



Universidad
Zaragoza

Trabajo Fin de Grado

Cartografía geomorfológica y análisis de
susceptibilidad al arranque de aludes del Valle de
Astún (Pirineo Central, Huesca)

Autor

Javier Juste Tenas

Directores

Jesús Guerrero Iturbe

Asunción Julián Andrés

Escuela Politécnica Superior de Huesca

2016

Agradecimientos

En estas líneas me gustaría agradecer a todas las personas que me han apoyado en la elaboración de este trabajo fin de grado.

A, Jesús Guerrero Iturbe y Asunción Julián Andrés, tutores de este proyecto por su dedicación y sus enseñanzas en los diferentes campos que se han tratado en la realización de este trabajo.

A, Alejandro Madrid, Director General de la Estación de Esquí de Astún, por mostrar su colaboración e interés e que se realizara el proyecto.

A, CEDAMA, Biblioteca que ha sido de gran ayuda en las diferentes búsquedas bibliográficas que se han llevado a cabo.

Por último a la familia y amigos, que gracias a su paciencia y apoyo tanto en los buenos como en los malos momentos han hecho posible llegar al resultado final de este proyecto.

Resumen

El valle de Astún, de morfología básicamente glaciar, inició su formación durante el Paleozoico (Devónico, Carbonífero y Pérmico). A finales del Pérmico este relieve se erosiona sobre los materiales pizarrosos Devónicos por el cabalgamiento de Gavarnie, presentando litologías dominantes de las series sedimentarias permotriásicas en las partes más altas del valle. Cuenta con una variedad de formas de origen glaciar, periglacial y procesos de ladera característicos de un espacio de alta montaña. Las formas glaciares se suceden en zonas donde la acumulación de la nieve supera a la fusión de la misma; las periglaciares están caracterizadas por un ambiente frío en el que se producen sucesiones de hielo-deshielo; y, por último, los procesos de ladera constituyen partes de las vertientes que se desplazan hacia abajo por la gravedad. En el presente trabajo se realiza un mapa geomorfológico del valle de Astún en detalle, a escala 1:25.000 y, por otro, lado un mapa de susceptibilidad al arranque de aludes donde se pretende dar un apoyo a la dirección de la estación de esquí así como a otros organismos, de cara a la gestión y a la ordenación del territorio. Para ello se han llevado a cabo tres fases, una primera de fotointerpretación aérea; otra fase de observación en campo; y una última de realización de la cartografía resultante mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG). En el mapa geomorfológico se han inventariado todas las formas existentes en el valle entre las que destacan los cuatro circos glaciares, los canchales, la soliflucción, los sackung y los 18 deslizamientos. En cuanto a los aludes, los factores condicionantes estudiados para elaborar la cartografía han sido: pendientes, usos del suelo, morfología e isoterma de 0º. Por último se añadió el de radiación para saber el tipo de aludes generados. El mapa se ha validado, verificando el grado de coincidencia de las zonas susceptibles con los canales de aludes, además de la prensa, otros trabajos existentes y entrevista con el personal de la estación de esquí. Los sackung son las formas que más peligro suponen dentro de los procesos de ladera, y genera las modificaciones más importantes de las laderas. Los aludes se producen mayoritariamente en las laderas de orientación sureste (entre los picos de D'Arnouse y Bénou, al pie del pico de la Raca y, en un sector más limitado, bajo el pico de Mala Cara).

Palabras Clave: Valle de Astún, Sistema de Información Geográfica, Geomorfología, Aludes, Susceptibilidad.

Abstract

Astun valley, it is of glacier origin, formed during the Paleozoic (Devonian, Coal-bearing and Permian). At the end of Permian this relief erodes on the slate Devonian materials by Gavarnie's overthrust, Presenting lithology dominant of the sedimentary series permotriassic in the highest parts of the valley. It has a variety of forms of glacier origin, periglacial and processes of hillside typical of High Mountain. Glacier forms happen in zones where the accumulation of the snow overcomes to the merger of the same one; the periglaciares, are characterized by a cold environment in which successions of ice - thaw; and finally the processes of hillside constitute parts of the slopes that move down because of gravity. The present work elaborates a geomorphologic map of Astun valley in detail, to scale 1:25.000 and also a map of susceptibility to the snow avalanches which we intend to give to the direction of the ski resort, well as to other organisms, with a view to the management and the land management. For it, three phases have been carried out, the first one of air photointerpretation; another phase of in field observation; and the last one of accomplishment of the resultant cartography by means of a System of Geographical Information (SIG). In the geomorphologic map all the existing forms have been inventoried in the valley in which four circus glaciers stand out, the rocky places, the creep, the sackung and 18 slides. The snow avalanches have been treated. The determining factors studied to elaborate the cartography have been: earrings, uses of the soil, morphology and isotherm of 0 °C. Finally that of radiation was added to know the type of generated snow avalanches. The map has been validated, checking the degree of coincidence of the capable zones with the channels of snow avalanches, besides the press, other works existing and interviews with the personnel of the ski resort. The sackung are the forms that suppose the most danger inside the processes of hillside, and it generates the most important modifications to the hillsides. The snow avalanches take place for the most part in the hillsides of south-east orientation (between the beaks of D'Arnouse and Bénou, at the foot of the beak of La Raca and, in a more limited sector, under the beak of Mala Cara).

Keywords: Astun valley, Geographical Informations Systems, Cartography, Geomorphology, Snow avalanche, Susceptibility.

Índice

1. Justificación	1
2. Introducción	2
2.1. Formas glaciares.....	2
2.2. Formas periglaciares	7
2.3. Procesos de laderas.....	8
3. Área de estudio	13
3.1. Situación geográfica	13
3.2. Relieve	13
3.3. Clima.....	14
3.4. Vegetación.....	16
3.5. Usos del suelo.....	16
3.6. Hidrología	18
3.7. Contexto geológico.....	18
3.8. Contexto geomorfológico.....	19
4. Objetivos	21
5. Metodología	22
6. Resultados	24
6.1. Descripción geomorfológica de la zona de estudio	24
6.2. Aludes.....	38
7. Conclusiones.....	54
Bibliografía.....	58
ANEXOS.....	64

Índice de Figuras

Figura 1. Formas glaciares. Fuente. A.("SlideShare," 2016); B.("Formacion de las rocas aborregadas," 2016); C. (Bernal Martínez, P., 2016)	4
Figura 2. Procesos de ladera. Clasificación según (Cruden, D. M. et al., 1996)	9
Figura 3. Diferentes maneras de formación de un sackung según autores. Fuente. (Gutierrez-Santolalla, F. et al., 2005)	11
Figura 4. Mapa de localización de la zona de estudio. Fuente("Iberpix/visor2d," 2016).Elaboración propia	13
Figura 5. Relieve del valle de Astún.....	14
Figura 6. Datos de la evolución del espesor de nieve. Fuente (Cuadrat, J.M. et al., 2007)	15
Figura 7. Plano de pistas de la estación de esquí de Astún. Fuente ("astún," 2016)	17
Figura 8. Mapa de los espacios protegidos del valle de Astún, el polígono azul marca el IBAS nº 123. Fuente.("Idearagón," 2015).....	17
Figura 9. Corte geológico del valle de Aragón. Fuente (Izquierdo-Llavall, E. et al., 2015)	19
Figura 10. Ortofoto y MDE del PNOA 2012 (European Reference System 1989, ETRS89) y MDE obtenido a partir del LIDAR (hojas 144-145)	23
Figura 11. Mapa Geomorfológico del valle de Astún	24
Figura 12. Circos del valle de Astún A. Astún; B. Escalar; C. La Raca; D. Bénou	25
Figura 13. Circo de Bénou en la margen derecha del río Aragón. Las flechas negras indican la situación de las morrenas terminales.....	26
Figura 14. Fotografía del umbral que cierra el circo de Escalar.	26
Figura 15. Ibones del valle de Astún. A. I. Escalar. Flecha naranja indicando la morrena terminal y círculos amarillos los canchales; B. I. Astún.....	27
Figura 16. A. Perfil topográfico de la ladera del circo de Escalar. En rojo marcados la posición de los sackung; B. Fotografía de los sackung del circo de Escalar	28
Figura 17. Fotografía de la morrena terminal del circo de Astún	28

Figura 18. A y B. Canchales del circo de La Raca; C. Morrena terminal del circo de La Raca con restaurante encima.....	30
Figura 19. Sierra de Astún. La línea amarilla indica el Protalus Rampart, la línea roja el canchal y la flecha negra el circo de Astún.	30
Figura 20. Panorámica de la artesa glaciar del valle del río Aragón en la zona de estudio. Las flechas negras, blancas y amarillas reflejan las diferentes alturas alcanzadas por el hielo en las diferentes fases evolutivas del glaciar	32
Figura 21. A. rocas aborregadas debajo del circo de la Raca. La línea amarilla indica la dirección y el sentido del hielo; B. Estrías glaciares en roca	32
Figura 22. Proceso de solifluxión en diferentes lugares del valle A. Ladera noreste; B. Ladera sureste; C. Ladera suroeste	33
Figura 23. A. perfil topográfico de la ladera suroeste, los círculos rojos indican la posición de los sackung marcados en los perfiles dentro de la ladera; B. Fotografía de la ladera suroeste con la secuencia de cinco sackung.	34
Figura 24. A. perfil topográfico de la ladera sureste, en rojo marcado la posición que ocupan los sackung; B. Fotografía de los sackung situados en la ladera sureste.	35
Figura 25. Deslizamientos en el valle de Astún. A. Ladera noreste (nº8); B. ladera noreste (nº 11, 12,13 y 14); C. ladera sureste (deslizamientos nº 1, 2 y 3 y debris nº 2); D. ladera suroeste (nº 4, 5 y 6)	36
Figura 26. Mapa de situación del valle de Astún y su leyenda.....	40
Figura 27. Mapa de altitud, isoterma cero del valle de Astún y su leyenda.	43
Figura 28. Mapa de pendientes del valle de Astún y su leyenda.	44
Figura 29. Mapa de usos del suelo del valle de Astún y su leyenda.....	45
Figura 30. Mapa de morfología del valle de Astún y su leyenda.....	46
Figura 31. Mapa de radiaciones del valle de Astún y su leyenda.....	47
Figura 32. Mapa de susceptibilidad de arranque de aludes valle de Astún y su leyenda.	48
Figura 33. Aludes en la ladera sureste del valle de Astún. Fuente: fotografía tomada por Alejandro Madrid (Director general de la estación de Astún)	50

Figura 34. Aludes en la ladera noroeste del valle de Astún. Fuente: fotografía tomada por Alejandro Madrid (Director general de la estación de Astún)..... 51

Figura 35. Fotografía de los rastrillos situados en la ladera sureste justo encima del hotel. Fuente: fotografía tomada por Alejandro Madrid (Director general de la estación de Astún) 51

Figura 36. Medidas antialudes valle de Astún. A. Perfil de los rastrillos metálicos; B. Alzado de los diques; C. Situación de las medidas, en amarillo el bosque de reforestación, en rojo los diques, en azul la red y en morado los rastrillos más reforestación..... 53

Figura 37. Sistema Gazex, situado en la parte de La Raca. Fuente:("Alurte.es," 2016) . 53

Índice de tablas

Tabla 1. Ombrotermograma de Rioseta (Aísa). Fuente.(Fernández, J.D.L.R., 1997).....	15
Tabla 2. Área de las masas deslizadas de los procesos de ladera (deslizamientos y debris flow) del valle de Astún.	35
Tabla 3. Accidentes más importantes en el valle de Astún desde el año 1978 al 2003. Fuente:(Leo Ferrando, E. et al., 2004).....	38
Tabla 4. Pesos dados a los diferentes factores para la obtención del mapa final de susceptibilidad de arranque de aludes. Fuente. (Chueca, J. et al., 2014).....	41
Tabla 5. Porcentajes de los sectores susceptibles al arranque de aludes con su extensión en km ²	49

1. Justificación

Aunque la mayor parte del Pirineo aragonés cuenta con cartografías geomorfológicas, éstas se han realizado a escalas 1:50.000 que describen las morfologías predominantes. El valle de Astún, objeto de estudio de este Trabajo Fin de Grado había sido estudiado previamente en trabajos de geomorfología regional del Alto Aragón (García-Ruiz, J. et al., 2011); sin embargo, dada la variedad de formas de origen glaciar y periglaciar, así como de procesos actuales, característicos de un espacio de alta montaña, se justifica un análisis más detallado. Por otra parte, la existencia de la Estación Invernal de Astún y la consiguiente vulnerabilidad de sus estructuras y de los numerosos visitantes a algunos de estos procesos, en especial los aludes, inciden en dicha Justificación.

Los aludes constituyen un fenómeno bastante frecuente en ámbitos de montaña; de hecho, en Europa son el principal peligro que existe en la época invernal, ocasionando tanto daños materiales como humanos (Julián, A. et al., 1999). Aunque en España el riesgo no es equiparable a otros países de Europa, no debe despreciarse, y más teniendo en cuenta el auge de las actividades en la montaña (Julián, A. et al., 1999) y el coste directo e indirecto que los efectos de los aludes tienen sobre las infraestructuras (telesillas, remontes, carreteras...). Por tanto, es de vital importancia contar con investigaciones que permitan elaborar cartografía de prevención de riesgos y ordenación del territorio de la mejor manera posible.

Sin duda, las cartografías resultantes de este trabajo, tanto la geomorfológica como la de susceptibilidad al arranque de aludes, pueden ayudar a la dirección de la estación así como a otras entidades y organismos, de cara a la gestión y la ordenación del territorio; especialmente en la adopción de las medidas preventivas que eviten o reduzcan los daños materiales y personales que ocasionan los aludes.

2. Introducción

El presente trabajo pretende elaborar, por un lado, un mapa geomorfológico detallado de la zona de estudio y, por otro lado, un mapa de susceptibilidad de arranque de aludes, dado que los aludes constituyen actualmente el principal riesgo natural que afecta a las laderas del valle, ocasionando daños directos e indirectos de carácter material y humano.

En este apartado van a definirse las diferentes formas del relieve que se encuentran en la zona de estudio y que pueden ser interesantes a la hora de la posterior descripción geomorfológica del valle de Astún.

2.1. Formas glaciares

Los glaciares se desarrollan en situaciones en las que la acumulación de la nieve excede a la fusión de la misma (Price, R.J., 1973). La nieve recién caída tiene una densidad muy baja, a veces de $0,05 \text{ gr/cm}^3$, y una porosidad del 95%, considerándose como un sedimento eólico. Esta nieve fresca cambia en poco tiempo a nieve granular o vieja con una densidad de $0,3 \text{ gr/cm}^3$ que está formada por gránulos esféricos de nieve suelta y gran permeabilidad. La transformación continúa con un incremento de la densidad por modificación de los granos, pérdida de los espacios porosos y aumento del empaquetamiento. Cuando se alcanza una densidad de $0,4 \text{ gr/cm}^3$ se llega al estado de neviza, que tiene un 50% de porosidad y un tamaño de grano de uno o varios milímetros. Al aumentar la compactación, los poros entre granos quedan sellados y entonces se transforma en hielo glaciario. Cuando se obtiene una densidad de $0,8-0,85 \text{ gr/cm}^3$ esta masa es impermeable y el aire existente está como burbujas, de manera que cualquier aumento de densidad se debe a la compresión de las mismas. Esta transformación de nieve a hielo viene acompañada por desplazamientos entre los cristales, cambios en el tamaño y la forma y deformación interna (Paterson, W.S.B., 1994).

Se han propuesto numerosas clasificaciones para las acumulaciones de hielo, pero las más usadas, que permiten una fácil diferenciación, son las que se basan en el régimen interno de la temperatura de los glaciares y en la geometría de los mismos (Gutierrez Elorza, M., 2008).

- **Clasificación térmica.**

Se basan en que el agua pura se transforma a $0 \text{ }^\circ\text{C}$ a presión atmosférica, pero cuando hay más presión requiere de una temperatura más baja. De esta manera podemos diferenciar entre hielo frío (temperatura de fusión por debajo del punto de fusión) y hielo cálido (temperatura de fusión cercana al punto de fusión) (Ahlmann, H.W., 1935).

Estos tipos de hielo permiten diferenciar entre glaciares templados y glaciares polares, clasificación un tanto simplista. Así la Antártida es predominantemente polar, pero tiene partes en que su base es el hielo cálido. En los glaciares templados la transformación de nieve es mucho más rápida que en los glaciares polares (Gutierrez Elorza, M., 2008).

- **Clasificación morfológica.**

Está basada en la geometría, posición y tamaño de las masas de hielo. Algunas de estas formas están constreñidas por la topografía del torrente, sin embargo, otras no presentan ningún tipo de confinamiento (Gutierrez Elorza, M., 2008). Se diferencia, principalmente, entre casquetes de hielo, plataformas de hielo y glaciares de circo y valle.

Los casquetes de hielo continentales, representados en la Antártida y Groenlandia, contienen los mayores volúmenes de hielo con superficies superiores al millón de kilómetros cuadrados. Se caracterizan por presentar una forma domática con geometría convexa como respuesta al flujo de hielo.

Las plataformas de hielo, son grandes masas que se prolongan por el mar alcanzando extensiones superiores a los 500.000 km² como las plataformas Ross y Flichter-Ronne en la Antártida, si la superficie es menor de 50.000 km² pasan a denominarse casquetes de hielo de montaña o meseta y llanura (Sundgen, D.E. et al., 1976).

