



## Trabajo Fin de Grado

Cartografía de susceptibilidad al arranque  
de aludes a partir de Sistemas de  
Información Geográfica: sector occidental  
del circo de los Baños de Panticosa (Pirineo  
central aragonés)

Autor/es

Carlos Pisa González

Director/es

Javier Chueca Cía

Facultad de Filosofía y Letras

2014

**RESUMEN.** En el presente trabajo se desarrolla una cartografía de susceptibilidad al arranque de aludes en el sector occidental del circo de los Baños de Panticosa (Pirineo central aragonés) a partir del empleo de Sistemas de Información Geográfica. La escala de trabajo adoptada es 1:25.000. Tras presentar las características que definen y propician eventos de aludes y mostrar los rasgos del medio físico de la zona de estudio, se analizan los factores principales responsables del desencadenamiento de aludes en este ámbito: la altitud mensual de la isoterma regional de 0°C en los meses de invierno (diciembre-marzo), la pendiente y el tipo de cubierta del terreno. La cartografía obtenida permite efectuar una primera aproximación al análisis de la peligrosidad potencial asociada a las avalanchas de nieve en un sector de alta montaña con importante valor turístico.

**ABSTRACT.** In this work, a cartography of avalanche start susceptibility for the western sector of the Baños de Panticosa glacial cirque (Aragon Central Pyrenees) using Geographic Information Systems is made. The work scale adopted is 1:25,000. After showing the characteristics that define and condition avalanche events, and after presenting the study area main environmental features, the main factors responsible of avalanche unleashing in this sector are analyzed: altitude of the monthly and winter-mean (December-March) regional 0°C isotherm, slope and surface cover. The cartography obtained has allowed us to make a first approximation to the analysis of potential hazards linked to snow avalanches in an alpine region with marked tourism value.

# Índice

|  |    |
|--|----|
| 1. Introducción .....  | 1  |
| 1.1. Justificación de la temática elegida y objetivos a alcanzar ..... | 1  |
| 2. Los aludes de nieve .....   | 2  |
| 2.1. Definición .....  | 2  |
| 2.2. Terreno de aludes .....   | 3  |
| A. Zonas y fases .....   | 3  |
| B. Tipos de aludes.....  | 12 |
| C. Dinámica.....   | 14 |
| C.1. Avalanche densa .....   | 14 |
| C.2. Aerosol .....   | 16 |
| C.3. Avalanche mixta .....   | 17 |
| D. Criterios genéticos: examen general de las causas de aludes .....   | 17 |
| 2.3. Factores influyentes en la estabilidad del manto .....            | 19 |
| A. Factores fijos.....   | 19 |
| A.1. La topografía .....   | 19 |
| A.2. La pendiente .....  | 20 |
| A.3. La exposición .....   | 22 |
| A.4.La vegetación .....  | 23 |
| A.5. La superficie del suelo .....                                     | 25 |
| B. Factores variables .....  | 26 |
| B.1. Caídas recientes de nieve .....                                   | 26 |
| B.2. La lluvia .....   | 27 |
| B.3. El viento .....   | 29 |
| B.4. Los factores térmicos.....  | 30 |
| 3. Área de estudio .....   | 31 |
| 3.1. Localización del área de estudio .....                            | 31 |
| 3.2. El relieve: contexto regional.....                                | 32 |
| 3.3. La vegetación .....   | 34 |
| 3.4. Caracterización climática.....                                    | 37 |
| 3.5. Antecedentes históricos de aludes en el área de estudio.....      | 38 |
| 4. Material y métodos .....  | 39 |
| 5. Resultados y discusión .....  | 42 |
| 6. Conclusiones.....   | 53 |
| 7. Bibliografía y fuentes .....  | 54 |

## 1. Introducción

### 1.1. Justificación de la temática elegida y objetivos a alcanzar

Los aludes constituyen uno de los riesgos naturales más significativos de las áreas de montaña. En la Península Ibérica, sólo se presentan de forma habitual en la Cordillera Pirenaica, por lo que es en esta cadena montañosa donde se han llevado a cabo mayor número de trabajos relacionados con aspectos teóricos y prácticos de este proceso geomorfológico.

En Aragón, el Pirineo de Huesca cuenta con diversos precedentes (LÓPEZ GUARGA *et al.*, 1997; JULIÁN y CHUECA, 1999, 2008, 2012; JULIÁN *et al.*, 2001; CÁNCER, 2002; PALOMO, 2007; PALOMO *et al.*, 2008; CHUECA *et al.*, 2010, 2014; CHUECA y JULIÁN, 2004, 2010), concentrándose el mayor número de estudios en los valles más occidentales de la provincia.

En el presente trabajo se realiza, mediante el empleo de Sistemas de Información Geográfica (ArcGIS), la cartografía escala 1:25.000 de zonas probables de arranque de aludes para el sector occidental del circo de los Baños de Panticosa (Pirineo central aragonés). Las vertientes que modelan este tramo del río Caldarés, por su altitud, pendientes y grado de cubierta vegetal, son muy favorables al desarrollo de aludes de nieve, y el estudio de fuentes documentales confirma la recurrencia en el sector de este tipo de procesos desde hace décadas.

Nuestra investigación toma como referencia metodológica la cartografía de zonas probables de salida de aludes efectuada por CHUECA y JULIÁN (2010) para el alto Gállego, aunque se matizan y modifican varios de los parámetros de medición allí empleados. Los factores condicionantes utilizados para generar la cartografía de zonas probables de arranque de aludes son: la altitud mensual de la isoterma regional de 0°C (diciembre-marzo), la pendiente y el tipo de cubierta del terreno.

En definitiva, este Trabajo Fin de Grado busca efectuar una primera aproximación al análisis de la peligrosidad potencial asociada a las avalanchas de nieve en un sector de alta montaña con importante valor turístico, siendo un posible punto de partida para estructurar, ordenar y planificar las actividades ligadas al ocio invernal en el entorno de los Baños de Panticosa.

## 2. Los aludes de nieve

### 2.1. Definición

Es difícil dar una definición simple y aceptada por todos para el término alud. La mayor parte de la gente lo entiende como un fenómeno natural, complejo y variado, durante el cual una masa de nieve discurre por una pendiente de una montaña. Si estudiamos esta concepción más en detalle constataremos que para las distintas categorías de personas se constatan nociones diferentes más o menos implícitas detrás de esta palabra (ANCEY y CHARLIER, 1996).

En el momento actual no hay una nomenclatura o clasificación universal reconocida para los aludes o avalanchas. Una de las definiciones posibles es la propuesta por Ancey y Charlier (1996), obtenida a partir de la

definición de Quervain, recogida en el Atlas de Avalanchas presentado por la UNESCO en 1981, y modificaciones recientes realizadas por el ANENA (*Association Nationale d'Études de la Neige et des Avalanches*). Sin entrar en un detalle minucioso, se define avalancha como un “deslizamiento gravitatorio rápido de nieve”. El término “rápido” presupone que existe un deslizamiento lento, que es la reptación; el adjetivo gravitatorio recuerda que la gravedad es el motor de los deslizamientos. En comparación con un deslizamiento de agua por un canal, la avalancha es un deslizamiento breve, donde la escala de tiempo es el minuto, incluso el segundo.

Otras definiciones de aludes serían las siguientes:

- Alud es todo proceso de movimiento de una masa de nieve que parte de una zona de salida, discurre por una cierta zona de trayecto y se acumula en una zona de depósito (SALM, 1983).
- Un alud es una porción de manto nivoso que se desplaza pendiente abajo por la ruptura de equilibrio entre la resistencia del manto nivoso y los esfuerzos a los que está sometido (BOSCH y VILAPLANA, 1988).

## 2.2. Terreno de aludes

### A. Zonas y fases

Para poder comprender el funcionamiento de las avalanchas debemos introducir criterios espaciales y temporales: las zonas y las fases. Los dos términos son independientes, incluso si a veces se confunden (ANCEY y CHARLIER, 1996).

Una zona de avalanchas (*site avalancheux*, en francés) es la unidad geográfica con uno o más caminos de avalanchas, que son los lugares fijos dentro de los cuales se mueven las avalanchas. Los caminos de avalanchas pueden cubrir un desnivel de sólo 50 metros o pueden abarcar la longitud total de la montaña con un salto casi vertical de 2.000 metros o más (McCLUNG y SCHAERER, 1996). Cada camino de avalanchas está compuesto de subunidades independientes que reciben el nombre de zonas. La división de un camino de avalanchas se hace, entre otras, a partir de una lectura de terreno, por ejemplo con cartografía topográfica detallada o de fotografías aéreas. Hay que tener en cuenta que la zonación no se hace a partir de algunos eventos particulares sino que debe integrar los sucesos pasados o susceptibles de pasar en un sector. Estas avalanchas tienen unas dimensiones variables: se define avalancha mayor como aquella que afecta la totalidad de las zonas; en el caso contrario, hablaremos, según sus dimensiones, de avalancha o de desplazamiento gravitacional rápido de nieve, cuya masa es menor que la de una avalancha, no afecta en general a todas las zonas y sus fases se confunden, de consecuencias generalmente limitadas, salvo para una configuración particular del terreno (*coulée*, en francés). Un camino de avalancha se subdivide en tres zonas (CHARLIER *et al.*, 1996):



Figura 1. Las tres partes de un camino de avalancha. En este caso el esquema es fácil de entender: el circo constituye la zona de acumulación, su forma en embudo permite canalizar la avalancha en la zona de tránsito. Las diferentes

crestas cortan paneles de exposición variada. La zona de tránsito está formada por el barranco de erosión entre el bosque mientras que la zona de depósito comienza tan pronto como la pendiente se suaviza. Esto de manera muy general, los especialistas tendrán que señalar los puntos de cambio de pendiente, resaltes, plataformas, etc. (modificada de ANCEY y CHARLIER, 1996).

- La zona de acumulación: es aquella en la que la nieve se acumula. Generalmente está constituida por un circo, una cubeta o una larga vertiente. Los especialistas estudian las particularidades orográficas y nivológicas de los terrenos de acumulación (ANCEY *et al.*, 1996). El término “zonas de comienzo múltiple” se aplica cuando hay varias zonas de comienzo bien separadas por aristas, crestas o bosques, las cuales conectan en un único recorrido. En condiciones de nieve inestable, varias zonas de comienzo pueden desprender aludes a la vez para combinarse en una gran avalancha en el recorrido o en la zona de llegada (McCLUNG y SCHAERER, 1996).
- La zona de transición: es la pendiente situada bajo la zona de acumulación que conecta dicha zona con la zona de llegada de los materiales ligados al alud. Mientras que el recorrido representa el rasgo principal del terreno en las grandes avalanchas, está a menudo poco definido cuando las distancias recorridas son muy cortas (McCLUNG y SCHAERER, 1996). El recorrido de las avalanchas tiene variedad de configuraciones, pero hay dos categorías principalmente reconocidas: pendiente abierta (sin límites laterales) y canal (corredores o depresiones) aunque las grandes zonas de transición tienen a menudo terreno mixto, por ejemplo, un corredor puede ir a dar a una pendiente abierta; por otra parte su geometría puede resultar más compleja: existencia de barras rocosas, entradas de estrangulación, etc. En el caso en el que todo el camino de avalancha se presente sobre una ladera, la delimitación de la zona de tránsito es delicada. Para su

delimitación algunos tienen tendencia a considerar que las variaciones de masa son nulas, es decir, que la ganancia o la pérdida de masa es nula. Otros prefieren criterios de pendiente (ANCEY y CHARLIER, 1996).

- La zona de deposición: es el lugar en el que se detienen todas las avalanchas mayores acumulando la nieve y materiales transportados. Normalmente son criterios de pendiente los que fijan la frontera entre zona de tránsito y de depósito. La noción de depósito es evidente en el caso de avalanchas que únicamente deslizan sobre la pendiente sin discurrir parcialmente de forma aérea y es obligada a adaptarse al relieve, pero resulta impreciso en el caso de avalanchas de nieve polvo donde el depósito corresponde a una sedimentación de nube de partículas de nieve (efecto aerosol), se extiende sobre distancias netamente más importantes y no corresponde necesariamente con el límite de destrozos ocasionales (efecto de sobrepresión, debido a la onda expansiva).

Además de las zonas de avalanchas y teniendo en cuenta criterios temporales y morfológicos, podemos distinguir tres fases, las cuales describen la avalancha propiamente dicha, que corresponden a la puesta en movimiento de la nieve, a su recorrido y parada (QUERVAIN, 1981; ANCEY y CHARLIER, 1996):

- Fase de comienzo o de origen: Tiene lugar cuando la nieve de la zona de acumulación falla y se inicia el movimiento. La superficie afectada es llamada área de comienzo o de origen (para limitar las confusiones entre área y zona en la descripción de un fenómeno de avalancha). Cuando el inicio de la avalancha ha tenido lugar se pueden observar dos formas de ruptura, dependiendo de las

condiciones de la nieve y de su cohesión. La primera es la ruptura puntual, la cual se efectúa cerca de la superficie de la nieve. Una masa pequeña se desprende de un punto y se desliza por la pendiente. Esta masa inicial arrastra lateralmente otras masas de nieves sin cohesión, cada vez más importantes, tomando en el recorrido una forma de “V” invertida. El segundo tipo es la ruptura lineal, comienza por una fractura en una masa de nieve compacta. Esta fractura se propaga en una línea sinuosa perpendicular a la pendiente, y en algunos segundos se extiende sobre varios centenares de metros. Si la inclinación del terreno es suficiente, una lámina entera de nieve de la misma cohesión se desprende y desliza fragmentándose en bloques.

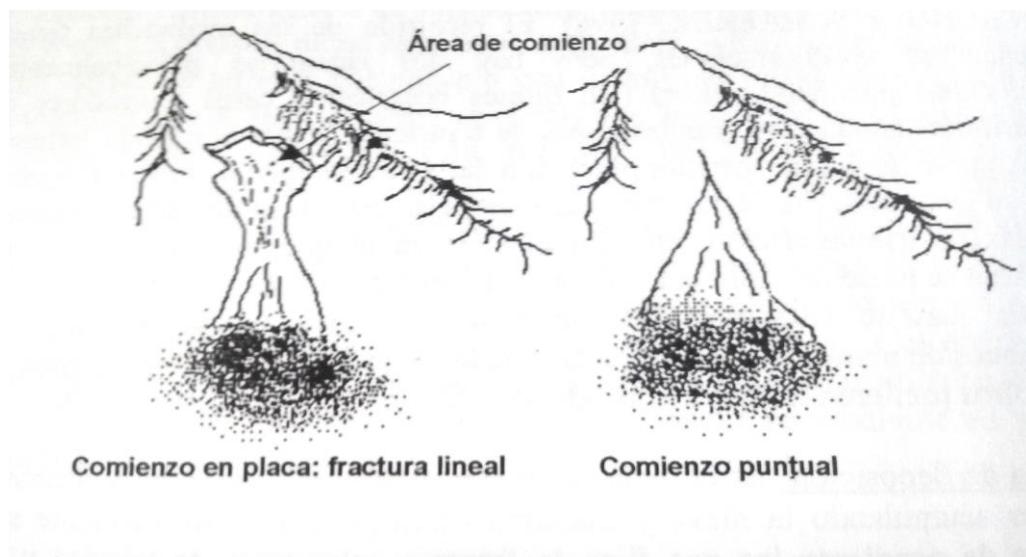


Figura 2. Modos de comienzo. En placa o puntual de nieve suelta (modificada de NACEY y CHARLIER, 1996).

Una combinación de ambos es a veces observable, con un inicio puntual que inmediatamente provoca una fisura lineal y un comienzo en placa. Hay que señalar que, en una zona de reptación y en un clima húmedo, se pueden desarrollar fisuras del manto durante largos periodos (varios días) y ser el origen de avalanchas (LACKINGER, 1987). Esas avalanchas de deslizamiento son

fenómenos raros en nuestras latitudes, pero frecuentes, por ejemplo, en Japón o más generalmente en los países con clima oceánico.

