

# Inestabilidad de taludes y cubierta nival en áreas marginales de permafrost. El caso de la pared norte del picacho del Veleta (Sierra Nevada. España)

- (1) Servei de Gestió i Evolució del Paisatge  
Universitat de Barcelona
- (2) Departamento de Análisis Geográfico Regional y  
Geografía Física  
Universidad Complutense de Madrid
- (3) Departamento de Física (Grupo GIFA)  
Universidad de Alcalá de Henares

ANTONIO GÓMEZ ORTIZ (1),  
DAVID PALACIOS ESTREMERÁ (2),  
ENRIQUE LUENGO NICOLAU (2),  
LUIS M. TANARRO GARCÍA (2),  
LOTHAR SCHULTE (1),  
MIGUEL RAMOS SAINZ (3),  
FERRAN SALVADOR FRANCH (1)

## Resumen

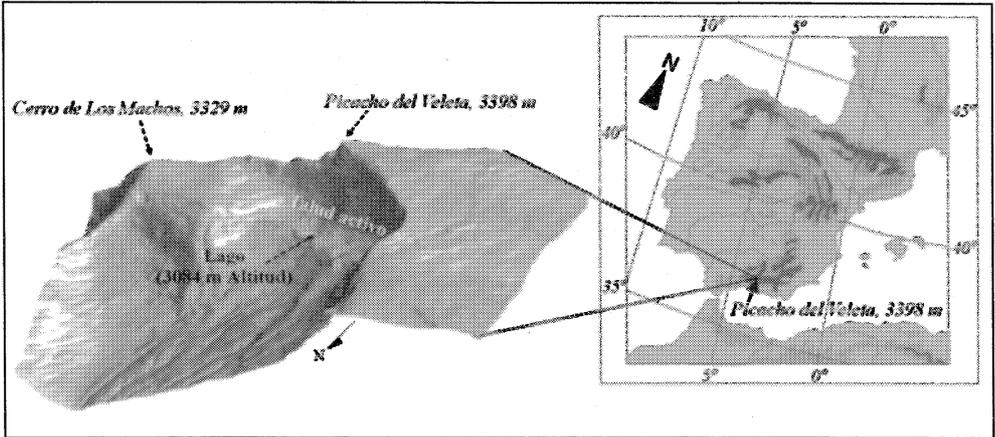
El glaciar más meridional de Europa durante la Pequeña Edad de Hielo ocupaba la base de la pared septentrional del picacho del Veleta (3398 m) y estuvo instalado en Sierra Nevada —sureste de la Península Ibérica (latitud: 37°03'N y longitud: 3°22'W). El glaciar fue desapareciendo a lo largo del siglo XX, al tiempo que se formaba un importante talud detrítico al pie de la pared. Éste, en la actualidad, aun mantiene hielo atascado en su interior, según datos BTS y sondajes mecánicos.

Observaciones realizadas en el retén de talud desde 1995 a 2001, revelan la existencia de importantes movimientos en masa (deslizamientos relacionados por deshielo, deslizamientos y flujos de gelifración) asociados con la cubierta nival que incluye a cubiertas temporales del 1998, 1999 y 2000. Estos hechos vienen a mostrar la relación directa que existe entre la estabilidad del talud y la protección térmica que supone el manto nival en áreas donde pervive un permafrost marginal en estado de degradación.

**PALABRAS CLAVE:** deglaciación, manto nival, movimientos en masa, permafrost, picacho del Veleta, Sierra Nevada (España), talud.

## Introducción

El picacho del Veleta conforma uno de los puntos más elevados de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, latitud: 37°03'28"N; longitud: 3°21'50"W; altitud: 3398 m) y su pared septentrional registra una importante actividad morfogénica (figura 1). Los frecuentes procesos de gelifración y descompresión que en ella se detectan alimentan de forma permanente un amplio talud detrítico formado en su base. Esta acumulación se realiza principalmente por continuos desprendimientos o por esporádicos aludes de rocas de gran magnitud (Gómez Ortiz *et al.*, 1996).



**FIGURA 1**  
 Mapa de situación del picacho del Veleta y del Corral del Veleta.

El talud, en sí mismo, también mantiene su propia dinámica con el desarrollo de movimientos en masa, a veces lentos (*geliflujión* y *creeping*) o rápidos (deslizamientos rotacionales por deshielo y *debris flows*). Esta dinámica, supeditada a la mayor o menor alimentación desde la pared, está condicionada por la permanencia de un espeso manto nival que perdura durante gran parte del año o, incluso, a lo largo de él (figuras 2 y 3).

La cubierta nival puede jugar un doble papel geomorfológico: como protector de las formas subyacentes y como destructor de las mismas durante su deshielo (Rockie, 1951; Strömquist, 1985; Rapp & Nyberg, 1988; Nyberg, 1991). La protección se produce al impedir la nieve los cambios bruscos de temperatura en las capas internas del suelo y



**FIGURA 2**  
 Fotografía de la pared norte del Veleta. Septiembre de 1998.



**FIGURA 3**  
Fotografía de la pared norte del Veleta. Septiembre de 1999.

también al suministrar consistencia a los bloques superficiales del talud, restringiéndoles, al tiempo, movimiento. Esto sucede en regiones de permafrost, donde la prolongada permanencia de la nieve en superficie limita y/o anula el desarrollo de la capa activa del suelo, paralizando, de esta manera, los procesos geomorfológicos consiguientes (Thorn & Hall, 1980; Hall, 1985; Thorn, 1988).

El área de cumbres de Sierra Nevada se puede incluir, aunque de forma marginal, en regiones de permafrost discontinuo (Gómez Ortiz, *et al.* 1999). Es precisamente en el fondo del circo instalado en la vertiente septentrional del picacho del Veleta, en el conocido Corral del Veleta, donde aparecen los indicios de permafrost más evidentes de toda la Sierra, si bien éste se encuentra en claro retroceso (Gómez *et al.* 2001). En esta situación límite, el hecho de que la nieve no permanezca en el suelo durante el verano puede resultar determinante para la supervivencia de masas heladas en el subsuelo y para el desarrollo de procesos morfogénicos derivados de su deshielo.

En el presente trabajo se exponen los resultados de los trabajos realizados en el talud del Veleta durante el periodo 1995-2001. La experiencia ha venido a mostrar un desencadenamiento de procesos y formas complejos, cuyo origen parece estar claramente relacionado con la permanencia más o menos prolongada de la cubierta de nieve estival y con la degradación del permafrost interno.

## Metodología

El área de observación se delimitó al talud detrítico del Corral del Veleta. Este sector ha sido estudiado durante el periodo comprendido entre septiembre de 1995 a septiembre de 2001. Los controles y análisis efectuados se han centrado en la temperatura del suelo, la extensión y permanencia de la cubierta nival durante el verano-otoño, la sucesión de los procesos erosivos y las características sedimentológicas de los depósitos generados por dichos procesos.

Para estudiar la posible existencia de permafrost y de masas heladas en el interior del talud se han realizado mediciones térmicas a través de BTS (Bottom Temperature of Snow), siguiendo metodología de Haerberli (1973), Hoelzle (1992), Hoelzle *et al.* (1993). Las experiencias de estos autores han demostrado que la permanencia estable de un manto nival superior a 80 cm de espesor cubriendo el suelo por más de dos meses supone aislarlo de la temperatura del aire, impidiéndose el intercambio energético entre ambos. En tales circunstancias, el valor de la temperatura superficial del suelo bajo esta capa de nieve resulta ser un valioso dato para deducir la existencia de masas heladas profundas. Si en esos momentos la temperatura superficial del suelo es inferior a  $-3^{\circ}\text{C}$ , la posibilidad de existencia de permafrost es muy elevada.

También, y donde ha sido posible y gracias al empleo de una sonda tipo Pürkhauer, se ha determinado la profundidad a la que se encuentra la capa helada bajo los depósitos del talud.

La extensión y permanencia de la cubierta nival se ha controlado a través de series de fotografías sucesivas realizadas durante los veranos y otoños correspondientes al periodo de estudio. Éstas se han efectuado siempre desde puntos de referencia fijos, siguiendo diversos aspectos de la metodología propuesta por Daly (1984), Watanabe, (1988) y Palacios & García (1997). Además, los resultados obtenidos se han contrastado con diversas colecciones de fotogramas aéreos existentes desde 1957 hasta 1999 (SGE, IGN y Junta de Andalucía).