Los glaciares de circo se localizan en las cabeceras de valle, en zonas montañosas. Son masas pequeñas de hielo situadas en anfiteatros, por lo general de paredes escarpadas. Durante las etapas glaciares son los primeros en desarrollarse y los últimos en desaparecer.

Los glaciares de valle están confinados lateralmente por los márgenes del valle. Sufren la alimentación por parte de los glaciares de circo, y a su vez se subdividen en glaciares de valle de tipo alpino, glaciares de valle de tipo salida o escape y los de piedemonte.

Finalmente encontramos otros glaciares controlados por la topografía como los campos de hielo que son acumulaciones de superficie plana, difíciles de distinguir en ocasiones con los casquetes y otros pequeños glaciares que ocupan pequeñas depresiones topográficas o laderas abruptas de las montañas que son los glaciares nicho o ladera.

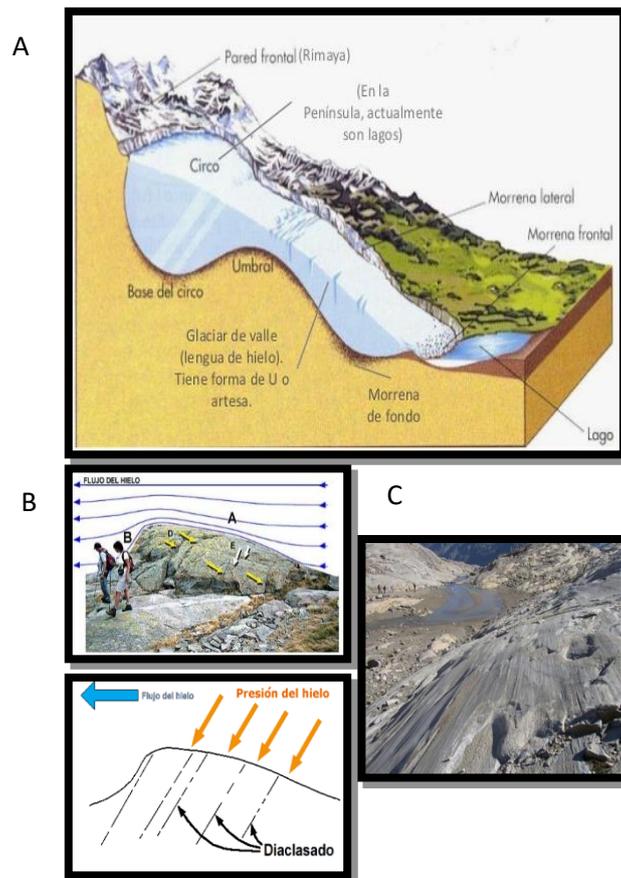


Figura 1. Formas glaciares. Fuente. A. ("SlideShare," 2016); B. ("Formacion de las rocas aborregadas," 2016); C. (Bernal Martínez, P., 2016)

Las formas glaciares se clasifican en erosivas y acumulativas. Las formas de erosión glacial son aquellas producidas por la abrasión, arrancamiento y acción del hielo y las lenguas subglaciares sobre el relieve preexistente. Estas acciones configuran los circos y las artesas glaciares, con su cortejo de formas acompañantes que modifican el relieve precedente y dejan huella del paso del hielo, como son las cubetas de sobreexcavación (ibones e ibones colmatados), umbrales y artesas glaciares (Serrano Cañadas, E., 1998). Tanto en los circos como en las artesas, existen otras formas erosivas de menor escala producidas por la abrasión y erosión del hielo como las estrías o las rocas aborregadas. Dentro de las acumulativas, las más características son las morrenas laterales, en los márgenes del valle y terminales o frontales al final de éste, marcando el límite ocupado por el hielo (Peña, J.L. et al., 2004).

- **Circos glaciares**

Son anfiteatros montañosos, normalmente rodeados de paredes escarpadas y cumbres, en la zona de alimentación de los glaciares. Frecuentemente presentan una disposición con varios escalones en los que pueden instalarse cascadas.

La morfología de los circos glaciares (Fig. 1, A) es el reflejo de los factores morfoestructurales y topográficos unidos a la dinámica de alimentación glaciar. La fracturación y el diaclasado dirigen la sobreexcavación efectuada por el hielo. Los circos evolucionan profundizando su fondo y originando formas más cerradas, al incidir sobre las paredes, lo que da la configuración de aristas limitadas por cumbres afiladas y fondos circulares más o menos excavados. Si es de fondo plano significara que la acumulación de hielo ha sido más escasa (Serrano Cañadas, E., 1998).

- **Márgenes de artesa glaciares, umbrales y cubetas glaciares**

La artesa o valle glaciar es una de las formas erosivas más características generadas por el flujo del hielo canalizado pendiente abajo (Gutierrez, M., 2008).

El valle glaciar se caracteriza por las particularidades que se presentan en sus perfiles transversales y longitudinales. El transversal resulta de la acción erosiva del hielo sobre antiguos valles fluviales en la mayoría de los casos, produciendo un ensanchamiento y profundización de estos con forma en "U". El hielo de un valle glaciar ocupa una gran parte del perfil transversal (Price, R.J., 1973). Estas masas de hielo canalizadas excavaron profundas artesas de cientos e incluso miles metros de altura. En el perfil longitudinal se pueden observar gran número de irregularidades colgadas a diferentes alturas compuestas por otros elementos como los umbrales o las morrenas, cosa que lo diferencia de un valle fluvial.

Las artesas reflejan una jerarquía entre ellas ya que las de menor entidad quedan colgadas sobre las que transportan mayor cantidad de hielo.

Las cubetas coinciden con las zonas de debilidad estructural o de máxima acumulación del hielo mientras que los umbrales con zonas de resistencia o adelgazamiento de la masa congelada (Serrano Cañadas, E., 1998).

- **Rocas aborregadas**

Las rocas aborregas son colinas alineadas, por lo general agrupadas, asimétricas, con la vertiente de menor pendiente con frecuencia pulida y la otra constituida por una superficie irregular y fragmentada a veces escarpada. Esta disposición que se mantiene constante indica el sentido del movimiento del hielo, desde la zona de menor a mayor pendiente. Estas formaciones son más frecuentes en zonas que han estado cubiertas por casquetes de hielo y en los umbrales de los circos. Su tamaño es muy variado desde un metro a centenares de metros (Gutierrez Elorza, M., 2008).

No está claro el origen de estas formas, en algunos casos (Sungden, D.E. et al., 1992) se señala la importancia del espaciado del diaclasado en la generación de este tipo de modelado aunque muchos no se ajustan a esta regla. Otros (Carol, H., 1947) lo explican cómo debido a la acción del proceso de crioclastia, en hielo a temperatura de fusión. En estas circunstancias al pasar por una protuberancia aumenta la presión y el hielo pasa a un estado semiplástico. En el lado de mayor inclinación disminuye la presión y el agua de fusión se congela de nuevo, rompiendo la roca.

("Formacion de las rocas aborregadas," 2016) Lo explica como resultado de un mecanismo llamado *quarrying* en el que, el empuje de la masa de hielo sobre la superficie de un resalte rocoso (Fig. 1. B) provoca la fusión del hielo sometido a presión a la vez que la abrasión da lugar al pulido y las estrías en la dirección de flujo. El agua así formada migra a la zona, donde el despegue de la lengua de hielo crea una zona de baja presión (Fig. 1. B), y penetra en grietas y fisuras. Al decrecer la presión esa agua recristaliza y provoca la rotura de la roca por crioclastia, además de soldarla a la lengua de hielo, que tracciona arrancando fragmentos y dando así forma a esa superficie quebrada e irregular.

En muchos casos se ha podido constatar que también influye la fracturación previa de la roca, pues la orientación de los planos de diaclasas, es paralelo a la cara abrupta de la roca aborregada y tienen la misma dirección que las fuerzas de empuje del hielo, facilitando la rotura.

- **Estrías glaciares**

El rozamiento de las partículas en movimiento, existentes en la base del glaciar, sobre el lecho rocoso produce acciones erosivas en el mismo que se manifiestan por arañazos, formas acanaladas y pulido de las superficies rocosa (Fig. 1. C). Esta acción trae consigo la extracción de partículas del fondo rocoso que se incorporan al medio glaciar. Las estrías son finos surcos alineados no superiores al metro de longitud y pocos milímetros de anchura y profundidad. Las estrías son más frecuentes en áreas de contrapendiente, incluso en paredes verticales. Indican la dirección pero no el sentido del movimiento del flujo glaciar. También pueden indicar varias etapas glaciares o fases del avance del hielo (Gutierrez Elorza, M., 2008).

- **Morrena o depósito morrénico**

Morfológicamente hace referencia a una forma de acumulación glaciar caracterizada por poseer una entidad propia en el paisaje, con un volumen y unas dimensiones perceptibles sobre el terreno (Fig. 1. A). Esta forma conserva su morfología original y su situación deposicional frente al hielo, además su estructura interna está compuesta por uno o más tipos de depósitos morrénicos. Se pueden clasificar de dos tipos (Serrano Cañadas, E., 1998):

- Frontales. Aquellas que se han depositado en el frente del glaciar por el empuje o equilibrio de la lengua de hielo (avance frente a fusión).
- Laterales. Aparecen en los márgenes del valle como resultado de la fricción del hielo contra las paredes del mismo. Si tienen continuidad lateral, pueden represar valles laterales.

2.2. Formas periglaciares

El término fue usado por primera vez por (Lozinski, W.V., 1909). Posteriormente el término pasó a designar procesos de características frías sin tener proximidad ni espacial ni temporal con los glaciares. Este término ha tenido usos muy diversos debido a la imprecisión de su definición, incluso proponiéndose un vocablo nuevo “Geocriología” muy usado por científicos rusos (French, H.M., 1996; Washburn, A.L., 1979).

Los ambientes periglaciares se caracteriza por el hielo-deshielo del terreno y por existencia de permafrost o terreno permanentemente helado. Muchos paleoclimatólogos reconocen la importancia del modelado climático de los fenómenos periglaciares (Isarin, R.F.B., 1997). Los ecólogos y científicos ambientales señalan la vulnerabilidad de los regiones periglaciares (Vanderberghe, J. et al., 2002).

Una gran parte de los procesos geomorfológicos del dominio periglaciar son activos en otras zonas morfoclimáticas. No obstante, la actuación del hielo-deshielo alcanza su máxima intensidad en el medio periglaciar. Igualmente aquellos relacionados con el deshielo de laderas traen importantes movimientos en masa (Gutierrez Elorza, M., 2008).

- **Soliflucción (slow earthflow o creep en inglés)**

Es la inestabilidad de la parte más superficial del terreno (de decímetros a pocos metros de grosor) y que se desplaza mediante velocidades muy lentas (del orden de mm/año a dm/año). Es el tipo de movimiento de ladera más habitual y puede afectar a toda una vertiente (Fig. 2. J). Su efecto destructivo es bajo pero puede causar daños moderados en estructuras que suelen tener reparación. Este fenómeno es evidente por la inclinación de los elementos verticales, como por ejemplo, los árboles (Copons Lloret, R. et al., 2002).

- **Canchales**

Son acumulaciones de laderas más o menos continuas de clastos angulosos, que aun siendo muy frecuentes en ambientes periglaciares, sobre todo en áreas alpinas, también se localizan en otras áreas climáticas. Los canchales son mantos de derrubios que recubren las laderas, principalmente en sus partes medias y bajas. Estos clastos proceden de las áreas

escarpadas superiores constituidas por rocas resistentes y afectadas por procesos de gelifracción. Su potencia puede ser pelicular aunque en ocasiones alcanzan 30 m. de profundidad. Los perfiles de esas acumulaciones suelen ser cóncavos, con mayor inclinación en la parte superior, esta inclinación suele oscilar entre 25-40°. Si es de gran longitud se puede observar una clasificación de los clastos por tamaño (Gutierrez Elorza, M., 2008).

- **Protalus Rampart (morrenas de nevero)**

Un protalus rampart es una cresta o rampa de desechos que se desarrolla a lo largo del margen inferior de un parche de nieve continuada (Fukui, K., 2003).

En cuanto al origen de estos hay diferentes puntos de vista, los primeros estudios asumieron que se formaron simplemente a través de la acumulación de roca caída de escombros debido a la rodadura y deslizamiento sobre la superficie de un parche de nieve perenne (French, H., 1976; Washburn, A.L., 1979).

Sin embargo (Shakesby, R.A., 1997) señala dos puntos de vista opuestos sobre la formación. Por un lado sugiere que estas formaciones son parte del desarrollo lineal de un glaciar, relacionándolo, por tanto, con la fluencia del permafrost. Mientras que el otro punto de vista lo considera como un continuo desarrollo morfológico independiente del glaciar.

2.3. Procesos de laderas

Los movimientos de laderas constituyen partes de las vertientes que se desplazan hacia abajo por efecto de la gravedad. Consisten en el movimiento de una masa de roca, suelo o derrubios, de una ladera en sentido descendente, quedando excluidos la subsidencia, el hundimiento kárstico y la erosión. Estos fenómenos son el tercer riesgo natural en el mundo por número de víctimas después de los terremotos y las inundaciones (Copons Lloret, R. et al., 2002).

La variedad de procesos de ladera es numerosa y su forma de clasificarla variada. (Corominas, J., 2004) realiza una recopilación de autores que tratan de clasificar y definir estos fenómenos siguiendo criterios válidos por la comunidad científica.

La primera clasificación de amplia aceptación fue la de (Sharpe, C.F.S., 1938). Con posterioridad aparecieron las de (Hutchison, J., 1988; Nemčok, A. et al., 1972; Sassa, K., 1989; Varnes, D., 1973; Varnes, D.J., 1958) y más recientemente, las de (Cruden, David M et al., 1996; Dikau, R., 1996).

En España, la primera clasificación completa fue la propuesta por (García Yagüe, A., 1966). Posteriormente, (Corominas, J. et al., 1984.) presentaron una versión simplificada de la

de (Varnes, D.J., 1978), seguida poco tiempo después por las de (Ayala, F. et al., 1987; Corominas, J., 1989; Ferrer Gijón, M., 1988; García Yagüe, A. et al., 1988).

La clasificación que se va a seguir en el trabajo es la clasificación más aceptada internacionalmente (Varnes, D.J., 1978), que posteriormente fue completada por (Cruden, D. M. et al., 1996), que los ordena según el tipo de movimiento y los materiales movilizados.

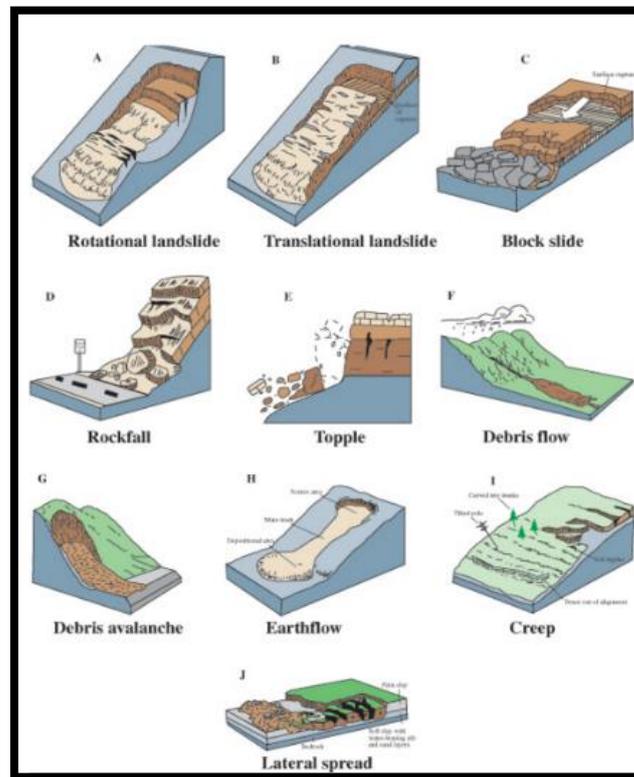


Figura 2. Procesos de ladera. Clasificación según (Cruden, D. M. et al., 1996)

- **Deslizamientos (slide en inglés)**

Es el movimiento de una porción de terreno a través de una superficie de rotura neta con la preservación general de la estructura interna original. Se pueden diferenciar dos tipos de deslizamientos: (1) los deslizamientos rotacionales (Fig. 2. A) en donde la superficie de rotura es circular, a modo de cuchara y (2) los deslizamientos traslacionales (Fig. 2. B) donde la superficie de rotura es totalmente plana. Los deslizamientos son especialmente frecuentes en laderas inclinadas, entre 20 y 50 grados, y con formaciones geológicas poco resistentes y cohesivas (lutitas arcillosas, margas, pizarras etc.). También son frecuentes en laderas formadas por rocas estratificadas con intercalaciones de capas delgadas de arcillas o lignitos. Es también la inestabilidad más frecuente en terraplenes antrópicos. Las velocidades son desde extremadamente lentas (menos de un centímetro por año) hasta moderadamente rápidas

(varios metros por día). Suelen causar importantes daños materiales en urbanizaciones y tramos de la red viaria, pero su efecto mortal suele ser bajo (Copons Lloret, R. et al., 2002).

- **Debris Flow**

Forma de movimiento rápido de masas en el que una combinación de tierra suelta, roca, materia orgánica, aire y agua se mueve como una masa que fluye ladera abajo. Los debris flow (Fig. 2. F), incluyen menos de un 50% de finos. Son causados por un flujo de agua superficial intenso, debido a las fuertes precipitaciones o al deshielo rápido, que erosiona y moviliza la tierra suelta o la roca en pendientes pronunciadas.