Hablamos de ruptura sobre nieve fresca cuando la mayor parte de la nieve movilizada es nieve fresca, es decir, nieve acumulada en los cinco días que preceden a la fecha de la avalancha. Hablamos de ruptura en nieve vieja, cuando el plano de fractura se encuentra en el interior de nieve acumulada más de cinco días. En último lugar, podemos indicar el contenido en agua líquida presente o no en el interior de las capas movilizadas. Si el contenido en agua líquida es nulo, hablaremos de avalancha de nieve seca y, en el caso contrario, de avalancha de nieve húmeda.

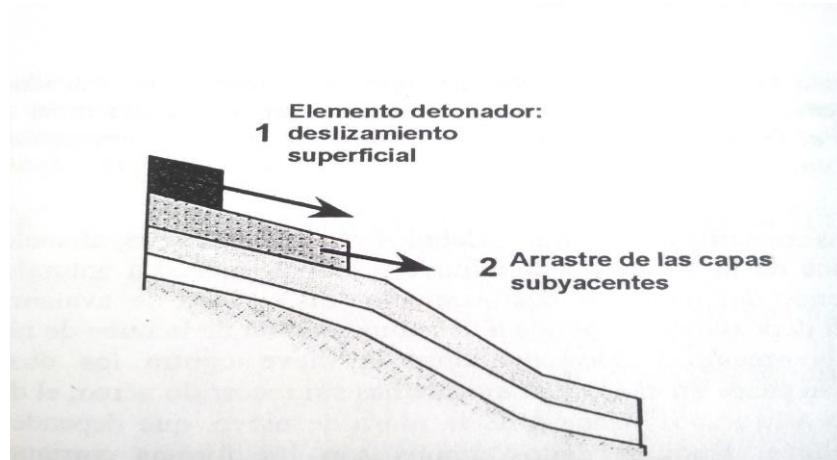


Figura 3. Comienzo en “marcha de escalera”. La caracterización de la fase de comienzo puede ser delicada en el caso de desprendimiento de varias capas (de naturaleza variada) o si el plano de deslizamiento es en “marcha de escalera”: el primer estrato arrastra en su movimiento el o los estratos inferiores. En este caso el elemento “detonador” es el deslizamiento de la capa superficial (modificada de ANCEY y CHARLIER, 1996).

- Fase de recorrido: en esta fase se admite corrientemente que no hay ni pérdida ni ganancia de masa y que no depende de la fase inicial (es una hipótesis muy simplista pero corroborada por la experiencia). No obstante, hay que excluir ciertos fenómenos que

escapan a esta regla, son notables los casos para cursos de nieve de escasa amplitud (*coulées*) y ciertas avalanchas de vertiente para las cuales la longitud es más pequeña que la anchura. Es en esta fase cuando la velocidad de la avalancha alcanza su máximo. Además, hablamos de frente, cuerpo y cola de una avalancha para designar las distintas partes.

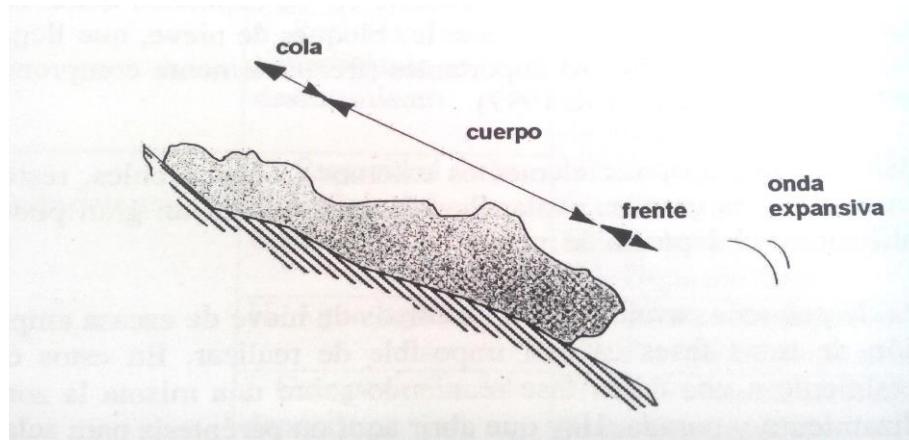


Figura 4. Las tres partes de una avalancha en movimiento (modificada de ANCEY y CHARLIER, 1996).

- Fase de detención: es el tercer estado durante el cual la nieve desacelera rápidamente hasta detenerse la avalancha. La superficie ocupada por la masa de nieve de la avalancha se llama zona de parada. En el caso de un aerosol, como esta área es difícil de determinar, podemos hablar de zona de sedimentación.

Esta zona es a veces delimitada por isobaras de sobrepresión. Introducimos también el concepto de distancia de retención, que es la distancia media recorrida por el frente de la avalancha desde el fin de la fase de recorrido hasta el fin definitivo.

A causa de los rozamientos (internos, debidos al aire, al relieve, al suelo...), la energía cinética de la avalancha disminuye hasta ser nula. La naturaleza del depósito depende del modo de deslizamiento. En el caso de avalanchas de nieve polvo, el

depósito corresponde a la sedimentación de la nube de nieve. El efecto de sobrepresión puede abandonar la nieve contra los obstáculos encontrados a su paso. En el caso de avalanchas sin recorrido aéreo, el depósito es consecutivo a la inmovilización de la masa de nieve, que depende más o menos del relieve: lenguas, dedos, conos son las formas corrientemente observadas en la zona de depósito. Es frecuente, siempre en el caso de las avalanchas anteriores, continuar la descripción del depósito caracterizando la nieve que constituye.

- La superficie del depósito puede estar compuesta de bloques angulosos, de bolas redondeadas o simplemente constituidas por nieve (sin bloques de diámetro superior a 30 cm). En los dos primeros casos, hablaremos de depósito grosero mientras que el término depósito fino será el último caso. La estructura interna del depósito es poco conocida (existencia de una granulometría, características de las bolas...).
- La presencia de agua líquida es típica de depósitos groseros. Puede resultar de la movilización de nieve húmeda o de la humectación de la nieve durante su trayecto. Esto es particularmente cierto para las avalanchas que han recorrido desniveles importantes. El agua líquida presente en los depósitos contribuye a incrementar considerablemente la densidad de los bloques de nieve, que llegan a ser muy duros y tienen densidades importantes (frecuentemente comprendidas entre 500 y 650 kg/m<sup>3</sup>) (BERGER, 1997).
- En el depósito pueden aparecer elementos externos (rocas, árboles, restos de obras, tierra...) pues las grandes avalanchas (densas) tienen un gran poder de erosión. Calificamos el depósito de mixto.

Cuando se trata de pequeñas avalanchas o de cursos de nieve de escasa amplitud, la determinación de estas fases es casi imposible de realizar. En estos casos, asistimos generalmente a una única fase reuniendo sobre una misma la zona de comienzo, deslizamiento y parada.

| ÁREA                  | CRITERIOS                              | CRITERIOS DITINTIVOS   |
|-----------------------|--|--|
| Área de comienzo      | A. Modo de comienzo                    | A1. Puntual<br>A2. En placa<br>A3. Partiendo de un punto; después fractura lineal (mixto)<br>A4. Partiendo de una fractura en forma de <i>crevasse</i> |
|                       | B. Posición del plano de deslizamiento | B1. En el interior del manto nivoso<br>B2. Ruptura en nieve fresca<br>B3. Fractura en nieve vieja<br>B4. Hasta el suelo                                |
|                       | C. Agua líquida en la nieve            | C1. Ausente<br>C2. Presente  |
| Área de deslizamiento | D. Trazado del trayecto                | D1. Sobre una pendiente abierta (avalancha de vertiente)<br>D2. En un corredor o en una garganta (avalancha de corredor)                               |
|                       | E. Tipo de movimiento                  | E1. Nube de nieve (avalancha de nieve polvo)<br>E2. Deslizando a lo largo del suelo (avalancha densa)<br>E3. Criterios E1 y E2                         |

|                   |   |   |
|-------------------|---|---|
|                   |   | simultáneos (avalancha mixta)   |
|                   | F. Posición de la superficie de deslizamiento | F1. Deslizamiento sobre un manto nivoso (avalancha superficial)<br>F2. Deslizamiento sobre el suelo (avalancha de fondo)  |
| Área de detención | G. Rugosidad de la superficie del depósito    | G1. Depósito grosero<br>G2. Bloques angulosos<br>G3. Bolas redondeadas<br>G4. Depósito fino   |
|                   | H. Agua líquida                               | H1. Ausencia (depósito seco)<br>H2. Presencia (depósito húmedo)   |
|                   | I. Composición del depósito                   | I1. Nieve sin otros materiales visibles (depósito limpio)<br>I2. Además de nieve otros materiales visibles (depósito mixto)<br>I3. Rocas, cantos, tierra<br>I4. Ramas, árboles<br>I5. Restos de obras |

Tabla 1. Descripción de un evento de avalancha. (Adaptada por ANCEY a partir del Atlas de Avalanchas, 1981).

## B. Tipos de aludes

Un criterio de clasificación de aludes o avalanchas es el basado en la observación del modo de deslizamiento de los mismos, pues la forma de deslizamiento es el reflejo de un tipo de dinámica. De este modo, podemos observar tres clases distintas de comportamiento mecánico

correspondientes a los tres modos de desplazamiento. Distinguimos (ANCEY y CHARLIER, 1996):

- La avalancha de nieve polvo: su velocidad de descenso es muy rápida (puede sobrepasar los 400 km/h), en forma de nube resultado de la mezcla del aire y partículas de nieve, y compuesta de grandes oleadas turbulentas que descienden la pendiente. El alud no está obligado a adaptarse al relieve y no es raro ver una avalancha de nieve polvo remontar una pendiente. Algunos piensan que el efecto destructor está ligado a la onda expansiva, otros la atribuyen sin embargo a la avalancha propiamente dicha. La potencia de una avalancha de nieve polvo es muy variable, en ciertos casos puede arrasar un bosque entero, en otros no causar ningún daño. Las avalanchas puramente en forma de nieve polvo son poco frecuentes en nuestras latitudes, pero no son fenómenos raros.
- La avalancha densa (coulante): es un deslizamiento a lo largo del suelo y adaptándose al relieve (corredor o vertiente). La velocidad es netamente inferior al caso anterior y rara vez rebasa los 100 km/h. La mayor parte de las avalanchas responden a esta clase de deslizamiento.
- La avalancha mixta: se trata de la combinación de las dos anteriores. Sigue en estos casos que una parte del alud es de nieve polvo y otra parte es densa, pudiendo ser estos dos deslizamientos autónomos o dependientes.

Para las avalanchas mayores, podemos por otra parte precisar la forma de deslizamiento impuesta por la zona de tránsito. Si está confinada hablaremos de avalancha de corredor, y si ha tenido lugar sobre una

pendiente abierta, hablaremos de avalancha de vertiente. Este tipo de designación pierde interés para las avalanchas de nieve polvo puesto que no sigue las formas del terreno (parcialmente aéreas). Hablaremos de alud de fondo cuando el plano de deslizamiento sea el suelo, es decir, se ven afectadas todas las capas de nieve, y de alud de superficie cuando sólo concierne al manto nivoso y no al suelo, afectando solo a las capas superficiales (CHARLIER *et al.*, 1996).

## C.Dinámica

Podemos tratar distintas formas de deslizamiento: por el suelo (avalancha densa), aéreo (aerosol) o en aerosol y avalancha *coulante* (avalancha mixta). Las condiciones del desarrollo de cada una de estas formas resultan de la interacción de varios elementos:

- Volumen de nieve movilizada: el orden varía de la centena al millón de m<sup>3</sup>.
- Naturaleza de la nieve: sobre todo la presencia de agua líquida y la temperatura (aire y nieve) que influyen sobre el comportamiento mecánico de la nieve en movimiento.
- Configuración del terreno: forma, longitud de la zona de tránsito, naturaleza de la superficie de deslizamiento (para los aludes de fondo), y pendientes son los principales factores a tener en cuenta.

### C.1. Avalancha densa

Las calidades de nieve encontradas en este tipo de deslizamiento son muy variables: nieve seca, nieve ligeramente o muy humectada... De este modo, la nieve en movimiento puede presentarse bajo forma de granos, de masa, de bolas o de terrones de nieve. Además, el tipo de nieve puede evolucionar, sobre todo si la zona de tránsito presenta un gran desnivel

(más de 1.000 m); una humectación de la nieve a lo largo del deslizamiento puede modificar su comportamiento.

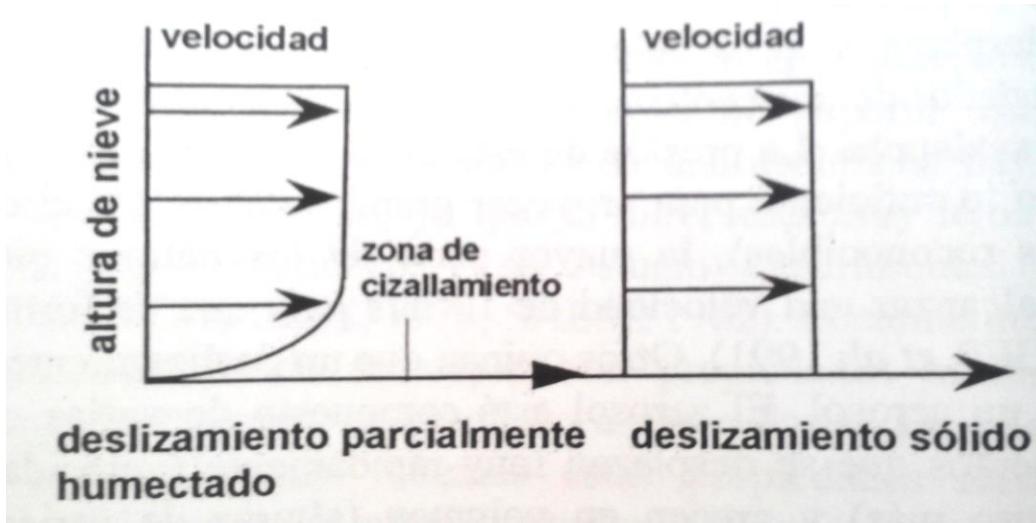


Figura 5. Las dos familias de deslizamiento según el perfil de velocidad (modificado ANCEY y CHARLIER, 1996).

Observamos dos familias de deslizamientos densos (GUBLER, 1993):

- Deslizamiento parcialmente fluido: si analizamos el perfil de velocidad en el interior del deslizamiento, encontramos una zona de cizallamiento intenso cerca de la superficie de deslizamiento (al menos de diez cm de espesor) donde la velocidad aumenta rápidamente; por encima la velocidad se uniformiza sin encontrar grandes variaciones.
- El deslizamiento “sólido”: este deslizamiento recuerda el movimiento de un sólido sobre una pendiente, el perfil de velocidad es uniforme sin demasiadas fluctuaciones.

