001; Villegas, 2001; Lorente *et al.*, 2003), la reología (Hutchinson y Bhandari, 1971; Rodine y Johnson, 1976; Pierson y Costa, 1987; Fannin y Rollerson, 1993; Coussot Meunier, 1996; Costa, 1998), los factores condicionantes (McDonnell, 1990; Cannon *et al.*, 2001; Lorente *et al.*, 2002), los factores desencadenantes (Campbell, 1975; Hsu, 1975; Caine, 1980; Iverson *et al.*, 1997; Blijenberg, 1998; Deganutti *et al.*, 2000; O'Connor *et al.*, 2001), la modelización de su propagación (Norwegian Geotechnical Institute, 1996), los umbrales de precipitación que determinan su generación (Caine, 1980), el estudio de su distribución espacial mediante análisis estadístico multivariante utilizando sistemas de información geográfica (SIG) (Carrara *et al.*, 1995; Guzzetti *et al.*, 1999), la estimación de la peligrosidad y riesgo (Kojan *et al.*, 1972; Ikeya, 1981; Takahashi *et al.*, 1981; Bathurst *et al.*, 1997; Carrasco *et al.*, 2000; Fannin y Wise, 2001; Lorente *et al.*, 2002), las medidas de protección (Ikeya, 1989), las dataciones (Kotarba, 1989), etc.

En este capítulo se ha desarrollado un modelo estadístico multivariante para estimar la susceptibilidad de las laderas a verse afectadas por *debris flows* originados por deslizamientos. Dicho modelo identifica y pondera los factores medioambientales que influyen en su aparición y pronostica las zonas donde pueden originarse. Como ya hemos visto, en el Parque estos movimientos de ladera consisten en sistemas de canales empinados de longitud variable flanqueados por laderas cubiertas de coluvión (Fig. 3.60, pág. 234).

Es conveniente aclarar en este punto qué es un *mapa de susceptibilidad* y en qué se diferencia de otros mapas relacionados como los mapas inventario, los de severidad, peligrosidad y riesgo:

- *Mapa inventario*: Este documento refleja la distribución espacial de los diferentes tipos de procesos *actuales* y *antiguos* o de las áreas afectadas, incluyendo la descripción y tipología de los mismos.
- *Mapa de susceptibilidad*: Representa la distribución espacial de los procesos *potenciales* o de las zonas que quedarán afectadas. Estos mapas pueden considerarse en cierto modo como mapas de “predicción espacial”, ya que muestran la localización de las posibles inestabilidades. Para su realización deben ser conocidos los factores condicionantes. Compartimentan el territorio en zonas en función de su propensión a verse afectadas por un determinado proceso en el futuro expresando la susceptibilidad de forma cualitativa en términos de probabilidad relativa.
- *Mapa de severidad* o intensidad: Hacen referencia a las características del proceso que determinan su capacidad para generar daños (masa, velocidad, volumen).
- *Mapa de peligrosidad*: Representa la distribución espacial y temporal de los procesos potenciales y zonas afectadas. Para ello deben ser conocidos los factores condicionantes y desencadenantes, así como los periodos de retorno de estos últimos. Divide el territorio en zonas en función de la probabilidad en términos cuantitativos de que serán afectadas por un proceso en el futuro. Pueden además incluir aspectos relativos a la severidad del proceso.
- *Mapa de riesgos*: Distribución espacial de los daños esperables en un futuro por la actuación de un proceso peligroso expresado en valor monetario/año o número de víctimas/año.

Según Hartlen y Viberg (1988), una evaluación completa de peligrosidad por movimientos de ladera, incluidos los *debris flows*, debería dar respuesta al menos a las siguientes cuestiones:

6. ¿Dónde ocurrirán los movimientos?
7. ¿Cuál será su volumen y qué distancia recorrerán?
8. ¿Qué clase de movimiento tendrá lugar?
9. ¿Cómo de rápido se moverán?
10. ¿Cuándo ocurrirán?

Sin embargo, en este estudio sólo se responde a la primera mediante un análisis de susceptibilidad a la rotura. La susceptibilidad frente a los movimientos de ladera puede definirse como la tendencia o propensión de una zona a verse afectada por este tipo de procesos en el futuro (Brabb, 1984). Los procedimientos para la estimación de la susceptibilidad a escala media-regional son de tres tipos (Baeza y Corominas, 2001): (1) basados en el análisis geomorfológico, (2) técnicas de tratamiento de datos y (3) aproximaciones determinísticas. Los dos primeros se aplican con frecuencia en análisis regionales, mientras que el último se suele utilizar en estudios de detalle, en los que se calcula el factor de seguridad de las laderas mediante análisis de estabilidad. Las aproximaciones determinísticas son, a pesar de sus limitaciones, probablemente el mejor tipo de procedimiento para determinados tipos de movimientos de ladera ya que tienen en cuenta los principios físicos que rigen la estabilidad de las laderas. Sin embargo, la gran cantidad de datos que requieren y lo gravoso que resulta su obtención hace que sólo sean utilizados en laderas individuales o pequeñas áreas.

Para escalas medias y regionales, la susceptibilidad a los *debris flows* generados a partir de deslizamientos someros, se evalúa mediante métodos que van desde simples análisis geomorfológicos a complejos tratamientos de datos. La fiabilidad del análisis geomorfológico depende de la apropiada interpretación de las formas y los depósitos, la cual está sujeta a una cierta componente subjetiva. La aplicación de técnicas de tratamiento de datos mediante herramientas SIG permite reducir la subjetividad y cuantificar la susceptibilidad. Con estas técnicas, las áreas susceptibles a movimientos de ladera se determinan correlacionando o comparando la distribución espacial de los movimientos de ladera ocurridos en el pasado con la distribución espacial de los principales factores que condicionan el desarrollo de estos

procesos. De esta forma, se supone implícitamente que el funcionamiento de los procesos en el futuro será semejante a la del pasado (Cendrero, 2003). Existen varios métodos para analizar este tipo de correlaciones. El más simple consiste en superponer mapas de factores que condicionan la inestabilidad de movimientos de ladera al mapa inventario de movimientos de ladera (Brabb *et al.*, 1972; Nilsen *et al.*, 1979; Irigaray *et al.*, 1996). Otras aproximaciones más sofisticadas de superposición incorporan procedimientos de ponderación de los factores de inestabilidad (Yin y Yan, 1988; Bonham-Carter *et al.*, 1990; Chung y Fabbri, 1993; Chung y Leclerc, 1994).

Entre los métodos de tratamiento de datos, el análisis multivariante es una de las técnicas más sofisticadas para la estimación de la susceptibilidad a movimientos de ladera como los *debris flows*. En el análisis multivariante, la eventual rotura de una ladera es considerada como el resultado de la interacción de varios *factores medioambientales* interrelacionados que pueden variar en el espacio y el tiempo. El análisis multivariante permite la estimación del peso relativo de cada factor condicionante por medio de procedimientos estadísticos como la Regresión Múltiple, el Análisis Discriminante o la Regresión Logística. Estos procedimientos han sido ya aplicados en análisis de susceptibilidad a deslizamientos someros, demostrando que tienen la capacidad de predecir con un grado de fiabilidad aceptable roturas en laderas utilizando tanto datos categóricos (Jones *et al.*, 1961; Kawakami y Saito *et al.*, 1984, Yin y Yan, 1988; Mora y Vahrson, 1994) como parámetros cuantitativos del terreno (Carrara, 1983a, b; Mulder, 1991).

Como ya se ha dicho, hay dos tipos de factores medioambientales que intervienen en el desarrollo de los movimientos de ladera: *factores condicionantes* y *factores desencadenantes*. En el análisis llevado a cabo en el Parque Posets-Maladeta sólo se han considerado factores condicionantes.

Los objetivos del análisis son: (1) Identificar los atributos del terreno relacionados con la formación de *debris flows* y evaluar estadísticamente su contribución relativa a la inestabilidad de las laderas. Es decir, determinar y ponderar los factores condicionantes que explican la distribución espacial de los *debris flows*. (2) Generar un mapa que muestra la distribución espacial de las distintas clases de susceptibilidad a la formación de *debris flows*. Este mapa representa una zonación que refleja el grado de propensión o tendencia de cada zona a originar *debris flows*. Estos mapas de susceptibilidad son una herramienta de gran

utilidad para identificar las áreas fuente de *debris flows* en el futuro, sirviendo de base para la toma de decisiones concretas sobre la aplicación de medidas de mitigación, ya sean de carácter preventivo o correctivo. Su fiabilidad depende principalmente de la cantidad, calidad y representatividad de la información utilizada, de la metodología aplicada para su evaluación y de la escala de trabajo (Van Westen, 1994). A estos aspectos deberíamos añadir el grado de uniformidad del proceso (validez del “actualismo inverso”) (Cendrero, 2003) y el conocimiento que posea el investigador sobre el fenómeno y la zona de estudio.

A continuación, se explica la técnica multivariante elegida para el análisis de susceptibilidad a los *debris flows*.

3.2.3.2.- METODOLOGÍA Y RESULTADOS

La metodología ha sido la misma que la usada para los deslizamientos someros. Se ha utilizado un *modelo de regresión logística múltiple por pasos* para predecir espacialmente las áreas fuente de *debris flows* en el Parque Posets-Maladeta.

Para que el modelo tuviera la mayor capacidad discriminante posible se han tenido en cuenta un buen número de variables independientes. Al estudiar el proceso teniendo en cuenta diversas variables y sus relaciones, abordamos diversas facetas del mismo (Pardo y Ruiz, 2002). Todas las variables independientes obtenidas representan *factores condicionantes* del inicio de *debris flows*, es decir, corresponden a factores intrínsecos de las laderas que influyen en su estabilidad. Cada una de ellas es explicada más adelante en el apartado [3.5.4.1](#).

No se han obtenido datos sobre algunos factores que ciertamente pueden ser muy importantes para la estabilidad de las laderas como pueden ser el espesor de coluvión o las condiciones hidrogeológicas, ya que su conocimiento implicaría el uso de técnicas de prospección específicas (sondeos y geofísica). En cualquier caso, estas variables pueden estar en parte contenidas en algunas de las variables consideradas. Así, por ejemplo, los elementos morfológicos pueden guardar cierta relación con el espesor de los depósitos de ladera o la litología del sustrato con las condiciones hidrogeológicas.

Tampoco se han tenido en cuenta *factores desencadenantes* o *activadores* tan importantes como las precipitaciones extremas, fusiones rápidas, terremotos, avenidas, aludes o acciones antrópicas.

Para la estimación y representación cartográfica de la susceptibilidad al inicio de *debris flows* en el Parque Posets-Maladeta es preciso dividir la zona de estudio en unidades o porciones de terreno para así obtener la población que se desea analizar estadísticamente. Existen diversos métodos de subdivisión del territorio (Guzzetti *et al.*, 1999):

- *Malla regular de celdas cuadradas.*
- *Unidades de terreno:* Obtenidas a partir de criterios tales como litología, morfología y procesos.
- *Unidades de condiciones únicas:* Resultado de cruzar todas las capas de información.
- *Unidades de ladera:* Dividiendo el territorio en regiones hidrológicas comprendidas entre líneas divisorias y líneas de drenaje.
- *Unidades topográficas:* Parecido al anterior pero con menos limitaciones.

Los cuatro últimos tipos de unidades no trabajan bien con variables continuas (ej.: pendiente, altura), trabajan con variables discretas o estadísticas. Las mallas de celdas cuadradas (grids) trabajan con variables discretas y continuas.

Si pretendiésemos modelizar grandes deslizamientos con grandes cicatrices, la malla regular de celdas cuadradas no sería la mejor opción. En este caso, cualquiera de los otros procedimientos de subdivisión sería más idóneo.

La elección del más apropiado depende por tanto, de una serie de factores: tipo de movimiento de ladera a estudiar, tamaño, escala de trabajo, calidad, resolución, escala y tipo de información temática requerida, y disponibilidad de herramientas adecuadas para el manejo de la información y su análisis (Guzzetti *et al.*, 1999).

Para llevar a cabo el análisis de susceptibilidad al inicio de *debris flows* en el Parque Posets-Maladeta (354 km²) se ha probado con las unidades de condiciones únicas pero no se han

obtenido buenos resultados (30% de acierto en la predicción). Si han sido buenos con la malla regular de celdas cuadradas (93% de acierto), compartimentado el territorio en celdas de 25 x 25 metros (el mismo ancho de malla que establece el IGN para el modelo digital de elevaciones del territorio nacional), lo que representa para toda el área de trabajo una población de 566.121 celdas. La figura 3.66 muestra un detalle de estas celdas en una zona concreta.



Figura 3.66.- Representación gráfica de las celdas de 25 x 25 m en un sector de la zona de estudio (Glaciar del Aneto).

Todas las capas de información del terreno disponibles, se han adecuado a esta malla utilizando la herramienta *Spatial Analyst* de *ArcInfo*. Este tipo de formato de información también es conocido como *Grid* o *Ráster*. Un grid o ráster consiste en un conjunto de celdas uniformemente espaciadas con medidas de una variable (McCoy y Johnston, 2001). Cuanto más pequeñas sean las celdas, mayor es la resolución del grid. La figura 3.67 ilustra la *rasterización* de capas de información vectorial (puntos, líneas y polígonos).

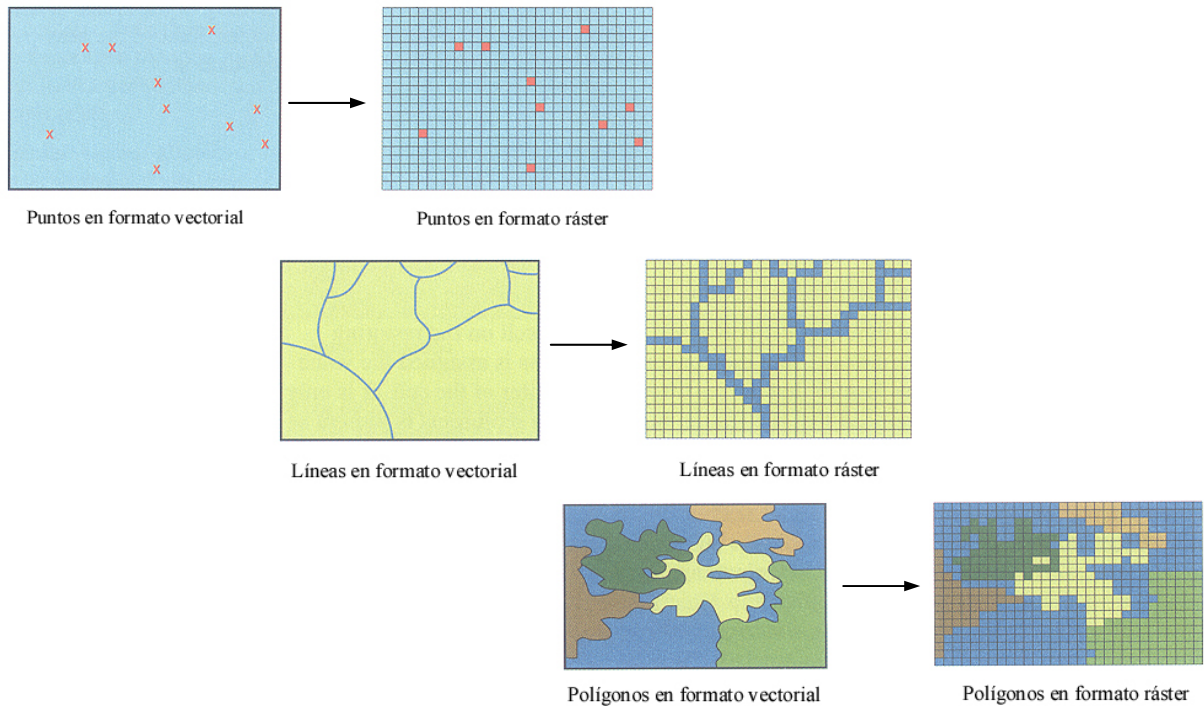


Figura 3.67.- Esquema ilustrativo de la transformación de la información del terreno de formato *vectorial* a *ráster* (o *grid*) con un tamaño de celda de 25 x 25 m (Tomada de McCoy y Johnston, 2001).

Estas capas con información del terreno en formato grid se superponen con la herramienta *Spatial Analyst* de *ArcInfo* y obtenemos una nueva capa-grid en la que cada celda contiene información de cada una de las capas o variables consideradas. La figura 3.68 ilustra un sencillo ejemplo de la fusión de tres capas-grid con información del terreno.

Como ya se ha indicado anteriormente, un análisis de regresión logística consta de cuatro fases fundamentales: la selección de las variables del análisis, la estimación de los pesos o coeficientes B de las variables seleccionadas, la clasificación de los casos (nuestras celdas) y el análisis de los residuos. Pero el análisis de susceptibilidad al inicio de *debris flows* queda incompleto sin una quinta fase que es la de *contrastación* del modelo logístico de predicción. El modelo de predicción del comportamiento de las laderas habrá de ser considerado como una hipótesis no contrastada en tanto en cuanto ésta no sea validado (Cendrero, 2003; Remondo *et al.*, 2003a).

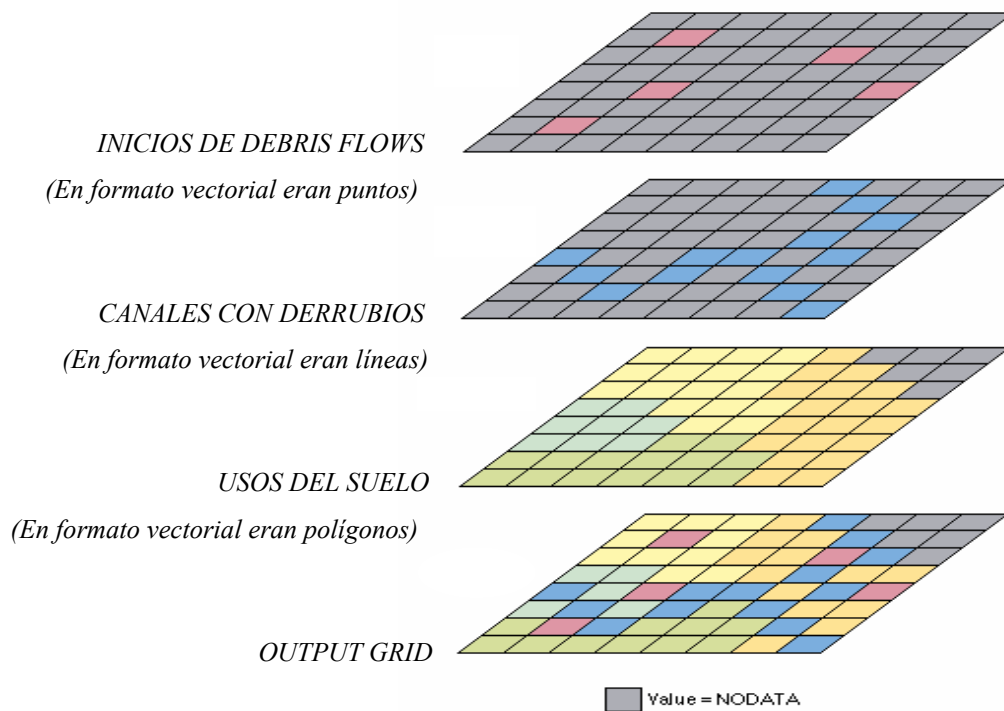


Figura 3.68.- Esquema ilustrativo de la fusión de tres capas-grid. Cada celda del *output grid* contiene la información de las tres capas fusionadas, inicios de debris flows, canales con derrubios y usos del suelo (Modificada de McCoy y Johnston, 2001).

Después de generar un modelo de predicción, la contrastación más idónea debería estar basada en la comparación de los resultados de la predicción con la distribución de los inicios de *debris flows* futuros (Brabb, 1984; Duque *et al.*, 1990, 1991; Siddle *et al.*, 1991; González-Díez, 1995; Chung *et al.*, 1995; Luzi y Pergalani, 1996; Remondo *et al.*, 1996; Díaz de Terán *et al.*, 1998; Chung y Fabbri, 1998, 1999; Irigaray *et al.*, 1999), sin embargo esta comparación no es factible en nuestro caso por lo reciente de este estudio (los *debris flows* futuros aún no han tenido lugar). En estas condiciones la única opción posible es imitar la comparación posterior al análisis usando los *debris flows* ocurridos en el pasado como si una parte de ellos correspondiesen a los *debris flows* futuros. Para ello se divide el conjunto de *debris flows* conocidos en dos muestras, una para el análisis (modelización) y la otra para la contrastación o contrastación. Esta división puede hacerse siguiendo tres posibles estrategias (Cendrero, 2003; Remondo *et al.*, 2003a y b):

1. Una estrategia espacial que consiste en dividir la zona de estudio en dos tomando los puntos de inicio de *debris flows* de una mitad para el análisis y los de la otra mitad para la contrastación.

2. Una estrategia temporal en la que dividimos los movimientos pasados en dos o más grupos temporales, utilizando los más antiguos para el análisis y los más jóvenes para la contrastación.
3. Una estrategia aleatoria que consiste en dividir la población de puntos de inicio de *debris flows* en muestras para análisis y contrastación al azar.
4. También existe la posibilidad de recurrir a variaciones de los métodos anteriores.

En nuestro caso se ha optado por la tercera opción. Para el análisis se ha seleccionado aleatoriamente con *SPSS* el 60% de las celdas con inicio de *debris flows* y el resto se ha dejado para la contrastación.

La regresión logística es una técnica de análisis estadístico multivariante diseñada para trabajar con grupos que tienen más o menos el mismo tamaño. Sin embargo, en el Parque Posets-Maladeta el inicio de *debris flows* es un fenómeno relativamente poco frecuente, de hecho el grupo de celdas con *debris flows* es 555 veces menor que el grupo de celdas libre de ellos.

Si para el análisis elegimos un número de celdas sin inicios de *debris flows* igual al número de celdas con inicios, estaríamos desarrollando un modelo a partir de los datos de solo 0,7 km², una superficie insignificante frente a los 354 km² del Parque Posets-Maladeta. Por lo tanto debemos incluir en la muestra del análisis un mayor número de celdas sin inicios de *debris flows*. Con la ayuda del programa *SPSS* se han seleccionado aleatoriamente 9.321 celdas estables y 615 celdas con inicios de *debris flows*, un grupo 15 veces mayor que el otro. Para el análisis disponemos, por tanto, de un total de 9.936 celdas que suman unos 6 km².

Selección de las variables del análisis

Antes de pasar a la selección de las variables, primer paso del análisis de regresión logística, veamos de qué variables disponemos y cómo se han obtenido y recodificado.

En nuestro análisis entendemos por variable como una característica o propiedad de los elementos de una población que puede ser expresada numéricamente. Como se explicó al principio de este capítulo, para llevar a cabo un análisis de regresión logística binaria es

necesario disponer de una variable categórica que defina dos grupos: celdas estables e inestables (o fuente de *debris flows*). Esta variable dicotómica es la variable *dependiente* del análisis, es decir, la variable cuyos valores se desea predecir. Nuestra variable *dependiente* se llama *DF* (*Debris Flow*). Toma el valor 1 cuando en una celda hay presencia de al menos un punto de inicio de *debris flow*, y el valor 0 cuando no existen.

Como ya se ha dicho al principio del apartado de la regresión logística binaria, para averiguar en qué se diferencian dichos grupos de celdas es necesario disponer de una serie de variables (variables independientes) que se supone nos pueden ayudar a entender por qué unas celdas presentan inicios de *debris flows* y otras no, o dicho de otro modo, por qué unas celdas son inestables y otras estables.

A diferencia de lo que ocurre con el análisis discriminante, el análisis de regresión logística ofrece la posibilidad de utilizar variables independientes categóricas (como la vegetación). Todas las variables, categóricas o no (pendiente, altura, etc), se han recodificado como *variables indicador*, es decir, con códigos 0 y 1; 0 indicando la ausencia de la característica y 1 indicando la presencia de la característica. De esta manera pueden introducirse directamente en el análisis sin necesidad de ninguna aclaración adicional.

Las variables utilizadas se han clasificado, según el tipo de información que proporcionan, en los siguientes grupos:

1) Localización del movimiento:

Variable DF

Definición: Puntos de inicios de *debris flows*.

Función: Variable que indica la existencia o no existencia de inicios de *debris flows* previos. Es la variable dependiente que permite establecer las relaciones estadísticas con las variables condicionantes o independientes. Muestra la distribución espacial de las cicatrices de *debris flows* pasados, a partir de las cuales se pretende establecer la predicción.

Procedimiento de obtención: La identificación de los *debris flows* se ha llevado a cabo mediante la fotointerpretación de pares estereoscópicos correspondientes a los vuelos de septiembre de 1981 a escala 1:30.000 y de septiembre de 1997 a escala 1:20.000, y

comprobaciones en campo posteriores. Los movimientos se han digitalizado sobre la ortofoto del “SIG oleícola”. En la cartografía se han representado los puntos de inicio, y sus zonas de trayecto y depósito. Sin embargo estas últimas no se contemplan en *DF*, pues lo que se analiza son las condiciones de inicio y no de depósito (Fernández *et al.*, 2000).

Se han cartografiado 1031 puntos de inicio de *debris flows* en todo el Parque Posets-Maladeta (Fig. 3.69), una media de 2,94 puntos de inicio de *debris flow* por kilómetro cuadrado. Al rasterizar esta cobertura vectorial de puntos se obtiene un total de 1017 celdas con al menos un punto de inicio de *debris flow*.

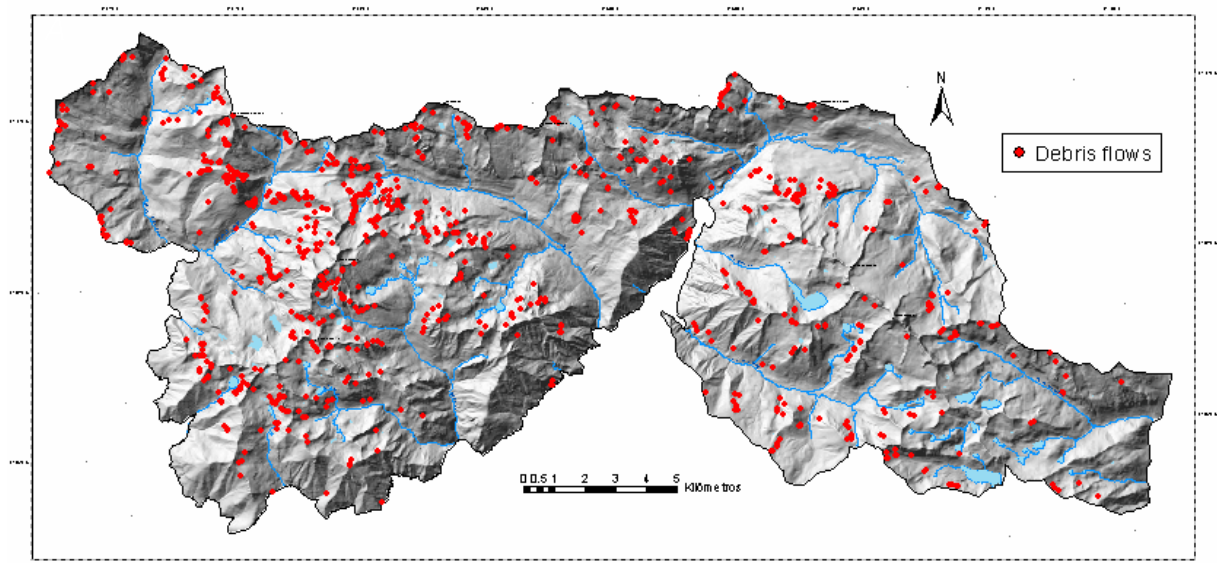


Figura 3.69.- Mapa de la distribución espacial de los puntos de inicio de *debris flows* (punto rojos).

2) Información sobre las características geométricas de las laderas: Según Caine (1980), las causas principales de desencadenamiento de *debris slides* son la lluvia y los temblores de tierra. Las precipitaciones intensas provocan un aumento de la presión de fluido en los poros, lo que conlleva una disminución de los esfuerzos normales efectivos y de la resistencia al corte en planos potenciales de rotura de las formaciones superficiales. Además, las precipitaciones pueden provocar un aumento del peso de la ladera. Por esta razón, las características geométricas de las vertientes que influyen en su comportamiento hidrológico (forma, pendiente, etc.) son factores cruciales en el condicionamiento de movimientos de ladera.

Variable ALTURA

Definición: Grid con valores de Z para cada celda (Fig. 3.70). Es el Modelo Digital del Terreno (MDT), también conocido como DEM (*Digital Elevation Model*).

Como una superficie contiene un número infinito de puntos, resulta imposible medir y almacenar el valor z en cada punto. Los modelos digitales del terreno nos permiten almacenar información altimétrica georreferenciada de superficies en un sistema de información geográfica (SIG). Un modelo de elevaciones o de terreno es una aproximación a una superficie tomando una muestra de valores en diferentes puntos de la superficie e interpolando los valores entre ellos.



78	72	69	71	58	49
74	67	56	49	46	50
69	53	44	37	38	48
64	58	55	22	31	24
68	61	47	21	16	19
74	53	34	12	11	12

Figura 3.70.- Grid con valores de altitud de cada celda.

Hay dos tipos de modelos digitales de superficie: TINs (*Triangulated Irregular Networks*) y rásters o *grids*. Los TINs representan una superficie como un conjunto de puntos localizados irregularmente y unidos formando una red de triángulos con valores z almacenados en los nodos (Fig. 3.71A). Los rásters representan una superficie como una malla cuadrada regular de puntos con valores muestreados o interpolados (Fig. 3.71B) (Booth, 2000).

Función: Esta variable, al reflejar la altitud sobre el nivel del mar, está relacionada con las precipitaciones, también influye en las temperaturas ya que a partir de cierta altura no crecen los árboles. Además, de ella se derivan todas las variables relacionadas con las características geométricas de la ladera.

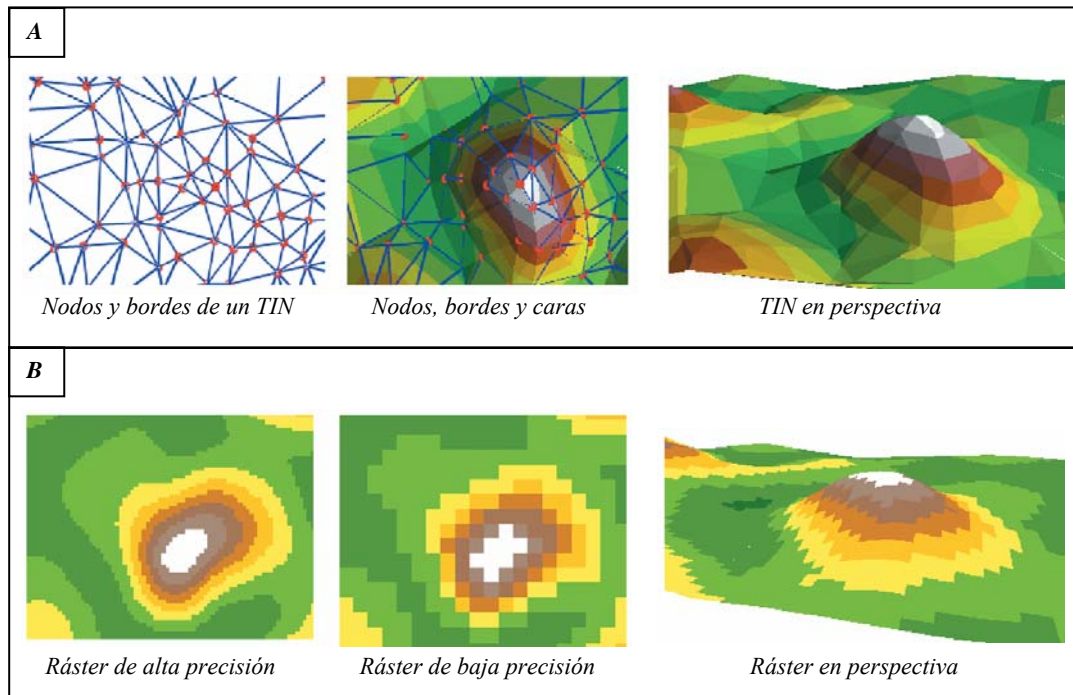


Figura 3.71.- Modelos digitales de superficie: TIN (A) y Ráster (B) (Modificada de Booth, 2000).

Procedimiento de obtención: Con la herramienta *3D Analyst* de *ArcInfo* se generó una superficie TIN (*Triangulated Irregular Network*) de la zona de estudio a partir de las coordenadas U.T.M. y la altitud de los puntos de referencia que describen geoméricamente la altimetría de Aragón, datos que han sido obtenidos mediante la digitalización/restitución numérica de las curvas de nivel (intervalo 10 metros), puntos de cota, la red fluvial constituida por ríos y arroyos, líneas adicionales indicativas de vaguadas y líneas divisorias contenidos en la serie cartográfica a escala 1:5.000 del Servicio Cartográfico del Gobierno de Aragón. Posteriormente, este TIN se transformó mediante *3D Analyst* de *ArcInfo* en un MDT ráster coherente desde el punto de vista hidrológico y acorde con la subdivisión de la zona de estudio en celdas de 25x25 metros. Para ello se utilizaron las tolerancias que *ArcInfo* tiene por defecto. En resumen, nuestro MDT ráster consiste en una malla de 566.121 celdas cuadradas uniformemente espaciadas (*i.e.* un grid), con valores de altitud en cada uno de sus nodos y en proyección U.T.M. (Elipsoide Internacional, Sistema de Referencia ED50, Huso 30 Norte).

Codificación: La variable ha sido reclasificada en 10 categorías con rangos altitudinales de 215 m (Figs. 3.72 y 3.73).

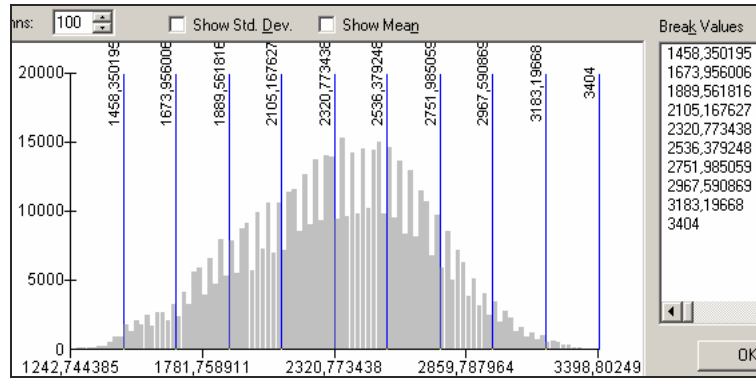


Figura 3.72.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *ALTURA* en la zona de estudio. En abscisas se representa la variable *ALTURA* y en ordenadas la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar la variable *ALTURA* en 10 categorías. Estos puntos de corte equidistantes están indicados en el cuadro *Break Values*.

Las 10 nuevas variables indicador obtenidas son:

- *ALTURA* (1): 1242,7 – 1458,3 m
- *ALTURA* (2): 1458,3 – 1673,9 m
- *ALTURA* (3): 1673,9 – 1889,5 m
- *ALTURA* (4): 1889,5 – 2105,1 m
- *ALTURA* (5): 2105,1 – 2320,7 m
- *ALTURA* (6): 2320,7 – 2536,3 m
- *ALTURA* (7): 2536,3 – 2751,9 m
- *ALTURA* (8): 2751,9 – 2967,5 m
- *ALTURA* (9): 2967,5 – 3183,1 m
- *ALTURA* (10): 3183,1 – 3404,0 m

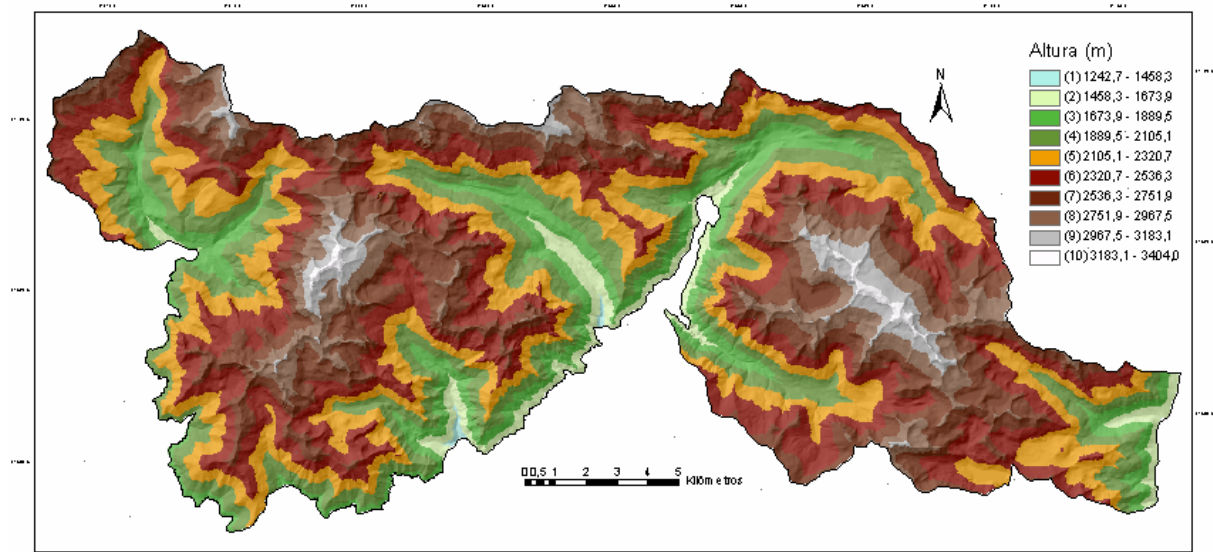


Figura 3.73.- Representación gráfica de la variable *ALTURA* reclasificada en 10 variables indicadoras. La superficie de los lagos no presenta el color correspondiente a su altura.

Variable ASPECT

Definición: Grid con valores de orientación de las laderas en cada celda (Fig. 3.74). Los valores de *ASPECT* se expresan en grados positivos de 0 a 359,9 en sentido horario desde el Norte. Viene dada por el ángulo entre el norte geográfico y la proyección sobre el plano horizontal del vector normal a la superficie en el punto central de la celda. Un valor de *ASPECT* -1 indica un área de orientación indefinida (horizontal). *ASPECT* identifica la dirección de máxima pendiente desde cada celda hacia sus vecinas.

Función: Esta variable es un reflejo de las condiciones microclimáticas de la ladera, ya que unas orientaciones reciben mayor insolación que otras. Está a su vez relacionada con el mayor o menor grado de humedad de la ladera en función de su exposición a los frentes de lluvia. Esta variable influye en la hidrología, vegetación, meteorización, tipo y espesor de regolito-coluvión, permanencia de la nieve, etc.

Procedimiento de obtención: Se obtiene mediante la aplicación al Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de la función *ASPECT* de *Spatial Analyst* de *ArcInfo*.

315.0	341.6	8.1	26.6	45.0	-1.0
270.07	288.4	11.3	45.0	26.6	
251.6	246.8	198.4	90.0	0.0	315.0
270.0	243.4	206.6	180.0	-1.0	-1.0
225.0	198.4	206.6	206.6	198.4	225.0
-1.0	-1.0	225.0	198.4	206.6	270.0

Figura 3.74.- Grid con valores de orientación de distintas celdas.

Codificación: La variable se ha reclasificado en 9 categorías con rangos de 45 grados (Figs. 3.75 y 3.76).

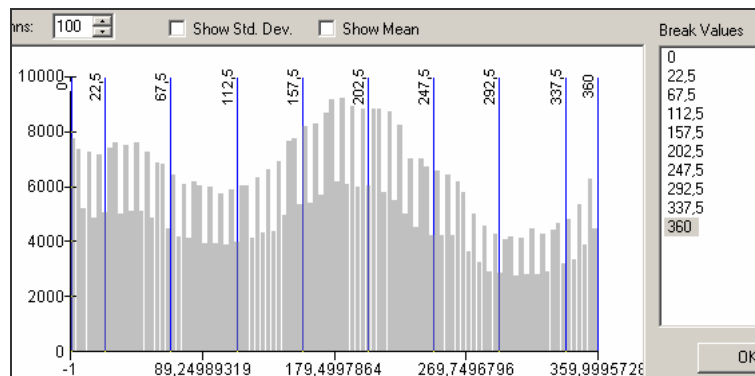


Figura 3.75.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *ASPECT* (orientación) en el área de estudio. En abscisas se representan los valores de *ASPECT* y en ordenadas la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar la variable *ASPECT* en 9 categorías (cuadro *Break Values*). Los ángulos están medidos desde el Norte y en sentido horario.

Las 9 nuevas variables indicador obtenidas son:

- *ASPECT* (1): Horizontal
- *ASPECT* (2): N (337,5° - 22,5°)
- *ASPECT* (3): NE (22,5° - 67,5°)
- *ASPECT* (4): E (67,5° - 112,5°)
- *ASPECT* (5): SE (112,5° - 157,5°)
- *ASPECT* (6): S (157,5° - 202,5°)
- *ASPECT* (7): SW (202,5° - 247,5°)
- *ASPECT* (8): W (247,5° - 292,5°)

- *ASPECT* (9): NW (292,5° - 337,5°)

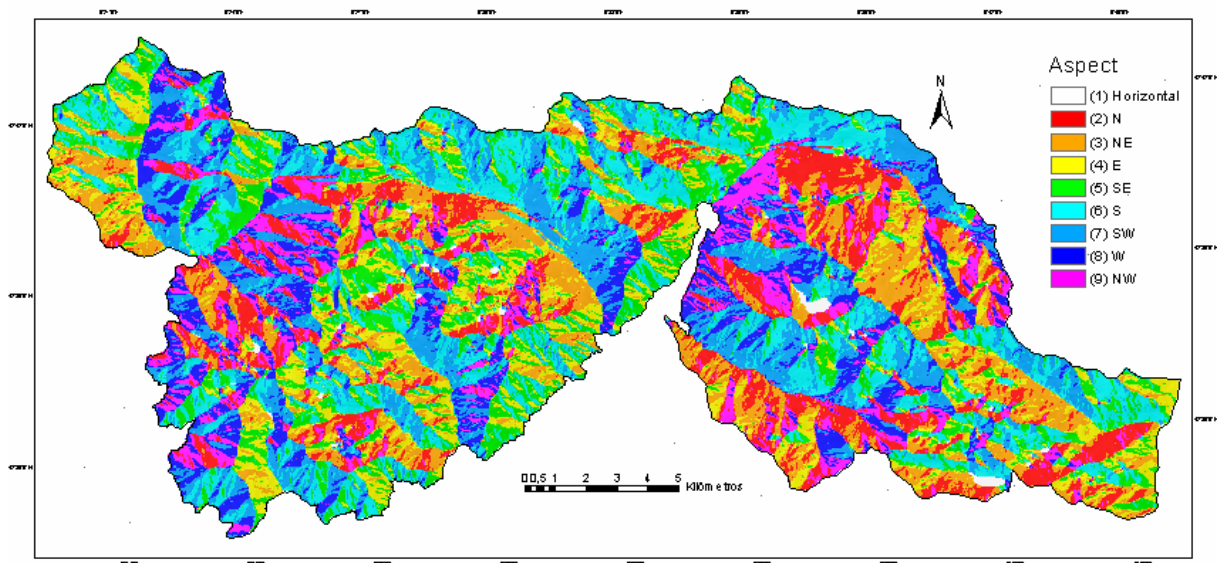


Figura 3.76.- Representación gráfica de la variable *ASPECT* (orientación) reclasificada en 9 variables indicador.

Variable *CURVATURE*

Definición: Grid de la curvatura de la superficie del terreno en el centro de cada celda. Expresa el grado de concavidad-convexidad del terreno (tridimensional). Se define como la tasa de cambio en la pendiente y viene dada por la segunda derivada de la altitud (elevación), es decir, por los cambios de pendiente en el entorno de un punto dado.

Función: Esta variable expresa la capacidad de retención o de escorrentía del agua en una ladera. Una geometría cóncava favorece la retención del agua (mayor infiltración, mayor encharcamiento) y una convexa favorece la escorrentía.

Procedimiento: Se obtiene aplicando al MDE la función *CURVATURE* de *Spatial Analyst* de *ArcInfo*. Para cada celda, esta función ajusta un polinomio de la forma:

$$Z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + I$$

a la superficie formada por una ventana de 3 x 3 celdas. Los coeficientes A, B, C, etc, se calculan a partir de esta superficie. Las relaciones entre los coeficientes y los nueve valores de elevación para cada celda numerada como se muestra en la figura 3.77 son:

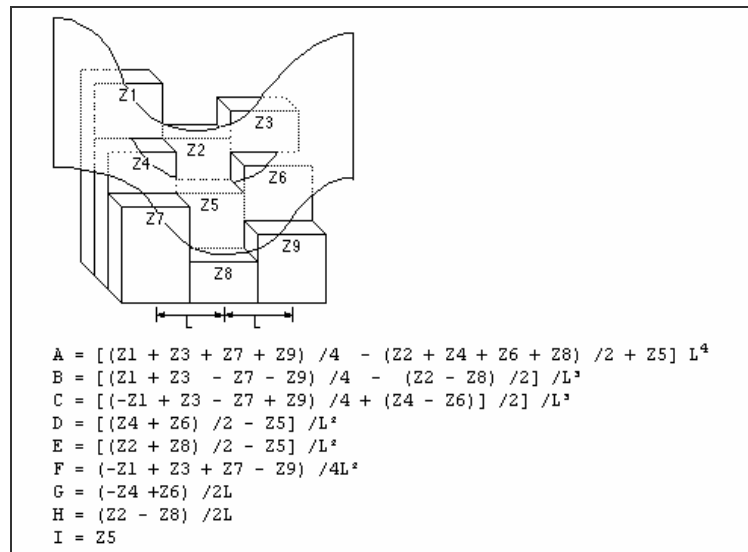


Figura 3.77.- Esquema ilustrativo de una ventana de 3x3 celdas. Relaciones entre los coeficientes del polinomio de cuarto orden que se ajusta a la superficie definida por la ventana de 3x3 celdas del dibujo y las elevaciones de las nueve celdas (Tomada de McCoy y Johnston, 2001).

El valor de curvatura es la segunda derivada de la superficie definida (la pendiente de la pendiente), tal que:

$$\text{Curvatura} = -2(D + E) \times 100$$

Codificación: Una curvatura positiva indica que la superficie es convexa en esa celda. Una curvatura negativa indica que la superficie es cóncava en esa celda. Un valor cero indica que la superficie es plana. Los valores de la variable curvatura para una zona de relieve suave oscila entre -0,5 y 0,5, mientras que en una zona abrupta de relieve accidentado, como es el área del Parque Posets-Maladeta, los valores oscilan entre -4 y 4.

La variable *CURVATURE* se ha subdividido en las variables *PROFILE* y *PLAN*, que reflejan el grado de concavidad-convexidad del terreno en la dirección de la máxima pendiente y en su transversal, respectivamente.

Variable PROFILE

Definición: *Profile*. Expresa el grado de concavidad-convexidad del terreno (bidimensional) según la dirección de la máxima pendiente. Se define como la tasa de cambio en la pendiente medida en la dirección de la máxima inclinación de la ladera y viene dada por la segunda

derivada de la altitud (elevación), es decir por los cambios de pendiente en el entorno de un punto dado.

Función: Esta variable influye en la capacidad de la ladera para retener agua. Afecta a la velocidad de la escorrentía superficial, influyendo en los procesos de infiltración, erosión y sedimentación.

Procedimiento de obtención: Se obtiene aplicando al Modelo Digital de Elevaciones (MDE) la función *CURVATURE* de *Spatial Analyst* de ArcInfo.

Codificación: Valores positivos de esta variable indican convexidad, mientras que los negativos indican concavidad. El valor 0 corresponde a laderas con geometría plana. Como se observa en la figura 3.78, los valores que toma *PROFILE* en la zona de estudio van desde -61,29 (extremadamente cóncavo) hasta 107,59 (extremadamente convexo). Como ya se ha señalado anteriormente, los valores de *curvatura* para una zona de relieve moderado oscila entre -0,5 y 0,5, mientras que en una zona abrupta de relieve accidentado, como el Parque Posets-Maladeta, los valores oscilan entre -4 y 4 (McCoy y Johnston, 2001). Así pues, los valores tomados para establecer 7 categorías de *PLAN* son: -4; -2; -0,5; 0,5; 2; 4 y 107,59.

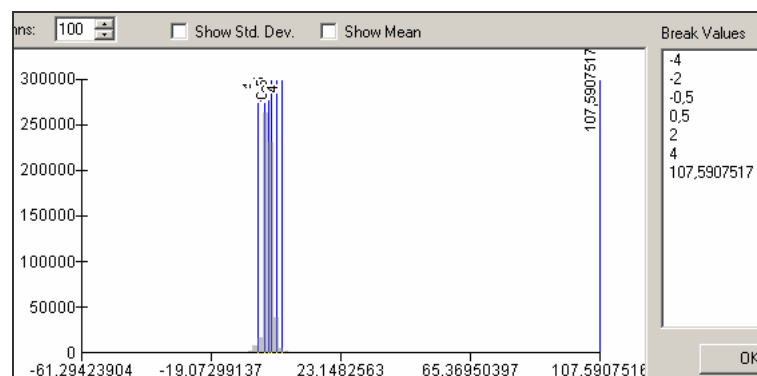









Figura 3.78.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *PROFILE* en el área de estudio. En abscisas se representan los valores de *PROFILE* y en ordenadas la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar la variable *PROFILE* en 7 categorías (cuadro de *Break Values*).

Las 7 nuevas variables indicador obtenidas son:

-  *PROFILE* (1): Extremadamente convexo
-  *PROFILE* (2): Muy convexo
-  *PROFILE* (3): Convexo
-  *PROFILE* (4): Plano
-  *PROFILE* (5): Cóncavo
-  *PROFILE* (6): Muy cóncavo
-  *PROFILE* (7): Extremadamente cóncavo

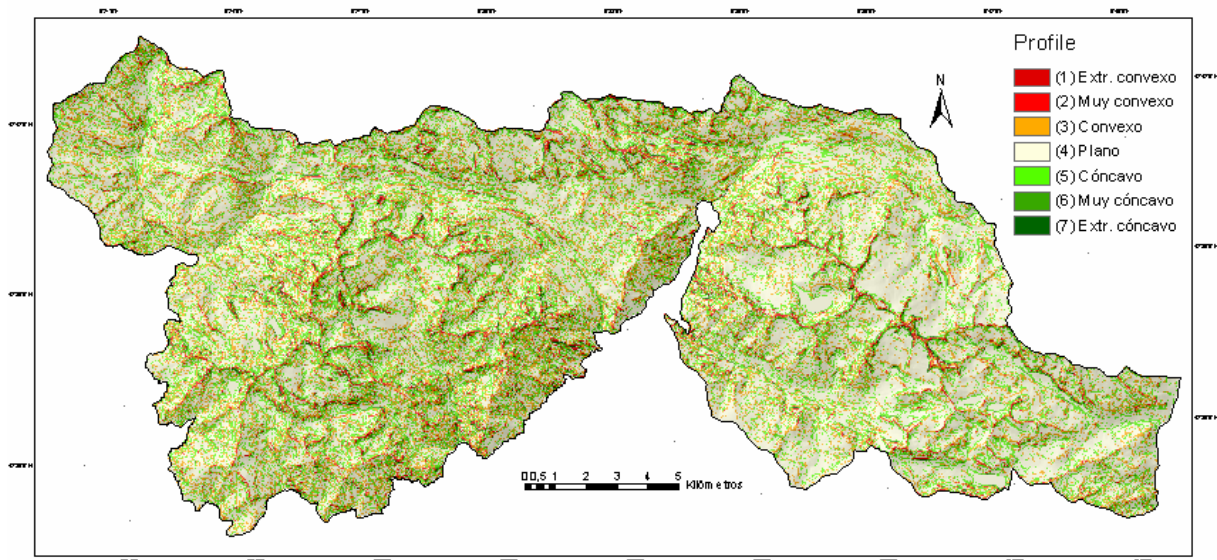


Figura 3.79.- Representación gráfica de la variable *profile* (concavidad-convexidad de la superficie en la dirección de la pendiente) reclasificada en 7 variables indicador.

Variable PLAN

Definición: Expresa el grado de concavidad-convexidad del terreno (bidimensional) transversal a la dirección de la pendiente. Se define como la tasa de cambio en la pendiente medida perpendicularmente a la pendiente y viene dada por la segunda derivada de la altitud, es decir, por los cambios de pendiente en el entorno de un punto dado.

Función: Esta variable influye en la capacidad de la ladera para retener agua. A mayor concavidad se tiene mayor capacidad de concentración del agua, mientras que a mayor

convexidad se tiene mayor capacidad de dispersión del agua. Afecta a la convergencia y divergencia del flujo (Remondo, 2001).

Procedimiento de obtención: Se obtiene aplicando al Modelo Digital de Elevaciones (MDE) la función *CURVATURE* de *Spatial Analyst* de ArcInfo.

Codificación: Los valores positivos de esta variable indican convexidad, mientras que los negativos indican concavidad. El valor 0 corresponde a superficies planas. Como se observa en la figura 3.80, los valores que toma *PLAN* en la zona de estudio van desde -115,57 (extremadamente cóncavo) hasta 70,66 (extremadamente convexo). Como ya se dijo anteriormente, los valores de *curvatura* para una zona de relieve moderado oscila entre -0,5 y 0,5, mientras que en una zona abrupta de relieve extremo, como el área de estudio, los valores oscilan entre -4 y 4. Así pues, los valores tomados para establecer 7 categorías de *PLAN* son: -4; -2; -0,5; 0,5; 2; 4 y 70,66.

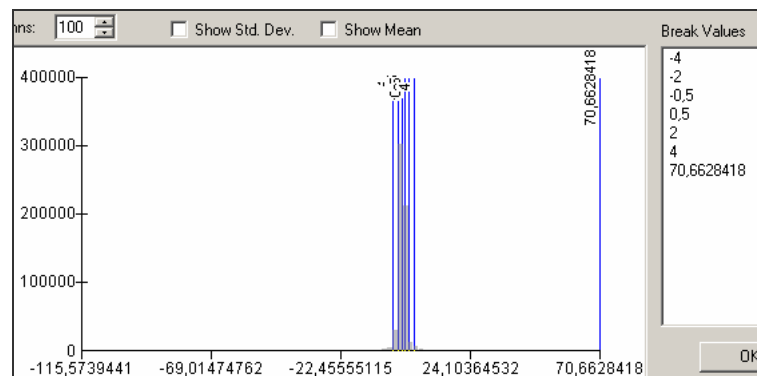









Figura 3.80.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *PLAN* en el Parque Posets-Maladeta. En abscisas se representan los valores de *PLAN* y en ordenadas, la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar la variable *PLAN* en 7 categorías. Estos *Break Values* están indicados en el cuadro de la derecha.

Las 7 nuevas variables indicador obtenidas son:

-  *PLAN* (1): Extremadamente cóncavo
-  *PLAN* (2): Muy cóncavo
-  *PLAN* (3): Cóncavo
-  *PLAN* (4): Plano
-  *PLAN* (5): Convexo
-  *PLAN* (6): Muy convexo
-  *PLAN* (7): Extremadamente convexo

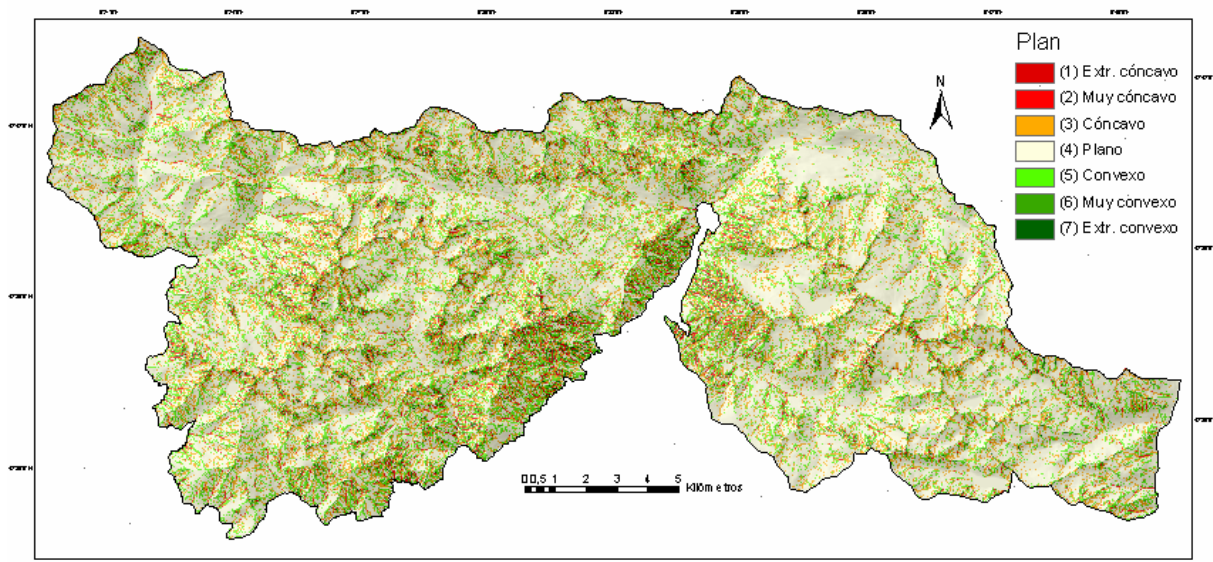


Figura 3.81.- Representación gráfica de la variable *plan* (curvatura de la superficie en la dirección perpendicular a la pendiente) reclasificada en 7 variables indicador.

Variable SLOPE:

Definición: Grid con valores de pendiente topográfica en grados de 0 a 90 definida como el ángulo existente entre la superficie del terreno y la horizontal.

Función: Esta variable condiciona la estabilidad de las laderas, siendo ésta, en igualdad del resto de condiciones, menor cuanto mayor es la pendiente. La pendiente también influye en la magnitud de los esfuerzos tangenciales y normales que actúan en planos potenciales de rotura, en la hidrología de la ladera y en el espesor de regolito y coluvión.

Procedimiento de obtención: Se obtiene mediante la aplicación de la función *SLOPE* de *Spatial Analyst* de ArcInfo al Modelo Digital del Elevaciones (MDE). Teóricamente, la variable *SLOPE* para cada celda se obtiene del ajuste de una superficie a los valores z de un grupo de 3x3 celdas. La dirección a la que la superficie mira en la celda central es la orientación (*aspect*). La pendiente de la celda se calcula a partir del grupo de 3x3 usando la “*average maximum technique*” (Burrough, 1986). Si una de las celdas del grupo 3x3 no tiene información z , se le asigna el valor de z de la celda central. En el borde de un MDT, al menos 3 celdas (fuera de la extensión del MDT) no tendrán valor z . A estas celdas también se les asigna el valor z de la central. El resultado es un aplanamiento de la superficie 3x3 que se ajusta a estas celdas de borde, lo cual suele conllevar una reducción de la pendiente. El MDT generado para la zona de estudio se extiende más allá de su límite real, por lo que no nos enfrentamos a este problema.

Codificación: Como se observa en la figura 3.82, en las celdas del área de estudio encontramos pendientes que van de los 0° a los $73,63^{\circ}$. Para reclasificar la variable *SLOPE* se han definido 9 intervalos equidistantes marcados por las líneas azules verticales del gráfico.

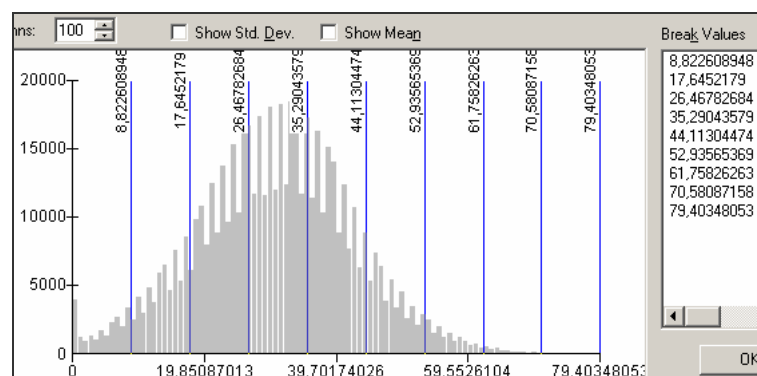


Figura 3.82.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *SLOPE* en el área de estudio. En abscisas se representan los valores de *SLOPE* y en ordenadas, la frecuencia en número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar la variable *SLOPE* en 9 categorías. Dichos *Break Values* están indicados en el cuadro de la derecha.

Las 9 variables indicador obtenidas son:

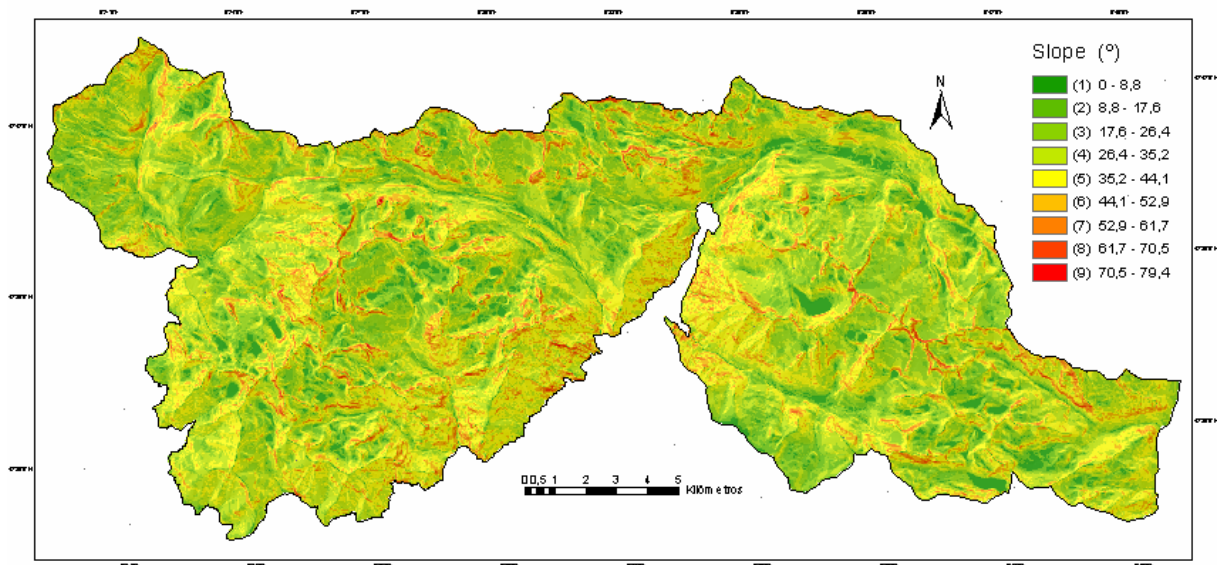
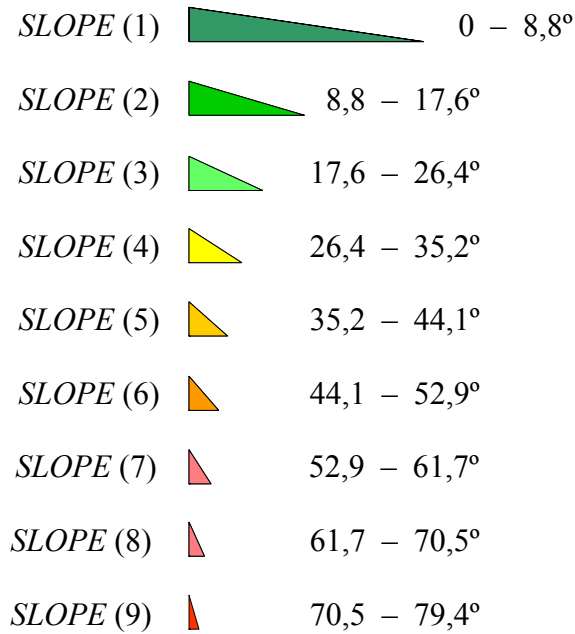


Figura 3.83.- Representación gráfica de la variable *SLOPE* (pendiente) reclasificada en 9 variables indicador.

3) Información de las características de la cuenca vertiente:

Variable FLOWDIR

Definición: *Flow Direction*. Es un grid de dirección de escorrentía desde cada celda hacia su vecina de menor cota (Fig. 3.84).

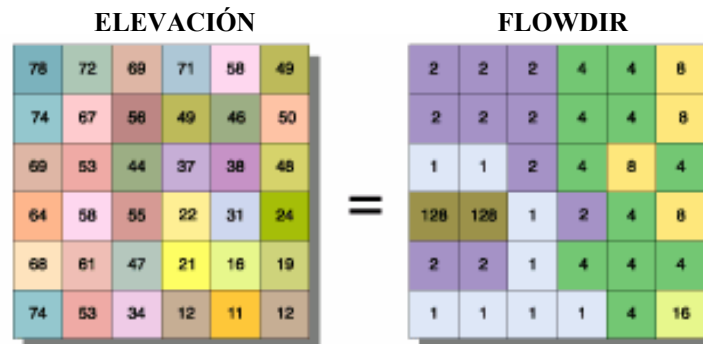


Figura 3.84.- Grid de dirección de escorrentía (*FLOWDIR*) obtenido a partir del MDE.

Función: Como se indica más adelante, es una variable necesaria para obtener otras como *Flow Accumulation* o *Flow-Length upstream*.

Procedimiento de obtención: Se obtiene mediante la aplicación de la función *FLOWDIRECTION* de *Spatial Analyst* de ArcInfo al Modelo Digital del Elevaciones (MDE). La dirección de escorrentía se determina a partir de la dirección de máximo desnivel entre la celda considerada y la situada inmediatamente por debajo. Su valor, en tanto por ciento, se calcula de la siguiente forma: Incremento en el valor z / distancia \cdot 100.

La distancia se mide entre los centros de las celdas. Como el tamaño de nuestras celdas es de 25 metros, la distancia entre dos celdas ortogonales adyacentes es 25 m, y la distancia entre dos celdas diagonales adyacentes es 35,36 metros. Si el desnivel hacia todas las celdas adyacentes es el mismo, la función *FLOWDIRECTION* amplía el vecindario de celdas hasta encontrar un desnivel máximo. Si todas las celdas vecinas son más altas que la celda en proceso, se considera como ruido y se rellena hasta la cota más baja de sus vecinas, y tiene una dirección de escorrentía hacia esta celda. Sin embargo, si una de estas celdas “sumidero” está cerca del borde físico del grid o tiene al menos una celda carente de datos de elevación como vecina, entonces no se rellena debido a la insuficiente información vecina. Para ser considerada como una verdadera celda-sumidero, toda la información vecina debe estar presente.

Este método de obtención de la dirección de escorrentía a partir de un MDE ha sido propuesto por Jenson y Domingue (1988).

Variable FLOWACCU

Definición: *Flow Accumation.* Es un grid que refleja la acumulación de escorrentía en cada celda (Fig. 3.85), generado en función del número de celdas que suministran escorrentía a cada una de las celdas.

Función: El valor de esta variable está relacionado con la cantidad de agua que recibe por escorrentía cada punto. Se supone que toda la lluvia caída se convierte en escorrentía y que por consiguiente no hay abstracciones por intercepción, evapotranspiración e infiltración.

Procedimiento de obtención: Se obtiene aplicando la función *FLOWACCUMULATION* de *Spatial Analyst* de ArcInfo a un modelo de dirección de flujo derivado del MDE. Este método de obtención de la acumulación de escorrentía a partir de un MDT ha sido desarrollado por Jenson y Domingue (1988).

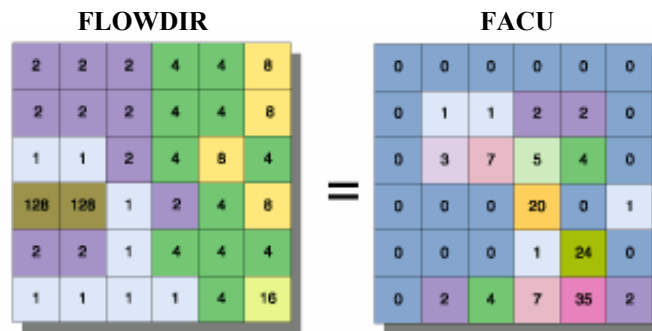


Figura 3.85.- Grid de acumulación de escorrentía (*FACU*) obtenido a partir del grid de dirección de escorrentía (*FLOWDIR*).

Codificación: La variable se ha reclasificado en 5 clases (Figs. 3.86 y 3.87).

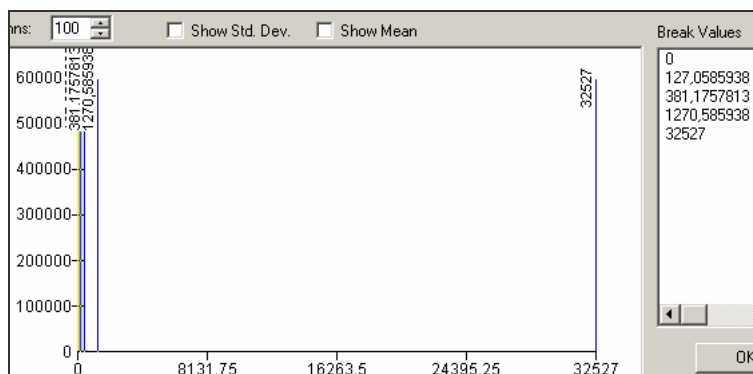


Figura 3.86.- Gráfico de la distribución de frecuencias de la variable *FLOWACCU* en el área de estudio. En abscisas se representan los valores de *FLOWACCU* y en ordenadas, la frecuencia en

número de celdas. Las líneas verticales azules representan los valores elegidos para reclasificar *FLOWACCU* en 5 categorías. Dichos *Break Values* están indicados en el cuadro de la derecha.

Las 5 nuevas variables indicador obtenidas son:

- *FLOWACCU* (1): Nula (0)
- *FLOWACCU* (2): Baja (0 – 127,0)
- *FLOWACCU* (3): Moderada (127,0 – 391,1)
- *FLOWACCU* (4): Alta (391,1 – 1270,5)
- *FLOWACCU* (5): Muy alta (1270,5 – 32.527)

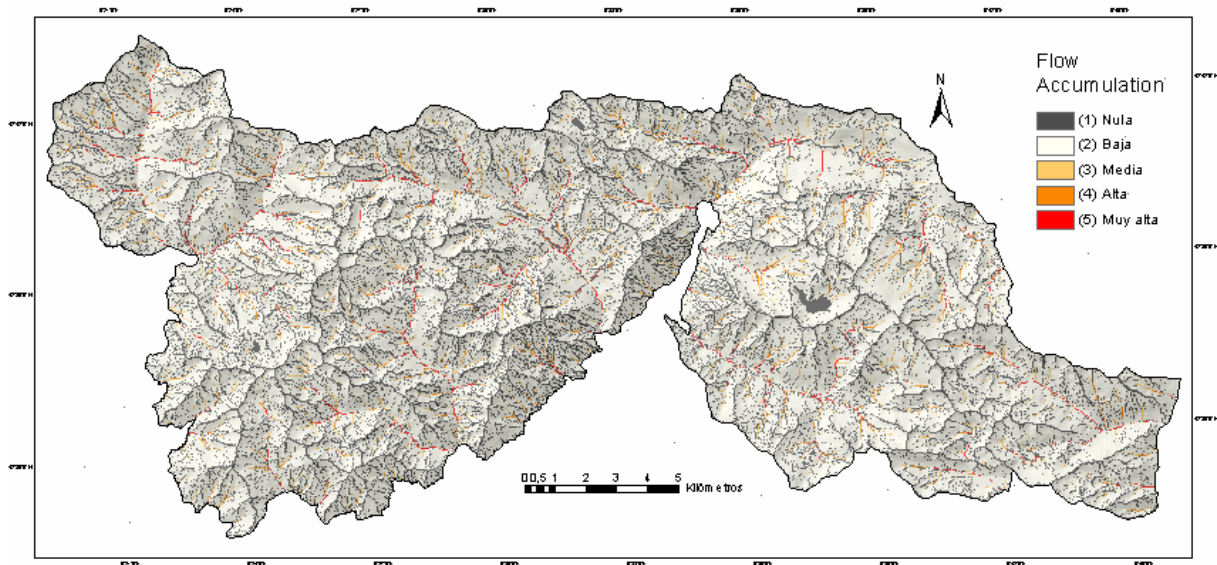


Figura 3.87.- Representación gráfica de la variable *FLOWACCU* (*Flow Accumulation* o Acumulación de la Escorrentía Superficial) reclasificada en 5 variables indicador.

4) Información del suelo:

Variable USO

Definición: Uso del suelo.

Función: Expresa el tipo de uso agrario del suelo de acuerdo con su posible influencia sobre la estabilidad de las laderas.

Procedimiento de obtención: Cobertura de polígonos del Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de los valles orientales del Pirineo de Huesca a escala 1:100.000 (García-

Ruiz *et al.*, 1997), facilitada por el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) y adecuadas a escala 1:25.000.

Codificación: Los once tipos de usos del suelo de la zona de estudio se han simplificado en 4 variables indicador (Fig. 3.88):

- USO (1): Campos abandonados
- USO (2): Cultivos forrajeros (prados y alfalfas)
- USO (3): Pastoreo. Aquí estarían incluidos el pastoreo ovino y vacuno de verano, el pastoreo ovino de verano, el pastoreo ovino y vacuno de primavera y otoño, el pastoreo vacuno de primavera y otoño, el pastoreo ovino y vacuno durante todo el año y el pastoreo ovino durante todo el año.
- USO (4): Espacio de nulo o escaso aprovechamiento.

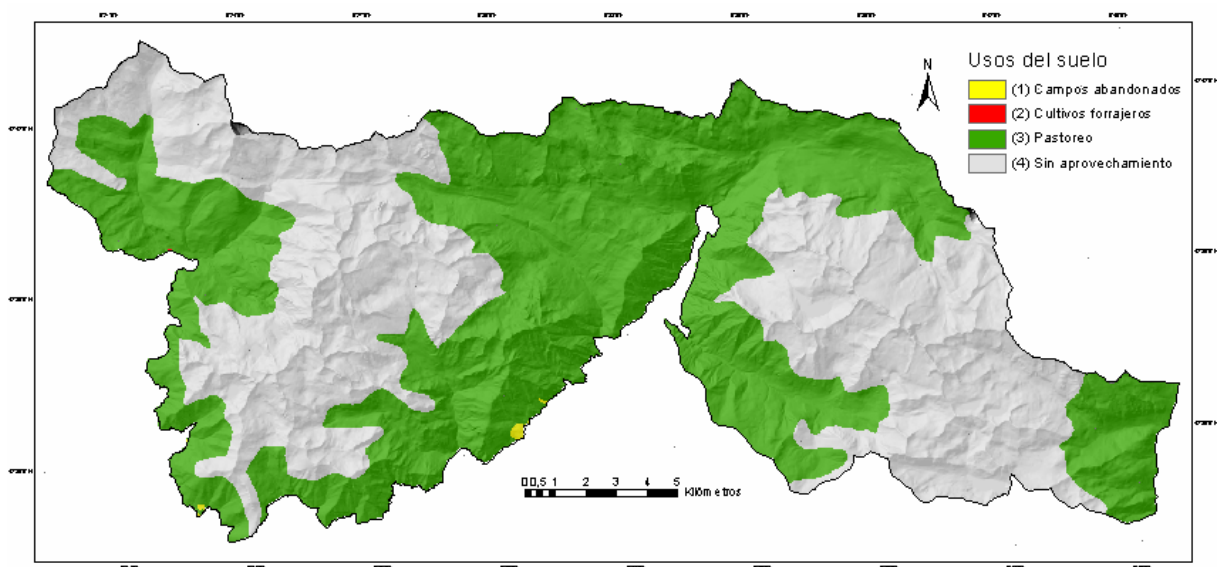


Figura 3.88.- Representación gráfica de la variable *USO* (uso del suelo) reclasificada en 4 variables indicador.

Variable VEGET

Definición: Vegetación.

Función: Variable que expresa el tipo de formaciones vegetales de acuerdo con su posible influencia sobre la estabilidad de las laderas. La vegetación juega un papel importante no sólo en lo que a infiltración del suelo y su humedad se refiere, sino en el aumento de la cohesión

del suelo (Greenway, 1987; Mulder, 1991). Los sistemas radiculares de determinadas plantas ejercen un efecto de anclaje y aumentan la resistencia al corte de planos potenciales de rotura someros. En el caso de los movimientos superficiales, el tipo de cobertera vegetal puede ser una indicación indirecta del grado de estabilidad de las laderas. En igualdad del resto de las condiciones, una ladera con una cobertera vegetal escasa o dispersa es más susceptible de experimentar roturas superficiales que una ladera cubierta por un bosque denso. Dependiendo del tipo y densidad de la cobertera vegetal, la resistencia al corte de los planos potenciales de rotura someros se verá más o menos incrementada por el sistema radicular. Los mecanismos mediante los que la vegetación influye en la estabilidad de las laderas pueden clasificarse en hidrológicos (influyendo en el nivel freático, en la intercepción, en la capacidad de infiltración del propio suelo, etc.) y mecánicos (incrementando el esfuerzo normal en las superficies potenciales de rotura, variando las propiedades de cohesión de las partículas del suelo, inhibiendo la erosión, etc.) (Remondo, 2001). Las raíces de los árboles estabilizan las laderas de tres maneras: (1) Proporcionan una capa superficial de refuerzo que actúa como una membrana que retiene el suelo subyacente en su sitio; (2) Anclan las formaciones superficiales (regolito o suelo) al sustrato cuando las raíces penetran en este último; (3) Actúan como pilotes de refuerzo y/o contrafuertes para sostener el suelo situado junto a los árboles ladera arriba (Gray y Megahan, 1981).

Procedimiento de obtención: Cobertura de polígonos del Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de los valles orientales del Pirineo de Huesca a escala 1:100.000 (García-Ruiz *et al.*, 1997), facilitada por el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) y adecuadas a escala 1:25.000.

Codificación: Las catorce clases de vegetación cartografiadas en el área de estudio se han reclasificado en 5 variables indicador (Fig. 3.89):

- *VEGET* (1): Bosque de hoja caduca. Abedulares, hayedos y bosques mixtos mesohigrófilos.
- *VEGET* (2): Bosque de hoja perenne. En concreto abetales, robledales, pinares subalpinos de *Pinus uncinata*, pinares de *Pinus silvestris* y pinares de *Pinus silvestris* repoblados.
- *VEGET* (3): Arbustos. Se incluyen aquí los enebrales y brezales enanos y los bojedaes y espinales de erizón.
- *VEGET* (4): Comunidades casmofíticas y de pedregales.

- **VEGET (5):** Pastos y prados. En esta categoría estarían incluidos los pastizales subalpinos y alpinos, los pastizales basófilos mesofíticos y xerofíticos, y los prados de siega.

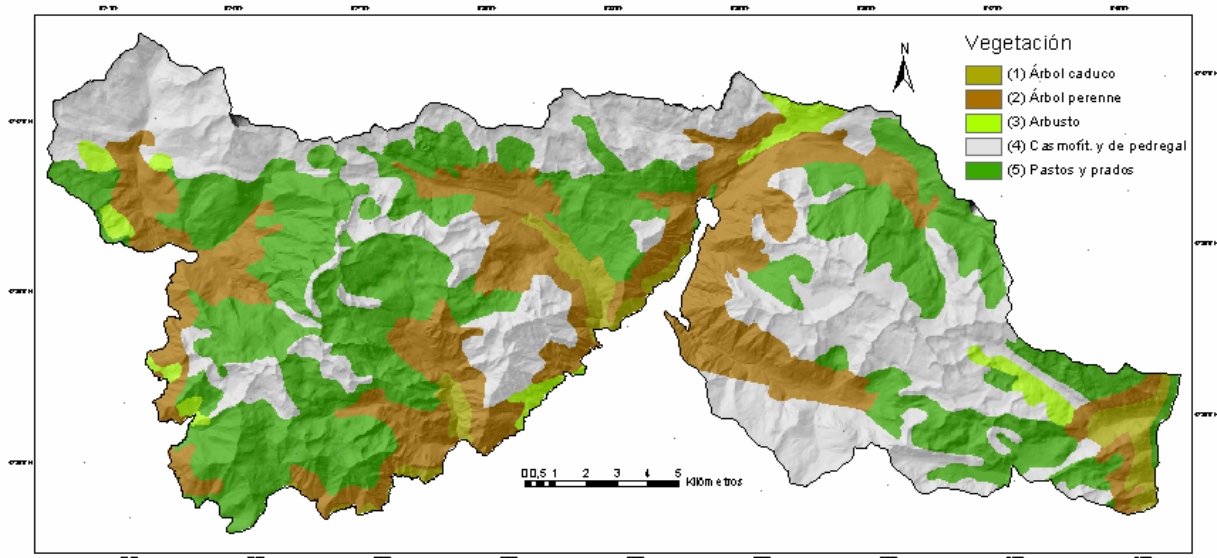


Figura 3.89.- Representación gráfica de la variable *VEGET* (vegetación) reclassificada en 5 variables indicador.

Variable LITOLOGÍA

Definición: Litología. Se representan unidades de igual constitución litológica. Se incluyen tanto las unidades del sustrato como de las formaciones superficiales.

Función: Esta variable refleja la naturaleza de los materiales. Estos atributos condicionan factores que influyen en la estabilidad de las laderas como la resistencia al corte, la permeabilidad, o la susceptibilidad a la meteorización física y química.

Procedimiento de obtención: Cobertura de polígonos obtenida del MAGNA (Ríos *et al*, 1982, 1991; García San Segundo y Ramírez, 1993) adecuada a escala 1:25.000 y

complementada con una cartografía de Formaciones Superficiales derivada del mapa geomorfológico 1:25.000 elaborado. Algunas unidades presentan alternancias más o menos rítmicas de diversas litologías, pudiendo predominar localmente algún tipo. Estas variaciones no reflejadas en la cartografía pueden ser muy importantes desde el punto de vista geotécnico. Además, algunas unidades se caracterizan por presentar cambios bruscos de facies, tanto laterales como verticales. Estas alternancias y cambios de facies no contemplados por la variable *LITOLOGÍA* suponen una limitación para el modelo de predicción.

Codificación: Los siete tipos de litología se han reclasificado en las siguientes variables indicador:

- *LITOLOGÍA* (1): Pizarras y esquistos
- *LITOLOGÍA* (2): Calizas
- *LITOLOGÍA* (3): Depósitos Cuaternarios
- *LITOLOGÍA* (4): Areniscas
- *LITOLOGÍA* (5): Cuarzitas y Skarn
- *LITOLOGÍA* (6): Filones lamprofidicos
- *LITOLOGÍA* (7): Granitoides

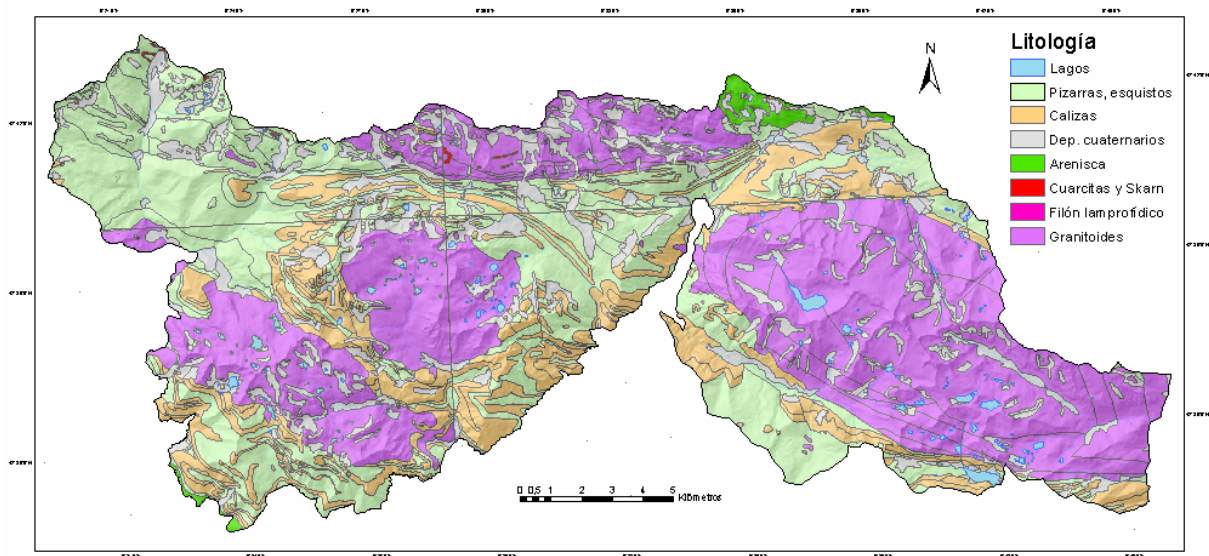


Figura 3.90.- Representación gráfica de la variable *LITO* (litología) reclasificada en 7 variables indicador.

Todos los puntos de inicio de *debris flows* cartografiados aparecen asociados a la variable *LITOLOGÍA* (3) (depósitos cuaternarios), representada en gris en la figura 3.90. Más

exactamente se originan en los depósitos constituidos por materiales detríticos no consolidados. Para diferenciar estos depósitos se creó la variable *MAT_MOV*.

Variable *MAT_MOV*

Definición: Material movilizable

Función: Se trata de materiales detríticos no consolidados tipo canchal, cono de derrubios, abanico aluvial, morrena, *protalus rampart*, relleno de barrancos, lóbulos de bloques así como glaciares rocosos y se han considerado como suelos en sentido geotécnico. Según van Steijn (1996), la disponibilidad de material detrítico de este tipo juega un papel fundamental en el desarrollo de los *debris flows*. Como se verá más adelante, esta variable resulta esencial para el modelo de predicción.

Procedimiento de obtención: Esta variable procede de la cartografía de este tipo de formaciones superficiales elaborada a partir de la ortofoto de septiembre del 97 a escala 1:20.000 del Servicio Cartográfico del Gobierno de Aragón.

Codificación: La variable se ha reclasificado en las siguientes variables indicador (Fig. 3.91).

- *MAT_MOV FINO*: A escala 1:2000 en la ortofoto no se distinguen los clastos. La textura de la imagen no tiene grano.
- *MAT_MOV MEDIO*: A esta escala se perciben ligeramente los clastos. La textura de la imagen tiene un grano fino.
- *MAT_MOV GRUESO*: A escala 1:2000 se distinguen claramente los bloques.
-

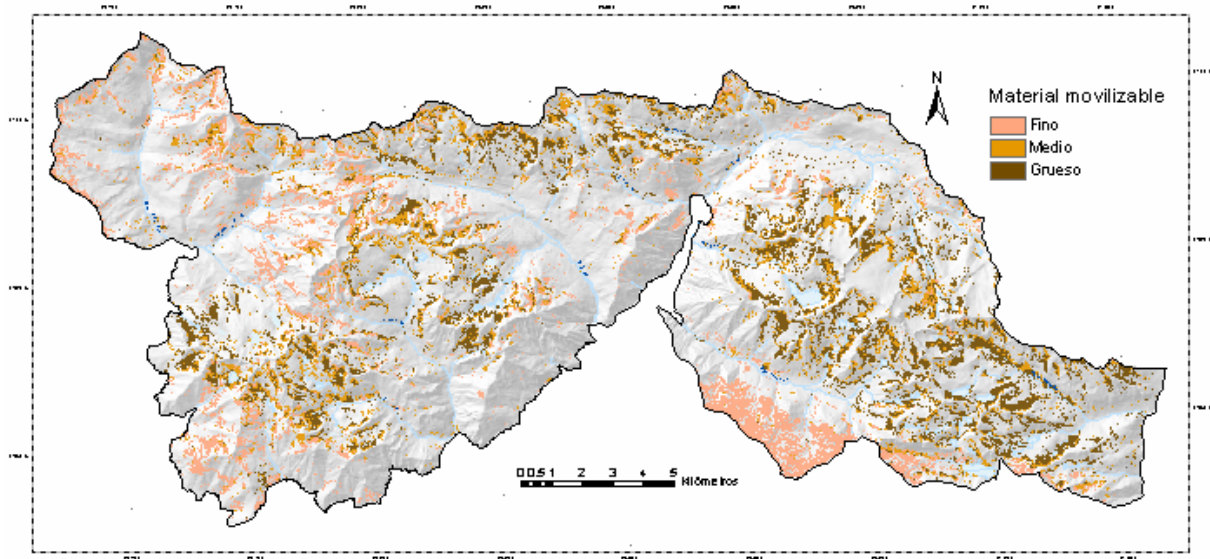


Figura 3.91.- Representación gráfica de la variable *MAT_MOV* (Material movilizable) reclasificada en 3 variables indicador.

En resumen, disponemos de un total de 10 variables independientes que hemos recodificado en 64 nuevas variables indicador. Con la función *SAMPLE* de *Spatial Analyst* de ArcInfo se ha obtenido una tabla con los valores de cada variable para cada una de las 566.121 celdas. Estos datos se han importado al programa estadístico *SPSS* y como ya se ha explicado al final del apartado del modelo de predicción, se ha extraído una muestra aleatoria de 13.568 celdas (unos 9 km²) con la que se pretende crear el modelo predictivo.

Estos datos se han importado al programa estadístico *SPSS* y como ya se ha explicado al final del apartado del modelo de predicción, se ha extraído una muestra aleatoria de 9.936 celdas (unos 6 km²) con la que se pretende crear el modelo predictivo.