Las zonas de origen se asocian a menudo con barrancos escarpados, y los depósitos de abanico se reconocen por la presencia de bloques rocosos empastados en una matriz arcillosa sin selección en las desembocaduras de barrancos ("Landslide Types and Processes," 2004).

- **Sackung.**

Al principio se denominaban a los movimientos superficiales con una arraigada fluencia en laderas de roca firme foliada (Zischinsky, U., 1966, 1969). Posteriormente se definieron como movimientos de ladera de características lineales paralelos a la pendiente y escarpes contrapendiente producidos por la difusión de la gravedad en las laderas (Varnes, D.J. et al., 1989).

Aparecen en amplia variedad de litologías (incluyendo metamórficas, volcánicas y plutónicas) con longitudes de 15-300 m. de longitud y 1-9 m. de altura (Gutierrez-Santolalla, F. et al., 2005) y generalmente su dirección coincide con discontinuidades en el sustrato rocoso. Las depresiones asimétricas asociadas con estos escarpes a menudo albergan pequeños arroyos donde se deposita material de grano fino. En ocasiones, han evolucionado en grandes movimientos de ladera (Gutierrez-Santolalla, F. et al., 2005).

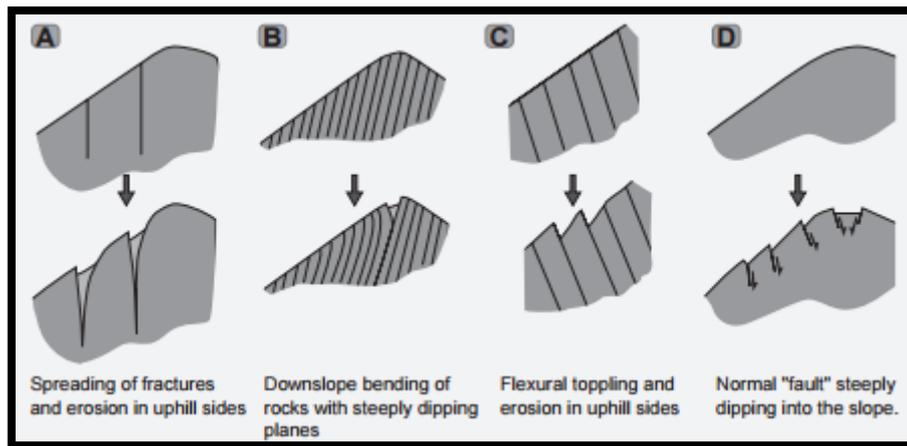


Figura 3. Diferentes maneras de formación de un sackung según autores. Fuente. (Gutierrez-Santolalla, F. et al., 2005)

Inicialmente se interpretó que su origen se debía a procesos de erosión diferencial, a la acción de las heladas, la nivación y/o la deflación eólica (Fig. 3). Posteriormente se atribuyen características sackung a procesos de deformación que implican diferentes modos de expansión lateral del macizo rocoso (Gutierrez-Santolalla, F. et al., 2005).

Del movimiento y velocidad de desplazamiento de los sackung poco se sabe, en Bald Eagle Mountain (Montañas Rocosas de Colorado), mediciones geodésicas precisas realizadas durante más de dos décadas rinden tasas máximas de 4 mm/año de desplazamiento horizontal (Varnes, D.J., J.A. Coe, J.W. Godt, W.Z. Savage, & I. Savage, 2000; Varnes, D.J., J.A. Coe, J.W. Godt, W.Z. Savage, & J.E. Savage, 2000).

Las características geomorfológicas de los sackung hacen que aunque puedan sufrir episodios de movimiento rápido (mm a cm /año) por aceleración sísmica y consecuentemente, provocar daños en estructuras fijas tales como infraestructuras, viviendas, telesillas..., la posibilidad de que estos movimientos de ladera se conviertan en movimientos rápidos y catastróficos es baja (Gutierrez-Santolalla, F. et al., 2005).

- **Aludes**

Un alud o avalancha es una masa de nieve que se mueve con rapidez pendiente abajo (Biescas Górriz, B., 2003). Para que este desprendimiento se considere un alud propiamente dicho, debe movilizar al menos 100 m³ de nieve y recorrer por lo menos 50 metros. En el caso de que sus dimensiones sean menores recibe el nombre de purga o colada. Una diferencia fundamental entre alud y purga es que la segunda es prácticamente inofensiva para las personas mientras que un alud, incluso pequeño, puede enterrar, herir o matar a una persona. Por lo

tanto, entre las consecuencias de los aludes están la afectación a las vidas humanas, a bienes materiales como infraestructuras y al propio medio natural (*La guía de Aludes*, 2015).

Morfológicamente los aludes se dividen en tres partes: zona de salida, zona de trayectoria y zona de parada/depósito (Biescas Górriz, B., 2003). La zona de salida es la parte del terreno en donde se inicia el alud y por lo tanto hay una aceleración significativa de la masa de nieve. Se habla de múltiples zonas de salida al referirse a aquellas zonas a partir de las cuales se pueden desencadenar diversos aludes con o sin un trayecto común.

La zona de trayecto es la parte de la ladera bajo la zona de salida que la conecta con la de depósito. En esta zona la velocidad del alud alcanza su máximo valor y las aceleraciones y desaceleraciones en esta zona no son significativas. En esta zona se producen las incorporaciones o pérdidas de nieve tanto del fondo como de o hacia los laterales.

La zona de parada o de depósito es el área donde la desaceleración es elevada, la nieve movilizada se deposita y el alud se detiene.

Existen diversos criterios para clasificar los distintos tipos de aludes; Así, en una primera clasificación sencilla se pueden distinguir los tres tipos siguientes (Furdada, G., 2006):

- Aludes de nieve reciente: en general de nieve seca, se suelen producir durante o poco después de las nevadas; a menudo desarrollan un aerosol; su velocidad puede alcanzar los 300 km/h y sus trayectorias suelen ser rectilíneas, adaptándose poco a la topografía.
- Aludes de placa: suele tratarse de placas de nieve sobreacumuladas por el viento. Presentan una cicatriz de coronación que frecuentemente refleja la morfología lenticular de la placa de nieve, que suele ser rígida y frágil; las placas se rompen en fragmentos irregulares, dando lugar a bloques que se desplazan por la vertiente.
- Aludes de fusión: como indica su nombre, se producen en momentos de altas temperaturas, involucrando nieve húmeda. Son los que tienen más capacidad erosiva, se adaptan a la topografía del terreno y sus velocidades pocas veces superan los 20 km/h.

El peligro de desencadenamiento de aludes de placa es mayor sobre laderas con ángulos comprendidos entre 25° y 45° (González, J.S. et al., 2010). Las velocidades de avance del flujo cambian según la masa involucrada, tipo de nieve y características de la pendiente. Pueden alcanzar más de 200 km/h aunque valores normales oscilan entre 70-100 km/h. (Suriñach, E., 2000).

3. Área de estudio

3.1. Situación geográfica

La zona de estudio (Fig. 4) queda encuadrada al noroeste de Aragón, perteneciente al término municipal de Jaca (Huesca). Se trata de un pequeño valle de origen glaciar con una superficie de 9,8 Km² y dirección NE-SO, situado en la cabecera del río Aragón, entre los municipios de Aísa (Candanchú) y Canfranc, al sur, y los valles bearneses de Aspe y Ossau (Francia), al norte y a tan sólo 33 km al Norte de la población de Jaca junto a la carretera nacional N-330.

Cuenta con 9,8 km² y sus coordenadas son: longitud 0° 48' 33,052" y latitud 42° 48' 33,05". El pico de Belonseiche con una cota de 2.297 y situado 697 por encima del valle es el relieve de mayor altura. Los límites naturales lo conforman al norte la frontera con Francia que coincide con la divisoria hidrográfica y al sur la cresta divisoria del valle de Canal Roya.

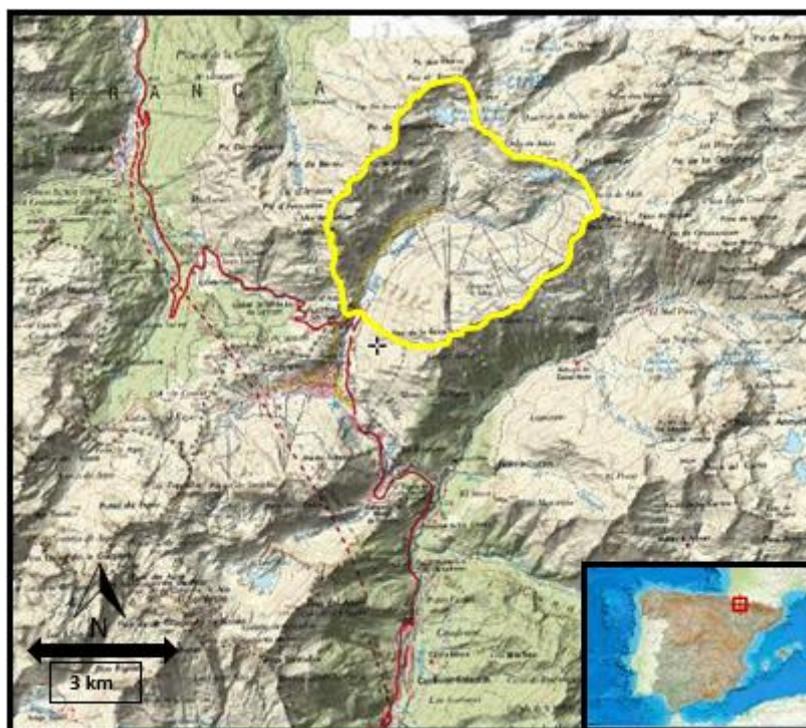


Figura 4. Mapa de localización de la zona de estudio. Fuente("Iberpix/visor2d," 2016).Elaboración propia

El valle se encuentra fuertemente antropizado por la existencia de la estación de esquí de Astún.

3.2. Relieve

El valle de Astún, situado en el pirineo occidental, está formado al NO por el paraje de las Torrullas con picos como: picos de Arnousse (2.141 m.), Bénou (2.271 m.), Belonseiche (2.297

m.) y Punta L´Escalar (2.286 m.). Hacia el N encontramos la sierra de Astún formada por picos como Pico de Astún (2.265 m.) y el de Mala Cara (2.277 m.). Este último constituye a su vez el punto más occidental del valle. Al SE está la cresta divisoria de la Canal Roya con los Piqués de Bagüe (2.240 m.) y el Pico de La Raca (2.284 m.) (Fig. 5).



Figura 5. Relieve del valle de Astún.

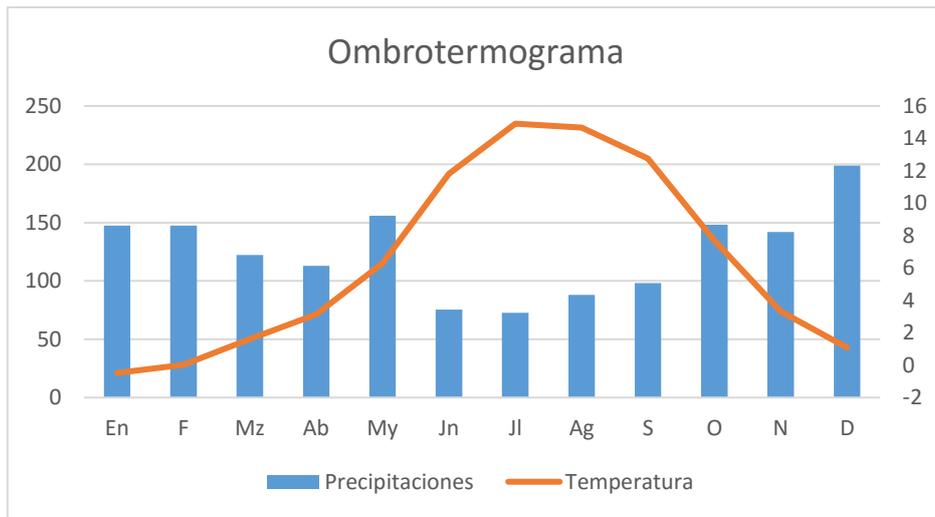
3.3. Clima

Se trata de un clima de transición Mediterráneo–Oceánico. La influencia oceánica penetra por el valle del río Aragón haciendo que, de forma progresiva, vaya ganando en importancia la precipitación invernal hacia el oeste, debido a la mayor facilidad que encuentran las borrascas atlánticas en esos meses fríos para barrer esta zona del tercio septentrional del solar aragonés (Martín, F.L. et al., 2007).

Al no contar con datos suficientes tanto de precipitación como de temperatura en el valle, estos datos se han sido obtenidos de Rioseta (Aísa), que tanto por proximidad como por la altura a la que se encuentra (6 km por la nacional, y a 1.460 m. de altitud) pueden ser datos válidos para extrapolar al área de estudio.

Las precipitaciones anuales medias son de 1509,89 mm anuales con un máximo en el mes de Diciembre y un mínimo durante los meses estivales. Las temperatura están comprendidas entre los 0 y 14 grados y la media anual es de 6,40 °C (Tabla 1) (Fernández, J.D.L.R., 1997).

Tabla 1. Ombrotermograma de Rioseta (Aisa). Fuente. (Fernández, J.D.L.R., 1997)



El límite altitudinal marca la cota inferior a partir de la cual durante una determinada época del año (meses desde diciembre hasta mayo) las precipitaciones son de nieve y las bajas temperaturas permiten su conservación. Este límite viene dado por la isoterma cero de la cuenca del Aragón que se encuentra en 1.549 m. (García-Ruíz, J.M. et al., 1985).

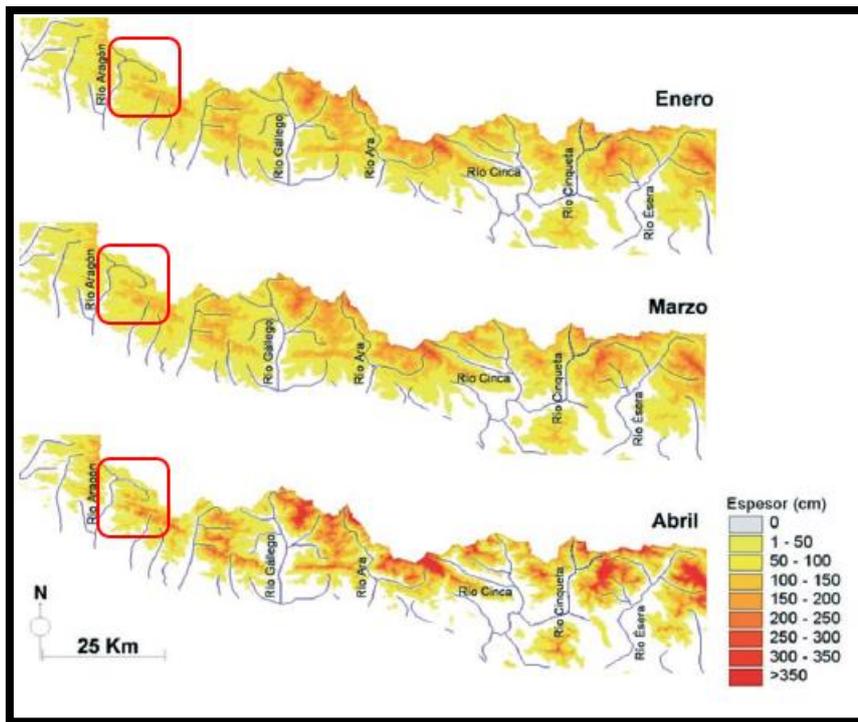


Figura 6. Datos de la evolución del espesor de nieve. Fuente (Cuadrat, J.M. et al., 2007)

Los espesores que se alcanzan en el valle durante estos meses invernales van de los 50 a los 250 cm. (Fig. 6) en las zonas más altas (Cuadrat, J.M. et al., 2007), dado que prácticamente todo el valle se encuentra a una altitud superior a la de la isoterma cero.

3.4. Vegetación

En las áreas montañosas la combinación de diferentes factores ecológicos se refleja en la distribución en pisos de vegetación. También hay que tener en cuenta la intervención humana, que introduce importantes modificaciones y que generalmente se traduce en deforestación y en la bajada del límite altitudinal del bosque al extender las praderas alpinas de manera artificial. Este último fenómeno está muy presente en nuestra zona de estudio (Hernández, M.Y.V., 2002).

De los tres pisos climáticos del valle del Aragón (montano, subalpino y alpino), el fondo del valle de nuestra zona de estudio se encuentra en el piso subalpino, donde aparecen matorrales de rododendro con arándanos que caracterizan a esta zona de la cabecera del alto Aragón (Fernández, J.D.L.R., 1997). Por el contrario, las partes medias y altas se incluyen dentro del piso alpino, dominado por la roca desnuda en los abundantes canchales y escarpadas crestas y donde solo algunas plantas pueden sobrevivir como *Horminum pyrenaicum*. Este piso está caracterizado por un periodo largo de innivación que reduce el periodo vegetativo, una insolación grande en verano y vientos fuertes.

En el valle de Astún encontramos pasto y matorral subalpino de sustitución del pinar *Pinus sylvestris* y *Pinus uncinata*, degradado por el pastoreo. Las especies de árboles, *Pinus uncinata*, *Fagus sylvatica* y *Pinus sylvestris*, se presentan como pies aislados. Los arbustos pertenecen a las especies *Juniperus communis*, *Buxus sempervivens*, *Calluna vulgaris*, *Vaccinium myrtillus*, *Erica vagans*, etc. (Hernández, M.Y.V., 2002).