Numerosos fenómenos son aún mal conocidos, particularmente complejo es el estudio de este tipo de avalanchas: turbulencias en el interior del deslizamiento, transferencias de nieve entre el frente, cuerpo y cola de la avalancha, transferencia vertical, incorporación del aire en el caso de la nieve seca que aumenta la altura del deslizamiento, etc. (GUBLER, 1993; HOPFINGER, 1983). La altura y la velocidad máxima son registradas al nivel del frente, que presenta a veces una pequeña cantidad de nieve en suspensión. La velocidad sobrepasa raramente los 30 m/s. La presión de

impacto sobre un obstáculo depende de la densidad y de la velocidad registrada con picos del orden de 1.000 kPa (es decir, cerca de 100 Tm por  $m^2$ ) (KOKLYAKOV *et al*, 1977; LA CHAPELLE, 1977). La parada de deslizamientos densos y sobre todo ligados a la pendiente del terreno: por debajo de 20°, el deslizamiento pierde velocidad y se para. Hay que señalar no obstante que deslizamientos compuestos esencialmente de nieve muy húmeda (nieve pasta o sopa) pueden recorrer grandes distancias. Si la masa de nieve es insuficiente (*coulée*, pequeñas avalanchas), los rozamientos pueden disipar más rápidamente la energía cinética y la avalancha se para rápidamente incluso en una pendiente sostenida (más de 25°).

## C.2. Aerosol

Una avalancha en aerosol (nieve polvo) es un deslizamiento turbulento resultado de la suspensión de partículas de nieve en el aire, se asemeja a una gran nube de nieve que se desplaza a gran velocidad (BEGHIN y OLAGNE, 1991). Es precedida de alrededor de una centena de metros por un recorrido aéreo llamado onda expansiva de la avalancha. La presión de esta onda expansiva es débil, del orden de 5 kN/m<sup>2</sup>, pero lo suficiente para provocar grandes daños. En el caso de nieve polvo (partículas reconocibles), la mayor parte de los autores piensan que la avalancha debe alcanzar una velocidad de 10 m/s para que se forme la nube de nieve (HOPFINGER *et al*, 1991). Otros opinan que un deslizamiento denso puede ser el origen de un aerosol. El aerosol está compuesto de varias estructuras de remolinos turbulentos que se desplazan muy rápidamente (velocidad entre 30 y 100 m/s, e incluso más) y crecen en volumen (alturas de varias decenas de metros). La densidad de la nieve en el interior del aerosol es muy variable. Parece que la densidad es mayor cuanto más cerca estemos del suelo (OLAGNE, 1991); se habla entonces

de parte densa del aerosol. En esta parte la que se debe frenar, o detener cuando se realiza un dique de protección (AUGE *et al*, 1995).

La nube desciende sobre la pendiente continuando su expansión aérea sin someterse a seguir el relieve. Puede recorrer distancias horizontales o ascender por pendientes opuestas. El efecto destructor está ligado a la violencia y a la extensión del aerosol (presión del orden de 100kN/m<sup>2</sup>). El proceso de parada aún no es bien conocido. Las etapas parecen ser: disminución de la alimentación por nieve del aerosol, las partículas en suspensión comienzan a sedimentarse. Este proceso de sedimentación es muy lento (varias decenas de minutos).

### C.3. Avalanche mixta

Se trata de un deslizamiento compuesto de una parte densa sobre la cual se desarrolla un aerosol. Es una forma frecuente en las avalanchas de amplitud, donde la velocidad de la importante masa de nieve movilizada pone en suspensión una parte de la nieve en movimiento. Los efectos pueden ser entonces particularmente destructores.

## D. Criterios genéticos: examen general de las causas de aludes

Es muy difícil proponer una clasificación genética de aludes, puesto que la clasificación de factores que son causantes del inicio de la avalancha es raramente única. Lo que es más frecuente es que no haya un simple proceso de causa-efecto del comienzo de la avalancha, sino que el resultado sea una unión de circunstancias (historia meteorológica, calidad de la nieve, forma del relieve, intervención exterior,...). Es igualmente bastante difícil identificar todos los factores que contribuyen a este haz de circunstancias, incluso si llegamos a apreciar cualitativamente la influencia de cada factor por separado. Una noción interesante es la de

detonador que, en ciertos casos, puede ser atribuida a un elemento dado (paso de una persona o animal, caída de *sérac*...) que entraña la ruptura de equilibrio del manto nivoso (ANCEY *et al.*, 1996).

El comienzo de una avalancha es el resultado de una inestabilidad o de falta de estabilidad del manto nivoso, pues la nieve no soporta todos los esfuerzos impuestos. Cuando se buscan las causas de una avalancha hay que preguntarse sobre la estabilidad del manto, ya que la nieve está muy lejos de constituir un material simple y homogéneo y su estudio experimental tiene numerosas dificultades (MONTMOLLIN, 1978; SALM, 1982). Localmente, el manto nivoso es una unión estratificada de capas con propiedades mecánicas distintivas. Globalmente es fuertemente heterogéneo a causa de las variaciones de relieve o condiciones meteorológicas. Además, estas propiedades mecánicas están en constante interacción (con el medio exterior y después con cambios internos) y son susceptibles de evolucionar rápidamente. Esto explica que la estabilidad del manto es un problema de extremada complejidad desde el punto de vista teórico.

En los boletines de previsión de riesgo de avalancha es frecuente la diferenciación de avalanchas naturales y accidentales. Una avalancha accidental es aquella provocada por una intervención exterior (paso de una persona, un animal, caída de piedras, de *serac*, explosión,...) que quebranta el manto nivoso limitando su estabilidad. Hablamos de desencadenamiento para poner de manifiesto el factor exterior en la puesta en movimiento de la nieve. Inversamente, hablamos de avalancha natural si parte de ella misma, es una ruptura debida a la inestabilidad del manto.

En lo sucesivo utilizaremos los términos siguientes:

- Una avalancha es espontánea cuando la causa del comienzo es interna al manto nivoso.

- Una avalancha es desencadenada cuando un elemento exterior es el elemento detonador. Y es desencadenamiento artificial, cuando hay voluntad humana de hacerla partir (paso de una persona, explosivos,...).

## 2.3. Factores influyentes en la estabilidad del manto

Este apartado es una rápida visión de los factores influyentes sobre la estabilidad del manto nivoso. Se tratan los factores como si fueran independientes los unos de los otros, por tanto desde un punto de vista simplificado de la realidad. Como los factores de los que depende el comienzo de una avalancha son múltiples, distinguiremos para ordenarlos, los ligados a la zona de avalancha, los llamados factores fijos, es decir, los que dependen de las condiciones del terreno y los inherentes a las condiciones nivo-meteorológicas y a los diferentes estratos del manto nivoso, que son los factores variables (ANCEY y CHARLIER, 1996).

### A. Factores fijos:

#### A.1. La topografía

La forma de relieve, su disposición y características tienen influencia en la formación de avalanchas; una lectura del terreno permite determinar las zonas sensibles. Examinemos como cada una de las características que constituyen un factor favorable o no para el desarrollo de las avalanchas.

- La altitud, no podemos hablar propiamente de un factor determinante ya que las avalanchas se forman a todas las altitudes. Pero tiene una influencia indirecta pues condiciona las características nivo-meteorológicas (nivación, temperatura, metamorfismo del manto...). Las pendientes superiores pueden tener diferentes condiciones en el manto que las inferiores (exposición al viento y al sol, superficie del suelo, etc.). esto

puede provocar avalanchas en las laderas superiores cuando las condiciones en las inferiores son estables o viceversa.

- La configuración del relieve juega un papel relevante, aunque a veces no se le dé la suficiente importancia. Podemos distinguir:
- Las zonas de crestas: una cresta es la separación entre dos vertientes. Modifica la acción del viento pudiendo favorecer las acumulaciones de nieve. La presencia de acumulaciones importantes aumenta localmente el peligro en la vertiente cargada.
- Los circos y vertientes: constituyen las zonas de acumulación; son los lugares privilegiados de comienzo de las avalanchas mayores o de *coulées*.
- Las zonas de rellano (*plateaux*): son en general zonas de erosión o de depósito de la nieve. La pendiente es insuficiente para provocar un comienzo con amplitud y el peligro viene de zonas superiores al rellano.
- Corredores, talweg: son las zonas transitadas por las avalanchas densas. Además, puede presentarse peligro local de avalanchas de nieve de escasa amplitud pues la nieve puede acumularse, entre otras causas debido al viento.

## A.2. La pendiente

La pendiente juega el papel motor en los aludes, debido a la existencia de la gravedad. La gravedad es la causa por la que la masa de nieve se pone en movimiento y es lo que la permite comenzar el desplazamiento y acelerarlo. No hay un límite inferior preciso de seguridad por debajo del cual las laderas sean seguras. Este límite mínimo depende de las condiciones de la nieve (McCLUNG y SCHAERER, 1996). Las directrices sobre las pendientes en la zona de comienzo quedan reflejadas en la siguiente tabla.

|         |  |
|---------|--|
| 60°-90° | Avalanchas raras; purgas de nieve frecuentes en pequeñas cantidades                      |
| 30°-60° | Avalanchas de nieve suelta seca  |
| 45°-55° | Frecuentes avalanchas pequeñas de placa  |
| 35°-45° | Avalanchas de placa de todos los tamaños   |
| 25-35°  | Avalanchas de placa infrecuentes (a menudo grandes), avalanchas de nieve suelta y húmeda |
| 10°-25° | Infrecuentes avalanchas de nieve húmeda y saturada                                       |

Tabla 2. Directrices sobre las pendientes en la zona de comienzo (McCLUNG y SCHÄFERER, 1996).

En general, en términos de arranque de aludes, las pendientes superiores a 45° se purgan de manera natural durante las nevadas. Inversamente, las pendientes suaves, inferiores a 25°, tienen menor actividad. No obstante, hay que tener en cuenta que los aludes de nieve polvo pueden recorrer grandes distancias horizontales e incluso contra-pendientes (ANCEY y CHARLIER, 1996).

Como la fricción cinética es menor que la estática en una avalancha, los ángulos de pendiente relativamente pequeños puede mantener una avalancha en movimiento. El ángulo requerido para continuar el movimiento depende de las propiedades mecánicas de la nieve que fluye, del tamaño de la avalancha y de la superficie del camino (McCLUNG y SCHÄFERER, 1996). Avalanchas máximas sobre caminos de avalancha largos desaceleran significativamente cuando el ángulo de la pendiente

disminuye a 10° o menos. Ángulos típicos para la pendiente de un recorrido van de 30° a 15°.

Los cambios de pendiente son origen de tensiones de tracción o de compresión. El peso de la capa que está en la pendiente tiende a tensar el manto como un muelle. Un aumento del peso (caída de nieve fresca, paso de una persona o animal,...) o una disminución de la cohesión, que hará que disminuya la resistencia de la tracción del manto, puede entrañar la ruptura. Es por eso que numerosas avalanchas son causadas por el paso de una persona en un cambio de pendiente (ANCEY y CHARLIER, 1996).

### A.3. La exposición

Es uno de los elementos esenciales que influyen en la evolución de la nieve. La exposición de las pendientes al sol determina la radiación recibida, lo que determina la temperatura y resistencia del manto nivoso. Las pendientes sombreadas, en la parte norte de las crestas (en el hemisferio norte) y en el fondo de los valles, reciben poco calor directo del sol pero pierden calor por radiación de onda larga. El manto permanece frío a mitad del invierno, se estabiliza lentamente y tiende a desarrollar capas débiles con cristales facetados, escarcha en profundidad y escarcha de superficie. La estabilidad del manto en pendientes sombreadas se incrementa lentamente según va entrando la primavera y van subiendo las temperaturas (McCLUNG y SCHÄFER, 1996).

Las pendientes soleadas tienden a tener temperaturas de nieve más altas a mitad del invierno y a tener una mayor estabilidad que las sombreadas. Sin embargo, a finales del invierno y en primavera se vuelven rápidamente inestables. La exposición al sol tiene una gran influencia en la estabilidad día a día del manto nivoso. Sin embargo, haciendo una media a lo largo de

los años, y con una topografía igual, las pendientes soleadas pueden generar tantas avalanchas como las de umbría.

Después de una nevada, la estabilidad del manto de nieve se alcanza antes en una cara expuesta al sur o al oeste que en una pendiente al norte o este. Por otra parte, en las vertientes orientadas al sur tienden a producirse aludes de nieve húmeda con mayor frecuencia que en las orientadas al norte donde son más frecuentes las avalanchas de nieve seca (FURDADA, 1996).

#### A.4. La vegetación

El bosque tiene fama de desempeñar una función de protección contra las avalanchas. Pero esta generalización debe de ser matizada, el bosque es eficaz cuando está situado en la zona de acumulación pero cuando las avalanchas ya están en movimiento casi no se ven afectadas por los árboles (BERGER, 1997). Los pequeños aludes discurren entre los árboles sin dañarlos, mientras que los grandes los rompen, formándose un flujo mixto de nieve y árboles, lo cual constituye un peligro mayor al incrementarse la masa. Por otra parte, un bosque en la zona de llegada puede retardar el flujo de una avalancha, dependiendo del espacio entre árboles, altura, elasticidad y el tipo de avalancha, pero no siempre la cobertura forestal la detendrá (McCLUNG y SCHAERER, 1996).

Se explica esta reputación de protección del bosque por su capacidad de fijar el manto nivoso. Esta capacidad de fijación está muy ligada a las características del bosque. Solamente un bosque denso de árboles de hoja perenne permite afianzar el manto nivoso, primero reteniéndolo durante la nevada (función de *houppier*, que acelera la metamorfosis de la nieve acumulada sobre las ramas); además, la interceptación de la nieve al caer permite que tan solo del 50 al 90% llegue al suelo, para que

posteriormente la nieve se vaya liberando de forma gradual cayendo al suelo en forma de terrones o como agua de fusión, produciéndose una estructura irregular del manto.

El microambiente existente en el interior de un bosque denso implica una evolución diferente del manto nivoso en comparación con el de una zona descubierta, esto es debido a que las copas de los árboles controlan la radiación entrante y saliente, moderando la temperatura de la nieve, esto puede limitar la formación de cristales facetados y escarcha de superficie.

Los troncos de los árboles sujetan el manto nivoso, inhibiendo las avalanchas de placa si la densidad de los árboles es lo suficientemente grande. Una densidad de 500 coníferas por hectárea es considerada lo mejor en pendientes suaves y de 1.000 coníferas por hectárea en laderas empinadas. Es preferible una mezcla de especies con altura y edades variables; si el bosque está compuesto de árboles de hoja caduca, o sus especies están muy diseminadas, tiene un efecto muy limitado para la protección contra las avalanchas.

El efecto de los arbustos en la formación de avalanchas es complejo. La vegetación arbustiva contribuye por una parte a incrementar la rugosidad del manto pero, contrariamente, esta acción dificulta la cohesión, inhibiendo el asentamiento de la nieve y formando una masa débil y suelta para asiento de futuras precipitaciones nivosas.

A una mayor altitud, la de los pastos de montaña, las primeras nieves se adhieren mejor sobre la hierba rasa, la cual hace el efecto de alfombra cepillo, mientras que los pastos de mayor longitud se terminan inclinando bajo el peso de la nieve y pueden ofrecer una superficie lisa que favorezca el deslizamiento.

### A.5. La superficie del suelo

El suelo rugoso mantendrá el manto nivoso hasta que sea lo suficientemente profundo como para tener una superficie relativamente lisa. Lechos rocosos, bloques (a unos 2 ó 3 m unos de otros), tocones de árbol, troncos sueltos, arbustos cortos y bancales, son todos ellos rasgos del suelo que proporcionan un buen anclaje del manto (McCLUNG y SCHAERER, 1996).

Las rocas, según su constitución y tamaño tienen efectos muy dispares en la retención de la nieve. De este modo, lajas lisas de esquistos o pizarras, desprovistas de asperezas, frenarán peor la reptación nival que las zonas donde se ocasionan grandes desprendimientos compuestos por bloques angulosos.

En la siguiente tabla se reflejan unos datos de referencia sobre la máxima profundidad de nieve admisible de cara a las avalanchas de placa y según el tipo de suelo.

|       |   |
|-------|---|
| 0.3 m | Suelo relativamente liso: pedreras finas, lechos de placas rocosas, hierba.                 |
| 0.6 m | Terreno medio: bloques rocosos, pequeños árboles, arbustos, superficies irregulares.        |
| 1.0 m | Terreno rugoso: bloques grandes de piedra, tocones de árboles, árboles caídos y sus restos. |

Tabla 3. Datos de referencia sobre la máxima profundidad de nieve admisible de cara a las avalanchas de placa y según el tipo de suelo (McCLUNG y SCHAERER, 1996).