Con esta muestra se han generado una serie de gráficos (Figs. 3.92 a 3.100) en los que se representa la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (615) y no afectadas (9.321) por inicios de *debris flows* para cada una de las variables independientes. Las variables como *aspect* (orientación), *flowaccu* (acumulación de la escorrentía) y *profile* (curvatura según la máxima pendiente) (Figs. 3.93, 3.94 y 3.95), con distribuciones de frecuencias de celdas *afectadas* y *no afectadas* muy parecidas, parecen no explicar el inicio de *debris flows*. Dicho de otra forma, el que una celda esté afectada o no por el fenómeno parece, a priori, que no depende de estas variables. En consecuencia, no son de utilidad para clasificar las celdas

(objetivo del análisis de regresión logística) en los dos grupos definidos por la variable dependiente *DF-INI*.

En el gráfico superior de la figura 3.92 se observa que el 31% de los inicios de *debris flow* de la población de celdas con la que se pretende crear el modelo, se encuentran entre los 2536 y 2751 metros de altitud (variable *ALTURA_7*). También podemos decir que el 90% de los inicios de *debris flows* cartografiados se encuentran entre los 2105 y los 2967 metros de altitud, y que por debajo de los 1889 metros la ocurrencia es muy baja. No hay celdas afectadas por debajo de 1458 m (*ALTURA_1*) pues el gradiente es muy bajo, ni por encima de 3183 m (*ALTURA_10*) ya que la disponibilidad de material detrítico es prácticamente nula.

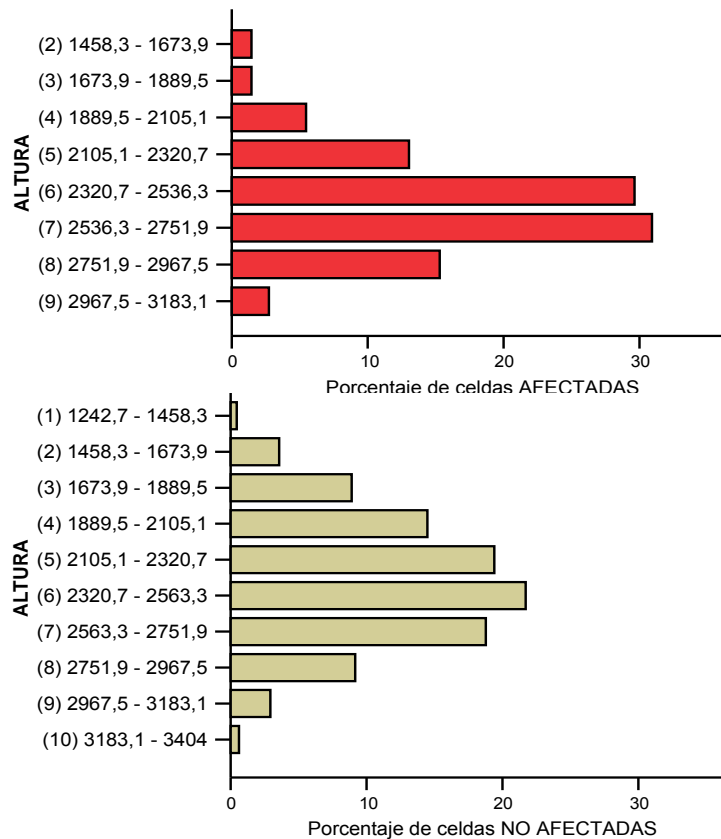


Figura 3.92.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por inicios de *debris flows* en los 10 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *altura*.

En el gráfico superior de la figura 3.93 se aprecia que las celdas en las que se han cartografiado inicios de *debris flows* no presentan una *orientación* preferente bien definida. La frecuencia parece ser algo mayor tanto en laderas soleadas (orientación SW) como en las laderas umbrías de los relieves de la zona (orientación NE).

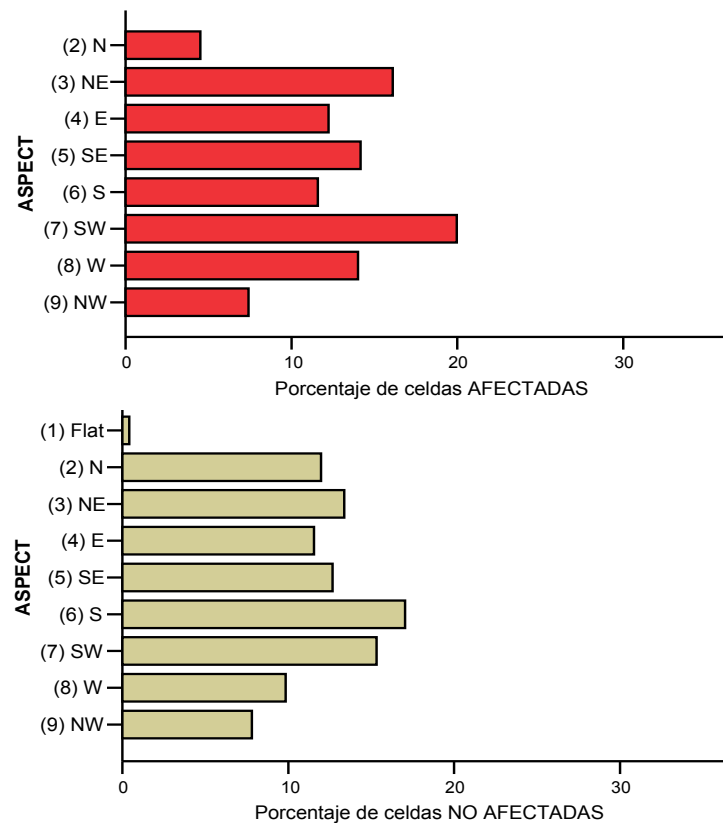


Figura 3.93.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por inicios de *debris flows* en los 9 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *ASPECT* (orientación).

En el gráfico superior de la figura 3.94 se aprecia que casi el 90% de las celdas con inicios de *debris flows* cartografiados se encuentran en zonas de baja *acumulación de la escorrentía superficial* (variable *FLOWACCU_2*). Podríamos pensar que estamos ante una variable que predice muy bien el inicio de *debris flows*, sin embargo, en el gráfico inferior vemos que más del 75% de las celdas no afectadas también se encuentran en zonas de acumulación baja (*FLOWACCU_2*). Por lo tanto *FLOWACCU_2* no es una buena variable predictora de *DF-INI*, simplemente es la más abundante en la zona de estudio.

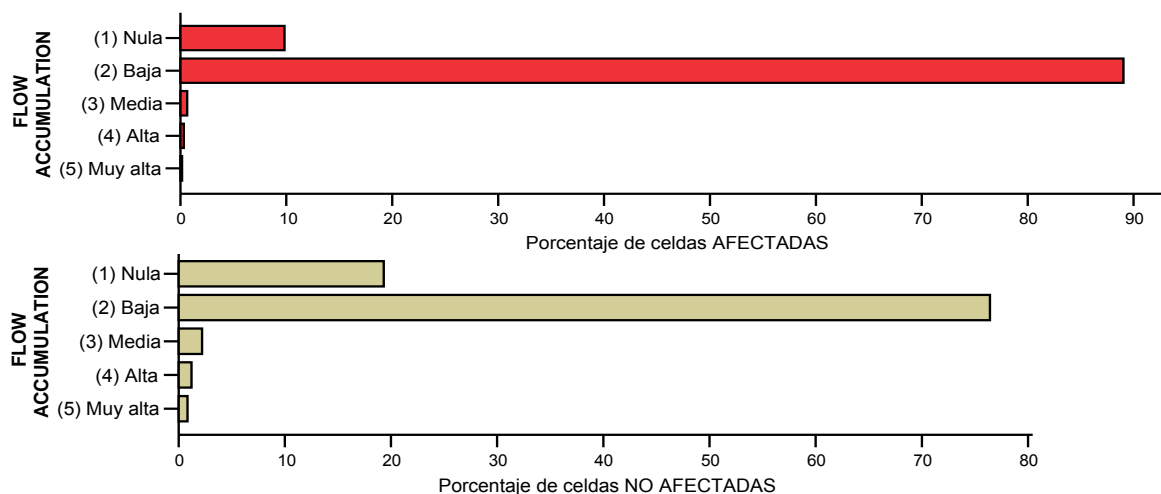


Figura 3.94.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por inicios de *debris flows* en los 5 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *FLOWACCU* (*flow accumulation*).

El gráfico superior de la figura 3.95 revela cómo los inicios de *debris flows* muestran una mayor concentración cuando la *curvatura en la dirección de la ladera* es plana (variable *PLAN_4*, 47%), seguido de laderas cóncavas (variable *PLAN_3*, 32%). Sin embargo *PLAN_4* no parece ser buena predictora de *DF-INI* puesto que, como se observa en el gráfico inferior, el porcentaje de celdas no afectadas para esta variable también es bastante alto (58%).

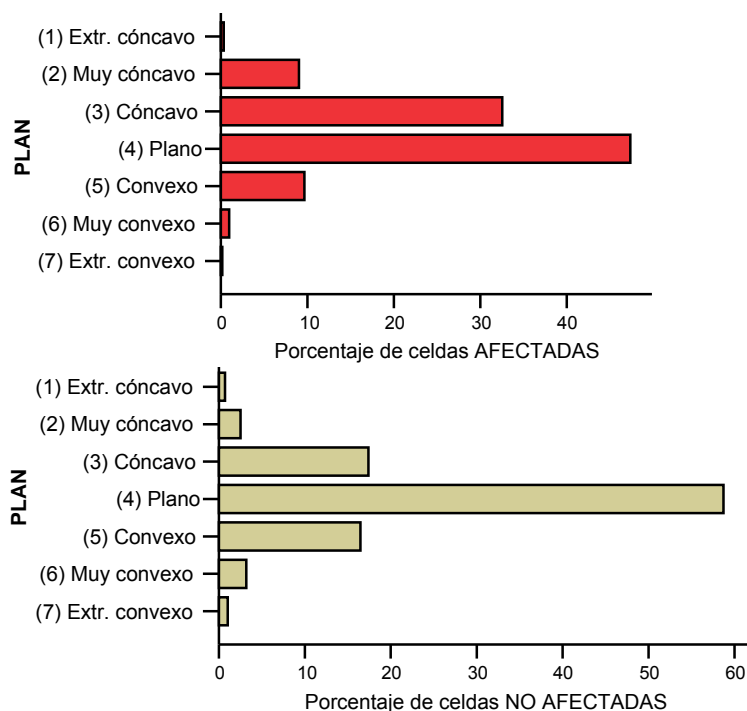


Figura 3.95.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por inicios de *debris flows* en los 7 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *PLAN* (curvatura en la dirección de la ladera).

El gráfico superior de la figura 3.96 muestra cómo los inicios de *debris flows* presentan una mayor concentración en las celdas cuya *curvatura según el buzamiento* es cóncava (*PROF_5*, 38%) y plana (*PROF_4*, 33%). Sin embargo *PROF_4* no parece ser una buena predictora de *DF-INI* ya que también coincide con un gran número de celdas no afectadas, 51%.

El gráfico superior de la figura 3.97 refleja que no hay celdas afectadas por debajo de 8° ni por encima de 70°. La mayor parte de los inicios de *debris flows* se producen entre 35° y 44° (variable *SLOPE_5*, 44%).

La figura 3.98 muestra que la mayor parte de las celdas afectadas corresponden a zonas con *nulo o muy escaso aprovechamiento* (variable *USO_4*, 66%) y zonas dedicadas al *pastoreo* (variable *USO_3*, 33%). Sin embargo, estas mismas variables coinciden con un gran número de celdas no afectadas. A priori, no parece que sean buenas predictoras de *DF-INI*.

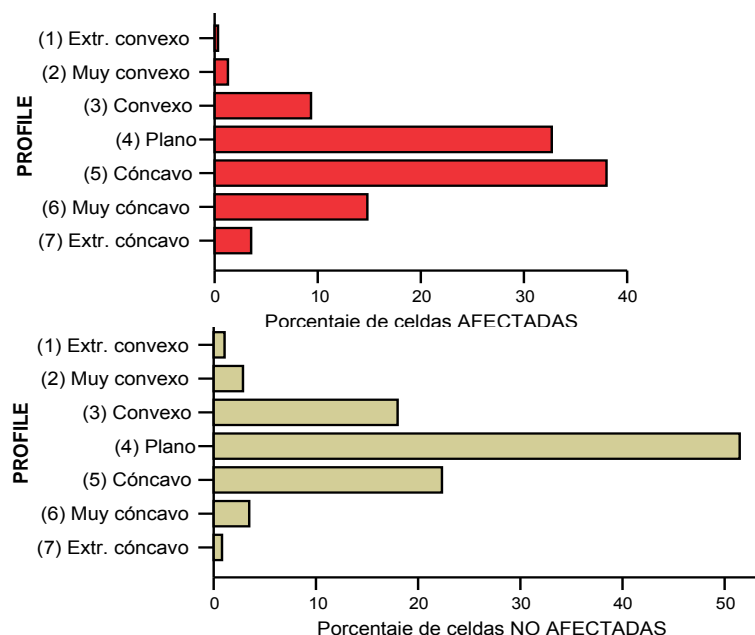


Figura 3.96.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por inicios de *debris flows* en los 7 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *PROFILE* (curvatura según el buzamiento de la ladera).

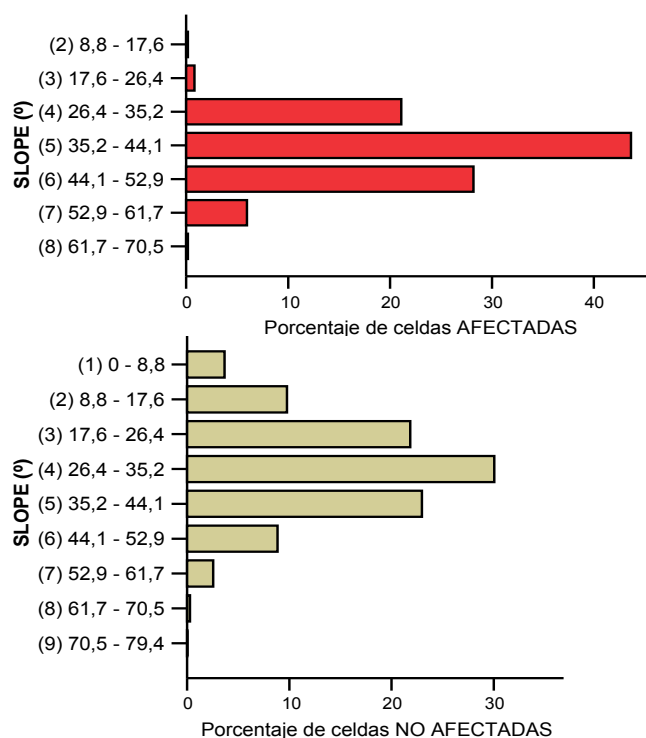


Figura 3.97.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por inicios de *debris flows* en los 9 indicadores en que se ha recodificado la variable continua *SLOPE* (pendiente).

En el gráfico superior de la figura 3.99 se observa cómo la mayor parte de las celdas afectadas (55%) se encuentran en zonas de *vegetación* edafófila (variable *VEGE_4*: comunidades de pedregales y casmofíticas), y en zonas de pastos y prados (variable *VEGE_5*, 36%).

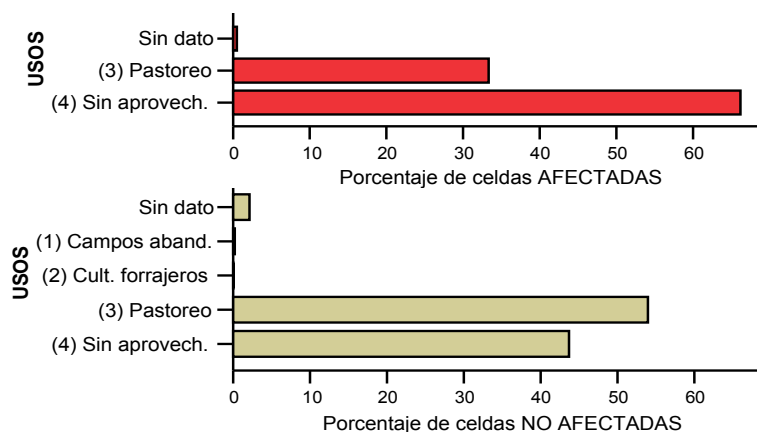


Figura 3.98.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por inicios de *debris flows* en los 4 indicadores en que se ha recodificado la variable categórica *USOS* (usos del suelo).

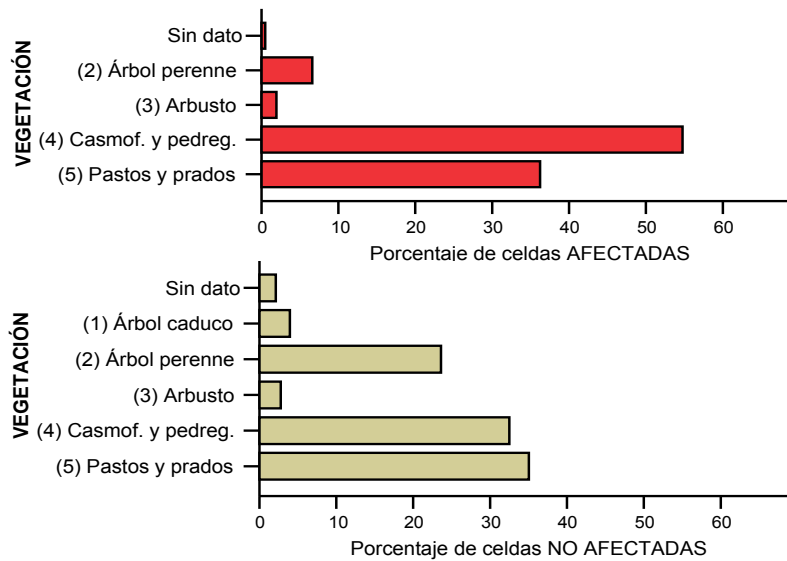


Figura 3.99.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por inicios de *debris flows* en los 4 indicadores en que se ha recodificado la variable categórica *VEGE* (cobertura vegetal).

El gráfico superior de la figura 3.100 muestra que más del 80% de las celdas afectadas por inicios de *debris flows* se encuentran en la categoría *MAT_MOV (1)*: Material movilizable fino. También apreciamos que no aparecen *debris flows* en los materiales movilizables gruesos.

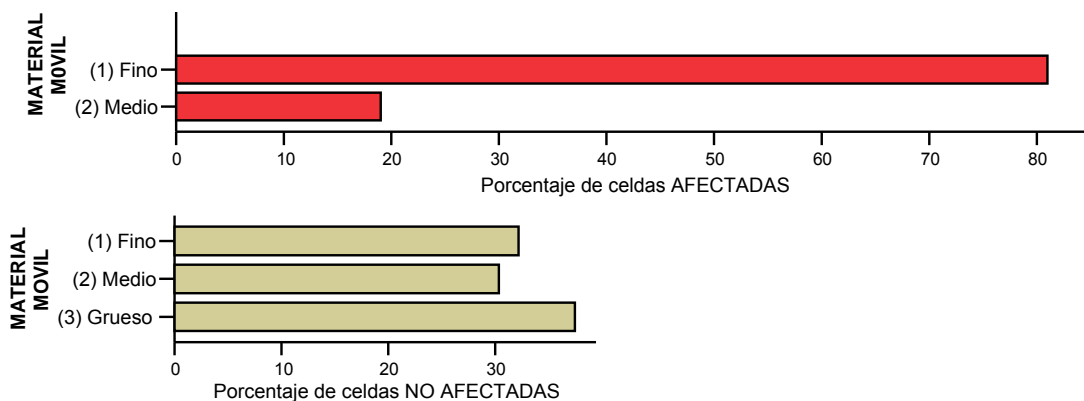


Figura 3.100.- Gráfico de la distribución de frecuencias de las celdas afectadas (arriba) y no afectadas (abajo) por inicios de *debris flows* en los 3 indicadores en que se ha recodificado la variable categórica *MAT_MOV* (material movilizable).

Una vez identificadas todas las variables disponibles y su formato, el siguiente paso consiste en seleccionar aquellas que estadísticamente diferencian mejor los dos grupos que define la variable dependiente *DF-INI* (inicio de *debris flows*) e incluirlas en el modelo final.

De entre las opciones que ofrece el procedimiento de regresión logística de *SPSS* optamos el método de *selección por pasos*, ya que de forma automática, y utilizando criterios estadísticos, este procedimiento analítico incluye en el modelo las variables que son significativas y excluye las que no lo son. En concreto se utilizó la selección por pasos denominada *Adelante Condicional*. Se llaman *adelante* porque parte del modelo nulo (modelo que no incluye ninguna variable independiente) y va incorporando las variables independientes paso a paso hasta que no quedan variables significativas por incorporar.

Este método va incorporando aquellas variables independientes cuyo estadístico de puntuación, siendo significativo, posee la probabilidad asociada más pequeña. Tras incorporar al modelo una nueva variable, todas las variables incluidas hasta ese momento son revisadas para determinar si existe alguna que debe ser excluida. Es decir, se determina si como consecuencia de la nueva incorporación, el estadístico de puntuación de alguna variable ha dejado de ser significativo. El proceso se detiene cuando quedan incluidas todas las variables cuyo estadístico de puntuación sea significativo.

La figura 3.101 ofrece una prueba de ajuste global. El estadístico *chi-cuadrado* permite contrastar si se mejora el ajuste del modelo en cada paso con respecto al anterior. La figura informa, paso a paso, de las variaciones producidas en el ajuste como consecuencia de la incorporación (o eliminación) de cada nueva variable. En cada paso se muestran tres tipos de información:

- La fila *Paso* informa sobre la mejora en el ajuste debida a la variable recién incorporada (la mejora se evalúa respecto al ajuste obtenido en el paso previo).
- La fila *Bloque* se refiere a la mejora en el ajuste debida al bloque de variables recién incorporado (sólo útil si se utiliza un método de selección de variables por bloques, que no es nuestro caso).
- La fila *Modelo* informa sobre la mejora en el ajuste con respecto al paso 0 (inicial) debida al total de variables incluidas.

		Chi-cuadrado	Sig.
Paso 1	Paso	1456,605	,000
	Bloque	1456,605	,000
	Modelo	1456,605	,000
Paso 2	Paso	98,097	,000
	Bloque	1554,701	,000
	Modelo	1554,701	,000
Paso 3	Paso	52,884	,000
	Bloque	1607,585	,000
	Modelo	1607,585	,000
Paso 4	Paso	39,256	,000
	Bloque	1646,842	,000
	Modelo	1646,842	,000
Paso 5	Paso	13,249	,000
	Bloque	1660,091	,000
	Modelo	1660,091	,000
Paso 6	Paso	19,061	,000
	Bloque	1679,152	,000
	Modelo	1679,152	,000
Paso 7	Paso	9,277	,002
	Bloque	1688,429	,000
	Modelo	1688,429	,000
Paso 8	Paso	7,985	,005
	Bloque	1696,414	,000
	Modelo	1696,414	,000
Paso 9	Paso	7,786	,005
	Bloque	1704,200	,000
	Modelo	1704,200	,000
Paso 10	Paso	13,963	,000
	Bloque	1718,163	,000
	Modelo	1718,163	,000
Paso 11	Paso	9,622	,002
	Bloque	1727,785	,000
	Modelo	1727,785	,000
Paso 12	Paso	8,906	,003
	Bloque	1736,691	,000
	Modelo	1736,691	,000
Paso 13	Paso	5,748	,017
	Bloque	1742,438	,000
	Modelo	1742,438	,000
Paso 14 ^a	Paso	-1,167	,280
	Bloque	1741,271	,000
	Modelo	1741,271	,000
Paso 15	Paso	10,919	,001
	Bloque	1752,190	,000
	Modelo	1752,190	,000
Paso 16	Paso	4,593	,032
	Bloque	1756,783	,000
	Modelo	1756,783	,000

a. Un valor de chi-cuadrado negativa disminuido el valor de chi-cuadrado al paso anterior.

Figura 3.101.- Tabla con los resultados de las pruebas *ómnibus* sobre los coeficientes del modelo (contrastes de ajuste global).

En el primer paso se incluye la variable *FORSU_1* (Fig. 3.103). La inclusión de esta variable supone una mejora significativa del ajuste (*Sig.* = 0,023). En el segundo paso se incluye la variable *SLOPE_6* (Fig. 3.103); su inclusión (Fig. 3.101) [*Paso*] supone una mejora significativa del ajuste respecto al paso anterior, y el modelo resultante [*Modelo*], que en este segundo paso incluye el término *constante* y las variables *FORSU_1* y *SLOPE_6*, también ofrece una mejora significativa del ajuste. Tras incorporar al modelo la variable *VEGE_1* en el paso 13, el estadístico de puntuación de la variable *VEGE_2* (incluida en el paso 6) deja de ser significativo por lo que es excluida en el paso 14. En los dos últimos pasos se incluyen las variables *ALTURA_2* y *ALTURA_3*, respectivamente, y es en el último paso (paso 16) donde se consigue el mejor ajuste. Vemos que de las 36 variables independientes seleccionadas con el análisis de correlaciones, la regresión logística descarta 22 y se queda con sólo 14.

En los estadísticos de ajuste global de la figura 3.102 también se puede apreciar que el ajuste global del modelo va mejorando en cada paso, mientras que el valor de la razón de verosimilitudes (*-2 log de la verosimilitud*) va disminuyendo paulatinamente.

Paso	-2 log de la verosimilitud	R cuadrado de Cox y Snell	R cuadrado de Nagelkerke
1	2163,172	,123	,442
2	2065,076	,131	,470
3	2012,191	,135	,485
4	1972,935	,138	,495
5	1959,686	,139	,499
6	1940,624	,140	,504
7	1931,348	,141	,507
8	1923,362	,142	,509
9	1915,576	,142	,511
10	1901,614	,143	,515
11	1891,992	,144	,518
12	1883,086	,145	,520
13	1877,338	,145	,522
14	1878,506	,145	,522
15	1867,587	,146	,525
16	1862,994	,146	,526

Figura 3.102.- Tabla resumen de los modelos (estadísticos de ajuste global).

Estimación de los pesos o coeficientes *B* de las variables seleccionadas

La figura 3.103 informa sobre las variables incorporadas al modelo en cada uno de los pasos. También informa sobre los coeficientes logísticos *B* y su significación (*Sig.*). Generalmente, el paso que interesa valorar es el último, dado que es el que contiene el modelo final. De las

36 variables independientes seleccionadas para el análisis, la regresión logística por pasos adelante condicional ha elegido 14.

		<i>B</i>	<i>Sig.</i>
Paso 1 <i>a</i>	FORSU_1	10,782	,023
	Constante	-12,203	,010
Paso 2 <i>b</i>	FORSU_1	10,876	,019
	SLOPE_6	1,489	,000
	Constante	-12,513	,007
Paso 3 <i>c</i>	FORSU_1	10,879	,018
	SLOPE_5	,949	,000
	SLOPE_6	1,788	,000
	Constante	-12,815	,005
Paso 4 <i>d</i>	FORSU_1	10,890	,017
	SLOPE_5	1,096	,000
	SLOPE_6	1,934	,000
	SLOPE_7	1,666	,000
	Constante	-12,972	,005
Paso 5 <i>e</i>	FORSU_1	10,901	,017
	SLOPE_5	1,136	,000
	SLOPE_6	1,975	,000
	SLOPE_7	1,707	,000
	SLOPE_8	2,123	,000
	Constante	-13,023	,004
Paso 6 <i>f</i>	FORSU_1	10,787	,018
	SLOPE_5	1,150	,000
	SLOPE_6	1,959	,000
	SLOPE_7	1,692	,000
	SLOPE_8	2,062	,000
	VEGE_2	,500	,000
	Constante	-13,171	,004
Paso 7 <i>g</i>	FORSU_1	10,798	,017
	PLAN_2	,869	,002
	SLOPE_5	1,143	,000
	SLOPE_6	1,921	,000
	SLOPE_7	1,609	,000
	SLOPE_8	2,024	,000
	VEGE_2	,519	,000
	Constante	-13,214	,004
Paso 8 <i>h</i>	FORSU_1	10,836	,017
	PLAN_1	2,358	,009
	PLAN_2	,886	,001
	SLOPE_5	1,153	,000
	SLOPE_6	1,907	,000
	SLOPE_7	1,588	,000
	SLOPE_8	1,911	,001
	VEGE_2	,523	,000
	Constante	-13,265	,003
Paso 9 <i>i</i>	ALTURA_7	,344	,005
	FORSU_1	10,801	,017
	PLAN_1	2,472	,006
	PLAN_2	,890	,001
	SLOPE_5	1,143	,000
	SLOPE_6	1,883	,000
	SLOPE_7	1,590	,000
	SLOPE_8	1,877	,001
	VEGE_2	,436	,000

Paso 10 <i>j</i>	Constante	-13,303	,003
	ALTURA_7	,344	,005
	FORSU_1	10,783	,017
	PLAN_1	2,441	,006
	PLAN_2	,897	,001
	SLOPE_1	-7,522	,628
	SLOPE_5	1,091	,000
	SLOPE_6	1,832	,000
	SLOPE_7	1,538	,000
	SLOPE_8	1,827	,001
	VEGE_2	,430	,000
	Constante	-13,230	,003
	Paso 11 <i>k</i>	ALTURA_7	,347
FORSU_1		10,792	,016
PLAN_1		2,567	,005
PLAN_2		,902	,001
SLOPE_1		-7,713	,620
SLOPE_3		-,599	,003
SLOPE_5		,901	,000
SLOPE_6		1,641	,000
SLOPE_7		1,347	,000
SLOPE_8		1,633	,004
VEGE_2		,427	,000
Constante		-13,049	,004
Paso 12 <i>l</i>		ALTURA_7	,332
	FORSU_1	10,782	,016
	PLAN_1	2,531	,005
	PLAN_2	,910	,001
	SLOPE_1	-7,863	,613
	SLOPE_2	-,849	,006
	SLOPE_3	-,747	,000
	SLOPE_5	,752	,000
	SLOPE_6	1,492	,000
	SLOPE_7	1,197	,000
	SLOPE_8	1,486	,009
	VEGE_2	,424	,000
	Constante	-12,883	,004
Paso 13 <i>m</i>	ALTURA_7	,397	,002
	FORSU_1	10,836	,015
	PLAN_1	2,621	,004
	PLAN_2	,903	,001
	SLOPE_1	-7,850	,611
	SLOPE_2	-,846	,006
	SLOPE_3	-,745	,000
	SLOPE_5	,726	,000
	SLOPE_6	1,495	,000
	SLOPE_7	1,198	,000
	SLOPE_8	1,419	,013
	VEGE_1	-,431	,016
	VEGE_2	,170	,282
Constante	-12,708	,004	
Paso 14 <i>m</i>	ALTURA_7	,444	,000
	FORSU_1	10,871	,015
	PLAN_1	2,644	,004
	PLAN_2	,888	,002
	SLOPE_1	-7,853	,611
	SLOPE_2	-,847	,006
	SLOPE_3	-,745	,000
	SLOPE_5	,712	,000
	SLOPE_6	1,495	,000
	SLOPE_7	1,200	,000

	SLOPE_8	1,405	,013	
	VEGE_1	-,554	,000	
	Constante	-12,634	,005	
Paso 15 <i>n</i>	ALTURA_2	-1,821	,013	
	ALTURA_7	,401	,001	
	FORSU_1	11,856	,106	
	PLAN_1	2,608	,005	
	PLAN_2	,930	,001	
	SLOPE_1	-8,863	,727	
	SLOPE_2	-,825	,008	
	SLOPE_3	-,718	,000	
a Variable introducida en el paso 1: FORSU_1.	SLOPE_5	,713	,000	
b Variable introducida en el paso 2: SLOPE_6.	SLOPE_6	1,482	,000	
c Variable introducida en el paso 3: SLOPE_5.	SLOPE_7	1,169	,000	
d Variable introducida en el paso 4: SLOPE_7.	SLOPE_8	1,376	,015	
e Variable introducida en el paso 5: SLOPE_8.	VEGE_1	-,587	,000	
f Variable introducida en el paso 6: VEGE_2.	Constante	-13,570	,064	
g Variable introducida en el paso 7: PLAN_2.	Paso 16 <i>o</i>	ALTURA_2	-1,878	,010
h Variable introducida en el paso 8: PLAN_1.		ALTURA_3	-,626	,044
i Variable introducida en el paso 9: ALTURA_7.		ALTURA_7	,353	,004
j Variable introducida en el paso 10: SLOPE_1.		FORSU_1	11,841	,010
k Variable introducida en el paso 11: SLOPE_3.		PLAN_1	2,557	,005
l Variable introducida en el paso 12: SLOPE_2.		PLAN_2	,939	,001
m Variable introducida en el paso 13: VEGE_1.		SLOPE_1	-8,784	,730
n Variable introducida en el paso 15: ALTURA_2.		SLOPE_2	-,789	,011
o Variable introducida en el paso 16: ALTURA_3.		SLOPE_3	-,695	,001
		SLOPE_5	,712	,000
		SLOPE_6	1,461	,000
		SLOPE_7	1,143	,000
		SLOPE_8	1,391	,015
		VEGE_1	-,595	,000
		Constante	-13,503	,066

Figura 3.103.- Tabla con las variables incluidas en el modelo (estimaciones y significación de los coeficientes).

Al igual que en un modelo de regresión lineal múltiple, estos coeficientes logísticos B pueden utilizarse para construir una ecuación lineal, y de esta forma, obtener los pronósticos lineales:

$$Pr = B_0 + B_1X_1 + B_2X_2 + \dots + B_nX_n$$

quedando la expresión:

$$Pr = - 13,503 - 1,878 \text{ altura_2} - 0,626 \text{ altura_3} + 0,353 \text{ altura_7} + 11,841 \text{ forsu_1} + 2,557 \text{ plan_1} + 0,939 \text{ plan_2} - 8,784 \text{ slope_1} - 0,789 \text{ slope_2} - 0,695 \text{ slope_3} + 0,712 \text{ slope_5} + 1,461 \text{ slope_6} + 1,143 \text{ slope_7} + 1,391 \text{ slope_8} - 0,595 \text{ vege_1}$$

Transformando la ecuación Pr a escala logística se obtienen la probabilidad de que cada celda sea afectada por un inicio de *debris flow* según el modelo. Es decir, las probabilidades que el

modelo vaticina se obtienen transformando Pr (la ecuación de regresión lineal) a escala logística:

$$P(DF \cdot INI = 1) = \frac{1}{1 + e^{-Pr}}$$

La ecuación que estima la probabilidad de inicio de *debris flow* en cada celda quedaría de la siguiente forma:

$$P(DF \cdot INI = 1) = 1 / [1 + e^{-(-13,503 - 1,878 \text{ altura}_2 - 0,626 \text{ altura}_3 + 0,353 \text{ altura}_7 + 11,841 \text{ forsu}_1 + 2,557 \text{ plan}_1 + 0,939 \text{ plan}_2 - 8,784 \text{ slope}_1 - 0,789 \text{ slope}_2 - 0,695 \text{ slope}_3 + 0,712 \text{ slope}_5 + 1,461 \text{ slope}_6 + 1,143 \text{ slope}_7 + 1,391 \text{ slope}_8 - 0,595 \text{ vege}_1)}]$$

La figura 3.104 muestra algunos estadísticos descriptivos referidos a la probabilidad que pronostica el modelo para la población de celdas con la que se ha generado dicho modelo (11.102 celdas, 7 km²). En ella se comprueba que las probabilidades pronosticadas oscilan entre 0 y 0,92 y que la probabilidad media de inicio de *debris flows* es de 0,04.

	N	Mínimo	Máximo	Media	Desv. típ.
Probabilidad pronosticada	11102	,00000	,91563	,0384664	,10027591
N válido (según lista)	11102				

Figura 3.104.- Tabla con los estadísticos descriptivos de la probabilidad que pronostica el modelo para el grupo de celdas con el que se ha generado dicho modelo (11.102 celdas, 7 km²).

La figura 3.105 ofrece, para cada paso, una evaluación de la pérdida de ajuste que se produciría en el modelo si se eliminaran, una a una, las variables ya incluidas. Esto sirve para valorar la conveniencia de excluir en un paso dado alguna de las variables previamente incluidas. Recuérdese que los métodos de selección de variables por pasos hacia adelante permiten la exclusión de una variable previamente incluida si se aprecia una pérdida en su significación como consecuencia de la incorporación de nuevas variables. Ello ha ocurrido en los pasos 13 y 14 de nuestro análisis.

	<i>Variable</i>	<i>Log verosimilitud del modelo</i>	<i>Cambio en -2 log de la verosimilitud</i>	<i>Sig. del cambio</i>
Paso 1	FORSU_1	-3005,995	3848,819	,000
Paso 2	FORSU_1	-3091,072	4117,069	,000
	SLOPE_6	-1081,985	98,895	,000
Paso 3	FORSU_1	-3078,712	4145,232	,000
	SLOPE_5	-1033,028	53,864	,000
	SLOPE_6	-1071,468	130,744	,000
Paso 4	FORSU_1	-3082,605	4192,274	,000
	SLOPE_5	-1020,600	68,266	,000
	SLOPE_6	-1060,608	148,280	,000
	SLOPE_7	-1006,338	39,740	,000
Paso 5	FORSU_1	-3094,584	4229,483	,000
	SLOPE_5	-1016,120	72,554	,000
	SLOPE_6	-1056,549	153,412	,000
	SLOPE_7	-1000,553	41,421	,000
	SLOPE_8	-986,483	13,281	,000
Paso 6	FORSU_1	-2885,254	3829,883	,000
	SLOPE_5	-1007,119	73,613	,000
	SLOPE_6	-1044,951	149,278	,000
	SLOPE_7	-990,508	40,392	,000
	SLOPE_8	-976,564	12,503	,000
	VEGE_2	-979,894	19,164	,000
Paso 7	FORSU_1	-2885,592	3839,836	,000
	PLAN_2	-970,318	9,289	,002
	SLOPE_5	-1001,830	72,312	,000
	SLOPE_6	-1036,452	141,557	,000
	SLOPE_7	-983,535	35,722	,000
	SLOPE_8	-971,634	11,920	,001
	VEGE_2	-975,896	20,444	,000
Paso 8	FORSU_1	-2898,670	3873,977	,000
	PLAN_1	-965,692	8,022	,005
	PLAN_2	-966,515	9,668	,002
	SLOPE_5	-998,382	73,402	,000
	SLOPE_6	-1030,709	138,056	,000
	SLOPE_7	-978,943	34,524	,000
	SLOPE_8	-966,704	10,046	,002
	VEGE_2	-972,037	20,711	,000
Paso 9	ALTURA_7	-961,689	7,802	,005
	FORSU_1	-2828,620	3741,664	,000
	PLAN_1	-962,245	8,914	,003
	PLAN_2	-962,634	9,692	,002
	SLOPE_5	-993,668	71,759	,000
	SLOPE_6	-1024,645	133,714	,000
	SLOPE_7	-975,014	34,451	,000
	SLOPE_8	-962,654	9,732	,002
	VEGE_2	-964,401	13,226	,000
Paso 10	ALTURA_7	-954,704	7,795	,005
	FORSU_1	-2804,552	3707,490	,000
	PLAN_1	-955,194	8,775	,003
	PLAN_2	-955,704	9,795	,002
	SLOPE_1	-957,960	14,306	,000
	SLOPE_5	-983,431	65,249	,000
	SLOPE_6	-1014,037	126,460	,000
	SLOPE_7	-967,007	32,400	,000
	SLOPE_8	-955,445	9,276	,002
	VEGE_2	-957,231	12,849	,000
Paso 11	ALTURA_7	-949,967	7,943	,005
	FORSU_1	-2806,410	3720,829	,000

	PLAN_1	-950,659	9,326	,002
	PLAN_2	-950,917	9,843	,002
	SLOPE_1	-954,536	17,081	,000
	SLOPE_3	-950,863	9,735	,002
	SLOPE_5	-965,631	39,270	,000
	SLOPE_6	-993,000	94,009	,000
	SLOPE_7	-958,232	24,472	,000
	SLOPE_8	-949,731	7,471	,006
	VEGE_2	-952,340	12,687	,000
Paso 12	ALTURA_7	-945,178	7,271	,007
	FORSU_1	-2792,337	3701,588	,000
	PLAN_1	-946,109	9,132	,003
	PLAN_2	-946,520	9,954	,002
	SLOPE_1	-951,348	19,609	,000
	SLOPE_2	-946,066	9,045	,003
	SLOPE_3	-948,880	14,674	,000
	SLOPE_5	-954,219	25,351	,000
	SLOPE_6	-978,651	74,215	,000
	SLOPE_7	-951,136	19,186	,000
	SLOPE_8	-944,670	6,253	,012
	VEGE_2	-947,793	12,501	,000
Paso 13	ALTURA_7	-943,576	9,813	,002
	FORSU_1	-2868,626	3859,914	,000
	PLAN_1	-943,458	9,577	,002
	PLAN_2	-943,569	9,799	,002
	SLOPE_1	-948,441	19,544	,000
	SLOPE_2	-943,148	8,957	,003
	SLOPE_3	-945,943	14,547	,000
	SLOPE_5	-950,390	23,441	,000
	SLOPE_6	-975,721	74,103	,000
	SLOPE_7	-948,206	19,074	,000
	SLOPE_8	-941,555	5,771	,016
	VEGE_1	-941,554	5,771	,016
	VEGE_2	-939,253	1,168	,280
Paso 14	ALTURA_7	-946,139	13,772	,000
	FORSU_1	-2926,004	3973,502	,000
	PLAN_1	-944,126	9,745	,002
	PLAN_2	-944,013	9,520	,002
	SLOPE_1	-949,092	19,678	,000
	SLOPE_2	-943,747	8,988	,003
	SLOPE_3	-946,542	14,578	,000
	SLOPE_5	-950,616	22,726	,000
	SLOPE_6	-976,334	74,162	,000
	SLOPE_7	-948,841	19,176	,000
	SLOPE_8	-942,105	5,705	,017
	VEGE_1	-947,818	17,131	,000
Paso 15	ALTURA_2	-939,296	11,005	,001
	ALTURA_7	-939,391	11,194	,001
	FORSU_1	-2898,939	3930,291	,000
	PLAN_1	-938,547	9,507	,002
	PLAN_2	-938,859	10,131	,001
	SLOPE_1	-943,749	19,911	,000
	SLOPE_2	-938,014	8,441	,004
	SLOPE_3	-940,498	13,408	,000
	SLOPE_5	-945,120	22,654	,000
	SLOPE_6	-970,045	72,502	,000
	SLOPE_7	-942,878	18,168	,000
	SLOPE_8	-936,533	5,479	,019
	VEGE_1	-943,428	19,269	,000
Paso 16	ALTURA_2	-937,453	11,912	,001
	ALTURA_3	-933,803	4,612	,032

ALTURA_7	-935,733	8,472	,004
FORSU_1	-2873,460	3883,926	,000
PLAN_1	-936,085	9,175	,002
PLAN_2	-936,652	10,311	,001
SLOPE_1	-940,654	18,314	,000
SLOPE_2	-935,296	7,597	,006
SLOPE_3	-937,729	12,465	,000
SLOPE_5	-942,755	22,517	,000
SLOPE_6	-966,658	70,322	,000
SLOPE_7	-940,182	17,371	,000
SLOPE_8	-934,275	5,557	,018
VEGE_1	-941,368	19,742	,000

Figura 3.105.- Tabla de la pérdida de ajuste del modelo al excluir variables.

La figura 3.106 muestra información sobre las variables todavía no incluidas en el modelo en cada paso. La variable con un mayor *estadístico de puntuación de Rao*, siempre que éste sea significativo, será incluida en el siguiente paso. Este estadístico mide las diferencias entre las medias de los grupos. En cada paso se introduce la variable que maximiza el incremento en el estadístico de Rao. En ella se puede ver que, de las variables no incluidas en el primer paso, la variable SLOPE_6 es la que tiene un estadístico de puntuación más alto (118,895). Dado que éste además es significativo (*Sig.* = 0,000), dicha variable es incorporada al modelo en el siguiente paso. En el resto de los pasos se aplica el mismo criterio.

			<i>Puntuación de Rao</i>	<i>Sig.</i>
Paso 1	Variables	ALTURA_1	1,213	,271
		ALTURA_2	11,964	,001
		ALTURA_3	18,488	,000
		ALTURA_4	,081	,776
		ALTURA_5	,030	,863
		ALTURA_7	22,196	,000
		ALTURA_8	,006	,937
		ASPECT_2	3,077	,079
		ASPECT_3	4,491	,034
		FACU_1	,054	,815
		FACU_2	1,507	,220
		FORSU_3	,001	,976
		PLAN_1	15,807	,000
		PLAN_2	22,908	,000
		PLAN_3	2,540	,111
		PLAN_4	30,094	,000
		PROF_3	,021	,885
		PROF_4	18,511	,000
		PROF_5	7,107	,008
		PROF_6	12,268	,000
		SLOPE_1	15,924	,000
		SLOPE_2	21,847	,000
		SLOPE_3	53,352	,000
		SLOPE_5	24,356	,000
		SLOPE_6	118,895	,000

		SLOPE_7	21,242	,000
		SLOPE_8	8,388	,004
		USO_3	5,527	,019
		USO_4	12,106	,001
		VEGE_1	22,055	,000
		VEGE_2	22,944	,000
		VEGE_5	15,316	,000
	Estadísticos globales		301,927	,000
Paso 2	Variables	ALTURA_1	,978	,323
		ALTURA_2	9,994	,002
		ALTURA_3	12,897	,000
		ALTURA_4	,080	,777
		ALTURA_5	,061	,805
		ALTURA_7	16,916	,000
		ALTURA_8	,048	,826
		ASPECT_2	,754	,385
		ASPECT_3	4,213	,040
		FACU_1	,156	,693
		FACU_2	,878	,349
		FORSU_3	,001	,980
		PLAN_1	10,168	,001
		PLAN_2	14,952	,000
		PLAN_3	1,508	,219
		PLAN_4	17,442	,000
		PROF_3	,008	,927
		PROF_4	4,404	,036
		PROF_5	2,591	,107
		PROF_6	,411	,521
		SLOPE_1	12,879	,000
		SLOPE_2	14,339	,000
		SLOPE_3	33,570	,000
		SLOPE_5	57,620	,000
		SLOPE_7	32,743	,000
		SLOPE_8	11,743	,001
		USO_3	4,137	,042
		USO_4	9,783	,002
		VEGE_1	21,750	,000
		VEGE_2	19,566	,000
		VEGE_5	11,895	,001
	Estadísticos globales		201,524	,000
Paso 3	Variables	ALTURA_1	,947	,331
		ALTURA_2	9,536	,002
		ALTURA_3	10,259	,001
		ALTURA_4	,041	,839
		ALTURA_5	,001	,977
		ALTURA_7	14,946	,000
		ALTURA_8	,005	,942
		ASPECT_2	,306	,580
		ASPECT_3	3,529	,060
		FACU_1	,061	,805
		FACU_2	,111	,739
		FORSU_3	,001	,982
		PLAN_1	12,318	,000
		PLAN_2	14,145	,000
		PLAN_3	,293	,588
		PLAN_4	10,451	,001
		PROF_3	,167	,683
		PROF_4	1,714	,191
		PROF_5	,955	,328
		PROF_6	,261	,609
		SLOPE_1	9,658	,002

		SLOPE_2	6,963	,008
		SLOPE_3	14,852	,000
		SLOPE_7	55,022	,000
		SLOPE_8	17,926	,000
		USO_3	2,858	,091
		USO_4	7,743	,005
		VEGE_1	18,560	,000
		VEGE_2	20,740	,000
		VEGE_5	10,316	,001
	Estadísticos globales		165,489	,000
Paso 4	Variables	ALTURA_1	,867	,352
		ALTURA_2	8,527	,003
		ALTURA_3	8,241	,004
		ALTURA_4	,076	,783
		ALTURA_5	,021	,884
		ALTURA_7	14,547	,000
		ALTURA_8	,170	,680
		ASPECT_2	,050	,824
		ASPECT_3	3,512	,061
		FACU_1	,080	,777
		FACU_2	,003	,953
		FORSU_3	,000	,983
		PLAN_1	10,399	,001
		PLAN_2	9,183	,002
		PLAN_3	,158	,691
		PLAN_4	4,896	,027
		PROF_3	,248	,618
		PROF_4	,018	,894
		PROF_5	,734	,392
		PROF_6	,452	,501
		SLOPE_1	8,367	,004
		SLOPE_2	4,307	,038
		SLOPE_3	7,894	,005
		SLOPE_8	21,719	,000
		USO_3	2,304	,129
		USO_4	6,799	,009
		VEGE_1	17,760	,000
		VEGE_2	19,793	,000
		VEGE_5	8,897	,003
	Estadísticos globales		115,896	,000
Paso 5	Variables	ALTURA_1	,847	,357
		ALTURA_2	8,269	,004
		ALTURA_3	8,103	,004
		ALTURA_4	,133	,715
		ALTURA_5	,000	,985
		ALTURA_7	13,986	,000
		ALTURA_8	,164	,686
		ASPECT_2	,000	,985
		ASPECT_3	3,593	,058
		FACU_1	,024	,876
		FACU_2	,020	,886
		FORSU_3	,000	,983
		PLAN_1	7,716	,005
		PLAN_2	8,613	,003
		PLAN_3	,203	,652
		PLAN_4	4,514	,034
		PROF_3	,154	,695
		PROF_4	,058	,810
		PROF_5	,599	,439
		PROF_6	1,463	,226
		SLOPE_1	8,036	,005

		SLOPE_2	3,680	,055
		SLOPE_3	6,311	,012
		USO_3	2,164	,141
		USO_4	6,558	,010
		VEGE_1	16,551	,000
		VEGE_2	19,026	,000
		VEGE_5	8,534	,003
	Estadísticos globales		94,928	,000
Paso 6	Variables	ALTURA_1	,659	,417
		ALTURA_2	5,837	,016
		ALTURA_3	3,742	,053
		ALTURA_4	2,423	,120
		ALTURA_5	,962	,327
		ALTURA_7	6,997	,008
		ALTURA_8	2,086	,149
		ASPECT_2	,008	,930
		ASPECT_3	2,874	,090
		FACU_1	,018	,892
		FACU_2	,093	,760
		FORSU_3	,000	,984
		PLAN_1	7,931	,005
		PLAN_2	10,046	,002
		PLAN_3	,146	,702
		PLAN_4	4,721	,030
		PROF_3	,129	,720
		PROF_4	,058	,809
		PROF_5	,591	,442
		PROF_6	1,531	,216
		SLOPE_1	7,615	,006
		SLOPE_2	3,371	,066
		SLOPE_3	6,245	,012
		USO_3	1,358	,244
		USO_4	5,121	,024
		VEGE_1	3,346	,067
		VEGE_5	5,751	,016
	Estadísticos globales		80,204	,000
Paso 7	Variables	ALTURA_1	,637	,425
		ALTURA_2	6,125	,013
		ALTURA_3	3,737	,053
		ALTURA_4	2,618	,106
		ALTURA_5	1,122	,289
		ALTURA_7	6,991	,008
		ALTURA_8	2,006	,157
		ASPECT_2	,070	,792
		ASPECT_3	2,752	,097
		FACU_1	,016	,901
		FACU_2	,042	,838
		FORSU_3	,000	,984
		PLAN_1	8,441	,004
		PLAN_3	,613	,434
		PLAN_4	2,701	,100
		PROF_3	,039	,842
		PROF_4	,344	,558
		PROF_5	,242	,623
		PROF_6	2,362	,124
		SLOPE_1	7,650	,006
		SLOPE_2	3,436	,064
		SLOPE_3	6,280	,012
		USO_3	1,274	,259
		USO_4	5,086	,024
		VEGE_1	3,224	,073

		VEGE_5	5,745	,017
	Estadísticos globales		70,268	,000
Paso 8	Variables	ALTURA_1	,631	,427
		ALTURA_2	6,041	,014
		ALTURA_3	3,561	,059
		ALTURA_4	2,785	,095
		ALTURA_5	1,305	,253
		ALTURA_7	7,892	,005
		ALTURA_8	2,158	,142
		ASPECT_2	,029	,864
		ASPECT_3	2,224	,136
		FACU_1	,044	,835
		FACU_2	,004	,952
		FORSU_3	,000	,984
		PLAN_3	,824	,364
		PLAN_4	2,076	,150
		PROF_3	,040	,841
		PROF_4	,558	,455
		PROF_5	,172	,678
		PROF_6	1,983	,159
		SLOPE_1	7,573	,006
		SLOPE_2	3,296	,069
		SLOPE_3	6,710	,010
		USO_3	1,242	,265
		USO_4	5,028	,025
		VEGE_1	3,404	,065
		VEGE_5	5,646	,017
	Estadísticos globales		62,374	,000
Paso 9	Variables	ALTURA_1	,585	,444
		ALTURA_2	5,377	,020
		ALTURA_3	2,575	,109
		ALTURA_4	4,197	,041
		ALTURA_5	3,133	,077
		ALTURA_8	,114	,736
		ASPECT_2	,084	,772
		ASPECT_3	2,132	,144
		FACU_1	,094	,760
		FACU_2	,081	,776
		FORSU_3	,000	,985
		PLAN_3	,773	,379
		PLAN_4	2,089	,148
		PROF_3	,002	,960
		PROF_4	,317	,574
		PROF_5	,217	,641
		PROF_6	1,988	,159
		SLOPE_1	7,586	,006
		SLOPE_2	2,969	,085
		SLOPE_3	6,836	,009
		USO_3	1,064	,302
		USO_4	4,678	,031
		VEGE_1	5,974	,015
		VEGE_5	4,934	,026
	Estadísticos globales		55,522	,000
Paso 10	Variables	ALTURA_1	,517	,472
		ALTURA_2	5,585	,018
		ALTURA_3	1,989	,158
		ALTURA_4	4,452	,035
		ALTURA_5	3,242	,072
		ALTURA_8	,172	,679
		ASPECT_2	,086	,770
		ASPECT_3	2,240	,135

		FACU_1	,210	,647
		FACU_2	,348	,555
		FORSU_3	,000	,985
		PLAN_3	,594	,441
		PLAN_4	1,827	,176
		PROF_3	,009	,923
		PROF_4	,365	,545
		PROF_5	,201	,654
		PROF_6	1,981	,159
		SLOPE_2	3,715	,054
		SLOPE_3	9,178	,002
		USO_3	,957	,328
		USO_4	3,699	,054
		VEGE_1	5,957	,015
		VEGE_5	4,681	,030
	Estadísticos globales		47,631	,002
Paso 11	Variables	ALTURA_1	,430	,512
		ALTURA_2	5,232	,022
		ALTURA_3	1,752	,186
		ALTURA_4	4,668	,031
		ALTURA_5	3,046	,081
		ALTURA_8	,208	,648
		ASPECT_2	,093	,761
		ASPECT_3	2,503	,114
		FACU_1	,227	,634
		FACU_2	,440	,507
		FORSU_3	,000	,985
		PLAN_3	,453	,501
		PLAN_4	1,431	,232
		PROF_3	,014	,904
		PROF_4	,487	,485
		PROF_5	,128	,721
		PROF_6	1,891	,169
		SLOPE_2	7,906	,005
		USO_3	,677	,410
		USO_4	3,678	,055
		VEGE_1	5,886	,015
		VEGE_5	4,395	,036
	Estadísticos globales		37,530	,021
Paso 12	Variables	ALTURA_1	,433	,511
		ALTURA_2	4,998	,025
		ALTURA_3	1,277	,258
		ALTURA_4	4,849	,028
		ALTURA_5	3,134	,077
		ALTURA_8	,317	,573
		ASPECT_2	,047	,828
		ASPECT_3	2,652	,103
		FACU_1	,411	,521
		FACU_2	1,091	,296
		FORSU_3	,000	,986
		PLAN_3	,267	,606
		PLAN_4	,955	,329
		PROF_3	,021	,885
		PROF_4	,628	,428
		PROF_5	,084	,772
		PROF_6	1,935	,164
		USO_3	,552	,458
		USO_4	2,723	,099
		VEGE_1	5,799	,016
		VEGE_5	4,197	,040
	Estadísticos globales		30,308	,086

Paso 13	Variables	ALTURA_1	,376	,540
		ALTURA_2	7,415	,006
		ALTURA_3	2,643	,104
		ALTURA_4	2,504	,114
		ALTURA_5	2,501	,114
		ALTURA_8	,016	,900
		ASPECT_2	,000	,994
		ASPECT_3	3,234	,072
		FACU_1	,552	,458
		FACU_2	1,285	,257
		FORSU_3	,000	,986
		PLAN_3	,295	,587
		PLAN_4	1,084	,298
		PROF_3	,034	,855
		PROF_4	,619	,431
		PROF_5	,115	,734
		PROF_6	1,986	,159
		USO_3	,650	,420
		USO_4	2,353	,125
		VEGE_5	6,843	,009
	Estadísticos globales	23,486	,266	
Paso 14(a)	Variables	ALTURA_1	,377	,539
		ALTURA_2	7,998	,005
		ALTURA_3	3,392	,066
		ALTURA_4	1,262	,261
		ALTURA_5	1,828	,176
		ALTURA_8	,094	,760
		ASPECT_2	,008	,929
		ASPECT_3	3,526	,060
		FACU_1	,603	,438
		FACU_2	1,299	,254
		FORSU_3	,000	,986
		PLAN_3	,301	,583
		PLAN_4	1,105	,293
		PROF_3	,036	,850
		PROF_4	,587	,444
		PROF_5	,128	,721
		PROF_6	1,971	,160
		USO_3	,764	,382
		USO_4	2,359	,125
		VEGE_2	1,152	,283
VEGE_5	7,461	,006		
	Estadísticos globales	24,020	,292	
Paso 15(a)	Variables	ALTURA_1	,391	,532
		ALTURA_3	4,150	,042
		ALTURA_4	,826	,363
		ALTURA_5	1,241	,265
		ALTURA_8	,002	,965
		ASPECT_2	,000	,996
		ASPECT_3	3,051	,081
		FACU_1	,517	,472
		FACU_2	1,413	,234
		FORSU_3	,000	,992
		PLAN_3	,207	,649
		PLAN_4	,892	,345
		PROF_3	,024	,877
		PROF_4	,713	,398
		PROF_5	,078	,779
		PROF_6	2,031	,154
USO_3	,370	,543		
USO_4	2,345	,126		

		VEGE_2	,120	,729
		VEGE_5	1,099	,294
	Estadísticos globales		15,965	,719
Paso 16(a)	Variables	ALTURA_1	,414	,520
		ALTURA_4	,464	,496
		ALTURA_5	,696	,404
		ALTURA_8	,186	,666
		ASPECT_2	,004	,948
		ASPECT_3	2,863	,091
		FACU_1	,441	,506
		FACU_2	1,199	,273
		FORSU_3	,000	,992
		PLAN_3	,161	,688
		PLAN_4	,819	,365
		PROF_3	,031	,861
		PROF_4	,868	,352
		PROF_5	,034	,854
		PROF_6	1,963	,161
		USO_3	,095	,757
		USO_4	1,517	,218
		VEGE_2	,137	,711
		VEGE_5	,171	,680
	Estadísticos globales		12,396	,868

Figura 3.106.- Tabla con las variables no incluidas en el modelo. (a) Variable eliminada en el paso 14: VEGE_2.

Todo el proceso de obtención del modelo predictivo de zonas de inicio de flujos de derrubios se basa en una serie de suposiciones (Cendrero, 2003; Remondo, 2001; Remondo *et al.*, 2003a) que difícilmente se cumplen. Por lo tanto, los pronósticos del modelo tendrán un grado de fiabilidad limitado. Estos supuestos son:

- 1) *Los movimientos futuros ocurrirán bajo condiciones (geológicas, geomorfológicas, hidrológicas, etc) similares a las condiciones en las que han ocurrido en el pasado y el presente.* Según este “actualismo inverso” reformulado del principio del actualismo o del uniformismo planteado por Hutton (1788) y Lyell (1830), existe la posibilidad de pronosticar el tipo, la frecuencia, la extensión, y las consecuencias de las roturas que tendrán lugar en el futuro. Sin embargo, tanto la actividad humana como otros factores que controlan la actividad de los procesos naturales cambian, por lo que, de alguna forma, los procesos también varían.
- 2) *Todos los factores condicionantes son conocidos e incluidos en el análisis.* En la elaboración de nuestro modelo estadístico no se han tenido en cuenta algunos factores condicionantes muy importantes como el espesor del regolito, la densidad de árboles, ni otros de difícil obtención como la conductividad hidráulica (Reid, 1997), la configuración

de macroporos (McDonnel, 1990) o la estructura de conductos de drenaje (Pierson, 1983), que hacen que suelos en zonas aparentemente similares, incluso en la misma ladera, puedan presentar grandes diferencias en la susceptibilidad a la rotura.

- 3) *Todos los movimientos pasados han sido identificados.* Estudios de campo han demostrado que los mapas inventario de movimientos pueden tener un error asociado importante que depende del cartógrafo (Varnes, 1978; van Westen, 1993; Carrara *et al.*, 1995). Con el paso del tiempo, los procesos superficiales tienden a degradar los rasgos que evidencian la existencia de un movimiento de ladera dificultando su identificación. Así, tal y como señala González-Díez (1995), existe una relación estrecha entre el tamaño de un deslizamiento y su persistencia como rasgo identificable sobre el terreno.
- 4) *Independencia, normalidad y continuidad de las variables dependiendo de la técnica matemática.* En nuestro caso se ha trabajado con variables continuas categorizadas o reclasificadas en variables indicador, es decir, con códigos 0 y 1; 0 indicando la ausencia de la característica y 1 indicando la presencia de la característica. Esto nos ha permitido mejorar el modelo de predicción. Por ejemplo, en un primer intento de análisis de regresión logística la variable *ALTURA* se introdujo como una variable continua con valores que oscilan entre 1000 m (fondo de valle) y 3404 m (pico Aneto). En el modelo obtenido, esta variable quedaba excluida. Sin embargo, en el análisis que se presenta se ha reclasificado *ALTURA* en 10 variables indicador y el modelo obtenido incluye 3 de estas variables categóricas: *ALTURA_2* (1240,4-1480,8), *ALTURA_3* (1480,8-1721,2) y *ALTURA_7* (2442,4-2682,8).

Clasificación de los casos. Punto de corte

El punto de corte es el valor de probabilidad (entre 0 y 1) utilizado para asignar las celdas a una u otra categoría de la variable dependiente *DF-INI*. Las celdas cuya probabilidad calculada es mayor que el punto de corte son clasificadas en el grupo internamente codificado con un 1 («inicio de *debris flow*») y aquellas cuya probabilidad pronosticada es menor que el punto de corte son clasificadas en el grupo codificado con un 0 («no inicio de *debris flow*»).

Cuando un modelo incorpora un gran número de variables independientes y los dos grupos que define la variable dependiente son aproximadamente del mismo tamaño, un valor de corte de 0,5 puede ser considerado como suficientemente bueno (Pardo y Ruiz, 2002). Sin embargo, la población de 11.102 celdas seleccionadas para generar nuestro modelo se divide

en dos grupos de tamaños muy diferentes; el grupo en el que la variable dependiente *DF-INI* toma el valor 1 (presencia de inicios de *debris flows*) está formado por 427 celdas, mientras que el grupo en el que *DF-INI* toma el valor 0 (ausencia de inicios de *debris flows*), corresponde a los 10.675 celdas restantes. El grupo de celdas sin inicios de *debris flows* es 25 veces mayor que el otro. ¿Cómo determinar el punto de corte óptimo para nuestro análisis: un modelo con más de una variable independiente y un grupo 25 veces mayor que el otro? Para encontrar este valor se han generado múltiples *tablas de clasificación* (también llamadas *matrices de confusión*) variando en cada una de ellas el punto de corte hasta optimizar el porcentaje de casos correctamente clasificados. El primer punto de corte que se ha probado ha sido 0,04, que corresponde a la relación de tamaño existente entre el número de celdas con inicios de *debris flows* y el número de celdas sin ellos ($427 / 10.675 = 0,04$). Es un valor orientativo ya que no tiene en cuenta ninguna de las variables independientes, pero es muy útil como primera aproximación ya que nos sitúa cerca del punto de corte óptimo. En la *matriz de confusión* que muestra la figura 3.107 se representa la clasificación de las celdas y los porcentajes de acierto del modelo. Las celdas con valores de probabilidad menores que 0,04 son clasificadas en el grupo *NO pronosticadas*, es decir, el grupo de celdas en el que según el modelo *no es probable* que se inicie un *debris flow*. Comparando los *pronósticos* con lo *observado* en realidad, se comprueba cómo el modelo clasifica correctamente 9061 casos, el 84,9% de las celdas estables. Los casos con valores de probabilidad mayores que 0,04 son clasificados en el grupo *SI pronosticadas*, es decir, el grupo en el que según el modelo *sí es probable* que se inicie un *debris flow*. La comparación de lo *pronosticado* con lo *observado* en la realidad demuestra que el modelo clasifica correctamente 426 casos, es decir, el 99,8% de las celdas inestables. En resumen, el modelo predice de manera acertada 9487 celdas (diagonal principal de la matriz), es decir, el 85,5% de las 11.102 celdas del grupo de análisis, o lo que es lo mismo, 5,9 de los 7 km² del área modelizada.

		PRONOSTICADAS		% correcto
		NO	SI	
OBSERVADAS	NO (celdas sin <i>DF-INI</i>)	9061	1614	84,9
	SI (celdas con <i>DF-INI</i>)	1	426	99,8
Porcentaje de celdas correctamente clasificadas				85,5

Figura 3.107.- Tabla resultado de la clasificación (matriz de confusión) para el grupo de celdas con el que se ha generado el modelo (11.102 celdas de 25 x 25 m, unos 7 km²) y tomando un punto de corte de **0,04**.

En la figura 3.108 vemos que en caso de tomar un valor de 0,03 como punto de corte, el porcentaje de acierto de las celdas *no afectadas* disminuye al 84,8%, el de las celdas *afectadas* se mantiene en el 99,8%, y el de acierto global disminuye una décima.

		PRONOSTICADAS		% correcto
		NO	SI	
OBSERVADAS	NO (celdas sin <i>DF-INI</i>)	9057	1618	84,8
	SI (celdas con <i>DF-INI</i>)	1	426	99,8
Porcentaje de celdas correctamente clasificadas				85,4

Figura 3.108.- Tabla resultado de la clasificación (matriz de confusión) para el grupo de celdas con el que se ha *generado* el modelo (11.102 celdas de 25 x 25 m, unos 7 km²) tomando un punto de corte de **0,03**.

La figura 3.109 muestra que para un punto de corte de 0,02, el modelo clasifica correctamente el 84,3% de las celdas *no afectadas* (empeora 5 décimas), y acierta plenamente en la clasificación de las celdas *afectadas*. El porcentaje de acierto global del modelo disminuye al 84,9%.

		PRONOSTICADAS		% correcto
		NO	SI	
OBSERVADAS	NO (celdas sin <i>DF-INI</i>)	9002	1673	84,3
	SI (celdas con <i>DF-INI</i>)	0	427	100,0
Porcentaje de celdas correctamente clasificadas				84,9

Figura 3.109.- Tabla resultado de la clasificación (matriz de confusión) para el grupo de celdas con el que se ha *generado* el modelo (11.102 celdas de 25 x 25 m, 7 km²) tomando un punto de corte de **0,02**.

En la figura 3.110 comprobamos que si tomamos como punto de corte el valor 0,01, el acierto en la clasificación de las celdas *no afectadas* se reduce al 84.1%, y el de las celdas *afectadas* se mantiene en el 100%. El porcentaje global de acierto del modelo empeora dos décimas. No

necesitamos probar otro punto de corte inferior puesto que ya se ha alcanzado el pleno en la clasificación de las celdas *afectadas* y estamos reduciendo el acierto en la clasificación de las *no afectadas* y el porcentaje de acierto global del modelo disminuye.

		PRONOSTICADAS		% correcto
		NO	SI	
OBSERVADAS	NO (celdas sin <i>DF-INI</i>)	8973	1702	84,1
	SI (celdas con <i>DF-INI</i>)	0	427	100,0
Porcentaje de celdas correctamente clasificadas				84,7

Figura 3.110.- Tabla resultado de la clasificación (matriz de confusión) para el grupo de celdas con el que se ha *generado* el modelo (11 102 celdas de 25 x 25 m, 7 km²) tomando un punto de corte de **0,01**.

Veamos qué ocurre si tomamos como punto de corte valores por encima de 0,04. Tomando el valor 0,05 vemos que el porcentaje de acierto global del modelo es el más alto conseguido hasta ahora (87,1%) (Fig. 3.111). Estadísticamente es el mejor modelo, sin embargo, desde el punto de vista de la seguridad, estamos empezando a clasificar zonas *afectadas* como *no afectadas* reduciéndose el porcentaje de acierto de las celdas *afectadas* del 100% al 98,6%. Teniendo en cuenta la amenaza que supone este tipo de movimiento de ladera en zonas de montaña, no conviene bajar este porcentaje de acierto. Dado que interesa alcanzar el porcentaje de acierto más elevado posible para las celdas *afectadas*, adoptamos una postura conservadora y optamos por el punto de corte de 0,02 (Fig. 3.109).

		PRONOSTICADAS		% correcto
		NO	SI	
OBSERVADAS	NO (celdas sin <i>DF-INI</i>)	9244	1431	86,6
	SI (celdas con <i>DF-INI</i>)	6	421	98,6
Porcentaje de celdas correctamente clasificadas				87,1

Figura 3.111.- Tabla resultado de la clasificación (matriz de confusión) para el grupo de celdas con el que se ha *generado* el modelo (7 km², 11.102 celdas de 25 x 25 m). Punto de corte = **0,05**.

La figura 3.112 muestra un diagrama de dispersión que expresa la relación existente entre la variable dependiente y el conjunto de variables independientes. En el eje de abscisas están representados los pronósticos lineales del modelo *Pr* (los cuales representan al conjunto de

variables independientes). En el eje de ordenadas están representados los pronósticos del modelo en escala logística. Se aprecia con claridad que la nube de puntos adopta forma de curva logística. El gráfico también incluye una línea horizontal que representa el punto de corte utilizado para la clasificación (0,02). La figura 3.109 indica que el procedimiento *si* pronostica inicios de *debris flows* en el 18,9% de las celdas ($427 + 1673 = 2100$), representadas como puntos rojos en la figura 3.112).

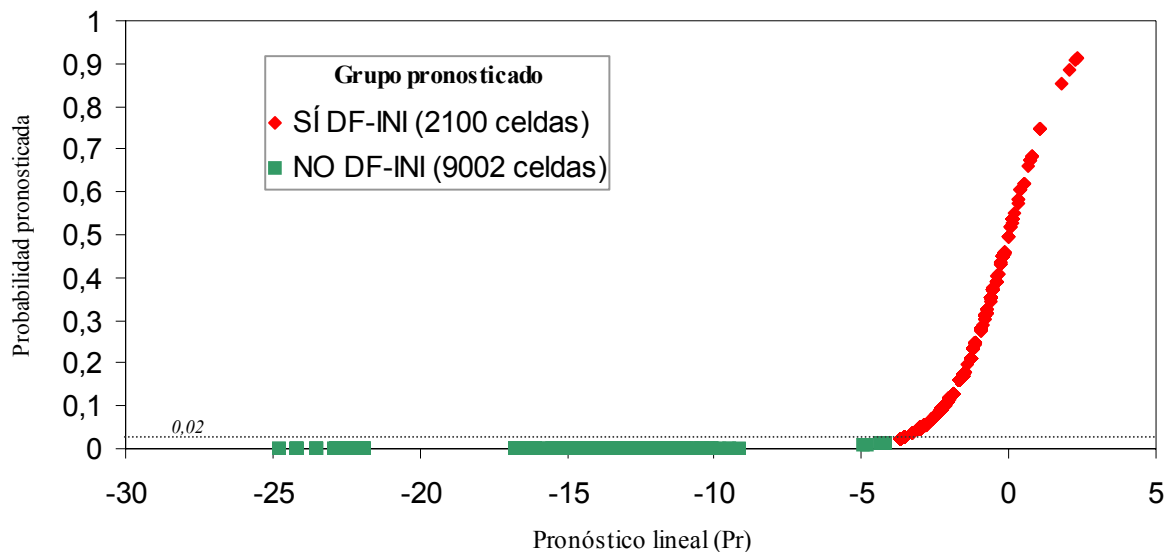


Figura 3.112.- Representación gráfica de la transformación lineal respecto a las probabilidades pronosticadas por el modelo. La línea horizontal corresponde a la proyección del punto de corte (probabilidad 0,02).

Análisis de los residuos

Los residuos de un modelo estadístico son las diferencias existentes entre los valores observados y los valores pronosticados. Un residuo alto, generalmente situado a más de 3 desviaciones típicas por encima de la media, permite identificar una celda *inestable* ($DF-INI = 1$) a pesar de que el conjunto de las variables independientes definan el perfil típico de las celdas *estables*. Por el contrario, un residuo bajo, (generalmente situado a más de 3 desviaciones típicas por debajo de la media, permite identificar una celda *estable* ($DF-INI = 0$) a pesar de que el conjunto de las variables independientes definan el perfil típico de las celdas en las que se inician *debris flows* (Pardo y Ruiz, 2002).

En la figura 3.113 se observa, en primer lugar, que la media de los residuos vale aproximadamente 0 y su desviación típica aproximadamente 0,4. Se aprecia que existe al

menos una celda con un valor de residuo considerablemente alto (*Máximo* = 5,87). Se trata de una celda con un residuo que se aleja unas 14 desviaciones típicas por encima de la media, es decir, el modelo la considera estable pero en realidad es una celda con inicio de *debris flows*. Existen otras 290 celdas en esta misma situación cuya superficie alcanza 0,2 km² (2,86% del total). También se observa que hay un valor de residuo *mínimo* de -1,73. Se trata de una celda con un residuo que se aleja unas 4 desviaciones típicas por debajo de la media, es decir, siendo estable el modelo la considera inestable. Hay otras 3 celdas en estas mismas circunstancias cuya superficie alcanza 0,0025 km² (0,03% del total).

	N	Mínimo	Máximo	Media	Desv. típ.
Residuo normalizado	11102	-1,72556	5,86994	-,0018193	,42780928
N válido (según lista)	11102				

Figura 3.113.- Tabla con los estadísticos descriptivos de los residuos normalizados para el grupo de celdas con el que se ha generado el modelo (11.102 celdas, 7 km²).

Las 291 celdas (inestables) clasificadas como estables ponen de manifiesto que al haber utilizado para este análisis de regresión logística un grupo de celdas estables 25 veces mayor que el de celdas con inicios de *debris flows*, el modelo ha tendido a infrapredicir ligeramente la probabilidad de estos eventos relativamente poco frecuentes.

Contrastación del modelo estadístico

Hasta que el modelo de predicción del futuro comportamiento de las laderas no sea validado apropiadamente sólo puede ser considerado como una hipótesis no contrastada. Conviene por tanto estudiar la capacidad predictiva del modelo estadístico aplicándolo a la muestra de celdas reservadas para la contrastación. Esto nos permitirá contrastar el grado de acierto del modelo en la predicción y su fiabilidad.

Se habla de *Tasa de Éxito* al comparar los resultados de la predicción con la distribución de los mismos inicios de *debris flow* usados en la modelización (Fig. 3.109). Representa una medida de la bondad del ajuste suponiendo que el modelo es correcto. Este es un método de contrastación frecuentemente utilizado (Carrara, 1983a; Kawakami y Saito, 1984; Gee, 1991; Jennings *et al.*, 1991; van Westen, 1993; Carrara *et al.*, 1995; Irigaray *et al.*, 1996; Dhakal *et al.*, 1999).

Se habla de *Tasa de Predicción* al comparar los resultados de la predicción espacial con la distribución de los inicios de *debris flows* no usados en la modelización (Fig. 3.115). Proporciona una contrastación empírica de la predicción sin tener en cuenta el ajuste del modelo de predicción. Este es un procedimiento más preciso (Neuland, 1976; Yin y Yan, 1988; Haigh *et al.*, 1988; Mulder, 1991; Carrara *et al.*, 1991; Baeza, 1994). En la cartografía de susceptibilidad al inicio de *debris flows* sólo la *tasa de predicción*, y no la *tasa de éxito*, proporciona información útil para validar los resultados de la predicción (Remondo *et al.*, 2003a).

Recordamos que la ecuación de predicción obtenida era:

$$P (DF-INI = 1) = 1 / (1 + e^{-(13,503 - 1,878 \text{ altura}_2 - 0,626 \text{ altura}_3 + 0,353 \text{ altura}_7 + 11,841 \text{ forsu}_1 + 2,557 \text{ plan}_1 + 0,939 \text{ plan}_2 - 8,784 \text{ slope}_1 - 0,789 \text{ slope}_2 - 0,695 \text{ slope}_3 + 0,712 \text{ slope}_5 + 1,461 \text{ slope}_6 + 1,143 \text{ slope}_7 + 1,391 \text{ slope}_8 - 0,595 \text{ vege}_1)})$$

La figura 3.114 muestra algunos estadísticos descriptivos referidos a la probabilidad pronosticada para la población con la que se trata de validar el modelo (463.755 celdas, unos 290 km²). Dicha tabla muestra que las probabilidades pronosticadas oscilan entre 0 y 0,94, y que la probabilidad media de inicio de *debris flows* es 0,03. Las bajas probabilidades del modelo están relacionadas con el tamaño de las celdas. Cuanto más pequeñas, mejor resolución del mapa de predicción pero por otro lado, más baja será la proporción de celdas en las que la variable *DF-INI* toma el valor uno y menores serán los valores de probabilidad obtenidos.

	N	Mínimo	Máximo	Media	Desv. típ.
PROB	463755	,00000	,93756	,0291931	,08552379
N válido (según lista)	463755				

Figura 3.114.- Tabla con los estadísticos descriptivos de la probabilidad calculada para el grupo de celdas con el que se ha validado el modelo (463.755 celdas, 290 km²).

Los valores de probabilidad calculados para cada celda se han agrupado en 7 clases y se ha asignado un color a cada una de ellas mediante *ArcMap GIS* generando así un mapa de susceptibilidad al inicio de *debris flows* (Fig. 3.116):

- Nula	0 – 0,02	(transparente)
- Muy baja	0,020 – 0,041	(verde oscuro)
- Baja	0,041 – 0,050	(verde claro)
- Media	0,050 – 0,116	(amarillo)
- Media-Alta	0,116 – 0,297	(naranja)
- Alta	0,297 – 0,477	(naranja rojizo)
- Muy alta	0,477 – 1	(rojo)

Los diferentes colores del mapa pretenden hacer que la visualización de los valores de probabilidad de futuros inicios de *debris flows* sea más sencilla. La *matriz de confusión* representada en la figura 3.115 representa la clasificación de las celdas y los porcentajes de acierto del modelo. Es una manera *cuantitativa* de comparar el modelo con la muestra de contrastación. Las celdas con valores de probabilidad menores que 0,02 (punto de corte del modelo) son clasificadas en el grupo *no pronosticadas*, es decir, el grupo de celdas en el que *no es probable* que se inicie un *debris flow*. Comparando los *pronósticos* con lo *observado*, se comprueba que el modelo clasifica correctamente el 84,1% de las celdas estables (389.822). Las celdas con valores de probabilidad mayores que 0,02 son clasificados en el grupo *si pronosticadas*, es decir, el grupo en el que *si es probable* que se inicie un *debris flow*. La comparación de lo *pronosticado* con lo *observado* en la realidad indica que el modelo clasifica correctamente los 253 casos, el 100% de las celdas inestables.

Una manera *cualitativa* de comparar el modelo con la muestra de contrastación consiste en superponer los puntos de inicio de *debris flows* sobre el mapa de susceptibilidad obtenido (Fig. 3.117), así podemos apreciar visualmente el ajuste del modelo a la realidad.

En resumen, en la muestra de contrastación el modelo pronostica de manera acertada 390.075 celdas (diagonal principal de la Fig. 3.115), es decir, el 84,1% de las 463.755 celdas de contrastación, o lo que es lo mismo, 247 de los 290 km².

		PRONOSTICADAS		% correcto
		NO	SI	
OBSERVADAS	NO (celdas sin <i>DF-INI</i>)	389822	73680	84,1
	SI (celdas con <i>DF-INI</i>)	0	253	100
Porcentaje de celdas correctamente clasificadas				84,1

Figura 3.115.- Tabla resultado de la clasificación (matriz de confusión) para la muestra de celdas con la que se ha validado el modelo (463 755, unos 290 km²). Punto de corte = 0,02.

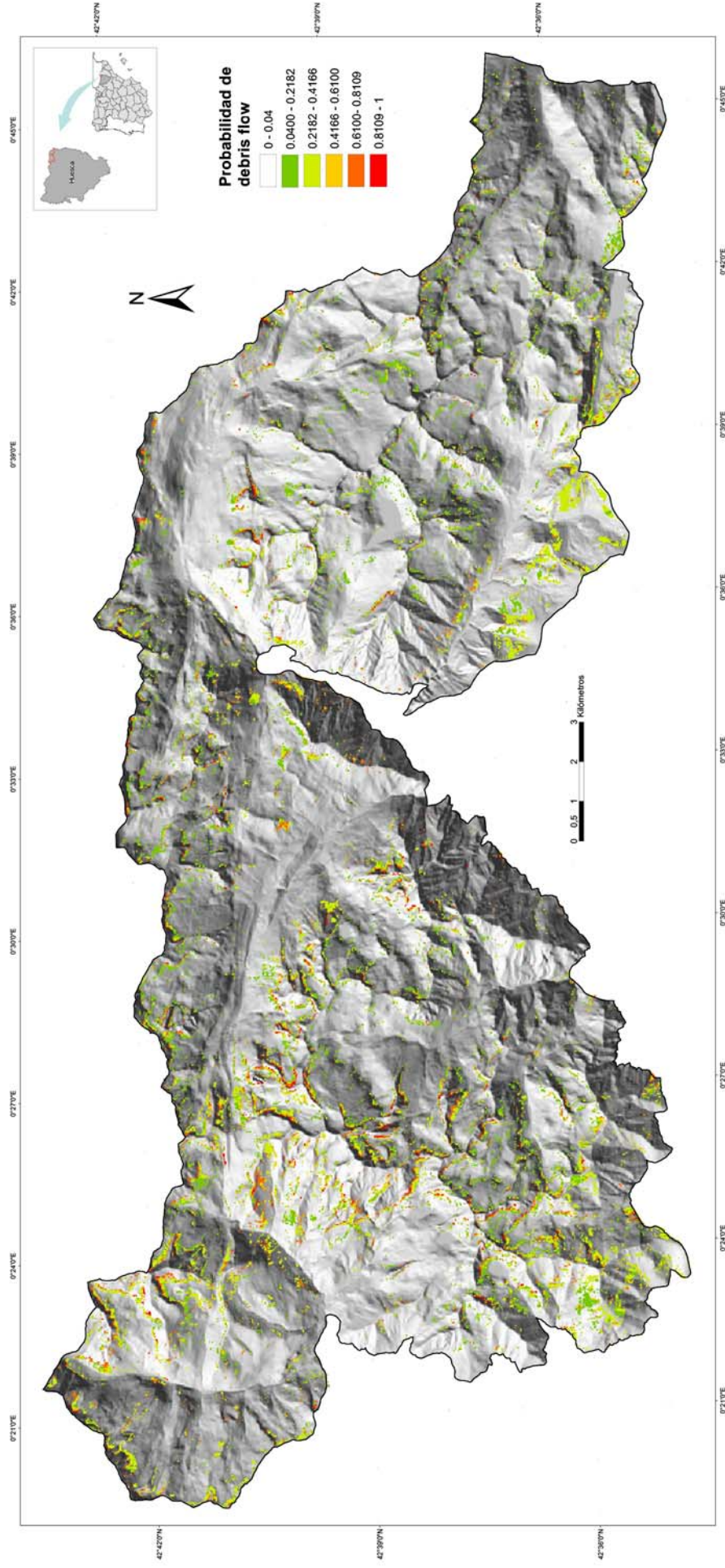


Figura 3.116.- Mapa de susceptibilidad del área de estudio al inicio de *debris flows*.

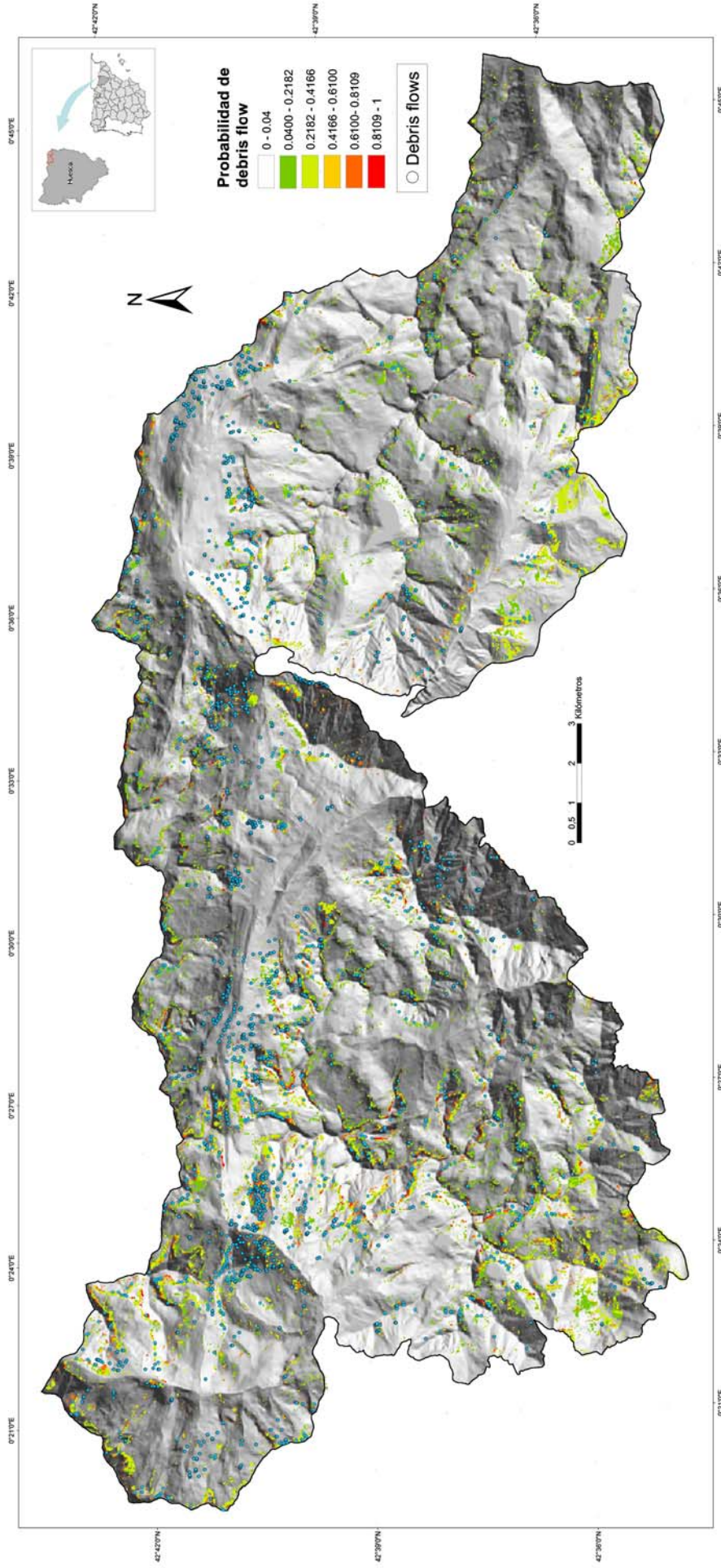


Figura 3.117.- Mapa de susceptibilidad del área de estudio al inicio de *debris flows* y puntos de inicio de *debris flows* observados.

3.2.4.- CONCLUSIONES

Mediante técnicas de tratamiento de datos, en concreto técnicas de análisis estadístico multivariante, se han seleccionado y ponderado 14 factores medioambientales relacionados con la litología, la altitud, la curvatura de la ladera, la pendiente y la cobertura vegetal que influyen significativamente en la aparición de flujos de derrubios originados por deslizamientos someros en un sector del Parque. Los tres factores con más peso son: (1) *FORSU_1*, que representa a los depósitos de ladera formados por un material anguloso poco o muy poco consolidado (canchales, conos de derrubios, relleno de barrancos, morrenas, lóbulos de bloques y glaciares rocosos), (2) *SLOPE_1*, que representa a laderas de menos de 8°, y (3) *PLAN_1*, que representa a los barrancos muy incididos. A diferencia de la primera y la tercera variable, *SLOPE_1* tiene un peso negativo, es decir, las laderas con pendientes bajas no son propensas a desarrollar deslizamientos-flujos.

Se ha obtenido una función logística binaria que es una combinación lineal de las 14 variables o factores condicionantes basada en la presencia o ausencia de puntos de inicio de *hillslope debris flows* y que clasifica correctamente el 84,9% de la población de celdas con las que se ha creado la función (*tasa de éxito*). Se habla de *tasa de éxito* al comparar los resultados de una predicción con la población de casos usada para desarrollar la función predictiva.