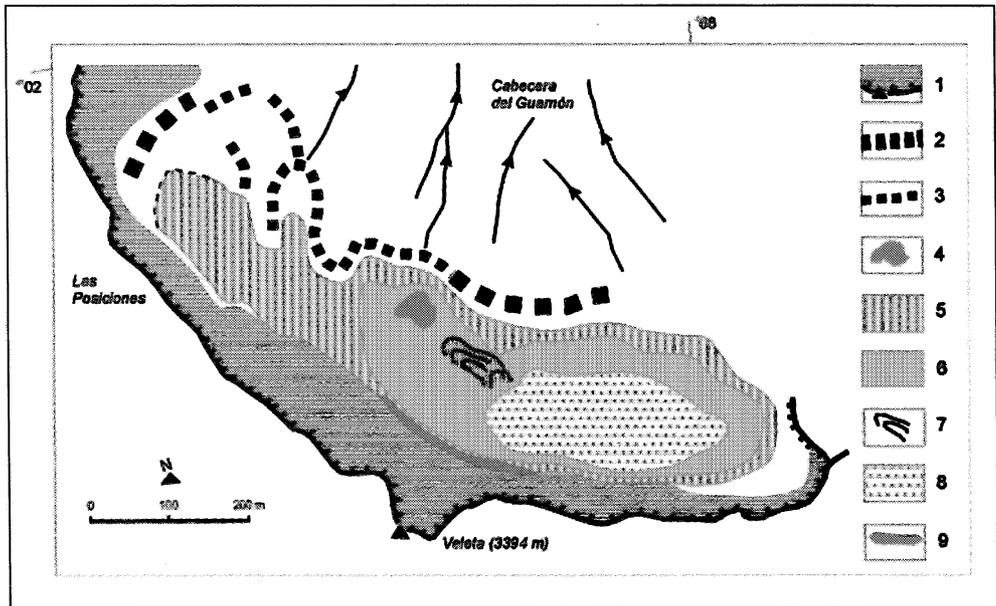
El control de los procesos erosivos también se ha realizado por técnicas fotogramétricas y por el seguimiento de bloques clave referenciados, adaptando la metodología diseñada por Soutadé (1980) y Rapp & Nyberg (1988).

Los depósitos del talud se han caracterizado siguiendo técnicas sedimentológicas simples, muy validadas para ámbitos de alta montaña (Van Steijn *et al.*, 1988; Nieuwenhuijzen & Van Steijn, 1990). Se han identificado 100 clastos por punto de observación y de cada uno de aquéllos se ha tomado medida del eje mayor (intervalos de 2/4,5; 4,5/10; 10/25; 25/50 y  $>50$  cm) y orientación con respecto a la máxima pendiente e inclinación, según fracciones de  $15^{\circ}$ . En cada estación, igualmente, se analizó la granulometría de las arenas y la proporción entre las distintas fracciones de finos.

## Contexto geomorfológico

El edificio del Veleta está formado por series de rocas metamórficas que conforman un estilo tectónico de antiformal. Predominan los micasquistos feldespáticos pertenecientes al manto de cabalgamiento del Veleta (Puga *et al.*, 1974). En su conjunto, está afectado por una tectónica alpina compleja que se ha prolongado hasta la actualidad (Sanz & López, 1999).

La pared septentrional del picacho del Veleta, que preside al conjunto del Corral, tiene una longitud aproximada de 600-620 m, desde su conexión con la ladera del Cerro de los Machos (3229 m), al este, hasta los Tajos del Campanario —el veredón—, al oeste. La pared presenta un trazado rectilíneo, con dirección NW-SE, por lo que toda ella tiene una nítida orientación NE. Su base conforma una repisa estructural, sobreexcavada por los glaciares, cuya longitud no supera los 500 m. Su anchura máxima es de 250 m. La altitud a la que se instala la repisa oscila entre los 3150 y 3050 m, por lo que su



**FIGURA 4**

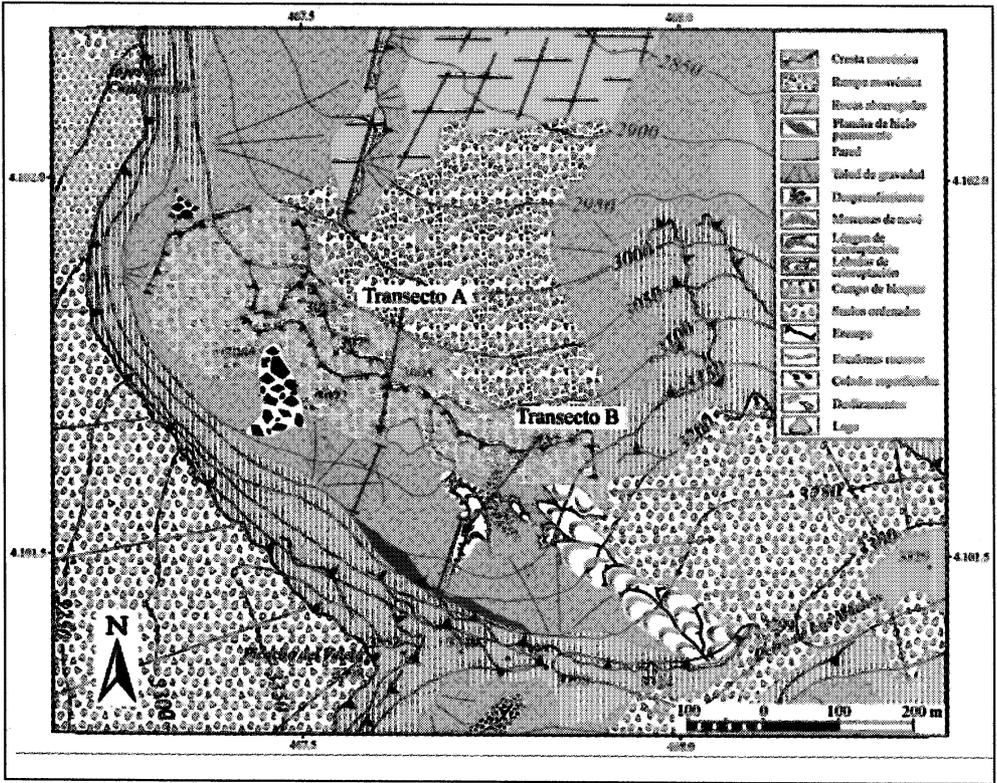
Dominio espacial del glaciar de la Pequeña Edad del Hielo del Corral del Veleta; 1. Reborde y pared de circo; 2. Morrenas tardiglaciares; 3. Morrenas holocenas; 4. Lagunilla del Corral; 5. Glaciar durante la primera mitad del siglo XVIII; 6. Glaciar a finales del siglo XIX; 7. Colada de bloques/glaciar rocoso; 8. Glaciar durante la primera mitad del siglo XX (hacia 1960); 9. Hielos durante el año 1995.

desnivel máximo respecto al picacho del Veleta es de unos 300 m, aproximadamente. Este considerable desnivel proporciona entre ambos puntos gradientes que varían entre los 75 y los 90°. La repisa, colmada de depósitos de génesis diversa, está cerrada hacia el norte por una serie de cordones morrénicos tardiglaciares y de la Pequeña Edad de Hielo.

Esta pared norte del picacho del Veleta coincidió con el inicio de un glaciar que alcanzó su máximo desarrollo a finales del pleistoceno, descendiendo más de 9 km a lo largo del barranco del Guarnón. Este glaciar, junto con aquellos otros que se desarrollaron en el área de cumbres de Sierra Nevada en esta época, supuso el evento cuaternario glaciar más meridional de Europa.

La pared volvió a estar glaciada durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH), cuando se formó un pequeño glaciar recluido en el Corral del Veleta, pues su dimensión areal no llegó a rebasar los límites del propio circo. La longitud cubierta podría estimarse en 600 m. Este "protoglaciar" entró en decadencia a mediados del siglo XIX y terminó por desaparecer a mediados del siglo XX (García, 1996; Gómez Ortiz *et al.*, 1996; Schulte, 1999) (figura 4).

La base de la pared del Corral del Veleta se define por la presencia de un talud detrítico. Su origen es reciente, pues se ha ido conformando de oeste a este, a medida que el glaciar de la Pequeña Edad del Hielo también iba recluyéndose en tal dirección dejan-



**FIGURA 5**

Esquema geomorfológico del Picacho y Corral del Veleta.

do libre, al tiempo, la referida base. A mediados de la década de los años cincuenta del pasado siglo el glaciar, acantonado ya en el sector oriental del Corral, terminó por desaparecer (Gómez Ortiz *et al.*, 1996; Schulte, 1999). Esto explica que sea en tal sector donde la acumulación detrítica es más reciente y donde el hielo glaciar aún podría permanecer bajo ella, a juzgar por la existencia de modelados muy significativos (Gómez Ortiz *et al.* 1999, 2000, 2001) (figura 5).

La irregularidad que ofrece la cubierta nival a lo largo de la base de la pared del Corral durante el estío y el diferente suministro clástico que alimenta al talud han generado una amalgama de procesos y modelados. En su conjunto, se distinguen tres sectores bien diferenciados.

En el sector occidental, totalmente ya deglaciado y con poca permanencia de nieve durante el verano, la alimentación de clastos a partir de la pared es escasa por lo que el talud, de reducidas dimensiones, se encuentra prácticamente estabilizado. Este sector está separado de aquel otro central por una acumulación de megabloques, acaecida en la década de 1970 por un desprendimiento de gran magnitud.