3.5. Usos del suelo

La estación de esquí de Astún cuenta con 50 km de pistas esquiables, de los cuales 39,9 km son pistas balizadas y 10,1 km están distribuidas en diferentes itinerarios. Para llegar a las pistas cuenta con telesquíes, cintas y telesillas (4 plazas fijo, 4 plazas desembragable y 2 plazas) además de un snowpark, estadio de competición y una zona para trineos como se ve en la (Fig. 7). La superficie innivada de la estación es de 47,4 ha. (5% del total del valle.).

Además, para su correcto funcionamiento, la estación cuenta con 56 establecimientos, 1 hotel para 75 personas, restaurantes y puestos de mantenimiento que se encuentran repartidos por las pistas. ("Ficha tecnica Astún 2015-2016," 2015)

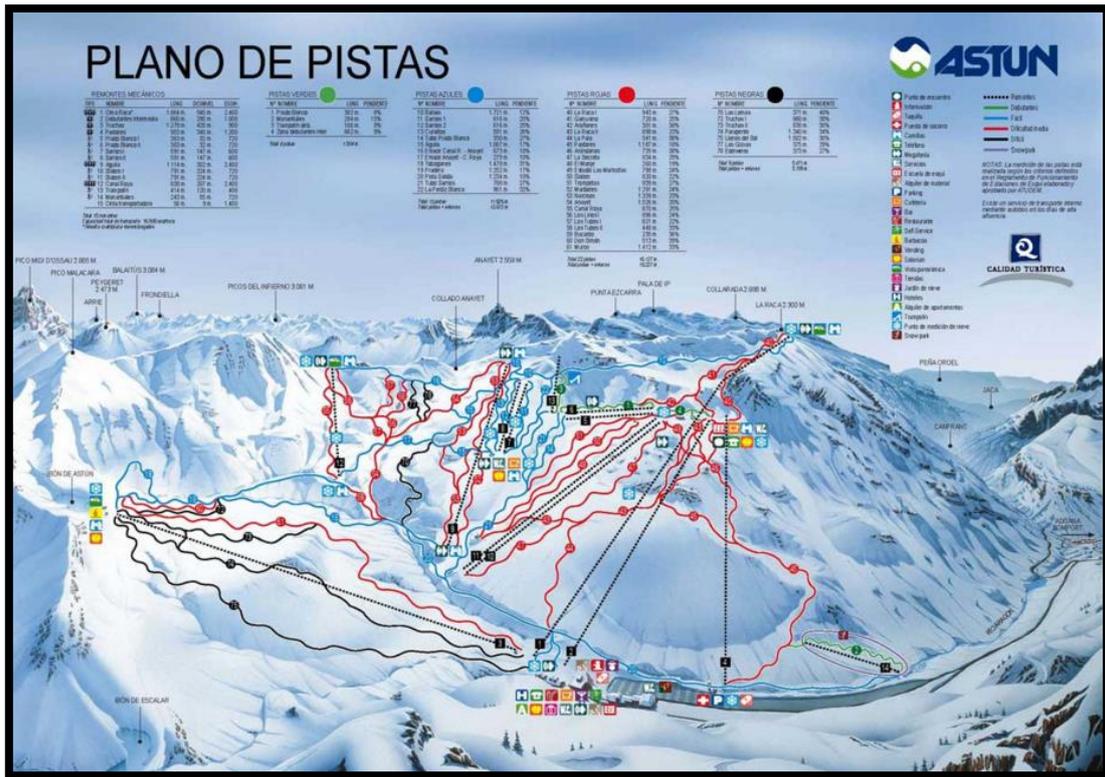


Figura 7. Plano de pistas de la estación de esquí de Astún. Fuente ("astún," 2016)

La parte de la cabecera del río se encuentra bajo una figura de protección IBAS (Important Bird Areas); la nº 123 Belagua-Ansó-Hecho. Como se ve en el polígono de color azul en la (Fig. 8).



Figura 8. Mapa de los espacios protegidos del valle de Astún, el polígono azul marca el IBAS nº 123. Fuente. ("Idearagón," 2015)

El Programa de Áreas Importantes para la Conservación de las Aves tiene como principales objetivos identificar, proteger y conseguir una gestión adecuada de una red de espacios prioritarios para la supervivencia de las poblaciones de aves a lo largo y ancho del Mundo. Este programa lo desarrollan en sus respectivos países todos los socios de BirdLife International intentando conseguir una protección legal, una gestión y un seguimiento de estos lugares (Atienza, J.C. et al., 2011).

3.6. Hidrología

El río Aragón, que da nombre al valle del Aragón, nace en el Ibón de Escalar a 2.092 m de altitud y cuenta con una extensión de 195 km de los cuales, 3 km se encuentran dentro de la zona de estudio. Es uno de los ríos más importantes del margen izquierda del río Ebro. Su caudal muestra un régimen fluvial nivopluvial y por tanto, está claramente regulado por la presencia de nieve en la zona.

Junto con el río Aragón, caben destacar dos ibones de origen glaciar, el de Escalar y Astún, y numerosos arroyos de montaña que confluyen en el río Aragón.

3.7. Contexto geológico

El valle forma parte del Pirineo Axial, que constituye la banda más septentrional y el eje de la cordillera. El sector que coincide con la zona de estudio, presenta como litologías dominantes las series sedimentarias permotriásicas (arcillas, areniscas rojas, conglomerados, salpicados de erupciones andesíticas y grauvacas con pizarras) (Fig. 9). Estos materiales afloran por erosión diferencial en las partes de mayor relieve del valle sobre los materiales pizarrosos devónicos y carboníferos de Astún, Canal Roya e Izas (Fernández, J.D.L.R., 1997).

La litología del valle de Astún, puede dividirse en varios grupos (Soler-Sampere, M. et al., 1972):

- Pizarras y areniscas paleozoicas alteradas con intercalaciones de niveles de carbón y conglomerados.
- Facies rojas continentales permotriásicas discordantes sobre las pizarras paleozoicas. Están constituidas por conglomerados, areniscas silíceas y arcillas rojas. Rocas efusivas básicas, en general, andesitas. Estas rocas se encuentran siempre estratificadas en el permotriásico.

La formación del valle pertenece al final de la era paleozoica, en los periodos comprendidos por el Devónico, Carbonífero y Pérmico. A finales del Pérmico este relieve se

erosiona, generando depósitos de conglomerados y areniscas rojizas, al mismo tiempo que se producen episodios de vulcanismo (Anayet y Midi d'Ossau).

Estos materiales surgen provocados por el cabalgamiento de Gavarnie que se produce en la parte más meridional del pirineo axial frente a la cuenca de Jaca (Izquierdo-Llavall, E. et al., 2015).

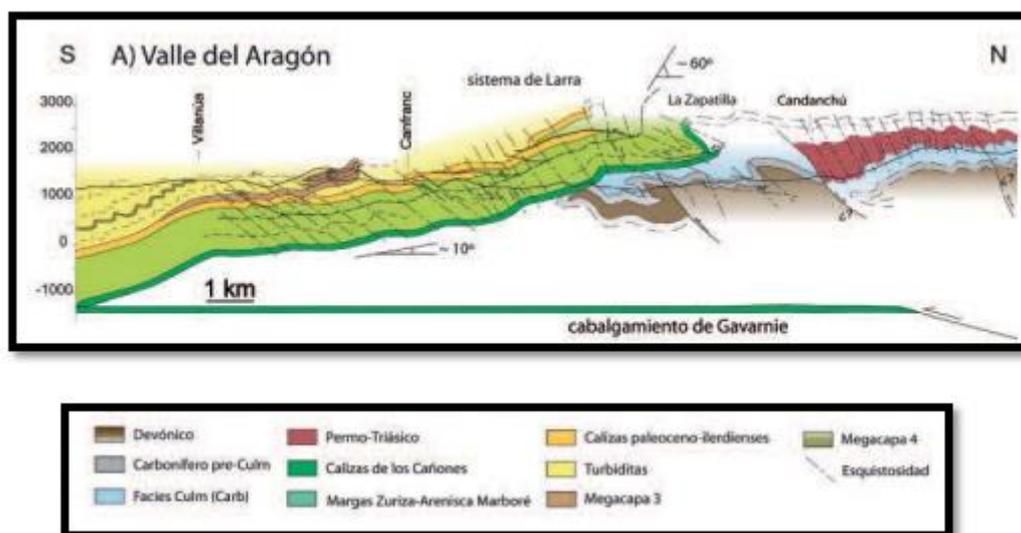


Figura 9. Corte geológico del valle de Aragón. Fuente (Izquierdo-Llavall, E. et al., 2015)

3.8. Contexto geomorfológico

La geomorfología del valle de Astún está principalmente condicionada por el modelado glaciar, uno de los mejores conservados del Pirineo con forma glaciar. Este valle, junto a otros como el de Canal Roya o Izas, forman parte de la cabecera del valle glaciar del Aragón.

Los glaciares son gruesas masas de hielo que se originan en la superficie terrestre por compactación y recristalización de la nieve. El desarrollo de glaciares ha tenido lugar a lo largo de la Historia de la Tierra de manera repetida en sucesivas épocas glaciares que han quedado impresas en el registro geológico. Las más importantes de las que se conservan evidencias estratigráficas tuvieron lugar en el Ordovícico-Silúrico (429-445 Ma), Devónico-Carbonífero (353-363Ma), Pérmico-Carbonífero (256-338 Ma), Jurásico (188-195 Ma y 160-175 Ma), Cretácico Inferior (105-140 Ma) y finales del Cenozoico (43-18 Ma) (Zhuang, K. et al., 2013).

La última etapa glaciar desarrollada durante el Cuaternario alcanzó su máximo hace aproximadamente 18.000 años, cuando las masas de hielo cubrían una tercera parte de las áreas continentales (Flint, R.F., 1971; Sundgen, D.E. et al., 1976). Durante ese periodo, el valle de Astún

estaría cubierto por una enorme lengua de hielo que descendería desde los circos glaciares presentes en las cabeceras del valle.

En el Pirineo Aragonés es posible ver algunas formas de acumulación generadas en un periodo frío denominado “Pequeña Edad del Hielo” que tuvo lugar entre los siglos XVI y principios del XIX. La mencionada “Pequeña Edad del Hielo” y el consiguiente avance de los glaciares, permitió la generación de nuevas acumulaciones morrénicas (del Valle Melendo, J., s.f.).

En el valle del Aragón, (Llopis Lladó, N., 1947; Pancer, W., 1926) plantearon la existencia de dos glaciaciones diferentes llamadas Riss y Würm, separadas por un interglaciar. A partir del estudio del complejo morrénico de Castiello de Jaca. Por el contrario (Barrère, P., 1963) defendía que solo existía una glaciación con diferentes episodios de avance y retroceso debido a que no acepta el enlace que los dos anteriores autores atribuyen a las morrenas del valle Aragón y los dos niveles de terrazas. Más adelante, estudios de (Höllermann, P., 1971; Martí-Bono, C., 1973) confirmaron el carácter fluvioglaciar de la terraza exterior, por tanto afianzando la teoría inicial de que se produjeron dos fases glaciares bien diferenciadas (García-Ruiz, J.M. et al., 2010).

Aunque el relieve del valle de Astún está principalmente modelado por las masas glaciares que lo cubrieron en sucesivas etapas, existen otros procesos asociadas a la retirada del hielo. En primer lugar, el periglacialismo, caracterizado por climas muy fríos y a fases de hielo y deshielo. Para entender la incidencia de la gelifracción en el modelado de los valles Pirenaicos, (Serrano Cañadas, E. et al., 2000) determinan que se dan entre 170-200 días de hielo-deshielo al año a una cota 2.100 m, de manera que gran parte de nuestra zona de estudio, que se encuentra por encima o ligeramente por debajo de esta cota, se ve afectada por este tipo de procesos. Las formas más características que genera el periglacialismo en el valle de Astún son los taludes, conos de derrubios y protalus rampart.

En segundo lugar, los procesos de ladera constituyen un modelador de gran importancia en la zona de estudio como resultado de una combinación de procesos geológicos (descarga, hielo-deshielo, cambios de temperatura, acumulación de nieve,...). Cabe indicar que los movimientos de ladera se ven favorecidos por las modificaciones en el perfil de equilibrio de las laderas derivadas de la acción antrópica de la estación invernal de Astún.

4. Objetivos

Los objetivos principales del trabajo los podríamos dividir en dos:

- La realización de un mapa geomorfológico de detalle de la zona de estudio.
- La elaboración de un mapa de susceptibilidad al arranque de aludes.

No obstante para poder llegar a completar estos objetivos, se han tenido que superar primero otros pasos intermedios, pudiendo denominarlos como objetivos secundarios.

- Fotointerpretación estereoscópica y reconocimiento de morfologías en el campo del valle de Astún.
- Realizar una descripción geomorfológica de la zona.
- Análisis litológico de la zona de estudio y su influencia en los diferentes movimientos de ladera.
- Determinación de cuántos movimientos de ladera se producen y determinar su extensión.
- Análisis de la influencia de los movimientos de ladera en la evolución de la red de drenaje.
- Descripción y análisis de las formas glaciares y periglaciares que se producen en el valle.
- Búsqueda bibliográfica sobre la metodología empleada en la elaboración de modelos de arranque de aludes.
- Analizar los diferentes factores que pueden afectar al arranque de aludes y cómo puedan afectar a la zona de estudio seleccionada.
- Determinar la relación existente entre los factores condicionantes en la formación de aludes.

5. Metodología

El presente trabajo se ha elaborado en una serie de fases sucesivas, progresivamente de mayor complejidad.

Inicialmente, para la elección de la zona de estudio, se usó el programa de Bing maps, los servidores digitales del IGME (Instituto Geológico y Minero de España) e IGN (Instituto Geográfico Nacional) así como las cartografías geomorfológicas y geológicas preexistentes del Pirineo Axial, añadiendo criterios propios para la selección del valle objeto del estudio.

Posteriormente se realizó el reconocimiento de la zona de estudio a través de la fotointerpretación estereoscópica del vuelo de septiembre del año 1981 (Pasada 5 Números 7878-7881 a escala 1:25.000) usando un estereoscopio de mesa (modelo topcon 3460).

La cartografía resultante de la fotointerpretación fue comprobada con la ayuda de las ortofotos del Instituto Geográfico Nacional (hojas 144 y 145 del PNOA 2012, ortofotos de máxima actualidad, ETRS 89 huso 30) siguiendo una campaña de campo por las diferentes zonas del valle (4 campañas de campo de jornada completa). El trabajo de campo permitió eliminar las morfologías incorrectamente cartografiadas en la fase anterior, añadir aquellas de pequeña escala no observables en la fotografía aérea y recopilar toda la información complementaria a la ya obtenida de la foto aérea. Esta fase se realizó en dos periodos, a primeros de otoño cuando el valle carecía de nieve para observar las formas de relieve superficial existentes y a finales del invierno, cuando se encontraba cubierto de nieve con el fin de reconocer las zonas de arranque, tránsito y depósito de aludes.

El mapa definitivo resultante del reconocimiento de campo y el estudio de las diferentes cartografías y fotos aéreas fue digitalizado sobre una ortofoto de máxima resolución del PNOA 2012, georreferenciada en el sistema de Referencia Terrestre Europeo 1989 (European Reference System 1989, ETRS89) usando el programa de SIG ArcGis 10.1.

Como el valle de Astún se encuentra en dos hojas (144 Hecho y 145 Sallent de Gallego), hubo que realizar dos acciones, la primera mediante la herramienta “extract by mask” para seleccionar dos recortes de las ortofotos descargadas y la otra con la herramienta “mosaic to new raster” para juntar los dos recortes y así seleccionar el área que interesaba. Posteriormente también se realizó un modelo digital de elevaciones para el que se descargaron las hojas correspondientes del Lidar del IGN 144 y 145 y, mediante la herramienta “hillshape” (Fig. 10), se elaboró un modelo de sombreado.

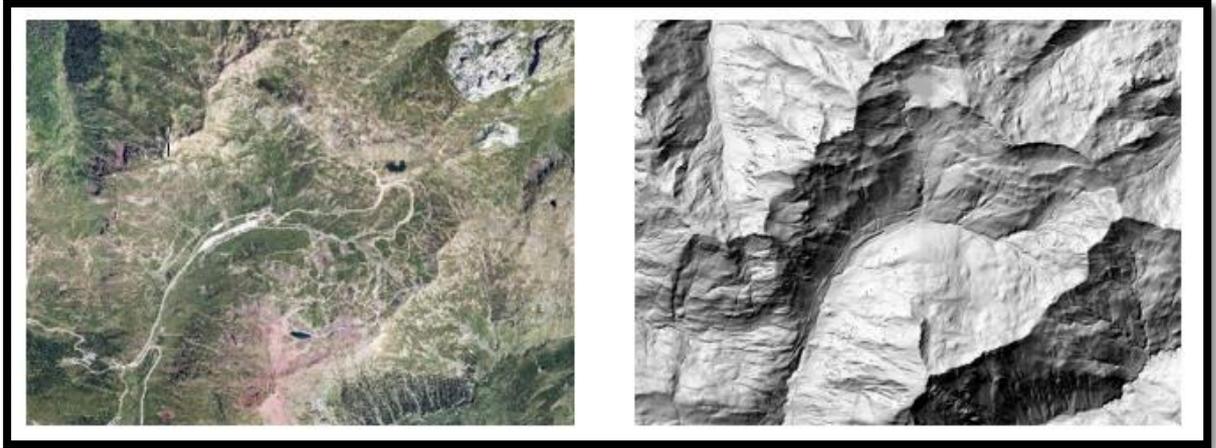


Figura 10. Ortofoto y MDE del PNOA 2012 (European Reference System 1989, ETRS89) y MDE obtenido a partir del LIDAR (hojas 144-145)

Para la elaboración del mapa de susceptibilidad al arranque de aludes lo primero que se realizó fue una búsqueda bibliográfica de otros trabajos en los que se aplicaran modelos similares, tanto en zonas pirenaicas como en otras cadenas montañosas.