Al aplicar la función logística binaria a la muestra de celdas reservada para la validación del modelo, el acierto alcanza el 84,1% (*tasa de predicción*). Se habla de *tasa de predicción* al comparar los resultados de una predicción con una población de casos distinta a la usada en el desarrollo de la función predictiva. A tenor de la bondad de los resultados obtenidos, cabe la posibilidad de que la ecuación logística binaria desarrollada en este trabajo pueda aplicarse de forma satisfactoria en otras zonas de montaña de características similares a las de la zona estudiada.

Este estudio nos ha permitido comprobar que el modelo de predicción es más efectivo dividiendo el territorio en celdas cuadradas (*tasa de predicción* = 84,1%) que en polígonos irregulares de condiciones únicas resultado de cruzar todas las capas de información (*tasa de predicción* = 30%).

Una limitación de este estudio de susceptibilidad a los *hillslope debris flows* es que no se tienen en cuenta todas las zonas que pueden verse afectadas por los mismos (susceptibilidad al alcance). Sólo se ha realizado una predicción de las zonas de inicio (*shallow slides*). El cálculo de la susceptibilidad al alcance presenta una gran dificultad debido al gran problema que entraña la predicción de los parámetros que influyen en la movilidad de estos flujos (volumen, viscosidad del flujo).

Por otro lado, el modelo tampoco proporciona valores de probabilidad espacio-temporal de ocurrencia (número de eventos/km² año) debido a la falta de información cronológica. Sin embargo, sí proporciona una valiosa información sobre las condiciones de estabilidad, indicando las zonas más proclives a verse afectadas por roturas superficiales que pueden evolucionar a *debris flows* en el futuro. Estos mapas de susceptibilidad son posiblemente la mejor herramienta para la prevención de riesgos predecibles espacialmente (Ayala, 2001).

Finalmente, todo el proceso de obtención del modelo de predicción de deslizamientos superficiales se basa en una serie de suposiciones (Remondo, 2001; Cendrero, 2003; Remondo *et al.*, 2003a): (1) Los movimientos futuros ocurrirán bajo condiciones (geológicas, geomorfológicas, hidrológicas, etc) similares a las condiciones en las que han ocurrido en el pasado y el presente. (2) Todos los factores condicionantes son conocidos e incluidos en el análisis. (3) Todos los movimientos pasados han sido identificados. (4) Independencia, normalidad y continuidad de las variables. Estos supuestos difícilmente se cumplen, por lo que el modelo sólo proporciona un pronóstico con un grado de fiabilidad limitado.

3.3.- PELIGROSIDAD POR DESPRENDIMIENTOS (*ROCK-FALLS*)

En el Capítulo 2 (estudio geomorfológico del Parque Posets-Maladeta) se han descrito detalladamente la forma y la estructura de los depósitos originados por este tipo de movimiento de ladera (canchales y conos de derrubios), pero no el proceso en sí, que por tratarse de uno de los temas principales de este proyecto, se trata en este capítulo.

3.3.1.- CONCEPTO GENERAL DE DESPRENDIMIENTO

Un desprendimiento comienza con el despegue de fragmentos de suelo y/o de roca de diferente tamaño desde una ladera empinada a partir de una superficie en la que se produce un deslizamiento muy pequeño o nulo. Una vez que se ha producido el despegue de un bloque de su posición original, el movimiento ladera abajo puede consistir en caída libre, saltos y rebotes, rodamiento, deslizamiento, fragmentación o una combinación de éstos (Broili, 1973; Varnes, 1978; Bozzolo y Pamini, 1986) (Fig. 3.118). Es el tipo de movimiento en masa más rápido. Excepto cuando la masa desplomada ha sido socavada, el desprendimiento estará precedido por pequeños deslizamientos o basculamientos que separan el material que experimenta la caída de la masa de roca que permanece *in situ* (Cruden y Varnes, 1996).

Los desprendimientos son especialmente frecuentes en áreas de montaña con climas fríos, tanto húmedos como áridos, constituyendo uno de los procesos geomórficos más importantes que intervienen en la denudación de sus laderas. Como ya se ha dicho en el Capítulo 2, en ambientes periglaciares los desprendimientos se producen durante todo el año pero el momento álgido tiene lugar en primavera, que es precisamente cuando hay más humedad y los ciclos de hielo-deshielo son más numerosos (Rapp, 1960a; Bjerrum y Jorstad, 1968; Peckover, 1975; Washburn, 1979; Ballantyne y Eckford, 1984; Fahey y Lefebure, 1988; Matsuoka y Sakai, 1999). El agua situada en el interior de las grietas al congelarse y descongelarse experimenta variaciones de volumen produciendo su expansión y contracción, proceso que puede terminar provocando la separación y el posterior desprendimiento de bloques de los escarpes rocosos. Este proceso está condicionado hasta cierto punto por la estructura del afloramiento y su exposición al régimen térmico (Hall, 1999; Ishikawa *et al.*, 2004). Excluyendo a los terremotos, la gelifracción es considerada como la principal causa de desprendimientos de rocas en ambientes periglaciares (Rapp, 1960a, 1960b; Washburn, 1969a; Luckman, 1976). Se ha estimado que la gelifracción en los Alpes suizos durante el

Holoceno provocó que algunos flancos de valles retrocedieran 10-25 m a un ritmo medio de unos 2,5 mm/año (Barsch, 1977d).



Figura 3.118.- Secuencia de fotos de un *rock-fall* individual que descende rodando y saltando por una ladera de unos 45° (Tomada de www.highangletechnologies.com).

El agua en estado líquido también juega un papel importante en la producción de *rock-falls* por la erosión que ocasiona al infiltrarse por las diaclasas y el debilitamiento que produce en las rocas dúctiles que pueden estar bajo los bloques. Algunas litologías con elevado contenido en arcilla (pizarras) se vuelven muy dúctiles y resbaladizas cuando se empapan. Esto trae como resultado la reducción de la fricción estática en la base de los bloques metaestables suprayacentes.

Los desprendimientos también pueden desencadenarse por el crecimiento de raíces, la fuerza de palanca que ejercen las raíces de árboles movidos por fuertes vientos, terremotos, rayos y la pérdida de soporte que conlleva la socavación basal de una ladera rocosa o de un suelo cohesivo producida por diversos procesos como la erosión natural de un curso fluvial, el oleaje, la meteorización o el flujo de material dúctil. También pueden originarse por

incendios. El 19 de marzo de 2005 en Gua Musang (Malasia), un incendio provocado por una colilla desencadenó desprendimientos de rocas al quemarse las raíces de unos árboles que mantenían unidos unos bloques rocosos.

La actividad del hombre a menudo provoca o favorece los desprendimientos. Pueden desencadenarse por excavaciones llevadas a cabo en laderas rocosas para la construcción de carreteras y edificios, por vibraciones debidas al paso de vehículos pesados, voladuras y estampidos sónicos, por sobrecargas, por cambios del nivel piezométrico y de las condiciones hidrogeológicas.

Según Cruden y Varnes (1996) los desprendimientos progresan de tres maneras:

- 1) Las observaciones muestran que el movimiento hacia delante de masas de suelo o roca es a menudo suficiente para que se produzca la *caída libre* si las laderas que hay por debajo superan los 76°.
- 2) La masa que cae normalmente impacta contra una ladera con una inclinación menor que este ángulo (Ritchie, 1963), lo que causa su *rebote*. Este rebote dependerá de las propiedades de los materiales implicados en el impacto, particularmente de los coeficientes de restitución, y del ángulo entre la ladera y la trayectoria de la masa que cae (Hungry y Evans, 1988). La masa que cae también puede romperse en el impacto.
- 3) En laderas de gran longitud con ángulos por debajo de 45°, las partículas se mueven principalmente por *rodamiento* (Fig. 3.118). Hay una transición gradual desde el rebote al rodamiento que se produce cuando los saltos se hacen más pequeños y disminuyen los ángulos de impacto. Las pequeñas irregularidades de la ladera pueden provocar que las partículas que ruedan salten de nuevo al aire, reiniciando la secuencia de caída libre, rebote y rodamiento (Hungry y Evans, 1988).

Según Crosta y Agliardi (2002), el factor más importante que controla la trayectoria de un fragmento de roca desprendido es la geometría de la ladera. En cuanto a la pérdida de energía, los afloramientos de roca dura no meteorizada apenas frenan el movimiento del bloque que cae o rueda. Por el contrario, las laderas cubiertas de canchales y conos de derrubios favorecen los choques inelásticos absorbiendo una considerable cantidad de la energía del bloque que cae llegando en muchos casos a detenerlo completamente. Esta capacidad de

retención que presenta el material superficial se expresa matemáticamente por un término llamado *coeficiente de restitución*. El valor de dicho coeficiente depende de la naturaleza de los materiales que forman la superficie de impacto. Las superficies de roca dura limpia tienen altos coeficientes de restitución mientras que el suelo, la grava y las rocas completamente descompuestas tienen valores bajos. Según estos autores, otros factores como el tamaño y la forma de los bloques, los coeficientes de fricción de las superficies rocosas y si el bloque se rompe o no en trozos menores en los impactos, son menos significativos que la geometría de la ladera y los coeficientes de restitución.

Hasta ahora sólo hemos abordado los desprendimientos de fragmentos individuales. Sin embargo, el término desprendimiento hace referencia a otros fenómenos. Rochet (1987) diferencia entre desprendimientos *individuales* (Figs. 3.118 y 3.119) y desprendimientos *en masa* (Fig. 3.120) en función del volumen de la masa movilizada y del mecanismo de propagación. Así, en el desprendimiento en masa el volumen implicado es mayor de 5 m³ y hay una fuerte interacción entre los elementos en movimiento (la fluidificación por efecto de la presión dispersiva es posible). A veces los desprendimientos en masa y algunos deslizamientos rápidos pueden originar flujos secos de fragmentos de roca extremadamente rápidos (hasta 50 m/s) conocidos como *sturzstroms* (Hsu, 1975), avalanchas por desprendimiento de rocas (*rock-fall avalanches*) (Varnes, 1958) o avalanchas de rocas (*rock avalanches*) (Evans *et al.*, 1989; Nicoletti y Sorriso-Valvo, 1991). Hsu (1975) sugiere que el volumen mínimo para generar *sturzstroms* significativos es de 5 millones de metros cúbicos, pero Hutchinson (1988) demostró que los desprendimientos en creta débil y de alta porosidad tienen la misma movilidad con volúmenes dos órdenes de magnitud menores a causa del colapso de los poros por los impactos y el consiguiente aumento de la presión del agua intersticial.

El movimiento extremadamente rápido de los *sturzstroms* probablemente depende de los esfuerzos dispersivos generados a partir de la transferencia de cantidad de movimiento ($p=mv$) entre los granos del flujo que experimentan colisiones. Dicho mecanismo no requiere de la presencia de un fluido intersticial líquido o gaseoso y puede, por lo tanto, explicar los *sturzstroms* observados en la Luna y en Marte (Cruden y Varnes, 1996). Van Gassen y Cruden (1989) sugieren que el movimiento de los *rock fall-debris flow* extremadamente

rápidos podría ser explicado razonablemente bien por la transferencia de cantidad de movimiento entre las partículas que se desplazan y los coeficientes de fricción medidos.



Figura 3.119.- Fotos de desprendimientos de rocas individuales en la pista forestal de Vallibierna (Fotos: E. Acosta)



Figura 3.120.- Desprendimiento en masa en el circo de Bardamina, Valle de Estós (Foto: E. Acosta)

Los desprendimientos de rocas pueden actuar como un proceso continuo a lo largo de un periodo considerable de tiempo, producirse como eventos únicos o como series intermitentes de eventos únicos (Cruden y Varnes, 1996). El resultado habitual de numerosos desprendimientos son los conos de derrubios y los canchales (Fig. 3.121). Las rocas que los componen se encuentran en equilibrio metaestable, especialmente las que se encuentran en la superficie de dichas acumulaciones. Por lo tanto, los taludes excavados en estos depósitos y las estructuras apoyadas en los mismos pueden interferir con las trayectorias de posteriores *rock-falls*, así como provocar desprendimientos y flujos a partir de la propia acumulación.



Figura 3.121.- Foto de un canchal activo y muro de defensa junto a la carretera que discurre por la margen derecha del valle del Ésera (Foto: F. Gutiérrez).

3.3.2.- ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD POR DESPRENDIMIENTOS DE ROCAS

3.3.2.1.- INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Los desprendimientos de rocas (*rock-falls*) están entre los movimientos en masa más destructivos, y suponen un serio peligro para el hombre y sus bienes y servicios (Cancelli y Crosta, 1993; Bunce *et al.*, 1997; Guzzetti, 2000). Por estas razones, conocer la peligrosidad de este fenómeno en las áreas potencialmente afectables es de gran interés para la sociedad en general (Cancelli y Crosta, 1993; Fell, 1994; Fell y Hartford, 1997; Crosta y Locatelli, 1999; Guzzetti *et al.*, 1999). Existen numerosos trabajos sobre los desprendimientos de rocas que abordan diversos aspectos como los procesos que los desencadenan y los parámetros que controlan su movimiento (Ritchie, 1963; Hutchinson, 1988; van Gassen y Cruden, 1989; Nicoletti y Sorriso-Valvo, 1991; Matsuoka y Sakai, 1999), la modelización de las trayectorias (Bozzolo y Pamini, 1986; Descouedres y Zimmermann, 1987, Bozzolo *et al.*, 1988; Pfeiffer y Bowen, 1989; Jones *et al.*, 2000; Guzzetti *et al.*, 2002; Agliardi y Crosta, 2002; Davies y McSaveney, 2002), la estimación de la susceptibilidad, peligrosidad y riesgo asociados a los mismos, así como las medidas correctivas encaminadas a reducir los daños (Spang, 1987; Hungr y Evans, 1988; Pierson *et al.*, 1990; van Dijke y van Westen, 1990; Cancelli y Crosta, 1993; Evans y Hungr, 1993; Azzoni *et al.*, 1995; Bunce *et al.*, 1997; Rouiller y Marro, 1997; Stevens, 1998; Wieczorek *et al.*, 1999; Carrasco *et al.*, 2000; Mazzoccola y Sciesa, 2000; Dussauge-Peisser *et al.*, 2002; Ghigi *et al.*, 2002; Crosta y Agliardi, 2002; Agliardi *et al.*, 2002a y b).

Según Hartleny Viberg (1988), una evaluación completa de peligrosidad por movimientos de ladera, incluidos los *rock-falls*, debería dar respuesta al menos a las siguientes cuestiones:

1. ¿Dónde ocurrirán los movimientos?
2. ¿Cuál será su volumen y qué distancia recorrerán?
3. ¿Qué clase de movimiento tendrá lugar?
4. ¿Cómo de rápido se moverán?
5. ¿Cuándo ocurrirán?

En este capítulo se responde a las cuatro primeras, es decir, se calcula la *susceptibilidad* y la *intensidad* a partir de una cartografía de áreas fuente de desprendimientos y mediante la aplicación de *STONE*, una simulación cinemática del movimiento de los bloques desprendidos de dichas áreas fuente. Se trata de un programa informático de modelización tridimensional de desprendimientos de rocas individuales (no desprendimientos en masa) diseñado y desarrollado por los investigadores del Proyecto DAMOCLES Fausto Guzzetti del *Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica nell'Italia centrale (IRPI)* perteneciente al *Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) de Perugia*, junto con Federico Agliardi y Giovanni Crosta del *Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie* de la *Università degli Studi di Milano-Bicocca* (Guzzetti *et al.*, 2002).

La *susceptibilidad* frente a los movimientos de ladera puede definirse como la tendencia o propensión de una zona a verse afectada por este tipo de procesos en el futuro (Brabb, 1984). La susceptibilidad a los desprendimientos debe contemplar dónde se originan y qué distancia recorren los bloques (Cancelli y Crosta, 1993; Crosta y Locatelli, 1999; Interreg IIC, 2001), pero en este tipo de movimiento de ladera la dimensión geográfica de la trayectoria es mucho mayor que la de la propia masa movida, por lo tanto la susceptibilidad es ante todo la tendencia o propensión de un punto en una ladera expuesta a desprendimientos a ser alcanzado por un bloque en movimiento, es ante todo una *susceptibilidad al alcance*, no es tanto una *susceptibilidad al despegue o rotura* (relacionada con la susceptibilidad geomecánica de la masa rocosa a caer) como sucede con los deslizamientos someros (Ayala, 2002).

La *intensidad* de un desprendimiento de rocas es una función compleja de la masa, la velocidad de traslación y rotación, así como de la altura de vuelo de los bloques (altura que alcanzan al rebotar) (Crosta y Agliardi, 2002).

En este apartado también se aplica un método (Crosta y Agliardi, 2002) para combinar la susceptibilidad y la intensidad de los desprendimientos en unas matrices que proporcionan un “*Rock-fall Hazard Index*” y un “*Rock-fall Hazard Vector*”. El módulo de dicho vector representa tanto a la susceptibilidad como a la intensidad y pretende ser una aproximación al concepto de peligrosidad de Harlten y Vigerg (1988). A continuación se describe y discute la aplicación del modelo físico del movimiento de los bloques a lo largo de las laderas.

3.3.2.2.- METODOLOGÍA Y RESULTADOS

El estudio de la peligrosidad por desprendimientos se ha llevado a cabo aplicando un programa informático denominado STONE (Agliardi *et al.*, 2002a; Guzzetti *et al.*, 2002) que modeliza la caída libre, el impacto y el rodamiento de los bloques por las laderas.

Antes de abordar los fundamentos de esta simulación conviene aclarar algunas generalidades sobre la modelización de *rock-falls*. La modelización de los desprendimientos, enfocada a una correcta estimación de la peligrosidad, trata de conocer, para un bloque de diseño determinado, la trayectoria de caída, la máxima distancia alcanzada, la envolvente de las trayectorias y la velocidad y distribución de la energía a lo largo de ellas (Spang, 1987; Cancelli y Crosta, 1993; Crosta y Locatelli, 1999).

La expresión matemática de la dinámica de los desprendimientos es una función compleja que depende de la localización del punto de despegue y de la geometría y propiedades mecánicas de bloque y ladera. Teóricamente, conociendo las áreas fuente, la geometría de la ladera, y las relaciones que describen la pérdida de energía por impacto o por rodamiento, debería ser posible calcular la posición y velocidad de un bloque en cualquier momento. Sin embargo, hay algunos parámetros relevantes que son difíciles de determinar tanto en el espacio como en el tiempo. Normalmente se desconocen las propiedades geométricas y geomecánicas de los bloques (tamaño, forma, fracturación, etc) y las de la ladera (pendiente, longitud y rugosidad, concavidades y convexidades longitudinales y transversales, distribución del tamaño de

grano, módulo elástico, contenido en agua, etc.), así como la posición exacta de las áreas fuente. También es difícil cuantificar de manera precisa la pérdida de energía en cada impacto o durante el rodamiento ya que dicha pérdida depende de varios factores como la velocidad del bloque, el ángulo de impacto, el tipo de contacto bloque-ladera (vértice, arista o cara del bloque) y las características del material que forma la superficie de la ladera (afloramiento de roca, litología, presencia de hielo, nieve o depósitos cuaternarios, vegetación y densidad de la misma, así como de los diferentes usos del suelo) (Bozzolo y Pamini, 1986; Cancelli y Crosta, 1993; Jones *et al.*, 2000). A pesar de las limitaciones que impone la complejidad del fenómeno, en la modelización se introducen unas *funciones de contacto* relativas a la cinemática (en términos de velocidad) o a la dinámica (en términos de energía) de los bloques antes y después del impacto, para modelizar la pérdida de energía en cada punto de contacto. Tales funciones se expresan normalmente como coeficientes de *restitución* y *fricción* y se consideran constantes de cada material. Estos coeficientes son los parámetros de entrada en la simulación que hacen que los bloques se detengan.

Cuando se calculan las trayectorias de desprendimientos a lo largo de un número limitado de perfiles de ladera en dos dimensiones, la interpretación de los resultados y su extensión a las áreas vecinas puede resultar complicada y requiere un conocimiento experto para ser aplicada con el propósito de estimar la susceptibilidad (Crosta y Locatelli, 1999). De hecho, la naturaleza tridimensional de la geometría de la ladera real (presencia de canales, convexidades y crestas longitudinales) afecta de forma determinante a las trayectorias y a la partición de la energía cinética en las componentes translacional y rotacional. Para conseguir una estimación más completa de la susceptibilidad de *rock-falls*, el conocimiento tridimensional de las trayectorias es fundamental (Crosta y Locatelli, 1999). Existen diferentes programas informáticos (Bozzolo y Pamini, 1986; Descouedres y Zimmermann, 1987; Bozzolo *et al.*, 1988; Evans y Hungr, 1988; Pfeiffer y Bowen, 1989; Azzoni *et al.*, 1995; Stevens 1998; Jones *et al.*, 2000), pero se han desarrollado pocos modelos en tres dimensiones (Descouedres y Zimmermann, 1987; Guzzetti *et al.*, 2002). Los *softwares* disponibles desarrollan simulaciones 2D ó 3D usando un método cinemático, dinámico, o mixto (cinemático para la caída libre y dinámico para el impacto y/o el rodamiento) (Crosta y Agliardi, 2000), proporcionando además herramientas para tratar la variabilidad de los datos de entrada (Bozzolo y Pamini, 1986; Descouedres y Zimmermann, 1987; Pfeiffer y Bowen, 1989; Azzoni *et al.*, 1995; Stevens, 1998; Jones *et al.*, 2000).

Fundamentos de la simulación cinemática *STONE*

El *software STONE* tiene las siguientes características específicas (Agliardi *et al.*, 2002a; Guzzetti *et al.*, 2002):

- Un algoritmo permite modelizar movimientos de caída libre, impacto y rodamiento de bloques adimensionales en un espacio tridimensional.
- La superficie de la zona a estudiar se simula con un modelo digital del terreno (MDT), sin restricciones de resolución, y se recalcula una topografía vectorial partiendo del MDT.
- Los datos de entrada deben estar distribuidos espacialmente, sin limitaciones en el número de unidades de terreno introducidas para describir el uso del suelo y la litología del terreno.
- Las áreas fuente de los desprendimientos de rocas pueden estar definidas como puntos, líneas o polígonos, su rasterización permite obtener un *grid* de celdas cuadradas con esta información.
- Desde cada celda fuente puede lanzarse un número diferente de bloques, permitiendo simular diferentes probabilidades de inicio de *rock-falls*.
- Permite llevar a cabo y repetir la modelización estocástica mediante un método pseudoaleatorio.
- El rozamiento del aire y la fracturación de los bloques lanzados no son tenidos en cuenta. Lo segundo supone una limitación, ya que la fragmentación de los bloques está muy ligada a la dinámica de los desprendimientos de rocas.
- El programa acepta datos de entrada y produce salidas en formato GridAscii de Esri.

La puesta en marcha del programa *STONE* requiere de la incorporación de los siguientes datos de entrada:

- Una malla (o *grid*) de celdas cuadradas con información de elevaciones (MDT). Su resolución (tamaño de celda) juega un papel muy importante ya que las pequeñas variaciones topográficas a lo largo de las laderas influyen notablemente en las trayectorias de los bloques que caen.

- Un *grid* de las celdas fuente de desprendimientos de rocas y del número de bloques a “lanzar” desde cada celda para simular diferentes probabilidades de inicio de *rock-falls*. En zonas de estudio pequeñas, esta probabilidad de *inicio* o *desencadenamiento* se estima antes de la fase de simulación mediante análisis geomecánicos de las áreas fuente. Sin embargo, en estudios a escala regional como el del Parque Posets-Maladeta (335 km²) se considera que todas las áreas fuente de desprendimientos tienen la misma probabilidad de inicio, y por tanto, se lanza el mismo número de bloques desde cada una de las celdas fuente. Esta simulación de la frecuencia espacio-temporal de los despegues supone una limitación importante porque la probabilidad de *inicio* afecta a la probabilidad de *tránsito* de los desprendimientos por un lugar determinado.
- Tres *grids* con los valores de pérdida de energía (coeficientes de restitución normal y tangencial, y el coeficiente de fricción por rodamiento).
- Un archivo de parámetros que especifica los nombres de los ficheros de entrada (litología, áreas fuente de desprendimientos, vegetación, uso del suelo, formaciones superficiales, pendiente, afloramientos rocosos) y los coeficientes de pérdida de energía y su variabilidad.

El programa *STONE* proporciona salidas ráster y vectoriales. Los mapas ráster muestran en cada celda: el número de trayectorias de desprendimientos de rocas, la máxima velocidad traslacional calculada, y la mayor altura de vuelo. Las salidas vectoriales proporcionan la velocidad traslacional instantánea y la altura de vuelo en cada punto de las trayectorias calculadas.

Como ya se ha dicho, *STONE* puede “lanzar” un número de bloques, que nosotros predeterminamos, desde cada celda de despegue. Esto permite simular tanto la diferente probabilidad de inicio de desprendimientos de rocas en cada zona, como la naturaleza estocástica del proceso. La dirección del lanzamiento, el coeficiente dinámico de fricción por rodamiento ($\tan(\Phi)$), y los coeficientes de restitución normal (e_n) y tangencial (e_t) pueden variar aleatoriamente dentro de unos rangos predefinidos para cada uno de los múltiples bloques lanzados (Fig.3.122).

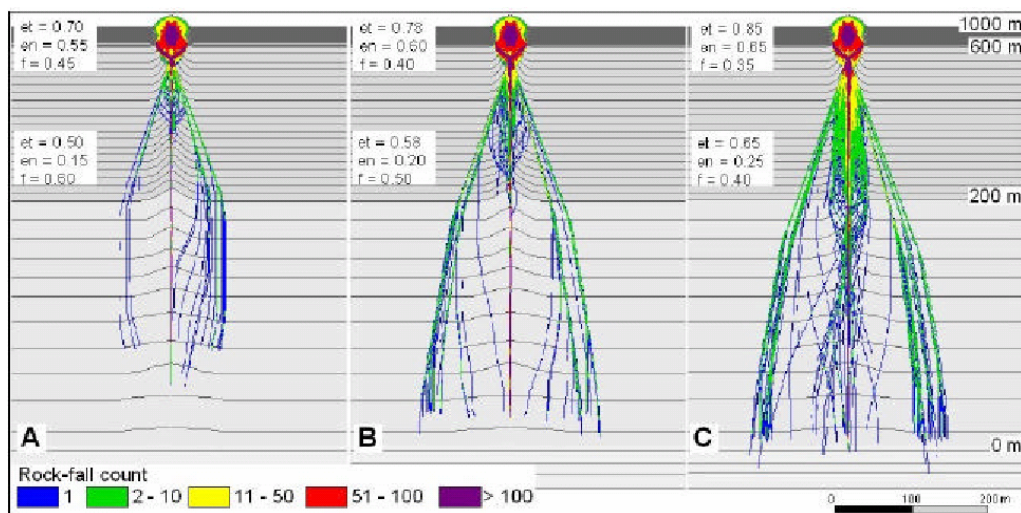


Figura 3.122.- Ilustraciones de las trayectorias calculadas por el programa *STONE* sobre un sencillo espacio topográfico tridimensional con diferentes coeficientes de pérdida de energía e_t , e_n y $\tan(\Phi)$ (Situaciones A, B y C). El azul representa la frecuencia de tránsito (*rock-fall count*) más baja y el morado la más alta. Dicho de otro modo, el azul indica zonas de baja susceptibilidad y el morado zonas de alta susceptibilidad (Tomada de Guzzetti, 2002).

Aplicación del programa *STONE* en la zona de estudio

Los desprendimientos de rocas son frecuentes en la zona de estudio y constituyen una constante amenaza para la carretera que discurre por el valle del Ésera (Fig. 3.121) hasta los Llanos del Hospital; y en pistas forestales como la de Vallibierna (Figs. 3.119). Los autores de este trabajo no tienen constancia de víctimas mortales producidas por este movimiento de ladera en el Parque Posets Maladeta.

La simulación de los desprendimientos en el Posets-Maladeta consta de 5 fases metodológicas (Agliardi *et al.*, 2002b):

1) Datos de partida:

- Modelo Digital del Terreno (MDT) con una resolución de 25 m.
- Reconocimiento de áreas fuente de desprendimientos a partir de observaciones específicas sobre ortofoto y campo. Muchas de las zonas donde ocurren *rock-falls* son relativamente fáciles de reconocer. Las zonas potenciales de desprendimientos son aquellas en las que escarpes rocosos se elevan sobre laderas de menor pendiente cubiertas por depósitos coluviales tipo canchal o cono de derrubios. Estos depósitos y las áreas adyacentes, ocupadas por bloques angulares más grandes y orientados al azar, constituyen zonas de

peligro potencial de desprendimientos a largo plazo incluso si el canchal o cono de derrubios está parcialmente recubierto de vegetación. Las zonas de desprendimientos activas son aquellas que muestran evidencias de caídas recientes como la presencia de vegetación desplazada o dañada por rocas, huellas frescas de bloques que han rodado ladera abajo, grietas frescas en los escarpes, crecimiento anómalo o desorientado de líquenes sobre los bloques, relatos de testigos y daños en muros o infraestructuras humanas. La dificultad más común con las áreas “inactivas” es la reactivación inesperada a causa de actividades antrópicas o condiciones naturales excepcionales.

- Información derivada del mapa geológico (Fig. 3.123B).
- Información derivada del mapa geomorfológico y referente a las formaciones superficiales (coluviones, aluviones, depósitos glaciares, etc.), al tamaño y a los alcances máximos de los bloques (Fig. 3.123C). La resolución de la ortofoto “SIG oleícola” ha supuesto una limitación porque en la cartografía de los bloques desprendidos sólo se han podido identificar aquéllos de más de 1 m de diámetro (un total de 6.576 bloques).
- Mapas de vegetación y usos del suelo (Figs. 3.123D y E). En la progresión de desprendimientos de rocas, el uso del suelo bajo la zona del desprendimiento puede tener una influencia determinante en la progresión del bloque que cae (Corominas *et al.* 1990). Los desprendimientos se propagan más fácilmente sobre sustrato o laderas cubiertas de hierba que en canchales y laderas forestadas. La protección natural que ofrecen los bosques puede llegar a ser muy efectiva.
- Afloramientos de roca (se han considerado aquellas zonas que presentan una pendiente mayor de 30° por la inestabilidad del regolito; Toppe, 1986) (Fig. 3.123F).

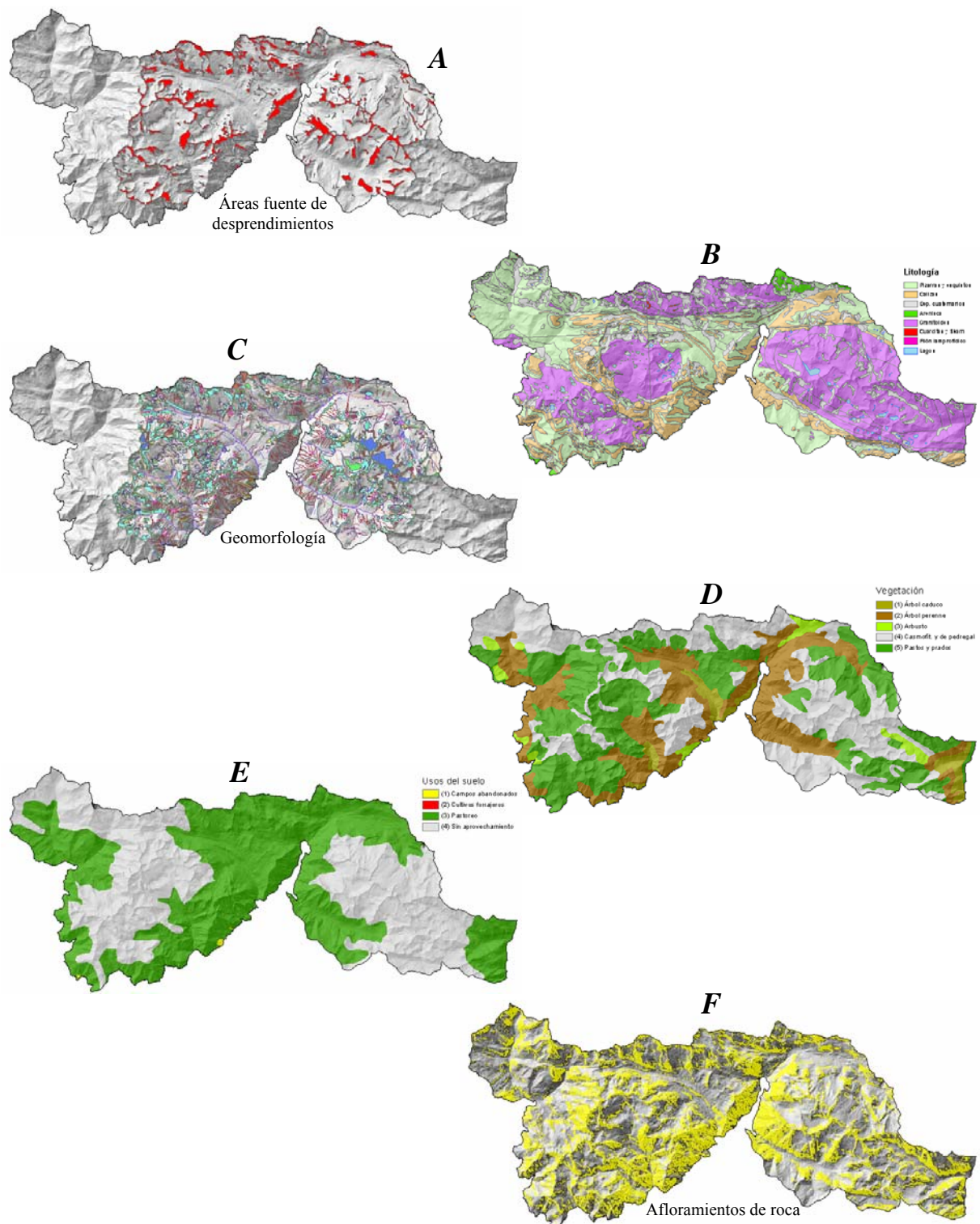


Figura 3.123.- Mapas con la información de partida. *A*: Áreas fuente de desprendimientos de rocas. Tras rasterizar esta cobertura de polígonos según la resolución del MDT, se obtienen 47.595 celdas fuente de desprendimientos. *B-F*: Información utilizada para confeccionar el mapa de condiciones únicas.

2) A partir de la superposición de las distintas capas de información (Figs. 3.123B-F), se obtiene un mapa en el que se integran en unidades mayores las celdas con condiciones idénticas. A dicho mapa resultante lo denominamos *mapa de condiciones únicas* (Fig. 3.124).

3) A cada una de las unidades del mapa resultante se le asignan sendos coeficientes que permiten simular la pérdida de energía que experimentan los bloques en su caída: coeficientes de restitución energética tangencial (e_t) y normal (e_n), y el coeficiente de fricción por rodamiento $\tan(\Phi)$. La figura 3.125 muestra los valores medios calibrados para dichos coeficientes según los datos disponibles en la literatura para el mismo tipo de simulación (Crosta y Agliardi, 2000). Los rangos de variación aplicados en cada clase de condición única han sido calibrados de acuerdo con la extensión de canchales y conos de derrubios, y la posición de los mayores bloques caídos a lo largo de las laderas (información obtenida del mapa geomorfológico). Esta ha sido la fase del estudio a la que se le ha dedicado más tiempo por su gran influencia en el resultado final.

4) Aplicación del programa *STONE* lanzando 10 bloques desde cada celda identificada como fuente posible de desprendimientos de rocas (un total de 475.950 bloques lanzados) sujetos a los coeficientes de restitución y fricción especificados en la figura 3.125. En la figura 3.126 se representa el recuento de bloques que pasan por cada celda (mapa de susceptibilidad) y se observa cómo las celdas con una gran frecuencia de paso de desprendimientos de rocas o más susceptibles (en rojo), se encuentran principalmente a lo largo de canales o en zonas en las que la topografía concentra los bloques que caen.

5) Contratación de la simulación. La simulación se ha contrastado mediante la información geomorfológica disponible (localización de los mayores bloques desprendidos y extensión de canchales y conos de derrubios activos) (Fig. 3.127). Se ha comprobado cómo el 70% de los bloques cartografiados se encuentran a lo largo de las trayectorias predichas por el modelo, y el 76% de los canchales y conos de derrubios están afectados por las trayectorias calculadas.

Un problema de esta contrastación es que no se ha tenido en cuenta que los conos de derrubios pueden estar alimentados por otros movimientos de ladera distintos a los

desprendimientos de rocas, por ejemplo: *debris flows*, aludes y flujos acuosos. Si eliminásemos la contribución de estos fenómenos, tal vez la extensión de los conos de derrubios sería muy distinta a la cartografiada.

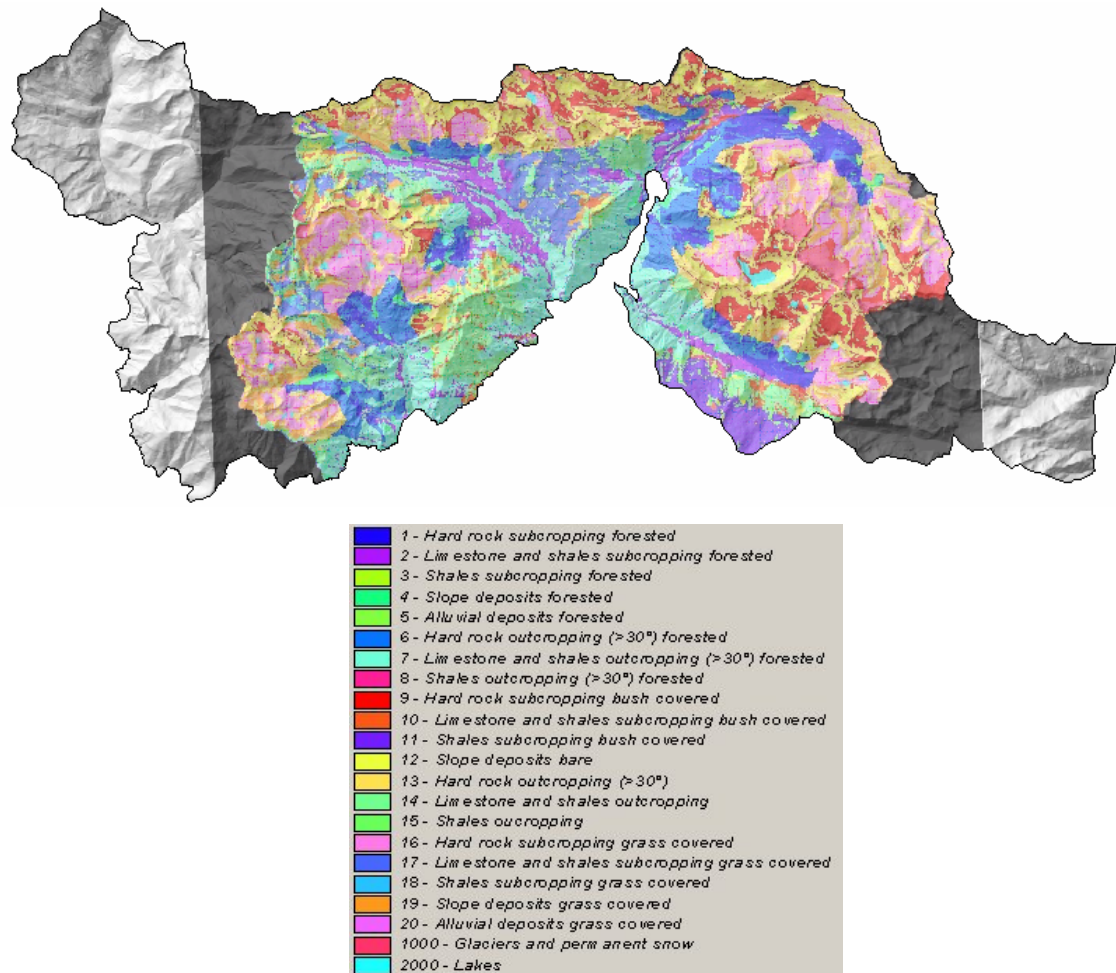


Figura 3.124.- Mapa con los diferentes tipos de unidades de condiciones únicas obtenidas de la superposición de los mapas de litología, geomorfología, vegetación, uso del suelo y afloramiento de roca.

Clases de terreno	e_n	Rango de variación	e_t	Rango de variación	$\tan(\Phi)$	Rango de variación
Outcropping rock, forested	0,50	± 0,0100	0,70	± 0,0140	0,55	± 0,0110
Outcropping rock, bare	0,50	± 0,0125	0,75	± 0,0150	0,45	± 0,0080
Subcropping rock, forested	0,40	± 0,0080	0,65	± 0,0130	0,55	± 0,0110
Subcropping rock, non forested	0,45	± 0,0090	0,70	± 0,0140	0,50	± 0,0100
Glacial deposit, forested	0,20	± 0,0040	0,40	± 0,0080	0,60	± 0,0120
Glacial deposit, non forested	0,25	± 0,0050	0,50	± 0,0100	0,60	± 0,0120
Rockslide deposit, forested	0,30	± 0,0060	0,60	± 0,0120	0,50	± 0,0100
Rockslide deposit, non forested	0,30	± 0,0060	0,65	± 0,0130	0,45	± 0,0080
Cemented talus, forested	0,35	± 0,0070	0,60	± 0,0120	0,55	± 0,0110
Cemented talus, bare	0,35	± 0,0070	0,70	± 0,0140	0,45	± 0,0080
Talus, forested	0,30	± 0,0060	0,60	± 0,0120	0,50	± 0,0100
Talus, bush-covered	0,33	± 0,0175	0,63	± 0,0126	0,55	± 0,0110
Talus, bare	0,35	± 0,0066	0,65	± 0,0130	0,60	± 0,0120
Lacustrine and peat deposit, forested	0,20	± 0,0040	0,40	± 0,0080	0,65	± 0,0130
Lacustrine and peat deposit, non forested	0,25	± 0,0050	0,55	± 0,0110	0,70	± 0,0140
Alluvial deposit, forested	0,25	± 0,0050	0,55	± 0,0110	0,65	± 0,0130
Alluvial deposit, non forested	0,25	± 0,0050	0,60	± 0,0120	0,60	± 0,0120
Colluvial deposit, forested	0,25	± 0,0050	0,50	± 0,0100	0,65	± 0,0130
Colluvial deposit, non forested	0,25	± 0,0050	0,65	± 0,0130	0,60	± 0,0120

Figura 3.125.- Tabla con los valores medios y rangos de variación de los coeficientes de restitución y fricción para el Parque Posets-Maladeta (e_n : coeficiente de restitución normal, e_t : coeficiente de restitución tangencial, $\tan(\Phi)$: coeficiente de fricción por rodamiento).

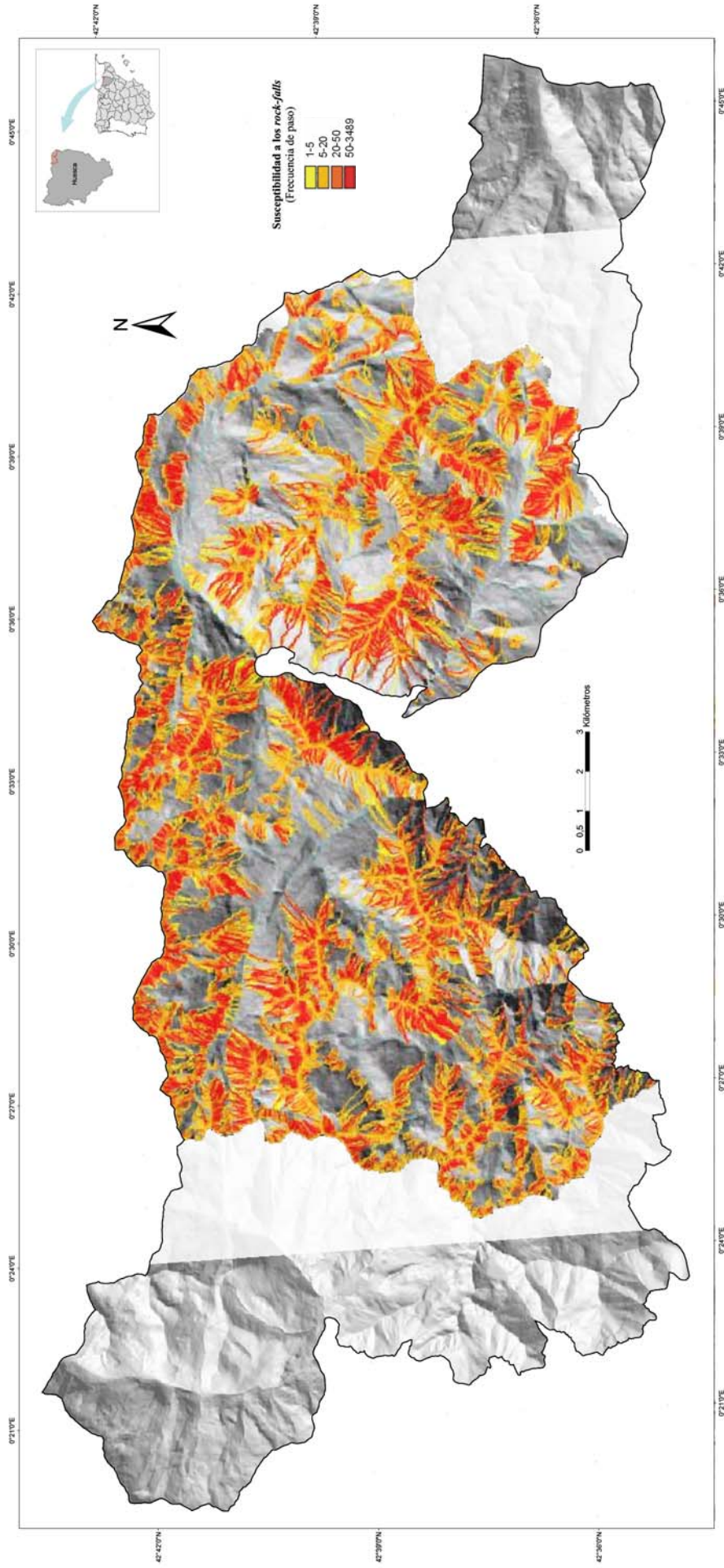


Figura 3.126.- Mapa de la frecuencia de paso de desprendimientos en cada celda de 25 x 25 m tras haber lanzado 10 bloques desde cada celda fuente de rock-falls. La frecuencia de paso representa la susceptibilidad de las celdas a los desprendimientos y se ha agrupado en cuatro rangos representados en amarillo (baja), naranja (media), naranja rojizo (alta) y rojo (muy alta).

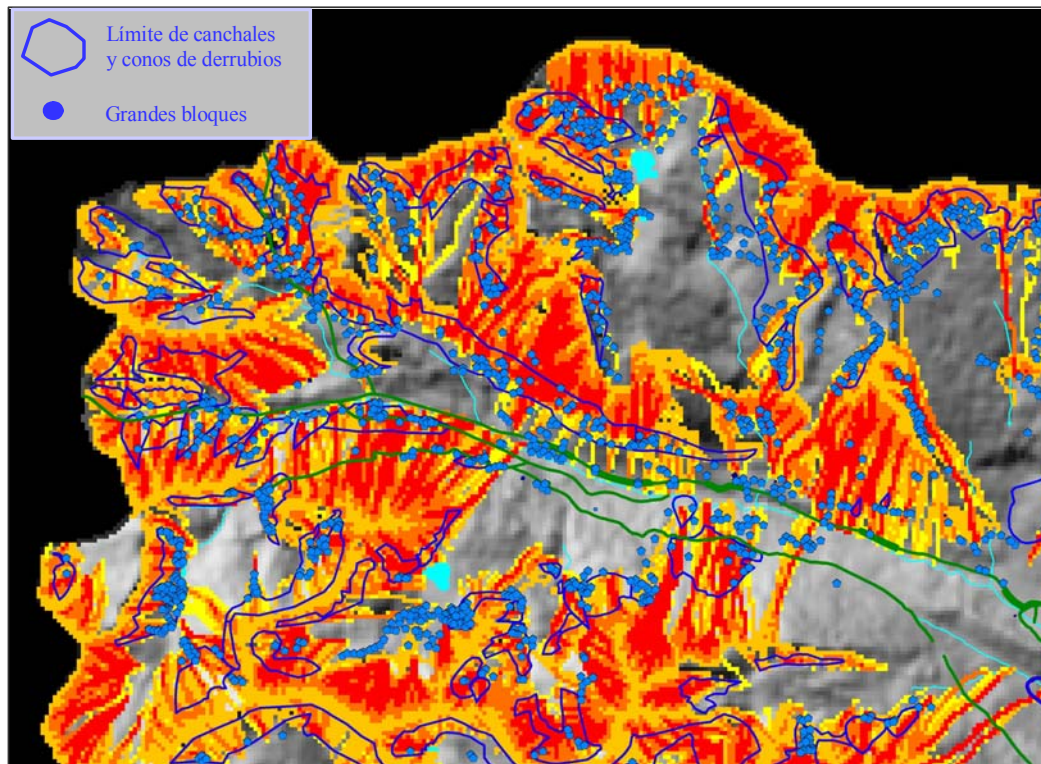


Figura 3.127.- Contrastación geomorfológica del mapa de susceptibilidad a los desprendimientos: Superposición de la cartografía de bloques desprendidos, canchales y conos de derrubios sobre el mapa de frecuencia de paso o susceptibilidad (cabecera del valle de Estós). De las 6041 celdas con bloques caídos, 4203 (el 70%) coinciden con las trayectorias predichas por *STONE*. De las 43.922 celdas con canchales y conos de derrubios, 33.416 (el 76%) están afectadas por las trayectorias.

Método de las matrices *RHI/RHV* para combinar la susceptibilidad y la intensidad de los desprendimientos

Las tres variables calculadas por *STONE* pueden ser combinadas para estimar la *susceptibilidad-intensidad* de los desprendimientos. El recuento de las trayectorias o frecuencia de paso de los desprendimientos (C) representa, en cada celda, la susceptibilidad a ser cruzada por la trayectoria de una roca desprendida, resultado del número de bloques lanzados, la variabilidad de los parámetros de pérdida de energía, la morfología local y el detalle del MDT. La máxima velocidad traslacional del desprendimiento calculada (V) y la altura de vuelo (H) proporcionan información adicional sobre la intensidad del desprendimiento de rocas. En el modelo se puede insertar un conjunto distribuido de valores de masa de bloques para un cálculo de la intensidad basado exclusivamente en la energía cinética traslacional.

Dos cuestiones importantes surgen en este punto. Primero, ¿cuál es la mejor manera de estimar y representar la *susceptibilidad-intensidad*? Segundo, ¿cómo hacer un *ranking* de sus diferentes valores? La estimación de la *susceptibilidad-intensidad* de desprendimientos de rocas puede obtenerse de la combinación de diferentes componentes independientes, dependiendo de la definición adoptada de intensidad. Por ejemplo, la *susceptibilidad-intensidad* puede ser función de tres componentes igualmente importantes, uno probabilístico (número de trayectorias por celda, C) y dos cinemáticos (velocidad, V y altura de vuelo, H). Otra opción consiste en el uso del recuento de trayectorias (C), la energía cinética traslacional calculada (K) y la altura de vuelo (H). De esta manera, la dinámica del desprendimiento de rocas se introduce por medio de K . La altura de vuelo podría considerarse como un indicador de intensidad de segundo orden, dado que sólo es relevante en la predicción de impactos sobre elementos de diferente tamaño vertical o en la incidencia sobre puntos situados ladera abajo (Crosta y Agliardi, 2002).

Los tres componentes de la *susceptibilidad-intensidad* de desprendimientos para cada celda pueden representarse convenientemente en un sistema de tres ejes. Si el método utilizado es el dinámico, se obtiene una matriz tridimensional que representa la *susceptibilidad-intensidad* como una función del número de trayectorias calculadas de desprendimientos de rocas por celda (C), energía cinética traslacional (K) y altura de vuelo (H) (Fig. 3.128). Cada punto del interior del cubo representaría una combinación de los tres componentes de la *susceptibilidad-intensidad*, caracterizados por un nivel de *susceptibilidad-intensidad* específico.

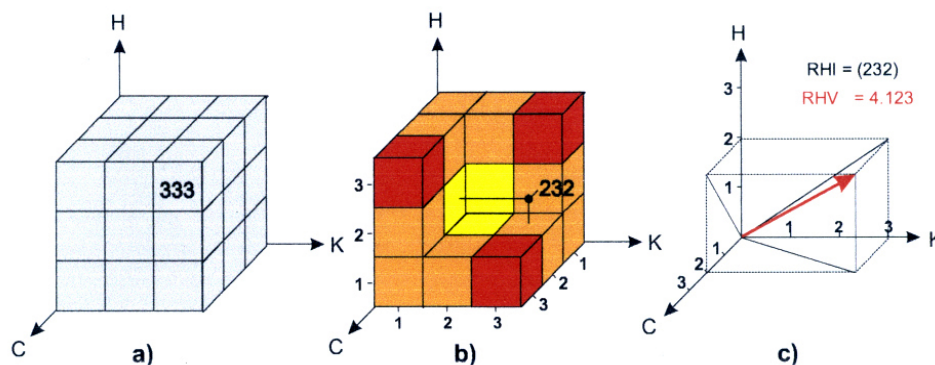


Figura 3.128.- Ilustración de la matriz tridimensional CKH usada para la estimación de la *susceptibilidad-intensidad* de desprendimientos de rocas. a) Definición general del *Rock-fall Hazard Index* (RHI). b) Ejemplo de matriz RHI con valores jerarquizados (*susceptibilidad-intensidad* baja en amarillo, intermedia en naranja, y alta en rojo); c) Concepto del *Rock-fall Hazard Vector* (RHV) (Tomada de Crosta y Agliardi, 2002).

Los dígitos del *RHI* son valores recalculados de las tres variables consideradas. El *RHI* tiene un significado posicional, es decir, la *susceptibilidad-intensidad* se identifica por una posición específica en el espacio definido por los tres componentes de la *susceptibilidad-intensidad*. El método se ve afectado por algunos problemas conceptuales ¿Son realistas todos los posibles valores del *RHI*? ¿Cómo hacer un *ranking* de los valores del *RHI* para determinar el nivel de *susceptibilidad-intensidad* y zonificar el territorio? Respecto a la primera pregunta, si los valores de los componentes de la *susceptibilidad-intensidad* (*C*, *K* y *H*) se clasifican en *n* clases, $RHI = (000)$ correspondería al origen del espacio tridimensional de *susceptibilidad-intensidad*, representando una condición en la que no se esperan desprendimientos de rocas. De un modo similar, cualquier valor del *RHI* que incluya un cero no sería realista, el valor más bajo aceptable de los dígitos recalculados del *RHI* es 1.

En cuanto a la zonación de la *susceptibilidad-intensidad* de desprendimientos de rocas, el mayor incremento de su valor se produce a lo largo de la diagonal que trisecta el espacio de *susceptibilidad-intensidad* (Fig. 3.128). Desde un punto de vista puramente geométrico, todos los puntos que caen sobre planos perpendiculares a la línea diagonal deberían exhibir el mismo nivel de *susceptibilidad-intensidad*. Realmente, como los parámetros de entrada se reclasifican en clases discretas, el índice de *susceptibilidad-intensidad* es también discreto. Por esta razón, muchas situaciones reales diferentes podrían ser englobadas en un mismo plano de *susceptibilidad-intensidad*, situaciones que implican diferentes probabilidades de ocurrencia y diferente cantidad de energía cinética y que por tanto requieren diferentes medidas de mitigación. El uso del índice posicional permite “seguir la pista” de la contribución de cada variable a la *susceptibilidad-intensidad* y, de esta manera, identificar qué componentes determinan que una zona de la ladera se caracterice por un nivel de *susceptibilidad-intensidad* determinado. Sin embargo, la naturaleza posicional del *RHI* obstaculiza el *ranking* directo de la *susceptibilidad-intensidad*. Por ejemplo, sería difícil decidir si un $RHI = (123)$ representa una *susceptibilidad-intensidad* mayor que un $RHI = (311)$ o un $RHI = (121)$ (Fig. 3.128). Por lo tanto, el *Rock-fall Hazard Index* necesita ser transformado o traducido a un valor numérico. Aquí es donde entra en juego el *Rock-fall Hazard Vector (RHV)*, cuya magnitud se usa como criterio para establecer el nivel de *susceptibilidad-intensidad* (Fig. 3.128C). Según este método del *RHV*, el nivel de *susceptibilidad-intensidad* aumenta de manera concéntrica a medida que nos alejamos del origen de coordenadas.

Como C , K y H , se caracterizan por tener diferente significado físico y órdenes de magnitud, sus valores son convenientemente recalculados en tres clases. La elección de un pequeño número de clases permite simplificar la clasificación de los valores de RHI calculados (3 clases dan lugar a 27 valores RHI) y obtener mapas de *susceptibilidad-intensidad* más claros. La clasificación y jerarquización de los factores que contribuyen a la *susceptibilidad-intensidad* del fenómeno es una tarea con gran incertidumbre normalmente realizada sobre una base subjetiva. Para subsanar este problema al menos parcialmente, los tres componentes de la *susceptibilidad-intensidad* se clasifican según criterios estándar, establecidos a través de la estimación objetiva de la capacidad destructiva de los desprendimientos de rocas simulados. Los objetivos finales de la estimación de la *susceptibilidad-intensidad* son la mitigación o reducción del riesgo mediante una planificación preventiva o la aplicación de medidas correctivas de tipo estructural. Desde este punto de vista, una mayor energía cinética implica una mayor capacidad de las rocas que caen para dañar estructuras (edificios, infraestructuras, barreras etc.). Además, mayores alturas de vuelo dan lugar a una mayor probabilidad de que las rocas salten las barreras o de que estructuras altas puedan ser golpeadas. De acuerdo con estas consideraciones, los parámetros C , K y H son reclasificados según un esquema relacionado directamente con el posible uso final de un mapa de *susceptibilidad-intensidad* enfocado a la mitigación (Fig. 3.129).

Clase	Nº de trayectorias normalizado, c		Energía cinética, k kJ	Altura, h m
	Escala Regional	Escala Local		
1	< 0.2	< 0.01	<700	<4
2	0.2-1.0	0.01-0.1	700-2500	4-10
3	>1.0	>0.1	>2500	>10

Figura 3.129.- Tabla que muestra la reclasificación de las variables usadas en el procedimiento *Rockfall Hazard Index/Vector*. Los valores de C son normalizados según diferentes aproximaciones dependiendo de la escala de modelización. Ver explicación en el texto (Tomada de Crosta y Agliardi, 2002).

Los valores calculados de energía cinética translacional (K) se clasifican en tres clases. Los intervalos obedecen a la máxima capacidad de absorción de energía de los tipos más comunes de barreras antidesprendimiento de rocas, en concreto: redes elásticas de captura (hasta 700 kJ) y barreras elasto-plásticas (hasta 2500 kJ). La idea básica es que los desprendimientos de rocas más peligrosos son capaces de dañar los tipos de barreras más efectivas. Esto también se expresa en el mapa de *susceptibilidad-intensidad* final como información útil para la

reducción de la amenaza mediante el diseño de estructuras de protección. De esta manera, las clases quedan definidas de la siguiente manera:

$$\text{Clase 1: } 0 < \mathbf{K} \leq 700 \text{ kJ}$$

$$\text{Clase 2: } 700 \text{ kJ} < \mathbf{K} \leq 2500 \text{ kJ}$$

$$\text{Clase 3: } \mathbf{K} > 2500 \text{ kJ}$$

Del mismo modo, la altura de vuelo de los desprendimientos de rocas (H) se reclasifica según la capacidad de un desprendimiento a pasar por encima de tipologías específicas de estructuras de protección pasivas, en concreto: redes de captura (*catch nets*) ($H = 4$ m) y de llenado (*retaining fills*) (H hasta 10 m). Para este parámetro, las clases quedan definidas de la siguiente manera:

$$\text{Clase 1: } 0 \leq \mathbf{H} \leq 4 \text{ m}$$

$$\text{Clase 2: } 4 < \mathbf{H} \leq 10 \text{ m}$$

$$\text{Clase 3: } \mathbf{H} > 10 \text{ m}$$

A diferencia de la energía cinética, el valor cero del parámetro (H) se incluye en la clase 1. De hecho, un valor de 0 kJ indicaría no ocurrencia de *rock-fall* (o parada del *rock-fall*), mientras que una altura de vuelo igual a cero significaría que el bloque está impactando o rodando.

La reclasificación del recuento de trayectorias de desprendimientos (C) es más complicada, ya que no existen límites de clases con sentido práctico. Por lo tanto, se proponen dos maneras de reclasificar los valores C dependiendo si la modelización se realiza a escala regional o a escala local (Fig. 3.129).

Para modelos a escala regional, caracterizados por un gran número de bloque lanzados (hasta un millón o más), el recuento de desprendimientos (C) se normaliza mediante un método específico. Se sabe que las áreas más peligrosas están asociadas a la máxima probabilidad de ocurrencia de desprendimientos de rocas. También se sabe que la frecuencia de desprendimientos en una topografía canalizada es significativamente mayor que en laderas planas. Por lo tanto, los valores de C pueden normalizarse con respecto a valores estándar que representan la transición entre morfologías canalizadas y planas. Se supone que al menos 5 celdas “contribuyentes” (fuente de desprendimientos de rocas), dispuestas en forma de C y con la concavidad orientada hacia la parte inferior de la ladera, son necesarias para iniciar un

efecto de canal en una celda dada. Cinco celdas contribuyentes es el límite inferior para la canalización, suponiendo que otras celdas contribuyentes situadas más arriba en la ladera son ignoradas. Según esta aproximación, el recuento de desprendimientos (C) en cada celda se normaliza con respecto al número de bloques lanzados (n) desde cada grupo de 5 celdas fuente contribuyentes. Así, en una celda de una ladera en el límite de transición canalizada-plana (5 celdas contribuyentes) y por ejemplo unos valores de $c = 5$ y $n = 1$, el valor normalizado del recuento sería $c/5n = 1$. Por el contrario, en una celda de una ladera plana, es decir, con un área fuente rectilínea ($c = 1$ y $n = 1$), el valor normalizado del recuento sería $c/5n = 0,2$. Esta metodología permite normalizar el recuento describiendo implícitamente el tamaño relativo del área fuente contribuyente. Los valores normalizados de C por debajo de 0,2 indican baja frecuencia de desprendimientos en zonas no canalizadas. Los valores comprendidos entre 0,2 y 1 indican una mayor frecuencia de desprendimientos en laderas relativamente simples. Finalmente, valores por encima de 1 identifican las zonas más peligrosas en cuanto a frecuencia de *rock-falls* (p.ej.: áreas caracterizadas por convergencia de trayectorias o frecuencia de desprendimientos de rocas muy alta en laderas planas). Esta metodología proporciona una manera de reclasificar el recuento de trayectorias independientemente de su valor real.

Para modelos a escala local, donde las características geomecánicas de las áreas fuente son conocidas, el recuento de desprendimientos se normaliza respecto al número total de bloques lanzados desde una área individual homogénea (caracterizada por su tamaño uniforme, masa y número de bloques lanzados). Los dos motivos principales para aplicar esta metodología diferente son la necesidad de comparar la diferente amenaza derivada de bloques que caen de áreas homogéneas, y la importancia de mantener separadas las contribuciones dadas por los bloques procedentes de áreas fuente diferentes pero que convergen en la misma zona de tránsito. Cuando no hay áreas homogéneas definidas, el recuento de desprendimientos de rocas puede normalizarse respecto al número total de bloques lanzados. Para modelos a escala local, se reclasifican los valores de recuento normalizados según los siguientes intervalos: $<0,01$; $0,01 - 0,1$; y $> 0,1$.

Una vez que los parámetros de entrada han sido reclasificados (Fig. 3.129), se combinan para obtener un valor de tres dígitos del *Rock-fall Hazard Index (RHI)*, mostrando en el mapa un nivel concreto de *susceptibilidad-intensidad* y conservando en cada dígito la información sobre la contribución de cada componente. Las 27 clases resultantes (Figs. 3.128A y B, Fig.

3.130) se consideran suficientes para representar la *susceptibilidad-intensidad* pero no son fáciles de representar en un mapa de forma expresiva. Por este motivo se realiza una reagrupación que da lugar a 3 niveles de *susceptibilidad-intensidad* (baja, intermedia y alta). Esta reagrupación necesita un criterio que permita traducir el valor del índice a un valor numérico. Esto se consigue con la magnitud del *Rock-fall Hazard Vector (RHV)* (Fig. 4.3.128C), definido como:

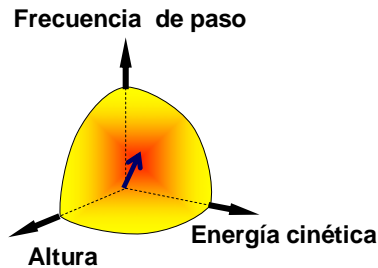
$$RHV = \begin{pmatrix} C \\ K \\ H \end{pmatrix}$$

donde C , K y H son los dígitos del RHI . La magnitud o módulo del RHV viene dado por:

$$|RHV| = \sqrt{C^2 + K^2 + H^2}$$

Como C , K y H son discretos, el rango de valores del módulo del vector también es discreto. El RHV no permite conocer la contribución de cada uno de los tres componentes de la *susceptibilidad-intensidad* de desprendimientos de rocas, sin embargo, su magnitud o módulo sí que permite clasificar el nivel de *susceptibilidad-intensidad* en tres clases finales y obtener un mapa de *susceptibilidad-intensidad* más claro.

RHI	Frec. Paso	Energ. Cinét.	Altura	RHV
111	1	1	1	1,732051
112	1	1	2	2,44949
113	1	1	3	3,316625
121	1	2	1	2,44949
122	1	2	2	3
123	1	2	3	3,741657
131	1	3	1	3,316625
132	1	3	2	3,741657
133	1	3	3	4,358899
211	2	1	1	2,44949
212	2	1	2	3
213	2	1	3	3,741657
221	2	2	1	3
222	2	2	2	3,464102
223	2	2	3	4,123106
231	2	3	1	3,741657
232	2	3	2	4,123106
233	2	3	3	4,690416
311	3	1	1	3,316625
312	3	1	2	3,741657
313	3	1	3	4,358899
321	3	2	1	3,741657
322	3	2	2	4,123106
323	3	2	3	4,690416
331	3	3	1	4,358899
332	3	3	2	4,690416
333	3	3	3	5,196152



RHV ascendente	Reclasificación basada en el RHV		
1,732051	1	1	1
2,44949	1	1	2
2,44949	1	2	1
2,44949	2	1	1
3	1	2	2
3	2	1	2
3	2	2	1
3,316625	1	1	3
3,316625	1	3	1
3,316625	3	1	1
3,464102	2	2	2
3,741657	1	2	3
3,741657	1	3	2
3,741657	2	1	3
3,741657	2	3	1
3,741657	3	1	2
3,741657	3	2	1
4,123106	2	2	3
4,123106	2	3	2
4,123106	3	2	2
4,358899	1	3	3
4,358899	3	1	3
4,358899	3	3	1
4,690416	2	3	3
4,690416	3	2	3
4,690416	3	3	2
5,196152	3	3	3

Figura 3.130.- Izquierda: Tabla con las 27 clases de *susceptibilidad-intensidad* a los desprendimientos de rocas definidas por el *Rock-fall Hazard Index*. Centro: El *Rock-fall Hazard Vector*. Derecha: Tabla con las 27 clases ordenadas de forma ascendente según el módulo del *RHV* y agrupadas en tres niveles de *susceptibilidad-intensidad*; baja (amarillo), media (naranja) y alta (rojo) (Modificada de Crosta y Agliardi, 2002).

Aplicación de las matrices *RHI/RHV* en la zona de estudio

En un primer paso, la aplicación del programa *STONE* en la zona de estudio ha permitido calcular ciertos parámetros relacionados con los desprendimientos de rocas (frecuencia de paso, velocidad y altura de vuelo de los bloques). Ahora, la aplicación de las matrices *RHI/RHV* nos va a permitir combinar dichos parámetros para elaborar un mapa de *susceptibilidad-intensidad* de este fenómeno en el área de estudio.

Como se ha explicado, los resultados del programa *STONE* se recalculan según la figura 3.129 y se trasladan a una matriz tridimensional en cuyos ejes se representan la frecuencia de tránsito (*C*), la energía cinética traslacional (*K*, «mediante los estudios de campo y ortofoto, se ha estimado que la masa media de los bloques en la zona de estudio es de 2700 Kg») y la altura de vuelo (*H*) que pueden alcanzar los bloques que rebotan al caer. Esta matriz proporciona un índice posicional de la *susceptibilidad-intensidad* de desprendimientos de rocas (*Rock-fall Hazard Index*, *RHI*) (Fig. 3.128B), y el módulo de un vector que sirve para

estimar la *susceptibilidad-intensidad* de los desprendimientos de rocas (*Rock-fall Hazard Vector, RHV*) (Fig. 3.128C) para cada una de las celdas del territorio. El valor del módulo del *RHV* en cada celda puede visualizarse fácilmente en un SIG (Fig. 3.131A) y generar el mapa de *susceptibilidad-intensidad* de desprendimientos en la zona de estudio. Los valores del $|RHV|$ se han clasificado en tres clases: $1,732 \leq |RHV| \leq 3$ (*susceptibilidad-intensidad* de *rock-falls* baja); $3 < |RHV| \leq 4,359$ (*susceptibilidad-intensidad* de *rock-falls* moderada) y $4,359 < |RHV| \leq 5,196$ (*susceptibilidad-intensidad* de *rock-falls* alta). Se ha definido una cuarta clase que representa una *susceptibilidad-intensidad* indefinida o nula en áreas en las que no es probable que ocurran desprendimientos de rocas según los resultados de la simulación.

El mapa de *susceptibilidad-intensidad* obtenido a escala regional (Fig. 3.131A) resalta las áreas propensas a ser afectadas por desprendimientos de rocas y su intensidad. Debido a la escala del análisis, este mapa de *susceptibilidad-intensidad* “en bruto” puede resultar excesivamente fragmentado para aplicaciones prácticas. De hecho, un mapa de *susceptibilidad-intensidad* útil debería mostrar el menor número de áreas de *susceptibilidad-intensidad* homogénea como fuera posible, permitiendo a los gestores del territorio optimizar su planificación. Sin embargo, la excesiva fragmentación de la información proporcionada por el mapa podría dificultar la planificación urbana. Por ejemplo, pequeñas áreas aisladas seguras en una zona insegura. Para subsanar este problema se han empleado técnicas estadísticas con el objetivo de suavizar la variabilidad local y conseguir una zonación más visualizable de la *susceptibilidad-intensidad*. Del mapa *en bruto* se han derivado otros promediando el valor *medio* (Fig. 3.131B) y *máximo* (Fig. 3.131C) de la magnitud del *RHV* en cada celda con respecto a las celdas vecinas en un radio de 50 m.

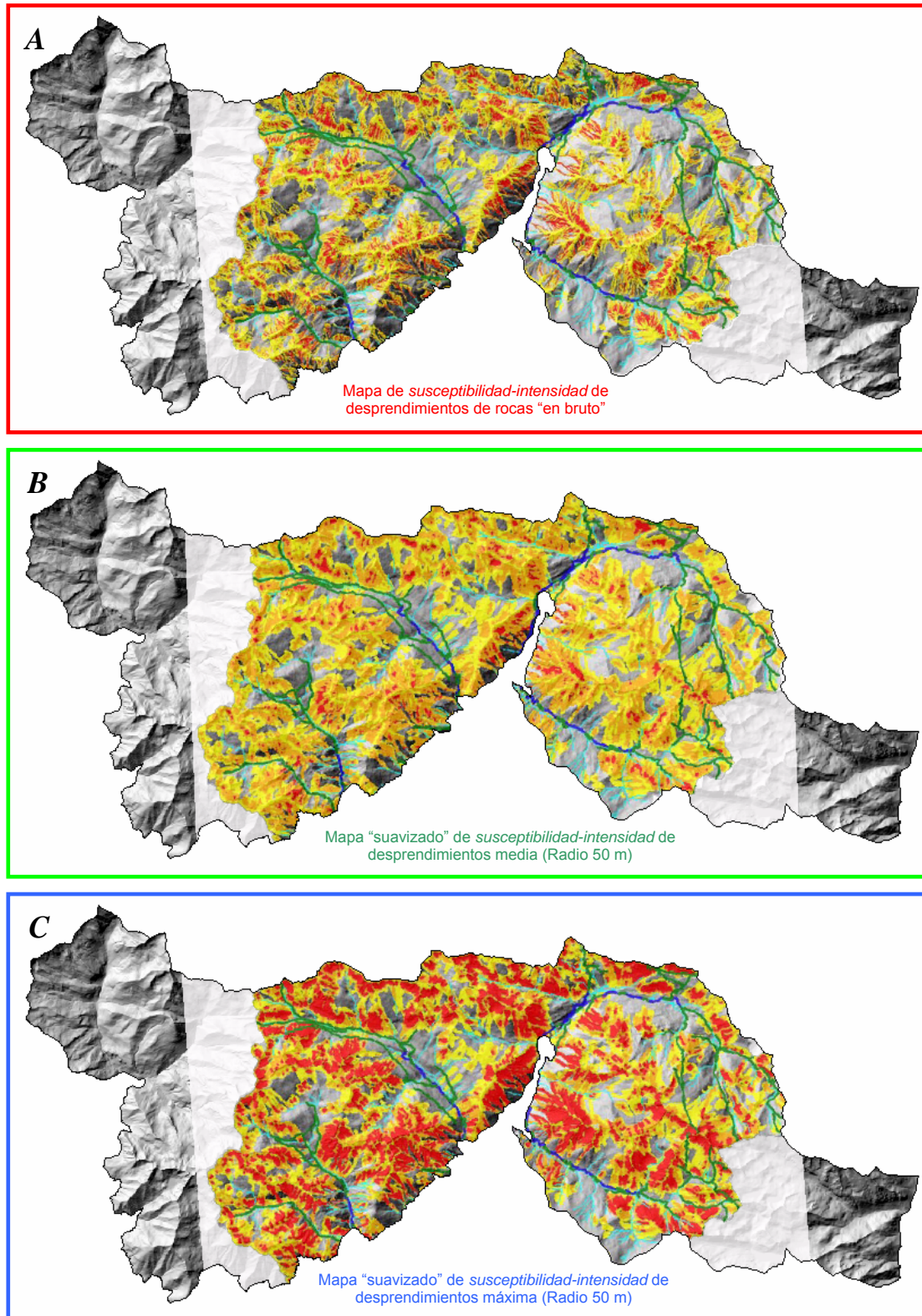


Figura 3.131.- Mapas de *susceptibilidad-intensidad* de desprendimientos de rocas en la zona de estudio (335 km²). *A*: Modelo "en bruto": en cada celda de 25x25 m se representa el módulo del *Rock-fall Hazard Vector*. *B*: Modelo suavizado utilizando el valor *medio* del $|RHV|$ en el grupo de celdas situadas en un radio de 50 m. *C*: Modelo suavizado utilizando el valor *máximo* del $|RHV|$. Carreteras y pistas forestales (líneas azul oscuro), senderos (líneas verde oscuro).

La elección del suavizado de los mapas de *susceptibilidad-intensidad* calculados mediante técnicas estadísticas de vecindad podría en ocasiones conducir a escenarios de *susceptibilidad-intensidad* poco realistas, es decir, las operaciones de suavizado podrían originar mapas de *susceptibilidad-intensidad* demasiado conservadores u optimistas, dependiendo de la estadística empleada. En la figura 3.132 se representan las frecuencias normalizadas respecto al total de los diferentes valores de módulo del *RHV* para el mapa de *susceptibilidad-intensidad* calculado *en bruto* y para los suavizados. El uso de valores medios del *RHV* en el análisis de vecindad da lugar a un mapa de *susceptibilidad-intensidad* más conservador. Las mayores desviaciones de los valores del *RHV* suavizado respecto a los calculados *en bruto* se encuentran en las celdas de *susceptibilidad-intensidad* baja (Fig. 3.132), mientras que el número de celdas de *susceptibilidad-intensidad* alta parece no variar significativamente. Por lo tanto, los mapas de *susceptibilidad-intensidad* suavizados usando los valores medios del *RHV* se consideran representativos del escenario de *susceptibilidad-intensidad* calculado y herramientas adecuadas para la planificación. Por el contrario, los mapas de *susceptibilidad-intensidad* suavizados usando los valores máximos del *RHV* en el vecindario de celdas dan lugar a una tasación de la *susceptibilidad-intensidad* demasiado alta y quizá inaceptable para fines prácticos.

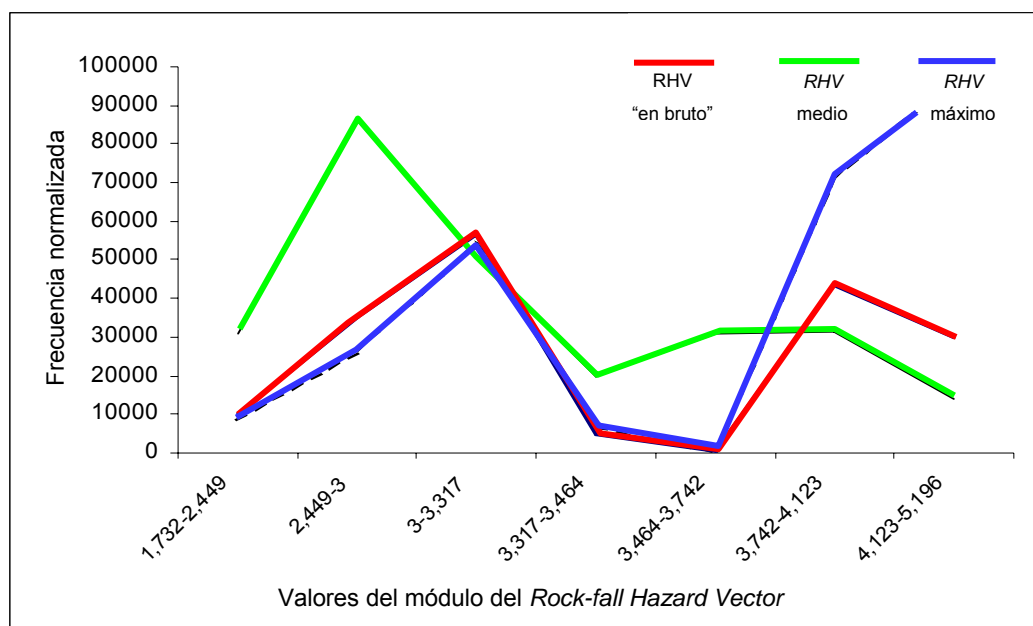


Figura 3.132.- Gráfico de la frecuencia normalizada de los grados de *susceptibilidad-intensidad* para los tres modelos (en bruto, y suavizados medio y máximo). El *RHV* medio acentúa los niveles bajo y moderado, y el *RHV* máximo acentúa el nivel alto.

Visualización de los resultados en la zona de Eriste

En uno de los accesos al Parque Posets-Maladeta se observa una interesante coincidencia entre las zonas susceptibles de ser afectadas por desprendimientos de rocas, según predice la simulación y determinados bienes y servicios (edificios, carreteras, pistas forestales y tuberías hidroeléctricas) (Fig. 3.133).

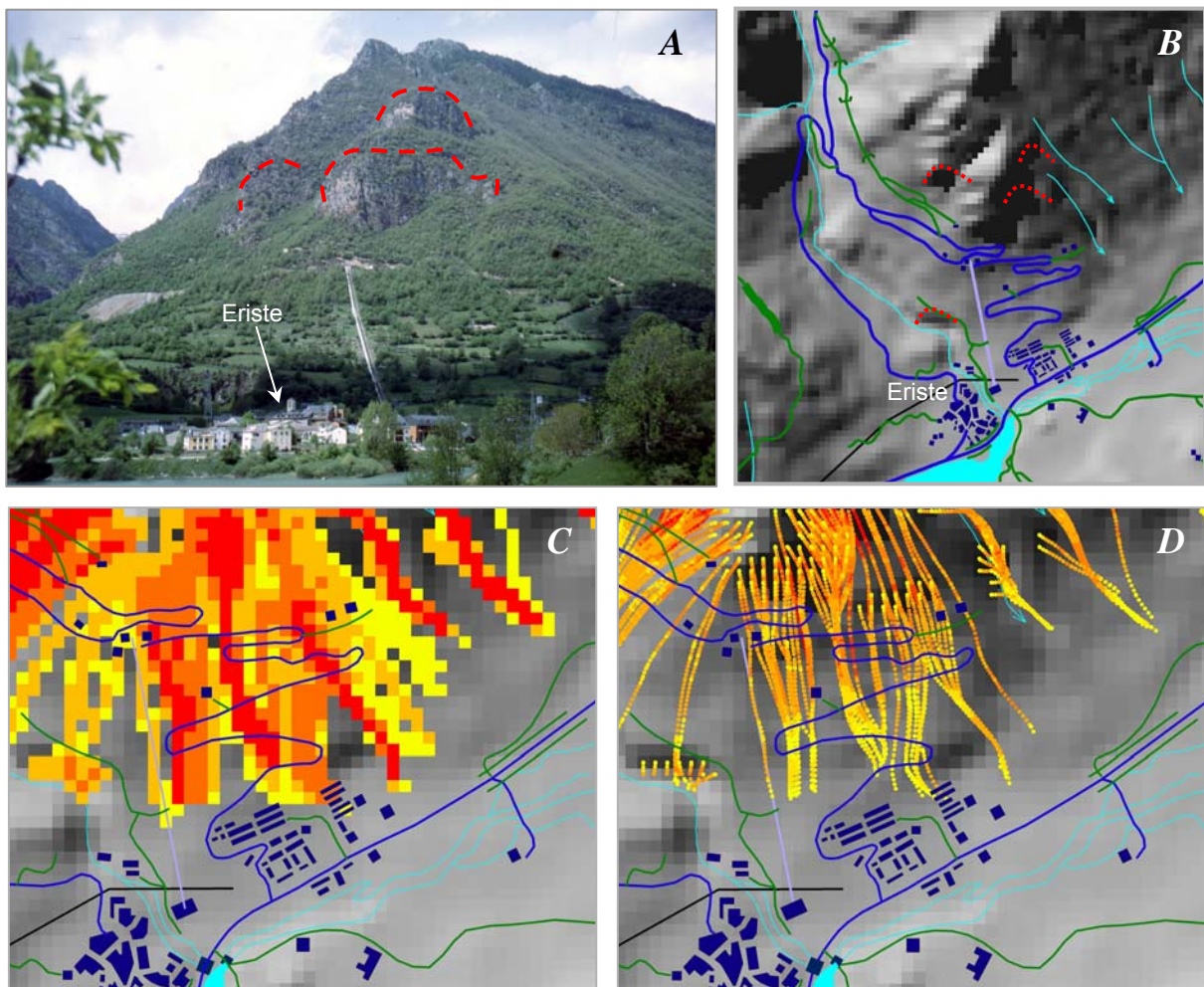


Figura 3.133.- Desprendimientos de rocas en Eriste. *A:* Foto de la zona. Las áreas fuente de desprendimientos aparecen marcadas en rojo. *B:* MDT de 25 m de resolución con las áreas fuente (líneas rojas), edificios, carreteras y pistas forestales (azul oscuro), senderos (verde), tubería hidroeléctrica (morado) y cursos de agua (celeste). *C:* Mapa de susceptibilidad o frecuencia de tránsito de desprendimientos de rocas (salida ráster de STONE). *D:* Mapa de velocidad de los bloques a lo largo de las trayectorias (salida vectorial de la simulación).

Como se ha dicho, el programa STONE proporciona mapas ráster en los que se representan las frecuencias de tránsito, velocidad y altura de los bloques en cada celda (Figs. 3.134a-c). Dichos mapas son los que se han utilizado en el análisis regional por lo inapropiado de las salidas vectoriales en esa escala por limitaciones de *hardware* y *software*. Las figuras 3.134d-f muestran un primer plano de los mapas de *susceptibilidad-intensidad* en bruto y suavizados (medio y máximo) en la zona de Eriste. El modelo suavizado es mucho menos fragmentado que el en bruto, dando lugar a una zonificación de más fácil aplicación.

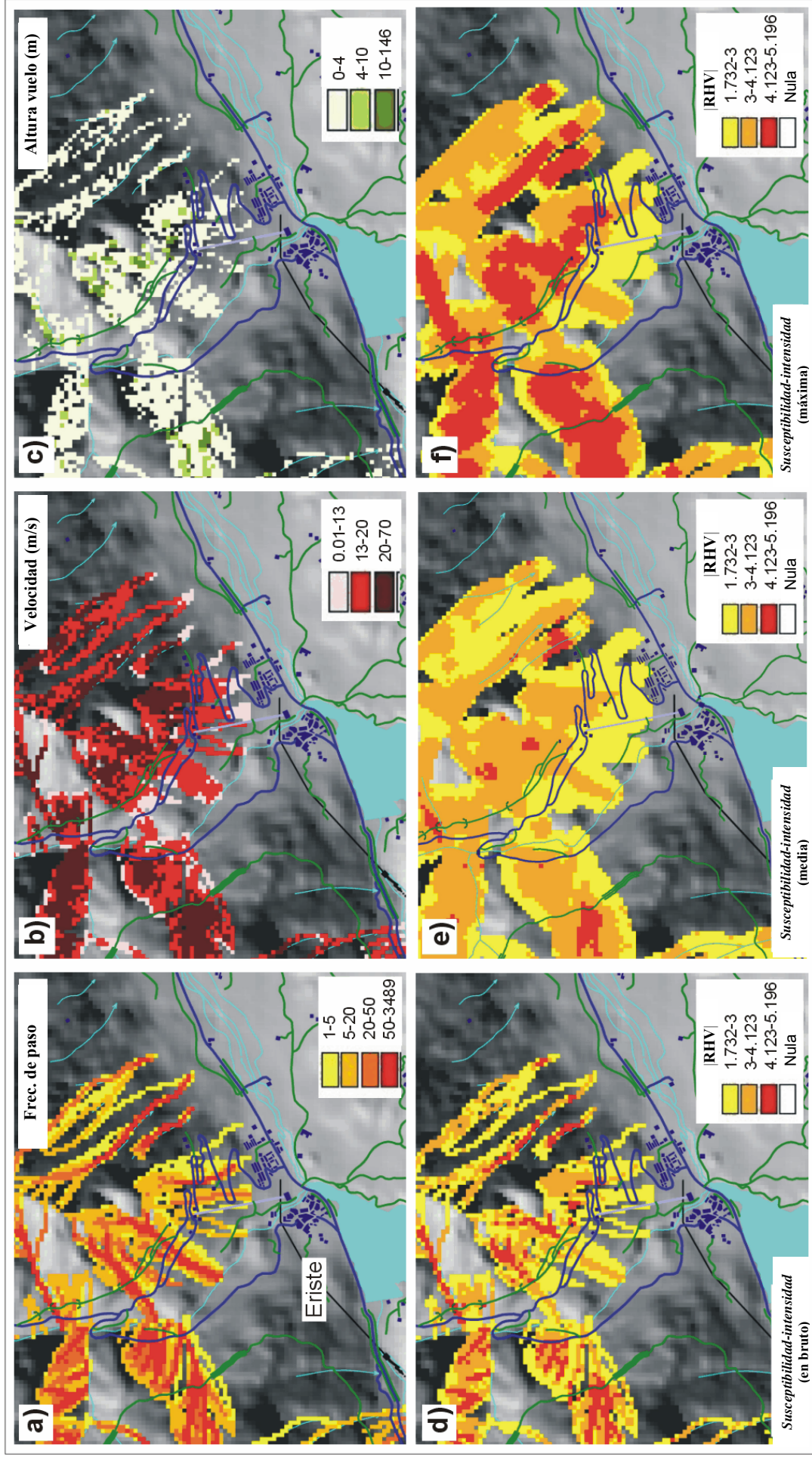


Figura 3.134.- Ilustración de la aplicación completa de la simulación STONE y estimación de la *susceptibilidad-intensidad* de los desprendimientos de rocas en la zona de Eriste. STONE proporciona: a) Mapa de ráster de susceptibilidad o recuento de trayectorias de rock-falls; b) Mapa ráster de la máxima velocidad; y c) Mapa ráster de la máxima altura. La combinación de a), b) y c) mediante la metodología propuesta proporciona distintos mapas de *susceptibilidad-intensidad*: d) Mapa en bruto; e) Mapa suavizado usando el valor |RHV| medio (vecindario de celdas, 50 m); f) Mapa suavizado usando el valor |RHV| máximo (vecindario de celdas, 50 m).

Los mapas obtenidos mediante este procedimiento pueden emplearse para la estimación de la *susceptibilidad-intensidad* de desprendimientos de rocas a lo largo de elementos lineales. Se ha realizado una evaluación en un tramo de carretera próximo a Eriste (Fig. 3.135A). Para ello se han extraído los valores del módulo del RHV de los mapas de *susceptibilidad-intensidad* suavizados a lo largo de la carretera. Los valores se han representado frente a la distancia progresiva (Fig. 3.135B), desde la mínima hasta la máxima altitud. Los valores del $|RHV|$ extraídos cada 5 m del previamente suavizado mapa de *susceptibilidad-intensidad*, se han usado para la evaluación de los sectores más peligrosos a lo largo de la carretera. Esto puede ser útil para optimizar los trabajos de protección y rectificación.