El sector central está ocupado por un cono detrítico cuyo desnivel medio es de 60/70 m y una longitud aproximada de 80/100 m en su base (figura 6A). La pendiente media es

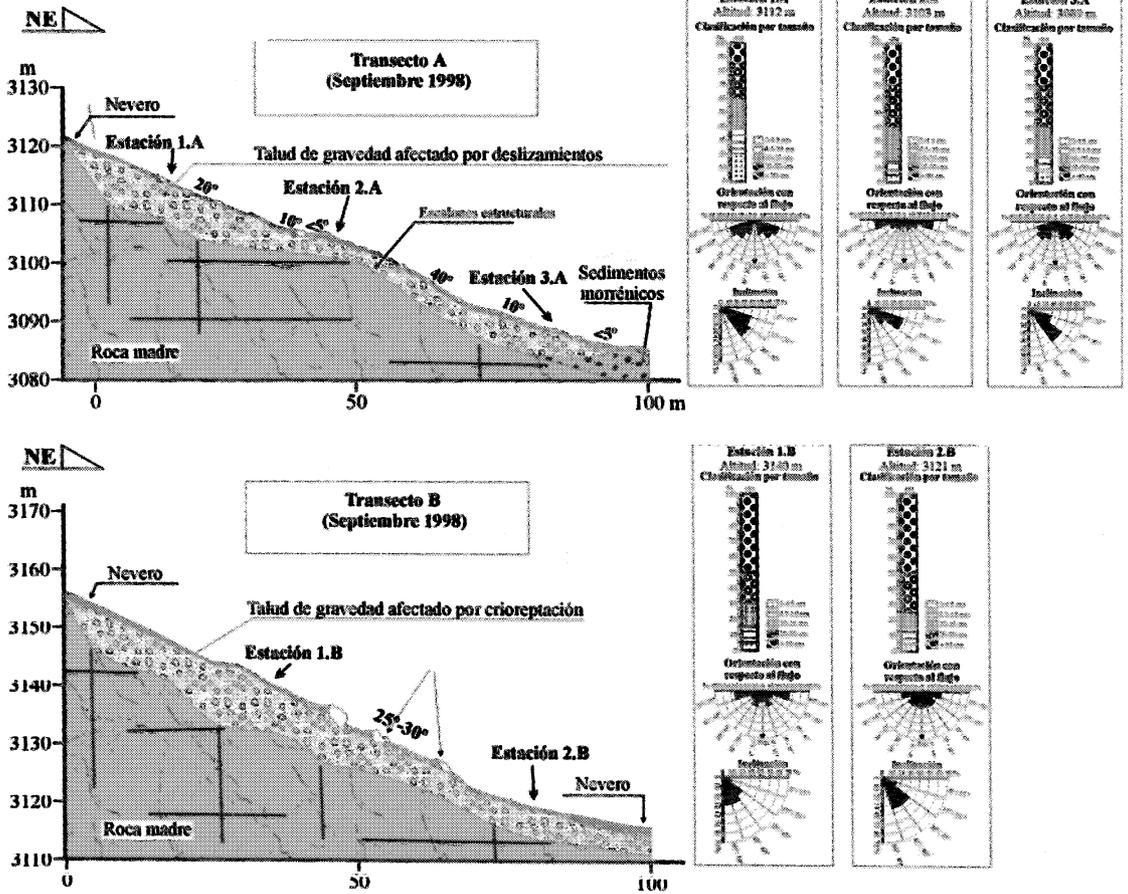


FIGURA 6

Transectos en el talud situado al pie de la pared septentrional del picacho del Veleta. Sectores central y oriental: características sedimentológicas (septiembre 1998).

de 30°. El cono oculta en su interior diversos escalones y umbrales rocosos, por lo que el espesor de sedimentos no sobrepasará los 30 m. Su borde exterior central y oriental entra en contacto con un cordón de grandes bloques de origen complejo. En cambio, el borde occidental enlaza directamente con el fondo del Corral, a través de un suave plano inclinado de derrubios.

Las características sedimentológicas del cono (figura 6A) están marcadas por el predominio de grandes bloques, pues éstos casi siempre superan los 25 cm de eje mayor y suponen más del 60% de la masa. Sin embargo, también aparecen, aunque en pequeñas proporciones, otras fracciones entre 10/25 cm, 4,5/10 cm y 2/4,5 cm. Incluso, es destacable una cierta presencia de finos, abundantes para ser depósitos de gravedad, pues las arcillas superan el 1% del total de ellos (tabla 1). La distribución por tamaños

<b>GRANULOMETRÍA</b>	<b>Estación 1.A</b>	<b>Estación 2.A</b>	<b>Estación 3.A</b>	<b>Estación 1.B</b>	<b>Estación 2.B</b>
Arena gruesa (2,0-1,0 mm)	25,30%	34,16%	31,67%	29,44%	35,10%
Arena intermedia (1,0-0,5 mm)	25,53%	27,30%	28,12%	30,01%	27,45%
Arena muy fina (0,5-0,2 mm)	27,65%	22,21%	24,11%	24,61%	20,83%
Arena muy fina (0,2-0,063)	21,52%	16,33%	16,11%	15,94%	16,62%
Mediana (mm)	0,49	0,67	0,65	0,66	0,69
Moda (mm)	1,60-1,12 (16,43%)	1,60-1,12 (2,98%)	1,60-1,12 (22,26%)	1,60-1,12 (20,10%)	1,60-1,12 (22,56%)
<b>GRADACIÓN</b>					
Q <sub>0</sub> :	1,43	1,54	1,49	1,49	1,53
Q <sub>1</sub> :	0,94	1,22	1,22	1,18	1,24
Q <sub>2</sub> :	0,49	0,67	0,65	0,66	0,69
Q <sub>3</sub> :	0,2	0,31	0,30	0,30	0,30
Q <sub>4</sub> :	0,12	0,12	0,14	0,13	0,12
So:	2,07	1,98	2,02	1,98	2,03
Dg:	1,31	1,42	1,35	1,36	1,41
I. Krumbein:	0,09	0,095	0,11	0,08	0,08
Arcilla (<0,002 mm)	1,41%	1,45%	0,06%	0,07%	2,01%
Lino (0,063-0,002 mm)	1,80%	0,66%	1,73%	2,15%	5,96%
Arena (2,0-0,063 mm)	96,80%	97,89%	98,22%	97,78%	92,02%

**TABLA 1**

Granulometría de la fracción arena y proporción de los distintos tamaños de finos en el talud de la pared norte del picacho del Veleta (localización de las estaciones en figura 5).

a lo largo del cono es característica de una acumulación por gravedad. Los clastos mantienen una cierta clasificación. Los mayores avanzan más que los menores y predominan en la base. La orientación de los clastos respecto a la línea de máxima pendiente mantiene los 30/45°. En cuanto a la inclinación de los clastos es conforme al ángulo de la ladera (figura 6A y tabla 1).

El sector oriental del talud es el que permanece cubierto de nieve de manera más prolongada, incluso en algunos lugares no ha llegado a desaparecer durante el tiempo de estudio. El sector se define por la presencia de una mezcolanza de coladas de piedras, afectada por diversos procesos de reptación por flujo de hielo (figura 6B). La superficie de este campo de bloques aparece lobulada con lenguas de cierto tamaño, probablemente glaciares rocosos incipientes.

Es en este sector oriental donde predominan los bloques de mayor tamaño (los superiores a 50 cm sobrepasan el 50% del conjunto) sin diferenciarse su distribución a lo largo de la pendiente. Los finos escasean en superficie pues han emigrado al interior y hacia la base del talud debido al mayor lavado (tabla 1). Los clastos se orientan preferentemente en dirección perpendicular a la máxima pendiente y su inclinación es muy variable.

De acuerdo con Pérez (1988) y Francou & Bertran (1997), todos estos datos del sector oriental pudieran ser indicativos de mayores acciones nivales y periglaciares, pues los procesos de rodamiento de bloques, dislocación de la postura de asentamiento, elevación de los de mayor tamaño y lavado de finos por deshielo, etc. resultan más intensos que en el resto de sectores del talud (figura 6 y tabla 1).

## Régimen térmico y distribución de permafrost y de la cubierta nival

Durante la primera semana de marzo de 2000 se realizó una campaña de BTS después de que un espesor superior a 1 m de nieve cubriera la superficie del talud durante más de tres meses consecutivos. La prospección incluyó el sector central del talud y se hizo a lo largo del transecto mostrado en la figura 6A.

Los datos fueron concluyentes: en la parte superior (primeros 60 m), la temperatura de la base del manto nival fue inferior a  $-4^{\circ}\text{C}$ , lo que resultó indicativo de la existencia de núcleos helados en el subsuelo. Sin embargo, en la base del talud las temperaturas no superaron los  $-2^{\circ}\text{C}$  manteniéndose alrededor de los  $-1.5^{\circ}\text{C}$  de media, lo que puso en duda la presencia de hielo en el subsuelo en estos lugares (figura 7).