El efecto estabilizador de los bloques rocosos puede invertirse después de haber sido cubiertos por el manto nivoso. Los bloques (como otras

estructuras fijas) pueden actuar concentrando las tensiones y, por tanto, aumentando el riesgo de fracturas. Además, la nieve cercana a los bloques total o parcialmente cubiertos de nieve, puede ser más débil que el manto circundante debido a las influencias del metamorfismo de la nieve. Cerca de las rocas tiende a haber nieve con temperaturas extremas (gradiente de temperatura lateral), por lo que se pueden formar cristales grandes y débiles, incrementándose la porosidad.

Por otra parte, determinadas zonas húmedas naturales, o un suelo empapado antes de la primera nevada, servirán de lubricante para la base de la primera capa. Por el contrario, cuando el suelo está helado en la primera nevada o provisto de poca humedad, la base de la primera capa se adherirá mejor.

## B. Factores variables

### B.1. Caídas recientes de nieve

La actividad de las avalanchas aumenta durante y después de la caída de nieve; con frecuencia, el origen es la inestabilidad de la última capa. Dos parámetros caracterizan una caída de nieve (ANCEY *et al.*, 1996):

- La altura acumulada: es un parámetro delicado de determinar pues la nieve se comprime rápidamente (alrededor de un 20% de disminución de altura en las primeras horas) y la acción del viento provoca variaciones importantes de espesor. Es por esta razón que es preferible la altura de agua equivalente o bien encontrar un peso por unidad de superficie. Sin embargo, el uso de la cantidad de nieve acumulada en términos de altura es muy frecuente.

- La intensidad de la nieve caída: es la cantidad de nieve caída por unidad de tiempo. Cincuenta cm de nieve caída en 12 o 48 horas no producen los mismos resultados. Cuanto más disminuye la intensidad más tiempo tendrá para realizarse la metamorfosis y la compactación. Es decir, su consolidación. Una nevada resulta crítica cuando la intensidad sobrepasa los 5 cm/h. la significación de esta cifra debe de ser matizada ya que hay que tener en cuenta los efectos del viento y la temperatura del aire. No obstante, las alturas importantes de nieve acumuladas rápidamente son generalmente inestables.
- Las nevadas que sobrepasan los 30 cm entrañan un riesgo sensible de avalancha, pero no hay que olvidar que incluso una pequeña capa puede ponerse en movimiento, así 10 cm de nieve fresca que recorran una longitud de 50 m y una anchura de 10 m representan 50 metros cúbicos. Además, no es únicamente el volumen de nieve lo que causa una avalancha catastrófica, sino igualmente el tipo de nieve, o un escenario meteorológico inhabitual. En resumen, la formación y peligrosidad de las avalanchas no es siempre proporcional a la cantidad de la nieve caída.

## B.2. La lluvia

La lluvia modifica el manto, por lo menos los estratos superficiales, humectándolos. En principio, la presencia de agua líquida en reducidas cantidades contribuye a estabilizar el manto nivoso acelerando el asentamiento y aumento de cohesión (en el caso de nieve pulverulenta). Si se incrementa la cantidad, el manto perderá su estabilidad y disminuirá su cohesión, con tendencia a licuarse. El aporte de agua líquida tiene una triple acción: incremento de su peso, recalentamiento, y cambio de

naturaleza entre granos. Cuando una precipitación líquida sigue a una sólida encontramos el ciclo siguiente (CONWAY y RAYMOND, 1993):

- Al comienzo de la lluvia (menos de 1 mm), se observan algunas avalanchas con inicio en placa, normalmente con un espesor de 20-30 cm y en lo que concierne a la nieve reciente hablamos de avalancha inmediata.
- Al cabo de algunas horas (10 ó 15 horas), se observan avalanchas más importantes, con inicio en placa y pudiendo afectar capas de nieve antiguas: se trata de avalanchas retardadas. El tiempo necesario entre avalanchas inmediatas y retardadas está ligado a la estructura del manto nivoso y a la velocidad de percolación.
- Con más de 40 mm de precipitación, la actividad de avalancha disminuye para llegar a ser casi nula.

Si la lluvia interviene sin caída de nieve, esta precipitación será el contenido en agua líquida (ligado a la percolación y al drenaje del manto) que condiciona la formación de avalanchas.

El contenido en agua líquida es un parámetro importante en la caracterización de los estratos del manto. De manera general, el aumento del contenido en agua líquida de 0,5% a 0,6% no entraña variación de la resistencia al cizallamiento. No obstante, entre 0 y 0,5%, se observa que la nieve húmeda puede tener la misma resistencia que la nieve seca, teniendo que haber una masa en volumen mayor (BRUN y REY, 1985). El paso de una nieve seca a húmeda conlleva una bajada importante de la resistencia al cizallamiento ya que este paso se hace sin pérdida notable de densidad, y esto es lo que explica el comienzo de avalanchas inmediatas. El aumento del contenido en agua líquida influye poco en la evolución de la resistencia. Una nieve normalmente drenada no presenta valores de contenido en agua líquida superiores a 7 u 8%. Podemos pensar, no

obstante, que un contenido en agua importante (>8%) favorece el comienzo de avalanchas de nieve húmeda. Los factores estarán reunidos cuando exista:

- Una capa impermeable frenando la percolación y el drenaje del agua favoreciendo una fuerte saturación.
- Una fuerte saturación del suelo ( fusión en primavera).
- Precipitaciones importantes sobre pasando la capacidad de drenaje del manto. Esta nieve cargada de agua puede ser responsable de avalanchas excepcionales y catastróficas, ya que son capaces de recorrer grandes distancias debido a su fluidez.

El contenido en agua líquida es el responsable de la desaparición de puentes de hielo enlazando los granos y de la disminución de fuerzas de capilaridad (BRUN y REY, 1985). Este cambio de textura por humectación acompañado de incremento del peso de la nieve puede explicar la aparición de avalanchas retardadas.

### B.3. El viento

El viento tiene dos efectos diferentes sobre la nieve (ANCEY *et al.*, 1996):

- Transportar la nieve durante un episodio meteorológico (nevada) o después.
- Acelerar o retardar los fenómenos térmicos y la “respiración” del manto nivoso (intercambios de vapor de agua aire/manto). Así por ejemplo, un viento *fohen* puede acelerar los procesos de fusión del manto.

En un análisis espacial del riesgo, es importante localizar y estimar los principales depósitos de nieve debidos al viento en las zonas de acumulación.

#### B.4. Los factores térmicos

La nieve es generalmente sensible a cambios de temperatura en su interior o en superficie que implican modificaciones importantes en el comportamiento mecánico, sobre todo cuando la temperatura es próxima a 0°C. Un recalentamiento del manto nival puede ser el resultado de (ANCEY et al., 1996):

- Aumento de la temperatura: elevación de la isoterma 0°C, efecto célula de calor debido a la nubosidad. Todas las pendientes pueden verse afectadas y la intensidad del recalentamiento decrece en general con la latitud.
- La radiación solar: solo las pendientes expuestas al sol son afectadas. En estas vertientes la pendiente acentúa el efecto debido a la radiación pues el flujo en una superficie inclinada es mayor que en una superficie horizontal.
- La radiación térmica: los intercambios nieve/atmósfera que, normalmente, son importantes durante la noche, pueden ser fuertemente influídos por la nubosidad.

Los efectos del recalentamiento dependen de su intensidad, de su duración, y de los eventos meteorológicos que lo han precedido. Un reducido recalentamiento (recalentamiento diurno acompañado de enfriamiento nocturno) conlleva un aumento de la estabilidad favoreciendo el asentamiento y la metamorfosis (cambio de cohesión, deformación del manto que reequilibra las tensiones en su interior). En cambio, la incidencia sobre el riesgo accidental es más difícil de estimar:

la mayoría de los accidentes de esquiadores con víctimas mortales tienen lugar entre las 12 y las 16 horas, esto parece ser debido, entre otras causas, a la falta de cohesión en el caso de la nieve polvo o bien a una disminución local de la cohesión en las pendientes expuestas al sol.

Un fuerte recalentamiento (*redoux*) o recalentamiento medio pero prolongado provoca una inestabilidad marcada. La actividad de avalancha espontánea aumenta considerablemente: las pendientes marcadas (por encima de 25°) se purgan y las avalanchas importantes son posibles; la humectación del manto nivoso (caracterizado por un gran contenido en agua líquida) es frecuentemente la causa de avalanchas de fondo. A lo largo de los días, incluso si hay persistencia de fuertes recalentamientos, el riesgo natural disminuye en general pero queda el riesgo accidental. Si, además, el recalentamiento está acompañado o precedido de caídas de nieve (caso frecuente en primavera), la nieve caída se consolida mal y la actividad de las avalanchas será máxima en todas las pendientes.

### 3. Área de estudio

#### 3.1. Localización del área de estudio

El área de estudio de este trabajo incluye las laderas montañosas que conforman el sector occidental del circo glaciar de los Baños de Panticosa (Picos de Pordiellos, 2.917 m; Garmo Negro, 3.051 m), ubicado en el tramo alto del río Caldáres, afluente a su vez del río Gállego (Pirineo central aragonés). La Figura 6 muestra la localización de nuestra zona de estudio en su contexto regional.

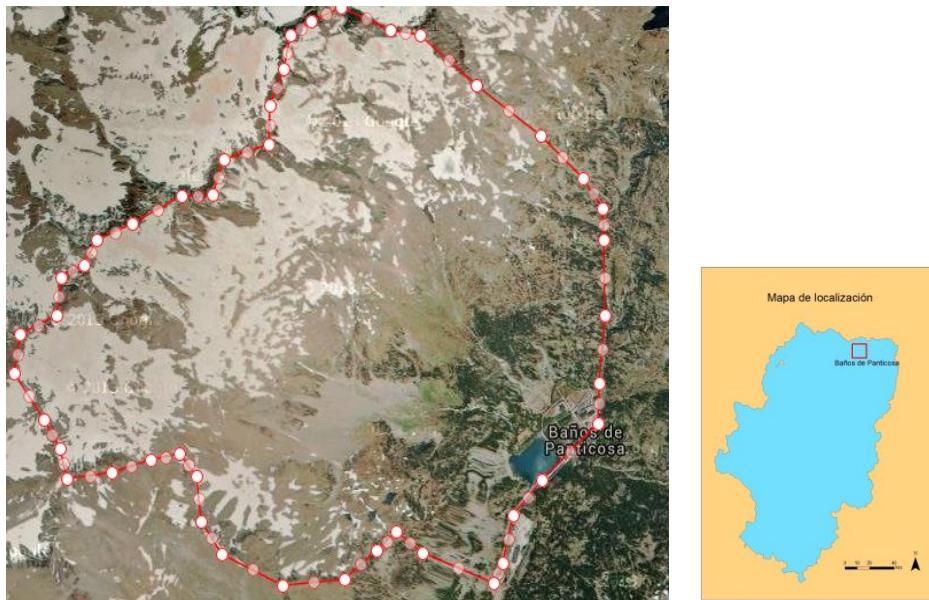


Figura 6. Área de estudio (elaboración propia).

### 3.2. El relieve: contexto regional

Desde el punto de vista geológico y estructural, el sector del Alto Gállego se emplaza en el Pirineo Axial. Esta parte del Pirineo está formada principalmente por rocas paleozoicas. Los materiales más antiguos corresponden a calizas grises alternantes con pizarras más o menos calcáreas que se localizan sobre pizarras ampelíticas del Silúrico y, encima de éstas, calizas negras. Estas formaciones las podemos encontrar representadas en ambas márgenes del río Caldarés justo antes de llegar al batolito granítico de Panticosa. También aparecen relieves en forma de cuestas y crestas estructurales en la zona de Panticosa, Sadiniés, Escarrilla o Lanuza.

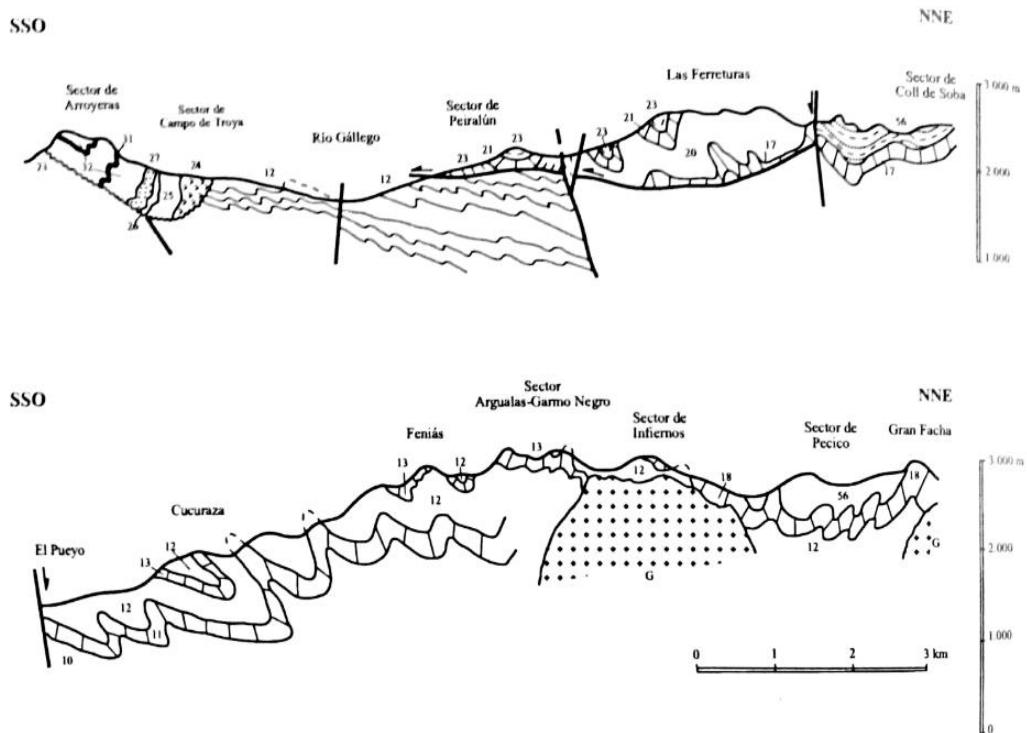


Figura 7. Cortes geológicos del área de estudio. Leyenda: 10) Pizarras y calizas; 11) Caliza negra tableada; 12) Pizarras; 13) Calizas versicolores; 17) Caliza de Moncalvos; 18) Calizas de Gabideou; 20) Alternancia de pizarra y arenisca; 21) Calizas griottas negras masivas o tableadas. Lidotitas; 23) Grauwacas y pizarras; 24) Andesitas de Ossau; 25) Pizarras negras y carbón. Pizarras tobáceas. Conglomerados brechoides; 26) Lutitas, areniscas y calizas grises; 27) Areniscas rojas; 31) Basalto; 32) Lutitas, areniscas rojas y calizas; 56) Cuarcitas y pizarras; G) Granitos del batolito Panticosa-Cauterets. Fuente: JULIÁN et al., 2000.

El Devónico medio se inicia en la región con una formación de pizarras negras que pueden llevar consigo pasadas de calizas arcillosas versicolores (visibles en pico de las Argualas, Feniás, El Garmo del Pico, Tosquera o Tarmañones). Dentro del Devónico superior, que encontramos en la cuenca media del río Aguas Limpias y la zona de afloramientos graníticos de Balaitús y Panticosa, se engloban materiales de naturaleza calcárea alternantes con escasos afloramientos de pizarras y areniscas y de cuarcitas y pizarras. Aquí se pueden observar las grandes formaciones de mármol del macizo de Infiernos en la aureola metamórfica del batolito granítico de Panticosa-Cauterets.