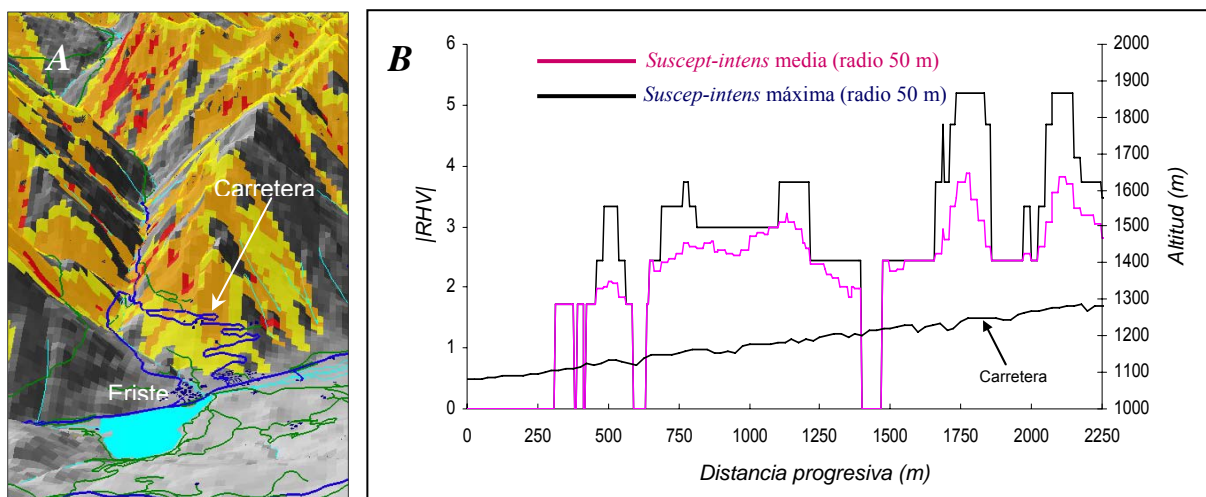


Figura 3.135.- Ejemplo de estimación de la *susceptibilidad-intensidad* de desprendimientos de rocas a lo largo de elementos lineales. A: Representación tridimensional del mapa de *susceptibilidad-intensidad* en la zona de Eriste. B: Gráfico de los valores del $|RHV|$ (suavizados mediante los valores medio y máximo de las celdas incluidas en un radio de 50 m) a lo largo del perfil de la carretera.

El análisis riguroso del riesgo, incluyendo la estimación de la vulnerabilidad y el valor de los elementos en peligro (Crosta *et al.*, 2001) queda fuera del objetivo de este trabajo. A pesar de ello, se ha realizado una estimación simple del riesgo por desprendimientos de rocas que proporciona una primera estimación de los elementos más propensos a sufrir daños y su localización. Para un determinado elemento expuesto, el riesgo se expresa como el porcentaje de celdas con valor cuantificable de RHV respecto del total de celdas en el que el elemento en cuestión está presente. En la figura 3.136 se aprecia la intersección de los tres grados de *susceptibilidad-intensidad* con los diferentes elementos expuestos. Como se observa en la figura 3.137, sólo el 4,4% (según el modelo en bruto; $3,8 + 0,3 + 0,3$) o el 9,3% (según el modelo suavizado medio; $7,7 + 1,4 + 0,2$) de las celdas correspondientes a zonas urbanizadas

pueden verse afectadas por desprendimientos; el 11,4% (modelo en bruto) o el 23,2% (modelo suavizado) de las carreteras es propenso a sufrir daños; la línea de alta tensión está fuera de peligro en ambos modelos; la tubería hidroeléctrica es susceptible de ser afectada en un 59,9% según el modelo en bruto y en un 72,5% según el suavizado; y en cuanto a las pistas forestales, un 15,5% podrían ser afectadas de acuerdo con el modelo en bruto y un 28% según el suavizado.

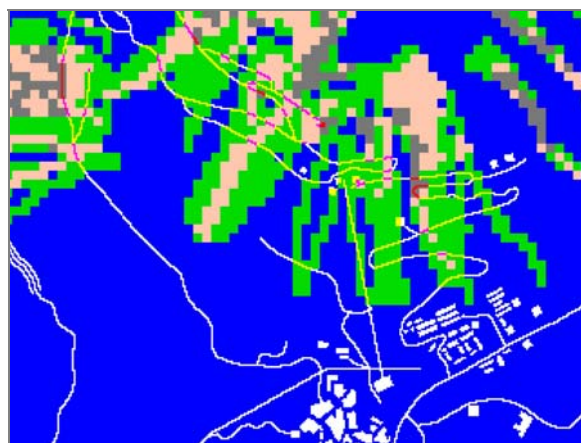


Figura 3.136.- Intersección de los tres grados de *susceptibilidad-intensidad* con los elementos expuestos.

<i>SUSCEPT-INTENSIDAD</i>		ELEMENTO EXPUESTO				
MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD EN BRUTO						
		Pista forestal	Tubería hidroeléctrica	Línea eléctrica	Carreteras	Zona urbana
Rango <i>RHV</i>	% área total	% de clase	% de clase	% de clase	% de clase	% de clase
1,73 – 3,00	14,5	11,2	59,9	-	7,1	3,8
3,00 – 4,12	6,9	3,3	-	-	3,3	0,3
4,12 – 5,20	4,3	1,0	-	-	1,0	0,3
Indefinido	74,3	84,5	40,5	100,0	88,6	95,6
MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD SUAVIZADO: <i>RHV</i> medio del vecindario de celdas en 50 m a la redonda						
		Pista forestal	Tubería hidroeléctrica	Línea eléctrica	Carreteras	Zona urbana
Rango <i>RHV</i>	% área total	% de clase	% de clase	% de clase	% de clase	% de clase
1,73 – 3,00	17,6	19,8	72,5	-	13,6	7,7
3,00 – 4,12	17,8	7,9	-	-	9,0	1,4
4,12 – 5,20	2,0	0,3	-	-	0,6	0,2
Indefinido	62,6	72,0	27,5	100	76,8	90,7

Figura 3.137.- Tabla con la estimación preliminar del riesgo por desprendimientos de rocas sobre diferentes elementos, expresado como el porcentaje de los elementos en peligro.

3.3.3.- CONCLUSIONES

Mediante el programa *STONE* (Guzzetti *et al.*, 2002) se ha llevado a cabo una simulación física tridimensional de desprendimientos de rocas individuales estimando la susceptibilidad de las laderas a este fenómeno y su intensidad esperable (masa, velocidad traslacional y altura de vuelo de los bloques tras rebotar) en cada celda de la zona de estudio. El modelo de susceptibilidad obtenido se ha contrastado con los bloques, canchales y conos de derrubios cartografiados. El 70% de los bloques se encuentran a lo largo de las trayectorias calculadas, y el 76% de los canchales y conos de derrubios se ven afectados por dichas trayectorias. El resultado puede calificarse como razonablemente bueno aunque algo inferior al obtenido para los *hillslope debris flows*. Muy probablemente esto se debe a: (i) La identificación errónea de bloques erráticos de origen glaciar como bloques desprendidos de escarpes. (ii) En la formación de los canchales y conos de derrubios, además de los *rock-falls*, pueden intervenir otros procesos como los flujos de derrubios, aludes y flujos acuosos. Si eliminásemos la contribución de estos fenómenos, tal vez la extensión de estos depósitos sería muy distinta a la cartografiada.

En un segundo procedimiento se han combinado la susceptibilidad y la intensidad calculadas por *STONE*, mediante el uso de un vector (Crosta y Agliardi, 2002) cuyo módulo representa una aproximación al concepto de peligrosidad de Hartlen y Viberg (1988). No podemos emplear el término peligrosidad porque al igual que sucede con la predicción de *hillslope debris flows* llevada a cabo en el Capítulo 3, el módulo de este vector tampoco proporciona valores de probabilidad de ocurrencia espacio-temporal (número de desprendimientos/km² año) para cada zona.

Como ya se ha indicado en el capítulo correspondiente, la susceptibilidad al inicio de *rock-falls* en estudios a escala regional, como es el caso del Parque Posets-Maladeta (335 km²), se supone homogénea para todas las áreas fuente de desprendimientos cartografiadas. Por otro lado la masa de los bloques lanzados es siempre la misma (2.700 kg) y no se fracturan. Por lo tanto, los valores de susceptibilidad al alcance, intensidad y *susceptibilidad-intensidad* obtenidos en este estudio se sustentan en una hipótesis teórica, luego dichos valores son una estimación con un grado de fiabilidad desconocido.

Este estudio ha revelado que: (1) Las zonas más susceptibles a los desprendimientos se encuentran en laderas empinadas relativamente próximas a las áreas fuente de desprendimientos, y sobre todo a lo largo de canales de avalanchas. (2) Al considerar la intensidad del fenómeno (masa, velocidad traslacional y altura de vuelo) se ha comprobado que los tramos centrales de las trayectorias suelen ser los que presentan una mayor *susceptibilidad-intensidad*, dado que la velocidad de los bloques es más baja en las zonas de salida y llegada. (3) También se ha corroborado que la *susceptibilidad-intensidad* aumenta en laderas desprovistas de vegetación en las que aflora el sustrato rocoso, y que disminuye en laderas cubiertas de coluvión y vegetación. (4) Las instalaciones presentan una baja probabilidad de verse afectadas por desprendimientos. Sin embargo, algunos sectores con zonas urbanizadas (Eriste), carreteras y pistas forestales están sujetos, según el modelo, a una susceptibilidad media-alta. (5) El análisis realizado ha demostrado ser útil para identificar dichos sectores, pudiendo ayudar a establecer los puntos o zonas en las que sería prioritario aplicar medidas correctivas.

CAPÍTULO 4.- PELIGROSIDAD POR ALUDES DE NIEVE

En este capítulo se define el concepto de alud de nieve, se comentan brevemente los diferentes tipos, se elabora un registro de los de la zona de estudio y se confecciona una cartografía tipo inventario, con ayuda de las herramientas SIG y modelos estadísticos, de las zonas probables de aludes en un área determinada del Parque Natural del Posets-Maladeta. La finalidad de esta cartografía es realizar una predicción espacial, y con ello, servir de base y facilitar llevar a cabo una correcta planificación territorial de áreas de montaña, coherente y responsable, con el fenómeno alud.

4.1.- INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Los aludes de nieve se enmarcan dentro de los procesos naturales gravitacionales que afectan a las laderas en zonas de montaña. Este, como ocurre con otros fenómenos, cuando interaccionan con elementos del medio, dejan de ser un peligro inevitable y de poca repercusión social, para convertirse en un verdadero riesgo natural, ocasionando en todo el mundo numerosas pérdidas humanas y un fuerte impacto socioeconómico.

El riesgo de aludes ha existido siempre a lo largo de la historia. Son muchos los cronistas, que se han dedicado a describir algunos de los episodios más catastróficos provocados por este fenómeno natural; entre ellos encontramos a Tito Livio, quien en su narración sobre la travesía de Aníbal y las tropas cartaginenses por los Alpes, describe como los aludes acabaron con la vida de más de 19.000 soldados en el año 218 A.C. Otro episodio histórico, tuvo lugar en 1916, durante la I Guerra Mundial, cuando en el frente austro-italiano, más de 10.000 soldados perecieron bajo los aludes provocados por los disparos de la artillería enemiga en el macizo de los Dolomitas (Italia). Mucho más reciente se encuentra la catástrofe de Yungay, en plena Cordillera Blanca del Perú, cuando un alud desencadenado por un movimiento sísmico en las laderas del monte Huascarán, arrasó completamente el pueblo de Yungay, dejando sin vida a más de 20.000 personas.

En lo que se refiere a Europa, han sido los pueblos de montaña situados en los Alpes y en el Pirineo, los que han sufrido de una forma más recurrente los efectos devastadores de los aludes. Las crónicas relatan como en 1601, un alud arrasó los pueblos de Chèze y St Martin en el Pirineo francés matando a 107 personas; más tarde, en 1689, más de 300 personas

pericieron en Saas - Fee (Suiza) y en el Valle de Montafon (Austria). Ya en el siglo XVIII, quedaron sepultadas más de 200 personas entre Obergsteln, Rueras y Brig (Suiza).

Entre la documentación histórica referente a los accidentes por este fenómeno, ocurridos en España, cabe destacar el alud que arrasó completamente el pueblo de Tavascán en el siglo XVI, y el que destruyó el Hospital de Benasque en 1789. Hay que resaltar, que poco más tarde y tras la reconstrucción de este Hospital en la otra orilla del río Ésera a una cota inferior, tuvo lugar otro alud que lo volvió a devastar llevándose esta vez consigo a tres niños y cinco mujeres.

A pesar de estos acontecimientos, no es hasta comienzos del siglo XX, con el desarrollo industrial y urbanístico, y la consiguiente necesidad de construir nuevas vías de comunicación con Francia, cuando este fenómeno empieza a adquirir una importancia más relevante. Desde entonces, se han venido sucediendo invierno tras invierno, accidentes provocados por aludes, dejando un número importante de fallecidos, heridos y numerosas pérdidas materiales. Daños que se han visto acrecentados en los últimos años por el aumento del turismo y la popularización de los deportes de montaña.

Entre los aludes registrados en el último siglo en España, cabe destacar el alud producido en 1916 en las obras de la Estación Internacional de Canfranc, el de 1947 en Riosetas, los producidos en el Balneario de Panticosa durante los inviernos de 1960 y 1970; el de 1985 en Candanchú; el alud de 1991 en la Tuca de Paderna que mató a 9 soldados y otros muchos, que pueden ser consultados en la publicación “Análisis de los Accidentes por Aludes de Nieve en España” (Rodés i Muñoz, 1999).

Se estima un total de 92 accidentes producidos por aludes en nuestro país desde 1929, con un total de 332 personas involucradas, 102 muertos y 71 heridos (Rodés i Muñoz, 1999). De todos ellos, más de 80, han ocurrido en los últimos 20 años con una media de 7 muertos por año. Cabe destacar que, ya dentro del Pirineo, el 50% de estos accidentes fatalistas tienen lugar precisamente en el Pirineo oscense y concretamente el 15 %, en el valle del río Ésera (Benasque).

Dentro de la estimación del riesgo de aludes, se debe hacer referencia a dos tipos de predicciones de zonas probables de aludes: la *predicción temporal* y la *predicción espacial*,

siendo esta última, imprescindible para evaluar la vulnerabilidad de aquellos elementos del medio que puedan verse afectados por el fenómeno del alud.

La *predicción temporal* del fenómeno alud, se basa en observaciones diarias, semanales o quincenales de las características del manto nivoso. Estas observaciones se centran en los factores intrínsecos del manto nivoso que afectan tanto a la composición de la nieve, como a su metamorfismo; y por consiguiente, a la estabilidad local y general del manto nivoso de un área determinada.

Las observaciones en este tipo de predicción, se realizan por medio de redes nivometeorológicas instaladas en puntos estratégicos de los distintos macizos montañosos. Teniendo en cuenta estos datos y la situación atmosférica prevista, se emite un pronóstico localizado del riesgo de aludes, basado en una escala a nivel europeo (tabla 1). En el Pirineo navarro y aragonés, el encargado de confeccionar diariamente el boletín de predicción de aludes durante la temporada invernal, es el Instituto Nacional de Meteorología.

La *predicción espacial* del fenómeno alud, se basa en la representación de las máximas zonas afectadas por aludes, por medio de una cartografía. Dentro de la predicción espacial, existen dos tipos de cartografías básicas: los Catastros o Inventarios y los Mapas de Zonificación de la Peligrosidad.

La principal diferencia entre ellos estriba en que los mapas de tipo Inventario, son documentos informativos realizados a escala 1:25.000 o 1:10.000, en los que se cartografía la máxima extensión de los eventos ocurridos en el pasado en un determinado lugar, por lo que no indican ni el riesgo de aludes, ni la intensidad del fenómeno. Sin embargo, en los mapas de peligrosidad se representa la intensidad del fenómeno avalanchoso en relación con su frecuencia. Estas intensidades, generalmente se indican como “débil”, “media” y “alta”, y tienen una relación directa con las presiones de impacto estimadas o calculadas a lo largo del recorrido de un alud, considerando para ello, los distintos periodos de retorno. Esta cartografía suele realizarse con escalas más detalladas (1:5.000; 1:2.000 ó 1:1.000).

Índice de peligro	Estabilidad del manto nivoso	Probabilidad de desencadenamiento	Indicaciones para el esquí fuera de las pistas y recomendaciones
1 Débil	En la mayoría de las vertientes el manto nivoso está bien estabilizado.	Excepcionalmente, sólo pueden desencadenarse aludes en algunas pendientes muy propicias y, sobre todo, a causa de fuertes sobrecargas. De forma natural sólo pueden desencadenarse coladas o pequeños aludes.	Las excursiones y el descenso con esquís son posibles casi sin restricciones.
2 Limitado	En algunas pendientes suficientemente propicias a los aludes, el manto sólo está moderadamente estabilizado. En el resto, está bien estabilizado.	Se pueden desencadenar aludes sobretodo por sobrecargas fuertes y en algunas pendientes cuyas características se describen normalmente en el boletín. No se esperan salidas espontáneas de aludes de gran amplitud.	Las excursiones deben realizarse con previa planificación. Se recomienda prudencia a la hora de elegir los itinerarios, evitando, en lo posible, las vertientes inclinadas con la orientación y la altitud que se indican.
3 Notable	En numerosas pendientes suficientemente propicias, el manto sólo está moderada o débilmente estabilizado.	Se pueden desencadenar aludes incluso por sobrecargas débiles y en numerosas pendientes cuyas características se describen habitualmente en el boletín. En ciertas situaciones son posibles algunas salidas espontáneas de aludes de dimensiones medias y a veces grandes.	Deben evitarse las vertientes inclinadas en las orientaciones y altitudes que se indican. Se requiere mucha experiencia y una gran capacidad de apreciación del peligro de aludes.
4 Fuerte	Fuerte En la mayoría de las pendientes suficientemente propicias a los aludes, el manto nivoso está débilmente estabilizado.	Se pueden desencadenar aludes incluso por sobrecargas débiles en la mayoría de las pendientes suficientemente propicias a los mismos. En ciertas situaciones, son posibles numerosas salidas espontáneas de aludes de dimensiones medias y a veces grandes.	Las excursiones tienen que limitarse a las zonas con pendiente moderada. Es posible que la parte baja de las pendientes esté igualmente expuesta al peligro de aludes.
5 Muy fuerte	Inestabilidad generalizada del manto nivoso.	Se esperan numerosos y grandes aludes originados espontáneamente incluyendo zonas con pendientes poco propicias.	Se tiene que renunciar a hacer excursiones.

Figura 4.1.- Escala europea de riesgo de aludes.

En el estudio de los métodos que se han venido utilizando para el estudio de aludes en europa, resulta práctico e interesante diferenciar las distintas líneas metodológicas y los distintos tipos de cartografía realizadas en cada uno de los países alpinos.

Suiza fue pionera en 1872, en la investigación sobre la nieve y las avalanchas. Estos estudios e investigaciones recibieron un fuerte impulso a partir de 1950, debido a las normas para la planificación de áreas de avalanchas aprobadas por el gobierno de la nación, después de sufrir una temporada invernal especialmente catastrófica.

En este país, los mapas del tipo Inventario suelen completarse con distintos documentos como ficheros históricos, informes y fotografías, cartografiándose exclusivamente los aludes observados durante un periodo de tiempo determinado. Por su parte, los mapas de peligrosidad siguen una reglamentación oficial desarrollada por la *Office federal des forêt et Institut federal pour l'étude de la neige et des avalanches (1984)* plasmada en la *Directives pour la prise en consideration du danger d'avalanches lors de l'exercice d'activités touchant l'organisation du territoire*. En esta reglamentación se define la determinación de las distintas zonas de peligrosidad, utilizando modelos dinámicos. En principio, estos modelos se alimentan con datos de espesores del manto nivoso en la zona del desencadenamiento del alud, derivados de un análisis de periodo de retorno de estos espesores de nieve.

En Italia, a finales del siglo XIX, el jefe del observatorio meteorológico de Montcalieri (Piedemonte), P.Denza, publicó detallados informes de avalanchas producidas en una determinada zona. Durante la Primera Guerra Mundial, las tropas destinadas a las fronteras austro-húngaras, recibieron un manual editado por el Club Alpino Italiano titulado *Promemoria concernente il periclo di valanghe*, que pretendía advertir del riesgo de avalanchas e iba acompañado de mapas tipo inventario a escala 1:25.000. Actualmente Italia, realiza los mapas tipo Inventario siguiendo el criterio francés, excepto en el Valle de Aosta, dónde se utiliza el criterio suizo. Respecto a la elaboración de mapas de peligrosidad, en Italia no existe una reglamentación general y homogénea para todo el país. En el valle de Aosta, la confección de estos mapas está reglamentada por la ley *Legge Regionale 6 april 1998, N°11. Normativa Urbanistica e di Pianificazione Territoriale Della Valle D'Aosta. Capitolo IV: Terreni Soggetti al Rischio di Valanghe o Slavine (art.37 L.R 6 april 1998, n°11)* y está fuertemente inspirada en el modelo suizo. Las áreas expuestas se determinan en base a periodos de retorno de los aludes de por lo menos 100 años, definiéndose tres zonas en función de la peligrosidad.

En Francia, el modelo de recopilación de todos los datos sobre aludes acaecidos en una determinada área, es el conjunto del fichero *Enquête Permanente Avalanches (EPA)* que

existe desde el año 1900. Posteriormente, tras la inclusión de varias circulares en 1971 y 1974 en la *Législation et réglementation relative à la prévention, la protection et la sécurité en montagne* se desarrollaron las *Cartes de Localisation Probable de Avalanches (C.L.P.A)*. Este sistema utiliza dos informaciones con distinto origen que quedan reflejadas, y bien diferenciadas, en la leyenda. Por una parte se dispone de la información obtenida de los testimonios, consultas de ficheros y hemerotecas; por otra parte, tenemos la información aportada por la fase de fotointerpretación realizada sobre fotografías aéreas normalmente a escala 1:30.000. Éste, es el modelo utilizado también por Italia (excepto en el Valle de Aosta), España, Andorra y Turquía.

Por su parte, las cartografías de peligrosidad de aludes en este país, están reglamentadas por los *Plans de Prevention des Risques (P.P.R.)* - ley 95-101 du 2 février 1995, et *dècrets d'application 95-1089 du 05/10/1995 et 95-115 du 17/10/1995-*, en los que se consideran e incluyen los distintos peligros naturales evaluados en función de su grado de peligrosidad. Estos P.P.R se basan en los mapas reglamentarios, cuando estos existen, considerándose los distintos periodos de retorno y determinándose las presiones de impacto para cada alud. En Francia, el encargado de realizar las C.L.P.A es el CEMAGREF (Institut de recherche pour l'ingénierie de l'agriculture et de l'environnement) junto con el I.G.N (Institut Géographique Nacional).

A nivel europeo, se debe destacar el proyecto SATSIE (Avalanche Studies and Model Validation en Europa), encargado por la Comisión Europea con el fin de profundizar en el conocimiento de este fenómeno y poder desarrollar modelos matemáticos capaces de predecir y minimizar los efectos de los aludes. Otros proyectos a nivel europeo son el SAME “Snow Avalanche Modelling and Warning in Europe”, llevado a cabo por diversas instituciones de varios países y que tiene por objetivo entre otros, establecer una base de datos común de los eventos avalanchosos y el proyecto CADZIE, “Catastrophic Avalanche: Defense Structures and Zoning in Europe” entre cuyos objetivos encontramos la elaboración de mapas de riesgos y el estudio de nuevos y más eficaces métodos de cálculo de máximo recorrido de un alud.

En lo que se refiere a España, la recopilación de datos de aludes se inició en 1978, mucho más tarde que en los países alpinos. Sin embargo, en los últimos años, el estudio de los aludes y de los temas relacionados con la nieve, está cobrando una mayor importancia, debido a la sensibilización de la sociedad respecto a los problemas socio-económicos derivados de este

proceso natural. A pesar de esto, España no cuenta todavía con una reglamentación específica para elaborar algún tipo de cartografía que especifique la peligrosidad por alud. La metodología utilizada hasta el momento, se basa en la desarrollada por el CEMAGREF (Francia).

A continuación, se hace un repaso a los principales trabajos relacionados con los aludes en España, en cuanto a la predicción espacial-temporal se refiere.

En 1984, el Instituto Nacional de Meteorología llevó a cabo un estudio que llevaba por título “Nivometeorología en el Pirineo”. En la actualidad J. Ferraz, en el seno de este mismo instituto, desarrolla todos los años las “Actividades Nivometeorológicas”, que se traducen en una publicación anual que recoge datos nivometeorológicos de los distintos puntos pertenecientes a la red nivometeorológica de Aragón, La Rioja y Navarra.

Por su parte, en 1986, X. Bosch del Servicio Geológico de Cataluña y J.M. Villaplana, de la Universidad de Barcelona, inician el “Estudio de Riesgos de Aludes del Pirineo de Cataluña”. A raíz de este trabajo, se creó un grupo de investigadores dedicados al estudio de aludes en la Universidad de Barcelona.

En 1988, P. Muñoz presentó la primera tesis sobre predicción y prevención de aludes que llevaba el título “Prevención y Defensa contra aludes. Aplicación práctica al Pirineo Aragonés”. Esta tesis, inspirada en la filosofía francesa, sentó las bases metodológicas en España en cuanto a la predicción espacial de aludes se refiere. Fue dirigida por J.A.Mintegui, en la Escuela de Montes de la Universidad Politécnica de Madrid.

A principios de la década de los noventa, el grupo de aludes de la Universidad de Barcelona publica numerosos artículos relacionados con la predicción espacial de aludes y en 1996, Gloria Furdada i Bellavista, presenta la segunda tesis sobre aludes en España: “Estudio de los aludes en el pirineo occidental de Cataluña: Predicción Espacial y Aplicaciones de la Cartografía”. En ella, integra las nuevas tecnologías S.I.G en el estudio de aludes y desarrolla criterios adaptados a la cordillera pirenaica, para la cartografía de zonas probables de aludes. A partir de entonces, se han venido sucediendo las tesis presentadas en España relacionadas con temas de aludes.

Actualmente en Cataluña, la institución dedicada a la elaboración de cartografías de aludes es el Instituto Cartográfico de Cataluña. Esta organización está realizando la cartografía de zonas probables de aludes del Pirineo Catalán y ha organizado varios cursos relacionados con la nieve y los aludes. Por otra parte, en el año 2001, se consolida el grupo RISKMAT formado por el grupo de investigación de Riesgos Naturales de la Universidad de Barcelona que engloba entre sus estudios el riesgo de alud.

Otras universidades como la de Zaragoza y la Escuela Politécnica de Huesca han realizado diversos trabajos relacionados con la cartografía de aludes. El departamento de geografía y ordenación del territorio de la Universidad de Zaragoza, realizó en el 2000 la cartografía de zonas probables de aludes de varios valles del Pirineo Aragonés. Por otro lado, J.A Cuchi, profesor de hidráulica de la Universidad de Huesca, ha publicado artículos relacionados con el Análisis de Avalanchas en el Pirineo Altoaragonés y su departamento mantiene una base de datos de accidentes producidos por aludes en el Pirineo Aragonés.

Por su parte, el Instituto Geológico Minero de España (I.G.M.E), ha realizado varios trabajos relacionados con el estudio y la predicción de aludes en el Pirineo. De entre ellos destacan los trabajos realizados por M^a T. Sáez Alagón “Mapa de localización probable de aludes en el valle de Nuriá (Gerona)” en 1993 y la memoria de la cartografía 1:25.000 de la “Localización de zonas probables de aludes en el cuadrante II de la Hoja 144 de Ansó” en 1993. Posteriormente, en 1994 y dentro del ambicioso proyecto del “Estudio del Medio Físico y de sus Riesgos Naturales en un Sector del Pirineo Central” se realiza la cartografía de peligrosidad por aludes de la Hoja N° 145-2 (SALLENT). En este mismo año, el IGME edita un tríptico diseñado con la colaboración del INM, consistente en una ficha encuesta que es repartida por diversos puntos estratégicos del Pirineo, con el fin de crear una base de datos de los aludes acontecidos. Además, este organismo, ha ofrecido servicios de auditoría en estudios de riesgos de aludes, en diversas estaciones invernales.

En la actualidad, el Instituto Geológico Minero de España, dentro del Plan de Cartografía de Riesgos Geológicos (P.R.I.G.E.O), está realizando la cartografía de peligrosidad geológica del territorio nacional entre los que se incluyen, entre otros, el peligro de aludes. El PRIGEO tiene como uno de sus objetivos, diseñar y desarrollar un Sistema de Información Geográfico de Riesgos Geológicos.

País Tipo de Documento	Francia	Suiza	Italia	España
Basado en el inventario de los fenómenos (topográficos)	EPA CLPA 1:25.000	Catastro 1:25.000 1:10.000	Catastro 1:25.000 1:10.000	MZPA=CLP Catastro 1:25.000 1:10.000
Cartografía de análisis intensidad y periodo de retorno (topografía)	Carte d'aléas 1:10.000	Carte de danger 1:10.000 1:5.000	Carte de danger 1:10.000 1:5.000	
Reglamentación	PPR (Plan de Prévention des Risques) 1:2.000	Zonage 1:2.000	Carte du cadastre 1:2.000	

Figura 4.2.- Resumen del tipo de cartografía y de su denominación para Francia, Suiza, Italia y España (Furdada, G) (MZPA: Mapa de Zonas Probables de Aludes; Carte d'aléas: Cartografía de Aludes; Carte de danger: Cartografía de Peligrosidad; PPR: Planes de Prevención de Riesgos).

4.2.- CONCEPTO GENERAL DE ALUD DE NIEVE

4.2.1.- LA NIEVE

LA FORMACIÓN DE LA NIEVE EN LA ATMÓSFERA

La presencia en la atmósfera de partículas sólidas e insolubles procedentes de la superficie terrestre permite, que el agua contenida en las nubes en estado vapor, pueda solidificarse y formar cristales de hielo siempre y cuando las temperaturas descendan por debajo de los -10° C (Mintegui). Estas partículas, o núcleos de condensación, poseen un tamaño microscópico ($< 10\mu$) y suelen estar constituidas por limos, polvo o sales.

Una vez formado el cristal de hielo en el seno de la nube, su crecimiento para formar un cristal de nieve, viene determinado fundamentalmente por los siguientes procesos (McClung y Schaerer, 1993):

- *Transferencia directa de moléculas de vapor de agua sub-enfriada hacia el cristal de hielo.* La presión de vapor, sobre una gota de agua, es mayor que la presión de vapor

ejercida sobre el cristal de hielo a una misma temperatura; por este motivo, las moléculas de vapor de agua tienden a difundir hacia los cristales más cercanos, condensándose sobre ellos y provocando el crecimiento ramificado característico de los cristales de hielo. Cuando el peso del cristal de hielo engordado, es mayor que la componente ascendente del movimiento del aire en la atmósfera, se produce la precipitación. Si todas las temperaturas durante el descenso son negativas, la precipitación será en forma de nieve. Por contra, si durante su descenso el cristal de nieve encuentra temperaturas positivas, la precipitación será en forma de lluvia.

- *Movimiento de los cristales en la atmósfera.* Los movimientos originados en la atmósfera debido a cambios termodinámicos, provocan que los cristales de hielo choquen entre sí y con las moléculas contiguas de vapor de agua sub-enfriado. La masa ganada durante estas colisiones, permite que el cristal de hielo vaya redondeándose y caiga a la superficie terrestre por su propio peso. Este tipo de crecimiento se llama **riming** (escarchado por contacto), y se diferencia del anterior, porque el cristal originado cae a mayor velocidad debido a la menor resistencia que ofrece al aire la superficie redondeada.

Cuando los dos procesos se dan a la vez, los cristales **riming** se introducen entre las ramificaciones de los cristales formados por presión de vapor, formando un característico cristal redondeado llamado **graupel**.

La forma final que adopta el cristal, cuando su crecimiento se deba al primer mecanismo descrito, dependerá de las direcciones en las que se produzca el crecimiento. Se pueden distinguir dos direcciones básicas de crecimiento: por un lado, el plano basal del cristal formado por tres ejes separados entre sí 120° y por otro lado, el eje perpendicular a este plano. El crecimiento en una u otra dirección, está en función de la temperatura y el exceso de vapor de agua existente sobre los cristales y dará lugar a cristales en forma de aguja, en forma de plato ó formas intermedias entre ellas.

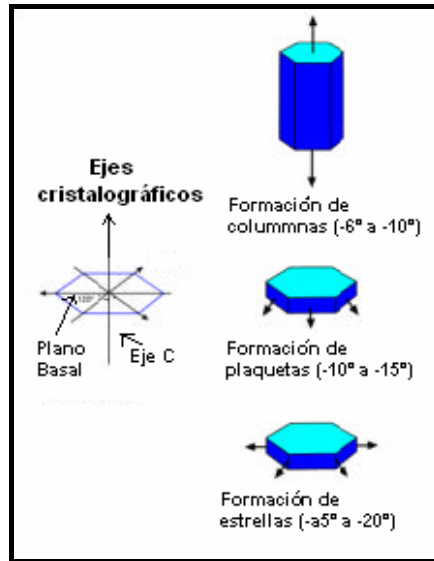


Figura 4.3.- Direcciones de crecimiento de los cristales de hielo. (CREIT, M.Mases)

En función de estas direcciones de crecimiento, podemos distinguir cristales en formas de aguja o en forma de plato. Estas direcciones, está en función de la temperatura y el exceso de vapor de agua existente sobre los cristales (Fig. 4.2).

La *Internacional Comision on Snow and Ice* (ICSI) ha desarrollado una clasificación que recoge los distintos tipos de cristales que se pueden reconocer sobre la nieve recién caída. En ella, se establecen ocho grupos de cristales, de los cuales cinco son fácilmente reconocibles y los otros tres grupos pertenecen a los cristales irregulares, granizos y gránulos de hielo (Fig. 4.3).

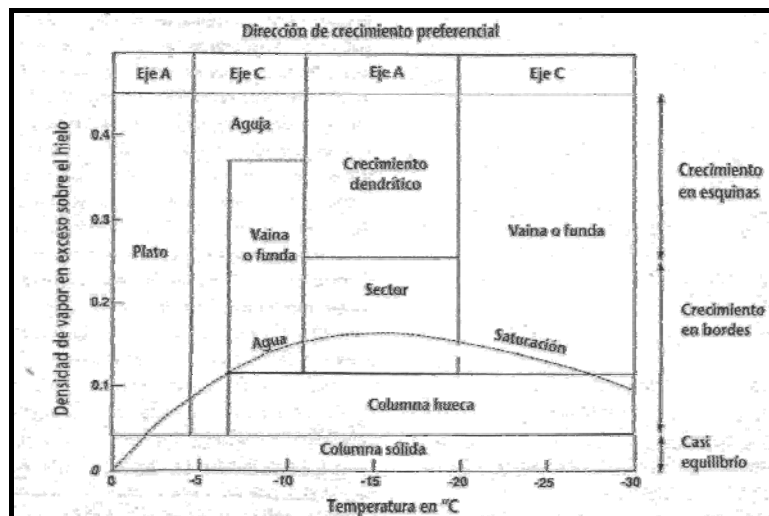


Figura 4.4.- Influencia de la temperatura y de la densidad de vapor en exceso sobre la superficie, en el crecimiento de los cristales de hielo. (McClung y Schaerer, 1993)

Existe otra clasificación más sencilla, que consiste en agrupar toda la nieve recién caída en una única clase indicando su grado de *riming*. En esta categorización simplificada se utiliza el símbolo + para designar la nieve recién caída, el símbolo +r para indicar la nieve que ha sufrido un proceso de *riming*, y el símbolo Λ , para designar la nieve totalmente escarchada (Fig. 4.4).

El reconocimiento de los cristales de hielo en el manto nivoso, es imprescindible para establecer una correcta *predicción temporal* debido a que en función de su forma, se puede llegar a predecir el comportamiento mecánico de la nieve de la que forman parte, tal y como se explicará en los siguientes apartados.

De cara a la *predicción espacial*, es importante conocer qué factores climatológicos afectan a la transformación o metamorfismo que sufren los cristales, con el fin de relacionarlos con características del medio, como puede ser la orientación de las vertientes respecto al sol o respecto a los vientos dominantes.

	<p>1a Columnas</p>	<p>Cristales prismáticos. Cortos, macizos o huecos</p>	<p>Crecimiento con alta supersaturación de -3°C a -8°C y por debajo de -22°C.</p>
	<p>1b Agujas</p>	<p>Aproximadamente como agujas. Cilíndricos</p>	<p>Crecimiento con alta supersaturación de -3°C a -5°C</p>
	<p>1c Platos</p>	<p>Como plato. Principalmente hexagonales</p>	<p>Crecimiento con alta supersaturación de 0°C a -3°C y de -8°C a -25°C</p>
	<p>1d Cristales estelares</p>	<p>Tipo estrella de 6 puntas. Planas o espaciales</p>	<p>Crecimiento con alta supersaturación a temperaturas entre -12°C a -16°C</p>
	<p>1e Partículas irregulares</p>	<p>Agregaciones de cristales muy pequeños</p>	<p>Policristales creciendo en condiciones ambientales variadas</p>
	<p>1f Graupel</p>	<p>Partículas con mucho "riming"</p>	<p>Fuerte "riming" de partículas por agregación de agua superenfriada</p>
	<p>1g Granizo</p>	<p>Estructura interna laminar. Translúcida o lechosa, superficie helada</p>	<p>Crecimiento por agregación de agua superenfriada</p>
	<p>1h Gránulos de hielo</p>	<p>Transparente. Principalmente pequeños esferoides</p>	<p>Lluvia helada</p>

Figura 4.5.- Clasificación ICSI de los cristales de la nieve recién caída. (McClung y Schaerer, 1993).

Representación	Tipo de cristal de nieve.
+	Nieve recién caída
λ	Partículas reconocibles
●	Granos finos
□	Cristales con facetas
Λ	Escarcha de profundidad. Cristales con forma de taza <i>Gobelets</i>
/	Partículas de precipitación fragmentada y en descomposición
V	Cristales plumosos (escarcha)
—	Masa de hielo
○	Granos redondos o de fusión

Figura 4.6.- Sistema básico de clasificación de cristales de nieve del ICSI.

EL MANTO NIVOSO

El manto nivoso está compuesto por la acumulación de todas las precipitaciones en forma de nieve, el aire atrapado entre las ramificaciones de los cristales de hielo, el agua contenida en estado líquido y otros depósitos sólidos como son la centellada y la escarcha.

La discontinuidad de las precipitaciones en el tiempo, y las transformaciones que los cristales sufren cuando llegan a la superficie, hacen que el manto esté compuesto por una serie de estratos o capas bien definidas y con características mecánicas diferentes. Así pues, se puede decir que el manto nivoso posee una marcada heterogeneidad.

El límite superior del manto, se encuentra en contacto con la atmósfera, por lo que está expuesto a las fluctuaciones diurnas y nocturnas de temperatura. Por su parte, el límite inferior está en contacto con el propio suelo y suele mantenerse a una temperatura constante de 0° C, debido al calor almacenado por la Tierra y las propiedades aislantes de la nieve.

Los factores más determinantes en la transformación y modificación de las características físico-mecánicas del manto nivoso son la temperatura, el viento y las precipitaciones (Muñoz, 1988). A continuación, veremos más detalladamente cada uno de ellos.

La temperatura

El efecto que la temperatura tiene sobre el manto nivoso, se puede diferenciar en dos componentes:

Por un lado, se distingue la influencia de la temperatura ambiente sobre las capas superiores del manto. Como ya se ha indicado anteriormente, la temperatura en la capa inferior es de 0° C de manera que, si la temperatura ambiente se encuentra por encima de 0° C, el gradiente de temperaturas a lo largo del manto será positivo modificando las estructuras de los cristales de hielo y fundiendo algunos de ellos. En este caso, la nieve húmeda tendrá una densidad entre 90 y 180 Kg/m³ (Muñoz, 1988). Si por el contrario, la temperatura ambiente es negativa, el gradiente vertical de temperaturas será negativo y la nieve permanecerá seca con una densidad que oscila entre 40 y 90 Kg/m³ (Muñoz, 1988).

Por otro lado, se diferencia la acción de la radiación solar que incide directamente sobre la superficie del manto nivoso. Esta radiación, acelera la transformación de esa nieve superficial en las vertientes más expuestas, que en nuestras latitudes corresponden con el Sur y el Oeste, mientras que en las vertientes menos expuestas, Norte y Este, esta influencia es menor (Muñoz, 1988). Hay que señalar, que parte de la radiación solar, es reflejada por la nubosidad y por el propio manto nivoso, de tal forma que la energía final absorbida por el manto, es una pequeña cantidad de la que llega inicialmente a la atmósfera. También hay que contar con el flujo de energía que es devuelto al manto nivoso, proveniente del reflejo en las nubes de la radiación solar no absorbida inicialmente. Por lo tanto, la acción de la radiación solar, se verá aumentada ante la inexistencia de nubosidad, hecho que suele ocurrir principalmente, a finales de invierno y primavera.

La acción del viento

El viento es el único medio de transporte de los cristales de nieve sobre la superficie terrestre. Cuando la velocidad del viento es elevada, se produce la erosión del manto nivoso y el transporte de los cristales de nieve. Durante este transporte, los cristales chocan entre sí y con los elementos del medio, produciéndose un desgaste en las ramificaciones de los cristales iniciales que se transforman en finos granos, más fáciles de transportar por el viento. Cuando la velocidad el viento se ralentiza, el transporte cesa y se produce la sedimentación de los

granos sobre el manto, dando lugar a una capa poco plástica, compacta y con densidades que oscilan entre 140 y 290 Kg/m³ (Muñoz, 1988). Estas capas son muy frágiles y reciben el nombre de placas de viento. Son las causantes de la mayoría de los accidentes por alud en la montaña. Al fragmentarse, la ruptura se transmite por el manto provocando aludes de nieve cohesionada.

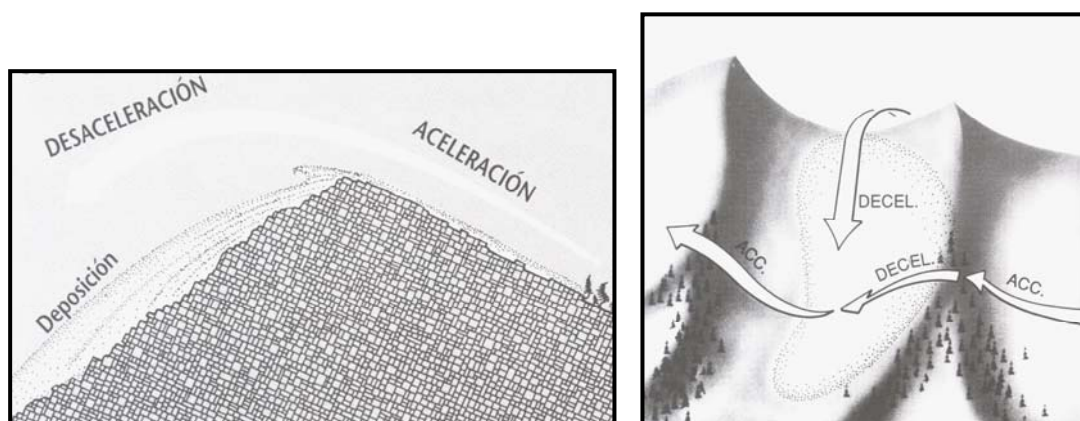


Figura 4.7.- Representación de la influencia de la dirección del viento local sobre las laderas (McClung, Schaerer; 1993).

Dependiendo de la dirección del flujo del viento se pueden distinguir, sobre el terreno, las placas de viento a sotavento y a barlovento. Estas, a su vez, se asocian a una segunda formación nivosa que recibe el nombre de cornisa. Las cornisas (figura 4.6) son masas de nieve en desplome, formadas por la interacción del viento con un cambio brusco de la pendiente. Se forman en la parte de sotavento y su formación viene determinada por el ángulo de la pendiente de barlovento (McClung, Schaerer; 1993). Suelen aparecer normalmente en las crestas, pero también pueden hacerlo en aquellas zonas dónde se produzca un cambio brusco de la pendiente y sean barridas por el viento. Estas cornisas son especialmente peligrosas, ya que al desplomarse sobre la vertiente de sotavento, pueden producir una sobrecarga en el manto capaz de iniciar el desencadenamiento de aludes.

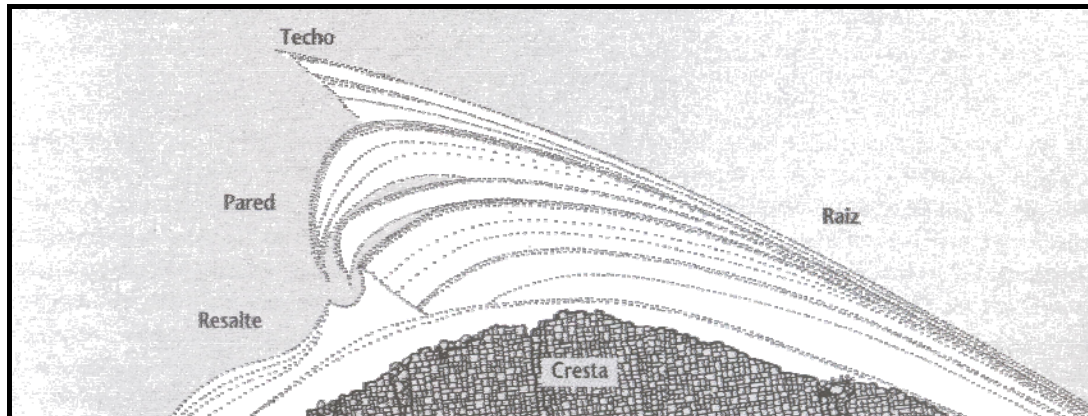


Figura 4.8.- Esquema de una cornisa de nieve sobre una cresta. (McClung, Schaerer; 1993).

Las precipitaciones

Las precipitaciones pueden ser en forma de nieve o de lluvia en función de que la temperatura del aire esté por debajo o por encima de 0° C. Si se produce una nueva nevada sobre el manto nivoso, el peso de la capa de nieve depositada, hace que las capas inferiores se compacten, expulsando el aire existente a través de los poros y aumentando su densidad. Por contra, si las precipitaciones se producen en forma de lluvia, el agua actúa como lubricante de los cristales de nieve, provocando una disminución de la resistencia a la cizalladura y por consiguiente una mayor facilidad para el desencadenamiento de aludes. Si tras las precipitaciones en forma de lluvia, la temperatura desciende bruscamente, hecho que suele ocurrir durante las noches, el agua se transformará en una capa de hielo dando lugar a un plano de deslizamiento inmejorable, favoreciendo el posterior desencadenamiento de aludes.

EL METAMORFISMO DE LA NIEVE

Por metamorfismo de la nieve, se entiende todas aquellas transformaciones estructurales que sufren los cristales de nieve tras su deposición, como resultado de las acciones mecánicas y termodinámicas.

Gradiente vertical de temperatura

Para entender el concepto del metamorfismo, es necesario introducir y aclarar el concepto de gradiente vertical de temperatura en el manto nivoso.

Como se ha comentado anteriormente, la temperatura a lo largo del manto nivoso es variable. La capa más interna en contacto con el suelo, mantiene una temperatura constante de 0° C,

mientras que la temperatura de la capa exterior, presenta una temperatura variable en función de las condiciones climatológicas. Así pues, el gradiente vertical de temperaturas (G) se define como el descenso vertical de temperatura por unidad lineal. Este gradiente, se mide en grados Celsius por centímetro ($^{\circ}\text{C}/\text{cm}$).

$$G = \frac{T1 - T0}{d}$$

donde $T1$ y $T0$ son las temperatura de la capa externa e interna (en $^{\circ}\text{C}$), respectivamente, y d el espesor del manto (en cm).

En función del descenso vertical de temperaturas se puede distinguir entre:

- *Gradiente débil*: cuando el descenso de temperatura es $<$ a $0,05^{\circ}\text{C}/\text{cm}$.
- *Gradiente medio*: cuando el descenso está entre $0,05^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ y $0,2^{\circ}\text{C}/\text{cm}$.
- *Gradiente fuerte*: cuando el descenso es $>$ de $0,2^{\circ}\text{C}/\text{cm}$.

Metamorfismo de nieve seca.

El metamorfismo de nieve seca, depende de los mecanismos de difusión del vapor de agua, que a su vez, esta en función del tipo de curvatura de los granos y del gradiente de temperatura. En función de estos factores, se pueden diferenciar tres tipos de metamorfismo:

- *Metamorfismo de gradiente débil*. Las diferentes tensiones de vapor existentes en la superficie de los cristales, provocan que las partes salientes sublimen y que el vapor de agua se condense en las partes cóncavas de los cristales. El resultado es la formación de unos granos finos con diámetro de 0,2 a 0,4mm, unidos entre sí por puentes de hielo.



Este tipo de metamorfismo implica un incremento de la cohesión y por tanto una mayor estabilización del manto nivoso.

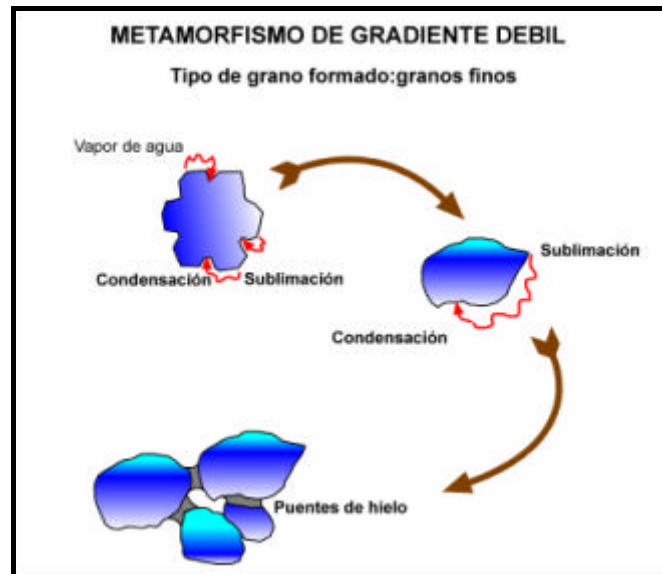


Figura 4.9.- Formación de granos finos y puentes de hielo durante el proceso de metamorfismo de gradiente débil (CREIT, M.Mases).

- *Metamorfismo de gradiente medio.* Este metamorfismo se caracteriza porque cada grano tiene una temperatura un poco mayor que el grano que tiene justo encima. La parte superior de los granos se sublima y el vapor de agua se condensa en la parte inferior de los granos superiores. Este hecho hace que se formen las llamadas plaquetas o granos de caras planas (cristales con facetas) con diámetros de 0,3 a 0,5cm, que tienden a desestabilizar el manto nivoso.



Este tipo de metamorfismo es reversible, de manera que si el gradiente disminuye, las plaquetas pueden volver a transformarse en granos finos, estabilizándose de nuevo el manto nivoso.

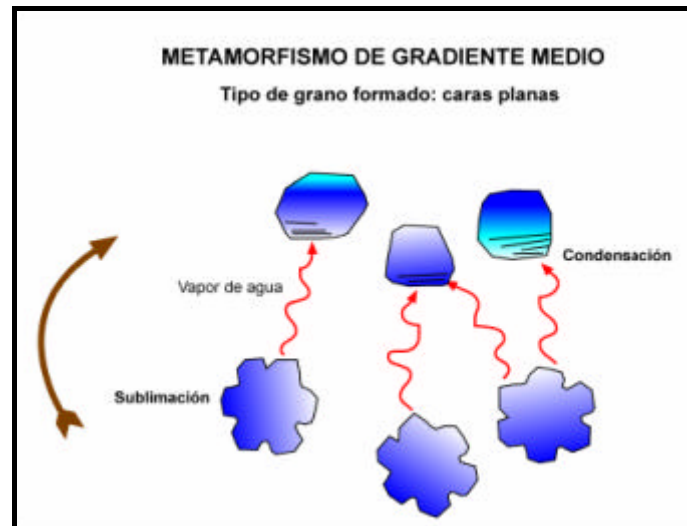
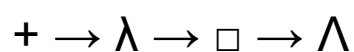


Figura 4.10.- Formación de granos de caras planas en el metamorfismo de gradiente medio (CREIT, M.Mases).

- *Metamorfismo de gradiente fuerte.* Se produce cuando la diferencia de temperaturas entre las capas es elevada por lo que los intercambios de vapor de agua entre los granos inferiores y superiores son muy intensos. La sublimación de las partes salientes de los granos inferiores y la condensación del vapor en la parte inferior de los granos superiores se produce rápidamente. El resultado es la formación de unos granos piramidales llamados **gobelets**, con tamaños comprendidos entre 0,5 y 4mm. Estos granos carecen de cohesión y forman una capa de rodadura que puede servir como plano de deslizamiento para los aludes.



Los **gobelets** formados en este metamorfismo no pueden convertirse en granos finos, por lo que el proceso es irreversible. Sin embargo, estos granos, si pueden ser transformados a través de un metamorfismo de nieve húmeda explicado a continuación.

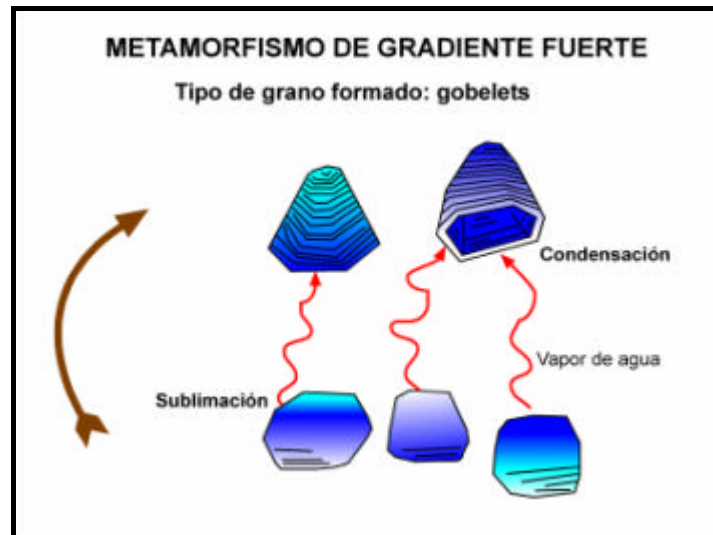


Figura 4.11.- Formación de *globets* en el transcurso del metamorfismo de gradiente fuerte (CREIT, M.Mases).

Metamorfismo de nieve húmeda

Este tipo de metamorfismo, se produce cuando el manto nivoso contiene agua líquida. Éste agua, puede tener su origen en la fusión de la nieve causada bien por un incremento de la temperatura ambiente, bien por una mayor incidencia de la radiación solar, o provenir directamente de la precipitaciones en forma de lluvia.

Esta película de agua al ser muy delgada, se hiela con facilidad durante la noche, formando unos granos redondos con tamaños comprendidos entre 0,2 y 0,3 mm que se denominan granos redondos o de fusión “O”.

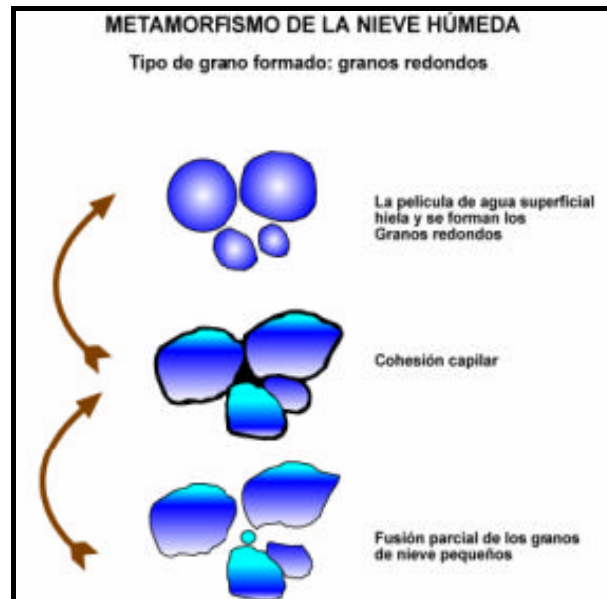


Figura 4.12.- Formación de granos redondos durante el metamorfismo de nieve húmeda (CREIT, M.Mases).

Cuando el volumen de agua líquida contenido en el interior del manto nivoso es pequeño (inferior al 8% en volumen), la presión capilar existente, permite una mayor cohesión entre los granos de tal manera que el manto nivoso se estabiliza (*Metamorfismo de nieve húmeda con bajo contenido en agua líquida*). Sin embargo, cuando la presencia de agua líquida es superior al 8% en volumen, se produce la lubricación de los granos de nieve haciendo desaparecer todo tipo de cohesión y desestabilizando el manto (*Metamorfismo de nieve húmeda con alto contenido en agua líquida*). Este metamorfismo es el causante del desencadenamiento de los característicos aludes de nieve húmeda conocidos con el nombre de *Slushflows*.

LA ESCARCHA Y LA CENCELLADA

Hasta ahora se han descrito las distintas formas que pueden adoptar los cristales de hielo. No obstante, existen otras formaciones cristalinas como la escarcha y la centellada, que debido a su especial origen, estructura y papel desempeñado en el desencadenamiento de aludes, merecen ser estudiadas aparte.

La escarcha, se forma durante el transcurso de una noche de cielo despejado. Durante estas noches, el manto se enfría considerablemente y el vapor de agua contenido en la masa de aire en contacto con la superficie, se condensa formando unos cristales característicos sobre la

superficie en forma estriada, con tamaños que oscilan entre 4mm y 1 cm. Estos cristales son muy frágiles y muy poco resistentes al esfuerzo de cizalladura, por lo que actúan como plano de deslizamiento cuando son cubiertos por posteriores nevadas.

La cencellada es un depósito de cristales de hielo que se observa sobre la superficie de los objetos y vegetales expuestos a la acción conjunta del viento y de las bajas temperaturas. Cuando existe una saturación de agua en las nubes bajas (niebla), las gotitas de agua contenidas en la nubosidad, son transportadas por la acción del viento, y se congelan al entrar en contacto con la superficie de objetos y vegetales a baja temperatura.

Estas dos formaciones no se tienen en cuenta a la hora de realizar la predicción espacial de aludes. Sin embargo, puede ser útil reconocerlas sobre el terreno ya que pueden dar una idea de la dirección y sentido del viento en un determinado lugar.

LAS PROPIEDADES MECÁNICAS DE LA NIEVE

Como se describirá a continuación, las propiedades mecánicas del manto nivoso (densidad, cohesión, resistencia a la compresión, resistencia a la tracción y resistencia al esfuerzo de cizalladura), están relacionadas directamente con los diferentes tipos de cristales de hielo que lo conforman.

La densidad

La densidad se define como la cantidad de masa de nieve contenida por unidad de volumen. Los valores de densidad varían en función de los factores climatológicos vistos en el apartado 1.3. Así, para la nieve recién caída los valores que se obtienen son del orden de 20 Kg/m³, mientras que para la nieve del final de temporada, la densidad puede llegar hasta los 550 Kg/m³. Todavía más elevada es la densidad de la nieve de los glaciares y neveros que duran de un año a otro, al sufrir procesos de hielo-deshielo y compresiones continuas (del orden de 600 a 800 Kg/m³). La densidad del hielo es de 917 Kg/m³ y la del agua líquida es de 1000 Kg/m³

La densidad de la nieve se relaciona con su porosidad. Esta, se define como la fracción de nieve compuesta por aire y se expresa como:

$$\text{Porosidad} = 1 - \frac{\text{densidad de la nieve (kg / m}^3\text{)}}{\text{densidad del hielo (917 kg / m}^3\text{)}}$$

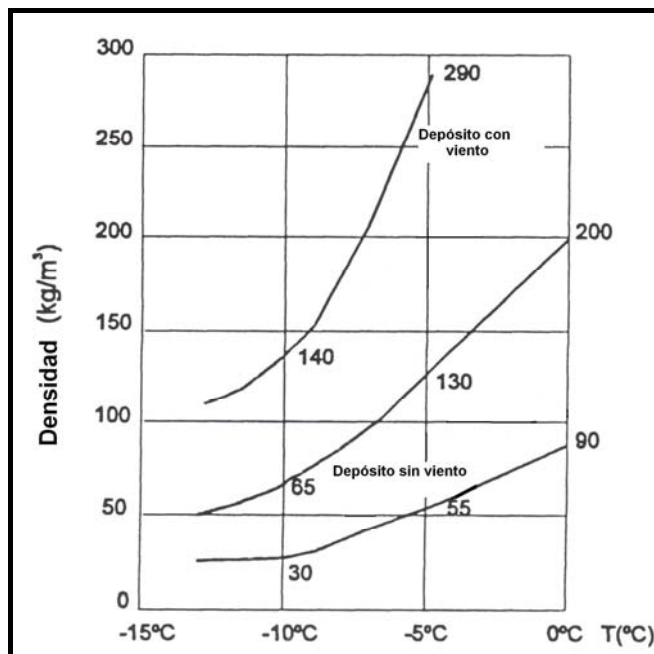


Figura 4.13.- Variación de la densidad de la nieve recién caída según la temperatura y la velocidad del viento (Furdada, 1996)

La cohesión

La cohesión de la nieve depende de los tipos de uniones que se dan entre los cristales y determina el tipo de alud que se puede originar: alud de nieve sin cohesión o alud de placa (nieve con cohesión). Se pueden distinguir cuatro tipos de cohesión (Muñoz, 1988):

- *Cohesión de afieltrado o de imbricación:* los cristales de hielo, durante su trayectoria hacia la superficie, aparecen unidos entre sí por medio de sus finas ramificaciones, formando copos de nieve. Esta unión es muy frágil y de corta duración, desapareciendo cuando los copos llegan al suelo y comienzan su evolución.
- *Cohesión de contacto:* Una vez que comienza la evolución de los copos de nieve y en ausencia de agua en fase líquida, los cristales se convierten en finos granos de aproximadamente 0,5mm de diámetro originándose entre ellos unos puentes de hielo que los unen fuertemente.

- *Cohesión por capilaridad*: Cuando la temperatura exterior es de 0° C, la fusión de algunos cristales, hace que aparezca una pequeña cantidad de agua líquida en el manto nivoso rodeando el resto de cristales y provocando la unión entre ellos por medio de la capilaridad. Cuando la cantidad de agua líquida supera un cierto valor esta cohesión desaparece.
- *Cohesión de rehielo*: Se produce cuando el frío penetra en la nieve húmeda y la película de agua que rodea los granos se congela soldando entre sí los distintos cristales. Esta cohesión es muy resistente y permite que una capa se pueda soldar con la inferior y con otros puntos de anclaje como rocas y árboles. El manto se vuelve muy resistente.

Resistencia a la compresión

Existen dos mecanismos por los cuales el manto nivoso se puede comprimir. Por un lado, el peso de la nieve recién caída ejerce una fuerza de compresión sobre los cristales de hielo de las capas más internas. La disminución del espesor en este caso, es del 15%, siendo mucho más susceptible la nieve recién caída que la nieve antigua. Por otra parte, existe un mecanismo de origen químico, que consiste en un intercambio de materia entre las ramificaciones y el núcleo central de los cristales de hielo. Esto ocurre cuando la temperatura de la nieve es de 0° C ralentizándose a medida que la temperatura del aire disminuye.

La compresión de la nieve, debido a estos dos mecanismos, favorece la cohesión de los cristales de hielo y por lo tanto la estabilidad del manto nivoso.

Resistencia a la tracción

La resistencia, de la nieve, a la tracción es del orden de 10 o 20 veces inferior que su resistencia a compresión (Muñoz, 1988). Este hecho, es fundamental en el desencadenamiento de aludes, ya que un aumento brusco de pendiente, provoca que la sección perpendicular del manto en ese punto, se encuentre solicitada a tracción, fallar y por lo tanto desencadenar un alud.

Resistencia al esfuerzo de cizalladura

La resistencia a la cizalladura es la resistencia que ofrecen dos capas de nieve adyacentes a ser separadas bajo la acción de determinadas fuerzas. El manto nivoso es muy poco resistente a este tipo de esfuerzos, de tal manera que la mayoría de los aludes que se producen se deben a

un fallo por cizalladura. Los componentes de la resistencia de cizalladura son la cohesión (ya comentada) y la fricción.

Cuando las nevadas se producen en condiciones de baja temperatura y sin viento, la nieve presenta baja cohesión. No obstante, pueden darse otras situaciones en las que la nieve esté poco cohesionada. Por ejemplo: los cristales *graupel* redondeados no se unen fácilmente entre ellos, originando nieve con baja cohesión; igual ocurre con la nieve húmeda, que un aumento brusco de la temperatura funde los puentes de hielo de los antiguos cristales.

Por su parte, la fricción se define como la resistencia a la movilización de los granos de nieve de una capa respecto a otra y depende del tipo de grano, la existencia de agua líquida entre ellos y el peso de la nieve. Se pueden distinguir dos ángulos de fricción fundamentales en el desencadenamiento de aludes (Muñoz, 1988):

- *Ángulo de fricción estática*: es el ángulo máximo de la pendiente sobre el cual, la nieve empieza a desplazarse.
- *Ángulo de fricción cinética*: es el ángulo de la pendiente por debajo del cual, el alud se detiene.

Tanto la *fricción* como la *cohesión* de la nieve, aumentan con la profundidad del manto nivoso: la *cohesión* crece cuando el número de uniones y su resistencia por unidad de volumen aumentan; la *fricción* lo hace por el peso de las capas superiores del manto nivoso.

4.2.2.- EL ALUD

Un alud de nieve se define como una porción del manto nivoso que se desplaza pendiente abajo producido por la ruptura del equilibrio entre las resistencias y los esfuerzos a los que está sometido el manto nivoso sobre una pendiente.

Los aludes se pueden clasificar en función de la cohesión de la nieve que los forma de la siguiente manera (McClung, Schaerer, 1996):

- *Aludes de nieve suelta o sin cohesión*: Se caracterizan por iniciarse en una zona muy localizada o puntual de la superficie del manto nivoso y seguir un modelo triangular durante su trayectoria.
- *Aludes de nieve cohesionada o aludes de placa*: Tienen su origen en la zona profunda del manto nivoso, donde se produce un fallo estructural que provoca fracturas que originan grandes bloques de nieve cohesionada de forma rectangular.

Los aludes son característicos por un movimiento más o menos rápido del manto nivoso sobre una ladera. Sin embargo, este no es el único desplazamiento que el manto puede experimentar. Sobre una pendiente, la deformación que sufre la nieve debido al metamorfismo, a la elevada porosidad y al peso, provoca un desplazamiento lento del manto valle abajo.

LA DEFORMACIÓN Y EL MOVIMIENTO LENTO DEL MANTO NIVOSO

La deformación que experimenta el manto nivoso en función de la sollicitación, es el resultado de la combinación de los siguientes tres modelos (Muñoz, 1988):

- *Deformación bajo tensión*: bajo una sollicitación de tracción, los granos de nieve se disgregan y se separan provocando inestabilidad.
- *Deformación bajo compresión*: los granos de nieve se juntan y agregan, por lo que los esfuerzos de compresión aumentan la estabilidad del manto. En las estaciones de esquí las máquinas pisa nieve comprimen el manto para mantenerlo y estabilizarlo.
- *Deformación bajo esfuerzos de cizalladura*: los granos de nieve son forzados a desplazarse en direcciones contrarias.

La formación de aludes, requiere que las sollicitaciones de tensión y fundamentalmente de cizalladura, sean superiores a la resistencia del manto a la cizalla. Por lo tanto, la resistencia de cizalladura del manto nivoso es especialmente importante para comprender la formación de aludes.

Por otro lado, todo manto nivoso depositado sobre una pendiente, se desplaza valle abajo con un movimiento lento translacional del orden de milímetros e incluso centímetros al día. En este movimiento no se produce una modificación de la estructura interna del manto, ni tampoco se produce una fractura por cizalladura. Aunque este desplazamiento no sea el causante de efectos tan destructores como los aludes, si puede provocar grandes tensiones sobre árboles u objetos y sobre todo, generar tensiones en el interior del manto que favorezcan el desencadenamiento posterior de un alud.

Los dos procesos que intervienen en el movimiento lento son: el *deslizamiento*, que se corresponde con un desplazamiento translacional del manto nivoso valle abajo favorecido por la presencia de agua en la nieve y por los terrenos que presentan poca rugosidad, y la *reptación*, que se corresponde con la deformación y es el resultado de los procesos de asentamiento y de fluencia (Muñoz, 1988).

El *asentamiento* está provocado por la componente perpendicular al suelo del peso de la nieve y tiende a aumentar la cohesión y la fricción de las diferentes capas que componen el manto, aumentando así la resistencia a la cizalladura. En cuanto a la *fluencia* de la nieve, es la deformación sin ruptura provocada por la componente paralela al suelo del peso (Fig. 4.12).

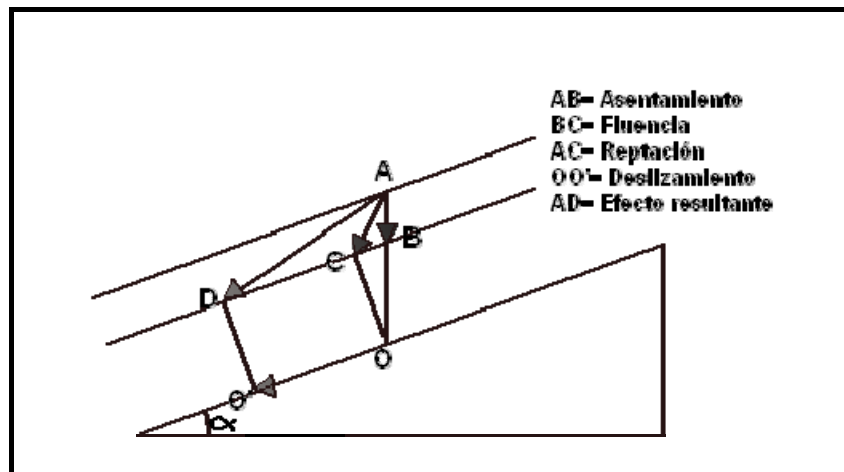


Figura 4.14.- Esquema de los procesos que intervienen en el movimiento lento del manto nivoso (Muñoz, 1988).

MOVIMIENTO RÁPIDO DEL MANTO NIVOSO: EL ALUD

Cuando se produce un desequilibrio en el conjunto de fuerzas que actúan sobre el manto nivoso, se produce el movimiento rápido del manto, originando el alud. Las fuerzas que actúan en el manto y que intervienen en el desencadenamiento del alud son:

- *Fuerzas resistentes*: formadas por la cohesión interna de la nieve y por las fuerzas de rozamiento entre capas o entre el suelo y el manto (resistencia a tracción y a cizalladura respectivamente).
- *Fuerzas motrices a favor del movimiento*: constituidas por la componente paralela a la superficie del peso del manto. Cuanto más pronunciada sea la pendiente con mayor intensidad actuará esta fuerza.

Si las fuerzas resistentes superan a la componente del peso, el manto permanecerá estable. Pero si aumenta la componente del peso o disminuyen las fuerzas resistentes, tendrá lugar el movimiento de la masa y el desencadenamiento de un alud (Fig. 4.13). Las fuerzas resistentes pueden disminuir como consecuencia de la evolución de los cristales de nieve, mediante los procesos metamórficos descritos en el punto 3.1.4.

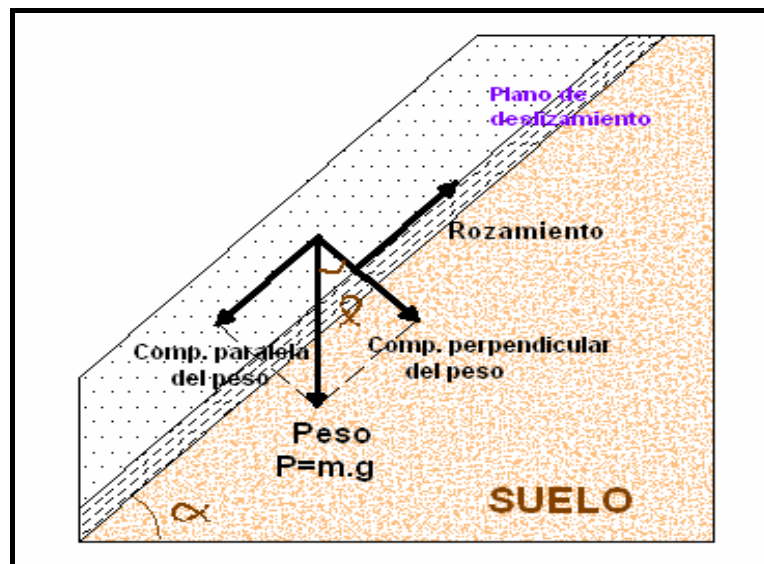


Figura 4.15.- Esquema de las fuerzas que intervienen en el movimiento del manto nivoso (Ballesteros, 2006).

En lo que se refiere al aumento de la componente del peso se puede deber a las sobrecargas o sobrepresión, ya sea por causas naturales (nuevas nevadas, lluvias, sobreacumulación de nieve transportada por el viento, fenómenos sísmicos, etc.) ó accidentales (paso de animales, esquiadores, caídas de rocas o cornisas, etc.).

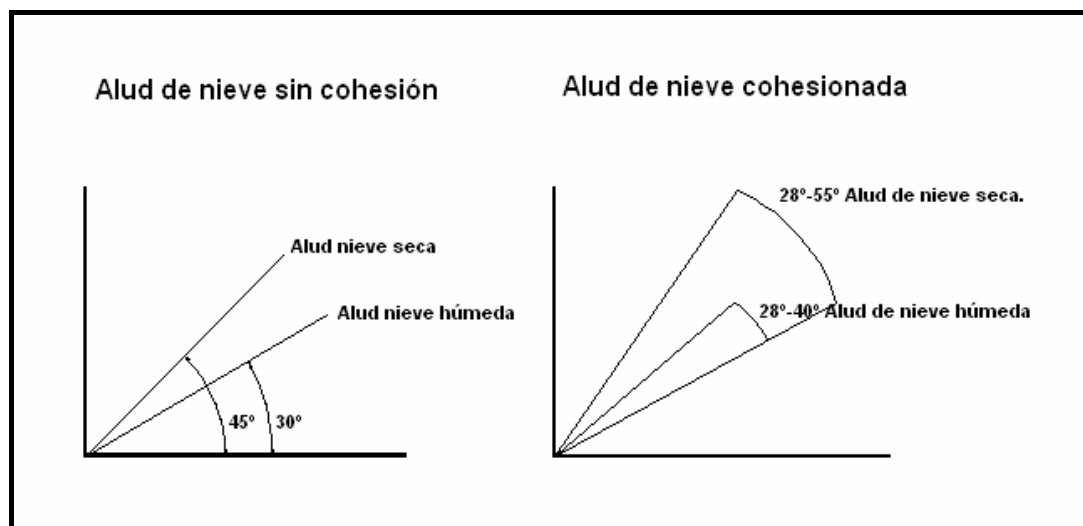


Figura 4.16.- Ángulos, a partir de los cuales, el desencadenamiento de aludes en la zona de salida es probable (Ballesteros, 2006).

De forma genérica, se estiman los siguientes valores límite de acumulación de nieve reciente en la zona de salida en función de la pendiente:

Pendiente media	28°-30°	31°-33°	34°-36°	37°-39°	40°-42°	43°-45°	más de 45°	más de 50°
Espesor	1,4 m	1,3 m	1,2 m	1,1 m	1 m	0,8 m	0,5-0,6 m	Imposibilidad de retener la nieve

Figura 4.17.- Valores límite de acumulación de nieve sin la influencia del viento. (IGME, 1996)

El desencadenamiento de un alud, ya sea de placa o de nieve sin cohesión, se produce inicialmente debido a un fallo por cizalladura. En el caso del alud de nieve sin cohesión, la resistencia a la cizalladura será nula debido precisamente a esa falta de cohesión, por lo que un fallo local por cizalladura en la superficie del manto será suficiente para que se produzca el

alud. Este mismo fallo es el causante del desencadenamiento de aludes de nieve cohesionada, pero en este caso la diferencia estriba en que el esfuerzo de cizalladura produce unas fracturas que se desplazan por el interior del manto y desestabilizan por completo la masa de nieve. Este alud recibe el nombre de *alud de placa* y en él se pueden diferenciar los anclajes laterales, el anclaje superior y el inferior.

Otra posibilidad, en el inicio del desencadenamiento, es que la ruptura inicial de las capas se produzca porque una determinada sección del manto sea incapaz de absorber las tensiones generadas por una sollicitación a tracción. En este caso, las rupturas por cizalladura se producen inmediatamente después.

Una vez que se ha producido el alud, su evolución a lo largo de todo su recorrido da lugar a la siguiente zonificación:

- *Zona de salida*: en esta zona empieza el movimiento de la nieve acumulada y la aceleración a lo largo de la pendiente.
- *Zona de trayecto*: es la zona por donde discurre el alud.
- *Zona de llegada*: en ella, la velocidad del alud se hace menor, de tal manera que la capacidad de transporte desaparece y se produce el depósito del material.

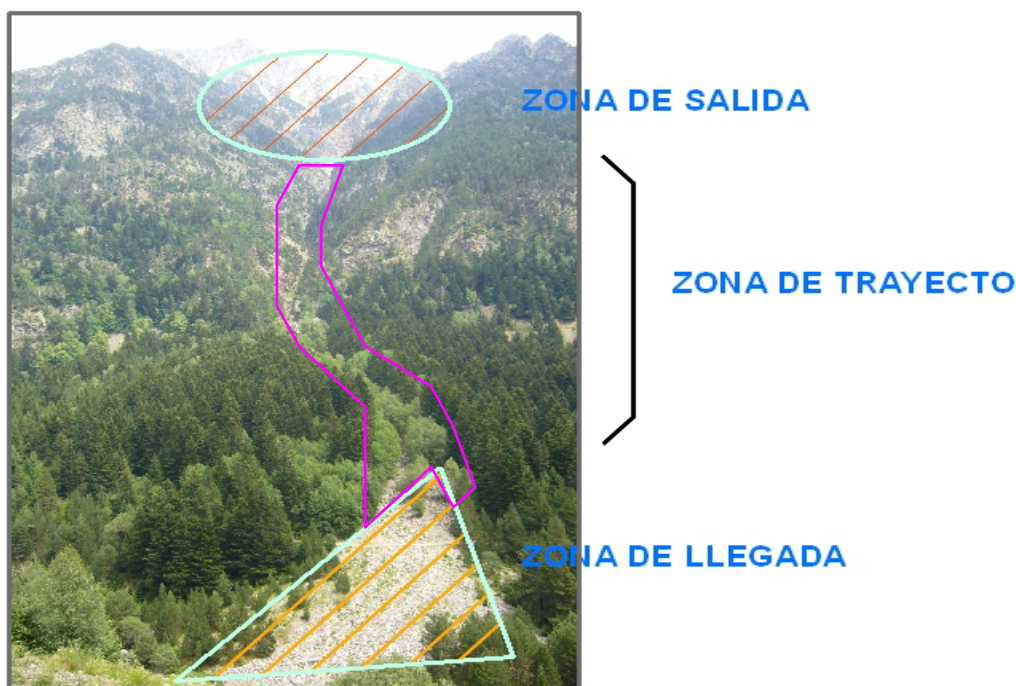


Figura 4.18.- Zonificación de un alud (Ballesteros, 2006).

CLASIFICACIÓN DE ALUDES

Los aludes se pueden clasificar en función de varios criterios, como por ejemplo, las características físicas de la nieve que los produce, los mecanismos desencadenantes, la zona de origen, la dinámica, el impacto sobre el medio, las dimensiones, etc. Todos estos criterios se han venido utilizando para describir distintas clases de aludes. Sin embargo, para la finalidad del presente trabajo, la clasificación más útil es la que tiene en cuenta el grado de cohesión de la nieve. Esta división es una simplificación de la clasificación internacional de la UNESCO y su principal ventaja respecto a las demás, es que permite hacer más énfasis en las características y aspectos que aportan más información sobre la localización de aludes y su posible impacto sobre el medio (Furdada, 1996).

Aludes de nieve suelta sin cohesión

Los aludes de nieve suelta se reconocen porque comienzan en un punto sobre la superficie y describen una trayectoria triangular. En ellas intervienen un pequeño volumen inicial de nieve superficial, que debido a una pérdida local de cohesión, comienza a deslizarse pendiente abajo originando el alud. Son frecuentes cerca de resaltes o salientes rocosos, los cuales ocasionan ascensos de temperaturas locales debido al distinto comportamiento térmico de los materiales.



Figura 4.19.- Alud de nieve no cohesionada (Tomada de www.proteccioncivil.org)

La nieve de los aludes de baja cohesión puede estar seca o húmeda. El mecanismo en ambas es el mismo: ángulo de la pendiente superior al ángulo de fricción estática.

Este ángulo, varía con la geometría y el tipo de cristal predominante en la nieve de tal manera, que para los cristales dendríticos, el ángulo llega hasta los 80° , para cristales redondeados tipo graupel el ángulo se sitúa en 35° y disminuye hasta los 15° en el caso de cristales saturados en agua líquida (Slushflows) (McClung, Schaerer, 1996).

Una vez comenzado el movimiento, es el ángulo de fricción dinámica el que condiciona la continuidad de éste. Si el ángulo de la pendiente excede al ángulo de fricción dinámica, la nieve suelta continuará su movimiento. Si por el contrario, el ángulo de la pendiente es menor que el ángulo de fricción dinámica, el movimiento tenderá a ralentizarse hasta detenerse, siempre que el movimiento no sea muy rápido. Se considera que el ángulo de fricción dinámica es 10° menor que el ángulo de fricción estática.

En la siguiente tabla se resumen las principales características de este tipo de aludes.

Desencadenamiento: Salida puntual		Nieve seca	Nieve húmeda
Condiciones del terreno	Topografía	Pendiente > 45°	Pendiente > 30°
Mecanismos desencadenantes	Perdida local de cohesión	Por metamorfismo lento	Presencia de agua líquida
Condiciones del manto Nivoso	Tipo de grano	+ → λ	O → Slush
	Densidad	Baja	Alta
Condiciones meteorológicas	Temperatura extremas	Frío sin viento	Calor
Zona de llegada	Topografía	Pendiente < 35°	Pendiente < 20°
Efectos	<ul style="list-style-type: none"> - Desencadenar aludes de palca de grandes dimensiones. - Impedir la formación de aludes de placas de grandes dimensiones. 		

Figura 4.20.- Resumen de las características de los aludes de nieve suelta (Furdada, 1996).

Aludes de nieve con cohesión o de placa

En un alud de placa, es el estrato más débil y delgado el que falla por cizalladura. Las fracturas producidas se desplazan por todo el perímetro de una determinada superficie cortando los anclajes laterales, superiores e inferiores. Es en este momento cuando el bloque de nieve cohesionada se derrumba ladera abajo. Estos aludes son los responsables de la mayoría de los daños y accidentes mortales que se registran todos los años en nuestras montañas.

La terminología usada en los aludes de placas es la siguiente (McClung, Schaerer, 1996):

- *Superficie de deslizamiento*: Superficie sobre la cual se desliza la placa. Puede ser otra capa del manto o el propio suelo.
- *Corona o cicatriz de coronación*: Muro superior de la placa. Se forma por la fractura de tensión a través del espesor de la placa. Se corresponde con el anclaje superior
- *Flancos*: Son las fracturas de la parte derecha e izquierda de la placa, producidas por los esfuerzos de tracción y cizalladura. Se corresponden con los anclajes laterales de la placa.
- *Stauchwall*: Es la superficie diagonal de la fractura inferior provocada por esfuerzos de cizalladura. Se corresponde con el anclaje inferior.

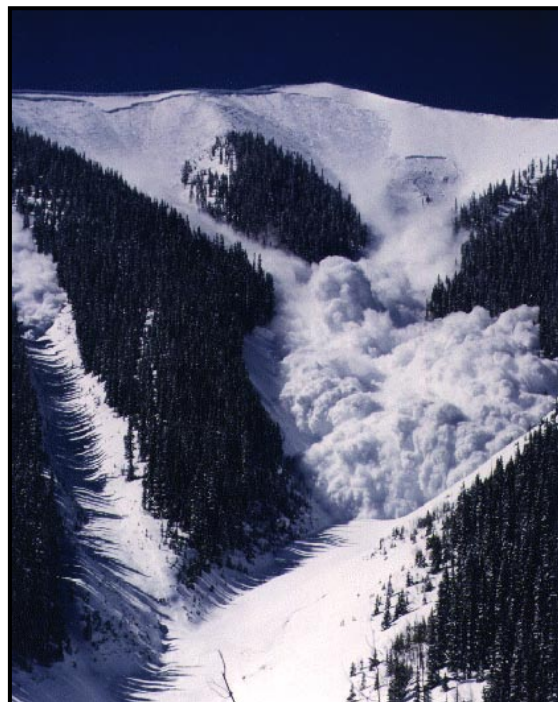


Figura 4.21.- Aludes de nieve cohesionada. (Izquierda) Se puede apreciar la cicatriz por donde se corta la placa. (Derecha) Se observa la enorme cicatriz dejada en la zona de salida y el desarrollo del aerosol (Tomada de www.proteccioncivil.org).

Zona de salida	Nieve seca	Nieve húmeda
Pendiente	28° - 55°	28° - 40°
Espesor de la cicatriz	0,1 - 2m	0,1 - 2m
Densidad media	50 -450 Kg/m ³	300 – 600 Kg/m ³
Tipo de nieve	Ventada y cohesiva. Puentes de hielo entre granos	Granos redondos o nieve fresca húmeda
Relación ρ placa/ ρ capa de ruptura	ρ placa < ρ capa de ruptura	-----
Dureza de la placa	De blanda a dura	Blanda
Dureza de la capa débil	Muy baja	Plano de deslizamiento impermeable
Plano deslizamiento	Normalmente la base formada por una capa débil	Capa inferior más o menos impermeable o el suelo
Temperatura de la placa	Normalmente > 10° T ^a < 10 °C → buen tiempo	Sobre los 0° C
Geometría de la placa	Depende del terreno	Depende del terreno
Cohesión	Cierto grado de cohesión: bloques limitados por fractura	Cierto grado de cohesión
Causa del desencadenamiento	Normalmente sobre carga por precipitación sólida	Sobrecarga por precipitación sólida y líquida. Densificación de la placa por fusión.
Mecanismo	Ruptura por cizalla → ruptura por tracción	Ruptura por tracción
Aceleración	Muy rápida	Muy rápida
Zona de Trayecto	Nieve seca	Nieve Húmeda
Movimiento	Núcleo del flujo granular (espesor <5m) + partículas en suspensión (aerosol)	Flujo granular denso
Fricción	Muy poca fricción con el plano de deslizamiento	Mucha fricción con el plano de deslizamiento
Velocidad	Muy elevada	Muy baja
Trayectoria	Rectilínea. No se adapta al terreno	Se adapta al terreno
Zona de llegada	Nieve seca	Nieve Húmeda
Desaceleración	Muy rápida	Muy rápida
Depósito	Fragmentos de placas	Depósitos redondos

Figura 4.22.- Principales características de los aludes de placa de nieve húmeda y seca (Furdada, 1996).

4.2.3.- CRITERIOS DE IDENTIFICACIÓN DE ZONAS PROBABLES DE ALUDES

En este apartado se describen los criterios que nos permitirán reconocer las áreas que puedan verse afectadas por aludes, elegidos en función de las características físicas y morfológicas del terreno y de las características físico-mecánicas de la nieve descritas anteriormente. Los criterios utilizados se basan en los publicados en el trabajo realizado por Gloria Furdada “*Estudi de les allaus al Pirineu occidental de Catalunya: Predicció espacial i aplicacions de la cartografia*” en 1996.

CRITERIOS DIRECTOS O FACTORES INTRÍNSECOS

En este grupo, se incluyen todos los factores ligados a la fisiografía del terreno que nos pueden aportar una información directa sobre la posibilidad de que se produzca un alud.

Altitud

El límite altitudinal es el primer criterio que se debe tener en cuenta, ya que nos permite separar las zonas dónde se puede producir el desencadenamiento de aludes, de aquellas otras zonas dónde resulta improbable debido a la inexistencia de un manto nivoso más o menos estable en el tiempo.

Las condiciones climatológicas de la zona de estudio fijarán la isoterma de 0° C en una cota determinada por encima de la cual la nieve, tras depositarse, permanezca estable durante un determinado periodo de tiempo continuo, constituyéndose así el manto nivoso.

Hay que tener en cuenta que las zonas de llegada de aludes pueden estar situadas por debajo de este límite, afectando a infraestructuras situadas en el fondo del valle, e incluso dependiendo de la potencia del alud, este puede remontar la ladera opuesta.

Pendiente

Cualquier tipo de alud, se origina con pendientes que oscilan entre los 28° y 50°. Por debajo de los 28°, el manto nivoso permanece estable debido a que la componente del peso perpendicular al manto aumenta favoreciendo un mayor asentamiento y por consiguiente una mayor cohesión y una mayor fricción entre cristales de hielo. Por su parte, en una pendiente superior a los 50°, la componente del peso paralela al manto es tan elevada, que impide que se

acumule la nieve. En estas zonas, continuamente se están produciendo purgas de nieve que tienen poco efecto sobre el medio.

En lo que se refiere a la zona de llegada, viene determinada por una pendiente inferior a 15°, aunque también dependa muchísimo de otros factores fisiográficos, así como del tipo y dimensión del alud. En este estudio, se considerarán como pendientes probables de aludes, aquellas que se encuentren en el citado rango.