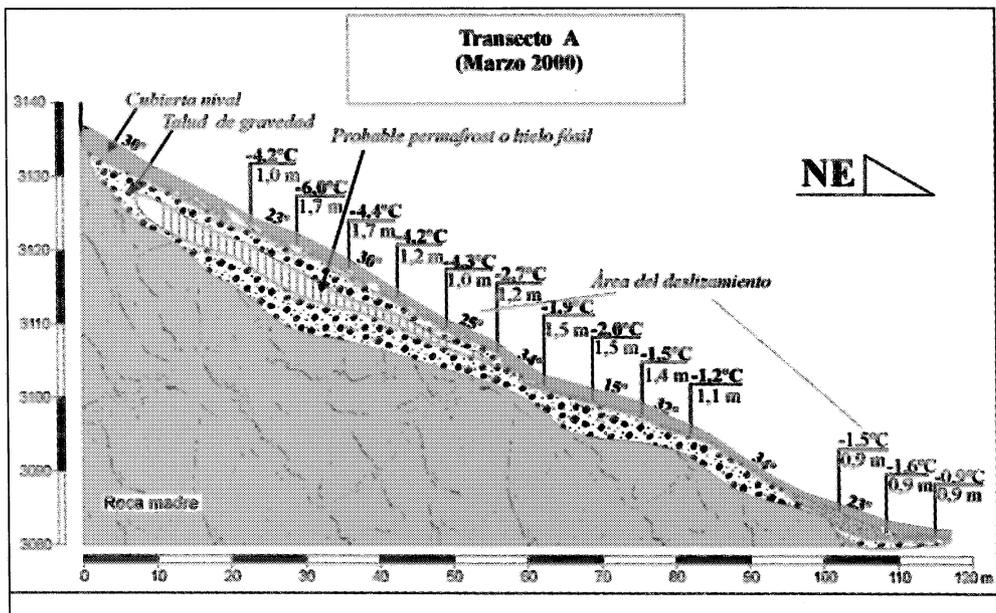


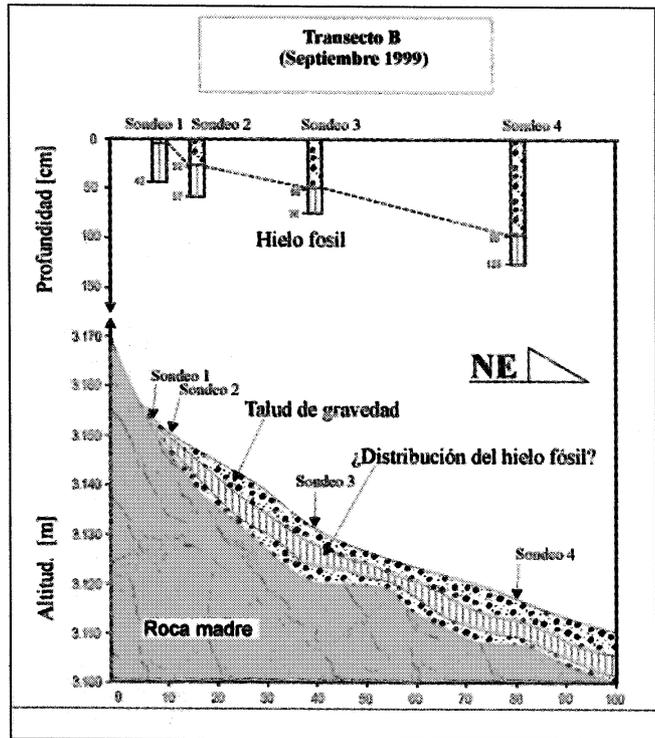
FIGURA 7

Resultados del análisis BTS en el sector central del talud y extensión deducida del permafrost.

También se realizaron en esta parte del talud diversas extracciones de testigos a través de sonda tipo Pürkhauer. Estas operaciones tuvieron lugar en septiembre de 1999. Los resultados fueron positivos en un transecto del sector oriental del talud (figura 6B), pues el hielo se localizó a 32 cm de profundidad en la parte culminante del talud y a más de 160 cm en su base (figura 8). Sin embargo, en el sector central del talud, donde se había realizado el sondeo BTS (figuras 6A y 7), el hielo no apareció hasta superados los 200 cm de profundidad, por lo que el permafrost detectado por aquél método debería localizarse a profundidades mayores.

**FIGURA 8**

Resultados de las prospecciones en el sector oriental del talud (sistema sonda Pürkhauer).



## Evolución de la cubierta nival (1995/2001)

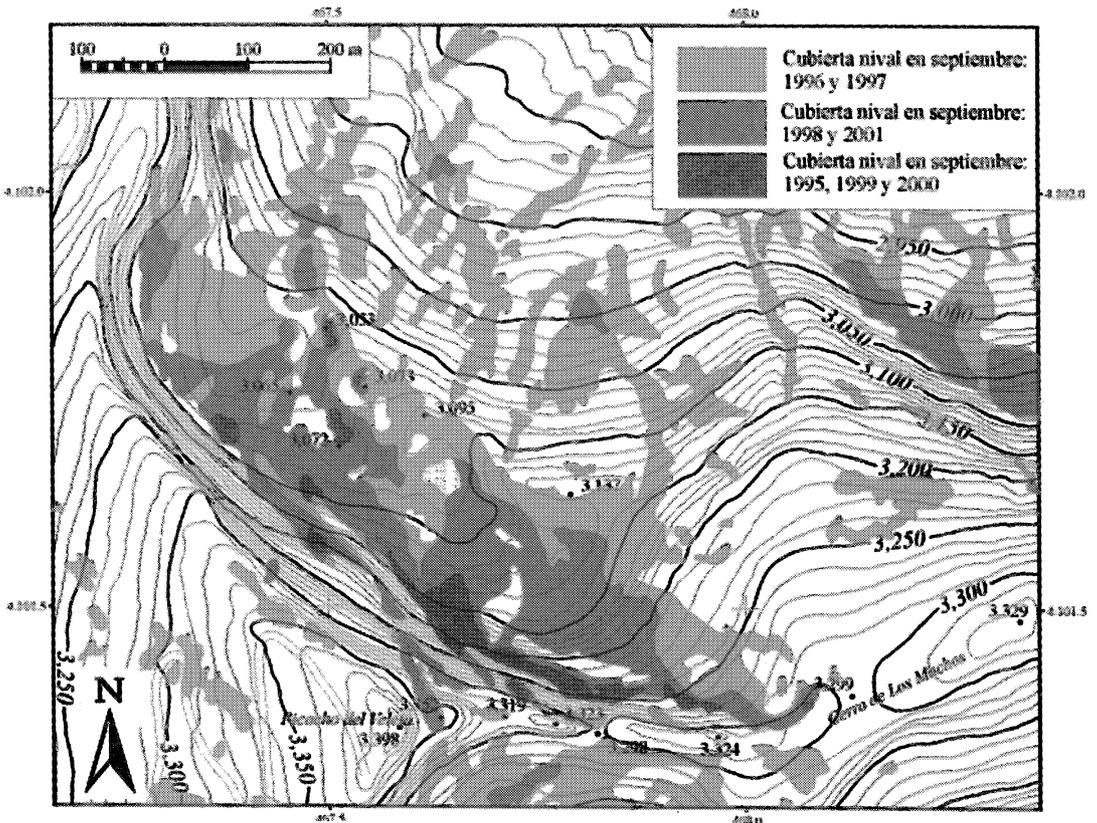
Hasta finales de la década de los ochenta del siglo xx la nieve debió permanecer recubriendo el fondo del Corral durante todo el año. A partir de entonces su presencia ha sido variable, siempre con menor extensión a finales del verano y principios del otoño.

En 1995, año de excepcional sequía, la nieve se redujo a pequeñas manchas alargadas situadas al pie de la pared, dejando visible todo el talud. En los años 1996 y 1997 la cubierta nival de nuevo cubrió todo el fondo del Corral por lo que la mayor parte del talud no pudo observarse (figura 9).

En el año 1998 se inició un ciclo de sequías. En ese año la nieve, en su extensión mínima, ocurrida en el mes de septiembre, ocupó un 65% del talud (figura 2). El año 1999 fue especialmente seco. En septiembre, la nieve había desaparecido prácticamente por completo (figura 3). Únicamente se conservaron algunas placas en el sector oriental del Corral, en el contacto entre los depósitos del talud y la pared de los Machos.

El año 2000 fue también seco, observándose una distribución similar de retazos de nieve a la del año anterior, por lo que el talud continuó descubierto casi por completo. Sin embargo, el año 2001 de nuevo la nieve cubrió buena parte del talud, similar a la de 1998. A finales de octubre un 60% de aquél permanecía cubierto. Sólo parte del cono, su sector más bajo y margen oeste quedó visible. Por lo que respecta al sector occidental del talud durante el 2001 quedó parcialmente cubierto y en su totalidad el sector oriental.

Contemplada en su conjunto la permanencia mínima de la nieve durante el periodo 1995-2001, su evolución podría ser: permanencia máxima durante los años 1996 y 1997, la nieve cubre prácticamente todo el talud; permanencia intermedia durante los años 1998 y 2001, el talud está cubierto en un 65%; permanencia mínima durante los años 1995, 1999 y 2000, la nieve es prácticamente inexistente en el talud.