Dentro del modelado estructural y subestructural podemos encontrar dos grandes ámbitos: la unidad paleozoica y el macizo granítico de Panticosa-Cauterets (JULIÁN *et al.*, 2000).

-La unidad paleozoica: engloba varios valles del Alto Gállego (Escarra, parte de los cursos afluentes del Aguas Limpias o el Calderas). En las zonas donde dominan las pizarras aparecen divisorias suaves e importantes depresiones entre las que destacan la de Panticosa, Lanuza, Sallent o el tramo Formigal-Portalet. Las aureolas metamórficas de Panticosa son materiales que poseen una gran resistencia, lo que unido al levantamiento tectónico provocado por los movimientos alpinos, explica que se den esas grandes crestas de mayores altitudes entre las que destacan los picos Musales, Tebaray, el macizo glaciado de Infiernos, Punta Zarra, la Gran Facha, el Garmo Negro o Argualas.

-El macizo de Panticosa-Cauterets: está dividido en dos sectores: el sector del Balaitús, donde se encuentran las zonas de mayor altura y el de Panticosa. Ambos sectores han sido afectados por la tectónica que ha hecho que haya varias zonas de fracturación en dirección N-S y E-O. La intensidad de la fragmentación junto a la rigidez de los materiales hace que aparezcan crestas intensamente fragmentadas debido a la acción de procesos morfogenéticos ligados al periglaciarismo.

El modelado glaciar más representativo lo encontramos en todos estos ámbitos de alta montaña, con presencia de circos glaciales, umbrales y cubetas de sobreexcavación, ibones o lagos glaciares y depósitos morrénicos y *tills*. El modelado periglaciar y nival se desarrolló (y continúa haciéndolo) tras la retirada del hielo glaciar. La evolución actual del relieve de esta zona tiene que ver con los procesos de ladera (movimientos en masa), fluvio-torrenciales, periglaciares y

nivales, entre los que destacarían los aludes analizados en el presente trabajo.

### 3.3. La vegetación

Según la tipología biogeográfica, el alto Valle de Tena se encuentra en la Región Eurosiberiana, Provincia Pirenaica, Sector Pirenaico central, subsector Altopirenaico. Este subsector es donde más se representa el elemento ártico alpino en los Pirineos. Dentro del Valle de Tena encontramos tres valles principales: el más occidental desde el Embalse de Búbal hasta Sallent, el Valle de Aguas Limpias con disposición norte-sur y el Valle del Caldarés con disposición NNE-SSO (IBARRA y PÉREZ CABELLO, 2000).

En la zona de estudio, el piso alpino se localiza por encima de los 2300 m. Aquí la insolación es elevada y también las precipitaciones. Se puede diferenciar el piso alpino superior (a partir de 2600 m y con 3 meses únicamente de período vegetal) e incluso un piso subnival que se localiza a partir de los 2800-2900 m donde encontramos las elevaciones del Balaitus, Arriel y todo el entorno del macizo de Panticosa. Encontramos en este piso alpino únicamente herbáceas y matorrales subarbustivos que permanecen cubiertos de nieve muchos meses lo que protege estas formaciones vegetales; cuando desaparece la nieve sólo prosperan plantas xeromorfas. En áreas con menor pendiente y con más estabilidad geomorfológica donde se ha llegado a formar suelo y se ha conservado también se encuentran pastizales psicroxerófilos densos y amacollados. Al abundar en este piso el sustrato granítico y metamórfico y los suelos de carácter acidófilo, el dominio principal pertenece a la serie alpina pirenaica central silicícola de *Carex curvula*, con especies como *Gentiana alpina*, *Androsae carnea*, *Avenula versicolor*, o *Erigon aragonensis*. Pero

en otras zonas estos pastizales dejan paso a los cervunales de *Nardion* con *Nardus stricta* y también a los pastizales de gramíneas duras de *Festucion eskiae* (IBARRA y PÉREZ CABELLO, 2000).

El piso subalpino se extiende entre los 1600 y 2400 m. El piso subalpino superior se caracteriza por mayores precipitaciones y temperaturas medias de 3,3°C mientras que el subalpino inferior registra menos precipitación y temperaturas un poco más elevadas. La vegetación dominante es el pinar de pino negro (*Pinus uncinata*); aparecen también comunidades secundarias de fisonomía y florística boreal: sauces rastreros, ericáceas, festucas duras. En este sector del Pirineo se encuentran pinares subalpinos acidófilos y mesófilos (*Rhododendro-Pineto uncinatae sigmetum*) sobre suelos sustratos silíceos o suelos descarbonatados. En la etapa madura es un pinar denso con abundancia de rododendros (*Rhododendron ferrugineum*), enebro rastrero (*Juniperus communis* subsp. *alpina*), brecina (*Calluna vulgaris*) y arándano (*Vaccinium myrtillus*). También son importantes algunos arbolillos como serbales (*Sorbus chamaesmespulus*, *S. acuparia*) sauces (*Salix caprea*, *S. bicolor*) y el abedul (*Betula pubescens*).

Por otro lado, encontramos los pinares subalpinos de carácter más heliófilo y xerófilo de la serie *Arctostaphylo-Pineto uncinatae sigmetum*. Ocupan las solanas y crestas subalpinas del valle del Calderés. En estos lugares se ha conservado una buena superficie de pino negro en cuyo sotobosque abunda la gayuba (*Artostaphylos uva-ursi*), el enebro rastrero (*Juniperus hemisphaerica*), el arándano (*Vaccinium myrtillus*), *Rosa pendulina*, la sabina sastrera (*Juniperus sabina*) y, como herbácea, la gramínea *Festuca gautieri*.

El piso montano está representado en las laderas medias y bajas del alto Calderés entre los 1160 m y 1720 m, prácticamente ya fuera del área de

trabajo. Su temperatura es más templada y las precipitaciones abundantes, que hacen que se desarrollen bosques densos siendo los pinares de albar y los hayedos los más típicos. En las zonas de mayor continentalidad y fuerte insolación se encuentran los bosques de pino albar (*Pinus sylvestris* var. *pyrenaica*); estos se encuentran en la umbría del Calderés en Panticosa. Esta tipología de pino albar (*Echinosparto horridi-Pineto sylvestris sigmetum*) necesita fuerte luminosidad y, por ello, se localiza en solanas. Estos ejemplares suelen ser de grandes dimensiones y están acompañados de un matorral de boj (*Buxus sempervirens*), enebro, gayuba y, en la orla periférica, por *Rhammus alpina* y *Ononis aragonesis*. En las laderas húmedas del Calderés, estos pinares son más ricos en especies caducifolias y en presencia de musgos.

En laderas y barrancos umbríos encontramos bosques de abetos (*Abies alba*). En esta zona suelen mezclarse, ya que no son muy abundantes, con pinares silvestres. Se localizan principalmente en las umbrías del valle del Calderés. Los hayedos (*Fagus sylvatica*) están prácticamente ausentes de la zona analizada, aunque fueron replantados ejemplares de ésta y otras especies ombrófilas (además de abundantes coníferas de las mencionadas anteriormente) en todo el entorno de los Baños de Panticosa a comienzos del siglo XX, en buena parte para frenar el arranque de aludes o minimizar su alcance máximo protegiendo los edificios del Balneario. Constituyen pequeños bosquetes mixtos compuestos por especies caducifolias e higrófilas como los robles carballos (*Quercus robur*), fresnos (*Fraxinus excelsior*), álamos temblones (*Populus tremula*), abedules (*Betula pendula*), arces (*Acer campestre*), avellanos (*Corylus avellana*), olmo de montaña (*Ulmus glabra*), tilos (*Tilia platyphyllos*), serbales (*Sorbus aucuparia*, *S. aria*), sauce cabrunos (*Salix caprea*), etc.

### 3.4. Caracterización climática

El clima del alto valle del Gállego viene marcado por sus características orográficas. La intensidad del frío y las precipitaciones propician un tipo de clima de montaña rico en variaciones locales.

El sector analizado presenta un clima húmedo de montaña con influencia atlántica. Las precipitaciones muestran máximos en primavera y otoño, presentándose las nevadas más importantes entre diciembre y marzo; la altitud de la isoterma de 0°C, que condiciona los fenómenos de innivación y permanencia de la nieve, presenta una considerable variación anual (octubre, 2.998 m s.n.m; noviembre, 2.580 m; diciembre, 1.917 m; enero, 1.663 m; febrero, 1.611 m; marzo, 1.850 m; abril, 2.091 m; mayo, 2.569 m), con un valor promedio para la estación de 1.708 m s.n.m. (DE LA RIVA, 2000).

El entorno del Balneario de Panticosa posee características del tipo Cfc de Köppen que indican un clima templado con menos de cinco meses con temperatura inferior a los 10°C; con índice xerotérmico cero y tipo axérico medio frío según GausSEN.

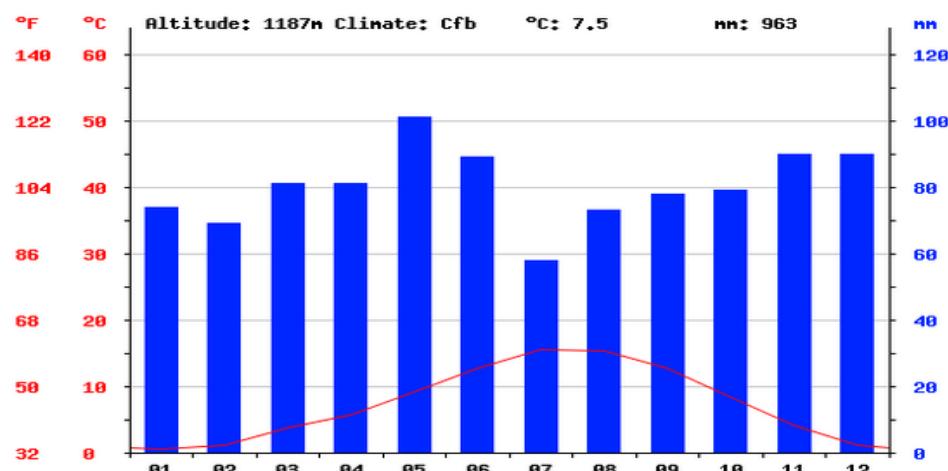


Figura 8. Climograma de la estación meteorológica del Balneario de Panticosa. Fuente: [climate-data.org](http://climate-data.org).

### 3.5. Antecedentes históricos de aludes en el área de estudio

Existe constancia de antecedentes históricos de aludes en el área de estudio. La zona de los Baños de Panticosa se vio afectada, la noche del 22 al 23 de febrero de 1915, en el contexto de fuertes precipitaciones nivales a escala pirenaica, por una gran avalancha de nieve polvo procedente del circo de Arnales-Argualas que destruyó la Casa de la Pradera, dañó el Casino y los hoteles Continental y Embajadores. El 7 de marzo de 1917, dos grandes aludes que descendieron desde la zona de Brazatos, en la parte oriental del circo de los Baños, destruyeron la Casa de la Laguna y la tercera planta del Edificio antiguo de los Baños de Panticosa. En 1986, un alud procedente de la zona de Argualas dañó diques de defensa, destruyó árboles y llegó hasta la zona de praderas del fondo de la cubeta de los Baños.



Figura 9. Daños producidos en uno de los hoteles del Balneario de Panticosa durante el evento de 1915 (Foto: F. de las Heras).

Fuera del área estudiada, pero en sus inmediaciones, encontramos el barranco de Serrato, un lugar conocido de avalanchas próximo a la

estación eléctrica situada junto al río Caldarés. Otra zona de avalanchas recurrentes incluye el tramo de acceso al Balneario conocido como El Escalar, bajo Peña Gabarda (CÁNCER, 2002), donde prácticamente todos los inviernos se registran aludes que obligan a cortar temporalmente los accesos a las instalaciones del Balneario. Estos hechos han llevado a la construcción de una nueva galería de defensa en la carretera cerca de la planta embotelladora y a la instalación de varios dispositivos antialudes tipo “gazex” en las laderas (sistema de control remoto para el desencadenamiento de aludes a distancia; su funcionamiento se basa en generar la explosión de una mezcla gaseosa oxígeno/propano dentro de un explosor).

## 4. Material y métodos

Como ya indicamos, el presente trabajo toma como referencia metodológica inicial la cartografía de zonas probables de arranque de aludes efectuada por CHUECA y JULIÁN (2010) para el alto valle del Gállego, aunque matizando y modificando varios de los parámetros de medición allí empleados.

Las variables consideradas como básicas incluyen: 1) la altitud mensual de la isoterma regional de 0°C. Marca la cota inferior a partir de la cual las precipitaciones se producen en forma de nieve y las bajas temperaturas favorecen su conservación; 2) las pendientes. Los aludes se originan en zonas con pendientes que oscilan entre los 25° y los 45°. Por debajo de 25° el manto de nieve permanece estático a no ser que se produzcan situaciones atmosféricas inusuales que den lugar a nevadas extraordinarias. Por encima de los 45° la nieve caída no se ancla a la cubierta del terreno o al manto subyacente, depositándose en niveles inferiores; y 3) la cubierta del terreno. Importante por sus repercusiones en la rugosidad del terreno, que a su vez limita (sustrato rugoso) o favorece

(sustrato no-rugoso) el arranque de las avalanchas de nieve. En esta variable se engloban factores litológicos, geomorfológicos y la cubierta vegetal.

La información utilizada para analizar las variables mencionadas procede de varias fuentes, que se trabajaron en el contexto del Sistema de Información Geográfica ArcGIS:

- 1) Altimetría digital a escala 1:25.000 (Instituto Geográfico Nacional; Hojas 145-I: Formigal y 145-II: Sallent de Gállego). A partir de ella se elaboró un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) mediante la interpolación de las curvas de nivel y de las cotas, primero en formato TIN y, posteriormente, en formato raster con una resolución de malla de 10 m. De este MDE se obtuvo la cartografía derivada de pendientes favorables (valores comprendidos entre los 25° y 45°), divididas en cinco variables (<25°, 25°-30°, 30°-40°, 40°-45°, >45°) que fueron reclasificadas asignándoles pesos del siguiente modo: 0 a las pendientes < 25°; 1 a las de 25°-30°; 1,5 a las de 30°-40°; 1 a las de 40°-45° y 0 a las >45°.
- 2) Ortofotogramas del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) del año 2009 (resolución de píxel de 50 cm; color). A partir de su fotointerpretación se elaboró la cartografía de cubierta del terreno, identificándose las categorías de cubiertas favorables (afloramientos rocosos y canchales, pastizales, zonas arbustivas de matorral) y desfavorables (láminas de agua, bosque abierto, bosque denso) al arranque de aludes. Se asignaron pesos a las distintas categorías del siguiente modo: bosque abierto y denso, lagos, infraestructuras, 0; zonas arbustivas (matorral), 0,5; asociación de roquedo y zonas arbustivas (matorral), 1; afloramientos rocosos y canchales, 1,5; y asociación de roquedo y pastizal de alta montaña, 2.

3) Información climática regional, procedente de la caracterización de la zona efectuada por de la Riva (2000) y utilizada para obtener la localización altitudinal mensual de la isoterma de 0°C en el área de estudio durante el período invernal considerado (diciembre, 1.917 m; enero, 1.663 m; febrero, 1.611 m; marzo, 1.850 m; valor medio invernal, 1.760 m s.n.m.).