Rugosidad del terreno

La rugosidad del terreno, afecta de forma directa al desencadenamiento de aludes, a su trayectoria y a su extensión (Furdada, 1996). Una superficie rugosa, es capaz de fijar las capas inferiores del manto nivoso al terreno impidiendo su deslizamiento. Sin embargo, hay que tener en cuenta, que cuando las nevadas son abundantes, la capa superior tiende a regularizarse homogeneizando la superficie del manto, de tal manera que se puede formar un plano de deslizamiento entre la capa inferior, fijada al terreno, y las capas superiores.

Por otra parte, es necesario saber que los obstáculos encontrados por un alud durante su trayectoria, pueden llegar a variar ésta y a actuar como elementos disipadores de energía adelantando la zona de llegada.

Las características que influyen en la rugosidad del terreno son (Furdada, 1996):

- La geología:

La alternancia de materiales poco resistentes y muy resistentes a la erosión en el relieve, aumenta considerablemente la rugosidad imposibilitando o haciendo más difícil, el desencadenamiento de aludes en la zona de salida. Por otra parte, una disposición de las capas opuesta a la pendiente, da lugar a una rugosidad en el terreno, que tanto en la zona de llegada como en la zona de trayecto, favorecerán el freno del alud (Furdada, 1996). Además de este hecho, es importante destacar la influencia de la litología en la geomorfología de la zona, y por lo tanto de las características fisiográficas que posibilitan el desencadenamiento de aludes: En un relieve evolucionado, en el que podemos encontrar varios tipos de rocas, aquellas litologías que proporcionen por disgregación o alteración un regolito permeable (es el caso de granitos, granodioritas, gneises, cuarcitas...) tenderán a formar laderas con una convexidad

apical muy marcada y una concavidad basal muy reducida; por el contrario, las laderas formadas por litologías como margas, pizarras arcillosas, filitas o micacitas, tienden a desarrollar la concavidad basal al estar moldeadas fuertemente por la arroyada. En las laderas formadas por gneis micáceo o sobre esquistos suelen presentar una morfología intermedia caracterizada por pendientes rectilíneas.

Por otra parte, hay que tener en cuenta la influencia de la litología en el desarrollo vegetal, ya que ésta, influye de una manera u otra, en la rugosidad del terreno. La meteorización en las zonas de montaña, tiene poca incidencia sobre el granito impidiendo el desarrollo del suelo y por lo tanto el crecimiento de una vegetación herbácea. Sobre pizarras y esquistos, en cambio, esta meteorización es más acusada, desarrollándose el suelo y permitiendo el crecimiento de herbáceas que, de no ser objeto de aprovechamiento pascícola, disminuirán el rozamiento entre la capa más interna del manto y el suelo, favoreciendo el desencadenamiento de aludes de fondo (a continuación, se hará referencia a la influencia de la vegetación sobre la rugosidad).



Figura 4.23.- Las pizarras conforman laderas homogéneas, normalmente tapizadas por pastos y afectadas por la arroyada. Vertiente izquierda del valle Vallibierna. J. A. Ballesteros, 2006.

- La geomorfología:

Los rasgos morfológicos que afectan a la rugosidad del terreno, derivados de la acción glacial y periglacial, originados desde el Cuaternario son (Furdada, 1996):

- *Zonas de pulimentación glacial*: son superficies lisas y pulimentadas debido a la acción abrasiva de los hielos glaciares. Presentan una morfología convexa y muy poca rugosidad, lo que favorece el desencadenamiento de aludes. Si estas zonas están abiertas a los vientos predominantes, pueden actuar como zonas de deflación de la nieve.

- *Cordones morrénicos*: estos se identifican sobre el terreno por su morfología a modo de lomas suaves alargadas sobre la máxima pendiente. En realidad son depósitos morrénicos laterales, originados por la confluencia de dos lenguas glaciales que forman un caos de bloques de material anclando el manto nivoso y delimitando el volumen y la dimensión de un alud.

- *Depósitos morrénicos transversales*: tanto en la boca del circo glacial como en la parte del valle, contribuyen a la disipación de energía y por lo tanto, frenan los aludes. Es importante señalar que los depósitos morrénicos transversales situados en las bocas de los circos glaciales, limitan los pequeños aludes con corto periodo de retorno a la zona del circo glacial, siendo sobrepasados muy raramente, por grandes aludes con largos periodos de retorno (Furdada,1996).

- *Acumulación de material gelifractado (Canchales)*: Suelen presentarse sobre litologías graníticas formando una acumulación de bloques errática de bloques de diversos tamaños, pero no muy grandes que tiene su origen en la en los procesos de gelifracción que dan lugar a la ruptura de la roca por la acción del hielo. Tienden a regularizar las vertientes conformando un perfil longitudinal tipo “Ritcher”. Estos depósitos aumentan la rugosidad del terreno, tanto en la zona de llegada como en la zona de salida.

▪ La vegetación:

Por encima del límite supraforestal, en el piso alpino situado entre los 2400 y 2700m, no crece la vegetación arbórea y aparecen los pastizales en aquellos lugares dónde la litología permita el desarrollo de un suelo adecuado.

Si esta vegetación herbácea es larga, como en el caso de la *Festuca eskia* o la *Festuca supina*, flexionará bajo el peso de la nieve y constituirá una buena superficie de deslizamiento para

los aludes. Sin embargo, si esta vegetación herbácea es aprovechada por el ganado, se mantendrá corta impidiendo la flexión y aumentando la rugosidad, reduciendo la probabilidad del desencadenamiento de un alud (Furdada, 1996).

Otro factor importante, ligado a una vegetación hidrófila, es la presencia de niveles húmedos, con origen en manantiales, que permiten una metamorfosis de nieve húmeda en las capas inferiores del manto, favoreciendo la formación de aludes. Si anteriormente además, estos niveles húmedos se han congelado, se formará un plano de deslizamiento perfecto que favorecerá la formación de aludes.

Morfología

Tanto el perfil longitudinal como los distintos rasgos morfológicos resultantes de la acción glacial, son fundamentales para delimitar las distintas zonas de un alud (Furdada, 1996).

- Perfil longitudinal: el perfil longitudinal de una ladera determina las fuerzas de tracción y compresión que se generan en el manto nivoso.

Los cambios de pendiente que constituyen perfiles convexos, originan fuerzas de tracción que pueden dar lugar a la ruptura del manto nivoso y por tanto, al desencadenamiento de aludes. Mientras, los perfiles cóncavos, tienden a estabilizar el manto.

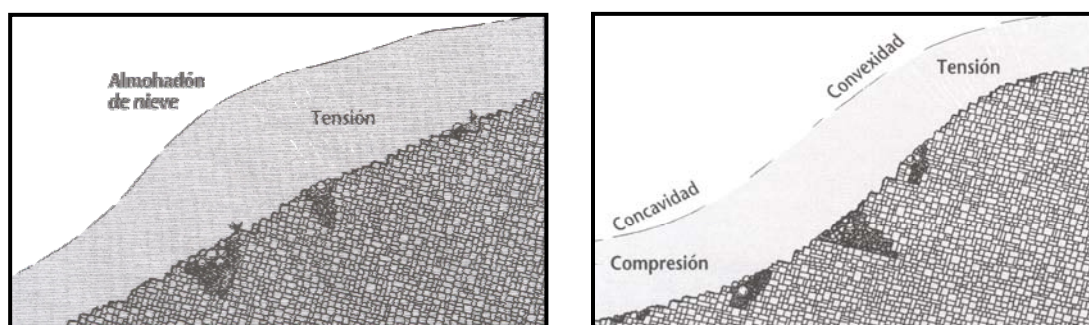


Figura 4.24.- Influencia del terreno en los esfuerzos generados en el interior del manto nivoso.

- Morfología global: los canales de aludes, como su nombre indica, son caminos recorridos de una forma más o menos recurrente por los aludes de nieve. Estos, suelen localizarse básicamente en las paredes rocosas que circundan los circos glaciares, aunque también pueden aparecer en las zonas de laderas de los valles con fuerte acumulación de

nieve. Suelen coincidir con zonas de debilidad estructural (fallas y diaclasas) (IGME, 1991). Una característica típica de estos canales, es que están sujetos a intensos procesos de gelifración, con lo que el alud, suele arrastrar material rocoso acumulándolo en la zona de llegada en forma de derrubio.

Desde el punto de vista de la morfología del terreno, se pueden diferenciar los aludes de grandes dimensiones, de los de pequeñas dimensiones (Furdada, 1996). Los pequeños aludes suelen originarse en las paredes del circo glaciar, en vertientes abiertas de gran inclinación o en pequeñas laderas llamadas palas. Sin embargo la mayoría de ellos tienen como zona de llegada el circo glaciar, normalmente ocupado por ibones (Furdada, 1996).

En el caso de los grandes aludes, la zona de salida suele corresponderse con grandes cuencas capaces de acumular grandes cantidades de nieve o con vertientes abiertas, regulares y de poca rugosidad. La zona de trayecto esta formada por canales o torrentes y la zona de llegada por un cono de deyección. Además, hay que señalar que las paredes de los circos glaciares, corredores y las vertientes circundantes, son susceptibles de recibir más calor debido a la reflexión de los rayos de sol, que las vertientes abiertas e inversamente pierden calor más lentamente, provocando que se mantenga la inestabilidad del manto durante más tiempo (Furdada,1996).

Dicho esto, es necesario hacer la distinción entre terreno irregular y terreno regular:

- Terreno regular: se denomina así el terreno donde no exista resaltes rocosos, contrapendientes, montículos o cualquier tipo de vegetación que permita el anclaje del manto nivoso.
- Terreno irregular: cuando existan pequeños resaltes rocosos, elevaciones y depresiones, contrapendientes o vegetación que permita el anclaje del manto nivoso.

Vegetación

Entre los criterios directos considerados para la identificación de zonas probables de aludes, la vegetación es sin duda, uno de los más fiables. Permite diferenciar en la mayoría de los casos entre las zonas de salida, trayecto y llegada de un alud, así como su periodo de retorno.

Para su estudio, diferenciaremos aquellos datos que provengan de la observación del paisaje, de los datos que sean aportados por una observación mas detallada del terreno. Por lo tanto este criterio, será principalmente utilizado en el reconocimiento de campo descrito en la metodología.

Las *observaciones del paisaje*, desde la vertiente opuesta y a mitad de ladera para ampliar la cuenca visual, nos permitirán reconocer tanto la zona de salida, como el recorrido y la zona de llegada del alud. En estas observaciones, se prestará especial atención a los puntos siguientes.

- Zonación vertical del bosque: Cuando se origina un alud de grandes dimensiones, éste destruye total o parcialmente el estrato arbóreo original apareciendo amplios espacios claros que pueden ser ocupados por especies vegetales heliófilas y/o colonizadoras. Estas especies, en función del periodo de retorno del alud, permitirán la recuperación del estrato arbóreo original, por lo que las diferencias de vegetación, de estas zonas respecto a las zonas con el estrato arbóreo original, permitirán sacar conclusiones acerca de la zona de alud y su periodo de retorno.

Nada más producirse un alud de grandes dimensiones, las primeras especies en instalarse son los rododendros (*Rhododendron ferrugineum*) y el mirto (*Vaccinium myrtillus*) en las vertientes nortes y cotas altas, y las genistas y la brechina (*Calluna vulgaris*) en cotas inferiores y en vertientes sur. En el siguiente estadio, se instalará el serbal (*Sorbus aucuparia*) el avellano (*Corylus avellana*) y el abedul (*Betula pendula*). Finalmente, aparecerá de nuevo el estrato arbóreo original formado en nuestro caso, por el pino negro (*Pinus Uncinata*) y abetos (*Abies alba*).

En función del estrato vegetal que nos encontremos, podremos distinguir entre: aludes con un periodo de retorno anual, en el caso de encontrarnos prado alpino y arbustos; aludes con un corto periodo de retorno (hasta 10 años), en el caso de encontrarnos con especies heliófilas como el abedul; aludes con un largo periodo de retorno (más de 10 años), en el caso de que nos encontremos con la recuperación del estrato arbóreo original, pero claramente diferenciado del resto de la masa por su edad (Furdada, 1996).

- Acumulación de troncos y ramas vertiente abajo: la capacidad de transporte de un gran alud, cesa cuando este se detiene en la zona de llegada, depositando en ella todo el

material arrastrado durante su trayecto, incluyendo troncos, ramas y piedras, que tras la fusión de la nieve en primavera, quedan al descubierto, indicando por su orientación el sentido del desplazamiento.

La presencia de árboles protegidos por resaltes rocosos y rodeados de prado alpino, pueden indicar la presencia de aludes de corto periodo de retorno. Estos árboles podrían presentar la copa truncada o las ramas laterales rotas, si estas sobresalen del resalte rocoso (observación detallada).

Por su parte, zonas localizadas del bosque con menor densidad arbórea que el resto, pueden indicar la presencia de aludes de nieve húmeda y de pequeñas dimensiones, originados a partir de “puntos calientes” como troncos de árboles y rocas, que absorben mas radiación solar y son susceptibles de producir de forma puntual la fusión de la nieve y por tanto puntos inestables en el manto.



Figura 4.25.- Acumulación de troncos y arboles partidos en la zona de llegada de un alud (Foto: J. A. Ballesteros, 2006).

En una *observación de detalle* sobre el terreno, podemos apreciar los siguientes indicativos del paso de un alud:

- Las ramas de los árboles orientadas en contra del sentido de descenso del alud, suelen presentarse truncadas, mientras que las ramas laterales se orientan en sentido del desplazamiento.

- Señales de impactos en los troncos del material arrastrado por el alud. A través de un estudio dendrocronológico de los anillos de crecimiento, se puede averiguar de una forma más precisa el periodo de retorno de un alud.

- Árboles con fustes curvados y retorcidos originados por el impacto de un alud y por el intento del propio árbol, de recuperar la posición que le permita obtener un mayor aprovechamiento del sol.



Figura 4.26.- Fustes de *Pinus Uncinata* partidos por el impacto de un alud en la vertiente del Salvaguardia. Se observa que el sentido de la caída de los troncos, coincide con el sentido de descenso del alud (Foto: J. A. Ballesteros, 2006).

Limitación del uso del criterio de la vegetación

Las siguientes limitaciones deben estar muy presentes cuando se utilice este criterio para delimitar las zonas probables de aludes, debido a que pueden llevar en algunos casos a confusión (Furdada, 1996).

En la observación del paisaje se tendrá en cuenta la existencia de incendios y de aprovechamientos forestales puesto que es posible que estos produzcan grandes huecos en la vegetación y por lo tanto una zonación vertical no atribuible a la actividad de un alud.

En la observación más detallada, la confusión se puede deber a una acumulación de troncos causado por la existencia de un aprovechamiento forestal, una curvatura y deformación de las ramas y troncos de los árboles situados en laderas donde la pendiente no es suficiente para el desencadenamiento de aludes, debido al movimiento lento del manto o incluso señales de impacto sobre los troncos originado por la caída de bloques situados en un nivel superior.

CRITERIOS INDIRECTOS O FACTORES EXTRÍNSECOS

Como criterios indirectos se incluyen aquellos factores que influyen en las características físico-mecánicas del manto nivoso y por lo tanto en el desencadenamiento de aludes.

Orientación de la vertiente respecto al sol

Como se comentó anteriormente, la incidencia de los rayos solares sobre el manto nivoso, hace que en este se produzca un tipo u otro de metamorfismo cambiando las características de la nieve y por tanto condicionando la estabilidad del manto nivoso. Además, hay que resaltar que materiales como las rocas, captan enseguida la radiación solar, favoreciendo la existencia de un gradiente de temperaturas en su cercanía que puede producir debilidad en los alrededores (Furdada, 1996).

- Vertientes con orientación sur y suroeste: en nuestras latitudes, las vertientes con esta orientación son las que reciben mayor radiación solar, provocando en ellas metamorfismos de isoterminia o gradiente débil durante el invierno, que tenderá a la estabilización del manto y, metamorfismos de nieve húmeda durante la primavera, que desequilibrarán el manto nivoso. Este hecho, facilita el desencadenamiento de aludes de nieve húmeda con relativa frecuencia. Este tipo de aludes, en la mayoría de los casos, circulan por

canales bien definidos, siendo importantes los criterios morfológicos del terreno para la delimitación de su trayectoria.

- Vertientes con orientación norte y noreste: las vertientes con estas orientaciones reciben poca radiación solar durante prácticamente todo el año. La nieve reciente, se transformará con más lentitud por medio de metamorfismos de gradiente medio y fuerte propios de nieve seca, provocando la inestabilidad del manto nivoso, favorecida por la formación de escarcha de superficie. Este hecho, facilita el desencadenamiento de aludes de nieve polvo (aerosol), que normalmente siguen una trayectoria rectilínea. En estos casos, es imprescindible la utilización primordial de los criterios de vegetación para una cartografía precisa de los límites del alud.

La influencia de la orientación de las vertientes respecto a la incidencia de los rayos solares, no siempre es válida. Normalmente en invierno, las nubes suelen mantener el sol oculto durante mucho tiempo, impidiendo que la radiación llegue de forma directa al manto nivoso. En este caso, son las condiciones de temperatura de la masa de aire en la que se producen las nevadas, las que condicionan sustancialmente el tipo de alud que se puede desencadenar.

Orientación de las vertientes respecto a la dirección del viento

Como se ha explicado en el apartado 1.3.2, el viento es capaz de erosionar y transportar la nieve de la superficie, favoreciendo la homogeneidad del manto sobre pendientes irregulares, la formación de cornisas, y la sobre acumulación de nieve en las vertientes de sotavento susceptibles al desencadenamiento de aludes.

La dirección de los vientos locales provoca que la erosión, el transporte y la sedimentación de los cristales de nieve, tenga lugar en un determinado lugar, influyendo considerablemente en la estabilidad local del manto nivoso. Estos vientos locales son el resultado de la orientación de los valles y de su canalización, estando influenciados por los vientos dominantes.

Tanto la vegetación como la morfología del terreno nos pueden servir para reconocer las direcciones predominantes de los vientos locales, y como consecuencia poder determinar las zonas de salida de los aludes (Furdada, 1996).

- Vegetación: los árboles que continuamente están sometidos a la acción del viento dominante, presentan un porte característico en el que todas las ramas se torsionan para orientarse en la misma dirección del viento y así ofrecer la mínima resistencia posible. A estos árboles se les denomina árboles de bandera y presentan madera de reacción, útil para la caracterización de aludes por métodos dendrocronológicos (Furdada, 1996).

Otro indicio claro, es la presencia de asociaciones vegetales características, adaptadas a la acción del viento. En las zonas más expuestas, donde no pueden arraigar las especies arbóreas, crecen otras especies como la *Loiseleria procumbens* o la *Salicetea herbaceae* (Rivas-Martínez, 1969).

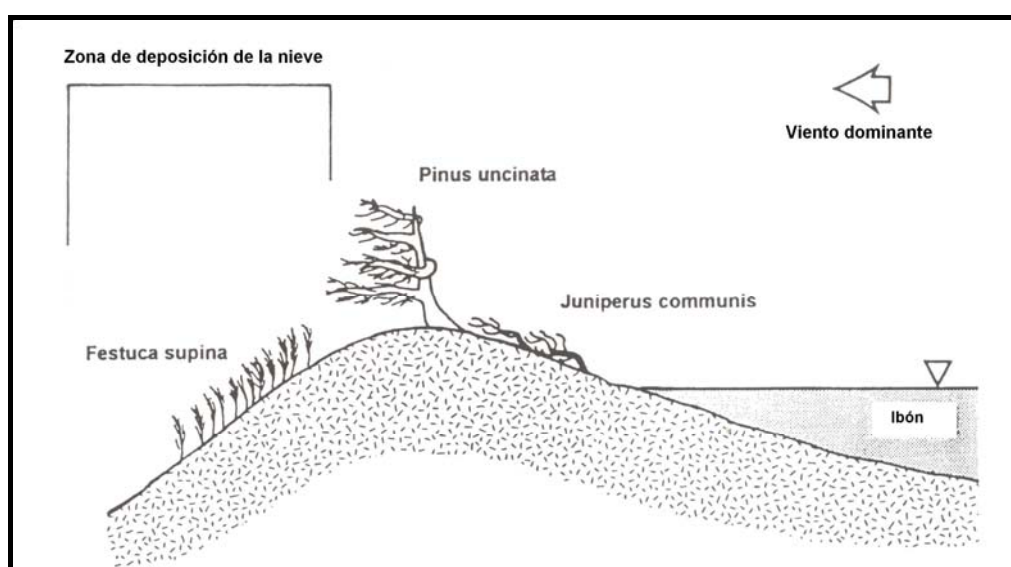


Figura 4.27.- Esquema de la vegetación afectada por los flujos de viento locales (Furdada, 1996)

- Morfología del terreno: las superficies de pulimentación glaciár aportan gran cantidad de nieve que es arrastrada por el viento hacia laderas de sotavento (Furdada, 1996), donde es depositada formando un manto regular, enmascarando la verdadera morfología del terreno y por lo tanto las características que le convierten en un lugar potencial de desencadenamiento de aludes. Este hecho hace que sea imprescindible la observación estival del terreno, bien mediante fotos aéreas realizadas en verano u otoño, bien por observación directa. Además la morfología de las crestas y valles obliga al viento a adaptarse aumentando o disminuyendo su velocidad, provocando la erosión de granos de nieve en laderas de barlovento y su acumulación en sotavento.

OTROS CRITERIOS

La observación, sobre el terreno directamente, o mediante fotointerpretación, de obras de defensa permanente de aludes, no es ni más ni menos que la confirmación de su existencia. La construcción de estas obras nos corrobora la presencia de aludes recurrentes que pueden afectar a una infraestructura determinada, como por ejemplo torres eléctricas, carreteras y otras infraestructuras. A continuación, se hace referencia a las distintas obras de defensa que nos podemos encontrar tanto en la zona de salida como en la zona de llegada o trayectoria de un alud, con el fin de identificarlas (Furdada, 1996).

- Obras de defensa en la zona de salida:

Dentro de las obras de defensa permanente, las situadas en las zonas de salida tienen como objetivo evitar el mecanismo de desencadenamiento de los aludes, mediante la fijación del manto nivoso, la transformación de dicho manto y la modificación de la rugosidad del terreno. Para la fijación del manto se utilizan redes, rastrillos y parrillas. En lo que se refiere a la modificación del manto, se realizan obras que permitan controlar la dirección del viento local. Por último, para la modificación de la rugosidad, se realizan terrazas, drenajes, rastrillos, parrillas, redes y repoblaciones.

- Obras de defensa en la zona de llegada y en la trayectoria:

Estas obras tienen como finalidad disminuir los efectos devastadores de un alud una vez desencadenado, mediante la desviación del flujo de nieve, su frenado y detención, y la adaptación y refuerzos en las construcciones. La desviación del alud se puede conseguir mediante diques, galerías, viseras, trampolines y cuñas; el frenado, mediante montones de tierra, cuñas y diques vacíos y la detención mediante muros.



Figura 4.28.- Obra de defensa constituida por una visera en la zona de alud conocida como la Canal Roya, carretera de acceso al Hospital de Benasque (Foto: J.A. Ballesteros, 2006).

RESUMEN DE LOS CRITERIOS DE IDENTIFICACIÓN DE ZONAS PROBABLES DE ALUDES

Zona de salida

CRITERIOS DIRECTOS:	CRITERIOS INDIRECTOS:	OTROS CRITERIOS:
<p>Altitud: 1700 m (isoterma de los 0° C)</p> <p>Pendiente: 28-65°. Por encima de estos valores se producen frecuentes purgas de nieve sin cohesión.</p> <p>Rugosidad del terreno:</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ <u>Factores que la hacen aumentar:</u> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Litología: alternancia de materiales poco y muy resistentes. ▪ Litologías graníticas: dificultad de meteorización, y por lo tanto, de crear suelo edáfico para que se instalen vegetales. ▪ Vegetación: Existencia de prados alpinos objeto de aprovechamiento piscícola. Relacionado con lo anterior. ○ <u>Factores que la hacen disminuir:</u> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Litologías esquistosas o pizarrosas: mejor meteorización, favoreciendo el desarrollo del suelo edáfico y la instalación de vegetales. ▪ Existencia de zonas rocosas pulimentadas por la acción glaciar. <p>Morfología:</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ <u>Perfil longitudinal:</u> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Perfiles convexos: favorecen la ruptura del manto por las tensiones de tracción generadas en su interior. ▪ Perfiles cóncavos: tienden a estabilizar el manto. ○ <u>Morfología global:</u> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Vertientes abiertas: se pueden generar pequeños o grandes aludes de límites indeterminados. Necesario estudio de la zona de llegada. ▪ Pequeñas cuencas: se producen pequeños aludes de límites determinados. ▪ Palas o cuencas: se pueden producir aludes grandes de límites determinados. <p>Vegetación (Observación del paisaje):</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ <u>Destrucción de la cubierta vegetal.</u> ○ <u>Amplias zonas ocupadas por especies colonizadoras en el siguiente orden:</u> <i>Vaccinium myrtillus</i>, <i>Sorbus aucuparia</i>, <i>Corylus avellana</i>, <i>Betula pendula</i>. 	<p><u>Orientación de las laderas respecto a la posición del Sol:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ○ Laderas con orientación Sur y Este: Aludes de nieve húmeda, generalmente en primavera. ○ Laderas de orientación Norte y Oeste: Aludes de nieve sin cohesión y en invierno. <p><u>Orientación de las laderas respecto al viento:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ○ Morfología: localización de laderas de sotavento y barlovento teniendo en cuenta la dirección viento dominante y supuestas canalizaciones ○ Determina la sobre acumulación de nieve en laderas de sotavento, formando las temidas placas de viento ○ Formación de cornisas, causantes de posibles desencadenamiento de aludes 	<p>• <u>Obras de defensa:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ○ Obras que permiten controlar la dirección del viento local. ○ Obras que modifican la rugosidad del terreno, como terrazas, drenajes, repoblaciones, rastrillos, parrillas, redes...

Zona de trayecto

CRITERIOS DIRECTOS:	CRITERIOS INDIRECTOS:	OTROS CRITERIOS
<p>Altitud: no influye.</p> <p>Pendiente: variable.</p> <p>Rugosidad del terreno:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Factores que hacen aumentar la rugosidad: <ul style="list-style-type: none"> ○ Disposición de capas opuestas a la pendiente. ○ Existencia de depósitos glaciares como los cordones morrénicos. ○ Existencia de una cubierta vegetal densa y arbórea • Factores que hacen disminuir la rugosidad: <ul style="list-style-type: none"> ○ Existencia de una cubierta vegetal rala. <p>Morfología global:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Aludes pequeños: existencia de canales, corredores o vertientes más o menos abiertas. • Aludes grandes: grandes canales y vertientes muy abiertas. <p>Vegetación:</p> <p>Zona ocupada por especies colonizadoras, cubierta vegetal rala, indicios en los árboles de ramas y troncos rotos, presencia de árboles protegidos con ramas o copa rotas sospechosamente, ramas orientadas → aludes pequeños muy recurrentes, señales de impacto, ...</p>	<p>Orientación de laderas respecto a la posición del sol.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Orientación sur: el tipo de alud, hace imprescindible estudiar la morfología del terreno, para delimitar su trayecto. • Orientación Norte: los aludes producidos en estas vertientes suelen descender en línea recta. <p>• Orientación de las laderas respecto al viento: existencia de árboles bandera.</p>	<p>Obras de defensa:</p> <p>Existencia de obras de defensa como los diques vacíos, viseras sobre tramos de carreteras, cuñas</p>

Zona de llegada

CRITERIOS DIRECTOS:	CRITERIOS INDIRECTOS:	OTROS CRITERIOS
<p>Altitud: no influye</p> <p>Pendiente: menor de 15° (los grandes aludes no están limitados longitudinalmente)</p> <p>Rugosidad del terreno:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Factores que aumentan la rugosidad del terreno: <ul style="list-style-type: none"> ○ Disposición de capas litológicas opuestas a la pendiente ○ Depósitos morrénicos transversales ○ Cubierta vegetal densa y arbórea. • Factores que disminuyen la rugosidad del terreno: <ul style="list-style-type: none"> ○ Cubierta vegetal rala <p>Morfología: Vertiente abierta y en el fondo circo o cubeta ocupada por un ibón Cono de deyección formado por derrubios Perfil de vertiente Ritchey en la zona de llegada (acumulación de derrubios)</p> <p>Vegetación:</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ acumulación de troncos, ramas apiladas en dirección del alud. ○ Señales de impacto. ○ Árboles curvados ○ Zona ocupada por especies colonizadoras. 	<p>Mismos criterios que para la zona de trayecto.</p>	<p>Obras de defensa: Montones de tierra, cuñas, diques, dientes, muros</p>

Estas tablas se basan en los criterios desarrollados por G. Furdada (1996).

4.3.- LA ZONA ESTUDIADA

El área estudiada se localiza en la parte más oriental del Parque Natural Posets-Maladeta. Incluye gran parte del macizo montañoso de la Maladeta y los valles glaciares circundantes del alto Ésera y del Vallibierna, la vertiente española de los macizos fronterizos situados en la parte más septentrional, y parte de los valles afluentes de Literola y de Remuñe. También se ha considerado incluir en la zona de estudio, parte del valle del río Ésera ya que, a pesar de no estar dentro de los límites del Parque Natural Posets-Maladeta, sí puede verse afectada por aludes desencadenados en cotas superiores de las vertientes sí pertenecientes a dicho Parque Natural.

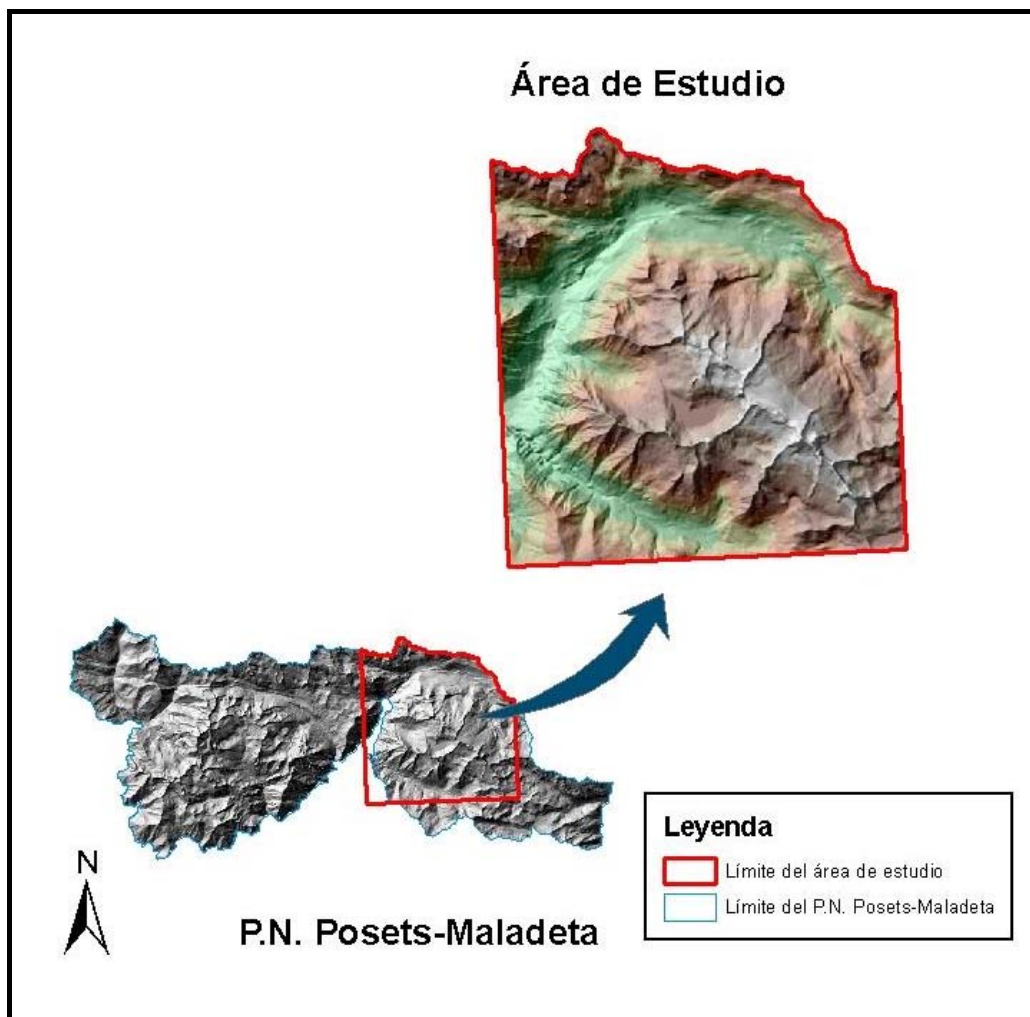


Figura 4.29.- Localización de la zona de estudio

La elección de éste área de estudio, responde a los siguientes factores:

En primer lugar, hay que señalar que dentro del área de estudio, se encuentran ubicadas dos importantes infraestructuras turísticas, por un lado los Baños de Benasque, situados a la izquierda del cauce del río Ésera y por otro lado, el Hospital de Benasque, situado en el valle de Benasque al fondo del torrente Gorgutes y al pie del pico Tuqueta Blanca de Paderna. Esta última infraestructura, forma parte de la estación de esquí de fondo Llanos del Hospital que cuenta con un total de 30 Km. de pistas y ocupa parte del fondo del valle glaciar.

La carretera que da acceso a estas instalaciones es especialmente vulnerable a la acción de los aludes y al desprendimiento de derrubios, de tal manera que todos los inviernos la administración competente, decide cortar el tráfico por riesgo de aludes. Prueba de ello son las obras de defensa pasiva contra aludes construidas sobre ellas.

Se estima que cada año visitan las pistas de esquí nórdico aproximadamente 16.000 personas, cifra que ha aumentado en los últimos dos años en un 15%; pero resulta aún mayor el número de personas que llega en coche hasta el aparcamiento del Hospital de Benasque para practicar actividades invernales a esta zona.

Los datos registrados en la oficina de turismo de Benasque, indican el gran número de personas que se desplazan hasta la zona desde distintos lugares de territorio español y desde el extranjero, atraídos por la belleza de sus paisajes y por la amplia oferta turística que ofrece la zona. El desplazamiento de una gran parte de estas personas se realiza por medio de coches particulares aumentando el posible tráfico de las carreteras y pistas más vulnerables. Un hecho que evidencia el gran número de personas que se desplazan hasta esta zona para realizar deportes de montaña, es la existencia de cuatro refugios de montaña, dos de ellos guardados durante todo el año: el refugio de plan d'Estos y refugio de la Renclusa, situados en la vertiente norte del macizo de la Maladeta, y el refugio de Quillón y refugio de Coronas, situados en el valle de Vallibierna.

El siguiente cuadro resumen que se adjunta, nos indica las personas que han visitado la oficina de turismo de Benasque situada en la misma localidad, durante el año 2005. Estos datos sirven como primera aproximación para dar una idea del número de personas que puedan estar en una situación de riesgo en un momento dado durante la época invernal.

Mes	Nº de visitantes	Alojamiento en refugios, albergues, camping o libre (%)	Desplazamiento vehículos propios (%)	Actividad a realizar		
				Esquí (%)	Excursiones (%)	Act. Aventura (%)
Enero	1485	17	71	16	18	10
Febrero	1240	13	70	11	25	4
Marzo	3631	16	74	5	25	15
Abril	1082	26	70	-	32	12
Mayo	1370	15	70	-	41	6
Junio	4689	26	71	-	13	-
Julio	5980	28	63	-	34	6
Agosto	18386	44	72	-	50	6
Septiembre	2596	24	75	-	53	12
Octubre	1319	28	80	-	36	12
Noviembre	485	22	60	-	40	-
Diciembre	3035	14	95	5	30	6

Figura 4.30.- Datos suministrados por la Oficina de Turismo de Benasque para el año 2005 (Ballesteros, 2006).

A continuación se describen algunas características del medio físico de este sector del Parque Posets-Maladeta.

GEOLOGÍA

Caracterizada por la presencia de un batolito granítico y materiales provenientes del Paleozoico superior. Predominan el granito porfiroide y las pizarras con potentes tramos calcáreos.

El Paleozoico consiste en:

- *Silurico*: Pizarras ampelititas
- *Devonico inferior*: Alternancia de calizas y pizarras, calizas “Dalle” y pizarras, FM Fonchanina.
- *Devonico medio*: Calizas varscicolores y pizarras con microritmos arenosos.
- *Carbonífero inferior*: Calizas y grauvacas y pizarras grises.

Por lo general, las formaciones de pizarras, pizarras y grauvacas y pizarras y areniscas, se caracterizan por dar un regolito impermeable y favorecer la escorrentía superficial, constituyéndose laderas con pendientes muy variables marcada por una concavidad basal, asociados a la dinámica torrencial. En el caso de las calizas, estas presentan permeabilidad a favor de fractura, dando laderas de relieves variables con presencia de fuertes taludes.

El Cuaternario está formado por:

- Derrubios de laderas: Depósitos de cantos angulosos, bloques y arenas, dando pendientes de 20 ° a 35 °. Son materiales permeables con altos niveles de infiltración.
- Depósitos morrénicos: Materiales heterogéneos constituidos por una mezcla de grandes bloques, bolos, gravas, arenas, limos y arcillas. Tienen una distribución errática de carácter permeable a semipermeable. Dan pendientes que varían de 0 ° a 45 °.
- Los depósitos aluviales son depósitos de acarreo esparcidos por el fondo llano de los valles por los cauces actuales.

Es importante señalar que todos estos materiales presentan un comportamiento parecido, de tal manera que presentan inestabilidad de talud a partir de los 25°.

CLIMA

En el estudio climatológico de la zona de estudio, se ha contado con los datos facilitados por el Instituto Nacional de Meteorología de la estación meteorológica de Estos.

Situación de la estación meteorológica:

Longitud: 00°28'53''E

Latitud: 42°40'31''

UTM (huso 30):

X: 785280

Y: 4730719

Altitud: 1890 m

Indicativo: 9837E

Periodo de recogida de datos: años 1994, 1995, 1996, 1997, 1998.

Datos climatológicos

Para llevar a cabo la caracterización climática básica, se han recogido los siguientes datos para el período disponible (desde el año 1994 hasta el 1998):

P.- Precipitación mensual media en mm.

T.- Temperaturas medias mensuales en ° C

TM.- Temperaturas Medias de las máximas mensuales en ° C

tm.- Temperaturas Medias de las mínimas mensuales en ° C

MA.- Temperaturas Máximas absolutas mensuales en ° C

ma.- Temperaturas Mínimas absolutas mensuales en ° C

Este conjunto de datos permitirán elaborar un cuadro resumen que defina la situación atmosférica del observatorio y que sirva de base para la caracterización climática del área de estudio.

En el caso de las variables meteorológicas relativas a valores medios (T, TM y tm) y totales mensuales (P), se determinan los valores característicos mes a mes, obteniendo el valor

promedio en el periodo de tiempo considerado. Las variables absolutas (MA y ma) no tienen ese tratamiento. El valor característico del año ideal será, para cada mes, el valor extremo (máximo o mínimo) de entre los observados en el período establecido.

	P	T	TM	tm	MA	ma
ENERO	82,2	-0,2	2,9	-3,2	9,2	-8,9
FEBRERO	54,3	1,4	5,0	-2,3	18,1	-9,1
MARZO	18,5	4,1	8,5	-0,3	14,2	-6
ABRIL	74,7	3,7	7,8	-0,4	15,3	-8
MAYO	173,1	7,4	11,4	3,2	19,4	-3,5
JUNIO	65,9	11,3	15,6	6,9	21,9	-1
JULIO	91,6	15,1	19,6	10,6	25,1	4,3
AGOSTO	135,8	14,7	18,9	13,4	23,9	4,7
SEPTIEMBRE	136,3	9,8	13,7	5,9	19,9	0,2
OCTUBRE	71,2	8,1	11,5	4,7	18	-0,8
NOVIEMBRE	126,5	3,6	6,7	0,5	14,4	-6,4
DICIEMBRE	137,2	0,8	3,6	-1,9	9,3	-9,9

Figura 4.31.- Tabla resumen de los datos climatológicos obtenidos en la estación meteorológica de Estos

A partir de los datos obtenidos se puede caracterizar el régimen térmico y pluviométrico de la zona de estudio.

Régimen térmico:

Mes más calido:	Julio con 15,1° C
Mes más frío:	Enero -0,2 ° C
Temperatura media de las máximas del mes mas frío:	- 3,2 ° C
Temperaturas medias de las máximas del mes más calido:	19,6
Máxima absoluta del periodo de observación:	25,1
Mínima absoluta del periodo de observación:	-9,9
Meses de helada probable (tm>0°C pero con ma<0°C):	Mayo-Junio
Meses de helada segura (tm<0°C):	Dic-Ene-Feb-Marz-Abr
Isoterma de los 0° C:	1700 m

Régimen pluviométrico:

Precipitación media anual:	1168,9 mm
Mes más lluvioso:	Mayo con 173,1 mm
Precipitación en invierno(Ene, Feb y Mar)	155.6 mm (13,3 % P.T)
Precipitación en primavera (Abr, May, Jun)	313,7 mm (26,8 % P.T)
Precipitación en verano (Jul, Ago, Sep)	363,7 mm (31,1 % P.T)
Precipitación en Otoño (Oct, Nov, Dic)	335,9 mm (28,7 % P.T)
Dirección del viento predominante:	Norte- noroeste, chocando con la barrera que supone el macizo de las Maladetas, provocando las precipitaciones.

A la vista de estos datos, y teniendo en cuenta la serie meteorológicas de la estación de Benasque Vivero descrita en el artículo “El Clima del Valle de Benasque. Estación de Esquí de Cerler” (www.climaynievepirineos.com), se pueden sacar dos conclusiones: la primera conclusión, proviene de la simple observación de los datos suministrados por el INM carentes de una cierta coherencia, ya que faltan mediciones en algunos meses; además la serie es bastante corta y la estación está en situación sur, lo que vicia, también, los resultados de las temperaturas registradas. Por otra parte, hay que señalar que, a diferencia (tal y como se verá mas adelante) de los Llanos del Hospital, el valle de Estos está muy poco influenciado por las nortadas (precipitaciones fuertes en forma de nieve con borrascas de orientación norte) quedándose gran parte de las precipitaciones en la cara norte del Perdiguero y en Llitarola. Dicho esto, parece lógico pensar que los datos suministrados por el INM de la estación meteorológica del refugio de Estos, no son del todo válidos para describir climatológicamente la zona de estudio, pero sí que nos permiten hacernos una idea del tipo de clima que nos encontramos en la zona, suficiente para encuadrar la zona de estudio.

A continuación se darán los datos suministrados por la estación meteorológica de Benasque “el Vivero” durante el periodo 1904-1977, son los siguientes (www.climaynievepirineos.com):

Precipitaciones medias mensuales (mm):

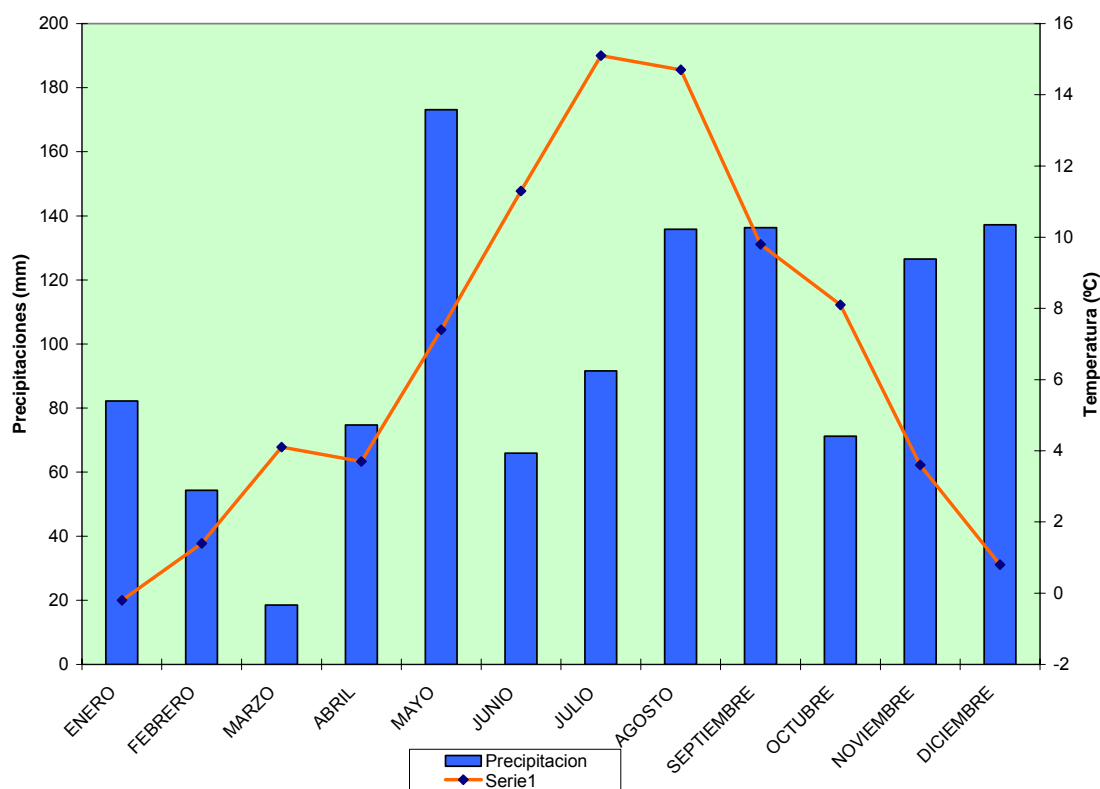
E	F	M	A	M	JN	JL	AG	S	O	N	D	TOTAL
73,9	78,2	98,5	91,2	136,5	110,7	85,2	95,2	113,9	112,8	121,0	101,1	1221,2

Temperaturas medias mensuales (°C):

E	F	M	A	M	JN	JL	AG	S	O	N	D	TOTAL
1,4	2,7	5,5	8,1	11,6	15,1	18,2	17,6	14,7	10,1	5,8	2,6	9,4

Climodiagrama

El siguiente climodiagrama, se ha elaborado a partir de los datos de la estación meteorológica de Estós, facilitados por el I.N.M.



Innivación

Las precipitaciones en forma de nieve son muy frecuentes en el Alto Aragón y suelen corresponder a masas de aire húmedo que alcanzan la zona pirenaica después que lo hayan

hecho las masas de aire frío subpolar. Esta circunstancia es frecuente a finales de otoño, principios de invierno y principios de primavera, más o menos unos seis meses al año, por lo que la acumulación de la nieve produce espesores considerables de manto y consecuentemente un gran riesgo de aludes.

El Instituto Nacional de Meteorología ha venido recogiendo anualmente los datos suministrados por las estaciones nivometeorológicas del Pirineo Aragonés, estos datos permiten estimar la estabilidad del manto de nieve y sus características por medio de sondeos nivometeorológicos consistentes en : Sondeo por golpeo (permite obtener información de la resistencia de las distintas capas del manto); Perfil de temperaturas (Permite conocer la distribución de las temperaturas desde la base del manto); Perfil estratigráfico (Permite conocer las características de los distintos estratos del manto de nieve).

A continuación, se muestra los resultados para la campaña 2004-2005 obtenidos en la estación nivometeorológica de *Estós* cuyos datos se han reflejado anteriormente.

Por otra parte, atendiendo a los datos facilitados por la estación meteorológica de Benasque, se puede obtener el número de días de precipitación en forma de nieve (media de los meses de la serie 94-98):

Noviembre: 5 días

Diciembre: 10 días

Enero: 9 días

Febrero: 9 días

Marzo: 3 días

Abril: 4 días

Estos son los meses, en los que se producen mayores precipitaciones en forma de nieve; no obstante, esta puede producirse en otras épocas, sobre todo en Septiembre y Octubre.

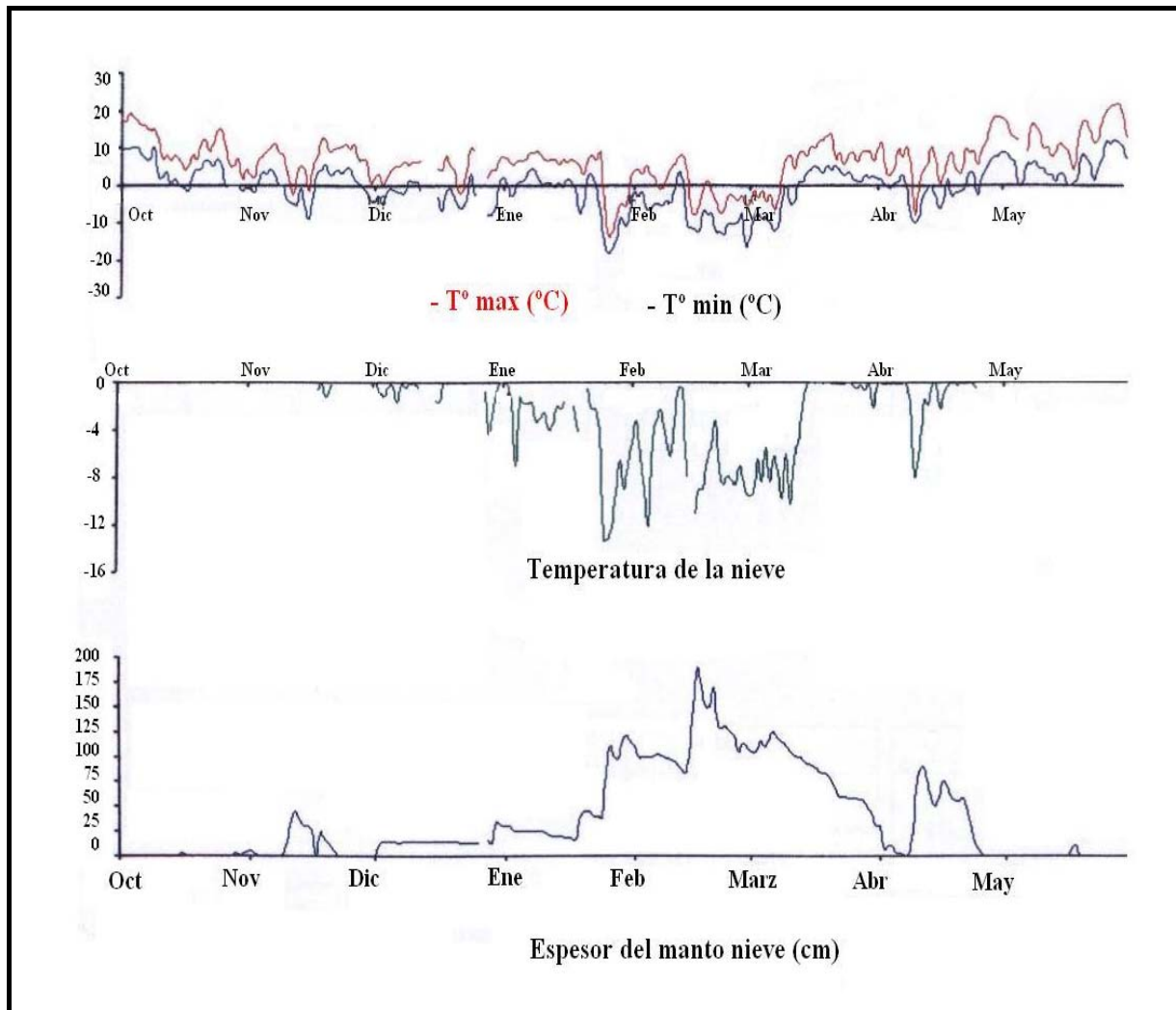


Figura 4.32.- Gráfico de temperaturas y espesores de nieve, en la estación nivometeorológica del refugio de Estós. INM.

Las primeras nevadas que se producen en Septiembre, lo hacen en cotas muy altas y tienen gran importancia porque enfrían el suelo y lo preparan para que las siguientes precipitaciones en forma de nieve se asienten bien y tengan mayor duración.

Desde noviembre hasta mediados de enero, las nevadas se producen con normalidad. A partir de entonces comienza un período seco que puede durar hasta el mes de febrero, por lo que la nieve presente es la acumulada anteriormente. De los datos obtenidos de la estación nivometeorológica de Estos, se puede ver que los mayores espesores de nieve se obtienen a finales de Febrero con picos de hasta 200 cm.

El fenómeno de fusión comienza en el mes de marzo en las zonas más bajas y en abril para las cotas de mayor altura, aunque en estas zonas puede aguantar hasta el mes de junio y es cuando los pastos de altura quedan a disposición de la cabaña ganadera. La velocidad de fusión es mayor en las exposiciones este y sureste.

Precisamente es desde mediados de enero hasta finales de febrero cuando la nieve permanece a temperaturas inferiores a 0° C; sin embargo, se observa grandes oscilaciones térmicas dentro del manto nivoso a principios de febrero favoreciendo los procesos de metamorfismo de la nieve y provocando una mayor inestabilidad.

Dirección del viento

El conocimiento de la dirección del viento predominante en la zona de estudio, es fundamental para el reconocimiento de zonas probables de aludes, tal y como se explica en el apartado 3.3.2.2.

En el presente apartado, se analiza las situaciones atmosféricas registradas por el I.N.M durante las *Actividades Nivometeorológicas 2004-2005*, con el fin de obtener el flujo de viento predominante sobre los Pirineos.

Es preciso recordar, que esta dirección sufre continuos cambios en función de la topografía (ver ap. 3.1.3.2), que será tomada en cuenta para la realización de la cartografía y para la redacción de las fichas-inventarios de cada zona de alud cartografiada.

Con estos datos, y con los datos suministrados por en grafico de la evolución del espesor de nieve, se puede saber que: durante las primeras nevadas, en el mes de Noviembre, la dirección global del viento es de componente norte; a principios de Diciembre, coincidiendo con una aumento del manto nivoso, la dirección del viento es de componente sureste; y a partir de entonces y hasta Mayo, se observa direcciones de viento con una componente norte muy marcada y coincidiendo con las mayores precipitaciones en forma de nieve; en Mayo, en plena fusión del manto nivoso, se registra una componente del viento sureste.

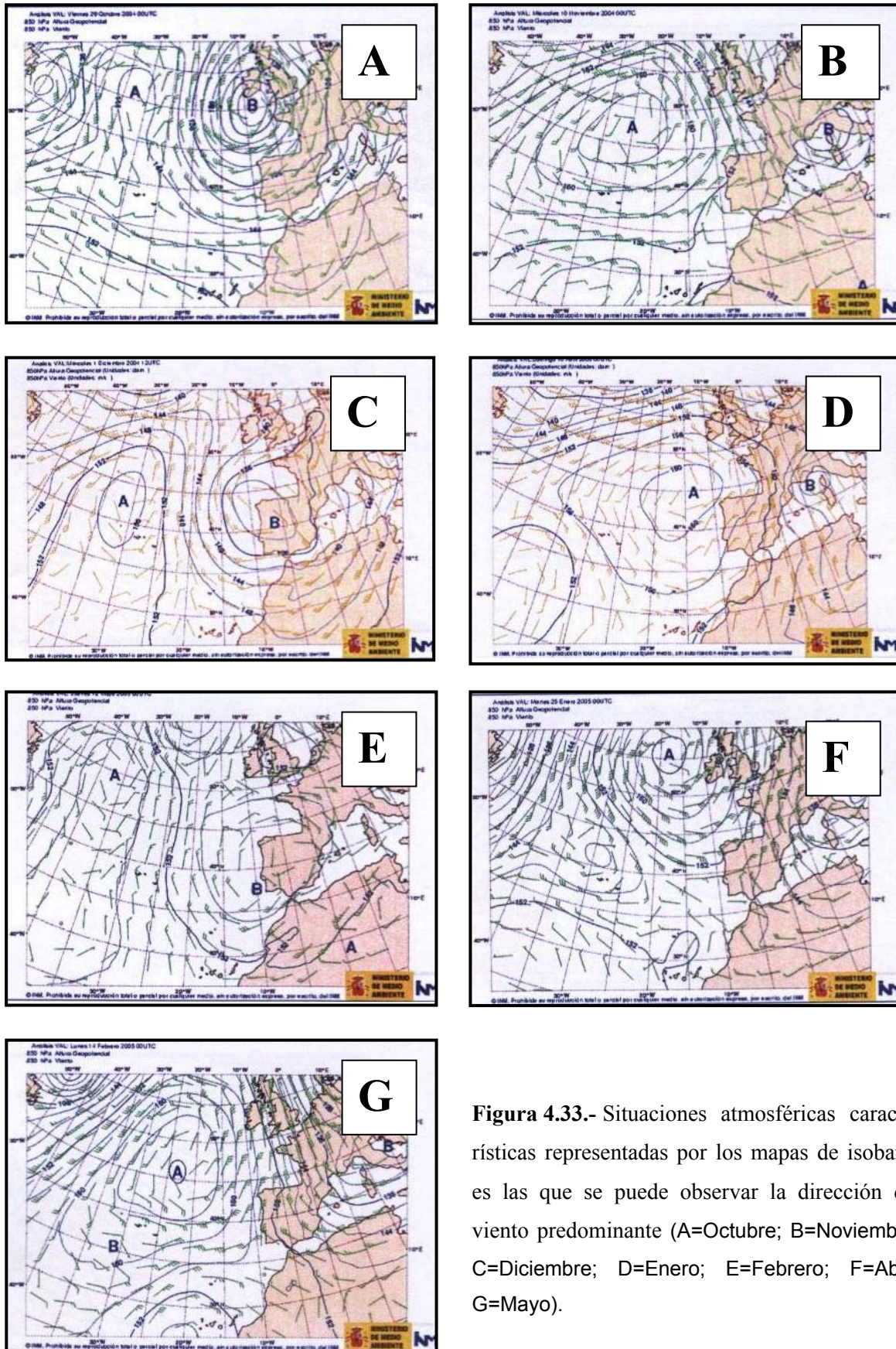


Figura 4.33.- Situaciones atmosféricas características representadas por los mapas de isobaras es las que se puede observar la dirección del viento predominante (A=Octubre; B=Noviembre; C=Diciembre; D=Enero; E=Febrero; F=Abril; G=Mayo).

En cuanto a la intensidad de los vientos registrados en la campaña 2004-2005, hay que resaltar que en los únicos meses dónde no se registraron ventiscas, fueron precisamente los meses en los que la dirección del viento es sureste, Diciembre y Mayo. (La intensidad de los vientos, es una ponderación de la registrada por cada una de las estaciones Nivometeorológicas del Pirineo Aragonés).

Dicho esto, se puede decir que en la mayoría de los casos en los que se producen precipitaciones en forma de nieve en el Pirineo, vienen acompañados de viento con componente Norte, nortadas o vientos del puerto, y de intensidad fuerte.

VEGETACIÓN

La vegetación es uno de los criterios fundamentales en la determinación de los caminos recorridos por los aludes, por ello se hace necesario realizar un estudio descriptivo de la vegetación en el área de estudio.

La vegetación de la cordillera pirenaica está influenciada fuertemente por la existencia de disimetrías longitudinales y transversales debido a gradiente altitudinal de temperatura y la desigual penetración de los climas oceánicos y mediterráneo en ambas vertientes.

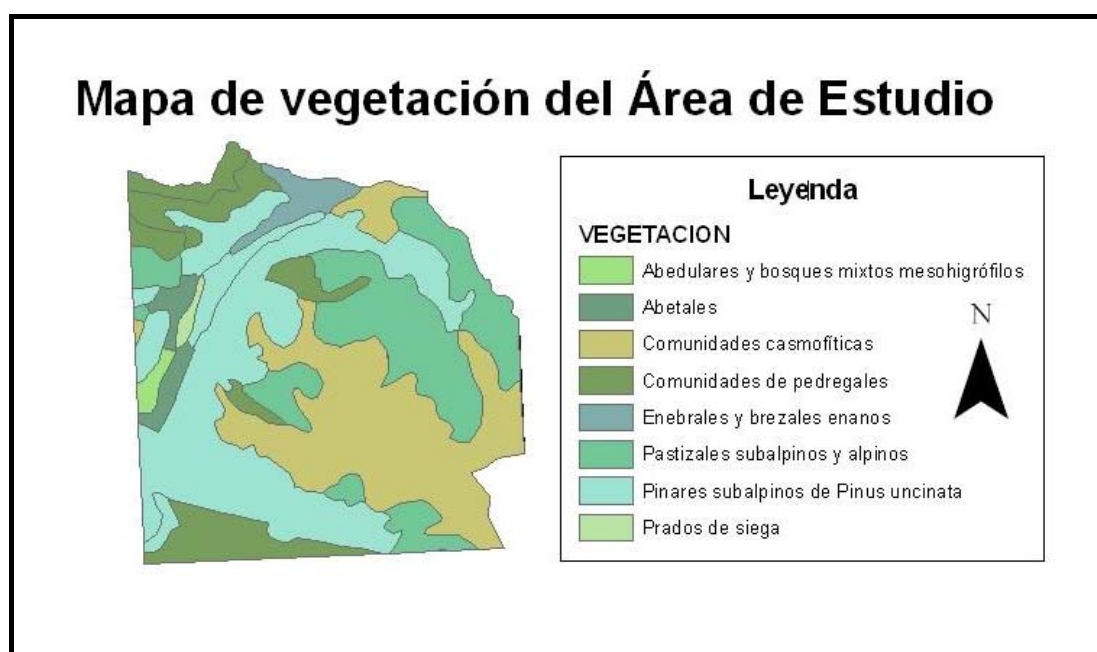


Figura 4.34.- Mapa de vegetación

Observando el mapa de vegetación del área de estudio, podemos apreciar que la vegetación responde a las características del piso bioclimático eurosiberiano, en el que se podría entre el piso montano, subalpino y alpino; aunque debido a la altitud predominante en el área de estudio, mayor a 1500 m, el piso montano no aparece reflejado.

La zonación altitudinal de la vegetación en el área de estudio es la siguiente:

- Piso montano: franja que va desde los 800 a los 1800 m. La sequía estival es casi nula y los inviernos son bastantes fríos por lo que es un espacio bastante fresco y húmedo. Este es el dominio de los hayedos y abetos en las vertientes norte, mientras que en las vertientes sur crecen los pinos silvestres al resguardo de los vientos húmedos y de las nieves. Es el piso que, por sus características físicas presenta mayor biodiversidad, se sitúa entre la sequía de las partes más bajas y el frío intenso en cotas superiores. La serie de vegetación que representa esta zona es la 4b “ Abetales acidófilos montanos” Goodyero-Abietetum. El estrato arbóreo está constituido por *Abies alba* y el sotobosque muy irregular formado por *Buxus sempervirens*, *Lonicera nigra*, *Galium odoratum*, *Vaccinium myrtillus*, *Pyrola minor* entre otras.

Las etapas de sustitución de estos abetales, son los prebosques de especies mas heliófilas como los serbales (*Sorbus aucuparia*), avellanos (*Corylus avellana*). Otras especies como fresnos (*Fraxinus excelsior*), álamos temblones (*Populus tremula*), tilos (*Tilia platyphyllos*), arces (*Hacer platinoides*), olmos (*Ulmus glabra*) con zarzas (*Rosa sp.*) aparecen en las hondonadas de clima más fresco o en las riberas de los torrentes.

- Piso subalpino: de 1800 a 2400 m, el clima se hace más duro con la característica de que más de la mitad de las precipitaciones son en forma de nieve, con gran insolación y fuertes ventiscas. Esta representado por la serie 2a: "Serie subalpina pirenaica acidófila - esciófila del pino negro" (Rhododendro - Pineto uncinatae sigmatum).

El *Abies alba* puede acompañar en la parte mas baja al *Pinus uncinata*. Existen formaciones de ericáceas y brezales muy influenciadas por la litología (suelos ácidos y básicos respectivamente). El sotobosque se caracteriza por la presencia de *Rhododendron ferrugineum*, *Arctostaphylo uva-ursi*, *Vaccinium myrtillus*, *Juniperus communis* y especies como clavellinas (*Dianthus deltoides*), claveles silvestres, árnica, helechos y orquideas.

La destrucción de la masa arbórea por los aludes, el fuego, la tala o pastoreo, conduce a la extensión de leñosas como rododendros, arándanos, serbales (*Sorbus aucuparia*), abedules (*Betula pendula*), avellanos (*Corylus avellana*), así como los cervunales y pastizales semihigrófilos, en los que suelen ser comunes la *Festuca eskia* y *Carex sempervirens*.

- Piso alpino: va desde los 2400 a 2700 m. A estas alturas se dan unas condiciones extremas de temperatura que impiden el crecimiento de los árboles. Las pequeñas plantas adaptadas a este piso han de soportar estar tapadas por un manto de nieve durante un largo periodo de tiempo (aunque esta también puede actuar como capa protectora), grandes oscilaciones térmicas, vientos fuertes y una intensa radiación solar. Se caracteriza por presentar un prado alpino representado por la serie pastizal silicícola central de *Carex curvula* (1a) “Gentiano-Caricetum curvulae” en el que abundan especies del género *Carex sp.* y *Festuca sp.*, acompañadas de *Leontodon pyrenaicum*, *Primula integrifolia*, *Omalotheca supina*, *Luzula alpino-pilosa*, estas especies cubren la superficie del suelo de una manera más o menos continuada, apreciándose las formas almohadilladas de las especies de festucas o “siso” (*Festuca skia* y *Festuca gautieri*) dando una apariencia externa rala. Otras especies, que se pueden encontrar, son el lirio (*Iris xiphoides*), endémica del Pirineo Central, el albeazón (*Asphodelus albus*), o la árnica. También podemos encontrar en los pastos supraforestales de suelos ácidos especies como el arandino (*Vaccinium myrtillus*). Estos pastizales o “tascas” son un elemento fundamental dentro del ecosistema de la alta montaña alpina y se encuentran fuertemente modificados por los procesos de erosión natural tales como los aludes, escorrentías o desprendimientos; y la acción humana.

- Piso subnival o nival: por encima de los 2800 metros de altitud, nos encontramos con el piso nival, dónde solo unas pocas plantas localizadas en ambientes propicios consiguen sobrevivir. Corresponde a las zonas de altas cumbres cubiertas de roca y nieve, en el que se encuentra vegetación de forma muy esporádica y dispersa entre las fisuras y rellanos (comunidades de pedregales y casmofíticas). Entre las especies que nos podemos encontrar esta el musgo florido (*Silene acaulis*), que en realidad no es un musgo, el tomillo de montaña (*Thymus nervosus*) o el ranúnculo de los glaciares (*Ranunculus glaciales*). Es importante destacar la presencia de la especie saxifraga pubescens ya que crece expuesta a los vientos, por lo que nos puede dar información de flujos locales de vientos.

USOS DEL SUELO

El objeto del presente apartado es establecer y delimitar aquellas áreas que han sido objeto, o lo son en la actualidad, de aprovechamiento por parte del ganado “estibas”, ya que, como se ha visto en el apartado 3.3.1.4, éste guarda una cierta relación con el desencadenamiento de aludes en la zona de salida.

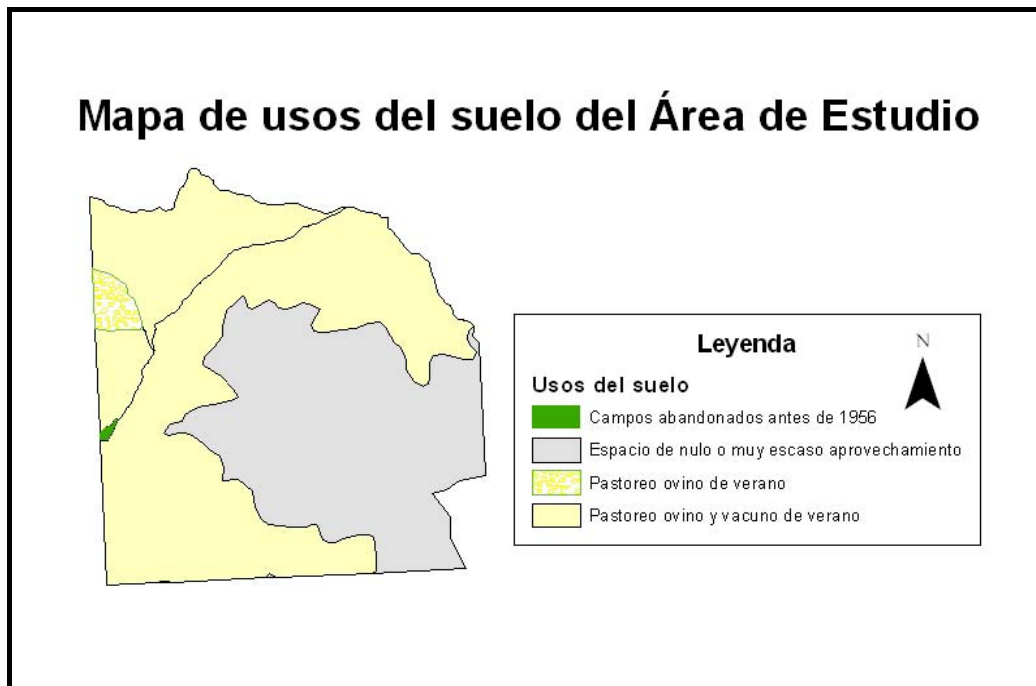


Figura 4.35.- Mapa de usos del suelo

Dentro del parque natural, existen importantes zonas de usos ganaderos por la cabaña lanar, vacuno o caballar. Algunas de las más importantes son las estibas de Orieles, Añes Cruces, Barbarisa, Sierra Negra, Estos o La Galera. Desde principios de julio hasta finales de septiembre, es habitual encontrar rebaños de vacas pastando en estas áreas, actualmente más habituales que el ganado ovino, afectadas por la recesión histórica de las cabañas de ovino trashumante.

En la zona de estudio se puede diferenciar cuatro zonas (mapa de usos del suelo); tres de ellas han sido objeto de algún tipo de aprovechamiento; mientras que la cuarta, coincidente con la parte más elevada (aprox. a partir de los 2300 m.) del macizo granítico de la Maladeta, ha tenido un aprovechamiento nulo o muy escaso.

A efectos prácticos, se pueden considerar como iguales el pastoreo ovino y el vacuno en verano, y también se puede despreciar el campo abandonado antes de 1956 ya que éste no se sitúa en ninguna zona de salida.

En las presumibles zonas de salida de aludes, situadas en terrenos con este tipo de aprovechamiento pascícola, se tendrá en cuenta la mayor rugosidad del terreno causada por la menor longitud de los pastos, impidiendo que se forme un buen plano de deslizamiento.

FAUNA

El presente apartado, no es relevante en el proceso de elaboración de la cartografía; no obstante, es interesante ubicar biotícamente la zona de estudio, más si cabe, después de hablar con algunas personas del valle de Benasque, quienes aseguran haber encontrado sarríos en las zonas de llegada de algunos aludes, de lo que se puede deducir, que la actividad de ciertas especies animales, son causa del desencadenamiento accidental de algunos aludes (apartado 3.2.2). Dicho esto, a continuación se adjunta un listado breve de las especies más características del Parque Natural Posets-Maladeta, facilitado por el centro de interpretación del Parque Natural, situado en la localidad de Benasque.

- Rebeco o Sarrío: “*Rupicapra rupicapra*”
- Urogallo o Gallo montesino: “*Tetras urogallus*”
- Topillos: “gen. *Pitymys*”
- Pito negro o Aiguadero negro: “*Dryocopus martius*”
- Perdiz nival: “*Lagopus mutus*”
- Marmota: “*Marmota marmota*”
- Lechuza de Tengmalm: “*Aegolius funereus*”
- Gorrion alpino: “*Montifringilla nivalis*”



Figura 4.36.- Ejemplar de Sarrío sobre las cumbres nevadas.

4.4.- METODOLOGÍA

La metodología que se presenta en este trabajo, se basa en la metodología desarrollada por el CEMAGREF en los años 70 y en el desarrollo de los Sistemas de Información Geográfica como herramienta informática útil, capaz de manejar datos georreferenciados, realizar análisis del terreno y facilitar la elaboración de cartografía temática.

En la elaboración de la cartografía de zonas probables de aludes se diferencian tres etapas:

- Fotointerpretación: determinación geomorfológica
- Reconocimiento de campo: determinación geomorfológica
- Encuestas personales: determinación por testigos

Estas tres etapas, comprenden la manera de reconocer, sobre el terreno, los criterios de identificación de zonas probables de aludes definidos es el punto 3.3 como corolario del estudio teórico de la nieve y del comportamiento de los aludes. Las dos primeras etapas se basan en la información geomorfológica y de la vegetación, mientras que en la tercera se basa en la información obtenida por testigos facilitando información de los eventos producidos y corroborando, en muchos casos, los criterios utilizados en las etapas anteriores.

Una vez recogida toda la información proveniente de las anteriores fuentes, ésta se refleja sobre la leyenda del mapa de la siguiente manera: de color naranja se representa los caminos

de aludes determinados por la información geomorfológico y de color morado, los caminos determinados por las encuestas personales.

Actualmente, con la aparición de los S.I.G es posible reducir el proceso de elaboración cartográfica y conseguir una mayor exactitud en el resultado, en un menor tiempo. Las herramientas S.I.G, permiten realizar la fotointerpretación y la digitalización de las zonas de aludes directamente sobre la pantalla de un ordenador, al permitir sobreponer las ortofotos del terreno sobre el modelo digital del terreno; y además, permiten añadir información muy valiosa como es el mapa topográfico de la zona de estudio, un mapa de pendientes y el mapa de orientaciones, mapa de curvaturas y de formas del terreno que ayudarán en el análisis de cada zona de alud reflejado el inventario que acompaña a esta cartografía, así como en el cálculo de la máxima zonas de llegada, tal y como se verá más adelante. Posteriormente a la fotointerpretación, se añade la información adquirida en la fase del reconocimiento de campo y de las encuestas personales. No obstante, a la vez que se realiza el proceso de digitalización sobre la pantalla del ordenador, es interesante usar el estereoscopio sobre fotos aéreas, para aumentar y contrastar la información adquirida.

El desarrollo metodológico se puede dividir en dos grandes apartados: por una parte, la adquisición, el tratamiento digital y el análisis del terreno mediante herramientas S.I.G; por otra parte, la elaboración, propiamente dicha, de la cartografía de zonas probables de aludes.

4.4.1.- ADQUISICIÓN, TRATAMIENTO DIGITAL Y ANÁLISIS DEL TERRENO MEDIANTE HERRAMIENTAS S.I.G.

OBTENCIÓN DEL MDT

El Modelo Digital del Terreno (MDT), se ha obtenido de la siguiente manera: con la herramienta 3D Analyst de ArcInfo se ha generado una superficie TIN (Triangulated Irregular Network) de la superficie del Parque Natural Posets-Maladeta. Este Tin, ha sido generado a partir de la capas en formato .dgn que representan las curvas de nivel (equidistancia de 5 m.), puntos de cota, la red fluvial, líneas divisorias... contenida en la serie cartográfica a escala 1:25000 del Instituto Geográfico Nacional.

Posteriormente este TIN ha sido convertido en una capa raster mediante la herramienta 3D Analyst de ArcInfo. Durante esta conversión, se obtuvo 2 MDT de la misma zona, pero de distinto tamaño: se obtuvo un MDT con tamaño de celda 25 x 25 m; y otro MDT con tamaño de celda 5 x 5 m. Esta decisión se justifica porque ciertas variables son representadas con fidelidad con el MDT de tamaño 25 x 25 m y a la vez facilita el proceso y disminuye el tiempo del cálculo.

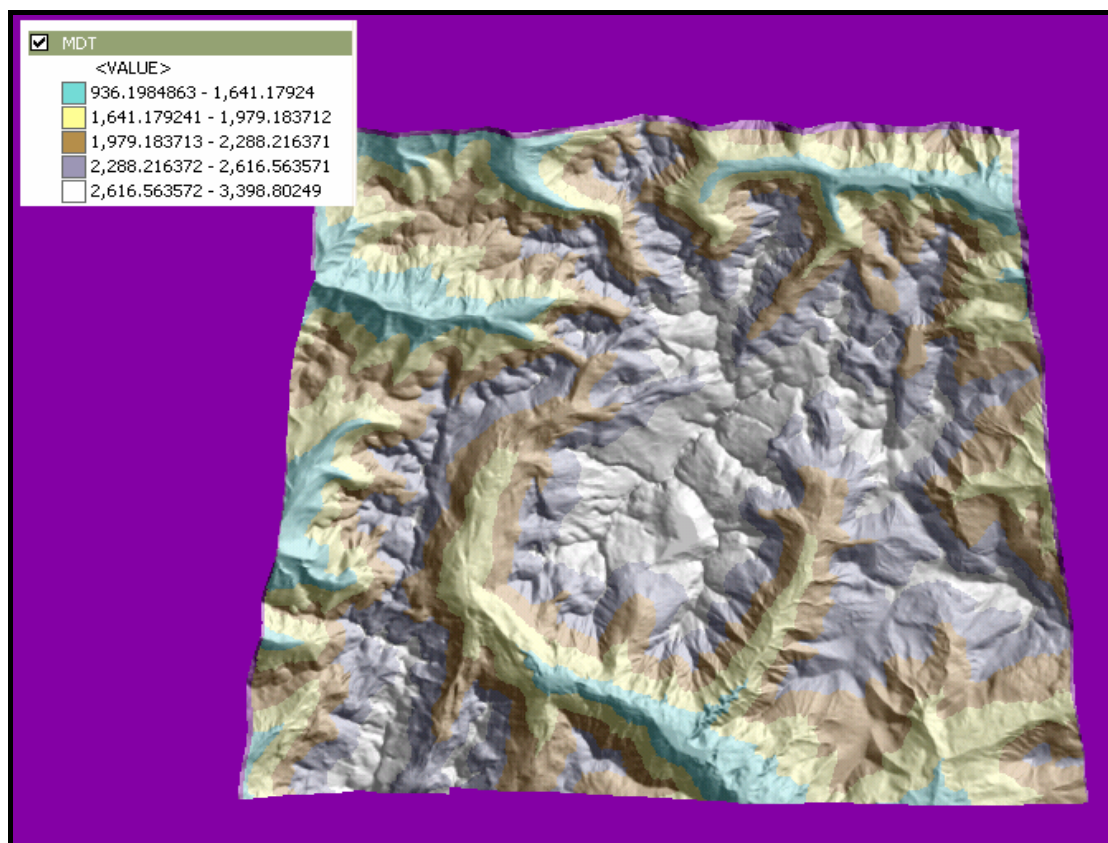


Figura 4.37.- Representación del MDT convertido a mapa hipsométrico.

A partir del MDE se ha realizado un análisis del terreno mediante el empleo del programa ArcMap (ArcInfo) con la finalidad de obtener capas de información cuantitativa y cualitativa de algunos de los factores clave para el desencadenamiento de aludes. Se han obtenido cuatro mapas derivados del MDT: Mapa de pendientes, Mapa de orientaciones, Mapa de curvaturas y Mapa de formas y estructuras del terreno.

MAPA DE PENDIENTES

La pendiente en un punto del terreno se define como el ángulo que forma el vector normal a la superficie en un determinado punto y la vertical que pasa por ese punto. El mapa de pendiente

se obtiene mediante la herramienta Spatial Analyst de ArcInfo aplicando la función SLOPE al Modelo Digital de Elevaciones (MDE).

Al ejecutar la función, el programa clasifica la pendiente en 90 clases expresadas en grados desde 1° hasta 90°. Esta división es de poca ayuda en el caso que nos ocupa, por lo que se opta por reclasificar en intervalos más generales en parte definidos por los ángulos de fricción estática y ángulos de fricción cinética, adjudicando a cada intervalo un color (Furdada, 1996).

Intervalos:

- 0°-10°: Representa, a grosso modo, el inicio de la zona de llegada.
- 10°-28°: Es el equivalente a la zona de trayecto de los aludes.
- 28°-40°: A partir de una pendiente de 28° puede desencadenarse los aludes .Hasta los 40° los aludes se desencadenan con poca frecuencia.
- 40°-50°: A partir de los 40° y hasta los 50° los aludes se pueden desencadenar con bastante frecuencia (Furdada, G, 1996).
- 50°-90°: Por encima de los 50° se sobrepasa el ángulo de fricción estática de todo tipo de nieve, produciéndose frecuentes purgas e impidiendo la formación de un espesor en el manto capaz de provocar un alud de grandes dimensiones.

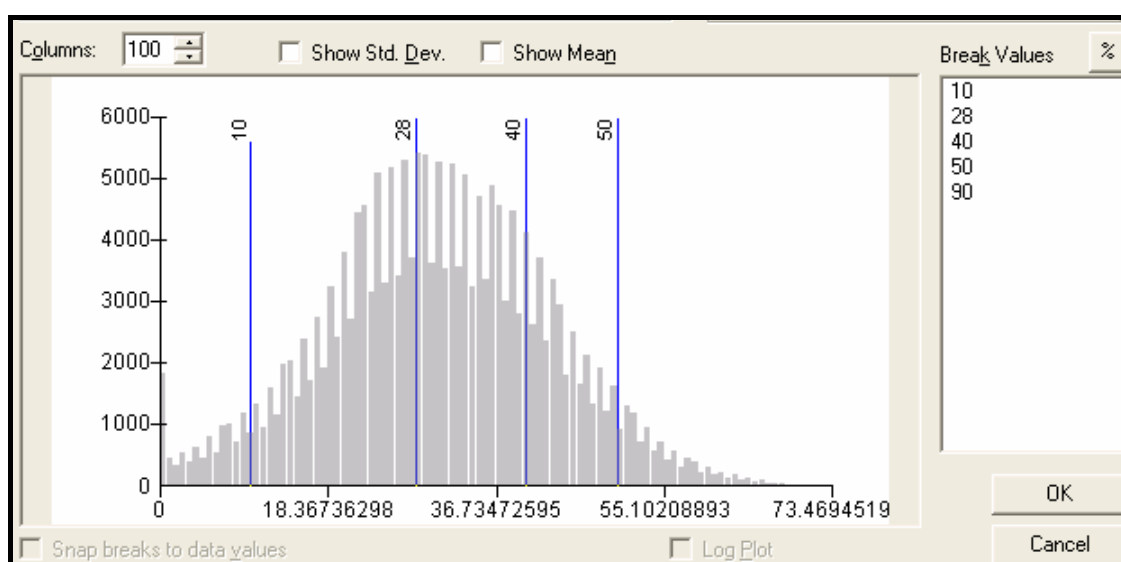


Figura 4.38.- Representación del histograma y de los intervalos de pendiente.

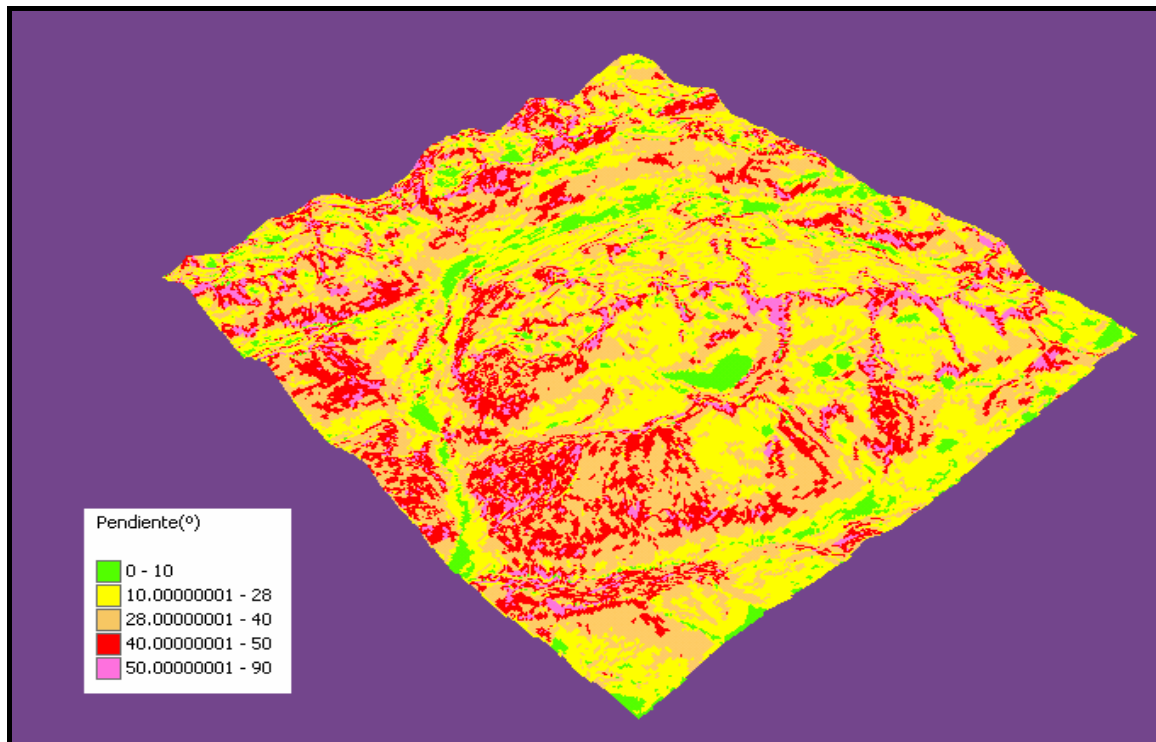


Figura 4.39.- Mapa de intervalos de pendientes derivado del MDT.

MAPA DE ORIENTACIÓN

La orientación en un punto se puede definir como el ángulo existente entre el vector que señala el Norte y la proyección sobre el plano horizontal del vector normal a la superficie en ese punto. EL mapa de orientación, se calcula a través de la herramienta Spatial Analyst de ArcInfo aplicando la función Aspect al Modelo Digital de Elevaciones (MDE). En el caso del mapa de orientaciones, la clasificación se realiza en grados desde 1° hasta 360°; por lo que necesita una previa reclasificación en intervalos de 45° para que la salida de datos sea más fácil de interpretar. La reclasificación en intervalos de datos y su asignación a una orientación, es la siguiente (Furdada, G; 1996).

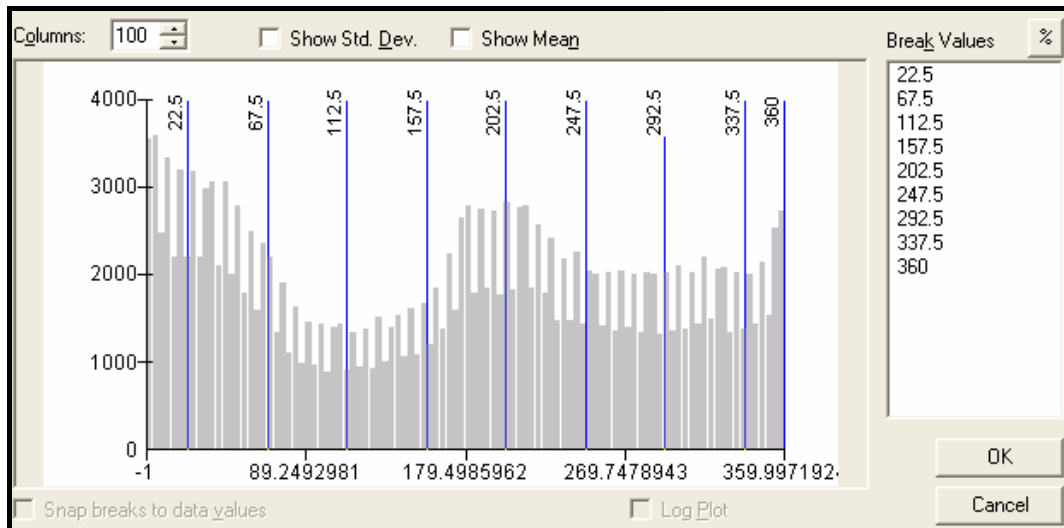


Figura 4.40.- Representación del histograma y de los intervalos de orientaciones.

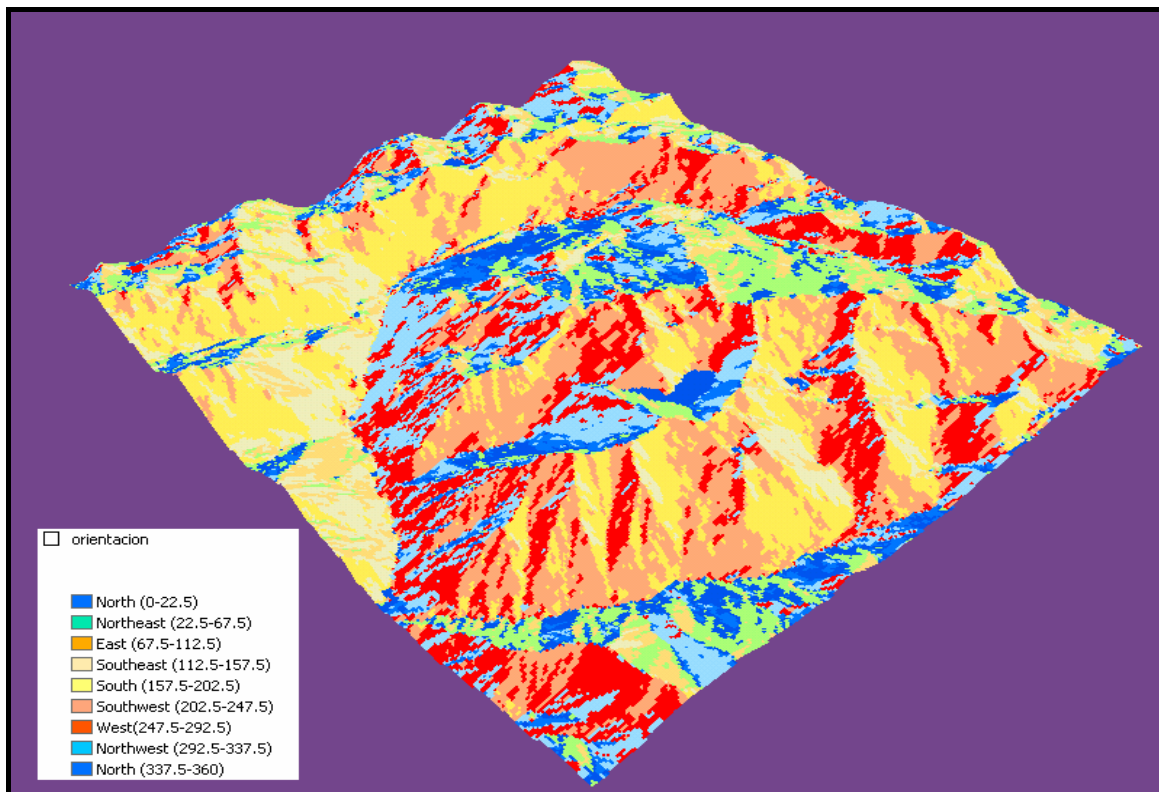


Figura 4.41.- Mapa de intervalos de orientaciones derivado del MDT.