**FIGURA 9**  
Mapa de la cubierta nival en el Corral del Veleta (años 1996/2001).

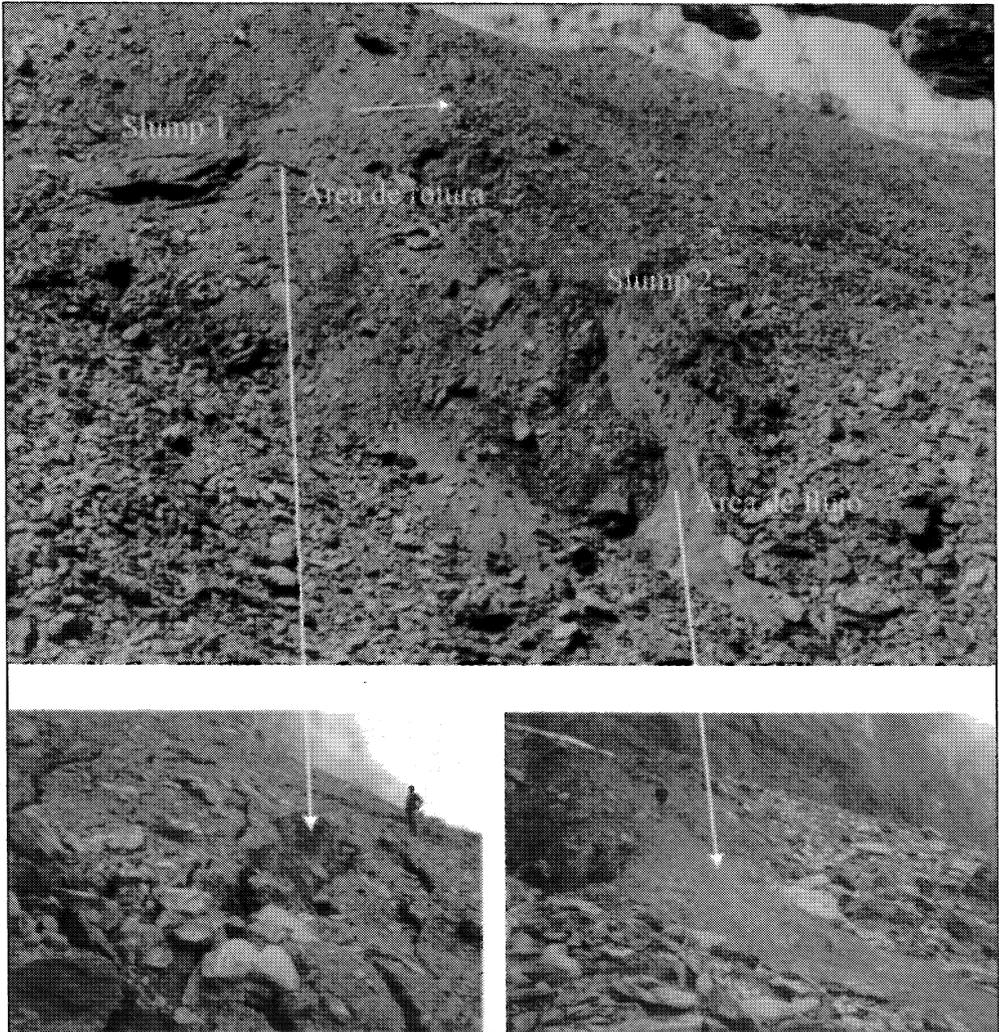
## **Evolución morfológica del talud (1995/2001)**

Las variaciones más importantes y significativas detectadas en la morfología del talud durante estos años se han concentrado, fundamentalmente, en el cono construido en su sector central, por lo que ahora se le dedica mayor atención.

En 1995, se formaron numerosas lenguas de flujo de tamaño no muy grande (3 a 5 m de largo, por 1 a 2 m de ancho) en toda la superficie del cono, disponiéndose los bloques mayores apilados en sus frentes y los finos en los núcleos. El frente mostraba saltos verticales en torno a 1 m de altura y en sus partes centrales rellanos con pendiente inferior a 10°. La morfología de estas lenguas era similar a los lóbulos de soliflucción, pero por su

rápida formación y por su carácter efímero pudieron tratarse de deslizamientos y/o flujos superficiales (McRoberts & Morgenstern 1974; Lewkowick, 1988; Rapp, 1960).

Cuando el cono volvió a estar descubierto de nieve, tres años después, la mayoría de las formas edificadas habían desaparecido, lo que impidió analizarlas en detalle. También se formó un importante deslizamiento en la base del cono, del que todavía se conservan restos de su parte frontal —en concreto, una convexidad de 6 m de largo, por 4 m de ancho y 2,5 m de alto. Durante el periodo de máxima fusión nival del año 1998 se construyeron nuevas lenguas de flujo muy similares a las creadas en 1995 y que, en gran parte, su empuje desmanteló. Su distribución, bastante generalizada pero predominante



**FIGURA 10**

Panorámica y detalles de los movimientos en masa (tipo slump) en el tramo intermedio del cono.

en los sectores intermedios del cono, no obedeció a criterios aparentemente de orientación.

En septiembre de 1999 el cono apareció afectado por dos grandes movimientos en masa que se iniciaron en su tramo intermedio (deslizamientos rotacionales tipo *slumps*, figura 10). Uno de ellos, ocurrido en el sector oriental del cono (Slump 1), no adquirió capacidad de flujo; pero el otro (Slump 2), localizado en el sector central del mismo, acabó derivando en un auténtico flujo de lodo (*mudflow*). Ambas formas podrían definirse como deslizamientos rotaciones (Mackay, 1966), aunque, el Slump 2, por su especial génesis, cabría coincidir con la de deslizamiento rotacional por deshielo (Rampton & Mackay, 1971; McRoberts & Morgenstern, 1974). En el resto del cono, es decir en su sector occidental, sólo aparecieron pequeñas formas lobuladas, resultado de múltiples flujos superficiales. El área afectada por todos estos movimientos en masa supuso para el conjunto del cono el 40% de su sector central y oriental, y el 15% del occidental.

En el sector oriental el Slump 1 tenía forma de elipse (14 m de eje mayor por 9 m de eje menor) y su parte superior estaba fuertemente fracturada por grietas rotacionales (entre 10 y 115 cm de profundidad). Entre los paquetes individualizados había saltos con desniveles de hasta 150 cm. En las partes más bajas del Slump 1 las grietas perdían profundidad y se hacían más verticales aunque sin formación de desniveles importantes.

En el sector central del cono el Slump 2 mantenía proporciones muy similares al del sector oriental. Las grietas mantenían profundidades entre 10 y 76 cm y saltos máximos de 116 cm. Como ya se ha indicado, este *slump* derivó en *mudflow* con lóbulo terminal compuesto principalmente por finos. Todo el cuerpo estaba seccionado por un sinuoso y profundo canal de salida rodeado de grandes *levees* laterales, con alturas máximas de 150 cm. El canal, en forma de embudo, sumaba una longitud de 12 m, con 3 m de anchura en su inicio y 1,5 m en su término. La profundidad se incrementaba paulatinamente, pasando de los 70 cm al principio a 170 cm al final. El lóbulo terminal tenía forma de abanico, 5 m de largo y 3 m de ancho. Aplicando el método de Crozier (1996) para el cálculo volumétrico de material desplazado, éste se fijaría en 15 m<sup>3</sup>, como mínimo.

En septiembre de 2000, las formas descritas fueron casi totalmente borradas por una serie de nuevos movimientos en masa, cuyas cabeceras se instalaron por encima de los *slumps* 1 y 2 de 1999 (figura 11). Las antiguas formas fueron substitui-

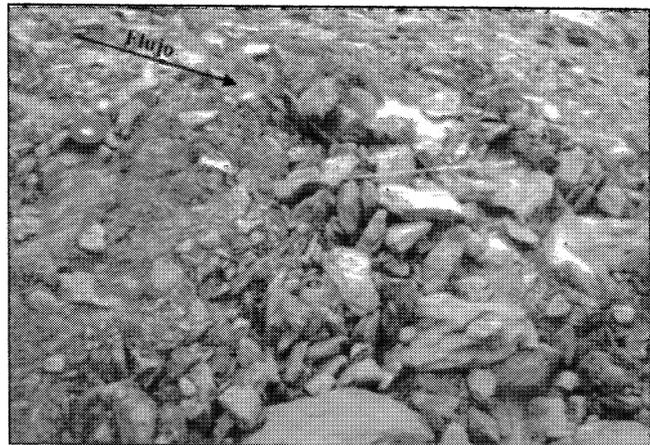


FIGURA 11

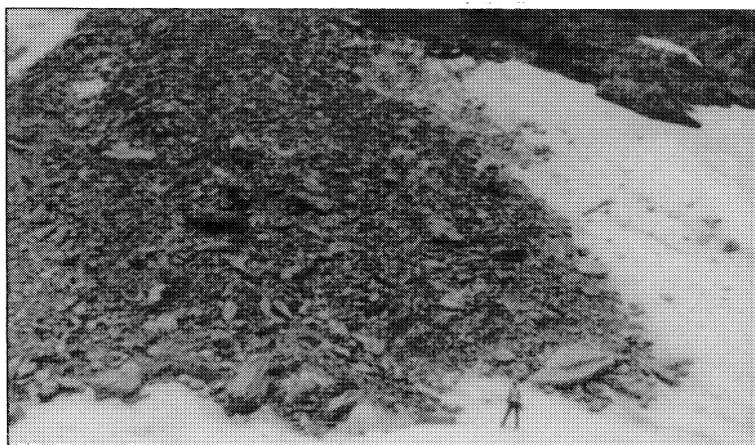
Fotografía de un deslizamiento superficial ocurrido en el año 2000 que deformó los *slumps* de 1999.

das por tres grandes lóbulos o lenguas de flujo (longitud: entre 10 y 25 m; anchura: entre 3 y 6 m; frente: entre 0,5 y 1,5 m), cuyo origen relacionamos con procesos de deslizamiento y flujo superficiales, aunque su morfología fue muy similar a los lóbulos de geliflujión. En cuanto a los puntos de inflexión o de ruptura de pendiente de las formas antiguas, se situaron ahora retrasados unos metros hacia el ápice del cono y las inclinaciones del tramo medio y del borde exterior del mismo se presentaron más suavizadas. El Slump 1 desapareció por completo y del Slump 2 sólo permanecieron restos del leve izquierdo y algunas grietas muy suavizadas y rellenas de finos. Los materiales más finos, además, cubrieron un área de gran extensión en la base del cono.