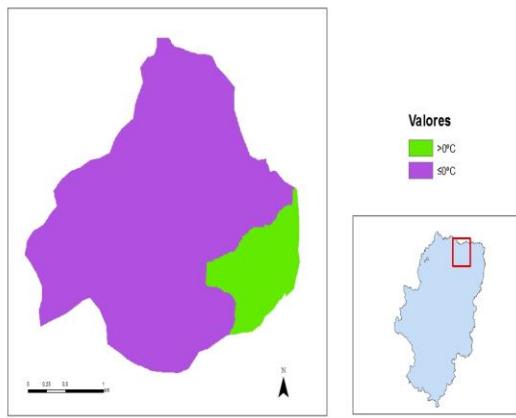
A las variables consideradas, una vez reclasificadas, se les aplicó una evaluación multicriterio, obteniéndose un modelo de delimitación de zonas de arranque de aludes a escala mensual y de media invernal (diciembre-marzo) basado en la combinación/superposición de los tres criterios básicos ya mencionados (altitud mensual e invernal de la isoterma regional de 0°C, pendientes y cubierta del terreno).

## 5. Resultados y discusión

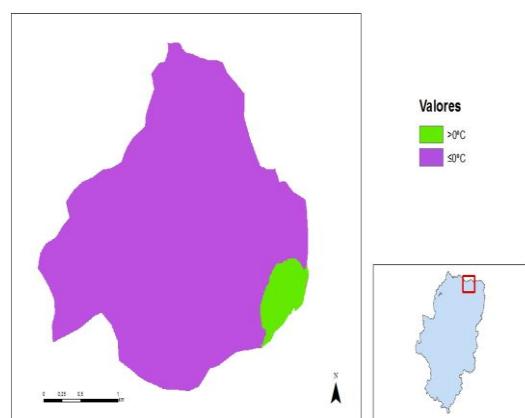
Se muestran a continuación, en primer lugar y en pequeño formato, los productos cartográficos previos necesarios para la elaboración de los mapas de susceptibilidad al arranque de aludes. Se incluyen los mapas con la altitud mensual e invernal de la isoterma regional de 0°C, el mapa con la distribución de pendientes y el mapa con la distribución de la cubierta del terreno.

Cartografía de susceptibilidad al arranque de aludes a partir de Sistemas de Información Geográfica:  
sector occidental del circo de los Baños de Panticosa (Pirineo central aragonés)

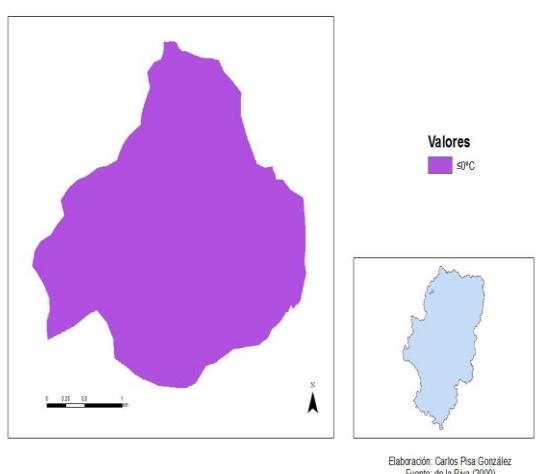
Mapa isoterma 0°C Diciembre Baños de Panticosa



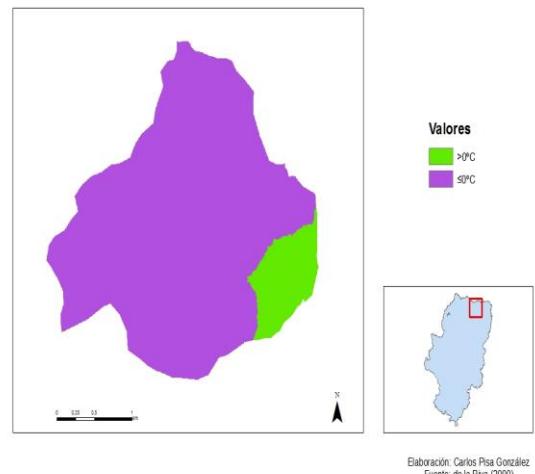
Mapa isoterma 0°C Enero Baños de Panticosa



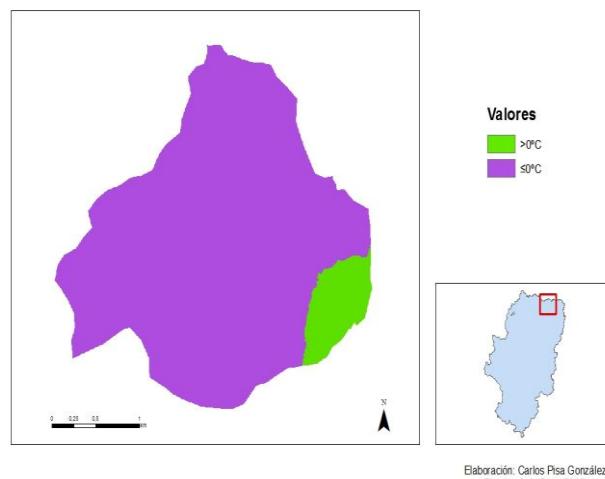
Mapa isoterma 0°C Febrero Baños de Panticosa



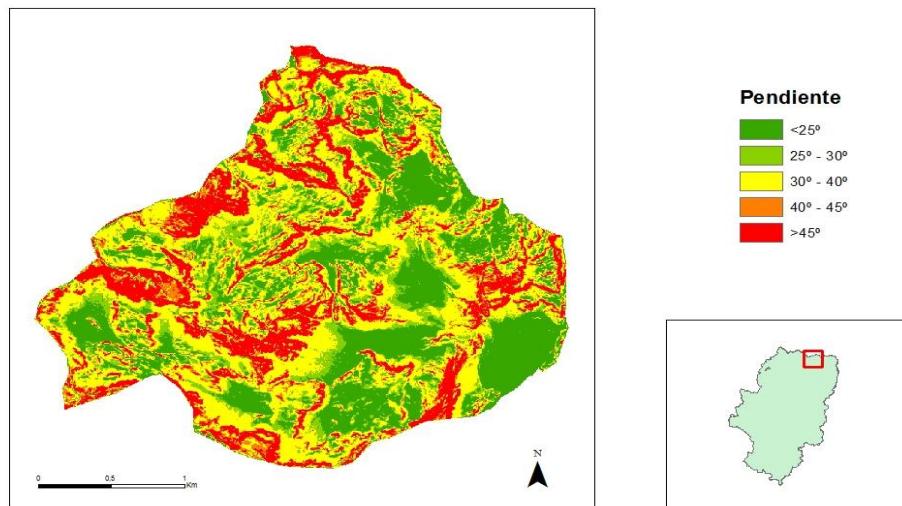
Mapa isoterma 0°C Marzo Baños de Panticosa



Mapa isoterma 0°C Media invernal Baños de Panticosa

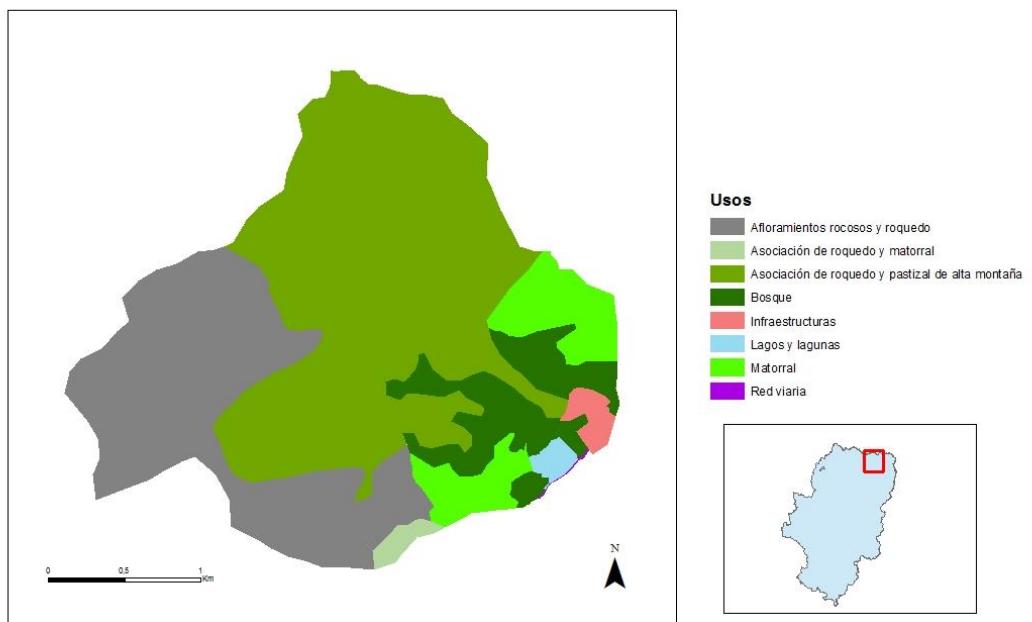


Mapa pendientes Baños de Panticosa



Elaboración: Carlos Pisa González  
Fuente: Altimetría digital 1:5.000; IGN

Mapa usos del suelo Baños de Panticosa



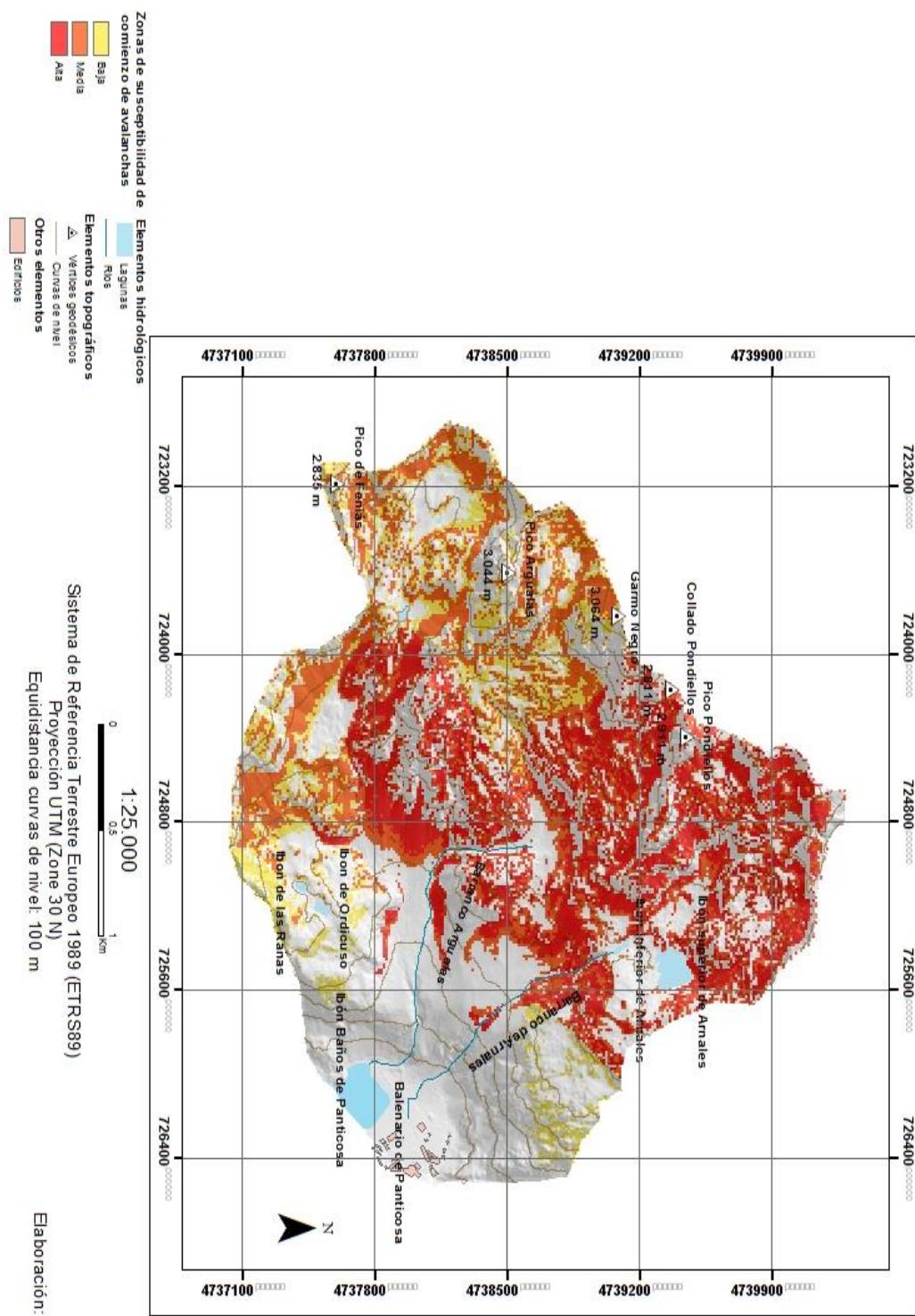
Elaboración: Carlos Pisa González  
Fuente: SIOSE; IGN

En segundo lugar, mostramos los mapas de susceptibilidad al arranque de avalanchas organizados a escala mensual (diciembre-marzo) y de media invernal. La cartografía elaborada (con una escala original 1:25.000) muestra las zonas probables de salida de aludes en el área de estudio a lo largo de la temporada

invernal. No es, por tanto, una cartografía de zonas probables de aludes (JULIÁN y CHUECA, 1999; JULIÁN *et al.*, 2001; PALOMO *et al.*, 2008), en la que se delimitan, a partir de procesos adicionales de fotointerpretación, trabajo de campo y encuesta, todas las áreas susceptibles al desarrollo (arranque, trayecto y llegada) de aludes. El interés de la elaboración de la cartografía de zonas probables de arranque de aludes radica en la facilidad de su construcción a partir de procedimientos automáticos integrados en el contexto de un Sistema de Información Geográfica. Por otro lado, además de situar de forma muy precisa los tramos de arranque de avalanchas, este tipo de mapas (trabajando a escalas de detalle como la utilizada en el presente trabajo) permite valorar de una forma aproximada pero suficientemente eficiente, gracias a la posibilidad de inserción de la información morfotopográfica facilitada por los MDE, los sectores potencialmente sujetos al paso y a la llegada de avalanchas, aunque esas zonas no lleguen a cartografiarse explícitamente.