MAPA DE CURVATURA

La curvatura de un punto se define como la tasa de cambio en la pendiente y depende, por lo tanto de la derivada de segundo grado de la función $z = f(x, y)$, es decir de los cambios de pendiente en el entorno de cada punto en concreto, o lo que es lo mismo, el grado de

concauidad-convexidad del terreno. Como ya se ha descrito la curvatura tiene especial interés en la canalización de aludes y en la generación de posibles tensiones en el manto nivoso.

Este mapa se obtiene al aplicar al MDE la función CURVATURE de la herramienta Spatial Analyst de ArcInfo. El resultado indicará que la celda es convexa cuando la curvatura tenga un valor positivo, y que la celda es cóncava, cuando la curvatura tenga un valor negativo. El valor cero, indica una superficie plana.

Los intervalos que se eligen para representar el mapa de curvaturas, se generan automáticamente ajustándose a la distribución que se representa en el siguiente histograma.

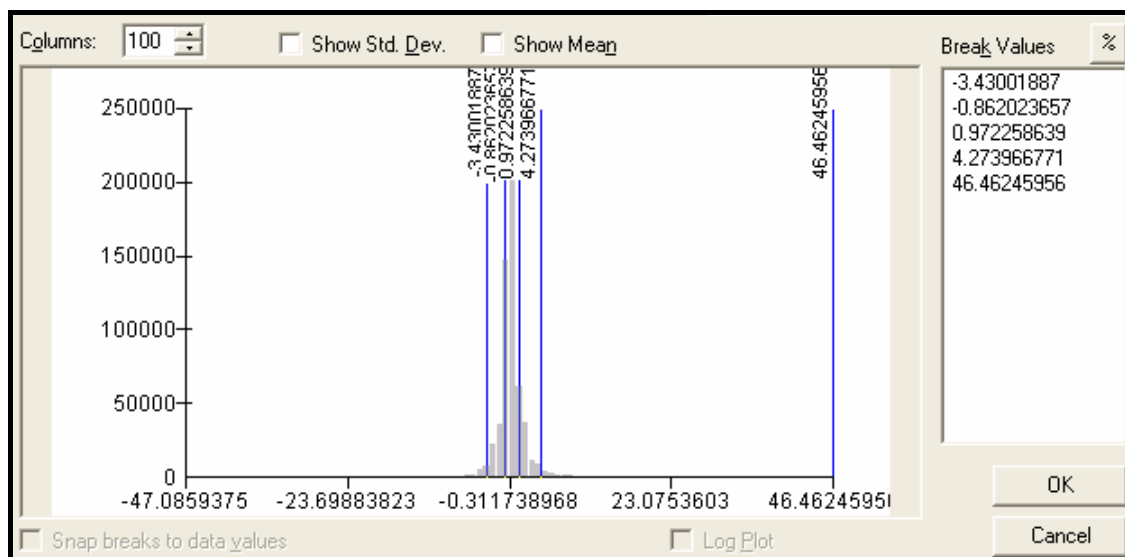


Figura 4.42.- Representación del histograma y de los intervalos de valores para el mapa de curvaturas.

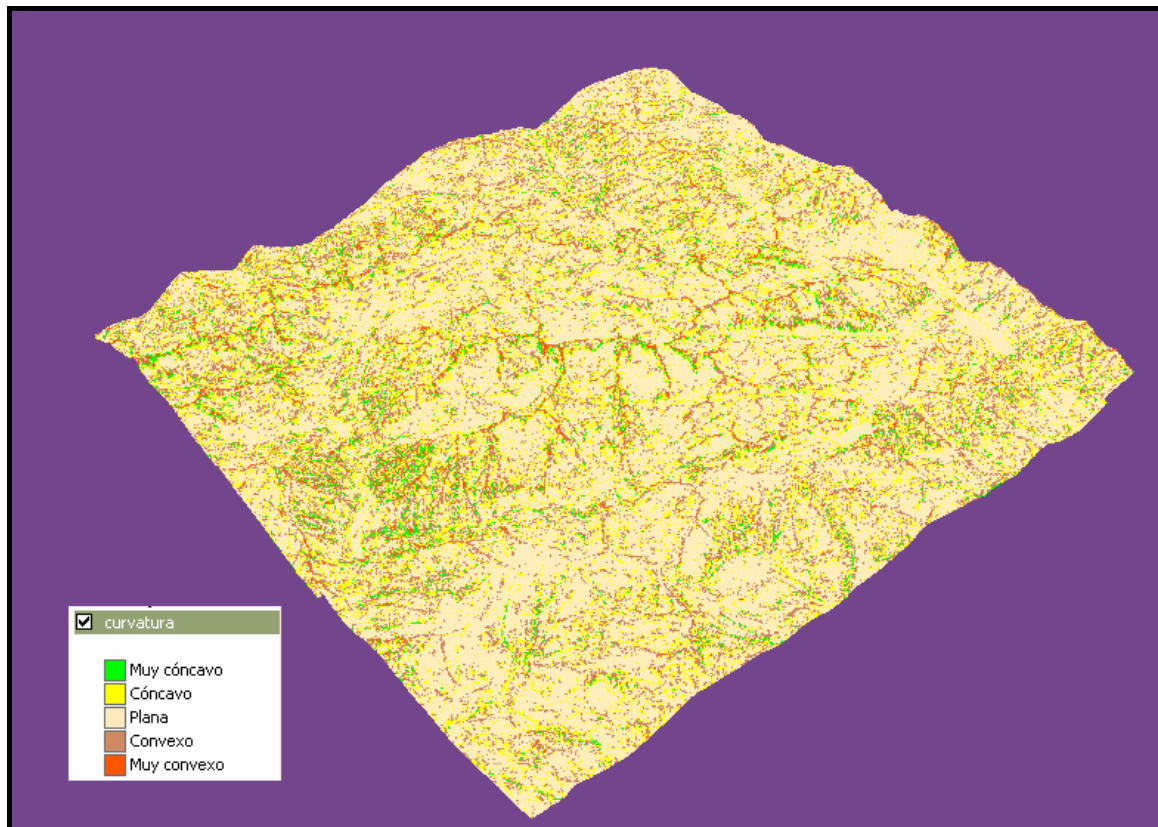


Figura 4.43.- Mapa de intervalos de curvatura del terreno derivado del MDT.

CLASIFICACIÓN DE LA FORMA Y ESTRUCTURA DEL TERRENO

Esta clasificación se realiza a partir del MDT con el módulo *Índices/ Formas del terreno* del programa SEXTANTE que utiliza el método *Peucker & Douglas* comparando para cada celda, el valor de las 8 celdas contiguas. Esta comparación permite asignar a cada celda en las siguientes categorías:

- 9: Cima
- 9: Depresión
- 1: Paso
- 2: Línea de ruptura convexa
- 2: Línea de ruptura cóncava
- 7: Cresta
- 7: Canal

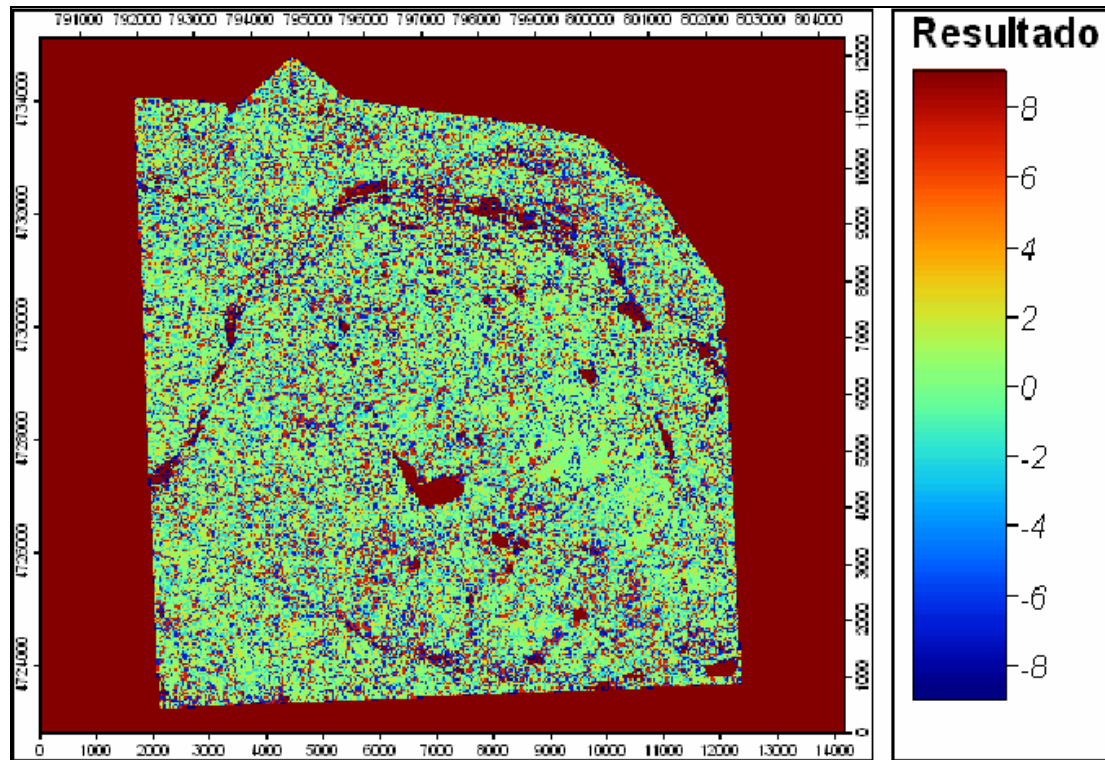


Figura 4.44.- Mapa de formas del terreno derivado del MDT.

Como se ha visto, los Modelos Digital del Terreno son una fuente de gran interés en la descripción numérica y cartográfica del relieve. Su utilización permite, en gran medida, agilizar los cálculos necesarios para conocer las características topográficas de cualquier punto del territorio, aumentando de esta manera la precisión de la información.

De todos los anteriores mapas obtenidos a partir del MDT, tenemos que centrar la atención en el mapa de pendientes y de orientación, ya que, como se verá mas adelante, servirán para poder superponer esta información sobre las ortofotos y el mapa topográfico de la zona de estudio, en la etapa de fotointerpretación y digitalización de los caminos o corredores de aludes.

El resto de información obtenida ayudará, sin duda, en la comprensión de las características descriptivas del medio físico en relación con el fenómeno alud; permitiendo obtener una mayor información, que será utilizada para la elaboración del inventario de cada una de las zonas de alud.

4.4.2.- ELABORACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA

Como ya se comentó anteriormente, la localización de zonas probables de aludes, se ha realizado teniendo en cuenta los criterios descritos en el punto 3.3. La interpretación y la aplicación de estos criterios sobre el terreno, se ha realizado mediante las siguientes fases:

- Fase de fotointerpretación.
- Fase de trabajo de campo.
- Fase de encuestas personales.

FASE DE FOTOINTERPRETACIÓN

Como se comentó anteriormente, la fase de fotointerpretación se ha llevado a cabo mediante la utilización de herramientas S.I.G sobre ortofotos de la zona de estudio cedidas por el IGME, con una resolución de tamaño de celda 0,5 x 0,5 m y sobrepuestas en el MDE descrito en el apartado. Este método permitirá utilizar el mapa de pendientes y de orientaciones como base de las ortofotos, con el fin de poder obtener información cualitativa y cuantitativa de algunos de los parámetros del terreno, más influyentes en el desencadenamiento de aludes.

La digitalización y la implementación de los datos obtenidos en el proceso de fotointerpretación se realizarán directamente sobre la pantalla del ordenador. Para ello se utilizará el la herramienta *Editor* del programa informática ArcMap de ARCGIS 9.1. Para complementar la información, también se realizará una observación estereoscópica de fotografías aéreas de la zona de estudio a escala 1/40.000 tomadas en Octubre de 1999 y a medio día, con lo que se reducen las sombras de los objetos obteniendo una mayor precisión en la visión. En esta fotointerpretación, se tendrán en cuenta los mismos criterios que en el caso anterior. La finalidad de apoyarse en la observación de fotografías aéreas mediante estereoscopio, no es otra que poder tener una visión global del terreno también en tres dimensiones y contrastar datos y aspectos del terreno que puedan despreciarse si se utilizase únicamente ortofotos.

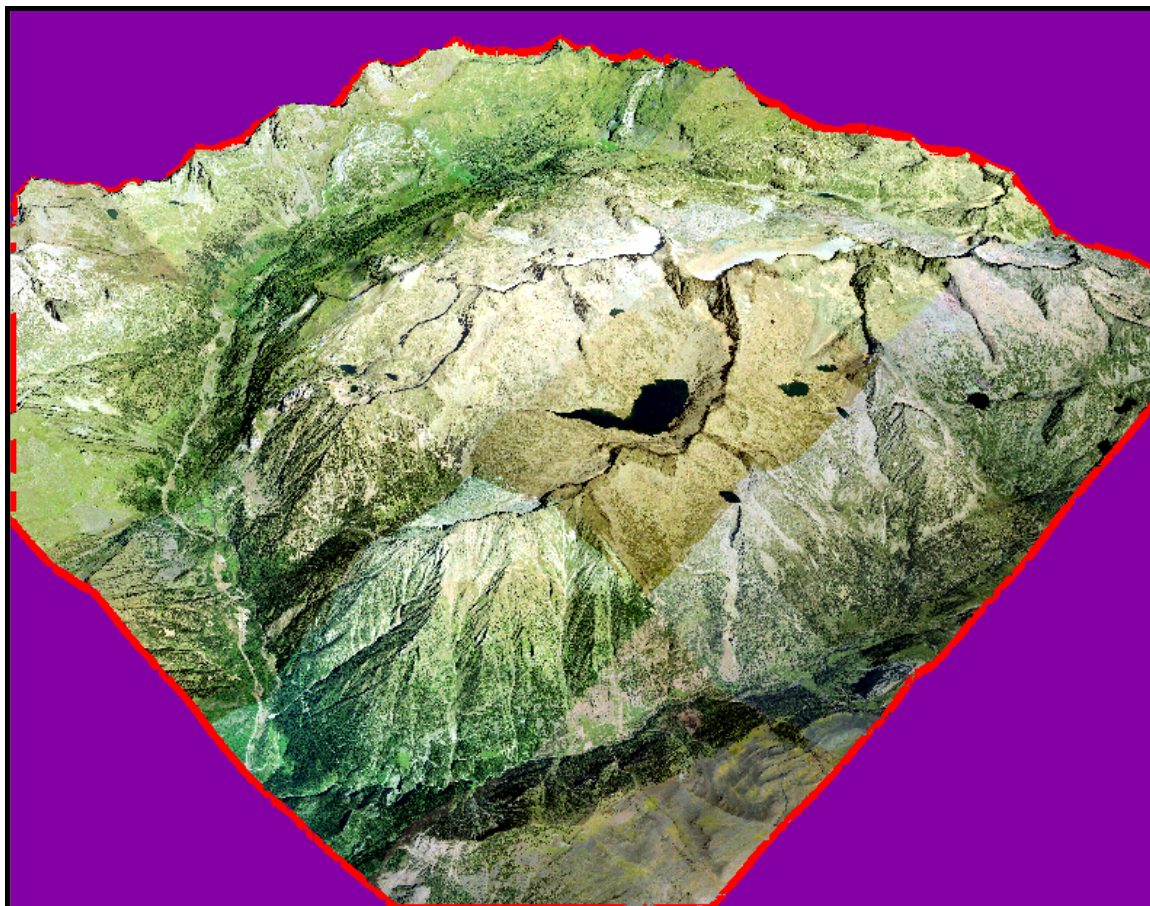


Figura 4.45.- Representación 3D de las ortofotos utilizadas en la fase de fotointerpretación proyectadas sobre el MDT de la zona estudiada.

Hay que tener en cuenta que la fecha de las fotografías es posterior a 1996, año en el que las condiciones nivometeorológicas de la zona fueron excepcionales provocando una gran actividad, en cuanto a aludes se refiere, que sin duda habrá dejado huella sobre el terreno permitiendo una mejor interpretación de los criterios empleados.

FASE DE TRABAJO DE CAMPO

La fotointerpretación y los trabajos de campo serán complementarios, ya que, en ambos casos, se utilizarán los mismos criterios de identificación de zonas probables de aludes. Los trabajos de campo deberán permitir perfilar y corregir las observaciones realizadas sobre las ortofotos sobrepuestas en el MDE y fotografías aéreas. Es en esta etapa dónde cobra una mayor importancia aquellos criterios de identificación de zonas en las que se requiere mayor detalle, al ser aplicados y observados en la misma zona del alud; aunque también resulta interesante realizar una observación global de las zonas de aludes desde las vertientes opuestas con el fin

de identificarlas correctamente y corroborarlo con los datos obtenidos en la etapa de fotointerpretación.

Durante esta fase, se utilizará un GPS con el fin de que ayude a ubicar con mayor exactitud la zona que se está observando en un momento dado, así como corroborar la orientación y la altitud in situ. La utilización de este GPS sólo cobra importancia en algunas zonas dónde debido a su ubicación o falta de visibilidad se hace más difícil situarla sobre un mapa; no obstante, los datos que suministra el GPS sirven exclusivamente como una primera aproximación para una correcta situación sobre un mapa, siendo el SIG, por medio de los MDT, el que facilite todos los parámetros del terreno necesarios para realizar un análisis de las zonas de alud.

La fase de trabajo de campo se realiza en verano por doble motivo: las condiciones meteorológicas favorecen el acceso a zonas de alta montaña y porque la ausencia de nieve en esta estación permite la observación de ciertos aspectos morfológicos del terreno no visibles con un manto de nieve sobre el terreno. Los datos obtenidos en esta etapa serán implementados en el S.I.G mediante digitalización con el programa informático ARC MAP de ARCGIS 9.1 (herramienta *Editor*).

FASE DE ENCUESTAS A LA POBLACIÓN

En este trabajo no se ha llevado a cabo una rigurosa campaña de encuestas a la población debido a las limitaciones económicas y temporales del presente trabajo. No obstante durante la fase de trabajo de campo, he tenido la ocasión de contar con el testimonio de personas como algunos guardas del parque natural Posets - Maladeta, trabajadores del mismo parque y con el personal de Llanos de Hospital, quienes me han confirmado algunas zonas de alud y me han documentado sobre los problemas de algunos aludes, en relación a las infraestructuras existentes en la zona (red viaria, complejo turístico-deportivo de Llanos del Hospital y los Baños de Benasque). Toda esta información, referente a las zonas de aludes, ha sido incorporada a la estructura del SIG y es representada por medio de un color morado en la cartografía.

4.5.- PREDICCIÓN ESTADÍSTICA DE LAS MÁXIMAS ZONAS DE LLEGADA DE ALUDES

4.5.1.- INTRODUCCIÓN

Como ya se ha comentado, el objetivo principal del presente trabajo es realizar una cartografía de zonas probables de aludes que sirva para aumentar el conocimiento del medio, respecto a los peligros naturales, y de base para realizar una correcta planificación del territorio.

La metodología empleada hasta el momento, se ha basado en el reconocimiento sobre el medio de factores directos e indirectos; pero, sin duda, una de los mayores problemas, es cartografiar con exactitud la máxima zonas de llegada que puede alcanzar un alud, para una correcta planificación del territorio. Para este fin, el criterio más empleado hasta el momento, es el reconocimiento de la vegetación y de la morfología del terreno, ambos pertenecientes al grupo de criterios directos, in situ. En algunos casos, estos dos criterios para definir la zona de llegada, son insuficientes o imprecisos: por una parte, el criterio de la vegetación lleva implícito unas limitaciones de uso, ya especificadas en el apartado 3.3.1.7; además se le añade la dificultad de acceso a ciertas zonas de llegada de aludes para realizar una observación más exhaustiva, o bien la dificultad que entraña, en algunos casos, el obtener una visión global de todo el trayecto del alud. Por otra parte, el criterio del reconocimiento de la morfología mediante la fotointerpretación y reconocimiento de campo, está poco aprovechado, y a la vez, presenta los mismos problemas que en el caso de la vegetación en cuanto a la dificultad que entraña acceder a ciertas zonas de llegada.

Debido a estas dificultades, y a la problemática que supone delimitar zonas en las que puede haber elementos especialmente vulnerables, se ha desarrollado un modelo empírico o estadístico, basado en la topografía y morfología de las zonas de aludes. Precisamente, el objetivo de este apartado, es servir de apoyo y de ratificar la delimitación de las zonas de llegada de aquellos aludes que puedan afectar a infraestructuras u otros elementos de especial interés y que sean especialmente difíciles de cartografiar con los criterios descritos y la metodología base de este trabajo.

4.5.2.- MODELO ESTADÍSTICO

En la actualidad, existen dos tipos de modelos aplicables al fenómeno del alud: por una parte, existe el modelo dinámico, numérico o determinístico y por otra, el modelo estadístico o empírico, que se utilizará en el presente trabajo. Las diferencias entre uno y otro son claras: la finalidad del modelo dinámico es calcular las presiones de impacto y está sujeto a la elección de un conjunto de parámetros y coeficientes referentes al tipo y calidad de nieve, poco objetivos y en muchos casos difíciles de medir. Por su parte, la finalidad del modelo estadístico o empírico es conocer la máxima zona posiblemente afectada por un alud y se basa en el buen conocimiento previo de un conjunto de zonas de llegada de aludes, y en el análisis estadístico de parámetros topográficos, en principio objetivos y fácilmente medibles, con la aplicación de los Sistemas de Información Geográfica.

BASE TEÓRICA

El modelo estadístico se basa en dos afirmaciones (Furdada, 1996):

- 1) La máxima dimensión de un alud, está en función de su periodo de retorno. Los aludes “extraordinarios” tienen un periodo de retorno alto, en comparación con los aludes más pequeños, los cuales se dan con una cierta frecuencia. (Se asume que las variaciones climáticas son despreciables para un periodo de retorno aproximadamente de 100 años (Norem, 1992).
- 2) Dos zonas de aludes de similares morfologías pero de distintas dimensiones tendrán zonas de llegada y dimensiones proporcionales.

Este modelo, consiste en la regresión de ciertos parámetros característicos de la topografía de toda la zona de alud (a través de su perfil longitudinal), capaces de describir la máxima zona de llegada de dicho alud. Para llevar a cabo esta regresión, se parte de una muestra muy bien definida con el fin de obtener la ecuación matemática en la que los parámetros topográficos sean capaces de describir la máxima zona de llegada en función de los restantes parámetros (Furdada, 1996).

Los parámetros topográficos, que se han venido utilizando en distintos trabajos para describir el perfil longitudinal del recorrido de un alud, son los siguientes:

α = Pendiente media de la zona de alud (en $^{\circ}$) medido entre el punto mas alto de la zona de salida y el punto mas alejado, de esta, en la zona de llegada y la horizontal.

β = Pendiente media del trayecto (en $^{\circ}$), medido entre el punto mas alto de la zona de salida y el punto del perfil donde la pendiente es de 10° con la horizontal (punto β). Este punto se debe a que es a partir de los 10° cuando, idealmente, el alud empieza a desacelerar.

Θ (28°) = Pendiente en la zona de salida (en $^{\circ}$). Pendiente desde el punto más alto hasta el punto dónde el perfil alcanza los 28° de pendiente.

H = Desnivel entre el punto mas alto de la zona de salida y el punto mas bajo o mas distal de la zona de llegada (m).

y'' = Segunda derivada del polinomio de segundo grado $y=ax^2+bx+c$ que mejor se ajusta al perfil topográfico de la zona de alud.

δ = Ángulo entre el punto b y el punto mas distal del alud con la horizontal.

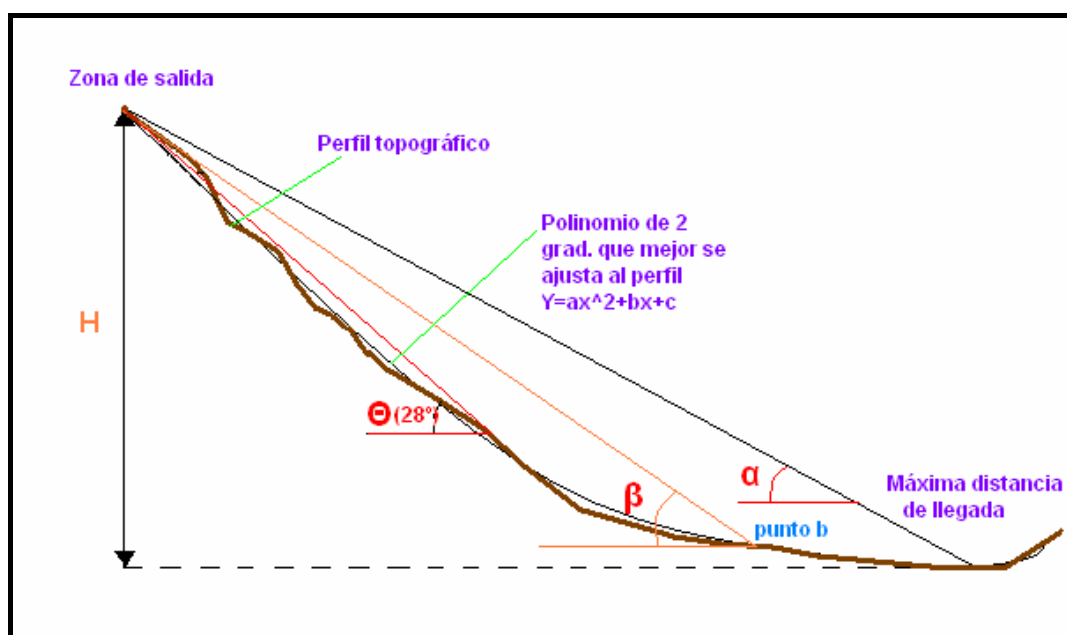


Figura 4.46.- Esquema de los parámetros más influyentes en la determinación empírica de la máxima zona de llegada

Estudios relacionados con modelos estadísticos de predicción de máximas zonas de llegada, ponen en manifiesto, dos conclusiones (entre otras) que, sin duda, limitan la aplicación de este método (Furdada, 1996):

- 1) Existen diferencias muy significativas en los modelos matemáticos obtenidos para diferentes cordilleras montañosas, lo que implica que los modelos obtenidos para cada cordillera son exclusivos.
- 2) Dentro de una misma cordillera, también pueden darse variaciones, pero mucho menores.

La explicación de lo anterior no tiene el consenso unánime de la comunidad científica ya que algunos autores, creen que se debe a las diferencias climáticas (oceánico y continental), que se dan en cada cordillera; mientras que otros autores, piensan que esta no es la causa principal, debido a que se parte de los indicios creados por aludes “extraordinarios” y por lo tanto con largo periodo de retorno.

Teniendo en cuenta estas limitaciones, se utilizará los modelos calculados y publicados por Furdada (1996, Estudio de los Aludes del Pirineo Occidental de Cataluña: Predicción Espacial y Aplicaciones de la Cartografía). Esta autora, presenta algunas regresiones de parámetros topográficos que describen la máxima zona de llegada con sus coeficientes de correlación R^2 y sus desviaciones estándar σ , en función de la forma del perfil y para el conjunto completo de una muestra de 216 perfiles de zonas de aludes bien caracterizadas. En concreto, y después de realizar un exhaustivo análisis de los distintos parámetros que determinan la zona de llegada, Furdada (1996) considera que los parámetros más adecuados son α y β , por su mayor sencillez y facilidad de obtención y por que se obtienen similares resultados, respecto a los demás parámetros descriptivos de la máxima zona de llegada.

El resultado que obtiene Furdada es el siguiente:

Partiendo de una muestra de 64 perfiles de aludes con forma parabólica: regresión entre variables α y β .

$$\bar{\alpha} = 1,05 + 0,86\beta \quad R^2 = 0,75 \quad \sigma = 1,98^\circ$$

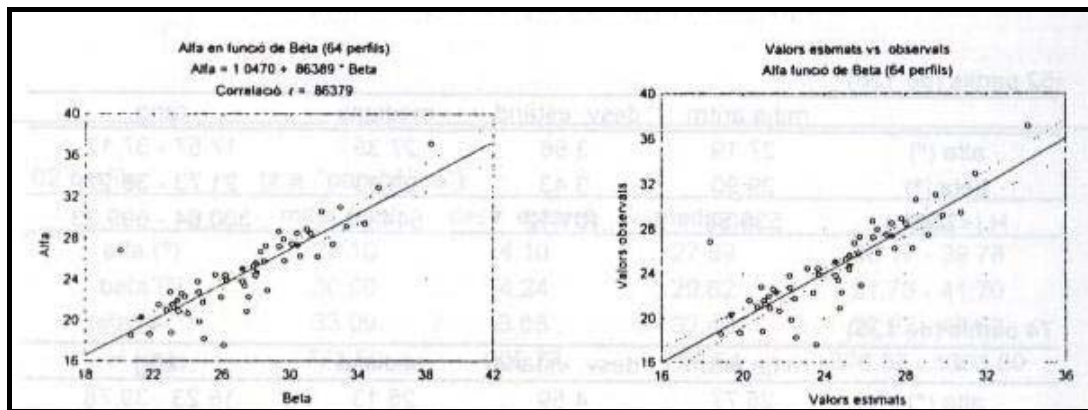


Figura 4.47.- Regresión de $\bar{\alpha}$ en función de β , para los 64 perfiles de aludes parabólicos (Furdada, 1996).

Partiendo de una muestra de 126 perfiles parabólicos y con zona de llegada parabólica: regresión entre variables α y β .

$$\bar{\alpha} = -0,7 + 0,94\beta \quad R^2 = 0,84 \quad \sigma = 1,73^\circ$$

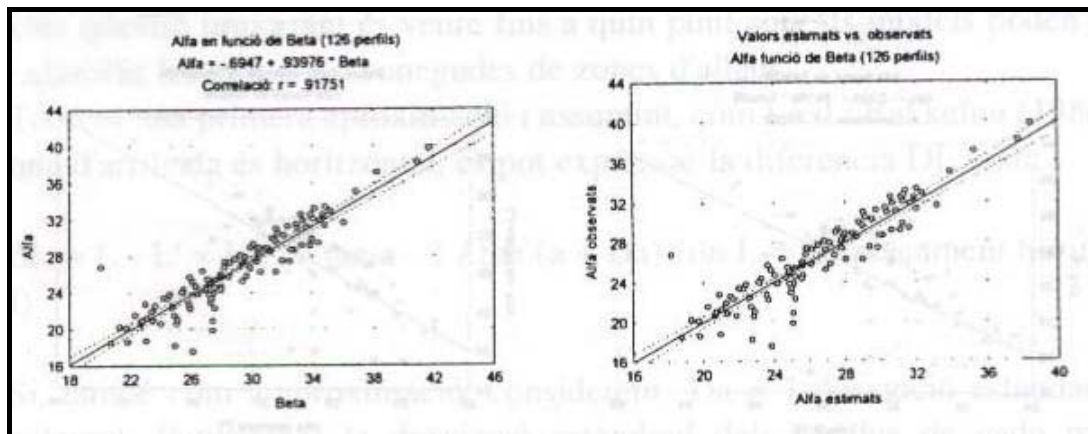


Figura 4.48.- Regresión de $\bar{\alpha}$ en función de β , para los 126 perfiles de aludes parabólicos y con llegada parabólica (Furdada, 1996).

Partiendo de una muestra de 56 perfiles con zona de llegada con ruptura brusca de pendiente: regresión entre variables α y β .

$$\bar{\alpha} = -1,02 + 0,97\beta \quad R^2 = 0,87 \quad \sigma = 1,94^\circ$$

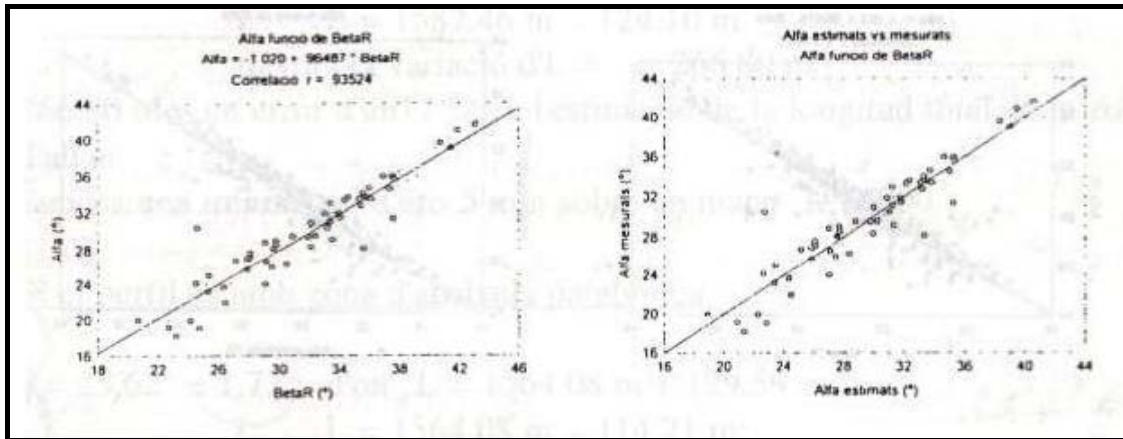


Figura 4.49.- Regresión de $\bar{\alpha}$ en función de β , para los 56 perfiles de aludes con llegada en ruptura de pendiente (Furdada, 1996).

Partiendo de una muestra completa de 216 perfiles: parabólicos con zona de llegada parabólica y con zona de llegada con ruptura de pendiente: para la muestra completa de perfiles, también se obtiene una regresión entre las variables α y β .

$$\bar{\alpha} = -1,20 + 0,97\beta \quad R^2 = 0,87 \quad \sigma = 1,74^\circ$$

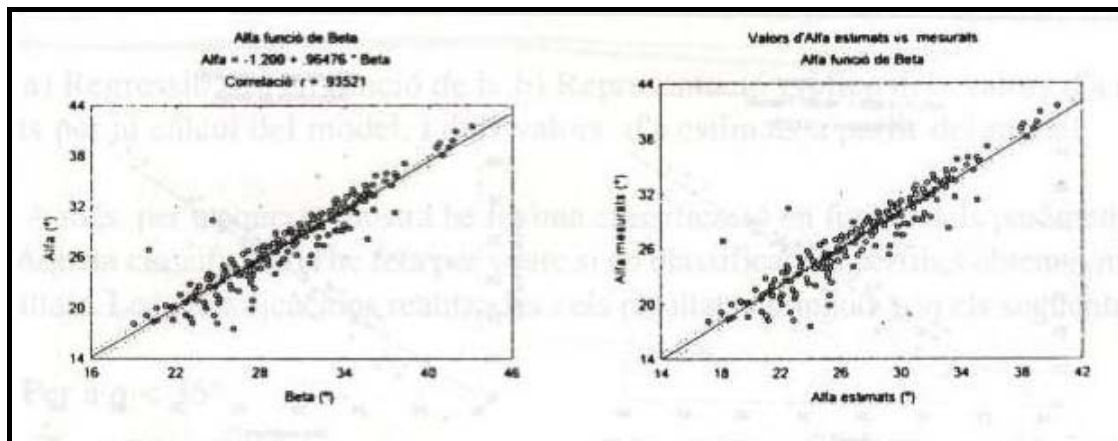


Figura 4.50.- Regresión de $\bar{\alpha}$ en función de β , para los 226 perfiles de aludes (Furdada, 1996).

Como ya se ha comentado, la finalidad de estas regresiones es describir de una forma empírica la máxima zona afectada por un alud determinado en su zona de llegada, y con ello, mejorar la exactitud de la cartografía de zonas probables de aludes.

Para el cálculo de la distancia máxima de detección se hace la siguiente aproximación: se asume que la zona de llegada es horizontal, pudiéndose expresar la diferencia ΔL como:

$$\Delta L(m) = L - L' = H \left(\left(\frac{1}{\tan \alpha} \right) - \left(\frac{1}{\tan(\bar{\alpha} \pm \sigma)} \right) \right)$$

La variable $\bar{\alpha}$ y su desviación estandar, definirá la máxima zona de llegada (Fig. 4.28).

La justificación de la elección de los modelos de Furdada, en este trabajo, son obvios: por una parte, son modelos calculados con muestras de la misma cordillera; por otra parte, la zona de estudio de dónde provienen las muestras es el valle de Arán, más concretamente la cabecera del Noguera Ribagorzana y la cabecera del Noguera Pallaresa. Este valle está situado contiguo al valle de Benasque, coincidiendo incluso en el número de mapa topográfico Benasque N° 180, por lo que las diferencias existentes entre una misma cordillera se ven reducidas.

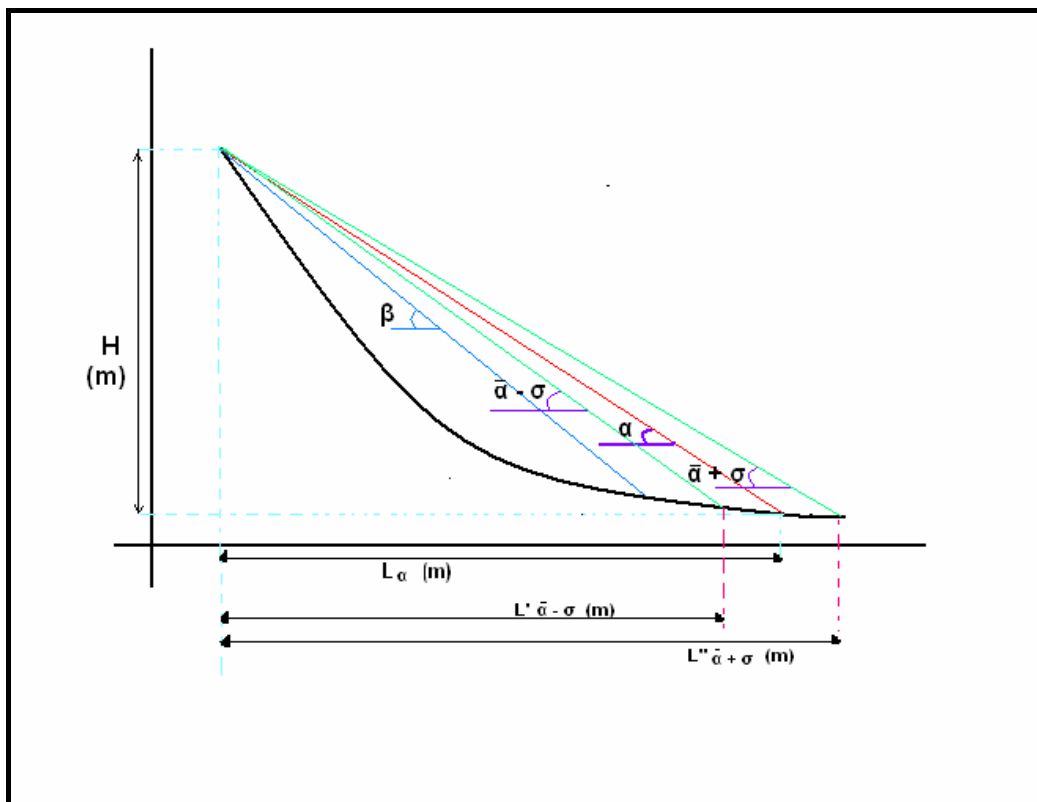


Figura 4.51.- Representación de las longitudes horizontales máximas de recorrido, en función del parámetro $\bar{\alpha} + \sigma$ y $\bar{\alpha} - \sigma$.

OBTENCIÓN DE PARÁMETROS Y CÁLCULO DE MÁXIMA ZONA DE LLEGADA

Tal y como se ha comentado anteriormente, este método se utilizará en el presente trabajo para calcular de una forma empírica las máximas zonas de llegada de aquellos aludes que puedan afectar a infraestructuras u otros elementos de especial interés y que sean especialmente difíciles de cartografiar con los criterios descritos y la metodología base de este trabajo.

Por ello, y tras elaborar el inventario de las zonas de aludes y comprobar sobre el terreno las dificultades existentes en cartografiar la zona de llegada, se ha considerado adecuado aplicar éste modelo a los siguientes aludes ya que conjugan las dos premisas antes expuestas: dificultad en cartografiar la máxima zona de llegada y posibilidad de afectar a infraestructuras.

Estos son los aludes elegidos para aplicar el método estadístico:

Alud B – 47 I	Alud B – 84 D
Alud B – 48 I	Alud B – 85 D
Alud B – 49 I	Alud B – 86 D
Alud B – 76 D	Alud B – 91 D
Alud B – 83 D	

En el procedimiento de obtención de parámetros se ha utilizado herramientas S.I.G. Para la obtención de los perfiles longitudinales en formato *.xls* que permita trabajar fácilmente en una hoja de cálculos EXCEL, se ha utilizado el módulo Profile del programa ArcMap de ESRI. Esta herramienta permite dibujar sobre las ortofotos, sobre el mapa topográfico, el mapa de pendientes o el de orientaciones, una línea (entidad Vectorial), que en nuestro caso seguirá la máxima pendiente, canal o cauce predominante del alud. Una vez trazada la línea o el perfil, la herramienta genera un archivo vectorial *.shp* y otro numérico *.dbf* con las coordenadas y datos de altitud, pendientes, orientación, en función de la mapa base utilizado para trazar el perfil longitudinal, de tantos puntos como nosotros queramos dividir la línea trazada.

Una vez obtenido el archivo *.dbf*, lo abrimos eligiendo el programa EXCEL, con lo que conseguimos que se transformen en archivos *.xls*

A su vez, en el programa EXCEL, se realiza una plantilla capaz de calcular, por medio de formulas matemáticas, los parámetros β y H . No hay que olvidar que los parámetros anteriormente descritos eran necesarios para obtener los modelos de regresión, en este caso, como se utiliza los modelos calculados por Furdada (1996), no es necesario calcular los restantes parámetros (Θ (28°), δ , y'')

Posteriormente con los datos obtenidos, se calcula la longitud con la formula:

$$\Delta L(m) = L - L' = H \left(\left(\frac{1}{\tan \alpha} \right) - \left(\frac{1}{\tan(\alpha \pm \sigma)} \right) \right)$$

Una vez calculada la longitud con el método estadístico, se reconstruye la zona de llegada en la cartografía por medio de la herramienta *Editting* de ArcMap ESRI. Hay que tener en cuenta, y es muy importante, la escala en la que se dibuja y pasar el resultado obtenido de los cálculos, a dicha escala.

A continuación se muestran los cálculos de las máximas zonas de llegada con el método estadístico:

ALUD: B-47I

Datos:

$$H : 824 \text{ m.}$$

$$\beta : 37,1^\circ.$$

$$\bar{\alpha} = -1,2 + 0,97x(37,10^\circ) = 34,78^\circ \quad \sigma = 1,74^\circ$$

$$L(\alpha) = 821 / \tan 34,78^\circ = 1182,14 \text{ m}$$

$$\Delta L = L - L' = 824m \left(\frac{1}{\tan 34,78} - \frac{1}{\tan(34,78 \pm 1,74)} \right)$$

Esta ecuación da los siguientes valores:

$$+ 73,794 \text{ m}$$

$$- 80,544 \text{ m}$$

Siendo $\Delta L = 154,338\text{m}$. Este valor, representa un 13,05% de error en la estimación de la longitud, según el método estadístico.

Esta diferencia supone una imprecisión de 6mm sobre un mapa a escala 1:25.000; y sobre un mapa a escala 1:5.000, la imprecisión será de 30,8mm.

ALUD: B-48I

Datos:

$$H : 1065 \text{ m}$$

$$\beta : 34,55^\circ$$

$$\bar{\alpha} = -1,2 + 0,97x(34,55^\circ) = 32,31^\circ \quad \sigma = 1,74^\circ$$

$$L(\alpha) = 1065 / \tan 32,31^\circ = 1684,01 \text{ m}$$

$$\Delta L = L - L' = 1065x \left(\frac{1}{\tan 32,31^\circ} - \frac{1}{\tan(32,31^\circ \pm 1,74^\circ)} \right)$$

Esta ecuación da los siguientes valores:

$$+ 108,05 \text{ m}$$

$$- 118,95 \text{ m}$$

Siendo $\Delta L = 227 \text{ m}$. Este valor, representa un 13,47% de error en la estimación de la longitud, según el método estadístico.

Esta diferencia supone una imprecisión de 9mm sobre un mapa a escala 1:25.000; y sobre un mapa a escala 1:5.000, la imprecisión será de 45,4mm

ALUD: B-49I

Datos:

$$H : 910 \text{ m}$$

$$\beta : 31,45^\circ$$

$$\bar{\alpha} = -1,2 + 0,97x(31,45^\circ) = 29,30^\circ \quad \sigma = 1,74^\circ$$

$$L(\alpha) = 910 \text{ m} / \tan 29,3^\circ = 1621,60 \text{ m}$$

$$\Delta L = L - L' = 910x \left(\frac{1}{\tan 29,3^\circ} - \frac{1}{\tan(29,3^\circ \pm 1,74^\circ)} \right)$$

Esta ecuación da los siguientes valores:

$$+ 109,49 \text{ m}$$

$$- 122,03 \text{ m}$$

Siendo $\Delta L = 231,52 \text{ m}$. Este valor, representa un 14,27% de error en la estimación de la longitud, según el método estadístico.

Esta diferencia supone una imprecisión de 9 mm sobre un mapa a escala 1:25.000; y sobre un mapa a escala 1:5.000, la imprecisión será de 46,3 mm

ALUD: B-76D

Datos:

$$H : 705 \text{ m}$$

$$\beta : 34,13^\circ$$

$$\bar{\alpha} = -1,2 + 0,97x(34,13^\circ) = 31,90^\circ \quad \sigma = 1,74^\circ$$

$$L(\alpha) = 705 \text{ m} / \tan 31,9^\circ = 1132,62 \text{ m}$$

$$\Delta L = L - L' = 705x \left(\frac{1}{\tan 31,9^\circ} - \frac{1}{\tan(31,9^\circ \pm 1,74^\circ)} \right)$$

Esta ecuación da los siguientes valores:

$$+ 73,125 \text{ m}$$

$$- 80,628 \text{ m}$$

Siendo $\Delta L = 153,753 \text{ m}$. Este valor, representa un 13.57% de error en la estimación de la longitud, según el método estadístico.

Esta diferencia supone una imprecisión de 6 mm sobre un mapa a escala 1:25.000; y sobre un mapa a escala 1:5.000, la imprecisión será de 30,7 mm.

ALUD: B-83D

Datos:

$$H : 395 \text{ m}$$

$$\beta : 37,05^\circ$$

$$\bar{\alpha} = -1,2 + 0,97x(37,05^\circ) = 34,74^\circ \quad \sigma = 1,74^\circ$$

$$L(\alpha) = 395 \text{ m} / \tan 34,74^\circ = 569 \text{ m}$$

$$\Delta L = L - L' = 395x \left(\frac{1}{\tan 34,74^\circ} - \frac{1}{\tan(34,74^\circ \pm 1,74^\circ)} \right)$$

Esta ecuación da los siguientes valores:

$$+ 35,40 \text{ m}$$

$$- 38,64 \text{ m}$$

Siendo $\Delta L = 74,04 \text{ m}$. Este valor, representa un 13.01 % de error en la estimación de la longitud, según el método estadístico.

Esta diferencia supone una imprecisión de 2,96mm sobre un mapa a escala 1:25.000; y sobre un mapa a escala 1:5.000, la imprecisión será de 14,8 mm.

ALUD: B-84D

Datos:

$$H : 380 \text{ m}$$

$$\beta : 33,36^\circ$$

$$\bar{\alpha} = -1,2 + 0,97x(33,36^\circ) = 31,16^\circ \quad \sigma = 1,74^\circ$$

$$L(\alpha) = 380 \text{ m} / \tan 31,16^\circ = 628,4 \text{ m}$$

$$\Delta L = L - L' = 380x \left(\frac{1}{\tan 31,16^\circ} - \frac{1}{\tan(31,16^\circ \pm 1,74^\circ)} \right)$$

Esta ecuación da los siguientes valores:

$$+ 41,05 \text{ m}$$

$$- 45,39 \text{ m}$$

Siendo $\Delta L = 86,44 \text{ m}$. Este valor, representa un 13.7 % de error en la estimación de la longitud, según el método estadístico.

Esta diferencia supone una imprecisión de 3,45mm sobre un mapa a escala 1:25.000; y sobre un mapa a escala 1:5.000, la imprecisión será de 17,2 mm.

ALUD: B-85D

Datos:

$$H : 299 \text{ m}$$

$$\beta : 28,63^\circ$$

$$\bar{\alpha} = -1,2 + 0,97x(28,63^\circ) = 26,57^\circ \quad \sigma = 1,74^\circ$$

$$L(\alpha) = 299 \text{ m} / \tan 26,57^\circ = 600 \text{ m}$$

$$\Delta L = L - L' = 299x \left(\frac{1}{\tan 26,57^\circ} - \frac{1}{\tan(26,57^\circ \pm 1,74^\circ)} \right)$$

Esta ecuación da los siguientes valores:

$$+ 42,80 \text{ m}$$

$$- 48,33 \text{ m}$$

Siendo $\Delta L = 91,13\text{m}$. Este valor, representa un 15.1 % de error en la estimación de la longitud, según el método estadístico.

Esta diferencia supone una imprecisión de 3,64mm sobre un mapa a escala 1:25.000; y sobre un mapa a escala 1:5.000, la imprecisión será de 18,22 mm.

ALUD: B-86D

Datos:

$$H : 217 \text{ m}$$

$$\beta : 24,12^\circ$$

$$\bar{\alpha} = -1,2 + 0,97x(24,12^\circ) = 22,19^\circ \quad \sigma = 1,74^\circ$$

$$L(\alpha) = 217 \text{ m} / \tan 24,12^\circ = 532 \text{ m}$$

$$\Delta L = L - L' = 217x \left(\frac{1}{\tan 24,12^\circ} - \frac{1}{\tan(24,12^\circ \pm 1,74^\circ)} \right)$$

Esta ecuación da los siguientes valores:

$$+ 36,96 \text{ m}$$

$$- 42,34 \text{ m}$$

Siendo $\Delta L = 79,3 \text{ m}$. Este valor, representa un 14.9 % de error en la estimación de la longitud, según el método estadístico.

Esta diferencia supone una imprecisión de 3,17 mm sobre un mapa a escala 1:25.000; y sobre un mapa a escala 1:5.000, la imprecisión será de 15,8 mm.

ALUD: B-91D

Datos:

$$H : 466 \text{ m}$$

$$\beta : 31,01^\circ$$

$$\bar{\alpha} = -1,2 + 0,97x(31,01^\circ) = 28,89^\circ \quad \sigma = 1,74^\circ$$

$$L(\alpha) = 466 \text{ m} / \tan 28,89^\circ = 844 \text{ m}$$

$$\Delta L = L - L' = 466x \left(\frac{1}{\tan 28,89^\circ} - \frac{1}{\tan(28,8^\circ \pm 1,74^\circ)} \right)$$

Esta ecuación da los siguientes valores:

$$+ 57,48 \text{ m}$$

$$- 64,18 \text{ m}$$

Siendo $\Delta L = 121.66 \text{ m}$. Este valor, representa un 14.4 % de error en la estimación de la longitud, según el método estadístico.

Esta diferencia supone una imprecisión de 4,86mm sobre un mapa a escala 1:25.000; y sobre un mapa a escala 1:5.000, la imprecisión será de 24.33 mm.

4.6.- DOCUMENTOS OBTENIDOS

La finalidad de la cartografía de zonas probables de aludes es realizar la predicción espacial del territorio en relación a este fenómeno; por lo tanto, el documento obtenido ha de reflejar con la máxima precisión posible la localización de todos los caminos en un espacio de tiempo suficientemente largo (300 años aproximadamente) (CEMAGREF, 1981; Buser et al. 1985).

En el presente trabajo se obtienen dos documentos complementarios que conforman la predicción espacial:

- El Mapa de Zonas Probables de Aludes
- Registro de aludes.

El primer documento aporta una información gráfica, mientras que el registro aporta una información descriptiva de cada uno de los aludes cartografiados.

4.6.1.- EL MAPA DE ZONAS PROBABLES DE ALUDES

En este documento aparece la información gráfica de todos los posibles aludes que se han producido o que se pueden producir en cada una de las zonas, así como información complementaria.

Según Pietro (1992) un **Mapa** es la transcripción gráfica de la localización de los fenómenos geográficos y de su relación con un espacio concreto. Los mapas se expresan a través de una leyenda por la cual transmiten la información que contienen. Esta leyenda ha de ser visual gráfica y universal (Bertin, 1967).

El término **Localización** hace referencia al conjunto de características del suelo y de la vegetación en una vertiente concreta que hacen prever que en un espacio concreto se han producido aludes y por lo tanto permiten delimitarlo y cartografiarlo (Furdada, 1996).

Es necesario recalcar que el término **Probable** no tiene ninguna implicación probabilística en el sentido estadístico del término; este término sólo indica que el fenómeno del alud, se ha producido o se producirán en las zonas determinadas. Se puede aplicar este término ya que los aludes son un fenómeno recurrente (McClung, 1998) y por lo tanto cualquier zona de alud puede volver a serlo si se cumplen unas condiciones nivometeorológicas concretas.

Por otra parte, la escala elegida para representar la cartografía final es de 1:25.000. La elección de esta escala responde a la necesidad de representar la zona de estudio y los

elementos cartografiados con una buena resolución y a la vez de permitir obtener una visión general del área objeto de planificación.

A parte del mapa a 1:25000, se obtendrá una cartografía a menor escala (1:5000 y 1:10000) de aquellas zonas de aludes que interaccionan con intereses materiales y en las que se ha empleado el modelo estadístico. Los mapas obtenidos no pretenden ser una cartografía de peligrosidad ya que se ignora el periodo de retorno, sino una cartografía, en la que la escala permita apreciar los resultados obtenidos con el método estadístico y a la vez visionar las infraestructuras que puedan ser afectadas, ya que se utilizará como base las ortofotos cedidas por el IGME. La leyenda en este caso será una simplificación de la que, a continuación, se describe.

LA LEYENDA DEL MAPA DE ZONAS PROBABLES DE ALUDES.

La leyenda empleada en los trabajos realizados hasta el momento que utilizan la metodología descrita en este trabajo, utilizan dos colores diferentes: de color naranja se representa la información obtenida por fotointerpretación, y de color violeta la información obtenida por la fase de reconocimiento de campo y encuestas personales.

Debido a las limitaciones descritas que dificultan una correcta etapa de encuestas personales, esta leyenda se simplificara a la representación por color naranja de toda la información obtenida, tanto de fotointerpretación como de trabajo de campo; no obstante, en el registro de aludes que acompaña a este trabajo se especificará si el alud en concreto ha sido corroborado por el personal de la guardería del Parque Natural o por el personal de Llanos del Hospital. Así pues, y de acuerdo con Bertín (1967, et al.), la leyenda de la cartografía realizada tratará de asemejarse lo máximo posible a las leyendas de los trabajos realizados que hayan utilizado la misma metodología empleada en este trabajo.

La cartografía representa la siguiente información topológica y alfanumérica.

➤ Información Topológica específica de la cartografía de zonas probables de aludes:

- **Zonas de aludes:** Se representa de color naranja la máxima zonas de todos los aludes que pueden producirse en una zona determinada durante un largo periodo de tiempo.

- **Zonas expuestas a purgas o pequeños aludes:** Son zonas en donde, debido a sus características físicas, se producen purgas y aludes pequeñas dimensiones (inferiores a 100 o 200 metros de desnivel). Estos aludes son difícilmente cartografiables por lo que se considera aceptado delimitar el área dónde se producen. Estas zonas implican un orden menor, de dimensión, que la zona de aludes, no obstante no debe infravalorarse la capacidad destructiva de los aludes que en ella se produzcan. Se representan con una trama rayada de color naranja.

- **Aludes canalizados y zonas de circulación preferentes:** En principio indican los trayectos de aludes de nieve más bien densa que se adaptan a la morfología del terreno. Suelen coincidir con canales.

- **Zonas con deflación y zonas con sobreacumulación de nieve:** Se representan con los signos “-“ y “+”. Las zonas de deflación corresponden a superficies de allanamiento o vertientes muy expuestas a los vientos dominantes; las zonas de acumulación corresponden a las vertientes situadas a sotavento de las zonas de deflación.

- **Cornisas:** Se representan con una línea con triángulos pegados y orientados con el vértice libre en dirección a sotavento.

- **Contra pendientes, resaltes y lindares:** Son elementos con expresión topográfica perpendicular al recorrido de aludes, en el caso del contra pendiente; y una ruptura de pendiente cóncava, en el caso de los resaltes. Afectan de distinta manera a la trayectoria de los aludes y se representan con una línea.

- **Obras de defensa:** En el caso de existir se representan con una simbología lineal o puntual.

➤ Información alfanumérica:

La información alfanumérica contenida en la cartografía consiste en la toponimia de los elementos cartografiados que en el caso concreto de los aludes, consiste en una identificación de los mismos por medio de una nomenclatura. Esta nomenclatura consiste en nombrar el valle principal, seguido de los posibles valles secundarios, y por último, de un número que indique el orden, siguiendo el sentido de las agujas del reloj, seguido de la inicial I para designar el lado izquierdo del cauce o de la inicial D para designar el lado derecho del cauce desde la cabecera hasta la desembocadura. También se incluyen algunos topónimos de la zona con el fin de situar el área en cuestión, así como los valores de cota de las curvas de nivel maestras. Para incluir los topónimos, se creó una capa vectorial de puntos y un campo llamado “Nombre” en la tabla de atributos, mediante la herramienta *Editor* de ArcMap ESRI,

al que se iban incorporando la toponimia correspondiente que se quería reflejar. Después se le dijo al programa que mostrara el campo nombre y no se le dió color a los puntos, consiguiendo así que sólo aparecieran las etiquetas.

Ejemplos de la nomenclatura utilizada para definir los aludes:

B – 38 I (Valle de Benasque – 38 margen izquierdo)

BV – 4D (Valle de Vallibierna, tributario del valle de Ésera, conocido también como valle de Benasque – 4 margen derecho)

4.6.2.- EL REGISTRO DE ALUDES

El registro de aludes está compuesto por una colección de fichas y fotografías correspondientes a cada una de las zonas de aludes definidas en la cartografía por medio del código descrito anteriormente.

Este registro de aludes tiene una doble función: por una parte incluye una descripción física de cada una de las zonas de aludes; y por otra parte, recopilar toda la información disponible sobre el alud en el momento de la confección de la misma.

La ficha inventario está constituida en cuatro partes principales: una primera parte, dedicada a la toponimia, número de referencia y fotografía; una segunda parte en la que se describen los datos generales del alud en cuestión; una tercera parte en la que se describe cada una de las zonas de un alud; y por último, una cuarta parte dedicada a aportar información histórica y observaciones. (Fig.41 y 41.1).

El conjunto de estos datos aporta conocimiento sobre los periodos de retorno de los aludes, siempre y cuando se especifique la fecha del desencadenamiento, a su vez relacionados con la magnitud y capacidad destructiva del fenómeno. Además la información contenida en este registro, resulta muy útil de cara a la realización de estudios concretos en la zona, bien por que se tengan que defender ciertas infraestructuras o bien por que se tenga que planificar el territorio en la zona de llegada; en definitiva, este documento servirá como base en futuros trabajos. Se trata por tanto de una información muy útil pero no homogénea debido a la diversidad de canales de información utilizados.

4.6.3.- UTILIDAD Y LIMITACIONES DE USO DE LOS DOCUMENTOS OBTENIDOS

El documento que se presenta es una cartografía de localización de un fenómeno natural. El peligro que éste supone, no se evalúa ya que no se señala el periodo de retorno del mismo y tampoco se evalúa el riesgo que supone, al no considerar la vulnerabilidad socio-económica del área de estudio.

Este documento, es un documento de base útil de cara a la planificación territorial y sirve como primera aproximación para estimar el riesgo de un área determinada, pero no para definirlo. Por lo tanto, este documento es valido para la utilización de las administraciones encargadas de gestionar el territorio, ya que tampoco está concebido para una utilización por alpinistas o esquiadores, en este caso la predicción espacial debería ir acompañada de una correcta predicción temporal (ver apartado 1.2) por las características de exposición al fenómeno de estas personas (No hay que olvidar que las zonas cartografiadas corresponden sobre todo a alude con largos periodos de retorno y por lo tanto difícilmente pueden afectar a alpinistas y esquiadores). No obstante, las zonas cartografiadas como zona expuesta podrían dar una idea a esquiadores y alpinistas de zonas de espacial peligrosidad al ser zonas sometidas a frecuentes purgas; sin embargo, y a modo de reflexión, la solución ideal para este colectivo pasa por ofrecer una correcta predicción temporal ajustada a las características de cada valle y por una correcta divulgación de este tema, en términos fácilmente comprensibles, para que todas las personas que practiquen deportes de invierno, se conciencien del peligro que supone los aludes y sean capaces de interpretar y reconocer las zonas más delicadas.

Acompañando a la cartografía, se adjunta el Registro de Aludes. Este Registro implica la posibilidad de validar la cartografía, ampliarla o complementarla. El conjunto de la cartografía y el Registro de Aludes constituyen una herramienta útil de cara a la recopilación de información de aludes acontecidos de forma sistemática ya que se trata de un documento abierto.

Finalmente se ha de insistir en que: la elaboración del Mapa y del Registro de Aludes son muy útiles en la formación de especialistas en el análisis y evaluación de las consecuencias de aludes extraordinarios, constituyendo un documento imprescindible para los planificadores a la hora de abordar un problema en concreto (Furdada, 1991).

Nº DE REFERENCIA:	Nº DE MAPA:
TOPONIMIA:	
FOTOGRAFÍA:	
<u>DATOS GENERALES:</u>	
Orientación:	
Nº de zonas de salida:	
Cota superior:	
Cota inferior:	
Desnivel:	
Longitud:	
<u>ZONA DE SALIDA:</u>	
Pendiente:	Área:
Morfología y naturaleza del terreno:	
Tipo de Vegetación:	
Influencia del viento:	
<u>ZONA DE TRAYECTO:</u>	
Pendiente:	Área:
Cota superior e inferior:	
Morfología y naturaleza del terreno:	

Figura 4.52.- Ficha de Inventario utilizada para elaborar el Registro de Aludes. Basada en la utilizada por el IGME

<u>ZONA DE LLEGADA:</u>	Pendiente:	Área:
Morfología del terreno:		
Tipo de vegetación:		
<u>ANTECEDENTES, DAÑOS Y OBSERVACIONES:</u>		

Figura 4.53.- Ficha de Inventario utilizada para elaborar el Registro de Aludes. Basada en la utilizada por el IGME.

4.7.- CONCLUSIONES

En este apartado, se pretende plasmar las ideas, reflexiones y conclusiones del estudio de la peligrosidad por aludes en el Parque Posets-Maladeta. Para ello, y con el fin de esquematizar las ideas surgidas, este apartado se ha dividido en tres bloques, cada uno de ellos referidos a los puntos más importantes del estudio.

CONCLUSIONES DERIVADAS DE LA METODOLOGÍA SEGUIDA EN EL TRABAJO

La falta de legislación o normas establecidas para la realización de cartografías de aludes en el territorio español, hace pensar que sea lógico buscar una metodología común para el conjunto del territorio español. En este sentido, el presente trabajo, forma parte de la adaptación española de las *Cartes de Localisation Probable de Avalanches (C.L.P.A)* realizadas en Francia. Esta adaptación, ya ha sido utilizada en el territorio español, siendo la mejor elección ya que sirve para llevar a cabo una planificación del territorio, en relación al fenómeno alud, de una manera económica, al abarcar una superficie considerable utilizando escalas 1:25000. Por su parte, una cartografía de peligrosidad, en la que se incluye los periodos de retorno y fuerzas de impacto, será interesante en aquellos lugares dónde los mapas de localización de zonas probables de aludes evidencien que, una determinada zona de interés social, pueda ser afectada con el fin de poner los medios para defenderla.

Dicho esto, los aspectos metodológicos en los que se basa los Mapas de Localización Probables de Aludes (fotointerpretación, reconocimiento de campo y encuesta a la población) resultan muy adecuados al ser fuentes de información fácilmente adquiribles y a la vez complementarias unas de otras. Por ello, una crítica que se desprende del proceso metodológico utilizado en este trabajo, es la falta de información proveniente de la etapa de encuestas personales, debido a la falta de tiempo y de presupuesto económico para realizarlas con un mínimo rigor. En las cartografías realizadas en el resto del territorio español, la información proveniente de las encuestas suele ser más precisa, de tal manera que se trata de una información independiente de las otras dos fuentes, pero a la vez complementarias. En el presente trabajo, y debido a la falta de presupuesto y de tiempo, se ha limitado la información proveniente de encuestas a especificar si algunos aludes reconocidos por fotointerpretación y reconocimiento de campo, han sido vistos por las pocas personas encuestadas, por lo tanto se trata de una confirmación por medio de testimonios del trabajo realizado anteriormente y no

de una información independiente. Dicho esto, es importante que, para trabajos posteriores, se le de una mayor importancia a la fase de las encuestas personales y se tengan en cuenta las limitaciones económico-temporales que ésta representa.

En relación a los criterios utilizados para identificar las zonas probables de aludes, he de decir que han sido sacados de los trabajos realizados con anterioridad (Furdada, 1996); (IGME, 2001); (IGME, 1996). En general, y tras la realización de la cartografía que se presenta en este trabajo, estos parecen adecuados al contexto geomorfológico en el que se sitúa este trabajo; si bien, hay que resaltar que algunos criterios son difícilmente aplicables por varias razones entre las que se encuentran las siguientes:

- Dificultad de accesibilidad a ciertas zonas de los aludes (es el caso de la observación en detalle de la vegetación en ciertas zonas de llegada).
- Tiempo empleado en comprobar ciertos criterios en la etapa de reconocimiento de campo (es el caso de reconocer la vegetación de ciertas zonas, especialmente altas, para definir el flujo de viento local).
- Criterios directo: la altitud, la pendiente, la rugosidad del terreno, la morfología, la vegetación (observación del paisaje), orientación respecto al sol y a los vientos dominantes. Es uno de los criterios más empleados.

Sin duda, algunos de estos criterios han sido fácilmente aplicables gracias a la utilización de los Sistemas de Información Geográfica; es el caso de la altitud, pendiente, morfología y orientación.

Una vez expresada la importancia de los SIG en la aplicación de algunos criterios para definir las zonas de aludes, se debe subrayar lo siguiente:

- La utilización de los SIG en la elaboración de cartografías de zonas probables de aludes es muy importante, ya que estos programas, permiten superponer las ortofotos de la zona de estudio con el mapa de pendientes, el mapa de orientaciones y el mapa topográfico sobre la pantalla de un ordenador, facilitando así la interpretación y un rápido análisis de las características del terreno. Además, la digitalización directa de los caminos de aludes sobre la pantalla del ordenador, mediante las herramientas de dibujo adecuadas, permiten obtener una mayor precisión gracias a la posibilidad de

utilizar *zoom*. Así pues, la utilización de los SIG, ha permitido disminuir el tiempo de trabajo, respecto a los clásicos procesos de elaboración de cartografía.

- Por otra parte, de los dos SIG que en un principio se tenía idea de utilizar (SEXTANTE y ArcGIS); al final, se ha utilizado casi exclusivamente el ArcGIS, debido a un mejor conocimiento que se tenía de él y a un mejor resultado en la explotación de los mapas. No obstante, hay que decir que el programa SEXTANTE es muy potente en análisis *raster*, por lo que, su utilización, puede ser muy interesante en otros estudios.
- Los modelos digitales del terreno que se han utilizado, se han realizado a partir de las hojas topográficas 1:25000 suministradas por el IGN en formato .dgn y restituidas presentan una buena resolución ya que parten de una equidistancia de 5m. El MDT de 25x25, ha sido especialmente útil a la hora de elaborar el mapa de pendientes, curvatura, orientaciones y formas del terreno ya que con el MDT de 5x5 hubieran dado resultados imposibles de interpretar. Sin embargo, un sombreado del MDT de 5x5 ha permitido obtener una visión más precisa de la forma del terreno.
- El formato de origen con el que se ha trabajado es .dgn. Este formato propio de *Microstation*, el legible por parte de ArcGis, sin embargo, su manejo ha resultado un poco tedioso, por lo que se recomienda, inicialmente, pasar toda la información a formato vectorial por medio de la herramienta *ArcToolbox > Conversión Tools > To Shapefile*.

CONCLUSIONES RESPECTO A LA PREDICCIÓN ESTADÍSTICA DE LAS MÁXIMAS ZONAS DE LLEGADA

- Las curvas y ecuaciones de regresión del método estadístico de las máximas zonas de llegada se han sacado de la tesis “Estudi de les Allaus al Pirineu Occidental de Catalunya: Predicció Espacial i Aplicacions de la Cartografia” (Furdada, 1996).
- Unas de las limitaciones de este método es que existen diferencias significativas entre las curvas de regresión calculadas para diferentes cordilleras; y las diferencias que pueden aparecer también entre zonas diferentes de una misma cordillera. Dicho esto, parece lógico justificar la utilización de los modelos calculados por Furdada en este trabajo. La elección de estos modelos se fundamenta en la contigüidad y similitud de la zona de estudio en a que se basó Furdada para elaborar las ecuaciones (Noguera-Pallaresa, Noguera Ribgorzana y Vall de Boi) con la del presente trabajo.

- Así pues, la aplicación de este método a las zonas de alud elegidas en este trabajo, arrastran todos los inconvenientes y ventajas explicados detalladamente en este estudio, entre las que se pueden destacar: (1) No todas las posibles zonas de aludes pueden ser estimadas con este método. (2) El desconocimiento y la falta de recogida de información de una manera metódica en nuestro país, impiden elaborar los modelos de regresión de una forma más precisa. (3) De todas las variables definidas (6.2.1) apartado para calcular la máxima zona de llegada, la que mejor se comporta es β , que es el que se ha utilizado en el presente trabajo. (4) Los modelos de regresión obtenidos dependen fuertemente del perfil longitudinal utilizado en cada caso. (5) Para la muestra total de 216 perfiles de aludes, la diferencia en la máxima zona de llegada para los diferentes tipos de perfiles que se han utilizado para realizar la regresión, es la siguiente: para perfiles parabólicos, los valores resultan un poco infraestimados; mientras que para perfiles con cambio brusco de pendiente, ligeramente sobreestimados (1 mm en una escala 1:50000).
- De las conclusiones sacadas por Furdada (1996), se desprende que para el nivel de detalle requerido en una cartografía de estas características, resulta válido realizar la aproximación con las curvas obtenidas a partir de la muestra completa de 216 perfiles de aludes.
- A pesar de estas limitaciones, se piensa que el método estadístico para predecir las máximas zonas de llegada puede ser muy útil a la hora de elaborar la cartografía de zonas probables aludes, ya que existen zonas de llegada que son casi inaccesibles o muy peligrosas, para llevar a cabo sobre ellas un correcto reconocimiento de campo. Dicho esto, los resultados obtenidos en este trabajo, evidencian un error en la estimación de la longitud total del alud que está comprendido entre el 13,01% y el 15,1%; valores que se asemejan bastante, a los obtenidos por Furdada.
- Además de útil, no hay que olvidar que el método estadístico está introduciendo un valor calculado empíricamente a un resultado que, hasta el momento, estaba sujeto a una cierta subjetividad (la del experto); este grado de objetividad, en el resultado, puede ser, bajo ciertas circunstancias, interesante.
- Por otra parte, y centrándonos en el presente trabajo, hay que decir que en un principio, sólo se pretendía utilizar este método para aquellos aludes que, afectando a infraestructuras presumiblemente vulnerables, fuera difícil de determinar la zona de

llegada mediante fotointerpretación, reconocimiento de campo y encuestas a la población. Después de realizar los cálculos para el conjunto de aludes que cumplía estas condiciones; se cree, que hubiera sido interesante generalizar estos cálculos para el total de los aludes cartografiados.

CONCLUSIONES DERIVADAS DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Los resultados obtenidos en este trabajo son: la cartografía de zonas probables de aludes y el registro de los aludes cartografiados.

Las conclusiones derivadas de la realización del registro de aludes son:

- El registro de aludes está compuesto por 86 fichas descriptivas para los 115 aludes cartografiados. Esto se debe a que algunos aludes contiguos presentaban características idénticas en cuanto a morfología se refiere, por lo que se ha considerado realizar una única ficha común.
- Este documento está dividido en valles o zonas de la siguiente manera:
 - Valle de Benasque o Alto Ésera: 36 fichas para 53 aludes cartografiados.
 - Valle de Vallibierna: 26 fichas para 29 aludes cartografiados.
 - Valle de Cregüeña: 7 fichas para 11 aludes cartografiados.
 - Zona de Paderna, Maladeta y Barrancs: 11 fichas para 11 aludes cartografiados.
 - Valles de Remuñe, Llitarola y Salenques: 6 fichas para 11 aludes cartografiados.
- El conjunto de la cartografía y del registro presentados en este trabajo, aportan una gran información para llevar a cabo una correcta ordenación del territorio en zonas de alta montaña, en relación al fenómeno alud. De tal manera que, las fichas contenidas en el registro, presentan información de las características físicas de cada zona de alud, siendo importante, y sirviendo como primera aproximación, a la hora de decidir la conveniencia de defender un área determinada.
- La naturaleza del registro, hace pensar que éste, debe ser un documento abierto; en el que, año tras año, se fuera incorporando la información recogida de accidentes o percances ocurridos en cada zona. Para ello, y si este tipo de cartografía se llevara a cabo en todo el Pirineo, sería interesante llevar a cabo una campaña de divulgación y posterior recogida de información, bien vía Internet, o bien, a través de fichas repartidas por los refugios de montaña y

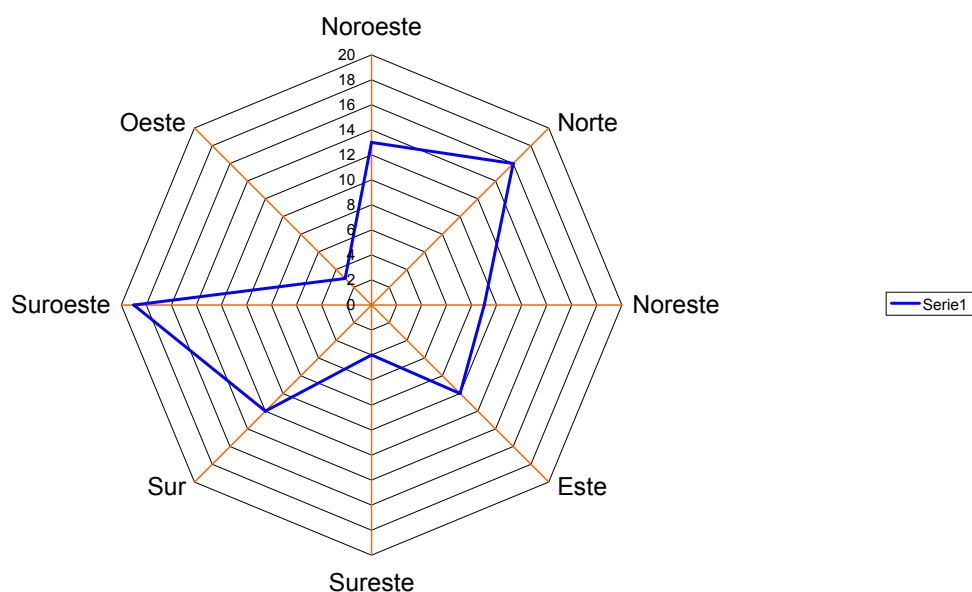
Ayuntamientos, Guardia Civil, Bomberos y Protección Civil de las áreas de montaña que, una vez rellenas, fueran devueltas para incorporar la información al Registro.

- Al decir esto, se desprende que lo más interesante para llevar a cabo esto, sería ordenar la información recogida en este registro en una base de datos informática, con el fin de facilitar la consulta, edición e incorporación de información.

En cuanto a la cartografía de zonas probables de aludes, hay que resaltar:

- La escala principal utilizada en la cartografía es 1:25000. Esta escala ha resultado ser una buena elección ya que ha permitido representar con un tamaño adecuado todos los elementos cartografiados a la vez que ha permitido en todo momento tener una visión general del territorio, favoreciendo así una adecuada planificación territorial.
- También se adjuntan tres mapas de detalle, dos de los cuales están representados a escala 1:5000 y un tercero a escala 1:10000. Estos mapas reflejan la máxima zona afectada por un alud en tres puntos especialmente conflictivos, más si cabe con la probable remodelación de las infraestructuras de Baños de Benasque en los próximos años.
- En un principio, se pensó incluir mapas detallados de los aludes que afectan a la carretera que llega al Hospital de Benasque; sin embargo, después de observar el mapa 1:25000, se consideró que no era necesario, al estar suficientemente detallados aquellos aludes que sí afectan a dicha infraestructura.
- La superficie planimétrica del área cartografiado es 9968,18 ha (ArcGIS; ESRI), mientras que área real es de 12392,71 ha (ArcGIS; ESRI); por lo que, la superficie real, es casi un 25% mayor que la planimétrica. Este incremento, es propio de un territorio de alta montaña, modelado por la acción glacial.
- La superficie real aproximada afectada por aludes es de 8,88 %.
- La superficie real aproximada de zonas expuestas a aludes es de 30,4 %; por lo que la superficie total aproximada en al que se pueden producir aludes de distinta magnitud es de 39,3%. Estos porcentajes obtenidos son similares a los obtenidos en otros trabajos en el contexto pirenaico (Furdada, 1996).
- Del registro de los aludes cartografiados, se desprenden los siguientes datos:

La distribución de las orientaciones es la siguiente:



Existe un claro dominio de las orientaciones norte, noroeste y sur, suroeste, características de otras zonas del Pirineo. Este dominio está influenciado tanto, por la disposición longitudinal este-oeste de la cordillera pirenaica, como de la disposición transversal de algunos de sus valles.

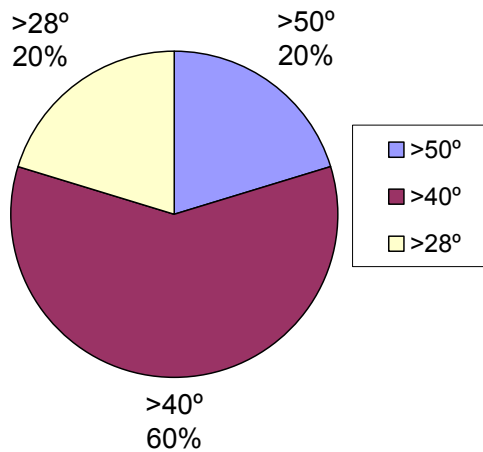
De estos datos, se desprende que los aludes de nieve se pueden dar en cualquier momento del invierno y de la primavera ya que, las zonas de orientación norte, son propensas a los aludes de nieve suelta durante el invierno; mientras que las zonas de orientación sur, suroeste, se encuentran muy expuestas a la radiación solar durante el final de invierno y el principios de la primavera, desprendiéndose con cierta frecuencia aludes de nieve cohesionada.

Teniendo en cuenta la descripción geomorfológica y observando el mapa hipsométrico (apartado 5.1.4), podemos apreciar como existe una cierta zonificación en cuanto a la orientación de las zonas: el margen izquierdo del valle de Benasque, Barrancs, Maladeta, Paderna y ciertas zonas de Cregüña y Vallibierna, están orientadas al norte; mientras que el margen derecho del valle de Benasque, junto con algunas zonas de Vallibierna, Cregüña y Palenques, están orientadas hacia el sur, suroeste. Es precisamente en las laderas de esta

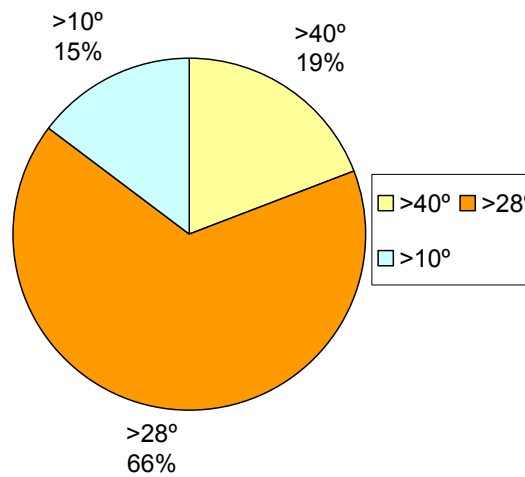
orientación, dónde han sido cartografiados una mayor superficie de zonas expuestas, especialmente peligrosas con los cambios bruscos de temperatura.

Los datos de pendientes, son los siguientes:

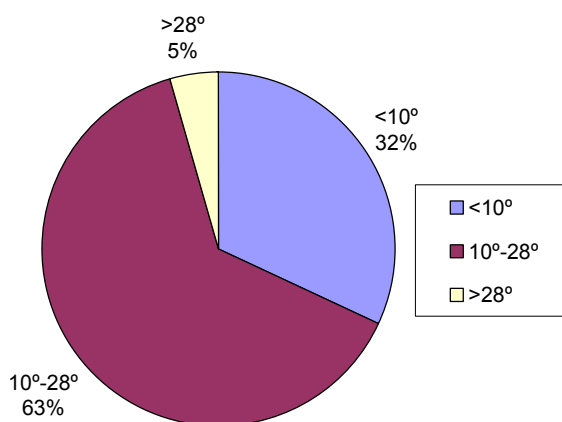
Distribucion de pendientes en la zona de salida



Distribución de pendientes en las zonas de trayecto.



Distribución de pendientes en las zonas de llegada



Estos gráficos representan la distribución de la pendientes (en %) de todos los aludes cartografiados, para cada zona del alud.

Para el caso de la zona de salida, se observa que, en la mayoría de los casos, los aludes se desencadenan con pendientes superiores a 40% (40%-50%). Aproximadamente un 60% de los casos, la pendiente es superior a 40%, lo que significa que los aludes se desencadenan con cierta frecuencia, siempre y cuando se den las condiciones óptimas de innivación, en este intervalo, la cantidad de nieve retenida es suficiente como para que el alud sea potencialmente peligroso. Aproximadamente un 20% de los casos presenta pendientes superiores a 50%, estos casos suelen coincidir con las zonas más altas, situadas en las paredes verticalizadas de los circos glaciares, y por consiguiente, de poca repercusión para infraestructuras o para llevar a cabo una correcta planificación territorial. El 20% restante de los casos, presenta una pendiente entre 28% y 40%; estos aludes, se desencadenan con menos frecuencia, por lo que suelen ser más excepcionales, ya que necesitan mayor peso del manto (sobrepresiones de origen natural o artificial) o una desestabilización del manto nivoso, debido al metamorfismo de la nieve. Este intervalo, se ve fuertemente influenciado por la rugosidad del terreno, por lo que para considerarlo, es necesario aplicar este criterio.

Para el caso de la zona de trayecto, se observa que el rango de pendiente predominante (66%) es el situado entre lo 28% y 40%. Este rango es elevado y difiere del elegido en el punto 5.1.5.1 para definir la zona de trayecto. Esto se debe fundamentalmente a dos hechos: por una parte, la litología existente, y por otra parte, la morfología en “U” derivada de la intensa

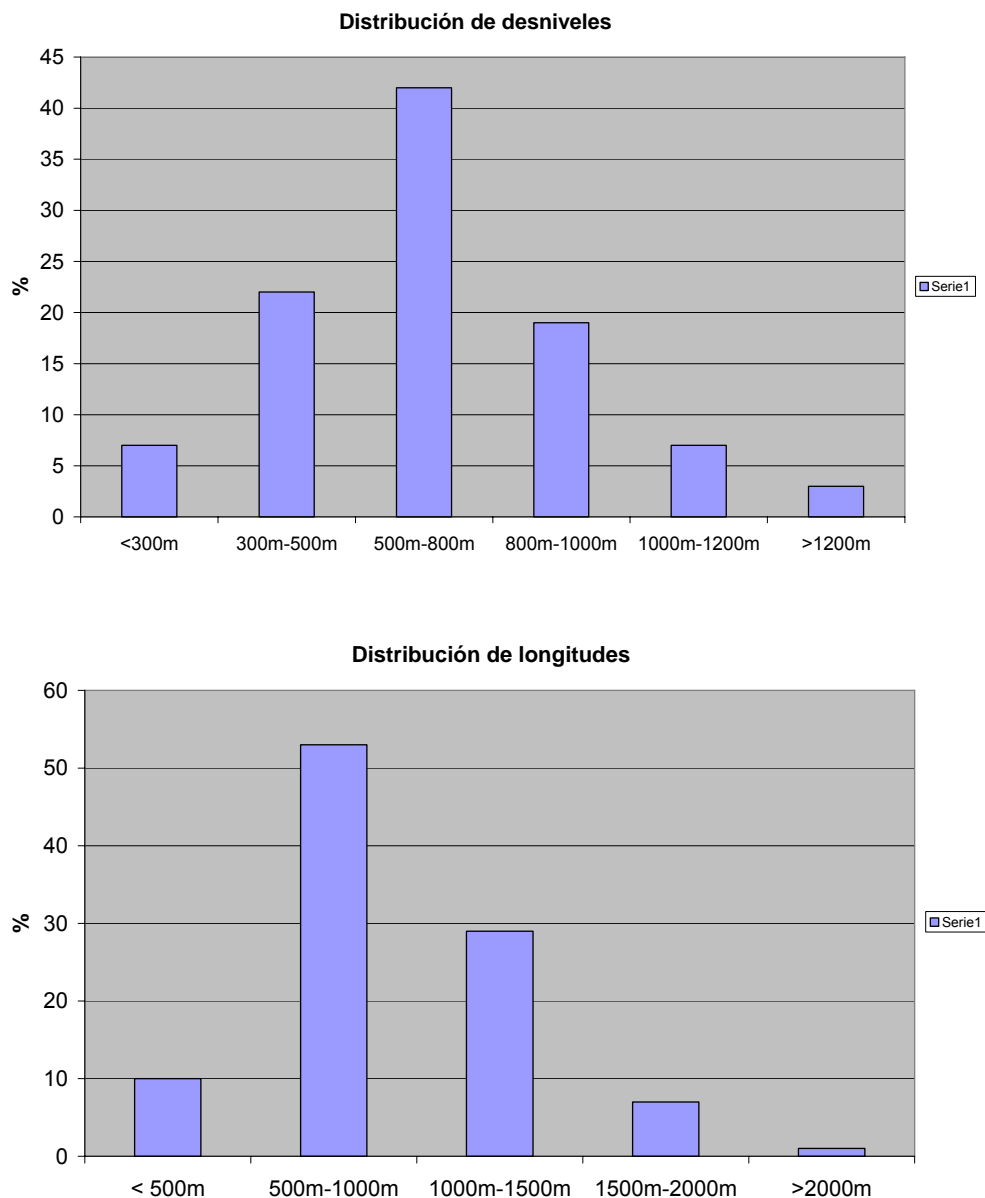
acción glaciaria que existió en el Cuaternario. Entre los factores litológicos atribuibles en este elevado rango encontramos la existencia de materiales duros (Carbonífero) que circundan el batolito granítico. Estos materiales, presentan pequeñas cuencas de acumulación o salidas puntuales en roca, con profundas y estrechas canalizaciones muy verticales, favoreciendo la existencia de pendientes elevadas en la zona de trayecto, y sin duda, acrecentado por la erosión glaciaria.

Sin embargo, tal y como se vio en el apartado 3.3.1.3, las pizarras situadas en el margen izquierdo del río de Vallibierna, se alteran dando un regolito permeable y favoreciendo la concavidad basal. Esto hecho, hace que las pendientes en la zona de trayecto de esta zona sean más suaves. Por otra parte, en el área granítica, las pendientes de la zona de trayecto no suelen ser muy elevadas, a diferencia de la zona de salida que si es muy escarpada, ya que tanto el material de derrubio arrastrados, como la acción gelifractora, están continuamente alimentando, con bloques de distinto tamaño, el camino y la zona de llegada. En este caso, se observa que la pendiente si que coincide con el intervalo 10%-28% expresado en el punto 5.1.5.1.