Tras el análisis de los factores influyentes en una zona al arranque de los aludes, se realizó una tabla de ponderación de estos factores y se trataron de manera individualizada en diferentes mapas.

Para darles los pesos adecuados se procedió a realizar una reclasificación de los valores obtenidos mediante la herramienta “reclassify” (Arc Gis 10.1), para posteriormente unirlos todos mediante la herramienta “raster calculator” y obtener así cuatro rangos de susceptibilidad al arranque de aludes (ninguna, baja, moderada y alta). La validación del mapa final se llevó a cabo mediante una búsqueda de los aludes que había sufrido el valle con anterioridad tanto en prensa como en artículos, además también se entrevistó al jefe de la estación de Astún preguntándole sobre donde solían producirse estos eventos con mayor asiduidad.

Por último, se redactó la memoria final con los resultados llevados a cabo en las diferentes fases anteriormente descritas. Para la correcta consecución de cada una de estas fases se ha realizado una amplia búsqueda bibliográfica.

6. Resultados

En primer lugar, abordaremos la descripción geomorfológica del valle apoyándonos tanto en el mapa geomorfológico de detalle que hemos realizado como en las fotos tomadas en el campo.

En segundo lugar, nos ocuparemos de los aludes. Analizaremos los factores determinantes en su desencadenamiento (altitud de la isoterma de 0º, pendiente, convexidad, usos del suelo, etc.) y comentaremos el mapa de zonas susceptibles al arranque de aludes.

6.1. Descripción geomorfológica de la zona de estudio

La descripción sigue un criterio morfológico y altitudinal desde las partes más altas del valle a las de menor altitud en el fondo del valle. Primero se describen las formas de manera general, para posteriormente compararlas con el resto del valle y así ir analizando las particularidades geométricas de cada una (extensión, forma, área,...).

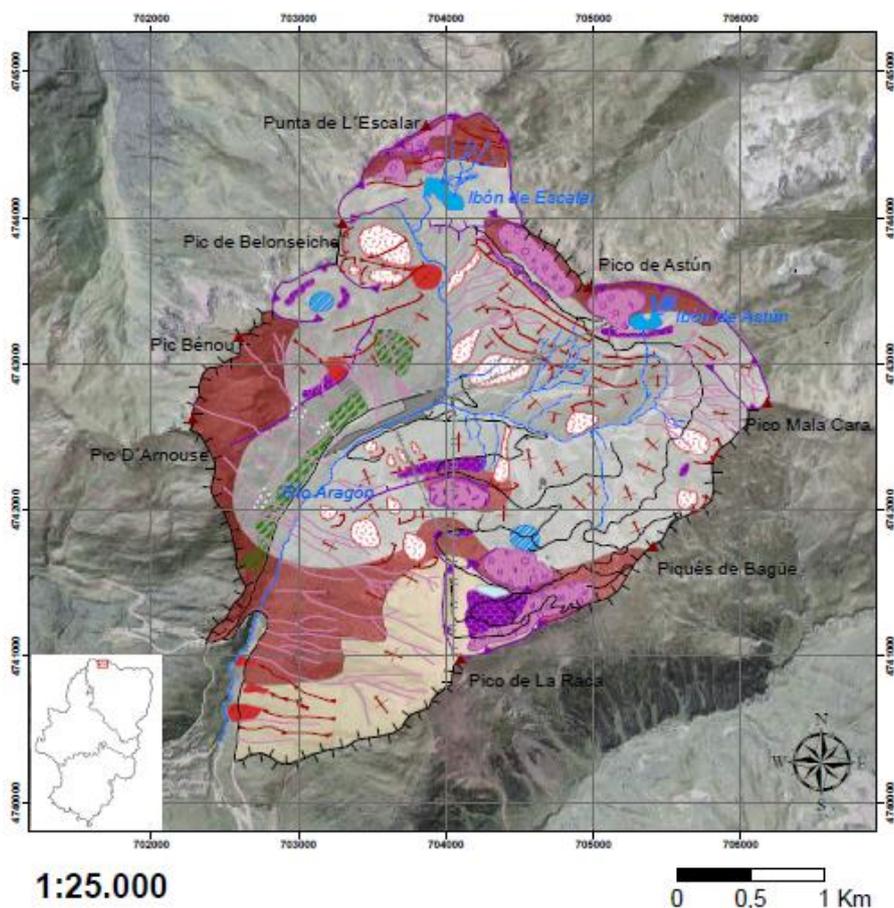


Figura 11. Mapa Geomorfológico del valle de Astún

Los circos glaciares se encuentran situados por encima de los 2.000 m de altitud en las zonas más elevadas del valle y ocupan casi un 20% de la superficie total del mismo. Poseen una geometría semicircular con un perfil pronunciadamente cóncavo por la presencia de cubetas de sobreexcavación colmatadas o con lámina de agua, dando lugar a ibones. Sus paredes son subverticales con fuertes pendientes y se encuentran en su mayor parte cubiertas por extensos mantos de derrubios (canchales) asociados a procesos de gelifracción. Aparecen rodeados por aristas redondeadas debido a la erosión de las pizarras paleozoicas y materiales permotriásicos. Se han reconocido de Noroeste a Sureste un total de 4 circos (Fig. 12).

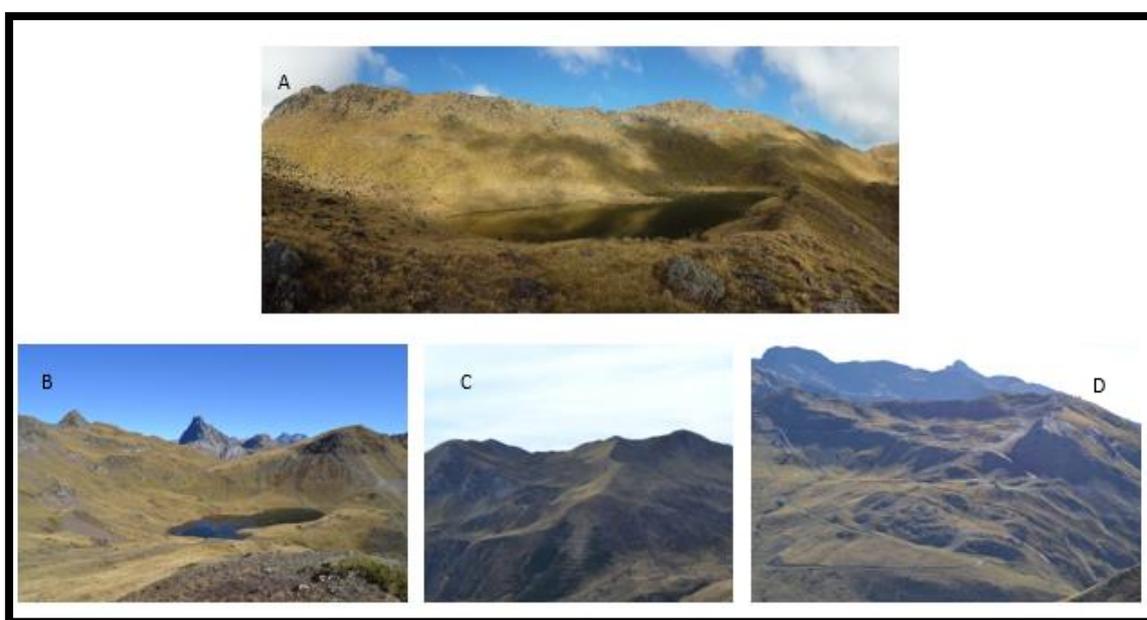


Figura 12. Circos del valle de Astún A. Astún; B. Escalar; C. La Raca; D. Bénou

El Circo de Bénou (Fig. 12. C) con una orientación NE, una extensión de 0,16 km². y rodeado por unas paredes desnudas que alcanzan una altura de 125 m. sobre su fondo, se encuentra debajo del Pico del mismo nombre. Se caracteriza por la existencia de dos morrenas frontales a diferentes alturas resultado de las últimas fases de retroceso y avance del glaciar (Fig. 13). La inferior, situada a 175 m. del pico de Bénou, cierra una cubeta de sobreexcavación de 27.741 m². colmatada. La superior, de mayores dimensiones, con una superficie de 42.183 m², se encuentra mejor conservada y cierra el circo a tan solo 125 m. por debajo del pico.

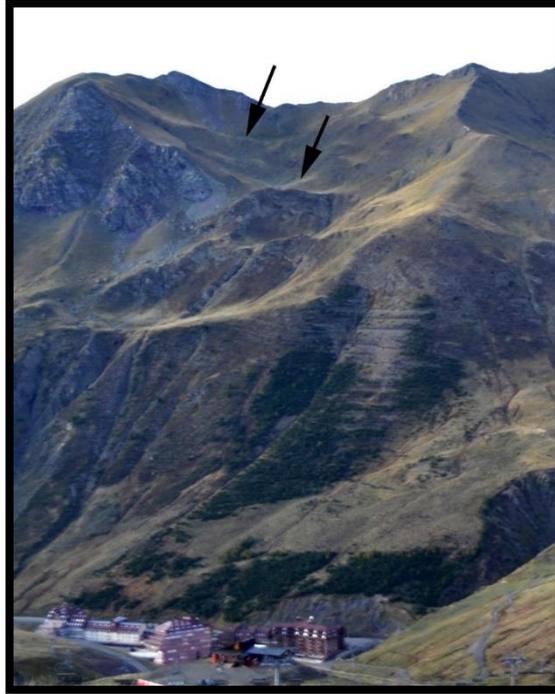


Figura 13. Circo de Bénou en la margen derecha del río Aragón. Las flechas negras indican la situación de las morrenas terminales.

El Circo de Escalar (Fig. 12. B), que se sitúa debajo de la Punta L'Escalar, con una orientación Sur, cuenta con una superficie de 0,61 Km², siendo el más grande del valle. Tiene unas paredes que alcanzan los 250 m de altura. Está cerrado por un umbral (Fig. 14), de 150 m. de largo, 20 m. de alto y 50 m. de ancho, seccionado en dos partes por la presencia de un barranco y limitado en su parte más oriental por el nacimiento del río Aragón.



Figura 14. Fotografía del umbral que cierra el circo de Escalar.

Las paredes del circo contienen una morrena terminal (Fig. 15. A), colgada a tan solo 65 m. del pico que lleva el mismo nombre, ésta se encarga de separar los tres canchales (Fig. 15. A) que ocupan el 11.4% de la superficie del circo.

En el mismo circo del Escalar hay una cubeta de sobreexcavación que, a 2.078 m., alberga un ibón (Ibón de Escalar) (Fig. 15. A). Actualmente dicho ibón se encuentra en proceso de colmatación, lo que puede apreciarse por la gran acumulación de algas y su profundidad máxima de 3 m. ("zco1999.wordpress.com," 2016). Sus aguas presentan una coloración rojiza debido a la cantidad de hierro disuelto procedente de los materiales del Permotrías de la parte superior del circo.

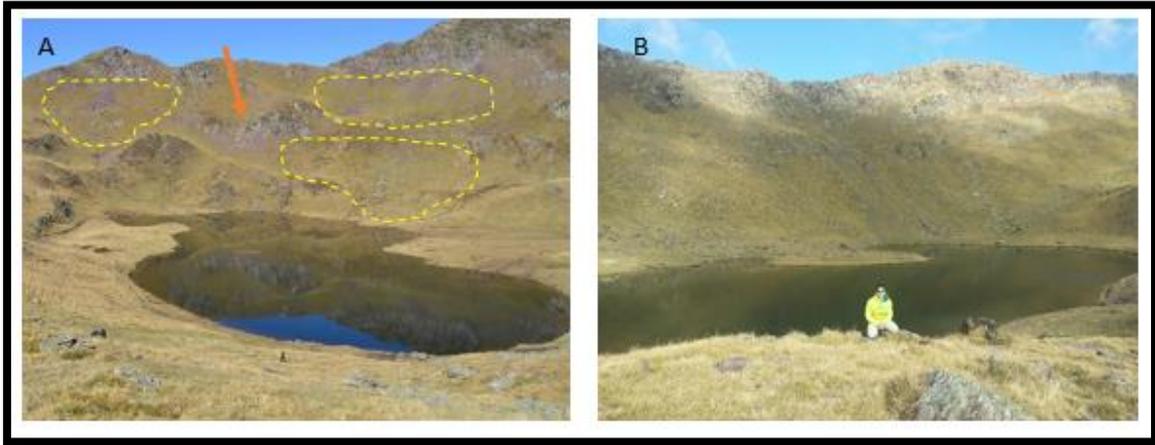


Figura 15. Ibones del valle de Astún. A. I. Escalar. Flecha naranja indicando la morrena terminal y círculos amarillos los canchales; B. I. Astún

La geometría subcircular del circo de Escalar aparece desdibujada por una secuencia de cinco niveles de sackung con longitudes de arriba a abajo de 126, 325, 287, 640 y 392 m. y alturas inferiores a los 3 m (Fig. 16. A). Estos sackung están atravesados por una serie de barrancos que desaguan en el ibón de Escalar formando un abanico fluvial. Tres de ellos dan la vuelta por el collado del circo hacia la vertiente francesa, tal y como puede verse en la (Fig. 16. B).

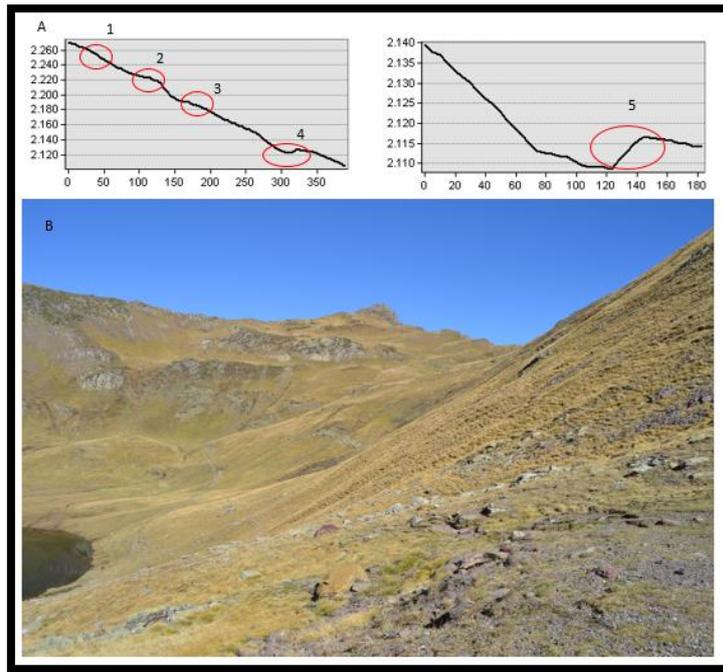


Figura 16. A. Perfil topográfico de la ladera del circo de Escalar. En rojo marcados la posición de los sackung; B. Fotografía de los sackung del circo de Escalar

El Circo de Astún (Fig. 12. A), localizado bajo el pico de Astún y con una superficie de 0,45 km², al igual que el de Escalar con orientación Sur, presenta una diferencia altitudinal entre las aristas y su fondo de 120 m. Está cerrado en su parte más baja por una morrena terminal, la mejor conservada del valle, de 250 m. de largo y una altura media de 10 m. La segmentación de esta morrena se produce por varios barrancos que nacen desde el ibón, siendo uno de estos el de Astún, que desagua ladera abajo en el río Aragón. La superficie de esta morrena (Fig. 17) se encuentra muy erosionada y redondeada así como colonizada por el pasto



Figura 17. Fotografía de la morrena terminal del circo de Astún

La cubeta de sobreexcavación de este circo alberga el otro ibón del valle, el de Astún (Fig. 15. A), localizado a 2.144 m. de altitud y con una profundidad máxima de 4,3 m. ("zco1999.wordpress.com," 2016). El fondo del lago es una cubierta continua de fango limoso, muy alterado por la presencia de basura (bolsas, vasos,...).

En las paredes del circo se encuentra un canchal que ocupa el 15,6% de la superficie total del mismo. El resto de las paredes sufren procesos de solifluxión.

Finalmente, el Circo de La Raca (Fig. 12. D), el único con una orientación Norte, cuenta con una superficie de 0,39 km² y paredes de más de 180 m de altura. Tiene dos cubetas de sobreexcavación, la superior excavada en materiales permotriásicos y una segunda elaborada (la de abajo) en el contacto de permotriás - pizarras paleozoicas, aprovechando la baja resistencia mecánica de estas últimas. En esta segunda cubeta se aprecian los restos de un antiguo ibón ya colmatado.

Ambas cubetas se encuentran cerradas por morrenas terminales, en el caso de la de la cubeta de abajo está fuertemente antropizada por la presencia de un restaurante situado encima de ella (Fig. 18. C). Además, en la parte alta encontramos una superficie de 90.671 m² (supone el 23% de la superficie del circo) de un terreno ondulante e irregular originada por la presencia de varias morrenas. La morrena terminal que pertenece a la cubeta de abajo se encuentra erosionada y cubierta por el pasto.