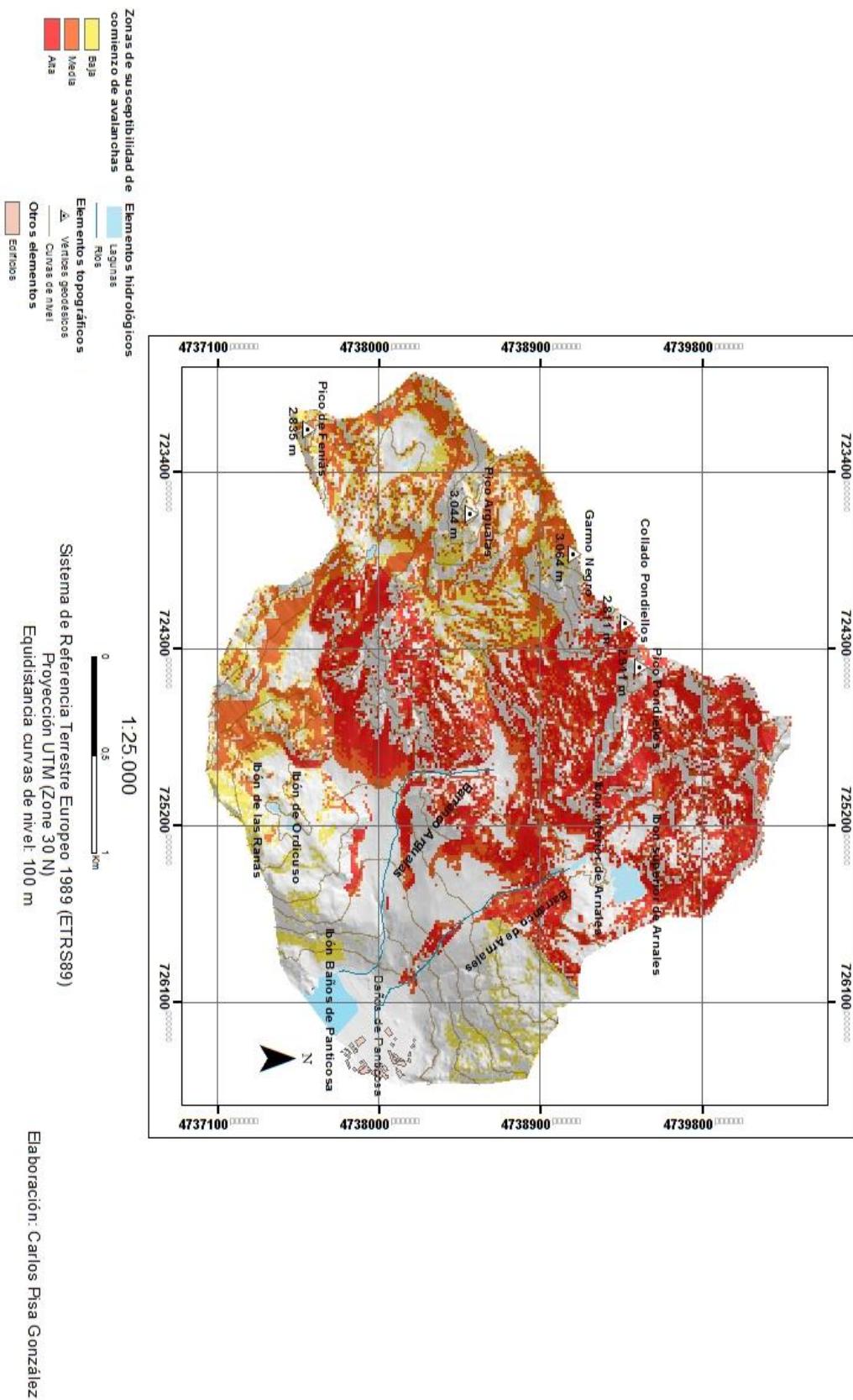
Conviene resaltar que los valores obtenidos son aproximaciones teóricas basadas en la probabilidad de que se registren precipitaciones en forma nival partiendo de la localización altitudinal teórica de la isoterma de 0°C. La nieve acumulada en meses previos puede seguir conservándose en algunas de las laderas analizadas hasta bien entrada la primavera (y desencadenarse aludes sobre ellas), o pueden producirse eventos puntuales de precipitaciones nivales intensas que cubran la totalidad del área de estudio. Por tanto, la cartografía mensual y de media invernal aportada tiene un valor orientativo informándonos, fundamentalmente, de las tendencias a esa escala temporal en el reparto espacial de las zonas de arranque de avalanchas.

## Mapa de susceptibilidad al arranque de avalanchas Baños de Panticosa Diciembre

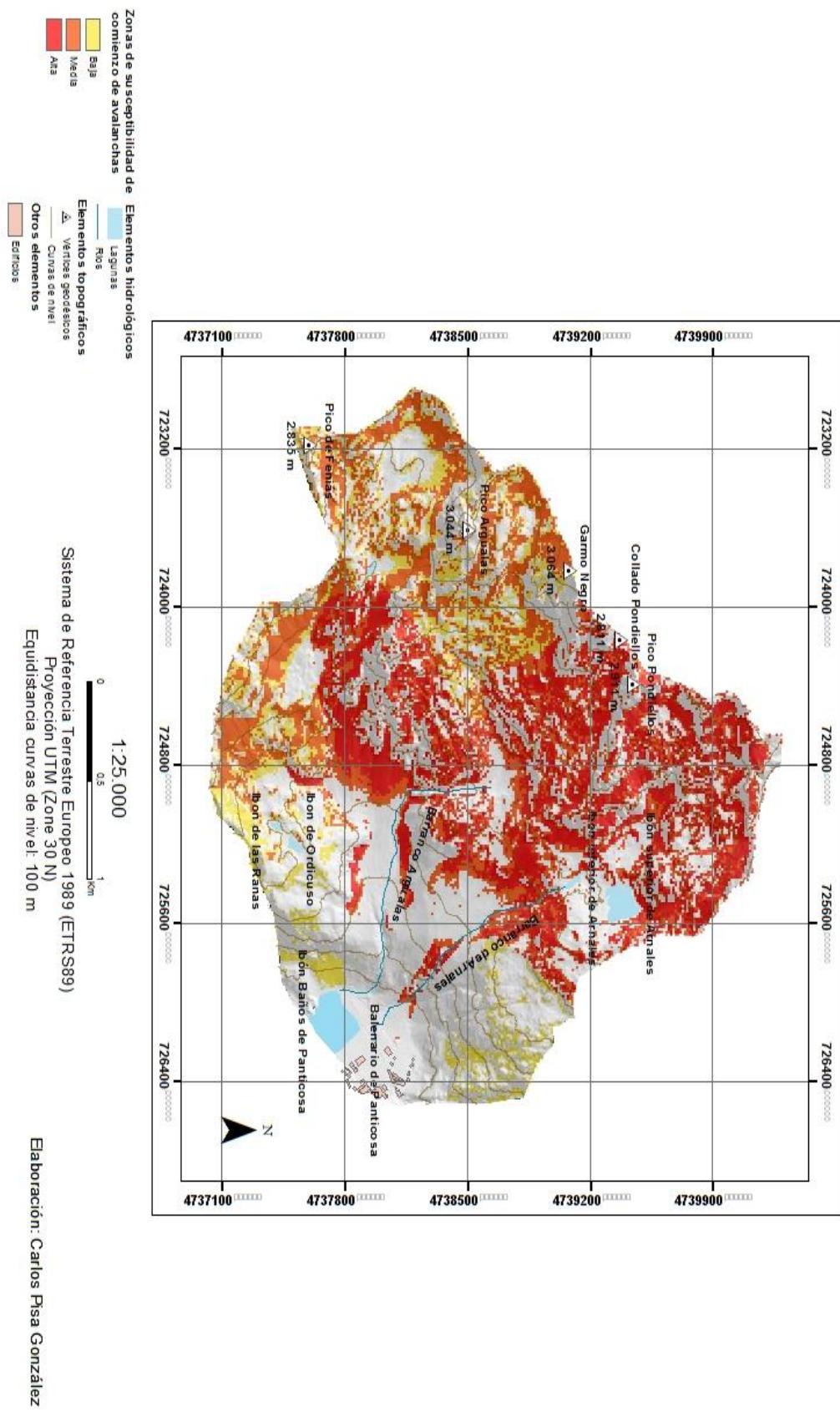


## Mapa de susceptibilidad al arranque de avalanchas Baños de Panticosa Enero

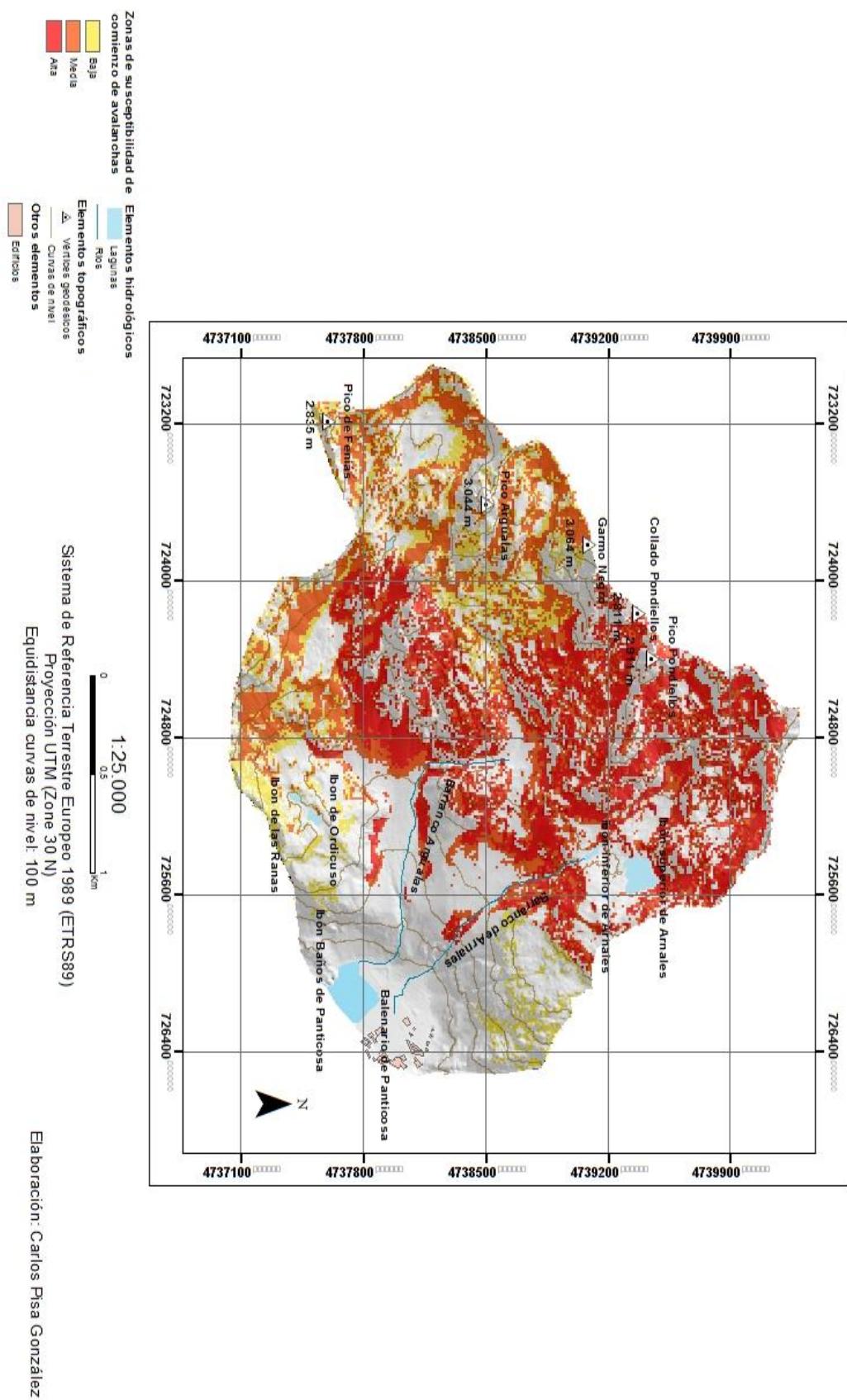
## Cartografía de susceptibilidad al arranque de aludes a partir de Sistemas de Información Geográfica: sector occidental del circo de los Baños de Panticosa (Pirineo central aragonés)



## Mapa de susceptibilidad al arranque de avalanchas Baños de Panticosa Febrero

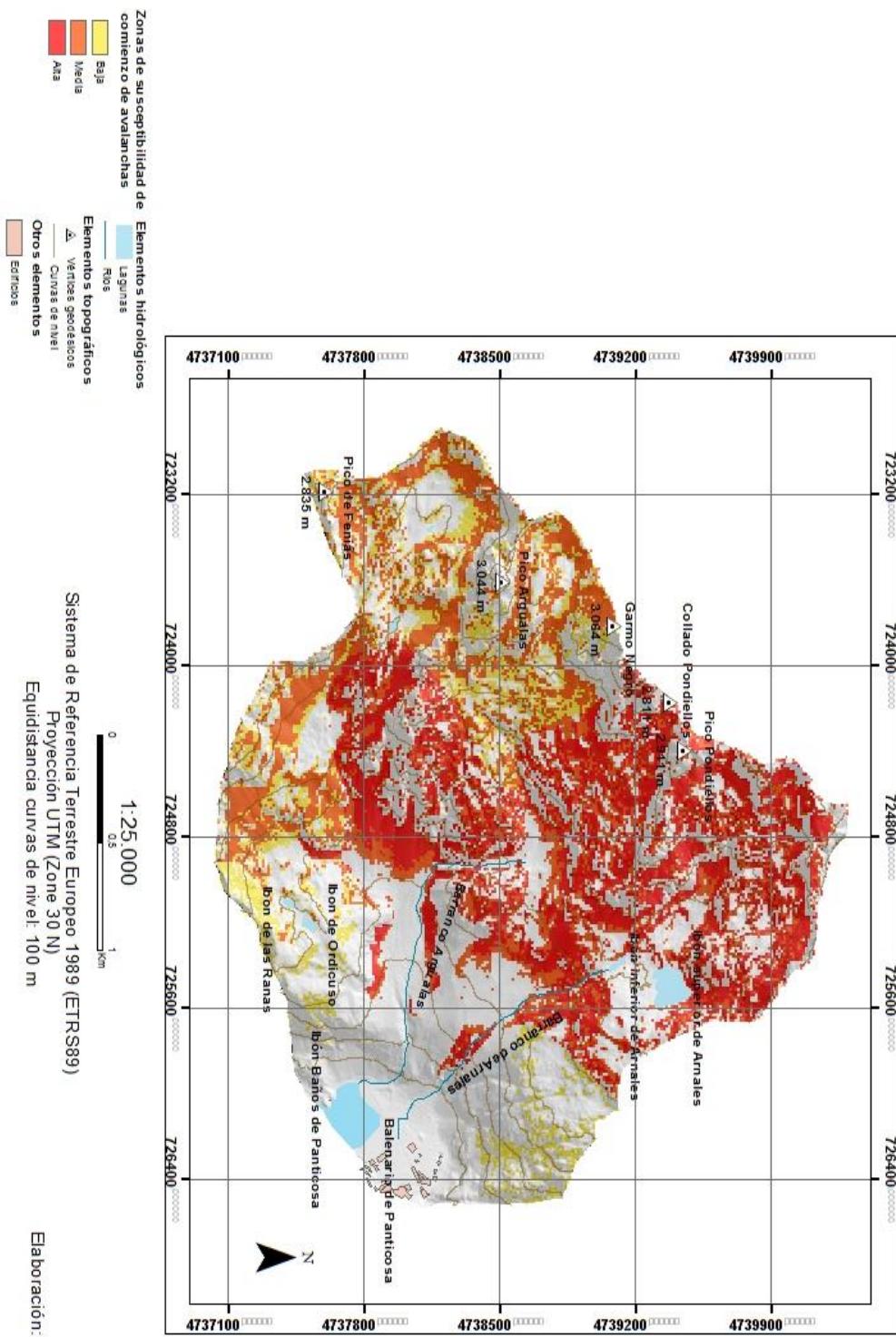


## Mapa de susceptibilidad al arranque de avalanchas Baños de Panticosa Marzo



## Mapa de susceptibilidad al arranque de avalanchas

## Banos de Panticosa Media Invernal



Las zonas con mayor susceptibilidad al arranque de avalanchas las encontramos en los tramos altos del circo de los Baños de Panticosa, destacando las zonas de laderas en conos al oeste del tramo medio del barranco de Argualas, el sector ubicado entre los barrancos de Argualas y el de Arnales y sus cabeceras y la zona próxima al Pico de Pondiellos.

La susceptibilidad es algo menor en la zona oriental del área de trabajo, en los sectores del Garmo Negro, el Pico de Argualas y el Pico de Feniás. La susceptibilidad al arranque es baja o inexistente en la zona próxima a la cubeta glaciar donde se asientan los Baños de Panticosa, aunque su configuración topográfica la puede hacer propensa a la llegada de aludes ligados a eventos de alta magnitud y baja frecuencia.