Para la zona de llegada, las pendientes obtenidas son más elevadas que las elegidas en el apartado 5.1.5.1 (0-10%). Estos resultados se pueden deber fundamentalmente a cuatro hechos: el primero, es la existencia de una cubierta vegetal arbórea que actúa como único factor en la desaceleración del manto nivoso, sobre todo cuando se trata de corredores estrechos con orientación Norte que descienden en línea recta; en segundo lugar, se puede deber a una dificultosa delimitación entre la zona de trayecto y la zona de llegada, cuando la pendiente no es el único criterio; en tercer lugar, hay que decir que algunas zonas de llegada en el valle de Vallibierna, coinciden con el cauce, remontando ladera arriba debido a la gran cantidad de nieve movilizada y la poca superficie con pendiente < 10 % que ofrece el cauce del río; en cuarto lugar, se puede decir que, en las laderas de orientación sur, situadas sobre todo en el área granítica, la elevada rugosidad del terreno debido a la gelifracción, pueden frenar el movimiento lento del aludes de nieve cohesionada o húmeda, este es el caso de los aludes cartografiados en el circo de Coronas.

Este resultado, tiene importancia, y una cierta repercusión, a la hora de utilizar el método estadístico para calcular la máxima zona de llegada; ya que, cuando la pendiente no alcanza el punto β (10°), el método no puede ser aplicado.

En cuanto a la distribución de desniveles y de longitudes, cabe decir que lo obtenido es lo esperado y se ajusta a las características físicas que definen al Pirineo.



Encontramos que, en la mayoría de los casos, los aludes son de dimensiones moderadas (desniveles entre 2300 y 1000m y longitudes entre 500 y 1500m), en relación a otras cordilleras como puedan ser los Alpes. Sin embargo, en relación a la metodología cartográfica, sí es oportuno destacar que estas dimensiones pueden condicionar la elección de la escala de representación, de hecho en la cartografía adjunta, hay algunos aludes cartografiados y corroborados por encuesta que podrían ser mejor representados con una

escala mayor, como es el caso del alud B-57I y B-58I, situados cerca del Hospital de Benasque. Sin duda lo más interesante de estos datos, es sacar en claro, que sería impreciso representar la cartografía con un escala menor como puede ser 1:50000 y, por lo tanto, viene a justificar la elección de la escala de trabajo como la menor escala que es capaz de representar todos los aludes con una exactitud aceptable y a la vez, representar la máxima superficie posible.

CAPÍTULO 5.- PELIGROSIDAD POR AVENIDAS E INUNDACIONES

5.1.- INTRODUCCIÓN

Una inundación es la sumersión temporal de terrenos normalmente secos como consecuencia de la aportación inusual y más o menos repentina de una cantidad de agua superior a la que es habitual en una zona determinada (según la Directriz de Protección Civil vigente ante el Riesgo de Inundaciones). A pesar de la indefinición de “normalmente secos”, todo el mundo está de acuerdo en el carácter excepcional de las inundaciones desde el punto de vista de las actividades humanas cotidianas lo que a veces conforma un problema y otras una solución (como ocurría en civilizaciones antiguos al asociar las inundaciones con valles fértiles para terrenos agrícolas en los ríos Éufrates, Tigris, Nilo, Ganges...).

El riesgo de inundación a la situación potencial de pérdida o daño a personas, bienes materiales o servicios, como consecuencia de la potencial ocurrencia de inundaciones a las que se asocia una severidad (intensidad y magnitud), y frecuencia o probabilidad de ocurrencia, determinadas. La Directiva de Inundaciones lo define como la “combinación de la probabilidad de que se produzca una inundación y de las posibles consecuencias negativas para la salud humana, el medio ambiente, el patrimonio cultural y la actividad económica, asociadas a una inundación” (artículo 2.2).

5.1.1.- TIPOS Y ORIGEN DE LAS INUNDACIONES

Las inundaciones naturales (eliminando las generadas por causas exclusivamente humanas, como las fugas y roturas en conducciones o almacenamientos) son básicamente de dos tipos (Figura 5.1): terrestres (en el sentido de “tierra adentro”), en las que aguas dulces anegan territorios del interior de los continentes; y litorales o costeras, en las que las aguas marinas o lacustres-palustres invaden los sectores limítrofes con el dominio terrestre; entre ambos tipos existen diferentes combinaciones y situaciones intermedias. Por lo tanto, dada la diversidad de fenomenología, es más correcto hablar en plural de este tipo de riesgo, es decir, de riesgo de inundaciones.

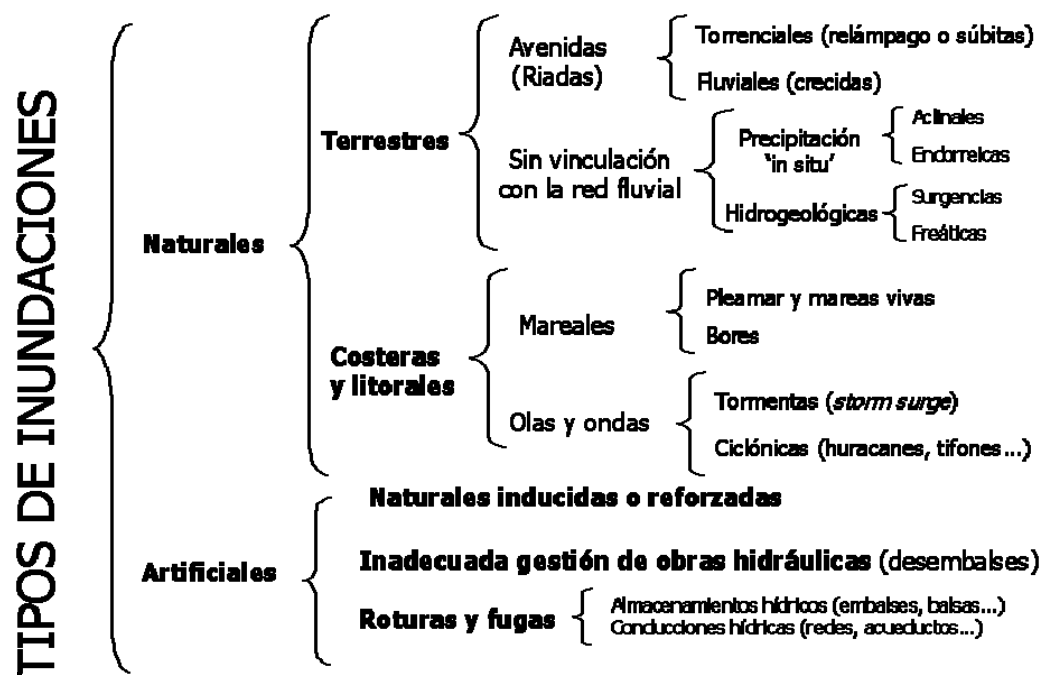


Figura 5.1.- Clasificación básica de los tipos de inundaciones de acuerdo a su origen.

El origen de las inundaciones terrestres suele ser dual: o bien el desbordamiento de corrientes fluviales (ríos, arroyos, torrentes, etc.); o bien el encharcamiento de zonas llanas o endorreicas sin vinculación con la red fluvial, tanto por acumulación de la precipitación sin que circule sobre la superficie terrestre (precipitación ‘in situ’), como de origen hidrogeológico asociado a surgencias o elevación de la superficie freática sobre la superficie del terreno.

En el primer caso, por desbordamiento, el aumento de caudal por encima de la capacidad del cauce para desaguarlo, conlleva el desbordamiento y la ocupación de las márgenes o riberas, aumentando así la sección de desagüe. Estos aumentos de caudal se pueden producir durante crecidas y/o avenidas, diferentes en cuanto a las causas que generan los aumentos de caudal (Olcina, 1994; Camarasa, 2002): mientras que las crecidas se relacionan con precipitaciones generalizadas y de larga duración (frontales) o fusión progresiva de mantos nivales y deshielo glaciar (en España casi anecdótico); las avenidas pueden originarse con precipitaciones intensas concentradas (orográficas y/o convectivas), roturas de represamientos naturales (lagos, lagunas, presas de castores) o artificiales (puentes u otras estructuras obstruidas), e inadecuado funcionamiento o rotura de obras hidráulicas (azudes, presas de embalse, balsas, depósitos, diques artificiales). Otras causas de inundaciones terrestres con menor incidencia

son la formación y aumento de nivel en lagos formados por represamientos causados por movimientos de ladera (Olivares, Granada) o avances glaciares; y el aumento del nivel freático por encima de la superficie topográfica como consecuencia de descargas de acuíferos, como ocurre en las depresiones cársticas (polje de Zafarraya, Granada).

Además de todas estas posibles causas directas, que actúan como factores desencadenantes de las inundaciones terrestres, existen otros factores condicionantes, que potencian o intensifican estos fenómenos. Básicamente son parámetros topográficos, como la pendiente de la cuenca de drenaje y las corrientes fluviales, o el tamaño y la forma de la cuenca hidrográfica; también variables que contribuyen a la menor o mayor generación de esorrentía, como el tipo de suelo o la cubierta vegetal del terreno. En igualdad de otras condiciones desencadenantes (lluvias), las mayores inundaciones se dan en pequeñas cuencas de montaña, con formas redondeadas, altas pendientes, suelos delgados e impermeables, y ausencia de vegetación; de la misma manera, actuaciones como la urbanización o deforestación de amplios sectores de las cuencas contribuyen al aumento de los caudales circulantes.

Por lo que respecta a las inundaciones litorales o costeras, las causas pueden relacionarse con aumentos del nivel del agua de mares y lagos durante tormentas y temporales (olas de tormenta, galernas, etc.), fenómenos ciclónicos atípicos (huracanes, tifones, tormentas tropicales, ciclones, tornados y mangas de agua), fuertes variaciones mareales (mareas vivas y muertas, corrientes de marea) y barométricas (rizagas), o por el desplazamiento súbito de grandes volúmenes de agua como consecuencia de terremotos en los fondos submarinos o movimientos del terreno invadiendo masas de agua (tsunamis). Estas inundaciones suelen afectar, a sectores costeros con escaso relieve (muy llanos), como deltas, bahías, rías y estuarios, marismas y playas, islas-barrera, etc. (si bien una gran ola por movimiento brusco de material en una masa de agua puede ocurrir también en regiones de montaña). Un caso paradigmático de este tipo de inundaciones son los anegamientos periódicos de algunas plazas y calles de la ciudad de Venecia (Italia) como consecuencia de las variaciones mareales. Otro ejemplo reciente, de graves consecuencias socio-económicas, fue la inundación de la ciudad de Nueva Orleans (EE.UU.) por el paso del huracán Katrina en el año 2005. En ocasiones, estos fenómenos costeros se producen combinados, ayudados o acelerados por el hundimiento progresivo que, de forma natural (subsistencia) o artificial (sobrepeso de construcciones, drenaje y bombeo de agua subterránea o hidrocarburos, etc.), se produce en estas zonas costeras.

Por último, muchas inundaciones en zonas litorales son una combinación o sucesión de orígenes terrestres y costeros, de forma que los ríos, con altos caudales circulantes en situación de crecida, no pueden desembocar con normalidad al mar o lago, por encontrarse éste con altos niveles como consecuencia de temporales o mareas vivas en situación de pleamar o porque los lagos tienen un desagüe de menor capacidad que los aportes; en estas circunstancias se agravan las situaciones de inundación también por las dificultades para desaguar el alcantarillado urbano, cuyos sumideros pueden convertirse en auténticas surgencias. Esto ocurre en ocasiones en las zonas del litoral con mayores rangos mareales, como la costa atlántica de Galicia y Andalucía, o la cantábrica.

5.1.2.- DESASTRES POR INUNDACIONES EN EL MUNDO Y EN ESPAÑA

Es complicado hacer una recopilación detallada y exacta de los desastres asociados a las inundaciones que han ocurrido en el pasado, ya que tan sólo disponemos de información fiable de las catástrofes más recientes, acontecidas en las últimas décadas, y que se refieren a datos disponibles en países desarrollados. El resto se basan en narraciones y documentos imprecisos y dispersos, en ocasiones exagerados, y basados en cálculos sin base estadística y censal.

No obstante, parece que los mayores desastres ocurridos en el Planeta en relación con las inundaciones han tenido lugar en China, donde la enorme población que ha habitado desde hace miles de años las riberas de sus grandes ríos, ha condicionado una interferencia ancestral de las inundaciones con las actividades humanas; además con registro documental que se remonta a varios miles de años atrás. Cinco grandes inundaciones acontecidas en este país se sitúan entre los diez mayores desastres naturales por el número de víctimas mortales (web de la EM-DAT): la inundación del río Yangtse Kiang en 1931 produjo cerca de 3,7 millones de víctimas, y más de 28 millones de afectados; otras dos acontecidas en 1959 y 1887 se aproximaron a los dos millones de muertos; la del año 1939 en el norte del país se estima que produjo medio millón de fallecidos; y la acontecida en Kaifeng, provincia de Henan, en 1642, generó más de 300.000 muertes. Otros países asolados con pérdidas de millares de vidas humanas por las inundaciones son: Bangladesh, India, Japón, Pakistán, Mozambique, Filipinas, Brasil...

Por lo que se refiere a los desastres a nivel mundial que han generado mayor volumen de pérdidas económicas, llama la atención que ocupan los primeros lugares eventos no demasiado virulentos, pero que han afectado a zonas de importante desarrollo socioeconómico y en época reciente. Destacan la inundación de Nueva Orleans tras el paso del huracán Katrina en 2005, o las inundaciones en Centroeuropa del año 2002.

En España, las inundaciones han causado numerosos y graves desastres, de algunos de los cuales sólo se tiene referencias vagas y poco precisas. Entre los más recientes destacan: las inundaciones en Levante del año 1982, con más de 1.800 millones de euros de pérdidas; las que afectaron a Málaga y el Sureste durante 1989, que supusieron cerca de 1.200 millones de euros; las del País Vasco y Cantabria de 1983, con cerca de mil millones de euros; o las inundaciones del Turia en Valencia en 1957, con más de 60 millones de euros (de entonces) en pérdidas.

Por lo que respecta a las víctimas mortales, clásicamente se han señalado las inundaciones de Murcia en 1651 y Cataluña-Vallés en 1962, como los eventos con mayor número de víctimas, próximas ambas al millar. A continuación están las inundaciones en (Durán, 1997): Murcia de 1879 (800 víctimas); Lorca (Murcia) en 1802 (700); Cataluña en 1874 (600 muertos) y 1971 (400); superan también el centenar de fallecidos los desastres de la ribera baja del Júcar en 1779, Consuegra (Toledo) en 1891, Murcia y Almería en 1963, y el Sureste en 1973. Entre los sucesos más recientes con elevado número de víctimas mortales destacan los del camping Las Nieves (Biescas, Huesca) con 87, Cerro de los Reyes (Badajoz) con 22, y Yebra (Guadalajara) con 10.

5.1.3.- EL RIESGO POR AVENIDAS E INUNDACIONES EN ESPAÑA

Prácticamente todo el territorio español se encuentra sometido a riesgo de inundaciones, aunque en distinto grado y diferentes modalidades (MMA, 1998; Camarasa, 2002). Los estudios de síntesis del CTEI (1985), basados en las inundaciones históricas, permitieron delimitar unos 1300 puntos conflictivos, concentrados en las cuencas del Norte (300), Guadalquivir (177), Júcar (173) y Pirineo Oriental (172); además se identificó más de un millar de zonas de riesgo, de las cuales sólo un 6,5% corresponden a nivel máximo. Simplificando la diversidad, pero a título orientativo para la delimitación de regiones-riesgo, existen cuatro grandes zonas en riesgo en España (Olcina, 1994):

Zonas en riesgo por inundaciones asociadas a avenidas relámpago o súbitas en la vertiente mediterránea; se trata de los cauces de corrientes efímeras costeras (ramblas o rieras) o permanentes (Llobregat, Palancia, Júcar, Turia, Segura...) y sus márgenes (planas, conos y abanicos aluviales), que en situaciones de precipitaciones muy intensas (sistemas y complejos convectivos) durante el otoño, producen el anegamiento de núcleos de población y terrenos agrícolas. Afectan a buena parte del litoral mediterráneo de Cataluña, Comunidad Valenciana, Islas Baleares, Región de Murcia, litoral de Andalucía, y ciudades de Ceuta y Melilla; pero también se dan en las zonas limítrofes de Aragón y Castilla-La Mancha.

Zonas en riesgo por inundaciones asociadas a avenidas torrenciales en los sistemas montañosos; se trata de los cauces de torrentes, torrenteras, barrancos y arroyos, y sus márgenes y conos, que en situaciones de precipitaciones intensas (núcleos convectivos o tormentosos, y convectivo-orográficos) durante los meses estivales, producen el anegamiento de núcleos de población. Afectan a las laderas y piedemontes de los principales sistemas montañosos peninsulares (Cordillera Cantábrica, Pirineos, Cordillera Ibérica, Sistema Central, Montes de Toledo, Sierra Morena, Cordilleras Béticas) e insulares (Sierra de Tramuntana, islas Canarias).

Zonas en riesgo por inundaciones asociadas a crecidas en los tramos medios y bajos de los grandes ríos peninsulares; se trata de los cauces de ríos y las llanuras de inundación asociadas, que en situaciones de precipitaciones prolongadas (frentes atlánticos invernales) o fusión de cobertura nival (primavera) producen el anegamiento de núcleos de población y terrenos agrícolas. Afectan a los sectores centrales de las grandes cuencas: río Duero y sus afluentes desde Soria a los Arribes; río Tajo y sus afluentes desde Aranjuez; río Ebro y sus afluentes desde Logroño; río Guadalquivir y sus afluentes desde Andújar.

Zonas en riesgo por inundaciones asociadas a zonas llanas y endorreicas en los sectores centrales de las grandes cuencas; se trata de planicies y zonas pantanosas, que en situaciones de precipitaciones intensas y/o prolongadas, acumulan 'in situ' las lluvias, y que superan la capacidad de infiltración y drenaje, anegando núcleos de población y terrenos agrícolas. Afectan a determinados sectores de la cuenca del Duero (Tierra de Campos, Tierra de Pinares), del Tajo (Campo Arañuelo, La Sagra), del Guadiana (La Mancha), los Llanos de Albacete, etc.

En menor medida están representadas en España otras modalidades de inundación, que producen situaciones de riesgo en sectores más concretos y con carácter excepcional, como por ejemplo las inundaciones costeras y litorales (costas atlántica y cantábrica en temporales y mareas vivas) o las asociadas al ascenso de la superficie freática (polje de Zafarraya y zonas encharcables de la Mancha húmeda).

Evidentemente existen multitud de situaciones intermedias o mixtas, y zonas afectadas por dos o más de los tipos anteriormente sintetizados. Una de las más comunes es la interferencia de corrientes fluviales en situación de crecida y/o avenida que inundan las márgenes en la desembocadura por coincidencia con situaciones de dinámica litoral o costera desfavorable (pleamares, temporales).

5.2.- IMPACTOS DE LAS AVENIDAS E INUNDACIONES

El primer y más consustancial daño de la inundación es el propio anegamiento por agua y su profundidad en zonas normalmente secas, lo que conlleva humectación de suelos, con la consiguiente pérdida de capacidad portante de los terrenos, y de las estructuras y edificaciones construidas en ellos, pudiendo afectar a su cimentación y estabilidad estructural; o la pérdida de determinados cultivos y vegetación por quedar sumergidos y apartados del oxígeno atmosférico. Además, las instalaciones de servicios (tendidos eléctricos, redes de comunicaciones, gasoductos y oleoductos, etc.) y vías de comunicación (ferrocarriles, carreteras, instalaciones aeroportuarias) pueden quedar sumergidas, con el consiguiente riesgo de rotura o interrupción del servicio. También la inmersión de buena parte de los bienes materiales, como electrodomésticos, vehículos de motor y mobiliario doméstico, produce su deterioro o daño irreparable, con las consiguientes pérdidas económicas. En este sentido, existen una serie de valores umbral de profundidad de lámina de agua a partir de los cuales se incrementan significativamente los daños; como los 80 cm, cifra promedio sobre la que se inundan los enseres ubicados sobre mesas, encimeras y estantes ('efecto mesa'). En el caso de instalaciones y mercancías tóxicas y peligrosas (vertederos de residuos, fábricas de productos químicos, centrales térmicas y nucleares) el daño puede agravarse porque puede producirse una difusión y dispersión de los contaminantes en la corriente. Profundidades más elevadas y, sobre todo, cambios bruscos en la misma (escalones, pozas y vados) pueden suponer igualmente un peligro para la integridad física de personas y animales, fundamentalmente

para aquellas personas que por su corta edad (bebés y niños), su longevidad (ancianos), o diferentes enfermedades y discapacidades (físicas y psicológicas), tienen dificultades para la natación y alta vulnerabilidad.

Es importante, igualmente, considerar el tiempo de permanencia de la lámina de agua, ya que exposiciones o anegamientos prolongados pueden agravar los efectos antes mencionados, como la pudrición de cultivos (por anoxia) o la disgregación de cimentaciones; mientras que rápidas desecaciones pueden reducir los daños significativamente, ya que además minimiza el depósito de materiales en el lecho. En inundaciones costeras y litorales, el anegamiento de zonas continentales por aguas marinas produce la salinización de los suelos y de los acuíferos en los que se infiltran.

En segundo lugar, un efecto de la inundación susceptible de causar daños es la velocidad de la corriente, que en ocasiones puede, por impacto directo o indirecto (socavación), derribar y arrastrar enseres y personas. Con velocidades superiores a un metro por segundo y con cierto calado, se considera suficiente para arrastrar a una persona; menores velocidades se precisan aún para desplazar en flotación vehículos y otros enseres. Especialmente peligrosos son los cambios bruscos de velocidad, como los que se producen en resaltos hidráulicos (cambios de régimen en cascadas y estrechamientos), en los que la liberación de energía es tal que los enseres y personas quedan atrapados con enormes dificultades para ser recuperados o rescatados. Durante las inundaciones, sobre todo en avenidas torrenciales, las velocidades pueden superar incluso los 4 ó 6 m/s, valores con los cuales se arrastran objetos voluminosos y pesados, e incluso se crean remolinos y peligrosos fenómenos de succión del aire por efecto Venturi y sobrepresiones por cavitación.

En tercer lugar, la fuerza de la corriente puede erosionar el lecho y las márgenes del cauce, produciendo socavación de infraestructuras e inestabilidad de laderas, que desencadene movimientos de material (desprendimientos, deslizamientos, flujos...), con los consiguientes daños asociados, que pueden afectar tanto a personas y bienes como a infraestructuras (vías de comunicación, obras hidráulicas).

Un cuarto efecto susceptible de causar daños es la carga sólida arrastrada por el agua, ya sea en suspensión en el seno del fluido, ya sea como carga de fondo (por saltación, rodadura o arrastre) o en flotación. Estos materiales transportados pueden producir daños a las personas

por impacto, generando traumatismos y abrasiones de diversa consideración, e incluso la muerte por politraumatismo; algo semejante ocurre sobre los bienes materiales y construcciones. Estos materiales detríticos (bloques, cantos, gravas, arenas, limos y arcillas) o restos vegetales flotantes ('arribazones') producen diferentes efectos hidráulicos en la corriente, como aumentar su densidad y viscosidad (incrementando su capacidad de erosión y transporte de más materiales, en un efecto de retroalimentación) y disminuir su velocidad, con el consiguiente incremento en la altura de la lámina de agua. En casos extremos, la carga sólida elevada puede convertir la corriente en un auténtico río de fango o derrubios, con alta peligrosidad (potencial destructivo). De la misma forma, el transporte de elementos en flotación (como fragmentos vegetales, granizo o hielo) dificulta el flujo y paso por estrechamientos (puentes o sistemas de alcantarillado), incitando su colapso y rotura.

Esta carga sólida transportada, cuando finalmente se deposita en zonas de menor energía, puede también causar daños por aterramiento, ya que además de cubrir y enterrar bienes materiales, puede obstruir infraestructuras de abastecimiento o saneamiento, inutilizar electrodomésticos con filtros o rejillas, mermar los recursos pesqueros (marisqueo), etc.

Otros efectos susceptibles de causar daños, aunque con menor extensión espacial e incidencia son:

- Fenómenos de sufusión (piping) en las márgenes y riberas: tras la inundación, el agua que empapa y satura estas márgenes (almacenamiento en riberas), retorna por flujo subsuperficial al cauce, produciendo arrastres de elementos finos que generan pequeñas galerías y conductos subterráneos (tubos de sufusión), cuyo hundimiento o colapso puede producir daños.
- Fenómenos de expansividad de arcillas o rocas salinas (anhidrita), cuando en las zonas anegadas existen este tipo de materiales, con el consiguiente cambio en la configuración del terreno por hinchamiento.
- Fenómenos de reactivación cárstica, por desobstrucción durante la inundación de conductos rellenos, o por la creación de nuevos.

5.3.- MÉTODOS DE ESTUDIO

En nuestro país, al igual que en el resto de Europa, el análisis de la peligrosidad de inundaciones se realiza empleando de forma combinada y complementaria una serie de técnicas y procedimientos, que a grandes rasgos pueden agruparse en tres aproximaciones metodológicas: métodos histórico-paleohidrológicos, métodos geológico-geomorfológicos y métodos hidrológico-hidráulicos (Díez, 2002a; figura 5.2).

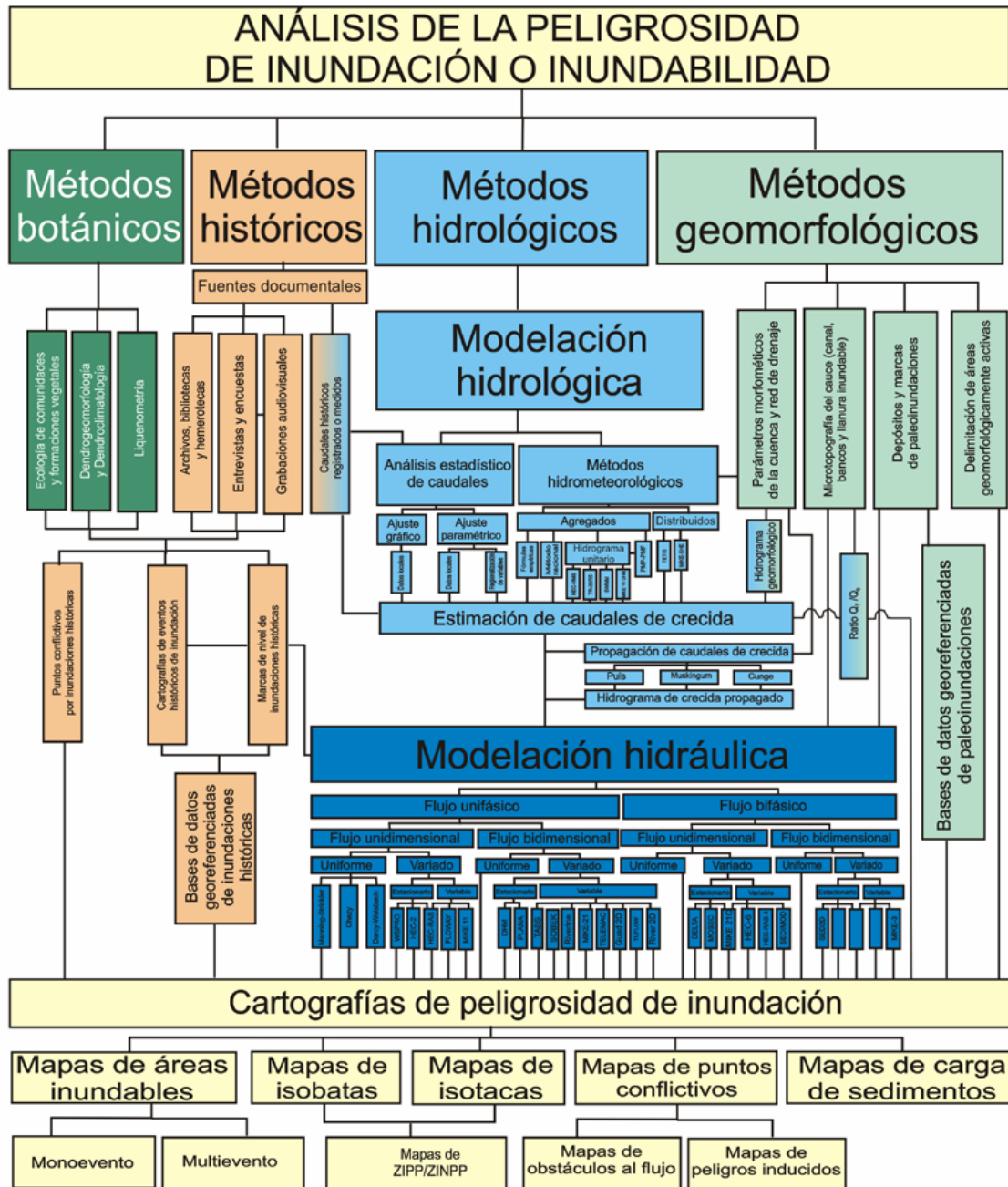


Figura 5.2.- Métodos de análisis de la peligrosidad. Modificado de Díez (2002a).

Los **métodos históricos** emplean marcas y placas sobre elementos artificiales (edificaciones, vías de comunicación, obras públicas, etc.), documentación histórica (manuscritos e impresos de archivos, bibliotecas y hemerotecas) y testimonios (orales o audiovisuales) para reconstruir la extensión cubierta o la cota alcanzada por las aguas durante una crecida desencadenada en el periodo histórico. Una aplicación simple de esta metodología consiste en suponer que si el agua alguna vez ha alcanzado ciertos niveles puede alcanzarlos también en un futuro no muy lejano, determinando esta zona como ‘de crecida histórica’. Algo más sofisticados son los estudios que trasponen estos niveles a caudales circulantes mediante modelos hidráulicos y les asignan una determinada probabilidad, permitiendo que se introduzcan como datos complementarios en el análisis estadístico de caudales procedentes del registro ordinario; o los que asignan las frecuencias de inundación histórica a unidades y elementos geomorfológicos (Lastra et al., 2008). Información más detallada sobre estos métodos y su aplicación puede obtenerse en Barriendos y Coeur (2004), Marquínez et al. (2006), y Barnolas y Llasat (2007); para su análisis de frecuencias a escala nacional puede consultarse Benito et al. (1996); como fuentes de datos de inundaciones históricas destaca la recopilación de la CTEI (1985), y las actualizaciones y completados del catálogo que está llevando a cabo la D.G. de Protección Civil y Emergencias; y para su incorporación al análisis estadístico de caudales en Francés (2004).

Los **métodos paleohidrológicos** del registro geológico emplean determinados tipos de depósitos o marcas de las inundaciones pretéritas (anteriores al periodo histórico o de las cuales no se dispone de información histórica), en relación (en, con, bajo o sobre) elementos datables mediante técnicas paleontológicas, dendrocronológicas, radiométricas (^{14}C , OSL, TL, etc.) o arqueológicas. De esta forma puede igualmente asignarse una probabilidad de ocurrencia a los caudales resultantes de la modelización hidráulica a partir de esos niveles y velocidades, integrándose de la misma forma en el análisis estadístico de caudales como datos no sistemáticos (Benito, 2002; Benito et al., 2004).

Los **métodos geológico-geomorfológicos** emplean la disposición y tipología de las formas del terreno y los depósitos generados durante o tras el evento de avenida. Con ello se pueden delimitar las áreas geomorfológicamente activas dentro del cauce fluvial y sus márgenes, y por tanto susceptibles de ser inundadas en el marco de la dinámica natural de la corriente fluvial, su frecuencia cualitativa de inundación, e incluso inferir órdenes de magnitud de parámetros como la profundidad, velocidad de la corriente o carga sólida transportada.

Información más detallada sobre estos métodos y su aplicación puede obtenerse en Ayala (1985), Baker et al. (1988), Díez y Pedraza (1996), Díez (2002a), Ortega y Garzón (2006). En muchas ocasiones, y dado su carácter descriptivo, estas técnicas han sido tildadas de cualitativas y poco útiles, pero últimamente están cobrando fuerza al ser las únicas que consideran fenómenos naturales difícilmente modelizables con otras técnicas, como la avulsión o la migración del canal, y tener en cuenta las tendencias evolutivas naturales del sistema fluvial.

Los **métodos hidrológicos e hidráulicos** persiguen, respectivamente, la estimación de los caudales generados en una cuenca o corriente y el cálculo de las velocidades y calados con los que circularán por un determinado tramo fluvial. Los métodos hidrológicos pueden partir de los datos de caudales, aplicando análisis estadístico de los valores máximos; o de los datos de precipitación, mediante modelos hidrometeorológicos de transformación precipitación-escorrentía basados en fórmulas y métodos como el racional, hidrograma unitario, PMP-PMF, onda cinemática... (Figura 15). Los métodos hidráulicos parten de diferentes hipótesis de flujo (unifásico-bifásico, uni-bi-tridimensional, uniforme-variado, permanente-variable, laminar-turbulento, lento-rápido...) que simplifican las ecuaciones físicas que lo modelizan (Figura 15), cuya resolución permite estimar diferentes parámetros (profundidad, velocidad, energía...). Información más detallada sobre estos métodos hidrológicos puede obtenerse en Ferrer (1992 y 1993), Menéndez et al. (1996); Díez (2002a), Montalbán et al. (2003), Francés (2005) y CGRM (2007). Los datos de partida se pueden obtener, para las precipitaciones, de INM (1998) y aplicaciones informáticas (ver anexo A); y para el número de curva, de Ferrer (2003). Para la modelación hidráulica, los fundamentos teórico-prácticos se encuentran en obras como Chow (1994), Martín Vide (2002) y Simarro (2006).

Estos grandes grupos de métodos no son excluyentes, sino al contrario, deberían emplearse y aplicarse todos ellos de forma integrada y complementaria para el estudio de la peligrosidad de inundaciones, siempre que sea posible por existir las fuentes de información que precisan.

5.4.- MÉTODOS APLICADOS EN POSETS-MALADETA

El Parque Natural de Posets-Maladeta es una región que en lo que respecta a las inundaciones está marcada por la dinámica torrencial, como corresponde al tipo de inundación terrestre de alta montaña, donde el origen del problema en su estado más severo (magnitud e intensidad)

se relaciona con precipitaciones convectivas intensas sobre cuencas pequeñas altamente circulares con suelos muy impermeables y con abundante material sólido disponible o susceptible para ser arrastrado por las corrientes.

En una primera aproximación a la problemática de las inundaciones se ha abordado el problema mediante el desarrollo de un procedimiento de cálculo automático para la estimación de un índice hidrológico de probabilidad de desbordamiento mediante la ratio siguiente:

$$PI = Q_T/Q_b,$$

Donde Q_T representa un determinado valor de caudal para un periodo de retorno T de tal suerte que $T > b$; y Q_b por su parte, representa el valor de caudal estimado para una condición promediada de cauce geomorfológico lleno que se corresponde con el periodo de retorno b .

Estos caudales Q_T y Q_b se han estimado siguiendo un procedimiento hidrológico normalizado según la IC-52 (Instrucción de Carreteras 52-IC) de la legislación vigente. Este procedimiento contempla la estimación de caudales de modo agregado por un método de transformación de lluvia-escorrentía (método hidrológico) conocido como Método Racional (Témez, 1991), y que se desarrolla a continuación.

Método Racional

Para modelizar el caudal en el punto de desagüe de una cuenca, puede comenzarse con el caso más sencillo, es decir, considerar por una parte que todo el agua de lluvia discurre por la superficie de la cuenca hasta pasar por el punto de desagüe y por otra parte, considerar que la intensidad de la precipitación permanece completamente invariable a lo largo del tiempo y del espacio. De esta forma, el caudal (Q) se calcularía mediante la ecuación siguiente:

$$Q = E \cdot A ,$$

Donde E es la intensidad de lluvia (neta y constante), y A el área de la cuenca.

De ser así, por el punto de desagüe y desde el comienzo del aguacero, iría pasando cada vez más caudal, ya que el agua caída en las inmediaciones del punto de salida sería la que primero alcanzara dicho punto, a lo que se irían sumando después las gotas caídas cada vez más distantes al punto de salida. El caudal crecería hasta alcanzar una situación de equilibrio (y un valor máximo) en el momento en que por el punto de desagüe pasara la primera gota de agua que cayó en el punto de la cuenca más alejado del punto de desagüe. El tiempo que transcurre

hasta que se alcanza esta situación de equilibrio, es característico de cada cuenca y se denomina “tiempo de concentración” (T_c), y que en el método racional se define como “el tiempo transcurrido desde el final del aguacero hasta el final de su hidrograma superficial” (FERRER-POLO, 1993). No obstante, en cuencas reales existen retenciones y pérdidas de agua, y además, los aguaceros no son constantes ni en su relación espacial ni en su relación temporal.

En relación a las retenciones y pérdidas de agua se plantea el concepto de “coeficiente de escorrentía” (C), representando la cantidad de agua que sí escurre superficialmente, y cuya expresión es:

$$E / I = C < 1$$

Donde I es la intensidad de lluvia caída (intensidad de lluvia) y E aquella parte de la precipitación que sí produce escorrentía (intensidad de lluvia neta). Despejando E en la ecuación anterior y sustituyendo en ésta se obtiene la relación:

$$Q = C \cdot I \cdot A$$

Esta adaptación si se adapta a las unidades de medida que se emplean habitualmente para cada uno de estos parámetros ($Q = \text{m}^3 \text{s}^{-1}$; $I = \text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$; $A = \text{km}^2$) requiere la corrección por 1/3,6:

$$Q = C \cdot I \cdot A / 3,6$$

El coeficiente C va creciendo a lo largo del aguacero, debido a que al principio del aguacero llueve sobre un terreno seco con gran capacidad para retener agua (o “perderla” por infiltración o por evaporación) y más tarde llueve sobre mojado, donde parte del sistema que ocasiona retenciones o pérdidas de agua ya está saturado o en vías de saturarse. En otras palabras, a medida que avanza el aguacero, más escorrentía superficial se irá observando. C , basado en las leyes del National Resources Conservation Service (NRCS) se calcula mediante la siguiente expresión:

$$C = \frac{\left(\frac{P}{P_0} - 1\right) \left(\frac{P}{P_0} + 23\right)}{\left(\frac{P}{P_0} + 11\right)^2}$$

Donde P es la precipitación media máxima diaria para un determinado periodo de retorno y, P_0 es el parámetro del “umbral de escorrentía”.

El P_0 (medido en mm) es un parámetro que a su vez depende de cinco variables: pendiente, tipo de suelo, usos de suelo, forma de cultivar la tierra, y estado de humedad antecedente del suelo. Con respecto a la forma de cultivar la tierra, existen dos patrones: siguiendo una tendencia horizontal (siguiendo aproximadamente el trazo virtual de las curvas de nivel) o siguiendo la línea de máxima pendiente. En España, lo normal es roturar la tierra siguiendo la línea de máxima pendiente.

En cuanto a las condiciones de estado de humedad antecedente del suelo, el método aconseja primero hallar el P_0 en condiciones de humedad media y posteriormente alterarlo a condiciones húmedas o secas, según se estime necesario. Sin embargo, en este estudio se ha considerado un estado medio de humedad debido a que es el que se presupone cuando se trabaja con eventos estadísticos (Llorente, 2004).

Las otras tres variables se obtienen de forma distribuida mediante análisis con SIG, herramienta con la que posteriormente se agregan o promedian arealmente. Las pendientes (que se obtienen directamente de los Modelos Digitales de Elevación clasificado en dos grupos, = 3 % y < 3 %). Los tipos de suelo se agrupan en cuatro clases: A, B, C y D en orden de permeabilidad decreciente (tabla 5.1.) En cuanto a los usos de suelo, hay que adaptar, mediante reclasificación, la cartografía disponible a los tipos considerados por el SCS (tabla 5.2).

Tipo de suelo	Características
A	El agua se infiltra rápidamente incluso cuando están muy húmedos. Profundos y de texturas gruesas (arenosas o areno-limosas), están excesivamente drenados.
B	Están muy húmedos y tienen una capacidad de infiltración moderada. La profundidad de suelo es de media a profunda, y su textura, franco-arenosa, franca, franco-arcilloarenosa o franco-limosa.
C	Están muy húmedos, la infiltración es lenta. La profundidad de suelo es inferior a la media y su textura es franco-arcillosa, franco-arcillo-limosa, limosa o arcilloarenosa. Son suelos imperfectamente drenados.
D	Están húmedos, la infiltración es muy lenta. Tienen horizontes de arcilla en la superficie o próximos a ella y éstos están drenados de forma pobre o muy pobre. También se incluyen aquí los terrenos con nivel freático permanentemente alto y los suelos de poco espesor.

Tabla 5.1.- Clasificación de suelos a efectos del umbral de escorrentía (TÉMEZ, 1987).

Uso del suelo	Pendiente (%)	Método de cultivo	Características Hidrológicas	Grupo de suelo			
				A	B	C	D
Barbecho	≥ 3	R	-	15	8	6	4
		N	-	17	11	8	6
	< 3	R/N	-	20	14	11	8
Cultivos en hilera	≥ 3	R	-	23	13	8	6
		N	-	25	16	8	11
	< 3	R/N	-	18	19	14	11
Cereales de invierno	≥ 3	R	-	29	27	10	8
		N	-	32	19	12	10
	< 3	R/N	-	34	21	14	12
Rotación de cultivos pobres	≥ 3	R	-	26	15	9	6
		N	-	28	17	11	8
	< 3	R/N	-	30	19	13	10
Rotación de cultivos densos	≥ 3	R	-	37	20	12	9
		N	-	42	23	14	11
	< 3	R/N	-	47	25	16	13
Praderas	≥ 3	-	Pobre	24	14	8	6
		-	Media	53	23	14	9
		-	Buena	70	33	18	13
		-	Muy buena	80	41	22	15
	< 3	-	Pobre	58	25	12	7
		-	Media	80	35	17	10
		-	Buena	120	55	22	14
		-	Muy buena	250	100	25	16

Tabla 5.2.- Valores del P_0 , NRCS.

Para este estudio se empleó el Mapa de España de P_0 de Ferrer (2003); la precipitación se tomó de un derivado de la aplicación Maxpluwin (MFOM 1999); se empleó un MDE derivado de la cartografía oficial escala 1/25.000 del Instituto Geográfico Nacional (BCN25) y todo ello se integró y analizó en el SIG de la institución (ArcGIS/ArcINFO V.8).

En este proyecto se partió de la hipótesis de que el método agregado antes descrito puede “desagregarse”, es decir, se pueden estimar los caudales correspondientes a cualquier punto del Parque mediante un desarrollo concatenado de procesos por lotes basado en un análisis matricial mediante comandos ejecutados en la consola de ArcINFO. Esto, descrito en estos términos daría lugar a una cobertura en la que la mayor parte de los puntos de cálculo no cumplen las premisas para ser analizados con este método (todas las laderas y zonas de flujo no concentrado). Por este motivo se incorporó en el algoritmo de cálculo un filtrado para la estimación de caudales sólo en determinadas áreas que cumplieran los requisitos de formar parte de la red de drenaje y que para cada uno de esos puntos se cumpliera que existe un área

mínima vertiente (flujo acumulado) suficiente como para garantizar que en ese punto el flujo no es difuso. De este modo se pasó de varios millones de puntos a analizar a tan sólo algunos más de ocho mil puntos, repartidos todos ellos por los píxeles correspondientes a la red de drenaje del Parque. Para cada uno de los más de ocho mil puntos se estimaron los caudales correspondientes a los periodos de retorno muy frecuentes, frecuentes, ocasionales y extraordinarios, entendiendo que los muy frecuentes corresponden con valores aproximados a un caudal de cacue lleno (de aproximadamente cuatro años para la zona de estudio), los frecuentes con un periodo de retorno de unos 50 años, los ocasionales de 100 y los extraordinarios de 500. Con estos valores de caudales (cerca de 35.000 valores estimados), se procedió al cálculo del índice PI comentado anteriormente y reclasificando los valores de dicho índice conforme a un criterio estadístico de valores de ruptura de Jenks (figuras 5.3 a 5.5).

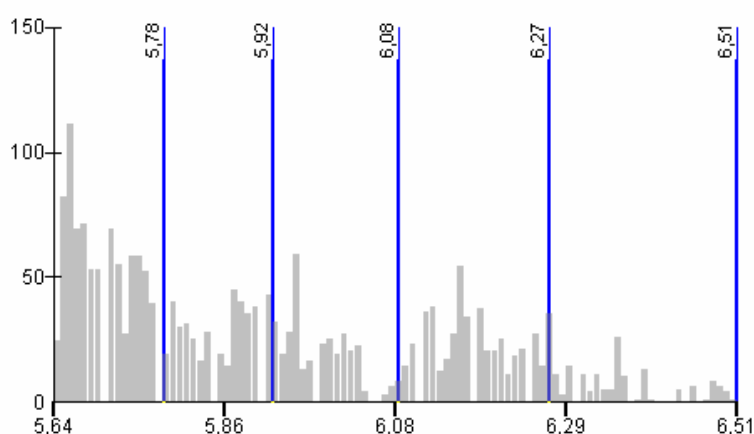


Figura 5.3.- Histograma del índice PI para Q50.

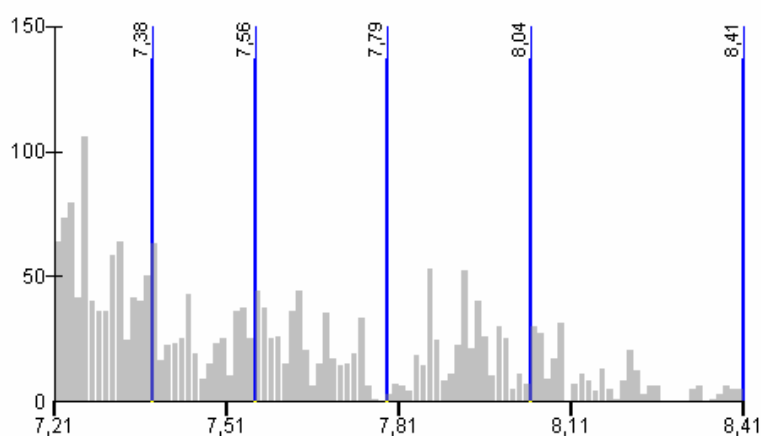


Figura 5.4.- Histograma del índice PI para Q100.

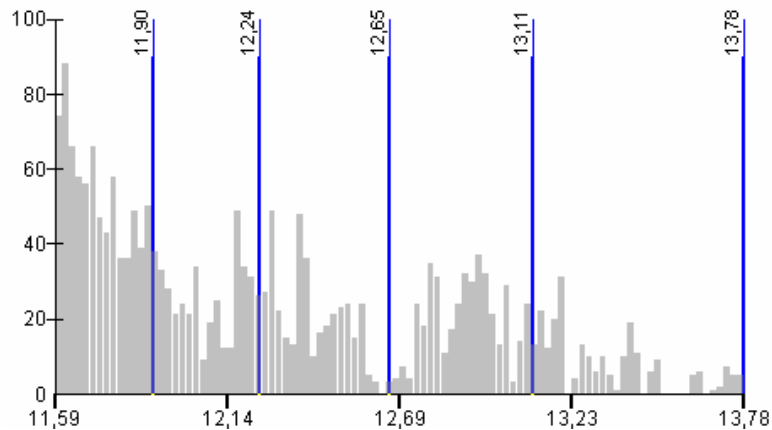


Figura 5.5.- Histograma del índice PI para Q500.

El resultado de estos análisis constituye un primer índice de desbordamiento que da una idea aproximada de la propensión a desbordarse de un determinado tramo de río. Cuanto mayor sea la relación Q_T/Q_b para un mismo periodo de retorno, más fácil será que ese tramo se desborde en relación a otro de menor valor. La representación cartográfica de estos resultados se presenta en las figuras 5.6 a 5.8 y la cartografía en el Anexo V.

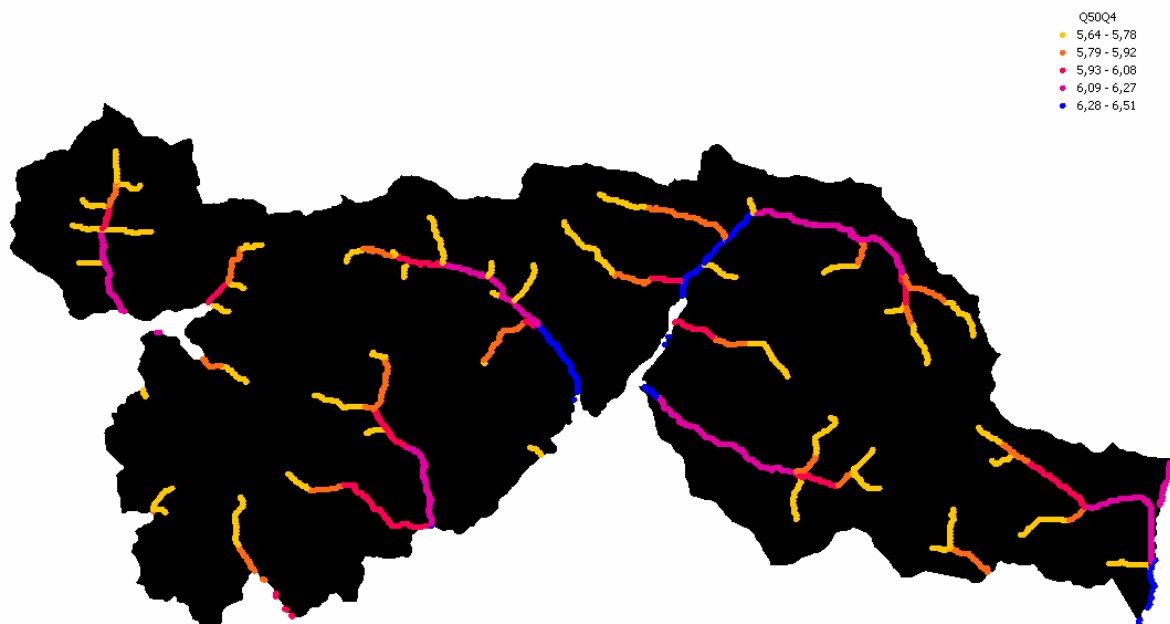


Figura 5.6.- Índice PI para Q50 en el Parque Natural de Posets-Maladeta.

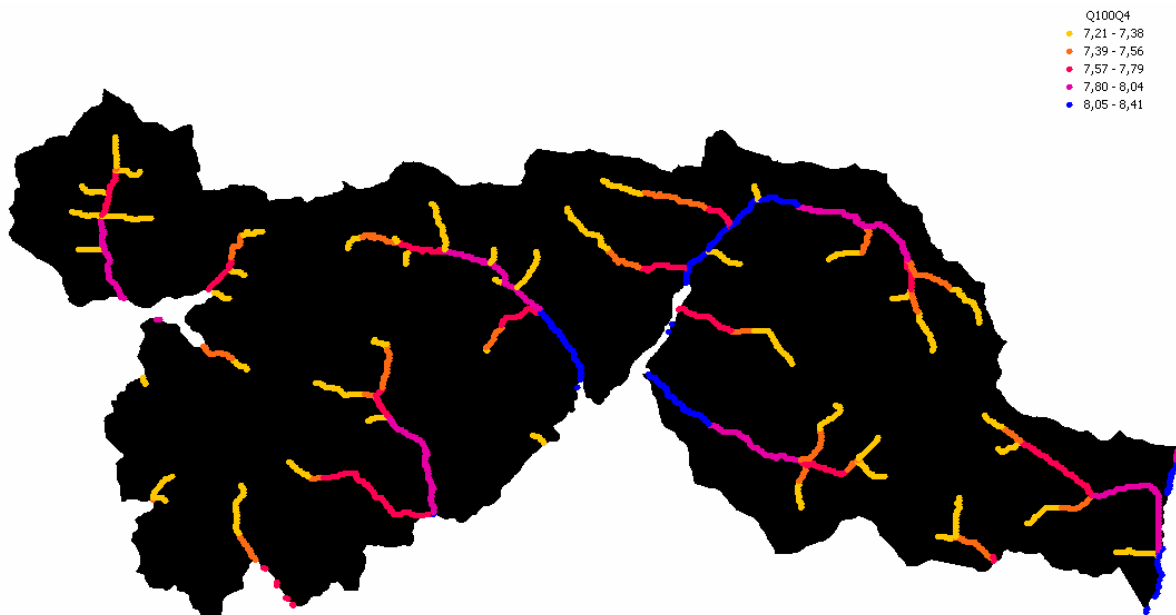


Figura 5.7.- Índice PI para Q100 en el Parque Natural de Posets-Maladeta.

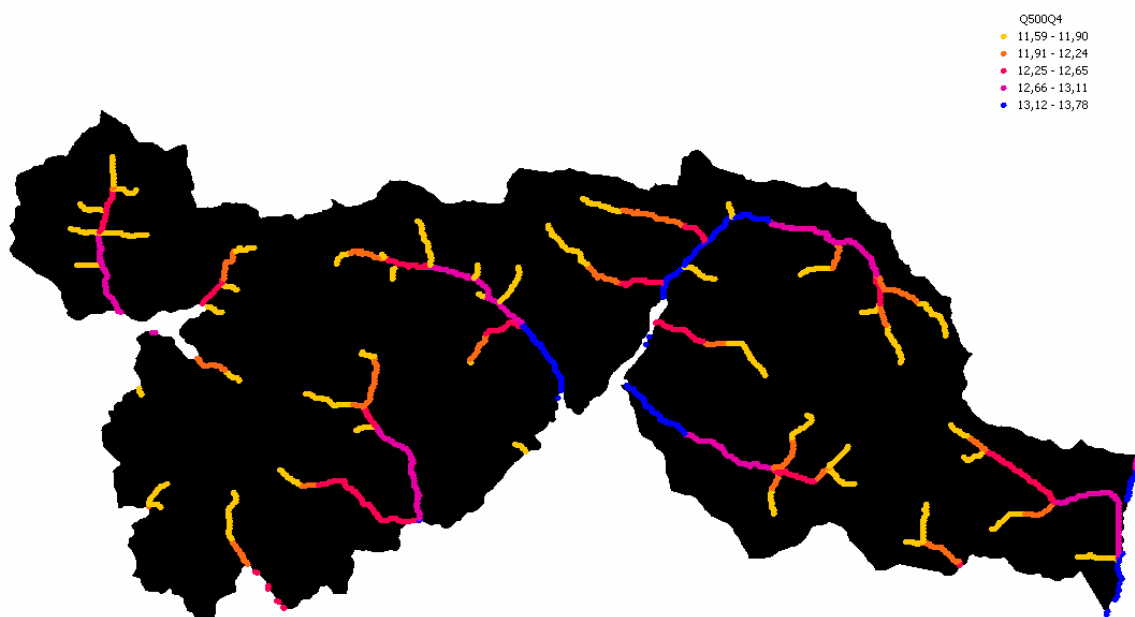


Figura 5.8.- Índice PI para Q500 en el Parque Natural de Posets-Maladeta.

Como es lógico, debido al método y a las fuentes de datos utilizadas, la influencia del factor areal se impone frente al resto de factores. Dicho de otro modo, cuanto mayor sea la cuenca de recepción mayor será su capacidad para producir caudales altos. Un severo inconveniente de este método reside en la ausencia de determinación del caudal geomorfológico con un criterio de campo que determine diferentes periodos de retorno para caudales de cauce lleno

para distintos tramos. No obstante, de esta primera acometida sirve para identificar un punto intermedio en distintos cauces, a partir del cual se puede considerar que la incidencia es significativamente mayor que para tramos situados aguas arriba.

A los meros efectos de determinar puntos potencialmente conflictivos, se aplicó sobre esta base una corrección que tuviera en cuenta la pendiente longitudinal del cauce como un indicador de la velocidad de la corriente. Esta corrección consistió en aplicar al índice PI el valor de pendiente expresado en términos porcentuales, de tal modo que valores muy altos de pendiente producen una variación pequeña en el índice original pues la pendiente tiende a adoptar valores próximos a uno (figura 5.9) y valores muy bajos de pendiente aplican una corrección muy notable (pues la pendiente longitudinal tiende a cero según vamos aguas abajo). Este criterio está limitado por el tamaño de píxel empleado en los cálculos, esto es: 50 metros, derivado de una interpolación suavizada de un MDE de píxel 5x5m. Emplear un píxel mayor responde a un ajuste equivalente al que se emplea en el análisis hidrológico, con resoluciones diferentes para diferentes variables.

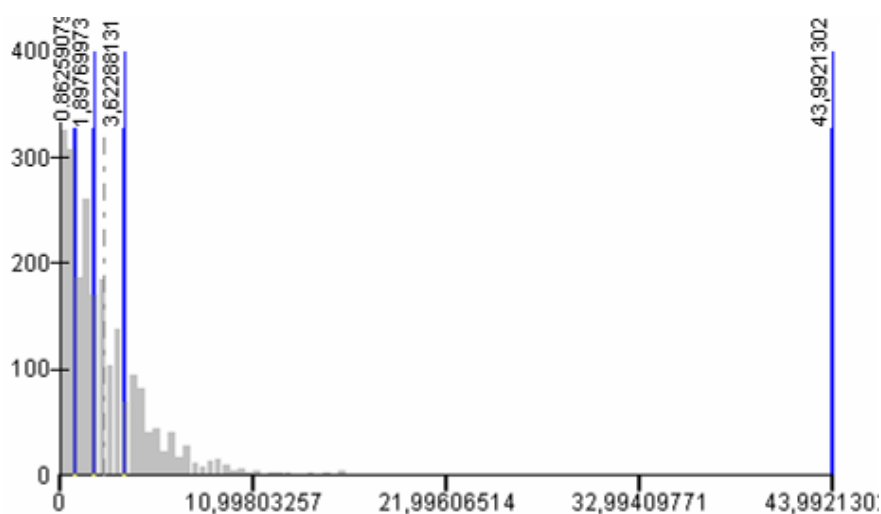


Figura 5.9.- Cuartiles para la pendiente longitudinal del conjunto de los cauces del Parque y señal de posición del valor medio (en gris discontinuo). El valor máximo de pendiente longitudinal del cauce no llega a ser del 45%, siendo el valor medio del 2,52 % con una desviación estándar de 2,66, y el tercer cuartil de 3,62 %.

El resultado de este cruce $PI \cdot pte$ puede expresarse en intervalos geométricos para dar una idea de la localización de los tramos o puntos especialmente conflictivos (figura 5.10 y 5.11).

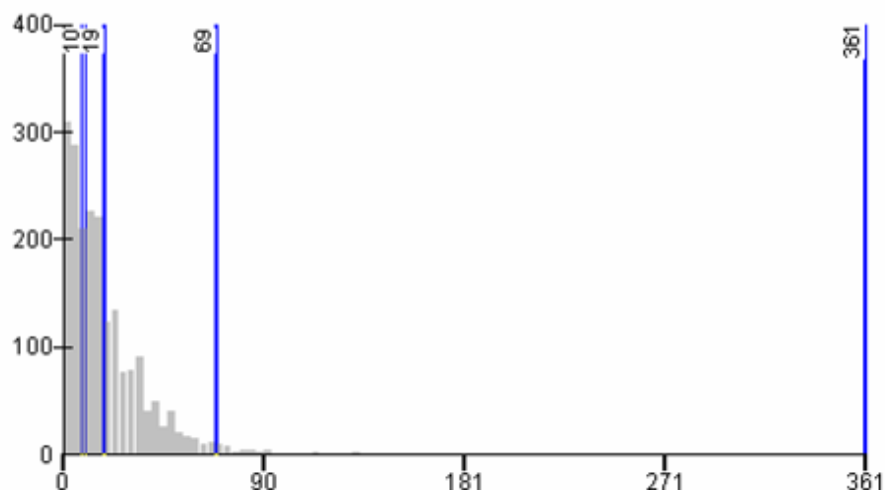


Figura 5.10.- Histograma de la relación $PI \cdot pte$ e intervalos geométricos.

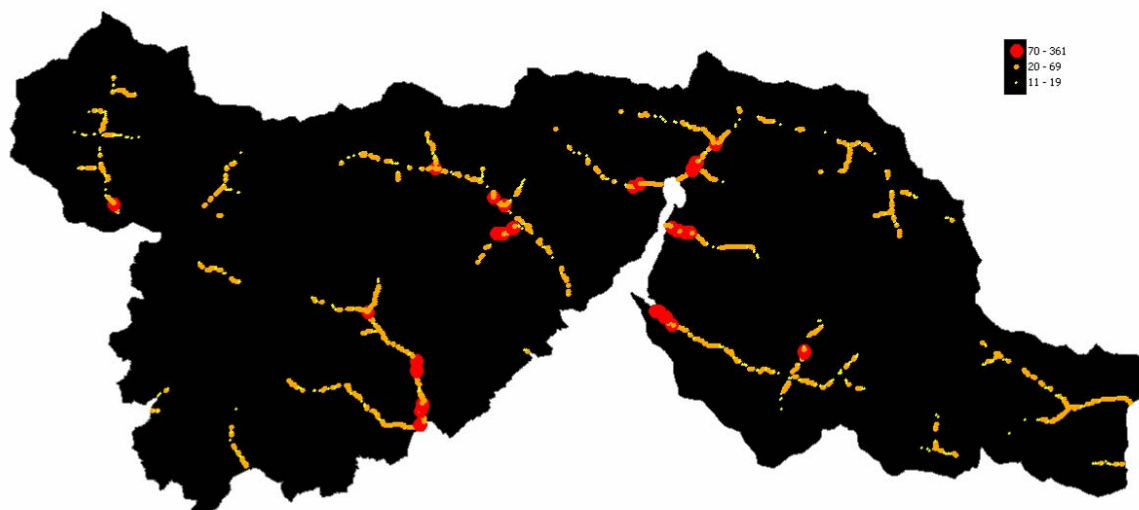


Figura 5.11.- Resultado del análisis para la determinación de puntos o tramos conflictivos: en amarillo “tramo peligroso”, en naranja “tramo muy peligroso”, en rojo y punto grueso “tramo especialmente peligroso”.

5.5.- CONCLUSIONES

El método empleado en este estudio es muy sencillo en comparación con otras técnicas (análisis multicriterio que incorpore más variables, análisis hidrológico por métodos realmente distribuidos, análisis hidráulicos), pero permite priorizar zonas sobre las que ejecutar estudios más completos en función de los intereses del Parque, bien desde un punto de vista de conservación de algún elemento especialmente singular (Puntos de Interés Geológico, Botánico, Turístico) o desde una perspectiva clásica para la protección de las

personas, bienes o servicios. En todo caso, no hay que perder de vista que este es un análisis preliminar “de gran barrido”, lo que implica que a los efectos de emprender actuaciones sobre el territorio o con incidencia en la gestión del mismo, habrán de tenerse en cuenta también otros factores relevantes, tales como las formaciones superficiales (conos de deyección, abanicos o lóbulos de derrame, diques naturales), los procesos activos (erosión de márgenes, erosión remontante, movimientos del terreno, zonas subsidentes, capturas fluviales), la capacidad potencial de producción de sedimentos (depósitos morrénicos alterados, formación de suelos y alteraciones de la roca aflorante) y otros aspectos geomorfológicos (zonas acinales o deprimidas, confluencia de tramos).

BIBLIOGRAFÍA

ACGR (Associate Committee on Geotechnical Research). (1988). *Glossary of permafrost and related ground ice terms*. Permafrost Subcommittee, National Research Council of Canada, Technical Memorandum, 142, 156 pp.

Acosta, E. (2006). Estudio geomorfológico y estimación a la susceptibilidad a flujos de derrubios y desprendimientos de rocas en el Valle de Benasque (Pirineo aragonés). Tesis doctoral. IGME.

Agliardi, F. y Crosta, G.B. (2002). 3D numerical modelling of rockfalls in the Lecco urban area (Lombardia Region, Italy). En: *Proceedings, EUROCK2002, I.S.R.M. International Symposium on Rock Engineering for Mountainous Regions*. Madeira, Portugal.

Agliardi, F.; Crosta, G.B.; Guzzetti, F. y Marian, M. (2002a). Methodologies for a physically-based rockfall hazard assessment. *Geophysical Research Abstracts*, 4. EGS02-A-04594.

Agliardi, F.; Acosta, E.; Crosta, G.B. y Ríos, S. (2002b). Regional rockfall hazard assessment in the Benasque Valley (Central Spanish Pyrenees) using a 3D numerical approach. En: *Proceedings, 4th EGS Plinius Conference*. Mallorca, Spain.

Agliardi, F.; Crosta, G. y Zanchi, A. (2001). Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59, 83-102.

Agudo, C.; Serrano, E. y Martínez de Pisón, E. (1989). El glaciar rocoso activo de Los Gemelos en el macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4), 83-91.

Aguirre-Puente, J. (1975). Contribution à l'étude du mécanisme physique du gel des roches. En : *Fondation Française d'Études Nordiques, 6^e Congès International, 'Les Problèmes Posés par la Gélifraction. Recherches Fondamentales et Appliquées'*. Le Havre, Abr. 1975, Rept. 302, 13 pp.

Ahlmann, H.W. (1941). The main morphological features of north-east Greenland. *Geografiska Annaler*, 23, 148-182.

Akerman, H.J. (1984). Notes on talus morphology and processes in Spitsbergen. *Geografiska Annaler*, 66A, 267-284.

Alonso, J.L.; Pulgar, J.A.; García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountain (NW Spain). En: Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain*. Cambridge Univ. Press, 19-22.

Anbalagan, R. (1992). Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountainous terrain. *Engineering Geology*, 32, 269-277.

Amón, J. (1979). *Estadística para psicólogos. Estadística descriptiva*, Vol I (2ª ed.). Pirámide, Madrid.

Anundsen, K. (1990). Evidence of ice movement over southwest Norway indicating an ice dome over the coastal district of west Norway. *Quaternary Science Reviews*, 9, 99-116.

Anderson, L.W. (1978). Cirque glacier erosion rates and characteristics of Neoglacial tills, Pangnirtung Fiord area, Baffin Island, NWT, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 10, 749-760.

Andrews, J.T. y Dugdale, R.E. (1971). Quaternary history of northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, NWT ; Part V : Factors affecting corrie glacierization in Okoa Bay. *Quaternary Research*, 1, 532-551.

Andrews, J.T. y LeMasurier, W.E. (1973). Rates of Quaternary glacial erosion and corrie formation, Marie Byrd Land, Antartica. *Geology*, October, 75-80.

Anstey, R.L. (1965). Physical characteristics of alluvial fans. *United States Army Natick Laboratory, Technical Report ES-20*, 109 pp.

Anstey, R.L. (1966). A comparison of alluvial fans in west Pakistan and the United States. *Pakistan Geographical Review*. Vol. 21, 14-20.

Arche, A. (1971). *Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Ésera y Piqué. Pirineos Centrales España-Francia*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid, 197 pp.

Augustinus, P.C. (1992). Outlet glacier trough size-drainage area relationships, Fiordland, New Zealand. *Geomorphology*, 4, 347-361.

Ayala, F.J. (2001). Natural disasters mitigation in the world and sustainable development: a risk analysis approach. *Boletín Geológico y Minero*, 112(4), 43-64.

Ayala, F.J. (2002). Análisis de riesgos por movimientos de ladera. En: Ayala, F.J. y Olcina, J. (Coords.). *Riesgos Naturales*. Ariel, 379-409.

Azzoni, A.; La Barbera, G. y Zaninetti, A. (1995). Analysis and prediction of rockfalls using a mathematical model. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 32(7), 709-724.

Baeza, C. (1994). *Evaluación de las condiciones de rotura y la movilidad de los deslizamientos superficiales mediante el uso de técnicas de análisis multivariante*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña.

Baeza, C. y Hürliman, M. (2001). Análisis de la movilidad de las corrientes de derrubios del Pirineo Oriental ocurridos en noviembre de 1982. En: *Actas, V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas inestables*, 1, 269-280.

Baeza, C. y Corominas, J. (1996). Assessment of shallow landslide susceptibility by means of statistical techniques. En: Senneset (Ed.). *Landslides*. Balkema, Rotterdam, 147-152.

Baeza, C. y Corominas, J. (2001). Assessment of shallow landslide susceptibility by means of multivariate statistical techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1251-1263.

Bain, G.W. (1931). Spontaneous rock expansion. *Journal of Geology*, 39, 715-735.

Bakker, J.P. (1965). A forgotten factor in the interpretation of glacial stairways. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 9, 18-34.

Ballantyne, C.K. (1978). The hydrologic significance of nivation features in permafrost areas. *Geografiska Annaler*, 60A, 51-54.

Ballantyne, C.K. (1987). Some observations on the morphology and sedimentology of two active protalus ramparts, Lyngen, northern Norway. *Arct. Alp. Res.*, 19, 167-174.

Ballantyne, C.K. y Benn, D.I. (1994a). Glaciological constraints on protalus rampart development. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, 145-153.

Ballantyne, C.K. y Eckford, J.D. (1984). Characteristics of evolution of two relict talusslopes in Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 100, 20-33.

Ballantyne, C.K. y Harris, C. (1994). *The Periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press, Cambridge.

Ballesteros, J. (1999). Apuntes personales de Geología y Edafología. ETSI Montes.

Ballesteros, J. (2001). Apuntes personales de Botánica. ETSI Montes.

Ballesteros, J. (2006). Apuntes personales de las ponencias presentadas en las 2ª Jornadas Técnicas de Nieve y Aludes. Barcelona, Junio de 2006.

Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004). La Cordillera Pirenaica. En: Vera, J.A. (Ed.). *Geología de España* IGME-SGE, Madrid, 233-343.

Barsch, D. (1973). Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. *Z. Gletscher. Glazialgeol*, 9, 143-167.

Barsch, D. (1977d). Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich activer Blockgletscher der Schweizer Alpen. *Zeitschr. Geomorphologie N. F.*, 28, 148-160.

Barsch, D. (1978). Active rock glaciers as indicators of discontinuous permafrost. An example from the Swiss Alps. En: *Proceedings, 3rd International Conference on Permafrost*. Ottawa, National Research Council. Vol. 1, 349-352.

Barsch, D. (1988). Rock glaciers. En: Clark, M.J. (Ed.). *Advances in Periglacial Geomorphology*. John Willey & Sons, Chichester, 69-90.

Barsch, D. (1992). Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 175-188.

Barsch, D. (1996). *Rock glaciers*. Springer, Berlin. 331 pp.

Barsch, D.; Blümel, W.D.; Flügel, W.A.; Mäusbacher, R.; Stäblein, G. y Zick, W. (1985). Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel, Südshetlandinseln, Antarkticka. *Ber Polarforsch*, 24, 75 pp.

Bathurst, J.C.; Burton, A. y Ward, T.J. (1997). Debris flow run-out and landslide sediment delivery model tests. *Journal of Hydraulic Engineering*, 410-419.

Battey, M.H. (1960). Geological factors in the development of Veslgjuv-botn and Veslskaubreen. En: Lewis, W.V. (Ed.). *Norwegian Cirque Glaciers*. Royal Geographical Society Research Series, 4, 83-95.

Battle, W.R.B. (1960). Temperature observations in bergschrunds and their relationships to frost shattering. En: Lewis, W.V. (Ed.). *Norwegian cirque glaciers*. London, Royal Geog. Soc. Research Ser., 4, 83-95.

Beck, A.C. (1968). Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11, 191-199.

Beget, J.E. (1985). Tephrochronology of antislope scarps on an alpine ridge near Glacier Peak, Washington, USA. *Arctic and Alpine Research*, 17, 2, 143-152.

Beguiría, S. y Lorente, A. (2003). *Landslide hazard mapping by multivariate statistics: comparison of methods and case study in the Spanish Pyrenees*, 19 pp. DAMOCLES project deliveries. <http://damocles.irpi.pg.cnr.it>

Benn, D.I. y Evans, D.J.A. (1998). *Glaciers and glaciation*. Arnold, London, 734 pp.

Bennett, M.R. (1990). The cwms (cirques) of Snowdonia: a morphometric analysis. Queen Mary and Westfield College Research Papers in Geography, 2.

Bennett, M.R. y Glasser, N.F. (1996). *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*. Wiley, Chichester.

Beverage, J.P. y Culbertson, J.K. (1979). Hyperconcentrations of suspended sediments. *J. Hydraul. Division*, 90, 117-128.

Bjerrum, L. y Jorstad, F.A. (1968). Stability of Rockslopes in Norway, Norv. Geotech. Institute, Oslo.

Blair, T.C. (1985a). Depositional chronology, sedimentary processes, and the resulting vertical stratification sequences in the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. En: Flores, R.M. y Harvey, M.D. (Eds.). *Field guidebook to modern and ancient fluvial systems in the United States*. Proceedings 3th International Fluvial Conference, Fort Collins, Colorado. 96-101.

Blair, T.C. (1987b). Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 57, 1-18.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1992). The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 104, 762-769.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1993). The Trollheim alluvial fan and facies model revisited, reply to R.L. Hooke. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 105, 564-567.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1994a). Alluvial fan processes and forms. En: Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (Eds.). *Geomorphology of desert environments*. London, Chapman & Hall, 354-402.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1994b). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, A64, 3, 450-489.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1999). Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Geology*, 69, 1, 6-19.

Blanc, R.P. y Cleveland, G.B. (1968). Natural Slope Stability as Related to Geology, San Clemente Area, Orange and San Diego Counties, California. *California Division of Mines and Geology, Special Report*, 98.

Blijenberg, H. (1998). Rolling stones? Triggering and frequency of hillslope debris flows in the Bachelard valley, southern French Alps. Utrecht University, The Netherlands.

Blikra, L.H y Nemeč, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.

Blikra, L.H. y Nemeč, W. (2000). Reply. *Sedimentology*, 47(5), 1058-1068.

Blown, I. y Church, M. (1985). Catastrophic lake drainage within the Homathko River Basin, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 22, 551-563.

Bögli, A. (1980). *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer, Berlin, 284 pp.

Bolognesi, R. (2002). ¡Avalancha! Evalúa y reduce los riesgos. Ediciones Desnivel 127p.

Bonnard, C.H. y Noverraz, F. (1984). Instability risk maps: from the detection to the administration of landslide prone areas. *Proceedings, 4th International Symposium on Landslides*, Toronto, 2, 536-588.

Bonham-Carter, G.F.; Agterberg, F.P. y Wright, D.F. (1990). Weights of evidence modelling: a new approach to mapping mineral potential. En: Agterberg y Bonham-Carter (Eds). *Statistical Applications in the Earth Sciences*. Geological Survey of Canada, Paper 8-9, 171-183.

Booth, B. (2000). *Using ArcGIS 3D Analyst*. ESRI, 212 pp.

Bordonau, J. (1992a). La cronología del último ciclo glaciar en los Pirineos. En: *Actas, VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca. Vol. 2, 48-53.

Bordonau, J. (1992b). *Els complejos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma, 251 pp.

Bordonau, J. (1993). The upper Pleistocene ice-lateral till complex of Cerler (Ésera valley, Central Southern Pyrenees; Spain). *Quaternary International*, 18, 5-14.

Bordonau, J. y Vilaplana, J.M. (1986). Géomorphologie et tectonique récente dans le Val d'Aran (Zone axiale des Pyrénées Centrales, Espagne). *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 27, 5, 303-310.

Bordonau, J.; Pous, J.; Queralt, P. y Vilaplana, J.M. (1989). Geometría y depósitos de las cubetas glaciolacustres del Pirineo. *Estudios Geológicos*, 45, 71-79.

Bordonau, J.; Serrat, D. y Vilaplana, J.M. (1992). Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. En: Carreta, A. y Ugarte, F.M. (Eds.). *The Late Quaternary in the western Pyrenean region*. Universidad del País Vasco, Bilbao, 303-312.

Borgatti, L. y Soldati, M. (2002). The influence of Holocene climatic changes on landslide occurrence in Europe. En: Rybar, J.; Stemberk, J. y Wagner, P. (Eds.). *Landslides*. Balkema Publishers, Lisse, 111-116.

Borgatti, L.; Soldati, M. y Surian, N. (2001). Rapporti tra frane e variazioni climatiche: una bibliografia ragionata relativa al territorio europeo. *Il Quaternario*, 14(2), 137-166.

Bornhold, B.D.; Finlayson, N.M. y Monahan, D. (1976). Submerged drainage patterns in Barrow Strait, Canadian Arctic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13, 305-311.

Boulton, G.S. (1974). Processes and patterns of subglacial erosion. En: Coates, D.R. (Ed.). *Glacial Geomorphology*. State University of New York, Binghamton, 41-87.

Boulton, G.S. (1979). Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*, 23, 15-38.

Boulton, G.S. y Eyles, N. (1979). Sedimentation by valley glaciers: a model and genetic classification. En: Schluchter, C. (Ed.). *Moraines and Varves*. Balkema, Rotterdam, 11-23.

Bovis, M.J. (1982). Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 804-812.

Bovis, M.J. y Evans, S.G. (1995). Rock slope movements along the Mount Currie "fault scarp", Southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, 32, 2015-2020.

Boye, M. (1952). Névés et érosion glaciaire. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 3, 20-36.

Bozzolo, D. y Pamini, R. (1986). Simulation of rockfalls down a valley site. *Acta Mechanica*, 63, 113-130.

Bozzolo, D.; Pamini, R. y Hutter, K. (1988). Rockfall analysis. A mathematical model and its test with field data. En: *Proceedings, 5th International Symposium on Landslides*. Lausanne, Switzerland. Vol. 1, 555-563.

Brabb, E.E. (1984). Innovative approaches to landslide hazard mapping. En: *Proceedings, 4th International Symposium on Landslides*. Toronto. Vol. 1, 307-323.

Brabb, E.E.; Pampeyan, E.H. y Bonilla, M.G. (1972). *Landslide Susceptibility in San Mateo County, California*. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-360, scale 1:62.500.

Bretz, J.H. (1935). Physiographic studies in east Greenland. En: Boyd, L.A. (Ed.). *The Fjord Region of East Greenland*. American Geographical Society Special Publication, 18, 161-266.

Bridgman, P.W. (1912). Water, in the liquid and five solid forms, under pressure. *Am. Acad. Arts and Sci. Proc.*, 47(13), 441-558.

Brochu, M. (1954). Lacs d'érosion différentielle glaciaire sur le Bouclier canadien. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 6, 274-279.

Broili, L. (1973). In situ tests for the study of rock fall. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 8(1), 105-111.

Brown, R.J.E. (1970). *Permafrost in Canada; its influence on northern development*. University of Toronto Press, 234 pp.

Brown, R.J.E. (1974). Ground ice as an initiator of landforms in permafrost regions. En: Fahey, B.D. y Thompson, R.D. (Eds.). *Research in polar and alpine geomorphology. Proceedings, 3rd Guelph Symposium on Geomorphology*, 1973. Norwich, GeoAbstract, 25-42.

Brown, R.J.E. y Péwé, T.L. (1973). Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment; a review 1963-1973. En: *Permafrost; North American Contribution, Second International Permafrost Conference, Yakutsk, USSR*. Washington D.C., National Academy of Science, Publication 2115, 71-100.

Brunsdon, D. (1979). Mass movements. En: Embleton, C. y Thornes, J. (Eds.). *Process in Geomorphology*. Edward Arnold, London, 131-186.

Brunsdon, D. (1984). Mudslides. En: Brunsdon, D. y Prior, D.B. (Eds.). *Slope Instability*. John Wiley and Sons, Chichester, U.K., 363-418.

Brunsdon, D. (1993). The Nature of applied Geomorphology. En: Panizza, Soldati y Barani (Eds.). *First European Intensive Course on Applied Geomorphology*. 3-11.

Brunsdon, D.; Jones, D.K.C y Goudie, A.S. (1984). Particle size distribution on the debris slopes of the Hunza Valley. En: Miller, K.J. (Ed.). *The International Karakorum Project, II*. Cambridge University Press, 536-580.

Bryan, K. (1946). Cryopedology, the study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature. *Am. J. Sci.*, 244, 622-642.

Bunce, C.M.; Cruden, D.M. y Morgenstern, N.R. (1997). Assessment of the hazard from rockfall on a highway. *Can. Geotech. Journal*, 34, 344-356.

Burrough, P.A. (1986). Principles of geographical information systems for land resources assessment. *Oxford University Press*, New York, 50 pp.

Caine, N. (1969). A model for alpine talus slope development by slush avalanching. *Journal of geology*, 77, 92-100.

Caine, N. (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler*, 62A, 23-27.

Calkin, P.E.; Haworth, L.A. y Ellis, J.M. (1987). Rock glaciers of central Brooks Range, Alaska, USA. En: Giardino, J.R.; Shroder, J.F. y Vitek, J.D. (Eds.). *Rock glaciers*. Allen y Unwin, London, 65-82.

Calvo, J.P.; Alcalá, L.; Alonso-Zarza, A.M.; van Dam, J. y Gutiérrez Santolalla, F. (1999). Estratigrafía y estructura del área de Los Mansuetos (Cuenca de Teruel). Precisiones para la definición del estratotipo del Turolense. *Geogaceta*, 25, 55-58.

Campbell, R.H. (1975). Soil slips, debris flow, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California. *U.S. Geological Survey, Profesional Paper*, 851.

Cancelli, A. y Crosta, G.B. (1993). Hazard and risk assessment in rockfall prone areas. En: Skipp, B.O. (Ed.). *Risk Reliability in Ground Engineering*. Inst. Civ. Eng., Thomas Telford, London, 177-190.

Cannon, S.H.; Kirkham, R.M. y Parise, M. (2001). Wildfire-related debris flows initiation processes, Storm King Mountain, Colorado. *Geomorphology*, 39, 171-188.

Carrara, A. (1983a). Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Mathematical Geology*, 15, 403-426.

Carrara, A. (1983b). Geomathematical assessment of regional landslide hazard. *4th Int. Conf. Applic. Stat. Probabil. in Soil and Estruct. Eng.* Firenze, 3-27.

Carrara, A.; Pugliese, E. y Merenda, L. (1977). Computer-based data bank and statistical analysis of slope instability phenomena. *Z. Geomorph. N.F.* 21(2), 187-222.

Carrara, A.; Catalano, E.; Sorriso Valvo, M.; Reali, C. y Osso, I. (1978). Digital Terrain Analysis for Land Evaluation. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, Vol. 13, 69-127.

Carrara, A.; Cardinali, M.; Detti, R.; Guzzetti, F.; Psqui, V. y Reichenbach, P. (1991). GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 427-445.

Carrara, A.; Cardinali, M.; Guzzetti, F. y Reichenbach, P. (1995). GIS technology in mapping landslide hazard. En: Carrara, A. y Guzzetti, F. (Eds.). *Geographical Information Systems in assessing natural hazards*. Kluwer. Dordrecht, 135-175.

Carrasco, R.M.; Pedraza, J.; Martín-Duque, J.F.; Mattera, M. y Sanz, M.A. (2000). GIS delineation of susceptibility zones for rock and debris avalanches in the Jerte valley (Spain) triggered by high runoff events. En: *Workshop on Recent Advances on Landslides Susceptibility and Hazard Mapping based on GIS*. Castro Urdiales.

Carson, M.A. (1976). Mass wasting, slope development and climate. En: Derbyshire, E. (Ed.). *Geomorphology and Climate*. Willey & Sons, 101-128.

Carton, A.; Dramis, F. y Smiraglia, C. (1988). A first approach to the systematic study of the rock glaciers in the Italian Alps. En: *Proceedings, 5th International Conference on Permafrost*. Trondheim. Tapir Publishers. Vol. 1, 712-717.

Casteret, N. (1931). Trou du Toro (Haute vallée de l'Esera, Espagne): Norbert Casteret verse 60 kilos de fluorescéine dans le trou du Toro qui sortent aux sources de la Garonne. En: *Boulangier*, 1966, p. 42 (Tomado de <http://perso.wanadoo.fr/04as/hist/20e.htm>).

CEMAGREF (2001). Carte de Localisation Probable des Avalanches.

Cendrero, A. (2003). *De la comprensión de la historia de la Tierra al análisis y predicción de las interacciones entre seres humanos y medio natural*. Discurso de recepción. Real Academia de Ciencias exactas, físicas y naturales. Madrid, 60 pp.

Cendrero, A; Díaz de Terán, J.R.; Fernandez, O.; Garrote, R.; González Lastra, J.R.; Inoriza, I.; Lütting, G.; Otamendi, J.; Pérez, M.; Serrano, A. and Grupo "Ikerlana". (1987a). Detailed geomorphological hazard mapping for urban and rural planning in Vizcaya (Northern Spain). En: Wolf, F.C. (Ed.). *Geology for environmental planning*. Geological Survey of Norway, Special Publ. 2, Trondheim, 25-41.

Cendrero, A; Díaz de Terán, J.R.; Fernandez, O.; Garrote, R.; González Lastra, J.R.; Inoriza, I.; Lütting, G.; Otamendi, J.; Pérez, M. y Serrano, A. (1987b). Establecimiento de tipos de estabilidad de laderas en función de parámetros objetivos, aplicación a escala 1:5.000 a un área de Vizcaya. *Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. II Reunión Nacional, Valencia. Comunicaciones. II*, 1035-1051.

Cendrero, A; Díaz de Terán, J.R.; Fernandez, O.; Garrote, R.; González Lastra, J.R.; Inoriza, I.; Lütting, G.; Otamendi, J.; Pérez, M. y Serrano, A. (1987c). Metodología para la elaboración de mapas de riesgo. *Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. II Reunión Nacional, Valencia. Comunicaciones. II*, 843-870.

Chacón, J.; Irigaray, C.; El Hamdouni, R. y Fernández, T. (1996). From the inventory to the risk analysis: Improvements to a large scale GIS method. En: Chacón, J.; Irigaray, C. y Fernández, T. (Eds.). *Landslides*. Balkema, 335-342.

Chacón, J.; Irigaray, C.; El Hamdouni, R. y Fernández, T. (1996). Consideraciones sobre los riesgos derivados de los movimientos del terreno, su variada naturaleza y las dificultades de su evaluación. En: *Actas, VI Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Granada, 407-418.

Charlet, J.M. (1979). Le massif granitique de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles), synthèse des données géologiques. *Ann. Soc. Géol. Belgique. Liège*, 102, 313-323.

Charlet, J.M. (1982). Les grands traits géologiques du massif de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). *Pirineos*, 116, 57-66.

Charlet, J.M. (1983). Un ejemplo de macizo granítico complejo varisco: La Maladeta (Pirineos centrales españoles). En: Martínez Díaz Catalán (Ed.). Carbonífero y Pérmico de España. *Actas, X congreso internacional de estratigrafía y geología del carbonífero. Madrid*.

Charlier, C. Muñoz Trigo, P. El análisis del riesgo de alud y las estrategias de protección. Montes. *Revista de Ámbito Forestal*. N 20.

Cheng, G. (1983). The mechanism of repeated-segregation for the formation of thick layered ground ice. *Cold Regions Science and Technology*, 8, 57-66.

Chigira, M. y Kiho, K. (1994). Deep-seated rockslide avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in Akaishi Mountains, central Japan. *Engineering Geology*, 38, 221-230.

Chorley, R.J.; Schumm, S.A. y Sugden, D.E. (1984). *Geomorphology*. Methuen, London, 605 pp.

Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 143-158.

Chueca, J. (1992). A statistical analysis of the spatial distribution of rock glaciers, Spanish Central Pyrenees. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 261-265.

Chueca, J. y Julián, A. (1995). Datación de depósitos de derrubios gravitatorios a partir de técnicas liquenométricas (Alta Ribagorza, Pirineo Oriental Oscense). *Lucas Mallada*, 7, 115-145.

Chueca, J. y Julián, A. (1996). Datación de depósitos morrénicos de la Pequeña Edad del Hielo: Macizo de la Maladeta. En: Pérez-Alberti, A.; Martini, P.; Chesworth, W. y Martínez-Cortizas, A. (Eds.). *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 171-182.

Chueca, J. y Julián, A. (2002). *Los glaciares pirenaicos aragoneses: estudio de su evolución desde el final de la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad a través de documentación fotográfica*. Diputación de Huesca, Huesca, 323 pp.

Chueca, J.; Peña, J.L.; Lampre, F.; García-Ruiz, J.M. y Martí, C. (1998). *Los glaciares del Pirineo aragonés: estudio de su evolución y extensión actual*. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Zaragoza.

Chueca, J.; Julián, A. y Peña, J.L. (2002). Comparación de la situación de los glaciares del Pirineo español entre el final de la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad. *Bol. Glaciol. Aragón*, 3, 13-41.

Chueca, J.; Julián, A. y López, I. (2003). Variations of Glaciar Coronas, Pyrenees, Spain, during the 20th century. *J. Glaciol.*, 49 (166), 449-455.

Chueca, J.; Julián, A.; Saz, M.A.; Creus, J. y López-Moreno J.I. (2004). Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology*, 68, 167-182.

Chung, C.F. y Fabbri, A. (1993). The representation of geoscience information for data integration. *Nonrenewable resources*, 2(2), 122-139.

Chung, C.F.; Fabbri, A. y van Westen, C.J. (1995). Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation. En: Carrara, A. y Guzzetti, F. (Eds.). *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 107-133.

Chung, C.F. y Fabbri, A.G. (1998). Three Bayesian prediction models for landslide hazard. En: Bucciantti, A. (Ed.). *Proceedings, International Association for Mathematical Geology Annual Meeting '98*, Ischia, Italy, 204-211.

Chung, C.F. y Fabbri, A.G. (1999). Probabilistic Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 65-12. 1389-1399.

Chung, C.F. y Leclerc, Y. (1994). A quantitative technique for zoning landslide hazard. En: *Proceedings, International Association for Mathematical Geology Annual Conference (IAMG'94)*. Quebec, Canada, 87-93.