En el año 2001 los procesos fueron similares a los de 1998. Al final de la primavera se desarrolló una avalancha de rocas liberando gran cantidad de clastos que cubrieron el 50% del cono central, en su sector occidental. La nieve atrapada quedó aislada térmicamente entre los bloques y sobrevivió durante el verano (figura 12). Este hecho supuso que parte del material incorporado pasara a formar parte del talud. Las áreas desprovistas de nieve al final del verano estuvieron afectadas por múltiples flujos superficiales, unos superpuestos a otros, lo que supuso la destrucción de las formas generadas por los movimientos en masa de 1999 y 2000.

Las variaciones observadas en el sector occidental del conjunto del talud durante el periodo 1995-2001 han sido mínimas en comparación con las habidas en el sector del cono central. El talud en aquel sector parece estabilizado, a excepción de una cierta alimentación de caída de rocas y esporádicos desprendimientos de grandes proporciones, pero que no han sucedido durante el intervalo de observación.

La actividad en el sector oriental ha sido mucho mayor, pero de carácter muy diferente a la acaecida en el sector central que cobija al cono. Los procesos predominantes son lentos. Los más importantes se relacionan con los de tipo reptación, lo que resulta lógico teniendo en cuenta el escaso espesor de los depósitos y la importancia de la masa de hielo subyacente. La complejidad de la monitorización de estos procesos y la necesidad de periodos más prolongados de observación impiden aportar de momento resultados precisos, aunque los movimientos más rápidos, como son la reptación por hielo-deshielo y el flujo en los lóbulos de geliflujión, se limitan a un máximo de 5 cm al año. Las



**FIGURA 12**  
Fotografía del desprendimiento de 2001 que atrapó y protegió térmicamente un importante estrato de nieve.

formas mantienen una lenta evolución, frente a la activa morfodinámica que caracteriza el sector central del talud.

## Discusión

Los procesos geomorfológicos observados en el talud del picacho del Veleta están condicionados por la interrelación de dos factores determinantes: la evolución del manto nival y la existencia de una capa interna de permafrost en el sector central y oriental del talud.

La serie de sequías que se produjeron en los últimos años de 1990 liberó al talud de buena parte de su manto nival, perdiendo su protección térmica frente a las altas temperaturas estivales del aire. También lo desprotegió ante la acción mecánica de las lluvias características del otoño mediterráneo. Paralelamente a ello, los niveles todavía helados del interior del talud, propiciando planos de deslizamiento, han tendido a obstaculizar un drenaje adecuado de los depósitos, favoreciendo, a cambio, deslizamientos.

Los movimientos en masa más rápidos en el seno del Corral del Veleta se concentraron en el cono instalado en el sector central del talud, donde la pendiente es mayor. Llama la atención la rápida sucesión de procesos y lo efímeras que resultan las formas elaboradas, en comparación con lo que acontece en otras latitudes. Por ejemplo, el periodo de actividad de los deslizamientos rotacionales por deshielo en la región ártica se encuentra entre los 30 y 40 años (French, 1976), frente al intervalo anual de los descritos en el Veleta. La alteración del régimen térmico ejercida por el deslizamiento en el interior del cono, que logra elevar la temperatura 4°C a 1 m de profundidad, supone la sucesión de procesos morfogénicos diversos y continuados deslizamientos, y no la ampliación del *slump*, como ocurre en áreas árticas (Burn, 2000).

El análisis del talud del Corral del Veleta revela la escasez de estudios sobre procesos de movimientos en masa rápidos relacionados con la degradación del permafrost en áreas de alta montaña; hecho que contrasta con la abundante literatura referida a regiones árticas. Los pocos estudios existentes en estas áreas de montaña analizan la importancia de los referidos movimientos en masa pero no reparan en la evolución térmica del suelo ni en su relación con la cubierta nival (Rapp, 1960; Harris & Gustafson, 1988, 1993; Owen, *et al.* 1995).

Junto a la evolución del manto nival y a la degradación del permafrost, existe un tercer factor clave en el desarrollo de los movimientos en masa detectados en el talud del Corral del Veleta y es la relativa abundancia de finos que incluyen los depósitos, de manera particular el cono central. Esta presencia de finos deriva de dos componentes asociados: la litología del edificio y su morfotectónica.

La pared del Corral está labrada en micasquistos feldespáticos muy tectonizados y sensibles a su fragmentación y desmenuzamiento mecánicos, lo que supone elaboración de gran volumen de escombros por crioclastia. En cuanto a la morfotectónica señalar que localmente se caracteriza por la profusión de líneas de fracturas y pequeñas fallas que cortan los escalones estructurales del edificio y que son explotadas por canales de aludes. Uno de éstos, instalado en dirección al ápice del cono que nos ocupa. Estas condiciones litotectónicas hacen que los fragmentos de rocas desprendidos de las paredes pasen, en la mayor parte de los casos, por una serie de rellanos intermedios hasta su lle-

gada al cono, reduciendo progresivamente su tamaño en las sucesivas caídas, contribuyendo, aún más, al desmenuzamiento y alteración de la roca original.

La presencia de este material fino dificulta el drenaje del depósito y propicia que se sature en momentos de rápido deshielo (Taber, 1943). Los finos, lavados de la superficie y acumulados en el interior, están sometidos a fuertes presiones intersticiales entre las capas heladas, hasta llegar a formar flujos masivos que tienden a alcanzar de nuevo la superficie y formar en ella *mudflows* (Gude y Sherer, 1995). La proporción de arcillas que presentan estos depósitos, aunque escasa (1-2%), es suficiente para provocar la licuación de los sedimentos (Costa, 1984).

El contexto geomorfológico de los procesos estudiados es el característico de un ámbito paraglaciar de ladera (Church & Ryder, 1972). En estos medios los taludes presentan fuertes pendientes y la actividad de los movimientos en masa es máxima hasta que el talud se estabiliza, tras la imbricación y coalescencia de los diversos depósitos elaborados (Ballantyne & Benn, 1996). Estas ideas, contrastadas por las experiencias que hemos venido desarrollando, nos permiten considerar que las tres áreas diferenciadas del talud del Corral del Veleta se corresponden con tres estadios cronológicos en el proceso de deglaciación del Corral. Estos serían:

- a) El sector occidental del talud se encuentra próximo al perfil de equilibrio propuesto por Curry (1999) para áreas recientemente deglaciadas. Es decir, una cabecera de roca aflorante totalmente liberada de sedimentos glaciogénicos, taludes de pendientes algo menores de 25° y una zona suave basal de descarga marcada por la coalescencia de conos y abanicos.
- b) En el sector central el talud es una forma de acumulación y tránsito donde se desarrollan distintos tipos de flujos (Francou, 1991), especialmente activos debido a la situación límite del hielo atrapado en su seno y a la considerable degradación del permafrost subyacente. La variedad de procesos secundarios depende de la pendiente, intensidad del deshielo, riqueza de la fracción fina y desigual distribución de las masas heladas (Johnson, 1984). Esto permite indicar que el sector se encuentra en proceso avanzado de deglaciación.

### FIGURA 13

Modelo evolutivo del talud del picacho del Veleta.

13A. Periodo de glaciación. El glaciar transporta los materiales desde la pared a los cordones morrénicos.