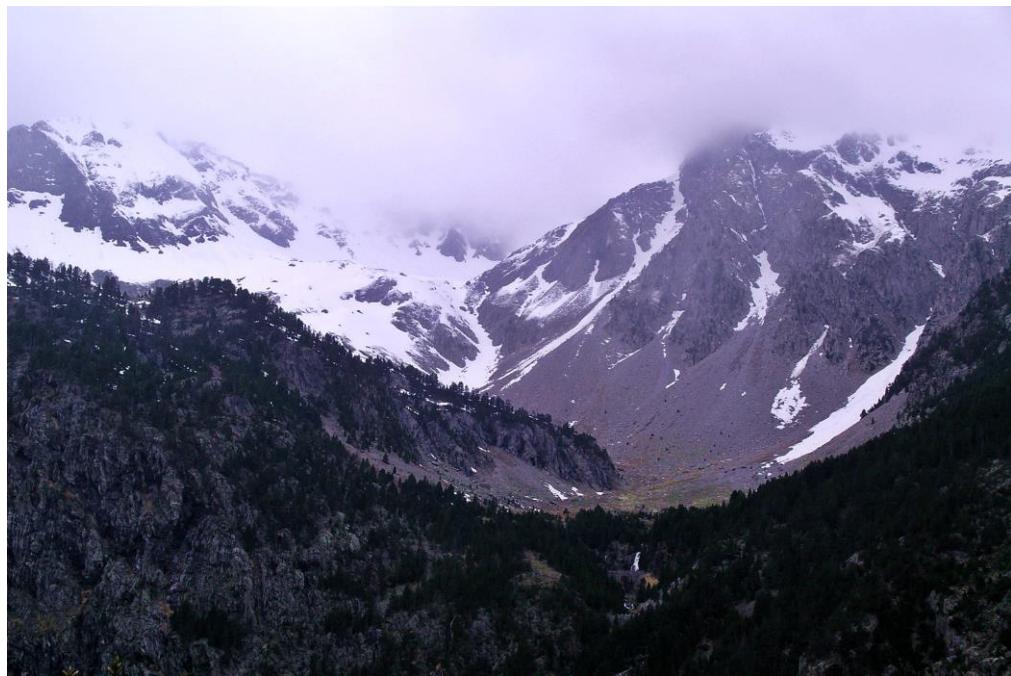


Figura 10. Sector con susceptibilidad alta al arranque de avalanchas: laderas en conos al oeste del tramo medio del barranco de Argualas (aspecto primaveral) (Foto: J. Chueca).

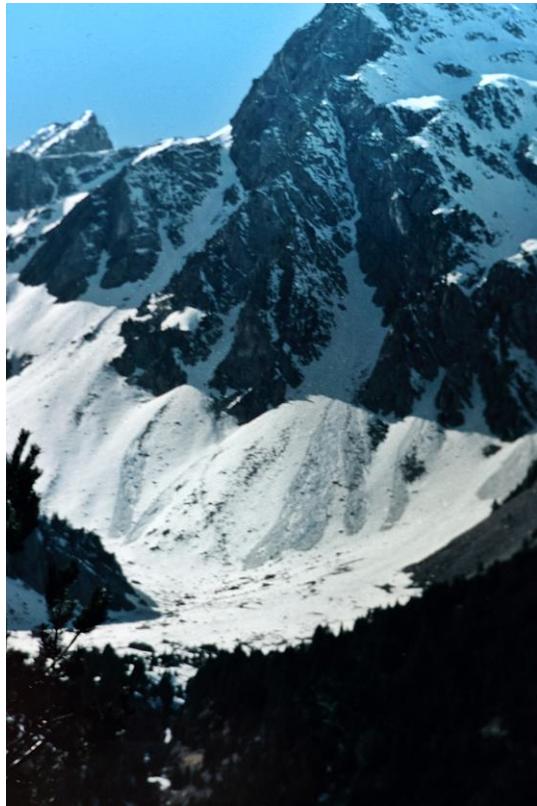


Figura 11. Sector con susceptibilidad alta al arranque de avalanchas: laderas en conos al oeste del tramo medio del barranco de Argualas (aspecto invernal) (Foto: J. Chueca).

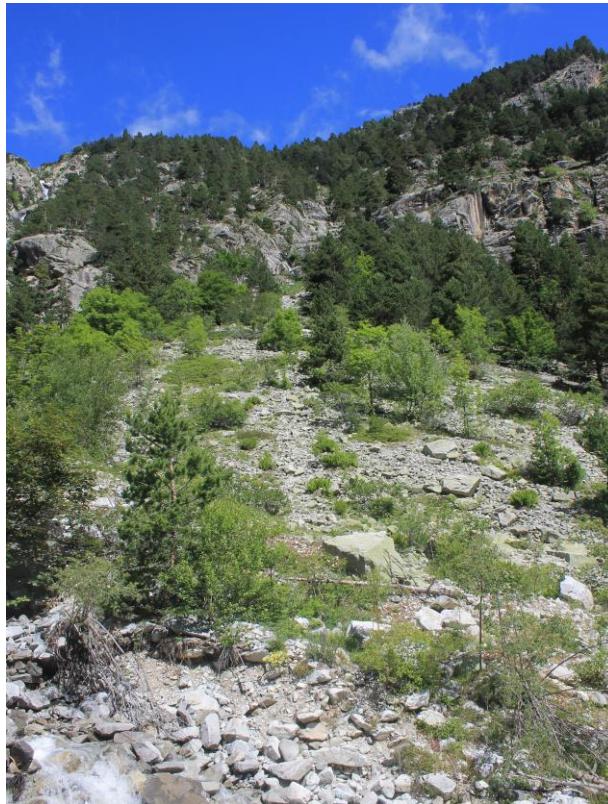


Figura 12. Sector de susceptibilidad nula al arranque de aludes. Conos de llegada de aludes en el fondo de la cubeta de los Baños de Panticosa (Foto: C. Pisa).

Como resumen, la siguiente tabla muestra la extensión en el área de estudio de las diferentes categorías de susceptibilidad al arranque de aludes organizadas por meses y a escala de media invernal.

|       | Diciembre     | Enero         | Febrero       | Marzo         | Media invernal |
|-------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------|
|       | Superficie m2  |
| Baja  | 656.298       | 717.516       | 711.789       | 662.796       | 676.818        |
| Media | 1.522.755     | 1.537.290     | 1.542.249     | 1.534.896     | 1.536.948      |
| Alta  | 1.187.253     | 1.204.182     | 1.211.022     | 1.206.405     | 1.207.944      |

Tabla 6. Extensión en el área de estudio de las diferentes categorías de susceptibilidad al arranque de aludes (elaboración propia).

## 6. Conclusiones

La elaboración de cartografías de zonas probables de arranque de aludes a partir del empleo de Sistemas de Información Geográfica es una ayuda importante en la caracterización espacial de este tipo de fenómenos, muy presentes durante la temporada invernal en la alta montaña aragonesa.

En el presente trabajo se ha realizado, en el ámbito del sector occidental del circo de los Baños de Panticosa, su modelización a escala espacial de trabajo 1:25.000, teniendo presente la evolución a nivel mensual y de media invernal de tres factores condicionantes básicos: la altitud de la isoterma de 0°C, las pendientes y el tipo de cubierta del terreno.

Los resultados permiten establecer la importancia de estos elementos a la hora de contribuir a la cartografía de la distribución espacial precisa de los sectores de arranque de avalanchas. Suponen, en cualquier caso, una primera aproximación al análisis de la peligrosidad potencial asociada a las avalanchas de nieve en un sector de alta montaña con importante valor turístico, siendo un posible punto de partida para estructurar, ordenar y planificar las actividades ligadas al ocio invernal en el entorno de los Baños de Panticosa.

## 7. Bibliografía y fuentes:

ANCEY, C Y CHARLIER, C (1996): Les Avalanches. En ANCEY, C (1996): Guide Neige et Avalanches. ANENA. Aix-en-Provence (FRNACIA), pp 87-126.

AUGE, A., OUSSET, F. y MARCO, O. (1995): *Effect d'une dique sur l'écoulement d'un aerosol.* Cemagref.

BERGHIN, P Y OLAGNE, X.: *Experimental and theoretical study of the dynamics of powder snow avalanches,* Cold Regions Science et Technology 19, pp 317-326.

BERGER, F (1997): *Rôle de protection des forêts,* Tesis Doctoral ENGREF.

BOSCH, X y VILAPLANA, J. M. (1988): Evolución del manto nival y riesgo de aludes en el Pirineo Catalán. EN ALONSO, E y COROMINAS, J. (Eds): *II Simposio sobre Taludes y Laderas inestables.* Andorra la Vella. Vol Comunicaciones. pp 13-24.

BURN, E y REY, L. (1985): *Bilan de la campagne de mesures mécaniques de la Neige effectués sur le terrain durant l'hiver 1984-1985,* Rapport interne (1985, Centre d'Etude de la Neige, nº 199).

CÁNCER, L. (2002): El alud de Peña Gabarda (Balneario de Panticosa, Huesca) del dos de marzo de 2001. *Investigaciones Geográficas,* 28: 127-143.

CHUECA, J. Y JULIÁN, A. (2004): Caracterización y tipología de canales de aludes en el valle de Ordesa (Pirineo central español). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.),* 99 (1-4): 93-103.

CHUECA, J. Y JULIÁN, A. (2010): Cartografía de zonas probables de salida de aludes en el Alto Gállego (Pirineo Central Aragonés) mediante el empleo de Sistemas de Información Geográfica. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (1): 27-41.

CHUECA, J., JULIÁN, A., PALOMO, M., MUNTÁN, E., OLLER, P., BARRIENDOS, M. Y GUTIÉRREZ, E. (2010): Factores geomorfológicos y nivometeorológicos condicionantes de aludes en el circo de Musales (Pirineo central aragonés): el evento de abril de 2008. En *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*, Universidad de Alcalá, 47-54.

CHUECA, J., JULIÁN, A. Y MONTAÑÉS, A., (2014). A proposal for avalanche susceptibility mapping in the Pyrenees using GIS: the Formigal-Peyreget area (Sheet 145-I; scale 1:25.000). *Journal of Maps*, (Special Issue. Mapping Environmental Risks: quantitative and spatial modelling approaches), 10-2: 203-210.

CONWAY, H. y RAYMOND, C.F. (1993): *Snow stability during rain*, Journal of Glaciology 39, pp 635-642.

DE QUERVAIN, M. R. (1981): *Avalanche Atlas*. Unesco. París.

DE LA RIVA, J. (2000): Caracterización climática del alto valle de Tena. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 1: 81-109.

FURDADA, G. (1996): *Estudi de los allaus al Pirineu Occidental de Catalunya: predicción espacial i aplicación de la cartografía*. Geoforma Ediciones. Logroño.

GUBLER, H. (1978): *Determination of the mean number of bond per snow grain and of the dependence of the tensile strain of snow on stereological parameters*, Journal of Glaciology 20, pp 329-341.

HOPFINGER, E.J. (1983): *Snow avalanche motion and related phenomena*, Annual Review of Fluid Mechanics 15.

IBARRA, P. Y PÉREZ CABELLO, F. (2000): La vegetación del alto valle de Tena. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 1: 127-149.

JULIÁN, A. Y CHUECA, J (1999): Cartografía de zonas probables de aludes en el valle de Ordesa (Pirineo aragonés). *Geographicalia*, 37: 73-86.

JULIÁN, A. Y CHUECA, J. (2008): Cartografía de zonas de salida de aludes en el valle de Ordesa (Pirineo central español): factores condicionantes y evolución temporal. En Benavente, J. y Gracia, F.J. (Eds.): *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*. SEG, Cádiz, 413-416.

JULIÁN, A. Y CHUECA, J. (2012): Cartography of avalanche start zones susceptibility: Arazas Basin, Ordesa and Monte Perdido National Park (Spanish Pyrenees). *Journal of Maps*, 8-1: 14-21.

JULIÁN, A., CHUECA, J. Y PEÑA, J.L. (2000): El relieve del alto Gállego (Pirineo aragonés). *Boletín Glaciológico Aragonés*, 1: 45-79.

JULIÁN, A., PEÑA, J.L., CHUECA, J., ZABALZA, J., LAPEÑA, A. Y LÓPEZ, J.I. (2001): Cartografía de zonas probables de aludes en el Pirineo aragonés: metodología y resultados. *Boletín de la A.G.E.*, 30: 119-134.

KOKLYANOV, V.M., RZHEVSKII, B.N. y SMOILOV, V.A. (1977): *The dynamics of avalanches in the Khibins*, Journal of Glaciology 19, 431-439.

LA CAPELLE, E.R. (1977): *Snow avalanches: a review of current research and applications*, Journal of Glaciology 19, pp 313-324.

LARCKINGER, B (1989): Stability and fracture of the snow pack for glide avalanches. Davos.

LÓPEZ GUARGA, R., SARASA, A. Y OLLER, P. (1997): Caracterización, simulación y prevención de aludes en el barranco de Secras. Túnel de Somport (Huesca). *IV Simposio Nacional sobre taludes y laderas inestables*, Granada, 703-717.

MCCLUNG, D. Y SCHÄFERER, P. (1996): *Avalanchas*. Ediciones Desnivel, Madrid, 309 pp.

PALOMO, M. (2007): Los aludes en el Circo de Piedrafita (Pirineo aragonés): el evento del 8 de febrero de 1996. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 8: 61-83.

PALOMO, M., JULIÁN, A. Y CHUECA, J. (2008): Aplicación de un análisis multicriterio a la delimitación de zonas probables de aludes (valle del Aguas Limpias, Pirineo central español). En BENAVENTE, J. Y GRACIA, F.J. (Eds.): *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*. Sociedad Española de Geomorfología, Cádiz, 417-420.

SALM, B. (1982): Mechanical properties of snow, *Review of Geophysics and Space Physics* 20, pp 1-19

SALM, B (1983): *Guide pratique sur les avalanches*. Club Alpin Suisse. Burg.

Webgrafía:

LEO FERRANDO E. y CHUCHI OTERINO J.A. (1999-2004) Los Aludes en Alto Aragón [versión electrónica]

[http://www.google.es/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=6&ved=0CEEQFjAF&url=http%3A%2F%2Fdialnet.unirioja.es%2Fdescarga%2Farticulo%2F1104926.pdf&ei=QqaiU-vkN8\\_s0gXuyIGYAg&usg=AFQjCNEpdCI0hAyx0hQcMMIBRVNWSyeY4Q&bvm=bv.69411363,d.d2k](http://www.google.es/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=6&ved=0CEEQFjAF&url=http%3A%2F%2Fdialnet.unirioja.es%2Fdescarga%2Farticulo%2F1104926.pdf&ei=QqaiU-vkN8_s0gXuyIGYAg&usg=AFQjCNEpdCI0hAyx0hQcMMIBRVNWSyeY4Q&bvm=bv.69411363,d.d2k)

- FRANCÉS MAHAMUD M. Programa de formación iberoamericano en materia de aguas: Área Temática 3.5 Glaciología: Aludes <http://www.pnuma.org/aguamiaac/CODIA%20IBEROAMERICANO%20DE%20GLACIOLOGIA/MATERIAL%20ADICIONAL/PONENCIAS/PONENTES/Tema%2010%20Mediciones%20meteorologicas%20y%20aludes/5%20Aludes.pdf>
- Centro de descargas [www.IGN.es](http://www.IGN.es)
- BURILLO PANIVINO F.J. (1993) Baños de Panticosa (Huesca). El Patrimonio Geológico Aragonés. Geología en Aragón. España. [www.naturalezadearagon.com/geologia/pg023.php](http://www.naturalezadearagon.com/geologia/pg023.php)
- Página web empresa de construcción de sistemas de seguridad contra los distintos riesgos naturales en alta montaña [www.pucara-sa.cl/anexos/controlgazex.pdf](http://www.pucara-sa.cl/anexos/controlgazex.pdf)
- Centro de descargas [sitar.aragon.es/descargas/#](http://sitar.aragon.es/descargas/#)