Figura 18. A y B. Canchales del circo de La Raca; C. Morrena terminal del circo de La Raca con restaurante encima

En las paredes del circo hay un canchal que ocupa más de la mitad de la superficie del circo (Fig. 18. A y B), que está muy antropizado por la presencia de una pista de salto de esquí (Fig. 18. A), usada en la temporada invernal, además del restaurante nombrado anteriormente.



Figura 19. Sierra de Astún. La línea amarilla indica el Protalus Rampart, la línea roja el canchal y la flecha negra el circo de Astún.

Cabe destacar otro canchal que se localiza en la sierra de Astún, va desde los circos de Astún hasta el de Escalar, rodeado de rojo en la (Fig. 19). Ocupa una superficie de 94.734 m², y baja por la ladera hasta que se frena debido a la acción de contención de un protilus rampart, indicado con una línea amarilla en la (Fig. 19) que se encuentra en esta misma ladera. Esta última morfología tiene una longitud de casi 700 m. y una altura máxima de 15 m. y debido a la presencia de varios barrancos se encuentra segmentada y erosionada. Actualmente está parcialmente colonizada por pasto.

La presencia de rocas aborregadas (Fig. 21. A) y estrías glaciares (Fig.21. B) a lo largo del valle nos informan de la dirección y sentido del movimiento del glaciar pendiente abajo. Los circos de Escalar por un lado y los de las Astún y Raca por otro, alimentaban dos masas de hielo que confluían en el fondo del valle para formar un glaciar de valle. La erosión del hielo configuró una artesa glaciar caracterizada por paredes subverticales y una geometría en U con fondo plano. El cambio en la pendiente de las laderas con ángulos inferiores a 30° a más de 50°, unido a la presencia de replanos posiblemente ligados a áreas de obturación glaciar y restos de morrenas laterales degradadas por la red de drenaje en ambos márgenes del valle, apuntan a una anchura máxima de la artesa de 900 m. y un espesor máximo de hielo de 250 m (Fig. 20, flechas negras).

A 150 y 190 m. por debajo de este nivel máximo de altura de hielo, se reconocen pequeños depósitos glaciares junto con cambios en la pendiente de las laderas que marcan la progresiva disminución del espesor de hielo en fases posteriores de retroceso del glaciar. En esta última fase tardía, la masa de hielo terminaba en un umbral de calizas paleozoicas al final del valle con un espesor de tan sólo 40 m. y una anchura de menos de 200 m., lo que supone una reducción de hielo en torno al 75% con respecto al máximo alcanzado (Fig. 20, flechas amarillas).



Figura 20. Panorámica de la artesa glaciar del valle del río Aragón en la zona de estudio. Las flechas negras, blancas y amarillas reflejan las diferentes alturas alcanzadas por el hielo en las diferentes fases evolutivas del glaciar

En cuanto a las rocas aborregadas (Fig. 21. A), En el valle se sitúan en la ladera noroeste, en materiales permotriásicos debajo del pico de La Raca. Tienen una altura de 40 m, ocupan una superficie de 96.095 m² y están orientadas a favor de la pendiente hacia el suroeste, lo que nos indica, la dirección del hielo.

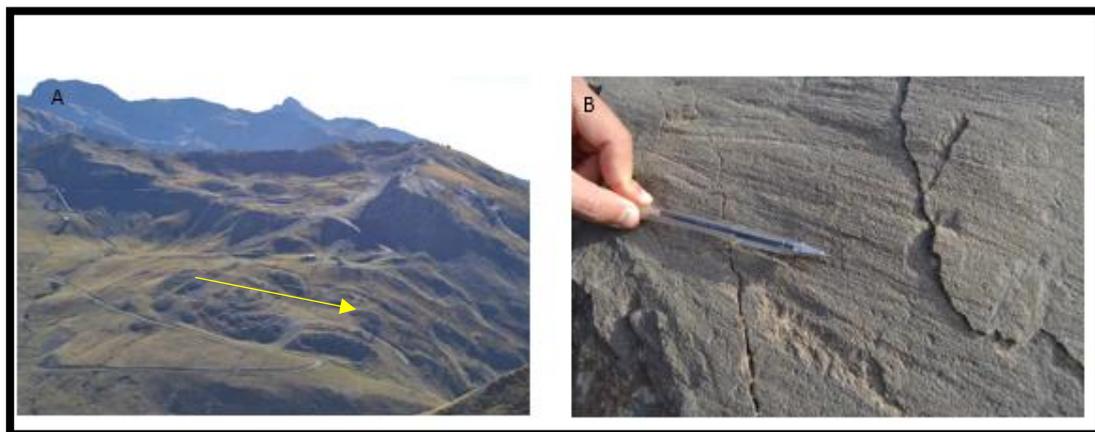


Figura 21. A. rocas aborregadas debajo del circo de la Raca. La línea amarilla indica la dirección y sentido del hielo; B. Estrías glaciares en roca

En lo referente a los movimientos de ladera, la solifluxión es el proceso más frecuente (Fig. 22). Afecta a la totalidad de las laderas del valle con litologías pizarrosas y aparece a cualquier altura desde los circos hasta el fondo del valle. Su génesis reside en la inestabilidad y desplazamiento lento de la parte más superficial del terreno. El flujo del regolito a favor de

pendiente origina la individualización de la ladera previamente cubierta por vegetación, en una sucesión de parches de vegetación escalonados en forma de terraza o lóbulos (terrazas y lóbulos de solifluxión).



Figura 22. Proceso de solifluxión en diferentes lugares del valle A. Ladera noreste; B. Ladera sureste; C. Ladera suroeste

A pesar de la importancia de la solifluxión en el modelado, el valle se caracteriza por la existencia de numerosos sackung con escarpes antitéticos lineales paralelos a la pendiente, de entre 150 y 1.000 m. de longitud y hasta 5 m. de altura. Los de mayor desarrollo longitudinal están situados en la ladera suroeste, entre los circos de Escalar y las Astún. El perfil topográfico de la ladera (Fig. 23. A) muestra la existencia de 5 niveles escalonados de sackung de entre 3-5 m. de altura y longitudes de arriba a abajo de 1.161, 712, 354, 724, 840 m. que dan lugar a la formación de depresiones lineales. Se encuentran diseccionados por la red de drenaje a excepción del sackung superior que alberga pequeños lagos y dolinas. La existencia de un drenaje no jerarquizado junto con dolinas activas son signos evidentes de su actividad reciente.

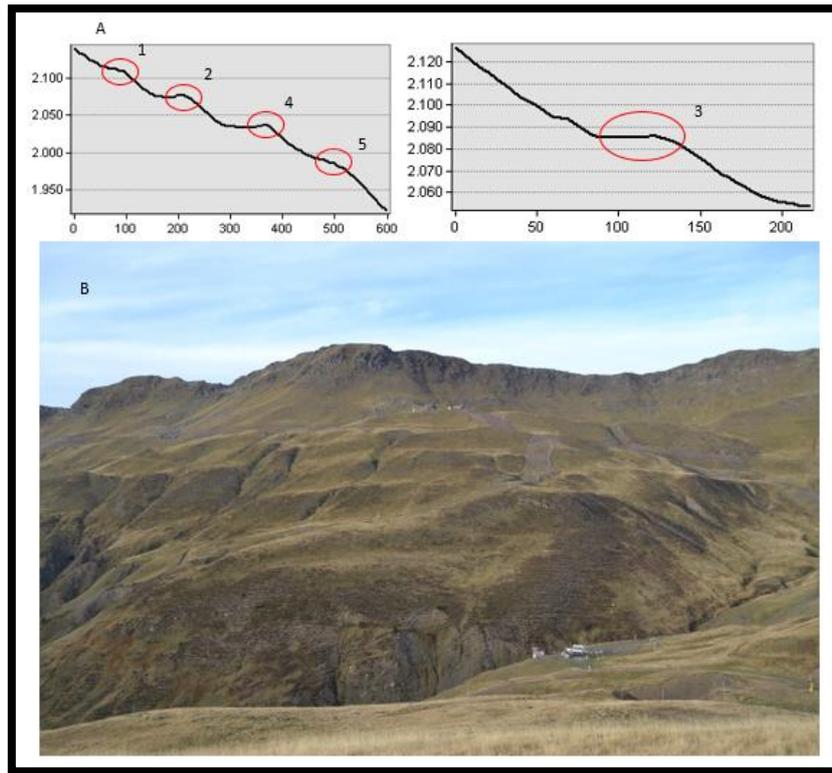


Figura 23. A. perfil topográfico de la ladera suroeste, los círculos rojos indican la posición de los sackung marcados en los perfiles dentro de la ladera; B. Fotografía de la ladera suroeste con la secuencia de cinco sackung.

Finalmente en la ladera sureste debajo del circo de Bénou encontramos dos sackung más. A diferencia de los anteriores, la depresión cerrada situada por encima de ellos se encuentra prácticamente colmatada por el depósito de debris flows dando lugar a un rellano de más de 50 m. de anchura (Fig. 24. A y B).

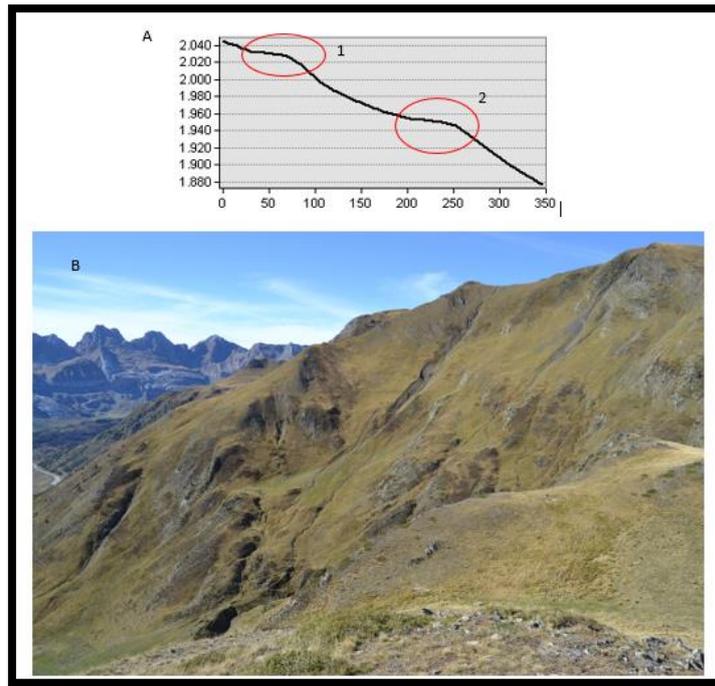


Figura 24. A. perfil topográfico de la ladera sureste, en rojo marcado la posición que ocupan los sackung; B. Fotografía de los sackung situados en la ladera sureste.

En la (Tabla 2) se desglosan los diferentes deslizamientos y debris flow que forman parte del valle, en total se han cartografiado 18 deslizamientos, todos de ellos del tipo rotacional, dado que la superficie de ruptura es de forma cóncava, y 5 debris flow muy repartidos por todas las laderas. La suma de todos los deslizamientos y debris flows es de 416.432 m², lo que supone un 4.2% de la totalidad del valle.

Tabla 2. Área de las masas deslizadas de los procesos de ladera (deslizamientos y debris flow) del valle de Astún.

Identificador	Sup. Deslizada (m ²)	Identificador	Sup. Deslizada (m ²)
Deslizamiento 1	2.751	Deslizamiento 13	1.858
Deslizamiento 2	16.213	Deslizamiento 14	2.904
Deslizamiento 3	62.853	Deslizamiento 15	1.855
Deslizamiento 4	16.632	Deslizamiento 16	3.542
Deslizamiento 5	22.513	Deslizamiento 17	26.005
Deslizamiento 6	57.724	Deslizamiento 18	7.593
Deslizamiento 7	21.468	Debris Flow 1	16.032

Deslizamiento 8	35.833	Debris Flow 2	28.865
Deslizamiento 9	12.958	Debris Flow 3	5.669
Deslizamiento 10	19170	Debris Flow 4	7.398
Deslizamiento 11	20.195	Debris Flow 5	19.551
Deslizamiento 12	6.854		

Aunque ambos procesos se forman sobre las pizarras paleozoicas en toda la zona de estudio, la ladera noroeste tanto en su parte central como en la más occidental y la zona próxima al circo de escalar son las más afectadas. Entre estas dos zonas se concentran 13 de los deslizamientos y todos los debris flow del valle. Todos los deslizamientos a excepción del deslizamiento nº 8 (Fig. 25. A) son muy antiguos, se encuentran incididos por la red de drenaje y están colonizados en su totalidad por herbáceas. En cambio, el deslizamiento nº 8 que no aparece en la cartografía del vuelo del 81, presenta un aspecto fresco. Tanto la masa deslizada como la cicatriz están sin colonizar y no se encuentra disectado por barrancos.



Figura 25. Deslizamientos en el valle de Astún. A. Ladera noreste (nº8); B. ladera noreste (nº 11, 12,13 y 14); C. ladera sureste (deslizamientos nº 1, 2 y 3 y debris nº 2); D. ladera suroeste (nº 4, 5 y 6)

El debris flow mejor conservado es el que se sitúa en la ladera sureste (Fig. 25. C), el canal comienza en la parte más alta de la ladera y pasa por el medio de tres masas deslizadas,

hasta abrirse en un abanico ancho que termina en el barranco que produce el curso del río Aragón. Estos están influenciados por la red de drenaje de las laderas, ya que los atraviesan por encima lo que no indica una mayor antigüedad de estos procesos de ladera.

Los tres que se encuentran en la ladera noroeste están junto a la red de canales de aludes, poseen un canal más largo, que en invierno será aprovechado por los aludes para bajar con mayor velocidad, ya que la pendiente y las formas de la ladera lo permiten y al igual que los otros va a parar formando un abanico al curso del río.

6.2. Aludes

Los aludes, en un país montañoso como el nuestro, son un fenómeno muy a tener en cuenta, ya que aunque no ha habido datos tan catastróficos como en otros países de Europa como pueden ser Francia o Suiza, no es algo que carezca de preocupación. De hecho se han producido en el periodo de 1975-1988 un total de 45 muertos (López-Martínez, J., 1989) por avalanchas y en el periodo 1988-1995 un total de 43 muertos (Ríos, S. et al., 2002).

En nuestro país los Pirineos son la cadena montañosa que engloba las cumbres más altas, por tanto, la zona más sensible a sufrir este fenómeno; y dentro de éstos, el tramo aragonés y catalán son los que se ven más afectados.

En el valle de Astún, el trabajo de (Leo Ferrando, E. et al., 2004) realiza una recopilación de los 10 accidentes más importantes que se han producido (Tabla 3), siendo el más importante el de 1993, donde se produjo una avalancha que llegó hasta el 6º piso del Hotel Europa provocando importantes daños materiales estimados en 12 millones de pesetas, aunque, afortunadamente no hubo que lamentar víctimas mortales.

Tabla 3. Accidentes más importantes en el valle de Astún desde el año 1978 al 2003. Fuente: (Leo Ferrando, E. et al., 2004).

Fecha	Daños	Sepultados	Víctimas
20/01/1978	Sepultado parte de aparcamiento		
09/02/1978	Sepultado parte de aparcamiento		
22/03/1985	Pistas		1 (muerto)
10/02/1986	Afección edificios		
12/12/1993	Afectado el aparcamiento		
25/12/1993	Hotel Europa y edificio Sarriós		
04/02/1994	Carretera cortada, arbolado	90	

08/02/1996	Hotel Europa y edificio Sarrios	105	
04/01/1997	Evacuación preventiva de edificios		
17/03/2002	Pistas		1 (ilesa)

La metodología usada para la elaboración de la cartografía de los aludes está marcada desde los años 70 por parte del ministerio de agricultura francés (*Plan de zones exposées aux avalanches*, 1981). Se basa en tres principios, el primero la fotointerpretación de foto aérea, la segunda de comprobación en campo y por último la de realización de encuestas para reafirmar los datos obtenidos en las dos fases anteriores.

Internacionalmente encontramos varios trabajos que tienen que ver con el análisis de la gestión basado en la aplicación de modelos dinámicos, (Buisson, L. et al., 1993; Cappabianca, F. et al., 2008; Christen, M. et al., 2005; Gruber, U. et al., 2003).

Siguiendo adaptaciones de esta metodología, la universidad de Barcelona fue la primera en realizar trabajos de zonas del pirineo oriental (Furdada, G., 1996; Furdada, G. et al., 1989; Gavaldá, J. et al., 2008; Oller, P. et al., 1998; Oller, P. et al., 2006). En Aragón aunque más tardías, también se encuentran publicaciones de diferentes sectores del Pirineo aragonés (Julián, A. et al., 1999; Lapeña, A., 2000; López Guarga, R. et al., 1997; Zabalza, J., 2000) (Andrés, A.J. et al., 2000; Chueca, J. et al., 2004, 2010; Chueca, J. et al., 2009; Julián, A. et al., 2008; Julián, A. et al., 2001; Palomo, M., 2007; Palomo, M. et al., 2008).

El avance en el conocimiento del relieve terrestre y la aparición de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) han generado una herramienta básica para la elaboración de cartografía de aludes, dado que este tipo de procesos se producen en unas determinadas condiciones de orientación, altitud e inclinación. (Ghinoi, A. et al., 2005; Oberoi, S. et al., 2004; Pertigizer, F., 1998; Stoffel, A., Meister, R., & Schweizer, J., 1998).