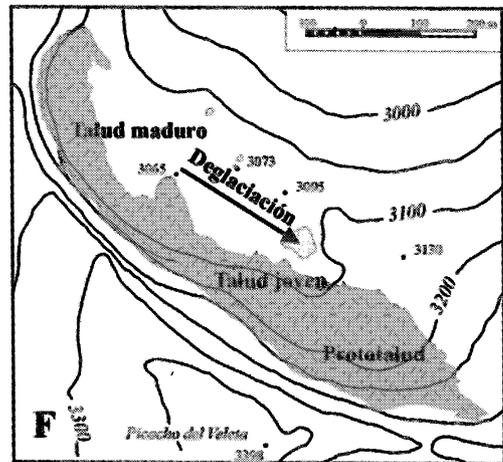
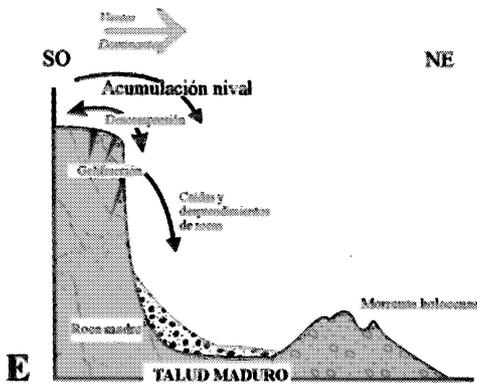
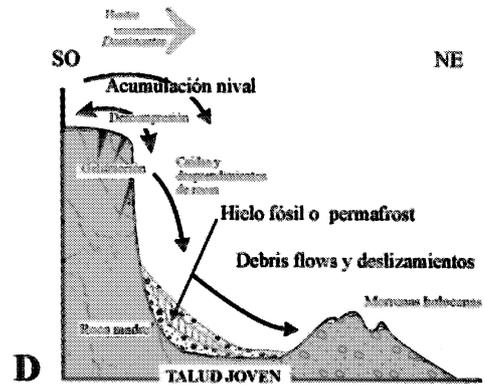
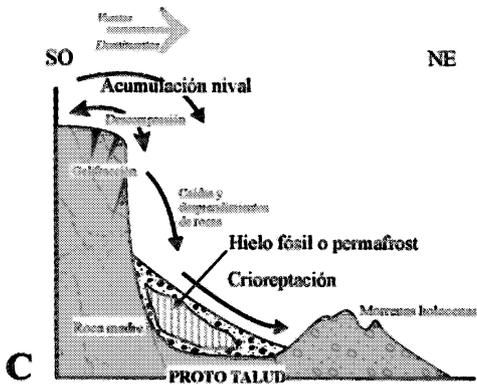
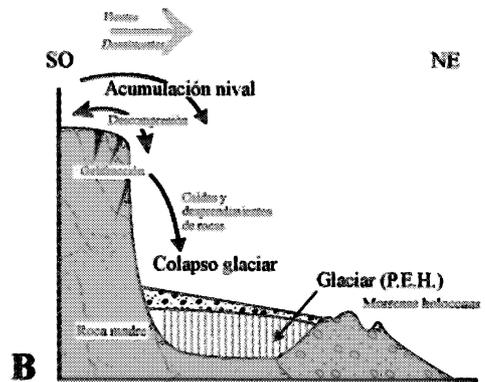
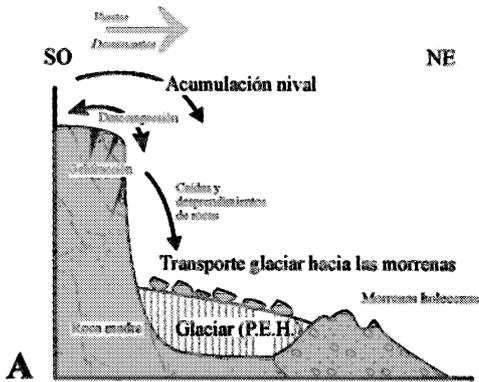
13B. Periodo de deglaciación. El menor aporte nival ocasiona la disminución de la masa de hielo glaciar, que pierde movilidad y es incapaz de evacuar los materiales que recibe desde la pared.

13C. Formación de un prototalud. El hielo se conserva sólo al pie de la pared y los desprendimientos inician la formación de un talud.

13D. Fase juvenil del talud. La desprotección de la nieve genera degradación del hielo o niveles de permafrost internos sucediéndose movimientos en masa.

13E. Fase madura del talud. Desaparecen los núcleos internos helados y el talud sólo es un sistema de acumulación.

13F. Distribución de los distintos tipos de talud en la ladera norte del picacho del Veleta, según el modelo detectado.



- c) El sector oriental del talud presenta una situación intermedia entre una formación de ladera y un glaciar fósil cubierto por depósitos. El proceso más importante es la reptación por flujo de hielo, que se desarrolla junto con otros procesos periglaciares más marginales, como levantamiento de bloques y deslizamientos diversos, lo que viene a avalar que aún mantiene en profundidad importantes masas heladas.

## Conclusiones

Los grandes movimientos en masa sucedidos en el talud de la pared norte del picacho del Veleta durante los veranos de 1999 a 2000 tuvieron lugar como respuesta a la sobresaturación de agua procedente del deshielo generalizado de una cubierta nival estable, al menos, durante los tres años consecutivos precedentes. Al agua proporcionada por el deshielo de la nieve, se sumó la procedente del deshielo de masas interiores, que también fundieron al perder su protección térmica nival.

La existencia de niveles de permafrost en las capas internas del suelo y la importancia de la fracción fina fueron decisivos en la creación de niveles de despegue, así como en la magnitud de los movimientos en masa generados. En cualquier caso las formas resultantes son efímeras, pues quedan transformadas de un año a otro, siempre que la cubierta nival desaparezca.

Los resultados de nuestras experiencias indican que la pared septentrional del Pico del Veleta se encuentra en una fase de transición entre un periodo glaciar —donde las masas de materiales aportados por los procesos geomorfológicos de la pared (descompresión, gelifracción, etc.) son evacuados por el hielo hasta los cordones morrénicos— y otro periodo deglaciado, caracterizado por el establecimiento de un talud de acumulación evolucionado y estable (figura 13 F).

En esta transición se distinguen diferentes fases sucesivas (figura 13). Una fase que consideramos de glaciar póstumo, caracterizada por una disminución de acumulación nival que dota al glaciar de un balance negativo e incapacidad para transportar los materiales que recibe de la pared (figura 13 A y B). Ésta sería la situación del glaciar del Corral del Veleta durante los últimos tiempos de la Pequeña Edad del Hielo (finales del siglo XIX y primeras décadas del XX).

Al continuar disminuyendo la acumulación nival se crea una nueva fase definida por la formación de un prototalud (figura 13C). La menor radiación en la base de la pared permite que el hielo se conserve mejor, pero tienda a desaparecer en situaciones más abiertas. En esta fase la cubierta de materiales es mínima en comparación con la masa de hielo interna. Los depósitos adquieren la disposición y pendientes propias de un talud que se moviliza por procesos de reptación por flujo de hielo, tal como viene sucediendo ahora en el sector más oriental del talud, en tránsito hacia los Machos.

En una fase posterior, que coincide con la que se encuentra el actual cono, se puede hablar ya de un talud, pero en fase juvenil, pues todavía existen importantes niveles internos de permafrost próximos al cambio de fase, aunque supeditando su ritmo de fusión a las variaciones de la cubierta nival (figura 13D). Los resultados geomorfológicos de esta fase son los movimientos en masa rápidos, catastróficos, aunque sin regularidad.

En una última fase, los niveles helados desaparecerán y el talud alcanzará su fase madura (figura 13 E), siendo un área de predominante acumulación, donde la morfodi-

námica estará únicamente supeditada a la alimentación que recibirá de la pared, como ocurre actualmente en el sector más occidental del talud, en dirección a los Tajos del Campanario.

## Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con la financiación de los proyectos PACE (European Commission: Contract ENV4-CT97-0492) y DGICYT (PB96-0365 y BS02000-0745) y la ayuda logística de CETURSA y del Parque Nacional de Sierra Nevada. También queremos subrayar la colaboración inestimable durante el trabajo de campo de Javier de Marcos García-Blanco, Antonio Fernández Fernández, Antonia García Navarro, así como la de José J. San José y Alan Atkinson, que asumieron el control de la monitorización de diferentes geoformas.

## Bibliografía

- BALLANTYNE, C. K. y BENN, D. I. (1996), "Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation and its implications for slope evolution in formerly glaciated environments", ANDERSON, M. G. y BROOKS, S. M. (eds.), *Advances in Hillslope Processes*, John Wiley and Sons, Chichester, 2: 1173-1195.
- BURN, C. R. (2000), "The thermal regime of a retrogressive thaw slump near Mayo, Yukon Territory", *Can. J. Earth Sci.*, 37:967-981.
- CHURCH, M. y RYDER, J. M. (1972), "Paraglacial sedimentation: consideration of fluvial processes conditioned by glaciation", *Bulletin of the Geological Society of America*, 83: 3059-72.
- COSTA, J. E. (1984), "Physical geomorphology of debris flows", COSTA J. E. y FLEISHER P. J. (eds.), *Developments and applications of geomorphology*, Springer-Verlag, Berlin, 268-317.
- CROZIER, M. J. (1996), "Runout Behavior of shallow, rapid earthflows". *Z. Geomorph. N.F.*, 105: 35-48.
- CURRY, A. (1999), "Paraglacial modification of slope form", *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 1213-1228.
- DALY, C. (1984), "Snow distribution patterns in the alpine krummholz zone", *Progress in Physical Geography*, 8(2): 157-173.
- FRANCOU, B. (1991), "Pentes, granulometrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin", *Permafrost and Periglacial Processes*, 2: 175-186.
- FRANCOU, B. y BERTRAN, P. (1997), "A multivariate analysis of clast displacement rates on stone-banked sheets, Cordillera Real, Bolivia", *Permafrost and Periglacial Processes*, 8: 371-382.
- FRENCH, H. M. (1976), *The Periglacial Environment*, Longman, London.
- GARCÍA, A. (1996), "Contribución al conocimiento glacial de Sierra Nevada a través de los escritos de los viajeros del siglo XVIII y mediados del XIX", CHACÓN MONTERO, J. (ed.) *1a. Conferencia Internacional Sierra Nevada*, Universidad de Granada-Sierra Nevada 96, Granada, V. IV: pp. 107-116.