Clin, M.; Roche, H.; Lelong, F. y Poty, B. (1963). Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Cailaouas (Pyrénées centrales). *Ann. Soc. Géol. Du Nord*, t. XC, fas. 4, 252-276.

Copons, R. (1994). *Estudi geomorfològic del Massís de la Maladeta (Alta Conca de l'Ésera): El darrer cicle glacial i la Petita Edat del Gel*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona. Inédita.

Copons, R. (1996). Los Glaciares Pirenaicos: Una síntesis de la evolución glaciar durante los últimos siglos. *Extrem*, 76, 34-44.

Copons, R. y Bordonau, J. (1994). La pequeña edad del hielo en el macizo de la Maladeta (alta cuenca del Ésera, Pirineos centrales). En: Martí-Bono, C. y García-Ruiz, J.M. (Eds.). *El glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones*. Geoforma, 111-124.

Copons, R. y Bordonau, J. (1996). El registro sedimentario del Cuaternario reciente en el lago Redó d'Aigües Tortes (Pirineos Centrales). *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 21, 249-260.

Copons, R. y Bordonau, J. (1997). El último ciclo glaciario (Pleistoceno superior-Holoceno) en el Macizo de la Maladeta (Pirineos centrales). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10(1-2), 55-66.

Corominas, J. (1989). Clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera. En: Corominas, J. (Ed.). *Estabilidad de taludes y laderas naturales*. Monografía Sociedad Española de Geomorfología, 3, 1-30.

Corominas, J. (1989). Litologías inestables. En: Corominas, J. (Ed.). *Estabilidad de taludes y laderas naturales*. Monografía S.E.G, 3, 81-96.

Corominas, J. (1990). Influencia del glaciario cuaternario en la estabilidad de las laderas del valle del Valira D'orient (Andorra). En: Gutiérrez, M.; Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Eds.). *Actas, I Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología, Teruel, Vol. 2, 521-532.

Corominas, J. (1993). Spatial prediction of landslides. En: Nemeč, J. (Ed.). *Prediction and Perception of Natural Hazards*. Kluwer Academic Publishers, 125-132.

Corominas, J. (1995). Evidence of basal erosion and shearing as mechanisms contributing the development of lateral ridges in mudslides, flow-slides, and other flow-like gravitational movements. *Engineering Geology*, 39, 45-70.

Corominas, J.; Penaranda, R. y Baeza, C. (1988). Identificación de factores que condicionan la formación de movimientos superficiales en los valles altos del Llobregat y Cardener. En: *Actas, II Simp. Taludes y Laderas Inestables*. Andorra, 185-207.

Corominas, J.; Esgleas, J. y Baeza, C. (1990). Risk mapping in the Pyrenees area: A case study. *Hydrology in Mountainous Regions II*. IAHS Publ. 194, 425-428.

Corte, A.E. (1978). Rock glaciers as permafrost bodies with a debris cover on an active layer. A hydrological approach in the Andes of Mendoza, Argentina. En: *Proceedings, 3rd International Conference on Permafrost*. Ottawa, National Research Council of Canada. Vol. 1, 263-269.

Corte, A.E. (1988). Geocryology of the Central Andes and rock glaciers. En: *Proceedings, 5th International Conference on Permafrost*. Trondheim. Tapir Publishers, Vol. 1, 718-723.

Costa, J.E. (1984). Physical geomorphology of debris flows. En: Costa, J.E. y Fleisher, P.J. (Eds.). *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer, Berlin and New York, 268-317.

Costa, J.E. (1998). Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows. En: Baker, V.R.; Kochel, R.C. y Patton, P.C. (Eds.). *Flood Geomorphology*. Wiley, 113-122.

Costa, J.E. y Schuster, R.L. (1988). The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1054-1068.

Cotton, C.A. (1950). Tectonic scarps and fault valleys. *Geological Society of America Bulletin*, 61, 717-757.

Coussot, P. y Meunier, M. (1996). Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth Sci. Rev.*, 40, 209-227.

Coutard, J.P. *et al.* (1970). Gélifraction expérimentale des calcaires de la Campagne de Caen; comparaison avec quelques dépôts périglaciaires de cette région. *CNRS, Centre de Géomorphologie de Caen Bull*, 6, 7-44.

Crosta, G.B. (1996). Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposals. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 19(2), 297-313.

Crosta, G.B y Locatelli, C. (1999). Approccio alla valutazione del rischio da frane per crollo. *Proc. Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni*. Glauco Brigatti Publisher, Genova, 259-286.

Crosta, G.B. y Agliardi, F. (2000). Frane di crollo e caduta massi: aspetti geomofologici, modelli teorici e simulazione numerica. Report EU programme Interreg IIC - Falaises, 119 pp.

Crosta, G.B.; Calvetti, F.; Imposimato, S.; Roddeman, D.; Frattini, P. y Agliardi, F. (2001). *Granular flows and numerical modelling of landslides*, 71 pp. DAMOCLES project thematic reports. <http://damocles.irpi.pg.cnr.it>

Crosta, G.B.; Frattini, P. y Sterlacchini, S. (2001). Valutazione e gestione del rischio da frana: principi e metodi. Regione Lombardia Publication, Milano, 169 pp.

Crosta, G.B. y Agliardi, F. (2002). A methodology for physically based rockfall hazard assessment. *Natural Hazard and Earth System Sciences*. En revisión.

Crozier, M. J. (1986). *Landslides. Causes, consequences and environment*. Croom Helm, Londres, 252 pp.

Cruden, D.M.; Thomson, S. y Hoffman, B.A. (1991). Observations of Graben Geometry in Landslides. En: *Slope Stability Engineering: Development and Applications. Proceedings, International Conference on Slope Stability*. Isle of Wight. Chandler, R.J. (Ed.). Thomas Telford Ltd., London, 33-36.

Cruden, D.M. y Varnes, D. J. (1996). Landslides types and processes. En: Turner y Schuster (Eds.). *Landslides. Investigation and mitigation*. Transportation Research Board Special Report 247. National Academy Press, Washington D.C., 36-75.

D'Agostino, V. (2001). Debris flow magnitude in the Eastern Italian Alps: Data collection and analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, part C, 26/9, 657-663.

Dahl, R. (1965). Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in northern Nordland Norway. *Geografiska Annaler*, 47, 83-140.

Dalloni, M. (1910). Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, vol. XIX, 1-436.

Daly, R.A. (1912). Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth parallel. *Can. Geol. Surv. Mem.*, 38, 857 pp.

Davies, T.R. y McSaveney, M.J. (2002). Dynamic simulation of the motion of fragmenting rock avalanches. *Can. Geotech. J.*, 24, 789-798.

Davis, W.M. y Snyder, W.H. (1898). *Physical Geography*. Ginn. Boston.

Davis, W.M. (1909). Glacial erosion in North Wales. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 65, 281-350.

de Saussure, H.B. (1786). *Voyages dans les Alpes*, vol. II. Barde, Manget y Cie, Geneva.

Deganutti, A.M.; Marchi, A.M. y Arattano, M. (2000). Rainfall and debris flow occurrence in the Moscardo basin (Italian Alps). En: Wiczorek, G.F. y Naeser, N.D. (Eds.). *Debris Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 67-72.

Demorest, M. (1937). Glaciation of the upper Nugssuak Peninsula, West Greenland. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 25, 36-56.

Demorest, M. (1939). Glacial movement and erosion, a criticism. *American Journal of Science*, 237, 594-605.

Denny, C.S. (1967). Fans and pediments. *American Journal of Science*. Vol. 265, 81-105.

Derbyshire, E. (1968). Cirques. En: Fairbridge, R.W. (Ed.). *The Encyclopedia of Geomorphology 1*. St. Martin's Press, New York.

Descouedres, F. y Zimmermann, T. (1987). Three-dimensional dynamic calculation of rockfalls. En: *Proceedings, 6th International Congress of Rock Mechanics*. Montreal, Canada, 337-342.

Dhakal, A.S.; Amada, T. y Aniya, M. (1999). Landslide hazard mapping and the application of GIS in the Kulekhani Watershed, Nepal. *Mountain Research and Development*, 19(1), 3-16.

Díaz de Terán, J.R.; Remondo, J.; González Díez, A.; Cendrero, A.; Marquínez, J. y Menéndez, R. (1998). National Report of the University of Cantabria. En: Corominas, J.;

Moya, J.; Ledesma, A.; Gili, J.A.; Lloret, A. y Rius, J. (Eds.). *New Technologies for Landslide Hazard Assessment and Management in Europe (NEWTECH). Final Report of the Project (CEC Environment Programme, Contract ENV-CT96-0248)*. Universidad Politécnica de Cataluña, 102-128.

Diez Moñux, J.C. El proceso de fusión del manto de nieve. Montes. Revista de Ámbito Foresta N.20.

Di Luzio, E.; Saroli, M.; Esposito, C.; Bianchi-Fasani, G.; Cavinato, G.P. y Scarascia-Mugnozza, G. (2004). Influence of structural framework on mountain slope deformation in the Maiella anticline (Central Apennines, Italy). *Geomorphology*, 60, 417-432.

Ding, Y. y Liu, J. (1992). Glacier lake outburst flood disasters in China. *Annals of Glaciology*, 16, 180-184.

Dionne, J.-C. (1987). Tadpole rock (rocdrumlin), a glacial streamline moulded form. En: Menzies, J y Rose, J. (Eds.). *Drumlin Symposium*. Balkema, Rotterdam, 149-159.

Dios, J; Fraile, M; Otero, M; Pividal, A. (1994). Geomorfología Práctica. Ed. Rueda.

Donnot, M. y Guérange, B (1969). Coupe du Cambro-Ordovicien de L'hospice de France au Port de Benasque (Luchon, Haute Garone, Pyrénées Centrales). *Report BRGM*, 69 SGL 080 GEO, 52 pp.

Dramis, F. y Kotarba, A. (1992). Southern limit of relict rock glaciers, Central Apennines, Italy. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 257-260.

Drew, F. (1873). Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper Indus Basin. *Geological Society of London Quarterly Journal*. Vol. 29, 441-471.

Drewry, D.J. (1983). *Antartica, Glaciological and Geophysical Folio*. University of Cambridge.

Drewry, D.J. (1986). *Glacial Geologic Processes*. Edward Arnold, London.

Dubois, M.P. (1879). Études du régime et l'action exercée par les eaux sur un lit a fond de graviers indefiniment affouilable. *Annal de Ponts et Chaussées*, Series 5, vol. 18, 141-195.

Dunn, J.R. y Hudec, P.P. (1965). The influence of clays on water and ice in rock pores (2). *New York State, Department Public Works Phys. Research Rept*. RR, 65(5), 149 pp.

Dunn, J.R. y Hudec, P.P. (1966). Frost deterioration: ice or ordered water? *Geol. Soc. America Spec. Paper*, 101, 256 pp.

Duque, A.; Echeverría, G.; Fernández, E.; Kerejeta, A.; Cendrero, A. y Tamés, P. (1990). Comprobación empírica de metodologías para la elaboración de mapas de amenaza de inestabilidad de

laderas; aproximación de un modelo general de evaluación del riesgo. En: Hermelin, M. (Ed.). *Environmental Geology and Natural Hazards in the Andean Region*. Pereira, Colombia. AGID Report nº 13, 189-206.

Duque, A.; Echeverría, G.; Fernández, E.; Kerejeta, A.; Cendrero, A.; Díaz de Terán, J.R. y Tamés, P. (1991). A methodological approach for the development of predictive models for hazard assessment. En: Panizza, M.; Soldati, M. y Coltellacci, M.M. (Eds.). *Proceedings, European Experimental Course on Applied Geomorphology*. Istituto di Geologia, Università degli Studi di Modena, Modena, Italia, Vol. 2. 13-25.

Dury, G.H. (1953). A glacial breach in the northwestern highlands. *Scottish Geographical Magazine*, 69, 106-117.

Dussauge-Peisser, C.; Helmstetter, A.; Grasso, J.R.; Hantz, D.; Desvarreux, P.; Jeannin, M. y Giraud, A. (2002). Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis. *Natural Hazard and Earth System Sciences* 1, 15-26.

Dyke, A.S.; Morris, T.F.; Green, D.E.C. e England, J. (1992). Quaternary geology of Prince of Wales Island, arctic Canada. Geological Survey of Canada, Memoir 433.

Eakin, H.M. (1916). The Yukon-Koyukuk region, Alaska. *US Geol. Survey Bull.*, 631, 88 pp.

Eckersley, J.D. (1990). Instrumented Laboratory Flowslides. *Geotechnique*, Vol. 40, No. 3, 489-502.

Ed. ALPINA. Mapa y Guía Excursionista del Parque Natural Posets-Maladeta.

El Hamdouni, R. (2001). *Estudio de movimientos de ladera en la cuenca del río Ízbor mediante un SIG: contribución al conocimiento de la relación entre tectónica activa e inestabilidad de vertientes*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 429 pp.

Ellis, J.M. (1982). *Holocene glaciation of the central Brooks Range, Alaska*. Diss. Univ. New York, Buffalo, 296 pp.

England, J. (1987). Glaciation and the evolution of the Canadian high arctic landscape. *Geology*, 15, 419-424.

Evans, I.S. (1994). Lithological and structural effects on forms of glacial erosion, cirques and lake basins. En: Robinson, D.A. y Williams, R.B.G. (Eds.). *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley, Chichester, 455-472.

Evans, I.S. (1996). Abraded rock landforms (whalebacks) developed under ice streams in mountain areas. *Annals of Glaciology*, 22, 9-16.

Evans, I.S. y Cox, N.J. (1974). Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area*, 6, 150-153.

Evans, I.S. y Cox, N.J. (1995). The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39, 175-202.

Evans, S.G. (1987). The breaching of moraine-dammed lakes in the southern Canadian Cordillera. En: *Proceedings, International Symposium on Engineering Geological Environment in Mountainous Areas*. Beijing, Vol. 2, 141-150.

Evans, S.G.; Clague, J.J.; Woodsworth, G.J. y Hungr, O. (1989). The Pandemonium Creek Rock Avalanche, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 26, 3, 427-446.

Evans, S.G. y Hungr, O. (1993). The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Can. Geotech. Journal* 30, 620-636.

Evans, S.G. y Couture, R. (2002). The 1965 Hope Slide, British Columbia; catastrophic failure of a sagging rock slope. *Geological Society of America*, Abstracts with Programs, 16-6.

Eyles, N. (1979). Facies of supraglacial sedimentation on Icelandic and alpine temperate glaciers. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 1341-1361.

Fahey, B. y Lefebure, T.H. (1988). The freeze thaw-weathering regime at a section of the Niagara escarpment on the Bruce Peninsula Southern Ontario, Canada. *Earth Surface Processes and Landform*, 13, 293-304.

Falcetta, J.L. (1985) Un nouveau modèle de calcul de trajectoires de blocs rocheux. *Revue Française de Géotechnique*, 30, 11-17.

Fannin, R.J. y Rollerson, T.P. (1993). Debris flows: some physical characteristics and behaviour. *Canadian Geotechnical Journal*, 30, 71-81.

Fannin, R.J. y Wise, M.P. (2001). An empirical-statistical model for debris flow travel distance. *Canadian Geotechnical Journal*, 38, 982-994.

Fell, R. (1994). Landslide risk assessment and acceptable risk. *Can. Geotech Journal* 31(2), 261-272.

Fell, R. y Hartford, D. (1997). Landslide risk management. En: Cruden, D. y Fell, R. (Eds.). *Landslide risk assessment*. Balkema, Rotterdam, 51-109.

Fernández, T.; Irigaray, C.; El Hamdouni, R. y Chacón, J. (2000). Metodología para la elaboración de cartografía de susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante SIG. En: *Actas, VII Congreso Nacional de Topografía y Cartografía*, 610-620.

Ferrán, M. (1999). *SPSS para Windows. Programación y análisis estadístico*. Mc Graw Hill, 313-335.

Ferraz, J. La formación de la nieve. Montes. Revista de Ámbito Forestal.

Ferrer, M. (2002). Taludes. En: L.I. González de Vallejo (Coord.), *Ingeniería Geológica*. Prentice Hall, Madrid, 429-486.

Ferrer P, Furdada G. Un sistema de información geográfica para la gestión del riesgo de aludes: El catastro digital de aludes de Andorra. V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Madrid 2001 Vol II 939-952.

Figurin, A.E. (1823). Izvlecheniye iz zapisok medikokhirurga Figurina, vedennykh vo bremya opisi beregov Severo-Vostochnoy Sibiri. *Gosudarstv. Admiralt. Depart.*, 5, 259-328.

Forcella, F. y Orombelli, G. (1984). Holocene slope deformations in Valfurva, Central Alps, Italy. *Geographia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 7, 41-48.

Ford, D.C. y Williams, P.W. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 pp.

Francoise S. Mohamed, N. Granada Sales, F. Suriñach Cornet, E. Planet, P. Furdada Bellavista, G. (1997). Estudio de la Dinámica de Aludes de Nieve Mediante Metodos Sísmicos, Técnicas de Tratamientos de la imagen y modelos numéricos. IV Simposio Nacional sobre Taludes y laderas Inestables. Granada (1997), Alonso, E. et al (Ed). Vol 2, 719-728.

Francou, B. (1988a). *Talus formation in high mountain environments, Alps and tropical Andes*. Caen: Centre de Géomorphologie du CNRS.

Francou, B. (1988b). Éboulis statifiés dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32, 47-76.

Freixes, A.; Monterde, M. y Ramoneda, J. (1992). *Hidrología de los sistemas kársticos del valle de Arán (Pirineo, Cataluña)*. I Taller Int. cuencas experimentales en el karst, Matanzas (Cuba), 131-140.

Freixes, A.; Monterde, M. y Ramoneda, J. (1998). Spring water temperature as a characteristic feature of karst aquifer behaviour. Examples from the Central Pyrenees (NE Spain). *Hydrogeologie*, nº1, 31-40.

French, H.M. (1976a). *The periglacial environment*. Longman, 308 pp.

French, H.M. (1996). *The periglacial environment*. Segunda edición. Longman, 341 pp.

Fukue, M. (1979). *Mechanical performance of snow under loading*. Tokai University Press, Tokyo.

Funder, S. (1972). Deglaciation of the Scoresby Sund fjord region, northeast Greenland. En: Price, R.J. y Sugden, D.E. (Eds.). *Polar Geomorphology*. Institute of British Geographers Special Publication, 4, 33-42.

Furdada, G. (1996). *Estudi de les allaus al Pirineu occidental de Catalunya: Predicció espacial i aplicacions de la cartografia*. Geoforma ediciones. Logroño. 315 p. y 3 mapas.

Furdada G. Martínez P, Oller P, Villaplana J.M. (1999). Slushflows at El Port del Comte, northeast Spain. *Journal of Glaciology*, Vol.45, No. 151,1999.

Furdada, G. (2004) *Avalanche Maps*. UEE Coumayeur. September 2004.

Galera, J.M. (1987). Estudio del devoniano del Pirineo Central español. Tesis Doctoral. Univ. Politécnica de Madrid, 278 pp.

Galibert, G. (1956). Le relief de haute montagne dans les massifs de Luchon et des Monts Maudits. *Rev. Geo. Pyr. S. O.*

Galibert, G. (1965). *La haute montagne alpine*. Tesis Doctoral. Univ. Toulouse, 406 pp.

Gandullo, J. M. (1994). *Climatología y Ciencia del Suelo*. Fundación Conde del Valles de Salazar.

García Abbad, F.J.; Torres, T.; Eraso, A. *et al.* (1972). *Apuntes del curso de geomorfología e hidrología kársticas*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y Cátedra de Geodinámica Externa de la Universidad Complutense, (inédito), Madrid.

García-Ruiz, J.M.; Puigdefabregas, J. y Creus, J. (1986). La acumulación de nieve en el Pirineo Central y su influencia hidrológica. *Pirineos*, 127, 27-72.

García-Ruiz, J.M.; Bordonau, J.; Martínez-de-Pisón, E. y Vilaplana, J.M. (1992). *Mapa Geomorfológico de Benasque. (M.T.N. 180)*. Geoforma, Logroño, 39 pp.

García-Ruiz, J.M. *et al.* (1997). Plan de Ordenación de los Recursos Naturales (PORN). Valles orientales del Pirineo de Huesca. Documento inédito. Diputación General de Aragón.

García-Ruiz, J.M.; Arnáez, J.; White, S.M.; Lorente, A. y Beguería, S. (2000). Uncertainty assessment in the prediction of extreme rainfall events: an example from the central Spanish Pyrenees. *Hydrological Processes*, 14, 887-898.

García-Ruiz, J.M.; Lorente, A.; Marti, C. y Beguería, S. (2001). DAMOCLES project 2001 report, <http://damocles.irpi.pg.cnr.it>

García-Ruiz, J.M.; Lorente, A.; Marti, C. y Beguería, S. (2002). DAMOCLES project 2002 report, <http://damocles.irpi.pg.cnr.it>

García-Sansegundo, J. y Ramírez J.I. (1993). Mapa Geológico de España (E. 1:50.000), Hoja de Bossost (nº 148). IGME.

García-Sansegundo, J. (1991). Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorzana (Parte I). *Boletín Geológico y Minero*, 102, 781-829.

García-Sansegundo, J. (1992). Estratigrafía y estructura de la zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorzana (Parte II). *Boletín Geológico y Minero*, 103, 42-93.

Gary, M.; McAfee, R. Jr; y Wolf, C.L. (1972). *Glossary of geology*. Washington, D.C. American Geological Inst. 52 pp.

Gee, M.D. (1991). Classification of landslide hazard zonation methods and a test of predictive capability. En: *Landslides-Glissements de Terrain, VI International Symposium on Landslides*. Christchurch, New Zealand, 1992. Balkema, Rotterdam. Vol. 2, 947-952.

Gens, A. (1989). Corrección de taludes inestables. En: Corominas, J. (Ed.). *Estabilidad de taludes y laderas naturales*. Monografía S.E.G., 3, 231-248.

Ghigi, S.; Guzzetti, F.; Reichenbach, P. y Detti, R. (2002). Preliminary assessment of rock fall hazard and risk in the central part of the Nera Valley, Umbria Region, Central Italy. *Geophysical Research Abstracts*, 4, EGS02-A-00925.

Ghini, Alessandro. Cheng, Chang-Jo. (2003). STARTER: a statical GIS-based model for the prediction of snow avalanche susceptibility using terrain features – application to Alta Val Badia, Italian Dolomites. *Geomorphology* 66(2005) 305-325.

Gjessing, J. (1966). Some effects of ice erosion on the development of Norwegian valleys and fjords. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 20, 273-299.

Glasser, N.F. (1995). Modelling the effect of topography on ice sheet erosion, Scotland. *Geografiska Annaler*, 77A, 67-82.

Glasser, N.F. y Warren, C.R. (1990). Medium scale landforms of glacial erosion in south Greenland: process and form. *Geografiska Annaler*, 72A, 211-215.

Gómez, A. (1996). *Conos aluviales en pequeñas cuencas torrenciales de montaña*. Geoforma, Logroño, 191 pp.

González-Díez, A. (1995). *Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. Inédita.

González-Díez, A.; Salas, L.; Díaz de Terán, J.R.; y Cendrero, A. (1996). Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology*, 15, 291-309.

González-Díez, A.; Remondo, J.; Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A. (1999). A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology*, 30, 95-113.

Gorbunov, A.P. (1983). Rock glaciers of the mountains of middle Asia. En: *Proceedings, 4th Int. Conf. on Permafrost*. Fairbanks, Alaska. National Academic Press, Washington, 359-362.

Gordon, J.E. (1977). Morphometry of cirques in the Kintail-Affric-Cannich area of northwest Scotland. *Geografiska Annaler*, 59A, 177-194.

Gordon, J.E. (1981). Ice-scoured topography and its relationships to bedrock structures and ice movement in parts of northern Scotland and west Greenland. *Geografiska Annaler*, 63A, 55-65.

Goudie, A. (1974). Further experimental investigation of rock weathering by salt and other mechanical processes. *Zeitschr. Geomorphologie N. F.*, 21, 1-12.

Graf, W.L. (1970). The geomorphology of the glacial valley cross-section. *Arctic and Alpine Research*, 2, 303-312.

Gray, D.H. y Megahan, W.F. (1981). Forest vegetation removal and slope stability in the Idaho Batholith. U.S. Dep. Agric. Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station, 23. *Res. Pap. INT-271*.

Greenlee, D.D. (1987). Raster and vector processing for scanned linework. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 53, 10, 1383-1387.

Greenway, D.R. (1987). Vegetation and slope stability. En: Anderson y Richards (Eds.). *Slope Stability*. John Wiley and Sons, New York, 187-231.

Gregory, J.W. (1913). *The Nature and Origin of Fiords*. J. Murray, London.

Gregory, J.W. (1927). The fjords of the Hebrides. *Geographical Journal*, 69, 193-216.

Grimaud, S.; Boillot, G.; Collete, B.J.; Mauffret, A.; Miles, P.R. y Roberts, D.B. (1982). Western extension of the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model. *Mar. Geol.*, 45, 63-77.

Gruber U, Haefner H. Avalanche hazard mapping with satellite data and a digital elevation model. *Applied Geography*, Vol 15, No 2, pp 99-113 (1995)

Guillien, Y. y Lautridou, J. (1970). Recherches de géolifraction expérimentale du Centre de Géomorphologie VI. Nouveaux résultats sur faciès calcaires. *CNRS, Centre de Géomorphologie de Caen Bull.*, 19, 43 pp.

Gutiérrez, F. (1998). *Fenómenos de subsidencia por disolución de formaciones evaporíticas en las fosas neógenas de Teruel y Calatayud (Cordillera Ibérica)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 569 pp.

Gutiérrez, F.; Arauzo, T. y Desir, G. (1993). Landslides in the Alfajarín gypsum escarpment (Zaragoza). En: *Second Intensive Course on Applied Geomorphology: Arid Regions*. Universidad de Zaragoza, 153-160.

Gutiérrez, F.; Arauzo, T.; Sancho, C. y Gutiérrez, M. (1995). Factores desencadenantes de los deslizamientos de la cantera del Barrio de la Corona (Ejea de los Caballeros, Depresión del Ebro). *Cuaternario y Geomorfología*, 9 (3-4), 33-50.

Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M. y Sancho, C. (1998). La avenida del 7 de agosto de 1996 en la cuenca y abanico aluvial de Arás (Valle de Tena, Pirineos Centrales). Aspectos geomorfológicos y sedimentológicos. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2), 71-85.

Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M. y Sancho, C. (1998). Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 22, 265-283.

Gutiérrez, F.; Acosta, E.; Ríos, S.; Guerrero, J. y Lucha, P. (2005). Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 69, 298-314.

Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1981). Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Noaigua (Pirineo de Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, 92(2), 11-20.

Guzzetti, F.; Carrara, A.; Cardinali, M. y Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, central Italy. *Geomorphology*, 31, 181-216.

Guzzetti, F. (2000). Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy. *Eng. Geol.* 58, 89-107.

Guzzetti, F. (2002). DAMOCLES project 2002 report, <http://damocles.irpi.pg.cnr.it>

Guzzetti, F.; Detti, R.; Crosta, G.B. y Agliardi, F. (2002). STONE: a computer program for the three dimensional simulation of rock-falls. *Computers and Geosciences*, 28, 1079-1093.

Haerberli, W. (1985). *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mittgeilugen der Versuchsanstalt fur Wassenbau Hydrologie and Glaziologie, 77, 142 pp.

Haigh, M.J.; Rawat, J.S. y Bartarya, S. (1988). Environmental correlations of landslides frequency along new highways in the Himalaya: Preliminary results. *Catena*, 15, 539-553.

Hair, J.F.; Anderson, R.E.; Tatham, R.L. y Black, W.C. (1999). *Análisis multivariante*. Prentice Hall, 767 pp.

Hall, K. (1999). The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. *Geomorphology*, 31, 47-63.

Hallet, B. (1979a). A theoretical model of glacial abrasion. *Journal of Glaciology*, 23, 39-50.

Hallet, B. (1996). Glacial quarrying: a simple theoretical model. *Annals of Glaciology*, 22, 1-8.

Hamilton, G.S. (1988). The development, age and present status of a rock glacier in the Posets Massif. Spanish Pyrenees. *Pirineos*, 131, 43-56.

Harbor, J.M.; Hallet, B. y Raymond, C.F. (1988). A numerical model of landform development by glacial erosion. *Nature*, 333, 347-349.

Harbor, J.M. (1992b). Numerical modelling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion. *Geoglacial Society of America Bulletin*, 104, 1364-1375.

Harris, S.A. (1979). Ice caves and permafrost zones in southwest Alberta. *Erdkunde*, 33, 61-70.

Harris, S.A. (1983). Cold air drainage west of Fort Nelson, British Columbia. *Arctic*, 35, 539-541.

Harris, S.A. (1988). The alpine periglacial zone. En: Clark, M.J. (Ed.). *Advances in periglacial geomorphology*. Chichester, Wiley and Sons Ltd, 369-413.

Hartlen, J. y Viberg, L. (1988). Evaluation of landslide hazard. En: Bonnard, Ch. (Ed.). *Proceedings, 5th Int. Congr. on Landslides*. Lausanne. Vol. 2, 1037-1057.

Hattersley-Smith, G. (1969). Glacial features of Tanquary Fjord and adjoining areas of northern Ellesmere Island, NWT. *Journal of Glaciology*, 8, 23-50.

Haynes, V.M. (1968). The influence of glacial erosion and rock structure on corries (cirques) in Scotland. *Geografiska Annaler*, 50A, 221-234.

Hilario, A. (2004). *Relación entre magmatismo y deformación en la transversal de Benasque a Luchon (Zona Axial del Pirineo)*. Tesis Doctoral. Univ. del Pais Vasco, 300 pp.

Hoek, E. y Bray, J.W. (1981). *Rock Slope Engineering*. Institution of Mining and Metallurgy, London, 358 pp.

Holtedahl, H. (1967). Notes on the formation of fjords and fjord valleys. *Geografiska Annaler*, 49A, 188-203.

Hooke, R. Le B. (1991). Positive feedbacks associated with erosion of glacial cirques and overdeepenings. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1104-1108.

Hsu, K.J. (1975). Catastrophic Debris Streams (Sturzstroms) Generated by Rockfalls. *Bulletin of the Geological Society of America*, 86, 1, 129-140.

Humlum, O. (1982). Rock glacier types on Disko, Central West Greenland. *Geogr. Tidsskr.*, 88, 78-82.

Hungr, O. y Evans, S.G. (1988). Engineering evaluation of fragmental rockfall hazards. En: Bonnard, C. (Ed.). *Proceedings, Fifth International Symposium on Landslides*. Balkema, Rotterdam, Netherlands, Vol. 1, 685-690.

Hutchinson, J.N. (1968). Mass movement. En: Fairbridge, R.W. (Ed.). *Encyclopaedia of Earth Sciences*. Reinhold, New York, 688-695.

Hutchinson, J.N. (1988). General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. En: Bonnard, C. (Ed.). *Proceedings, 5th International Symposium on Landslides*. Lausanne. Balkema, Rotterdam, 1, 3-35.

Hutchinson, J.N. (1992). Landslide hazard assessment. En: *Proceedings, 6th International Symposium on Landslides*. Christchurch, New Zealand, 3.

Hutchinson, J.N. y Bhandari, R.K. (1971). Undrained Loading, a Fundamental Mechanism of Mudflows and Other Mass Movement. *Geotechnique*, 21, 353-358.

Hutchinson, J.N. y Chandler, M.P. (1991). A preliminary landslide hazard zonation of the Undercliff of Isle of Wight. Slope stability engineering, developments and applications. *Proceedings, International conference on slope stability*. Thomas Telford, London, 197-205.

ICC. (2006). Actas de las 2^a Jornadas Técnicas de Nieve y Aludes.

IGME. (1999). *Los Sistemas de Información Geográfica en los riesgos naturales y en el medio ambiente*. Laín, L. (Ed.), 227 pp.

IGN. (1982). *Catálogo general de isosistas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid. Publ. 202, 59 pp.

IGN. (2004). *Boletín de sismos próximos*. Ministerio de Fomento, Madrid (web site: <http://www.geo.ign.es>).

Ikeya, H. (1981). A method of designation for areas in danger of debris flow, En: *Erosion and sediment transport in Pacific Rim Steeplands*, International Association of Hydrology Scientists, Publication 132, 576-588.

Ikeya, H. (1989). Debris flow and its countermeasures in Japan. *Bulletin. of the International Association of Engineering Geology*, 40, 15-33.

Innes, J.L. (1983). Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7(4), 469-501.

Interreg IIC. (2001). *Prevenzione dei fenomeni di instabilità delle pareti rocciose. Confronto dei metodi di studio dei crolli nell'arco alpino*. Final Report EU Programme Interreg IIC – Falaises, 239 pp.

Irigaray, C.; Fernández, T. y Chacón, J. (1996). Comparative analysis of methods for landslide susceptibility mapping. En: Chacón, J.; Irigaray, C. y Fernández, T. (Eds.). *Landslides*. Balkema. Rotterdam, 373-384.

Irigaray, C.; Fernández, T.; El Hamdouni, R. y Chacón, J. (1999). Verification of landslide susceptibility mapping: a case study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 537-544.

Irigaray, C.; Lamas, F.; El Hamdouni, R.; Fernández, T. y Chacón, J. (2000). The importance of the precipitation and the susceptibility of the slopes for the triggering of landslides along the roads. *Natural Hazards*, 21, 65-81.

Ishikawa, M.; Kurashige, Y. y Hirakawa, K. (2004). Analysis of crack movement observed in an alpine bedrock cliff. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 883-891.

Iverson, N. (1991). Potential effects of subglacial water pressure fluctuations on quarrying. *Journal of Glaciology*, 37, 27-36.

Iverson, N.R. (1995). Processes of erosion. En: Menzies, J. (Ed.). *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 241-260.

Iverson, R.M.; Reid, M.E. y LaHusen, R.G. (1997). Debris-flow mobilization from landslides. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25, 85-138.

Jahn, A. (1964). Slope morphological features resulting from gravitation. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 5, 59-72.

Jahn, A. (1975). *Problems of the periglacial zone*. Warsaw, PWN Polish Scientific Publishers, 219 pp.

Jahns, R.H. (1943). Sheet structure in granites, its origin and use as a measure of glacial erosion in New England. *Journal of Geology*, 51, 71-98.

Jakob, M. (1992). Active rock glaciers and the lower limit of discontinuous alpine permafrost, Khumbu Himalaya, Nepal. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 253-256.

Jarret, R.D. y Costa, J.E. (1986). Hydrology, geomorphology and dam break modeling of the July 15, 1982 Lawn lake and Cascade Lake dam failures, Larimer County, Colorado. *United States Geological Survey Professional Paper* 1369, 78 pp.

Jennings, J.N. (1971). Karst. *An introduction to systematic geomorphology*, 7. M.I.T. Press, London, 252 pp.

Jennings, J.N. (1985). *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell, Oxford, 293 pp.

Jennings, P.J.; Siddle, H.J. y Bentley, S.P. (1991). A comparative study of indirect methods of landslide potential assessment. En: Chandler, R.J. (Ed.). *Slope Stability Engineering*. Thomas Telford, London, 143-148.

Jenson, S.K. y Domingue, J.O. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for Geographic Information System analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 54, 11, 1593-1600.

Jibson, R.W. (1996). Using landslides for paleoseismic analysis. En: McCalpin, J. (Ed.). *Paleoseismology*. Academic Press, London, 397-438.

Johnson, A.I.; Carbognin, L. y Ubertini, L. (Eds.) (1986). *Land subsidence*. Int. Assoc. Hydrological Sciences Pub. 151 Wallingford. IAHS.

Johnson, A.M. (1970). Formation of debris flows deposits. En: *Physical Processes in Geology*. Freeman & Cooper, San Francisco, 433-448.

Johnson, A.M. y Rodine, J.R. (1984). Debris flows. En: Brusden, D. y Prior, D.B. (Eds.). *Slope Instability*. Wiley, New York, 257-361.

Johnson, P.G. (1974). Mass movement of ablation complexes and their relationship to rock glaciers. *Geografiska Annaler*, 56A, 93-101.

Johnson, P.G. (1984). Paraglacial conditions of instability and mass movement: A discussion. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 28, 235-250.

Johnston, G.H. y Brown, R.J.E. (1964). Some observations on permafrost distribution at a lake in the Mackenzie Delta. *Arctic*, 17, 162-175.

Jones, C.L.; Higgins, J.D. y Andrew, R.D. (2000). *Colorado rockfall simulation program Version 4.0*. Colorado Geological Survey, 127 pp.

Jones, F.O.; Embody, D.R. y Peterson, W.C. (1961). *Landslides along the Columbia river valley, North-eastern Washington*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 367, 98 pp.

Julián, A. y Chueca, J. (1998). Le Petit Âge Glaciaire dans les Pyrénées Centrales Méridionales: estimation des paléotempératures à partir d'inférences géomorphologiques. *Sud-Ouest Eur.*, 3, 79-88.

Julián Andrés A, Peña Monee, J.L. Chueca Cia, J. Zabalza Martínez, J. Lapeña Laiglesia, A. López Moreno, I. Cartografía de zonas probables de aludes en el pirineo Aragonés: Metodología y Resultados. Boletín de la A.G.E N°30-2000 pag 119-134.

Karte, J. (1979). Raumliche abgrenzung und regionale differenzierung des periglaziärs. *Bochumer Geographische Arteiten*, 35, 211 pp.

Kawakami, H. y Saito, Y. (1984). Landslide risk mapping by a quantification method. En: *Proceedings, IV International Symposium of Landslides*. Toronto. Vol. 2, 535-540.

Kellogg, K.S. (2001). Tectonic controls on a large landslide complex: William Fork Mountains near Dillon, Colorado. *Geomorphology*, 41, 355-368.

Kerr, J.W. (1980). Structural framework of Lancaster aulacogen, arctic Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 319.

Kienholz, H. (1978). Maps of geomorphology and Natural Hazards of Grindelwald, Switzerland, Scale 1:10.000. *Artic and Alpine Research*, Vol. 10, n° 2, 169-184.

King, C.A.M. (1959). Geomorphology in Austerdalen, Norway. *Geographical Journal*, 125, 357-369.

King, G. y Zeng, L. (2001). Logistic regression in rare events data. *Political analysis*, 9(2). 137-163.

Kirkby, M.J. y Statham, I. (1975). Surface stone movement and scree formation. *Journal of Geology*, 83, 349-362.

Kirkham, R.M.; Parise, M. y Cannon, S.H. (1999). Geology of the 1994 South Canyon fire area, and a geomorphic analysis of the September 1, 1994 debris flows, south flank of Storm King Mountain, Glenwood Springs, Colorado. *Colo. Geol. Surv. Spec. Publ.* 46, 35 pp.

Klaer, W. (1974). Kritische Anmerkungen zur neueren Literatur über das Blockgletscherproblem. En: Eichler, H. (Ed.). *Hans Graul-Festschrift. Heidelberg Geogr. Arb.*, 40, 275-291.

Klimaszewski, M. (1964). On the effect of the preglacial relief on the course and the magnitude of glacial erosion in the Tatra Mountains. *Geographica Polonica*, 2, 11-21.

Kojan, E.; Foggin, G.T. y Rice, R.M. (1972). Prediction and analysis of debris slide incidence by photogrammetry, Santa Ynez-San Rafael Mountains, California. En: *Proceedings, 24th International Geological Congress. Section 13 (Engineering. Geology)*, 124-131.

Kor, P.S.G., Shaw, J. y Sharpe, D.R. (1991). Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario: a regional view. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 623-642.

Kotarba, A. (1989). On the age of debris flows in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 23, 139-152.

Kotarba, A. y Strömquist, L. (1984). Transport sorting and deposition processes of alpine debris slope deposits in the Polish Tatra Mountains. *Geografiska Annaler*, 66A, 285-294.

Kovari, K. y Fritz, P. (1984). Recent Developments in the Analysis and Monitoring of Rock Slopes. En: *Proceedings, 4th International Symposium on Landslides*. Canadian Geotechnical Society, Toronto, 1, 1-16.

Lachenbruch, A.; Greene, G.W. y Marshall, B.V. (1966). Permafrost and the geothermal regimes. En: Wilimovsky, N.J. (Ed.). *The Environment of the Cape Thompson Region, Alaska*. Ottawa y Washington D.C., United States Atomic Energy Commission, PNE-481, 149-163.

Laín, L. (IGME) (1999). Los sistemas de información geográfica en los riesgos naturales y en el medio ambiente.

Laitakari, I y Aro, K. (1985). The effect of jointing on glacial erosion of bedrock gills in southern Finland. *Fennia*, 163, 369-371.

Lamb, H.H. (1977). *Climate. Present, past and future*. Methuen & Co Ltd., London, Vol. 2, 835 pp.

Lampre, F. (1994). La línea de equilibrio glacial y los suelos helados en el macizo de la Maladeta (Pirineo Aragonés): Evolución desde la Pequeña Edad del Hielo y situación actual. En: Martí, C. y García Ruiz, J.M. (Eds.). *El Glaciarismo Surpirenaico: Nuevas aportaciones*. Geoforma, Logroño, 125-142.

Lampre, F. (1998). *Estudio geomorfológico de Vallibierna*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza, 200 pp.

Larsen, E. y Mangerud, J. (1981). Erosion rate of a Younger Dryas cirque glacier at Krakanes, western Norway. *Annals of Glaciology*, 2, 153-158.

Lautridou, J.P. (1975). Les recherches de géolifraction expérimentale du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. En: *Fondation Française d'Études Nordiques, 6^e Congrès International, 'Les Problèmes*

Posés par la Gélifracion. Recherches Fondamentales et Appliquées ' Le Havre, Abr. 1975. Rept. 106, 6 pp.

Lautridou, D.P. y Ragot, J.P. (1977). Essais de gel sur les échantillons de Monsieur Ragot. *Centre de Géomorphologie du CNRS, Laboratoire de Cryoclastie Rept.* 6, 15 pp.

Legget, R.F. (1966). Permafrost in North America. En: *Proceedings, Permafrost Internatioanl Conference*. Lafayette, Nov. 1963. Natl. Acad. Sci.-Natl. Research Council Pub., 1287, 2-6.

Legget, R.F.; Brown, R.J.E. y Johnston, G.H. (1966). Alluvial fan formation near Aklavik, Northwest Territories, Canada. *Geol. Soc. America Bull.*, 77, 15-29.

Leiviska, I. (1907). Über die Oberflächenformen Mittelostbottniens. *Fennia*, 25.

Lewis, W.V. (1938). A melt-water hypothesis of cirque formation. *Geological Magazine*, 75, 249-265.

Lewis, W.V. (1954). Pressure release and glacial erosion. *Journal of Glaciology*, 2, 417-422.

Lindmar-Bergstrom, K. (1988). Exhumed Cretaceous landforms in south Sweden. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 72, 21-40.

Lindstrom, E. (1988). Are roches moutonnées mainly preglacial forms? *Geografiska Annaler*, 70A, 323-331.

Linton, D.L. (1963). The forms of glacial erosion. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 33, 1-28.

Linton, D.L. y Moislely, H.A. (1960). The origin of Loch Lomond. *Scottish Geographical Magazine*, 76, 26-37.

Lliboutry, B.M.; Pautre, A. y Schneider, B. (1977). Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Perú, I. Historical failures of morainic dams, their causes and prevention. *Journal of Glaciology*, Vol. 18, No. 79, 239-254.

Lliboutry, L. (1965). *Traité de glaciologie 2*. Masson, Paris, 612 pp.

Lliboutry, L. (1986). Discharge of debris by glacier Hatunraju, Cordillera Blanca, Perú. *Glaciol.*, 32, 133 pp.

López, G. (1982). La guía Incafo de los árboles y arbustos de la Península Ibérica.

López, J. (1988). El riesgo debido a los aludes. En: Ayala, F.J. *et al.* (Eds.). *Riesgos Geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, 215-226.

López Sarrion, M. (1995). Teoría y práctica del Esquí de Montaña. Ediciones Desnivel. 411p.

Lorente, A.; Acosta, E. y Ríos, S. (2002). Application of a regional model for the prediction of debrisflows hazard areas in the Ésera upper basin (Central Spanish Pyrenees). En: *XI International congress on Industry, Mining & Metallurgy*. Zaragoza.

Lorente, A.; García-Ruiz, J.M.; Beguería, S. y Arnáez, J. (2002). Factors explaining the spatial distribution of hillslope debris flows. A case study in the flysch sector of the central Spanish Pyrenees. *Mountain research and Development*, 22, 1, 32-39.

Lorente, A.; Beguería, S.; Bathurst, J.C. y García-Ruiz, J.M. (2003). Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 683-692.

Lowe, D.R. (1976). Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 188-199.

Lozinski, W. von (1909). Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Acad. Sci. Cracovie, Bull. Internat., Cl. Sci. Math. et Nat.*, 1, 1-25.

Lozinski, W. von (1912). Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. En: *Proceedings, XI Congès Internationale Géologie*. Stockholm 1910, 1039-1053.

Løken, O.H. y Hodgson, D.A. (1971). On the submarine geomorphology along the east coast of Baffin Island. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 185-195.

Luckman, B.H. (1976). Rockfalls and rockfall inventory data: Some observations from Surprise Valley, Jasper National Park, Canada. *Earth Surface Processes*, 1, 287-298.

Luzi, L. y Pergalani, F. (1996a). A methodology for slope instability zonation using a probabilistic method. En: *Actas, VI Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Granada. Vol. 1, 537-556.

Luzi, L. y Pergalani, F. (1996b). Application of statistical and GIS techniques to slope instability zonation (1:50.000 Fabriano geological map sheet). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15, 83-94.

Mackay, J.R. (1963a). The Mackenzie Delta area, NWT. *Canada Dept. Mines and Tech. Surveys, Geog. Branch Mem.*, 8, 202 pp.

Maestro Cano, I.C. Cartografía del riesgo intrínseco de aludes en el Pirineo Aragonés mediante técnicas SIG.

Maggioni, M. Gruber, U. (2002). The influence of topographic parameters on avalanche release dimension and frequency. *Cold Regions Science and Technology* 37 (2003) 407-419.

Mahaney, W.C. (1980). Late Quaternary rock glaciers, Mount Kenya, Kenya. *Glaciol.*, 25, 492-497.

Mahr, T. (1977). Deep-reaching gravitational deformations of high mountains slopes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 121-127.

Mahr, T. y Nemcok, A. (1977). Deep-seated creep deformation in the crystalline cores of the Tatra Mts. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 104-106.

Maire, R. (1981a). Giant shafts and underground rivers of the Nakanai Mountains (New Britain). *Spelunca Supp. to No.*, 3, 8-9.

Majoer, F.J.M. (1988). *A geochronological study of the Axial Zone of the central Pyrenees, with emphasis on Variscan events and Alpine resetting*. Tesis Doctoral. Lab. Isotopen-Geologie, Amsterdam, Verhand. 6, 117 pp.

Mallada, L. (1881). *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*. Memoria Mapa Geológico de España, vol 15, 1-439. IGME, Madrid.

Manzaneque, F; Morla, C; Maldonado, J. (2002). Botánica Sistemática

Marchi, L.; Pasuto, A. y Tecca, P.R. (1992). Tipología del transporte sólido torrenticio su conoidi alluvionali nell'alto bacini dell'Avisio (Dolomiti). *Estroto da Boll. Soc. Geol. It.*, 111, 41-51.

Marchi, L; Pasuto, A y Tecca, P.R. (1993). Flow processes on alluvial fans in the Eastern Italian Alps. *Z. Geomorph. N. F.*, 37, 447-458.

Martí, C.; Valero, B. y García-Ruiz, J.M. (1997). Large, historical debris flows in the central Spanish Pyrenees. *Physics and chemistry of the Earth*, 22(3-4), 381-385.

Martín-Serrano, Á.; Salazar, Á.; Nozal, F. y Suárez, Á. (2004). *Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000: Guía para su elaboración*. IGME, Madrid, 128 pp.

Martínez, R. y García, F. (1994). Trabajos de glaciología en el glaciar de la Maladeta. Campaña 1991-92. En: MOPTMA (Ed.). *La nieve en las cordilleras españolas*. Ministerio de Obras públicas, Transporte y Medio Ambiente, Madrid, 209-236.

Martínez, R.; García, F.; Macheret, Y.; Navarro, J. y Bisbal, L. (1997). Es sustrato subglaciar y la estructura interna de los glaciares del Aneto y la Maladeta cartografiados por geo-radar de ultra-alta

frecuencia (UHF). En: *La nieve en las cordilleras españolas*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 227-249.

Martínez de Pisón, E. (1986). El macizo granítico del Aneto. En: *Atlas de Geomorfología*. Alianza Editorial, Madrid. 178 pp.

Martínez de Pisón, E. (1989). Morfología glaciaria del valle de Benasque (Pirineo Aragonés). *Ería. Revista de Geografía*, 18. 51-64.

Martínez de Pisón, E. (1990a). Morfoestructuras del valle de Benasque (Pirineo aragonés). *Anales de Geografía de Universidad Complutense*, 10. 121-147.

Martínez de Pisón, E. (1990b). Unidades fisiográficas y morfológicas del valle de Benasque (Pirineo aragonés). *Estudios Geográficos*, 199-200. 559-575.

Martínez de Pisón, E. (1991). *Geomorfología del Valle de Benasque*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca. 198 pp.

Martínez de Pisón, E. y Arenillas, M. (1988). Los glaciares actuales del Pirineo español. En: *La nieve en el Pirineo español*. MOPU, Madrid, 29-98.

Martini, A. (1967). Preliminary experimental studies on frost weathering of certain rock types from the West Sudetes. *Biuletyn Peryglacjalny*, 16, 147-194.

Martini, A. (1973). Experimental investigations of frost weathering on granites. En: Grádek, M. (Ed.). *Proceedings, Symposium of the INQUA Commission on genesis and lithology of Quaternary deposits*. Poland-Czechoslovakia, Oct. 1972. Československá Akad. Věd, Geografický Ústav Brno *Studia Geographica*, 33, 61-65.

Marturia, J. Oller, P. de Paz, A. Marti, G. Automatic Avalanche Mapping for Large Areas. ICC.

Mases M. La nieve y los aludes. III Jornadas del Centre de Recerca en Ciències de la Terra.

Mattauer, M. (1968). Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 2é sér., 10, 1, 3-12.

Mattauer, M. (1990). Une autre interpretation du profil ECORS Pyrénées. *Bull. Soc. Geol. France, Paris*, 8, 2, 307-311.

Matthes, F.E. (1900). Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming. *USGS 21st Annual Report*, 167-190.

Matthes, F.E. (1930). Geologic history of the Yosemite Valley. USGS Professional Paper, 160, 137 pp.

Mattsson, A. (1960). Sprickfyllnader och gallsulptur. Nagra iakttagelser fran Aland, Bla Jungfrun och Bornholm. *Svensk Geografisk Årsbok*, 36, 85-105.

Mattsson, A. (1962). Morphologische Studien in Sudschweden und auf Borngom über die nichtglaziale Formenwelt der Felsenulptur. *Lund Studies in Geography, Physical Geography*, 20.

Matsuoka, N. y Sakai, H. (1999). Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*, 28, 309-328.

Mayewski, P.A. y Hassinger, J. (1980). Characteristics and significance of rock glaciers in southern Victoria Land, Antarctica. *Antarct. J. U.S.*, 15, 68-69.

Mazzoccola, D. y Sciesa, E. (2000). Implementation and comparison of different methods for rockfall hazard assessment in the Italian Alps. En: *Proceedings, 8th International Symposium on Landslides*. Cardiff, Balkema, Rotterdam. Vol. 2, 1035-1040.

McCabe, L.H. (1939). Nivation and corrie erosion in west Spitsbergen. *Geographical Journal*, 94, 447-465.

McCalpin, J.P. (1996). *Paleosiesmology*. Academic Press, San Diego, 583 pp.

McCalpin, J.P. (1999). Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarp-like landforms in mountainous regions. En: *Techniques for identifying faults and determining their origins*. U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, 2.55-2.59.

McCalpin, J.P. e Irvine, J.R. (1995). Sackungen at the Aspen highlands ski area, Pitkin County, Colorado. *Environmental & Engineering Geoscience*, 1, 3, 277-290.

McCleary, J.; Dohrenwend, J.; Cluff, L. y Hanson, K. (1978). *1872 earthquake studies Washington public power supply system Nuclear Project Numbers 1 and 4*. Woodward-Clyde Consultants, San Francisco, 75 pp. Inédito.

McClung, D., Schaerer, P. (1996). Manual técnico. Avalanchas. Ediciones Desnivel. 309p.

McCoy, J. y Johnston, K. (2001). *Using ArcGIS Spatial Analyst*. ESRI, 230 pp.

McDonnell, J.J. (1990). The influence of macropores on debris flows initiation. *Quart. J. Eng. Geol.*, 23, 325-331.

Mellor, M. (1970). Phase composition of pore water in cold rocks. *US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory Research Rept*, 292, 61 pp.

Melton, M.A. (1965). The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits on southern Arizona. *Journal of Geology*, 73, 1-38.

Mensching, H. (1955). Das Quartär in den Gebirgen Marokkos. *Petermanns Geogr. Mitt. Ergänzungsh.*, 256, 79 pp.

Messerli, B. (1972). Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgsregion des Tibesti. *Ochgebirgsforschun.*, 2, 23-86.

Messerli, B. y Zurbuchen, M. (1968). Blockgletscher im Weissmies und Aletsch und ihre photogrammetrische Kartierung. *Die Alpen*, 3, 139-152.

Michetti, A.M.; Esposito, E.; Mohammadioun, J.; Mohammadioun, B.; Gürpinar, A.; Porfido, S.; Rogozhin, E.; Serva, L.; Tatevossian, R.; Vittori, E.; Audemard, F.; Comerci, V.; Marco, S.; McCalpin, J. y Morner, N.A. (2003). An innovative approach for assessing earthquake intensities: the proposed INQUA scale based on seismically-induced ground effects in the environment. XVI INQUA Congress, Reno. 97 pp. http://www.apat.gov.it/site/en-GB/Projects/INQUA_Scale/Documents/.

Middleton, C. (1743). The effects of cold; together with observations of the lontitude, latitude, and declination of the magnetic needle, at Prince of Wales Fort, upon Churchill-River in Hudson's Bay, North America. *Royal Soc. London Phil. Trans.*, 42, 157-171.

Ministerio de Fomento. (2002). Real Decreto 997/2002, de 27 de septiembre, por el que se aprueba la norma de construcción sismorresistente: parte general y edificación (NCSR-02). *BOE*, 244 (11/10/02), 35898-35967.

Mintegui, J.A. Apuntes de Nivología. Universidad politécnica de Madrid. Escuela Superior de Ingeniería de Montes. Departamento de Ingeniería Forestal unidad de Hidráulica e Hidrológica.

Misch, P. (1934). Geologie der mittleren sudpyrénéen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, T. III, H. 12, 1597-1764. Berlín.

Mjagkov, S.M. (1980). Kamennye gletcery transantarkticeskichgor. *Antarctica*, 20, 89-92.

MMA. (1997). La nieve en las cordilleras españolas. Programa ERHIM Año 1993/94

Molina R, Muntan E, Andréu L, Furdada G, Oller P, Gutiérrez E, Martínez P, Villaplana J.M. (2004). Using vegetation to characterize the avalanche of canal de Roc Roig, Vall de Nuria, eastern Pyrenees, Spain. *Annals of Glaciology* 38 2004.

Mollard, J.D. (1977). Regional landslide types in Canada. Reviews in engineering Geology. *Geological Society of America*, 3, 29-56.

Moore, I.D.; Grayson, R.B. y Landson, A.R. (1991). Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*, 5, 3-30.

Mora, S. y Vahrson, W.G. (1994). Macrozonation methodology for landslide hazard determination. *Bull. of the Int. Assoc. Eng. Geol.*, XXXI (1), 49-58.

Morgan, V.I. y Budd, W.F. (1975). Radio echo sounding of the Lambert Glacier basin. *Journal of Glaciology*, 15, 103-111.

Mosley, M.P. (1972). *An experimental study of rill erosion*. Unpublished MS thesis, Colorado State University.

Mosley, M.P. (1974). Experimental study of rill erosion. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 68, 909-916.

Moya, J. y Vilaplana, J.M. (1992). Tectónica reciente en el Macizo de la Maladeta, sector del alto Ésera (Pirineo Central). En: Carreta, A. y Ugarte, F.M. (Eds.). *The late Quaternary in the western Pyrenean region*. Universidad del País Vasco, Bilbao, 385-403.

Moya, J.; Vilaplana, J.M. y Corominas, J. (1997). Late Quaternary and historical landslides in the south-eastern Pyrenees. En: Matthews, J.A.; Brunsten, D.; Frenzel, B.; Gläser, B. y Weiß, M.M. (Eds.). *Rapid mass movements as a source of climatic evidence for the Holocene*. *Paläoklimaforschung - Paleoclimate research*, 19, 55-73.

Mulder, H.F. (1991). *Assessment of landslide hazard*. Faculty of Geographical Science. University of Utrecht, The Netherlands.

Muller, S.W. (1945). *Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems*. United States Engineers Office, Strategic Engineering Study, Special Report No. 62, 136 pp.

Muñoz, J.A. (2002). Alpine tectonic I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. Tectonic setting; The Pyrenees. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.), Geol. Soc. (London), 370-385.

Muñoz, P. (1998). *Prevención y defensa contra aludes. Aplicación práctica al Pirineo Aragonés*. Universidad Politécnica de Madrid. Tesis Doctoral. 498 p.

Muñoz, P. El fenómeno alud y su prevención en el tiempo y en el espacio. *Montes. Revista de Ámbito Forestal*. N 20

Nemcok, A. (1972). Gravitational Slope Deformation in High Mountains. En: *Proceedings, 24th International Geological Congress*. Montreal. Sect. 13, 132-141.

Nesje, A. y Whillans, I.M. (1994). Erosion of Sognefjord, Norway. *Sedimentary Geology*, 9, 33-45.

Neuland, H. (1976). A prediction model of landslips. *Catena*, 3, 215-230.

Nicholson, R. (1963). A note of the relation of rock fracture and fjord direction. *Geografiska Annaler*, 45, 303-304.

Nicoletti, P.G. y Sorriso-Valvo, M. (1991). Geomorphic Controls of the Shape and Mobility of Rock Avalanches. *Bulletin of the Geological Society of America*, 103, 10, 1365-1373.

Nilsen, T.H.; Wright, R.H.; Vlastic, T.C. y Spangle, V.E. (1979). *Relative slope stability and land-use planning in the San Francisco Bay Region, California*. U.S. Geological Survey Professional Paper 944.

Nougier, J. (1972). Aspects de morpho-tectonique glaciaire aux Îles Kerguelen. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 14, 499-505.

Norwegian Geotechnical Institute (1996). *Computational models for rock slide and debris flow motion*, 38 pp. (NGI., P.O. Box 3930, Ullevål Hageby N-0806, Oslo).

Nyberg, R. (1985). *Debris flows and slush avalanches in northern Swedish Lapland*. University of Lund, Sweden, Department of Geography, Avhandlingar XCVII, 222 pp.

O'Connor, J.E.; Hardison III, J.H. y Costa, J.E. (2001). *Debris flows from failures of Neoglacial-age moraine dams in the Three Sisters and Mount Jefferson Wilderness areas, Oregon*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1606, 93 pp.

Olaya, V. (2006) Fundamentos de análisis geográfico con SEXTANTE.

Olivera, C.; Riera, A.; Lambert, J.; Banda, E. y Alexandre, P. (1994). Els terratrèmols de l'any 1373 al Pirineu. Efectes a Espanya i França. *Servei Geològic de Catalunya*, 220 pp.

Oller, P., Martí, G. i Marturià, J. (1998). *New methods applied to avalanche mapping*.

Oller, P. Marturia, J. González González J.C. Escriu Paradell, J. Martínez Figueras, P. El servidor de datos de aludes de Cataluña una herramienta de ayuda a la planificación territorial. VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia, 21-24 de junio 2005.

Olyphant, G.A. (1983). Analysis of the factors controlling cliff burial by talus within Blanca Massif, southern Colorado, USA. *Arctic and Alpine Research*, 15, 65-75.

Ono, Y. y Watanabe, T. (1986). A protalus rampart related to alpine debris flows in the Kuranosuke cirque northern Japanese alps. *Geogr. Ann.*, 68A, 213-223.

Ortuño, M.; Perea, H.; Masana, E. y Santanach, P. (2004). La falla Norte de la Maladeta, ¿fuente sísmica del terremoto de Viella (11 de Noviembre de 1923)? *Geotemas*, 6(3), 171-174.

Ortuño, M. y Santanach, P. (2005). Recent tectonic activity in high mountain regions: Scarps in the Maladeta Massif (Central Pyrenees). En: *Proceedings, 6th International Conference on Geomorphology*. Zaragoza, 295.

Overmeier, S.F. (1979). Slope Stability Map of Fairfax County. Virginia. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map*, MF-1072, 1: 48.000.

Pan, E. y Amadei, B. (1994). Stresses in an anisotropic rock mass with irregular topography. *Journal of Engineering Mechanics*, 120, 97-119.

Panet, M. (1969). Discussion of K.W. John's Paper (ASCE Proc. Paper 5865, March 1968). *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division*, ASCE, Vol. 95, No. SM2, 685-686.

Pardo, A. y Ruiz, M.A. (2002). *SPSS 11. Guía para el análisis de datos*. McGraw Hill, 715 pp.

Parrot, F. (1823). *Reise in den Pyrenäen*. G. Reiner, Berlin, 145 pp.

Paschinger, V. (1928). Untersuchungen über dopplegrate. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 3, 204-236.

Pasuto, A.; Silvano, S. y Bozzo, G.P. (1993). The Tessina Landslide (Belluno, Italy). En: Panizza, M.; Soldati, M. y Barani (Eds.). *First European Intensive Course on Applied Geomorphology*. Instituto di Geologia, Università degli Studi di Modena, 63-69.

Pasuto, A. y Soldati, M. (1996). Rock spreading. En: Dikau, R.; Brunsten, D.; Schrott, L. y Visen, M.L. (Eds.). *Landslide recognition. Identification, movement and causes*. Wiley, Chichester, 122-136.

Patton, P.C. (1988). Drainage basin morphometry and floods. En: Baker, Kochel y Patton (Eds.). *Flood geomorphology*. Wiley, Chichester, 51-64.

Pearson, K. (1896). Contributions to the mathematical theory of evolution. I: On the dissection of asymmetrical frequency curves. *Philosophical Transactions, (A)185*, part I.

Peckover, F.L. (1975). Treatment of Rock Falls on Railway Lines. Amer. Railway Engin. Assoc., Chicago, Bull, 653.

Pedraza, J. (1996). *Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones*. Rueda, Madrid, 414 pp.

Pedreira, D.; Pulgar, J.A.; Gallart, J. y Díaz, J. (2003). Siesmic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). *Jour. Geophys. Res.*, 108: 2204, doi: 10.1029/ 2001JB001667.

Peña-Monné, J.L. (1991). El Relieve. En: *Geografía de España 3. Síntesis*, Madrid, 166 pp.

Pere Rodés. (1999). Análisis de los Accidentes por Alud de Nieve en España. Ed. Ergón.

Péwé, T.L. (1969). The periglacial environment. En: T.L. Péwé (Ed.). *The periglacial environment*. McGill-Queen's University Press, Montreal, 1-9.

Péwé, T.L. (1983a). Alpine permafrost in the contiguous United States: a review. *Arctic and Alpine Research*, 15, 145-156.

Pfeiffer, T. y Bowen, T. (1989). Computer simulation of rockfalls. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 26(1), 135-146.

Pierson, T.C. (1980). Erosion and deposition by debris flows at Mount Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surf. Processes and Landforms*, 5, 227-247.

Pierson, T.C. (1981). Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt. Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. *Sedimentology*, vol. 28, 49-60.

Pierson, T.C. (1983). Soil pipes and slope stability. *Quart. J. Eng. Geol.*, 16, 1-11.

Pierson, T.C. y Costa, J.E. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows generated by a small explosive eruption of february 2-3, 1983. En: Costa, J.E. y Wiczorek, G.F. (Eds.). *Debris flows/Avalanches: process, recognition and mitigation*. Rev. Eng. Geol., Geol. Soc. Am., Boulder, Co., 7, 1-12.

Pierson, L.A.; Davis, S.A. y van Vickle, R. (1990). Rockfall hazard rating system implementation manual. Federal Highway Administration (FHWA), Report FHWA-OR-EG-90-01. U.S. Department of Transportation.

Pissart, A. (1970a). Les phénomènes physiques essentielles liés au gel, les structures périglaciaires que en résultent et leur signification climatique. *Soc. Géol. Belgique Annales*, 93, 7-49.

Plafker, G. (1967). *Surface faults on Montague Island associated with the 1964 Alaska earthquake*. U.S. Geological Survey Professional Paper 543-G, 42 pp.

Plafker, G. y Eriksen, G.E. (1979). Nevado Huascarán avalanches. Peru. En: Voight, B. (Ed.). *Rockslides and avalanches*. Elsevier. 277-314.

Potter, N. Jr. (1972). Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3025-3068.

Potts, A.S. (1970). Frost action in rocks: Some experimental data. *Inst. British Geographers Trans.*, 49, 109-124.

Rabassa, J.; Rubulis, S. y Suarez, J. (1979). Rate of formation and sedimentology of push moraines, Frias Glacier, Mount Tronador, Argentina. En: Schluchter, C. (Ed.). *Moraines and Varves*. Balkema, Rotterdam, 65-79.

Radbruch-Hall, D.H. (1978). Gravitational creep of rock masses on slopes. En: Voight, B. (Ed.). *Rockslides and avalanches, 1, Natural Phenomena. Developments in Geotechnical Engineering*. Elsevier, Amsterdam, Vol. 14a, 607-657.

Radbruch-Hall, D.H.; Varnes, D.J. y Savage, W.Z. (1976). Gravitational spreading on steep sided ridges ("sackung") in western United States. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 14, 23-35.

Randall, B.A.O. (1961). On the relationship of valley and fjord directions to the fracture pattern of Lyngen, Troms, N. Norway. *Geografiska Annaler*, 43, 336-338.

Rapp, A. (1960a). Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42(2-3), 65-200.

Rapp, A. (1960b). Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutts Skr.*, 119, 96 pp.

Rapp, A. y Nyberg, R. (1981). Alpine debris flows in northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 63A, 183-196.

Rastas, J. y Seppälä, M. (1981). Rock jointing and abrasion forms on roches moutonnées SW Finland. *Annals of Glaciology*, 2, 159-163.

Rat, P. (1988). The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates: some facts but still many problems. *Rev. Sov. Geol. España*, 1, 327-348.

Raynal, R. (1960). Quelques aperçus sur l'existence et l'importance de phénomènes périglaciaires wurmiens au Maroc. *Congr. Coll. Univ. Liège: "Le Périglaciaire préwurmien"*, 17, 109-122.

Reid, M.E. (1997). Slope instability caused by small variations in hydraulic conductivity. *J. Geotech. Geoenviron. Engineering*, 123, 717-725.

Remondo, J. (2001). *Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial*. Tesis Doctoral. Univ. Oviedo, 404 pp.

Remondo, J.; Díaz de Terán, J.R.; Cendrero, A.; Zafra, P.; Marticorena, B. y Tamés, P. (1996). Contrastación de los mapas de peligrosidad de movimientos de laderas en Guipúzcoa. En: *Actas, VI Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Granada. Vol. 1, 377-391.

Remondo, J.; González-Díez, A.; Díaz de Terán, J.R.; Cendrero, A.; Fabbri, A. y Chang, C. (2003a). Validation of landslide susceptibility maps; examples and applications. *Natural Hazards*, 30, 437-449.

Remondo, J.; González-Díez, A.; Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A. (2003b). Landslide susceptibility model utilising spatial data analysis techniques. A case study in the lower Deba valley, Guipuzcoa (Spain). *Natural Hazards*, 30, 267-279.

Reynolds, J.J. (1992). The identification and mitigation of glacier-related hazards. Examples from the Cordillera Blanca, Perú. En: McCall, G.J.H.; Laming, D.J.C. y Scott, S.C. (Eds.). *Geohazards, natural and man-made*, London, Chapman and Hall, 143-157.

Rich, E.E. y Johnson, A.M. (Eds.). (1949). *James Isham's observations on Hudsons Bay, 1743 and notes and observations on a book entitled 'A votage to Hudsons Bay in the Dobbs Galley, 1749'*. Toronto, The Champlain Society, 352 pp.

Richardson, C. y Holmlund, P. (1996). Glacial cirque formation in northern Scandinavia. *Annals of Glaciology*, 22, 102-106.

Rickenmann, D. y Zimmermann, M. (1993). The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology*, 8, 175-189.

Rico, M. y Benito, G. (2002). Estimación de caudales de crecida en pequeñas cuencas de montaña: revisión metodológica y aplicación a la cuenca de Montardit (Pirineos centrales, España). *Rev. C & G*, 16 (1-4), 127-138.

Ríos-Mitchell, J.M. (1978). *Estudio del Paleozoico al Norte del Macizo de la Maladeta en la provincia de Huesca*. Proyecto fin de carrera de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

Ríos, L.M. (1977). El paso del Devoniano-Carnofifero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Ésera y Baliera, provincia de Huesca. *Bol. Geol. Min.*, 88-4, 300-305.

Ríos, L.M. (1984). Reflexiones sobre las relaciones del encajante paleozoico con los granitos. Ejemplo de los Pirineos de Benasque (Huesca). En: *Actas, I Congr. España. Geol. Segovia*. Vol. 5, 313-332.

Ríos, L.M.; Beltrán, F.J.; Lanaja, J.M. y Marín, F.J. (1979). Contribución a la geología de la zona axial pirenaica, valles del Cinca y Ésera, provincia de Huesca. Libro homenaje al Prof. Solé Sabarís, *Acta Geológica*.

Ríos, L.M.; Galera, J.M. y Baretino, D. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja de Liena (nº 147). Instituto Geológico y Minero de España. 26 pp.

Ríos, L.M.; Galera, J.M. y Baretino, D. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja de Bielsa (nº 179). Instituto Geológico y Minero de España. 48 pp.

Ríos, L.M.; Galera, J.M. y Baretino, D. (2002). Mapa Geológico de España (E. 1:50.000), Hoja de Benasque (nº 180). Instituto Geológico y Minero de España. 78 pp.

Ríos, S. (IGME).(2001). El Medio físico y su peligrosidad en un sector del Pirineo central.

Ríos, S. y Sáez M.T. (2002). Aludes. En: Ayala, F.J. y Olcina, J. (Coords.). *Riesgos Naturales*. Ariel, 411-420.

Ritchie, A.M. (1963). Evaluation of Rockfall and its control. En: *Highway Research Record*, 17, HRB, National Research Council, Washington, D.C., 13-28.

Rivas-Martínez, 1969. Las comunidades de los ventisqueros (*Salicetea herbaceae*) del Pirineo central. *Vegetatio* 17: 232-250.

Rochet, L. (1987). Application des modèles numériques de propagation a l'étude des éboulements rocheux. *Bulletin Liaison Pont Chaussée*. 150/151, 84-95.

Rodine, J.D. y Johnson, A.M. (1976). The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, 23, 213-234.

Rogerson, R.J. y Batterson, M.J. (1982). Contemporary push moraine formation in the Yoho Valley, BC. En: Davidson-Arnott, R.; Nickling, W. y Fahey, B.D. (Eds.). *Research in Glacial, Glacio-fluvial and Glacio-lacustrine Systems*. Geo Books, Norwich, 71-90.

Rognon, P. (1967). *Le massif de l'Atokou et ses bordures. Étude géomorphologique*. Ed du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 559 pp.

Rosgen, D.L. (1996). *Applied river morphology*. Wildland Hydrology Books. Pagosa Springs, Colorado.

Rouiller, J.D. y Marro, C. (1997). Application de la méthodologie Matterock a l'évaluation du danger lié aux falaises. *Eclogae Geol. Helv.*, 90, 393-399.

Rudberg, S. (1954). Vasterbottens beggrundsmorfologi. Ett forsok till rekonstruktion av preglaciala erosions-geneationer i Sverige. *Geografica*, 25.

Rudberg, S. (1973). Glacial erosion forms of medium size: a discussion based on four Swedish case studies. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, 33-48.

Russell, R.J. (1933). Alpine landforms of western United States. *Geological Society of America Bulletin*, 44, 927-949.

Sáez Algodón, M^a Teresa. Ferrer Gijón, Mercedes. (1994). Predicción espacial de aludes en el Pirineo Central. IX Congreso Internacional de Minería y Metalurgia. Leon 24-28 de Mayo 1994.

Sahlstrom, K.E. (1914). Glacial skulptur i Stockholms yttre skargard. *Sveriges Geologiske Undersoekelse*, C258, 1-36.

Sassa, K. (1989). Geotechnical classification of landslides. En: *Landslide News*, 3, 21-24.

SATSIE .Avalanche Studies and Model Validation In Europa. 30 Nov 2003. Coordinator: Norweigan Geotechnical Institute.

Savage, W.Z. y Swolfs, H.S. (1986). Tectonic and gravitational stresses in long symmetric ridges and valleys. *Journal of Geophysical Research*, 91, 3677-3685.

Schrader, F. (1894). Sur l'étendue des glaciers des Pyrénées. *Annuaire Club Alpine Français*, 21, 403-423.

Schneider, T. y Bronge, C. (1996). Suspended sediment transport in the Storglaciären drainage basin. *Geografiska Annaler*, 78A, 155-161.

Schunke, E. (1977c). Periglazialformen und formengesellschaften in der europäisch-atlantischen Arktis und Subarktis. En: Poser, H. (Ed.). Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Aquator. Bericht über ein Symposium. *Akad. Wiss.Göttingen Abh., Math. Phys. Kl. Folge 3*, 31, 39-62.

Seguret, M. (1970). *Étude tectonique des nappes et des séries décollées de la parite centrale du versant sud des Pyrénées*. Tesis Doctoral. Univ. Montpellier, 160 pp.

Selby, M.J. (1993). *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press, Oxford, 451 pp.

Serrano, E. y Agudo, C. (1998). Glaciares rocosos activos de los Pirineos. Implicaciones ambientales. En: Gómez-Ortiz *et al.* (Eds.). *Procesos biofísicos actuales en medios fríos: Estudios recientes*. Universidad de Barcelona, 133-154.

Serrano, E.; Agudo, C. y Martínez de Pisón, E. (1999). Rock glaciers in the Pyrenees. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 101-106.

Serrano, E.; Martínez de Pisón, E. y Agudo, C. (2000). El medio periglaciario de alta montaña en el Pirineo central: Aportaciones recientes. En: Peña, J.L.; Sánchez-Fabre, M. y Lozano, M.V. (Eds.). *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, 45-62.

Serrat, D. (1979). Rock glaciers morainic deposits in the eastern Pyrenees. En: Schlüchter, Ch. (Ed.). *Moraines and varves. Origin, genesis, classification*. Balkema, Rotterdam, 132-144.

Sharp, M.J. (1984). Annual moraine ridges at Skalafellsjökull, south-east Iceland. *Journal of Glaciology*, 30, 82-93.

Sharpe, C.S.F. (1938). *Landslides and Related Phenomena: A study of the Mass Movement of Soil and Rock*. Columbia University Press, New York, 137 pp.

Siddle, H.J.; Jones, D.B.; y Payne, H.R. (1991). Development of a methodology for landslip potential mapping in the Rhondda Valley. En: Chandler, R.J. (Ed.). *Slope Stability Engineering*. Thomas Telford, London, 137-142.

Skempton, A.W. y Hutchinson, J.N. (1969). Stability of Natural Slopes and Embankment Foundations. En: *Proceedings, 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Mexico City, State of the Art Volume, 291-340.

Soeters, R. y Rengers, N. (1983). Dos ejemplos de hundimientos gravitacionales en los alrededores de Caldas de Bohí (Pirineo Leridano). En: *Libro jubilar JM Ríos*. IGME, Vol. 3, 193-202.

Soldati, M.; Corsini, A. y Pasuto, A. (2004). Landslides and climate change in the Italian Dolomites since Late glacial. *Catena*, 55, 141-161.

Sollid, J.L. y Sörbel, L. (1992). Rock glaciers in Svalbard and Norway. *Permafrost Periglacial Processes*, 3, 215-220.

Solonenko, V.P. (1997). Landslides and collapses in seismic zones and their prediction. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 15, 4-8.

Sonda, D. (2001). *Valutazione della pericolosità idrogeologica su conoidi alpini*. Ph.D. Thesis. Department of Land and Agro-Forest Environments. University of Padua, 256 pp.

Souchez, R.A. (1966). Sur les mécanismes de l'érosion en Antarctique. *Bulletin de la Société belge Étude Géographique*, 35, 25-34.

Souchez, R.A. (1967b). Le recult des verrous-gradins et les rapports glaciaire-periglaciaire en Antarctique. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 17, 49-54.

Small, R.J. (1983). Lateral moraines of Glacier de Tsidjiore Nouve: form, development and implications. *Journal of Glaciology*, 29, 250-259.

Small, R.J. (1987b). Moraine sediment budgets. En: Gurnell, A.M. y Clark, M.J. (Eds.). *Glacio-fluvial Sediment Transfer: An Alpine Perspective*. Wiley, Chichester, 165-197.

Spang, R.M. (1987). Protection against rockfall. Stepchild in the design of rock slopes. En: *Proceedings, 6th International Congress on Rock Mechanics*. Montreal, Canada, 551-557.

Steenstrup, K.J.V. (1883). Bidrag til Kjendskab til Braerne og Brae-Isen i Nord-Grønland. *Medd. Grönl.*, 4, 69-112.

Stevens, W. (1998). *RocFall: a tool for probabilistic analysis, design of remedial measures and prediction of rockfalls*. Ph.D. Thesis. Department of Civil Engineering. University of Toronto, Ontario, Canada, 105 pp.

Stuiver, M. y van der Plicht, H. (1998). INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration. *Radiocarbon*, 40(3), 1041-1083.

Sugden, D.E. (1969). The age and form of corries (cirques) in the Cairngorm Mountains, Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 85, 34-46.

Sugden, D.E. y John, B.S. (1976). *Glaciers and Landscape*. Edward Arnold. London.

Sugden, D.E.; Glasser, N.F. y Clapperton, C.M. (1992). Evolution of large roches moutonnées. *Geografiska Annaler*, 74A, 253-264.

Susagna, T.; Roca, A.; Goula, X. y Batlló, J. (1994). Analysis of macroseismic and instrumental data for the study of the 19 November 1923 earthquake in the Arán Valley (Central Pyrenees). *Natural Hazards*, 10, 7-17.

Svensson, H. (1959). Is the cross section of a glacial valley a parabola? *Journal of Glaciology*, 3, 362-363.

Sweeting, M.M. (1972). *Karst Landforms*. McMillan, London, 362 pp.

Taber, S. (1950). Intensive frost action along lake shores. *Am. J. Sci*, 248, 784-793.

Tabor, R.W. (1971). Origin of ridge-top depressions by large-scale creep in the Olympic Mountains, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1811-1822.

Takahashi, T.; Ashida, K. y Sawai, K. (1981). Delineation of debris flow hazard areas. En: *Erosion and Sediment Transport in Pacific Rim Steeplands*. International Association of Hydrological Sciences (IAHS). Publication 132, 589-603.

Takahashi, T. (1991). *Debris flow*. Balkema, Rotterdam, 165 pp.

Talma, A.S. y Vogel, J.C. (1993). A simplified approach to calibrating C14 dates. *Radiocarbon*, 35(2), 317-322.

Tarboton, D.G., Bras, R.L. y Rodríguez-Iturbe, I. (1991). On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes*, 5, 81-100.

Teixell, A. (1996). The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 153, 301-310.

Témez, J.R. (1987). *Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales*. Dirección General de Carreteras, MOPU, 124 pp.

Témez, J.R. (1991). Extended and improved rational method. Version of the Highways Administration of Spain. En: *Proceedings, XXIV AIGS Congress*, Vol. A, 33-40.

Ter-Stepanian, G. (1966). Types of depth creep on slopes in rock masses. En: *Proceedings, First International Congress of the International Society of Rock Mechanics*, Vol. 2, 157-160.

Terzaghi, K. y Peck, R.B. (1948). *Soil Mechanics in Engineering Practice*. Wiley & Sons, New York, 566 pp.

Thorn, C.E. (1979). Ground temperatures and surficial transport in colluvium during snowpatch meltout: Colorado Front Range. *Arctic and Alpine Research*, 11, 41-52.

Thorn, C.E. y Hall, K. (1980). Nivation: an arctic-alpine comparison and reappraisal. *Journal of Glaciology*, 25, 109-124.

Tibaldi, A.; Rovida, A. y Corazzato, C. (2004). A giant deep-seated slope deformation in the Italian Alps studied by paleoseismological and morphometric techniques. *Geomorphology*, 58, 27-47.

Tomkin, J.H. y Braun, J. (2002). The influence of alpine glaciation on the relief of tectonically active mountain belts. *American Journal of Science*, 302, 169-190.

Toppe, R. (1986). Terrain models. A tool for natural hazard mapping. En: *Proceedings, Symposium on avalanche formation, movement and effects*. Davos, Switzerland, 629-638.

Tricart, J. (1956a). Étude expérimentale du problème de la gélivation. *Biuletyn Peryglacjalny*, 4, 285-318.

Tricart, J. (1968). Periglacial landscapes. En: R.W. Fairbridge (Ed.). *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold Book Co., New York, 829-833.

Trudgill, S.T. (1985). Limestone Geomorphology. *Geomorphology Texts*, 8. Longman, London, 196 pp.

Tsytoich (1966). Permafrost problems. En: *Proceedings, 7th Permafrost International Conference*. Lafayette, Nov. 1963. Natl. Acad. Sci.-Natl. Research Council Pub., 1287, 7 pp.

Urdea, P. (1992). Rock glaciers and periglacial phenomena in the Southern Carpathians. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 267-273.

U.S. Soil Conservation Service. (1972). *National Engineering Handbook*, Sec. 4, Hydrology. U.S. Department of Agriculture, Washington D.C.

van Dijke, J.J. y van Westen, C.J. (1990). Rockfall hazard: a geomorphologic application of neighbourhood analysis with Ilwis. *ITC Journal*, 40-44.

van Gassen, W. y Cruden, D.M. (1989). Momentum Transfer and Friction in the debris of rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 26, No. 4, 623-628.

van Noord, H. (1993). A geomorphological mapping system at scale 1:10.000 and its application possibilities. En: Panizza, M.; Soldati, M. y Barani, D. (Eds.). *First European Intensive Course on Applied Geomorphology*. Instituto di Geologia, Università degli Studi di Modena, 31-42.

van Steijn, H. (1996). Debris flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of central and northwest Europe. *Geomorphology*, 15, 259-273.

van Westen, C.J. (1993). *Application of Geographical Information Systems to Landslide Hazard Zonation*. ITC publication number 15. Enschede, The Netherlands, 245 pp.

Varnes, D.J. (1958). *Landslide types and processes*. Highway Research Board. Washington DC, Special Report 29, 20-47.

Varnes, D.J. (1975). Slope movements in the Western United States. En: *Mass Wasting*. Geo Abstracts, Norwich, 1-17.

Varnes, D.J. (1978). Slope movement types and processes. En: Schuster, R.L. y Krizek, R.J. (Eds.). *Landslides: analysis and control*. Transportation Research Board. Washington DC, Special Report 176, 11-33.

Varnes, D.J.; Radbruch-Hall, D.H. y Savage, W.Z. (1989). *Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the western United States*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1496, 28 pp.

Varnes, D.J.; Radbruch-Hall, D.H. y Varnes, K.L. (1990). Measurement of ridge spreading movements (sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, 1975-1989. *U.S. Geological Survey, Open file report*, 90-543, 13 pp.

Varnes, D.J. ; Coe, J.A. ; Godt, J.W.; Savage, W.Z. y Savage, J.E. (2000). Measurement of ridge-spreading movements (sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, II: continuation of the 1975 - 1989 measurements using a Global Positioning System in 1997 and 1999. *U.S. Geological Survey, Open file report*, 00-205, on-line edition.

Vecchia, O. (1978). A Simple Terrain Index for the Stability of Hillsides or Scarps. En: Geddes, J.D. (Ed.). *Large Ground Movements and Structures*. Wiley. Toronto/New York., 449-461.

Veillete, J.J. (1986). Former southwesterly ice flows in the Abitibi-Timiskaming region: implications for the configuration of the late Wisconsinan ice sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23, 1724-1741.

Veyret, P. (1955). Le lit glaciaire: contradiction apparente des formes et logique réelle des processus d'érosion. *Revue de Géographie Alpine*, 43, 495-509.

Vilaplana, J.M. (1983). *Estudi del glaciariisme quaternari de les Altes Valls de la Rivagorça*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 322 pp.

Villaplana J.M, Furdada G. Statical prediction of maximum avalanche run-out distance from topographic data in the western Catalan Pyrenees(northeast Spain). *Annals of Glaciology* 26 1998.

Vilborg, L. (1977). The cirque forms of Swedish Lapland. *Geografiska Annaler*, 59A, 89-150.

Villegas, H. (2001). Interpretación detallada y visualización en tres dimensiones del flujo de escombros de noviembre 13 de 1985 en Armero (Tolima, Colombia), utilizando imágenes de satélite Landsat TM 5. *Geología Colombiana*, 26, 177-188.

Virkkala, K. (1952). On the bed structure of till in eastern Finland. *Geological Survey of Finland Bulletin*, 157, 97-109.

Wahrhaftig, C. y Cox, A. (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, 383-436.

Walton, G. y Atkinson, T. (1978). Some Geotechnical Considerations in the Planning of Surface Coal Mines. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, 87, A147-A171.

Ward, S. (2003). Sackung. En: Goudie, A.S. (Ed.). *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, Vol. 2, 890-892.

Washburn, A.L. (1969a). Weathering, frost action, and patterned ground in the Mesters Vig district, Northeast Greenland. *Medd. om Grønland*, 176(4), 318 pp.

Washburn, A.L. (1979). *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. London, Edward Arnold, 406 pp.

Wasson, R.J. (1979). Stratified debris slope deposits in the Hindu Kush, Pakistan. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23, 301-320.

Watson, E. (1966). Two nivation cirques near Aberystwyth, Wales. *Biuletyn Peryglacjalny*, 15, 79-101.

Wennekers, J.H.N. (1968). The geology of the Ésera valley and the Lys-Caillaouas massif. *Leidse Geol. Med.*, 41, 221-267.

Whalley, W.B. (1974a). Rock glaciers and their formation as a part of glacier debris-transportation system. *Geogr. Pap, Dep. Geogr., Univ. Reading*, 24, 60 pp.

White, S. y García-Ruiz, J.M. (1998). Extreme erosional events and their role in mountain areas of Northern Spain. *Ambio*, 27, 4, 300-305.

White, S.E. (1971a). Debris falls at the front of Arapaho rock glacier, Colorado Front Range, USA. *Geogr. Ann.*, 53A, 86-91.

White, S.E. (1971b). Rock glacier studies in the Colorado Front Range, 1961 to 1968. *Arctic and Alpine Research*, 3, 43-64.

Wieczorek, G.F. (1984). Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard evaluation and reduction. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, v. XXI, n.3, 337-342.

Wieczorek, F.G.; Morrissey, M.M.; Lovine, G. y Godt, J. (1999). Rockfall potential in the Yosemite Valley, California. *U.S. Geological Survey, Open-File Report 99-578*, 10 pp.

Worsley, P. (1974). Recent "annual" moraines ridges at Austre Okstindbreen, Okstindan, north Norway. *Journal of Glaciology*, 13, 265-277.

WP/WLI. (1993). *Multilingual landslide glossary*. International Geotechnical Societies, UNESCO Working Party on World Landslide Inventory. Bitech publ., Richmond, B.C.

Wright, W.B. (1914). *The Quaternary Ice Age*. McMillan, London.

Wu, T.H., y Swanston, D.N. (1980). Risk of landslides in shallow soils and its relation to clearcutting in southeastern Alaska. *Forest Science*, 26(3), 495-510.

Yen, B.C. y Trotter, J.R. (1978). Shallow slides due to 1971 San Fernando Earthquake. En: *Proceedings, Conference on Earthquake Engineering and Soil Dynamics, ASCE*, 1076-1097.

Yin, K.L. y Yan, T.Z. (1988). Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed rocks. En: *Proceedings, 5th International Symposium on Landslides*. Lausanne, Switzerland. Vol. 2, 1269-1272.

Zeuberger, L.W. y Thorne, C.R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 47-56.

Zêzere, J.L. (1997). *Movimentos de vertente e perigosidade geomorfológica na Região Norte de Lisboa*. Tesis Doctoral, Universidad de Lisboa.

Zischinsky, U. (1966). On the deformation of high slopes. En: *Proceedings, First Congress of the International Society of Rock Mechanics*, Vol 2, 179-185.

- Zischinsky, U. (1969). Uber sackungen. *Rock Mechanics*, 1, 1, 30-52.
- Zoltai, S.C. (1971). Southern limit of permafrost features in peat landforms, Manitoba and Saskatchewan. Geological Association of Canada, Special Paper No. 9, 305-310.
- Zumberge, J.H. (1952). The lakes of Minnesota, their origin and classification. *Minnesota Geological Survey Bulletin*, 35.
- Zumberge, J.H. (1955). Glacial erosion in tilted rock layers. *Journal of Geology*, 63, 149-158.
- Zwart, H.J. (1979). The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 50, 1-74.