Los criterios que permiten identificar y delimitar las zonas probables de aludes tienden a clasificarse en directos e indirectos, en función de que se refieran a los factores intrínsecos o extrínsecos a las pendientes respectivamente. Los factores indirectos son los relacionados con las condiciones nivometeorológicas. (Furdada, G., 1996; McClung, D. et al., 1996).

Para elaborar la cartografía de aludes en el valle de Astún, los criterios directos que se han utilizado son: límite altitudinal, valor de las pendientes, vegetación y usos del suelo y formas de las pendientes. En los criterios indirectos se tiene en cuenta el valor de la radiación según las pendientes. La combinación ponderada de todos estos factores nos ha permitido identificar las áreas más expuestas al arranque de aludes. (Julián, A. et al., 1999)

La cartografía de zonas susceptibles al arranque de aludes, basada en los criterios que se acaban de explicar ha sido elaborada inicialmente a escala 1:25.000. Los elementos espaciales plasmados en estos mapas tienen que ver con aspectos relacionados con el relieve, la red fluvial y las infraestructuras antrópicas, lo que ayuda a facilitar la ubicación sobre el terreno del resto de elementos. (Fig. 26) .

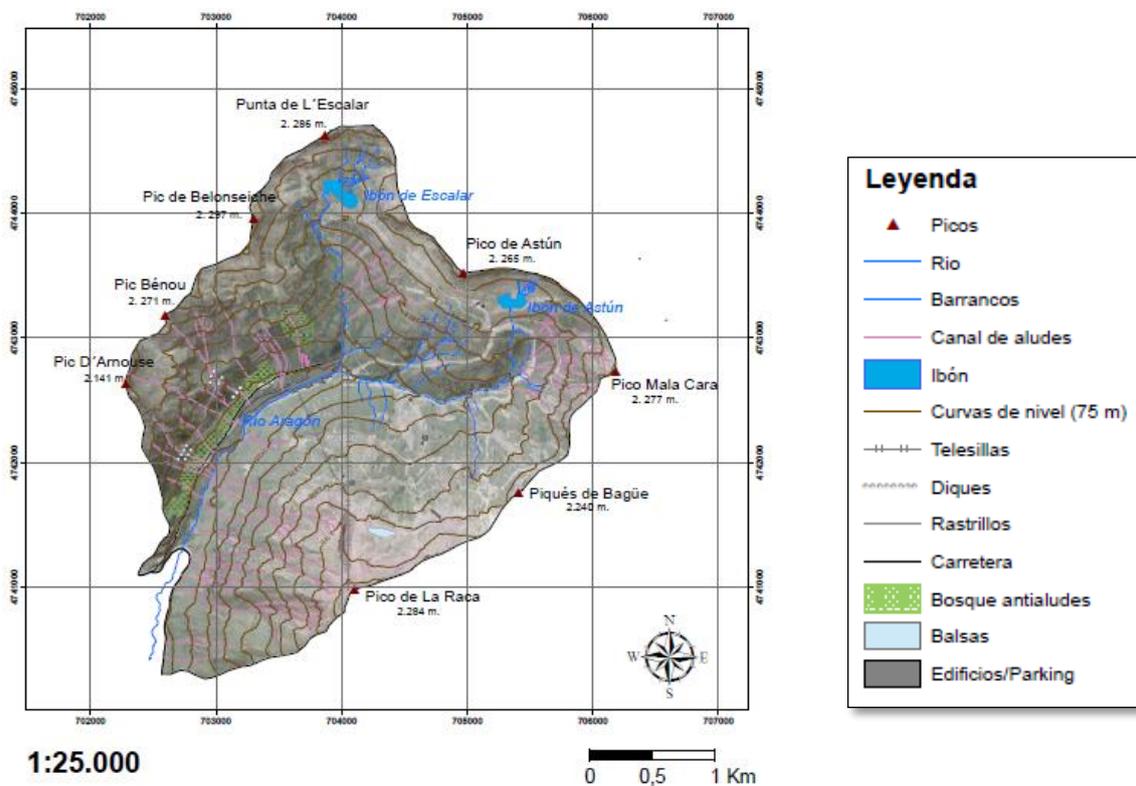


Figura 26. Mapa de situación del valle de Astún y su leyenda.

Los canales de aludes representan un peligro localizado, por cuanto la nieve tiende a circular circunscrita dentro de sus límites y esta circunstancia aumenta la velocidad de la nieve y por tanto su acción devastadora (Andrés, A.J. et al., 2000), por ello aparecen identificados en la cartografía.

Los pesos que se han dado a los diferentes factores se representan en la (Tabla 4). Posteriormente se obtendrá un mapa de susceptibilidad de arranque de aludes que tenga cuatro

categorías: nula (0), baja (0-1500), moderada (1500-2250) y alta (2250-3000) (Chueca, J. et al., 2014).

Tabla 4. Pesos dados a los diferentes factores para la obtención del mapa final de susceptibilidad de arranque de aludes. Fuente. (Chueca, J. et al., 2014)

Factor	Valores	Pesos
Altitud	<1549	0
	>1549	1
Pendiente	<25	0
	25-30	1
	30-40	1,5
	40-45	1
	≥45	0
Tipo cubierta	Bosque	0
	Matorral	0,5
	Roca desnuda	1,5
	Pasto	2
	Urbano	0
Morfología	Convexo	1,1
	Plano/Cóncavo	1

La información usada para analizar estas variables procede de varias fuentes, integradas en un Sistema de Información Geográfica.

Como fuente topográfica inicial partimos del Modelo Digital de Elevaciones LIDAR a escala 1:5.000 del Instituto Geográfico Nacional (hojas 144 Ansó y 145 Sallent de Gállego con fecha de vuelo del 2010 y una resolución del píxel de 5 m.) De este MDE se obtuvieron las cartografías derivadas de alturas, pendientes, curvatura y radiación solar.

La segunda fuente básica son los ortofotogramas del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) del año 2012 (resolución de 50 cm). A partir de su fotointerpretación se identificaron y digitalizaron los distintos tipos de cubierta del suelo de la zona de estudio.

En cuanto a la información climática regional, necesaria para obtener la localización altitudinal de la isoterma de 0°C durante el período invernal, procede del trabajo realizado para la cuenca del Aragón de (García-Ruíz, J.M. et al., 1985).

Finalmente el mapa de susceptibilidad de arranque de aludes se validó de dos maneras, la primera mediante la comprobación con el mapa geomorfológico de la zona previamente elaborado y la observación directa en campo, y por otro lado, la confirmación por parte de personas que trabajan y se encuentran en la zona durante los meses invernales.

- **Isoterma cero**

El límite altitudinal marca la cota inferior a partir de la cual durante una determinada época del año (finales de invierno y principios de primavera) las precipitaciones son en forma de nieve y las bajas temperaturas permiten su conservación. Este límite viene dado por la isoterma 0º que, tal y como comentábamos al referirnos a los rasgos climáticos de la zona, ha sido establecida en la cuenca del río Aragón en 1.549 m. (García-Ruíz, J.M. et al., 1985), para los meses de diciembre-mayo.

El punto más bajo del valle está a 1.538 m., por lo que prácticamente la totalidad del valle se encuentra por encima de la isoterma (Fig. 27). Los puntos que se encuentren por debajo de esta altura obtendrán valores cero de susceptibilidad al arranque de aludes ya que no acumulan nieve suficiente como para que se produzcan.

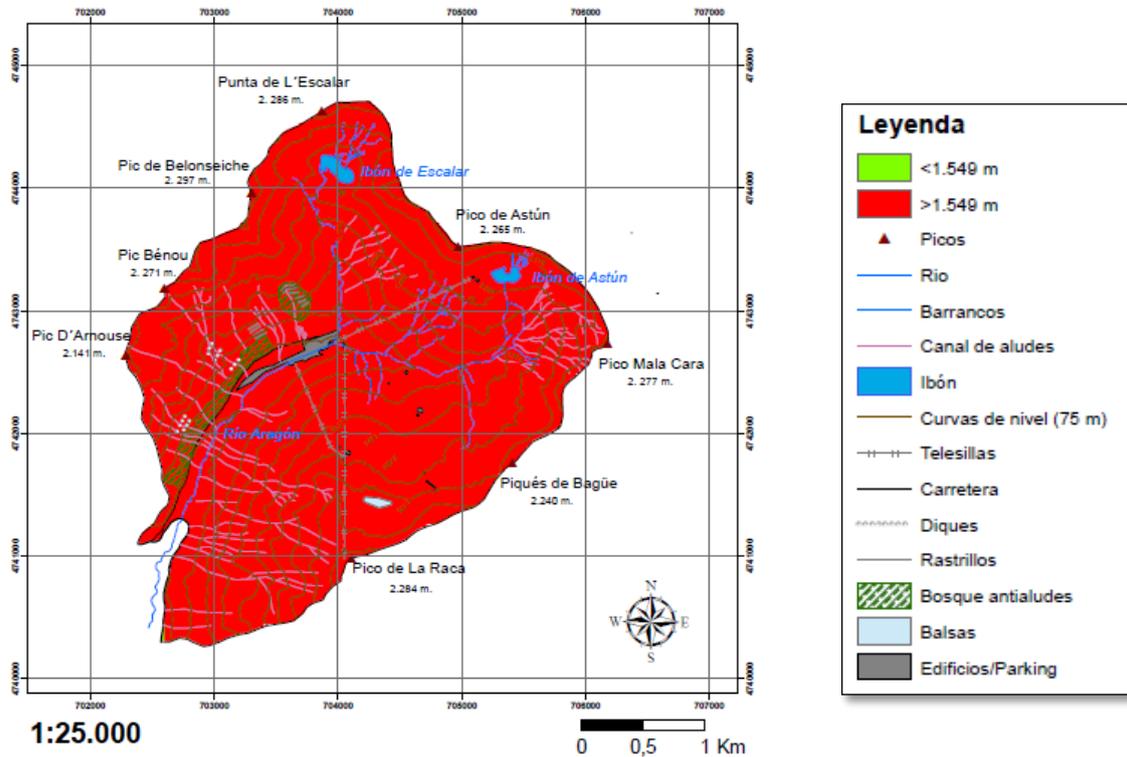


Figura 27. Mapa de altitud, isoterma cero del valle de Astún y su leyenda.

- **Mapa de pendientes**

Respecto a los factores de pendiente más favorables al desencadenamiento de aludes se considera necesaria una inclinación de al menos 25° para que la componente longitudinal del peso de la nieve supere las fuerzas de la resistencia; en el otro extremo, sobre vertientes con ángulos superiores a 45° , la cantidad de nieve que se llega a acumular no es suficiente para generar avalanchas significantes.

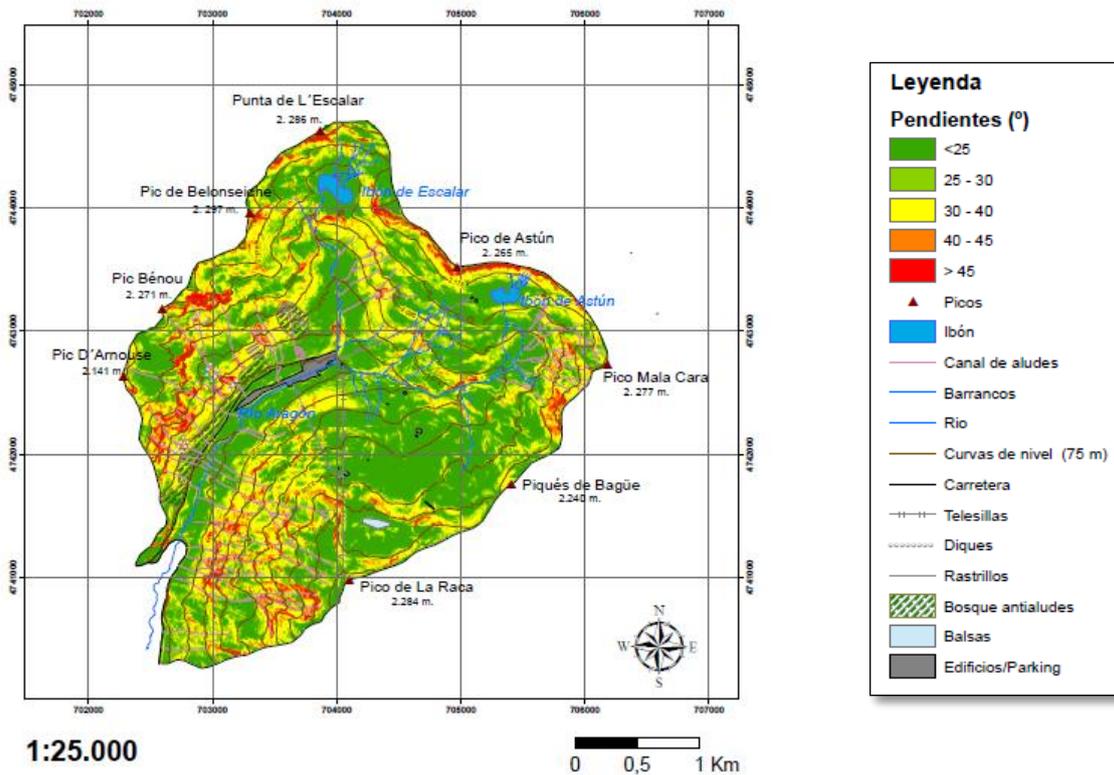


Figura 28. Mapa de pendientes del valle de Astún y su leyenda.

Los intervalos en los que hemos reclasificado los valores de las pendientes son 0 para pendiente menores de 25° y las mayores de 45°, 1 para pendientes que van de 25° - 30° y las que van de 40° - 45° y por último el valor más alta de 1.5 para pendientes entre 30° - 40°.

Como puede verse en la (Fig. 28), aunque la mayor parte de las laderas tienen una pendiente inferior a 25°, se pueden observar cuatro zonas en que éstas se encuentran por encima, como son las partes más occidentales tanto de la ladera noroeste como de la sureste, un pequeño sector debajo del pico Mala Cara y la zona baja de la ladera suroeste. Sin embargo, esta última zona es menos peligrosa, ya que aunque se produzcan aludes, la distancia de recorrido es poca; por otra parte, es un sector en el que no encontramos canales de aludes definidos. En la parte superior de las laderas de los circos, es donde se encuentran las mayores pendientes, superiores al valor de 45°, y en las que es difícil que se acumulen cantidades significativas de nieve.

- **Mapa de usos del suelo.**

Los usos del suelo son, junto con las pendientes uno de los valores más importantes a la hora de determinar la delimitación de zonas susceptibles al arranque de aludes ya que nos da idea de la rugosidad del terreno y, por tanto, de la mayor o facilidad de deslizamiento de la nieve. Los usos, según del tipo que sean nos darán valores bajos o nulos de susceptibilidad,

siendo 0 en el caso del bosque y el urbano y de 0,5 en los matorrales mientras que la roca desnuda y el pasto darán unos valores altos al arranque de los aludes, con unos valores de 1,5 y 2 respectivamente.

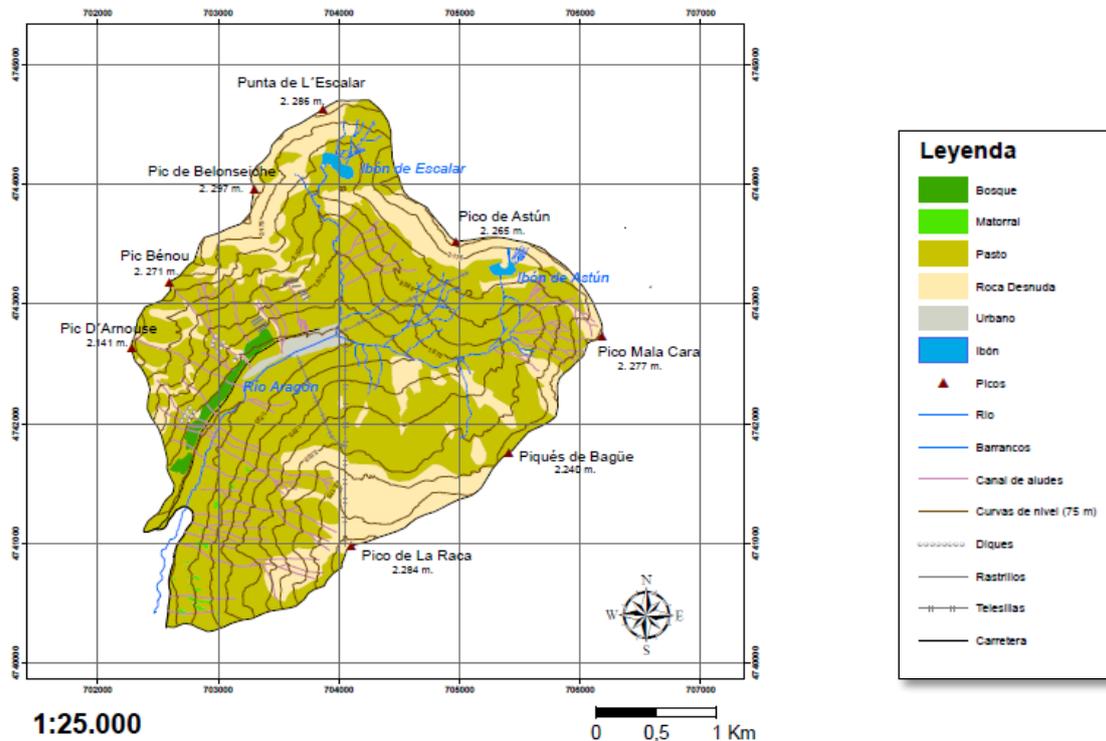


Figura 29. Mapa de usos del suelo del valle de Astún y su leyenda.