- GÓMEZ ORTIZ, A.; SCHULTE, L. y SALVADOR FRANCH, F. (1996), "Contribución al conocimiento de la deglaciación reciente y morfología asociada del Corral del Veleta, Sierra Nevada", *Cadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 21: 543-558.
- GÓMEZ ORTIZ, A.; SCHULTE, L.; GARCÍA, A. y PALACIOS, D. (1999), "Sobre la existencia de permafrost en Sierra Nevada. Significado geomorfológico y paleoclimático", PALLI BUXÓ, L. y ROQUÉ PAU, C. (eds.). *Avances en el estudio del Cuaternario español*, AEQUA-Universitat de Girona, pp. 181-186.
- GÓMEZ ORTIZ, A.; PALACIOS, D. y RAMOS, M. (coord.) *et al.* (2000), "Localización del permafrost en la montaña mediterránea y análisis de su significado paleoclimático: aplicación a Sierra Nevada", PEÑA MONNÉ, J. L.; SÁNCHEZ FABRE, M. y LOZANO TENA M.V. (eds.), *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*, Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, pp. 299-335.
- GÓMEZ ORTIZ, A.; PALACIOS, D.; RAMOS, M.; TANARRO, L. M.; SCHULTE, L. y SALVADOR FRANCH, F. (2001), "Location of permafrost in marginal regions: Corral del Veleta, Sierra Nevada", *Permafrost and periglacial Processes*, 12: 93-110.
- GUDE, M. y SHERER, E. (1995), "Snowmelt and slush torrents. Preliminary report from a field campaign in Karkevagge", *Geographiska Annaler*, 77 A: 199-206.
- HALL, K. (1985), "Some observations on ground temperatures and transport processes at a nivation site in northern Norway", *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 39: 27-37.
- HAEBERLI, W. (1973), "Die basis temperatur der winterlichen Schneedecke als mörfoglicher indikator f,r die verbreitung von permafrost in den Alpen". *Zeits. F. Gleitsherkunde und Glazialgeologie*, 9: 221-227.
- HARRIS, S. A. y GUSTAFSON, C. A. (1988), "Retrogressive slumps, debris flows and river valley development in icy, unconsolidated sediments on hills and mountains", *Z. Geomorph. N.F.*, 32(4): 441-455.
- JOHNSON, G. P. (1984), "Paraglacial conditions of instability and mass movement. A discussion", *Z. Geomorph. N.F.*, 28: 235-250.
- LEWKOWICZ, A. G. (1988), "Slope processes", CLARK, M. J. (ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology*, John Wiley and Sons, Chichister, pp. 325-368.
- MCRBERTS, E. C. y MORGENSTERN, N. R. (1974), "The stability of the thawing slopes", *Can. Geoth. J.*, 11: 447-469.
- MACKAY, J. R. (1966), "Segregated epigenic ice and slumps in permafrost, Mackenzie Delta", *NWT. Geog. Bull.*, 8: 59-80.
- NIEUWENHUIJZEN, M. E. y VAN STEIJN, H. (1990), "Alpine debris flows and their sedimentary properties; a case study from the French Alps", *Permafrost and Periglacial Processes*, 1-2: 111-128.
- NYBERG, R. (1991), "Geomorphic processes at snowpatch sites in the Abisko mountains, northern Sweden", *Z. Geomorph. N.F.*, 35(3): 321-343.
- OWEN, L.A.; BENN, D.; DERBYXHIRE, D.; EVANS, W.; MITCHELL, D., THOMPSON, D.; RICAHRRSON, S.; LLOYD, M. y HOLDEN, C. (1995), "The geomorphology and evolution of the Lahul Himalaya, Northern India", *Z Geomorph. N.F.*, 39: 149-174.

- PALACIOS, D. y GARCÍA, M. (1997), "The influence of geomorphologic heritage on present nival erosion: Peñalara, Spain", *Geografiska Annaler*, 79A (1-2): 25-40.
- PÉREZ, F. L. (1988), "The movement of debris on a high Andean talus", *Z. Geomorph. N.F.*, 32: 77-99.
- PUGA, E.; DÍAZ, A. y FONTBOTÉ, J. M. (1974), "Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética", *Estudios Geológicos*, 30: 543-548.
- RAMPTON, V. N. y MACKAY, J. R. (1971), "Massive ice and icy sediments throughout the Tuktoyaktuk Peninsula, Richards Island and nearby areas, District of Mackenzie", *Geol. Survey Can. Paper*, 71-121.
- RAPP, A. (1966), "Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia", *Geografiska Annaler*, 42A (2-3): 199.
- RAPP, A. y NYBERG, R. (1988), "Mass movements, nivation processes and climatic fluctuations in northern Scandinavian mountains", *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 42: 245-253.
- ROCKIE, W. A. (1951), "Snowdrift erosion in the Palouse", *Geographical Review*, 41: 34-48.
- SANZ, C. y LÓPEZ, A. C. (1999), "Nature and impact of the neotectonic deformation in the western Sierra Nevada, Spain", *Geomorphology*, 30: 259-273.
- SCHULTE, L. (1999), *Evolución cuaternaria de la depresión de Vera y de Sorbas oriental (SE-Península Ibérica). Reconstrucción de las fluctuaciones paleoclimáticas a partir de estudios morfológicos y edafológicos*, tesis doctoral, inédita, Facultat de Geografia i Història de la Universitat de Barcelona, Barcelona, 267 p.
- SOUTADÉ, G. (1980), *Modèle et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées Orientales*, Cooperative du Sud-Ouest, Albi.
- STRÖMQUIST, L. (1985), "Geomorphic impact of snowmelt on slope erosion and sediment production", *Z. Geomorph. N.F.*, 29: 129-138.
- TABER, S. (1943), "Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history", *Bull. Geol. Soc. Am.*, 54: 1433-1548.
- THORN, C. E. (1988), "Nivation: a Geomorphic Chimera", CLARK, M. J. (eds.), *Advances in Periglacial Geomorphology*, John Wiley & Sons Ltd, London, pp: 3-31.
- THORN, C. E. y HALL, K. (1980): "Nivation: an arctic-alpine comparison and reappraisal", *Journal of Glaciology*, 25: 109-124.
- VAN STEIJEN, H., DE RUIG, J. y HOOZEMANS, F. (1988), "Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of the French Alps", *Z. Geomorphol. N.F.*, 32: 143-161.
- WATANABE, T. (1988), "Studies of snow accumulation and ablation on perennial snow patches in mountains of Japan", *Progress in Physical Geography*, 12 (4): 533-559.

## Resum

---

### **Inestabilitat de talús i coberta nival en àrees marginals de permafrost. El cas de la paret nord del pic del Veleta (Sierra Nevada. Espanya)**

La glacera més meridional d'Europa durant la Petita Edat de Gel ocupava la base de la paret septentrional del pic del Veleta (3398 m) i estava instal·lat a Sierra Nevada —sud-est de la Península Ibèrica (latitud: 37°03'N i longitud: 3°22'W). La glacera va anar desapareixent al llarg del segle xx, al temps que es formava un important talús detrític al peu de la paret. Aquest, en l'actualitat, encara manté gel atrapat en el seu interior, segons dades BTS i sondeigs mecànics.

Observacions realitzades en l'esmentat talús des de 1995 a 2001, revelen l'existència d'importants moviments en massa (esllavissades rotacionals per desgel, *debris flows* i lòbuls de gelifluxió) associats a la coberta nival que tendeix a cobrir-lo (estius del 1998, 1999 i 2000). Aquests fets mostren la relació directa que existeix entre l'estabilitat del talús i la protecció tèrmica que suposa el mantell nival en àrees on roman un permafrost marginal en estat de degradació.

**PARAULES CLAU:** *deglaciació, mantell nival, moviments en massa, permafrost, Picacho del Veleta, Sierra Nevada (Espanya), talús.*

## Abstract

---

### **Instability of Slopes and Snow Covering in Marginal Areas of Permafrost: The North Wall of Picacho del Veleta (Sierra Nevada, Spain)**

The most southerly glacier in Europe during the Litteld Ice Age occupied the base of the northern wall of Picacho del Veleta (3398 m) and was installed in Sierra Nevada —in the southwest of the Iberian Peninsula (37° 03'N latitude and 3° 22'W longitude). The glacier disappeared gradually throughout the 20th century, whilst at the same time an important detritus slope formed at the foot of the wall. At the moment there is still ice trapped in its interior, according to BTS data and mechanical soundings.

Observations carried out on the said slope from 1995 to 2001, revealed the existence of important movements in mass (rotational landslides because of thawing, debris flow and ice flow lobules) associated with a blanket of snow which has a tendency to cover it (summers of 1998, 1999 and 2000). These facts demonstrate the direct relation that exists between the stability of the slope and the thermal protection implied by a snow covering in an area where marginal permafrost continues to exist in a state of degradation.

**KEY WORDS:** *glacial thaw, movement in mass, permafrost, Picacho del Veleta, Sierra Nevada (Spain), slope, snow blanket*