La mayor parte del valle está ocupada por el pasto y la roca desnuda, lo que es un factor muy favorable al arranque de estos aludes, únicamente en la ladera noroeste se pueden encontrar pies aislados de algún árbol pequeño y pequeños parches de matorral (Fig. 29). En la ladera sureste sí que se encuentra un área importante de bosque replantado, que precisamente se ha creado para frenar el avance de los aludes que se generen en esta ladera.

- **Mapa morfológico**

La morfología de la pendiente (ya sea cóncava o convexa) es otro factor que puede favorecer el deslizamiento de la capa de nieve.

Este factor no tiene mucha influencia final, como puede verse en la (Tabla 4), los pesos que se les dan son menores y entre ellos difieren muy poco, las zonas cóncavas y planas tienen un valor inferior, de 1, porque permiten tanto la acumulación como el anclaje de la nieve mientras que las zonas convexas son zonas favorables a que se produzca el deslizamiento y por eso se les da un valor de 1.1.

De todas maneras como se puede ver en la (Fig. 30) el resultado de este factor en sí mismo es muy confuso, aunque sí que nos ayuda a identificar las divisorias y las zonas deprimidas de acumulación de flujo (incluido el de la nieve y, por tanto, los canales de aludes).

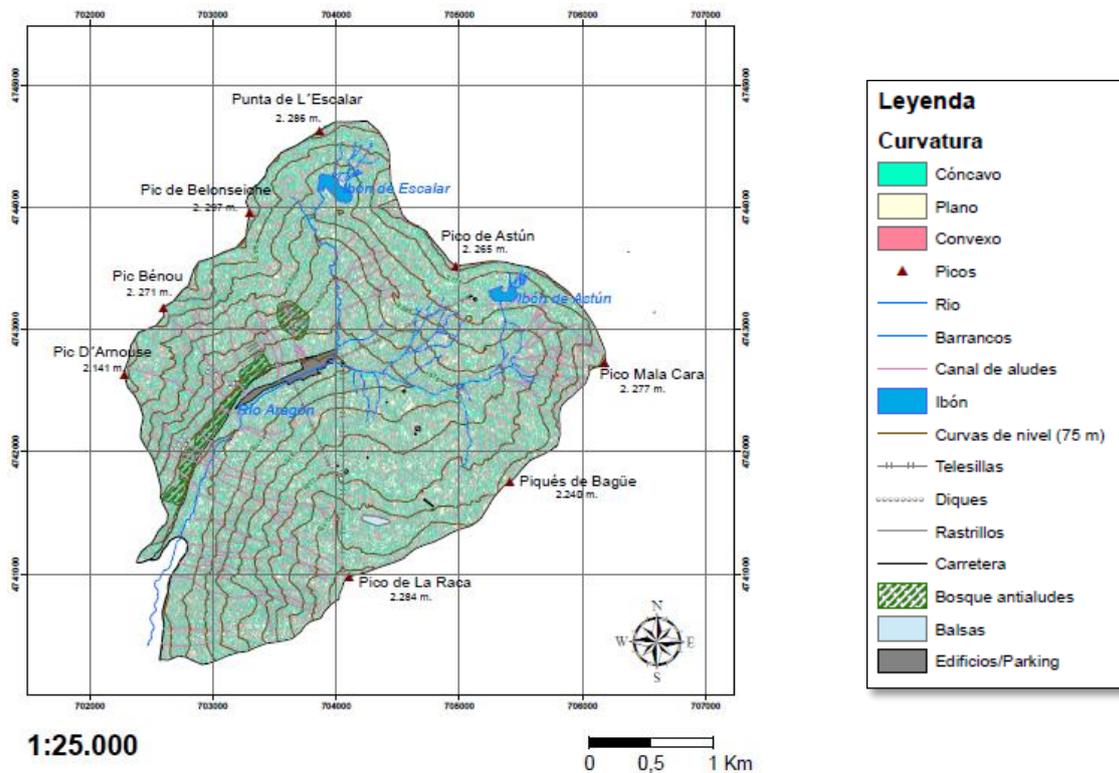


Figura 30. Mapa de morfología del valle de Astún y su leyenda.

- **Mapa de radiación solar**

La radiación solar condiciona la temperatura de la superficie del terreno y, por consiguiente, altera la evolución del manto de nieve y su metamorfosis. La incorporación de este parámetro permite clasificar zonas atendiendo a su susceptibilidad potencial y al desencadenamiento de aludes en función de los valores de radiación solar registrados en las mismas y su contribución a la inestabilidad del manto nival.

Las zonas que registran mayor radiación solar, especialmente las laderas meridionales son las más favorables al arranque de aludes, debido a la mayor sucesión de hielo-deshielo, lo que provoca líneas de mayor debilidad estructural en el manto de nieve.

De esta manera los aludes de nieve suelta o polvo tienden a desencadenarse en las laderas septentrionales, mientras que los de nieve húmeda predominan en las meridionales (Fig. 31).

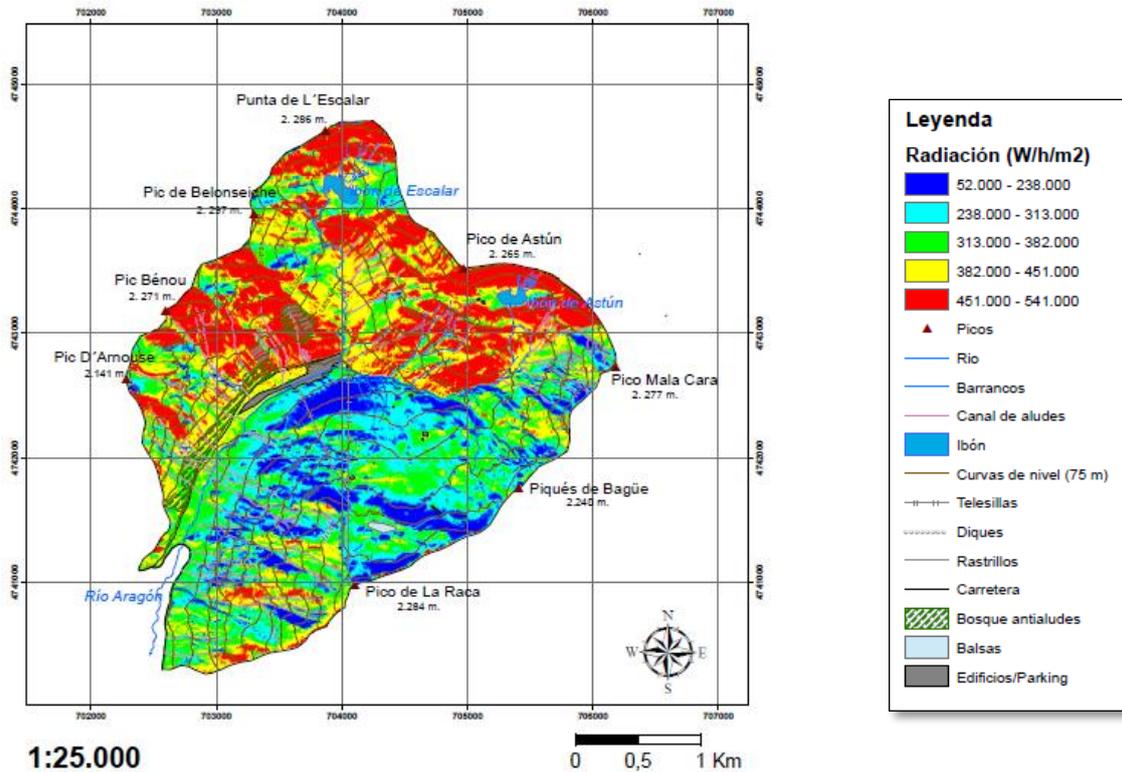


Figura 31. Mapa de radiaciones del valle de Astún y su leyenda.

- **Mapa de zonas susceptibles al arranque de aludes**

Una vez analizados todos los factores que pueden influir a la hora de desencadenarse un alud, se pasa a reclasificar los distintos mapas, asignándoles los pesos establecidos en la (Tabla 4). El siguiente paso es aplicar una evaluación multicriterio que permite obtener un modelo de delimitación de zonas susceptibles al arranque de aludes (Fig. 31).

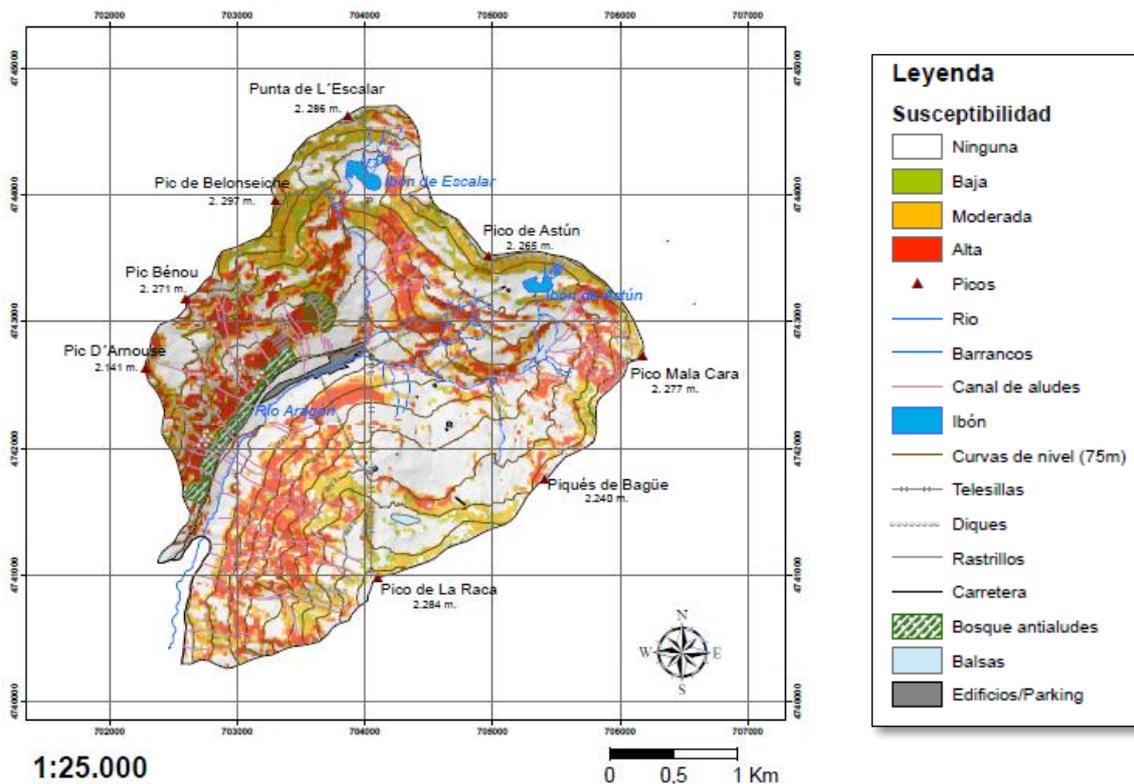


Figura 32. Mapa de susceptibilidad de arranque de aludes valle de Astún y su leyenda.

La cartografía resultante (a escala 1:25.000) muestra las zonas de susceptibilidad de arranque de aludes en la temporada que el valle se encuentre cubierto por la nieve (diciembre-mayo). No es una cartografía de probabilidad de que sucedan los aludes, ya que no se han tenido en cuenta otros elementos de fotointerpretación como la distancia de recorrido u otros factores como las encuestas, que si permiten delimitar las zonas de desarrollo de aludes (arranque, trayecto y llegada).

Este tipo de mapas permite situar de manera muy precisa los tramos de arranque de avalanchas de una manera automática e integrada mediante un Sistema de Información Geográfica.

Los resultados se reflejan en la (Fig. 32) donde aparecen cartografiadas las zonas susceptibles de arranque de aludes, con unos valores que especifican el grado de susceptibilidad (nula 0, baja 0-1.500, moderada 1.500-2250 y alta 2.250-3.000). Prácticamente la mitad del valle (49%) se encuentra dentro de zonas con algo de susceptibilidad a sufrir el arranque de aludes, la distribución que se puede ver en la (Tabla 5), es la siguiente en nula encontramos el 51% (5,04 km²), situados en las zonas más planas y de menos pendiente, correspondientes a la zona de debajo de los Piqués de Bagüe y al fondo del valle donde está situado el aparcamiento y complejo hotelero. Las zonas de baja susceptibilidad ocupan el 5,46% (0,54 km²), repartidas por

todo el valle en las partes más altas, justo debajo de las líneas divisorias o los circos, se corresponden con zonas sin vegetación y con una elevada pendiente. Las zonas de susceptibilidad media que ocupan el 22,67% (2,24 km²), están justo por debajo de las zonas de baja, ya que la pendiente en estas zonas suaviza, tienen mayor presencia en las zonas medias de las laderas, sobre todo en la ladera noroeste. Por último las zonas de alta susceptibilidad, ocupan el 20,75% (2,05 Km²) están situadas en las partes medias bajas de las laderas de todo el valle y una pequeña zona justo debajo del pico de Mala Cara.

Los factores climáticos también son favorables a que se produzcan los aludes en las zonas marcadas como susceptibles, ya que durante los meses invernales las precipitaciones en forma de nieve son bastante altas, acumulándose espesores importantes en las laderas.

Los canales de aludes aparecen englobados dentro de las áreas probables de aludes, sirviendo de conexión entre las zonas de arranque y el fondo de los valles. Las zonas donde más se concentran, son tanto en la ladera noroeste justo debajo del pico de La Raca como en la sureste debajo del circo de Bénou coincidiendo con sectores de moderada y alta susceptibilidad al arranque de aludes.

Tabla 5. Porcentajes de los sectores susceptibles al arranque de aludes con su extensión en km².

Susceptibilidad	Superficie (km²)	Porcentaje (%)
Nula	5,04	51,01
Baja	0,54	5,46
Moderada	2,24	22,67
Alta	2,05	20,75
TOTAL VALLE ASTÚN	9,88	100

Para la obtención de estos resultados, hay que tener en cuenta que se trata de valores aproximados teóricos basados en el registro de precipitaciones en forma de nieve por encima de la localización altitudinal de la isoterma 0°C. Tanto la nieve acumulada previamente a estos meses como después, puede ocasionar que se produzcan aludes o bien en momentos puntuales que se registre una fuerte nevada y se den las condiciones necesarias para la formación de estos procesos.

- **Aludes en el valle de Astún**

Hasta ahora se han analizado las zonas susceptibles de sufrir arranque de aludes, desde un modelo multivariable incluyendo diversos factores; sin embargo, para comprobar la validez de este mapa, en este apartado se van a tratar los aludes que han acontecido en el valle aportando la credibilidad necesaria al resultado final. Lo ideal habría sido realizar un seguimiento mediante encuestas de varios años sucesivos, pero debido a la falta de tiempo y además a que este estudio podría arrojar algún dato erróneo debido al interés que pueden mostrar algunas personas en la “mala publicidad” que tienen los efectos provocados por estos sucesos, se ha descartado.

No obstante, para hacer posible esta validación se ha recurrido a dos vías. Por un lado la entrevista con Alejandro Madrid (director general de la estación de esquí), con el cual recorrimos parte del valle y en la que nos iba indicando dónde se producían los principales problemas de la estación por los aludes. Y por otro lado, la búsqueda en la prensa local de accidentes y sucesos acontecidos en el valle.



Figura 33. Aludes en la ladera sureste del valle de Astún. Fuente: fotografía tomada por Alejandro Madrid (Director general de la estación de Astún)

A partir de esta información hemos constatado que los problemas con los aludes se concentraban fundamentalmente en una zona, la ladera sureste (Fig. 33), que coincide con el sector donde se han cartografiado mayor número de canales de aludes y también con una de las zonas más probables al arranque de aludes. Las noticias de prensa de este invierno ("Diario de Navarra.com," 2016; "El País.com," 2016; "Heraldo de Aragón.es," 2016; "plataformamontanas.es," 2016; "RadioHuesca.com," 2016), indican la presencia de aludes tanto en la zona anteriormente dicha como en la ladera de enfrente (Fig. 34), también otra de las zonas con probabilidad más alta de sufrir arranque de aludes.



Figura 34. Aludes en la ladera noroeste del valle de Astún. Fuente: fotografía tomada por Alejandro Madrid (Director general de la estación de Astún)

Por último, de cara a valorar el riesgo de aludes, es importante considerar los sistemas de defensa antialudes que actualmente hay en el valle.

En primer lugar las barreras antialudes, que se encuentran en la ladera sureste y que se basan en cuatro sistemas permanentes como son: los rastrillos (Fig. 35), los diques, redes antialudes y por último el bosque de replantación. Y uno temporal como es el gazex.



Figura 35. Fotografía de los rastrillos situados en la ladera sureste justo encima del hotel. Fuente: fotografía tomada por Alejandro Madrid (Director general de la estación de Astún)

Los diques, rastrillos y redes se sitúan en la ladera sureste justo detrás de la carretera de acceso y el complejo hotelero (Fig. 36. C). El objetivo de estos sistemas es impedir que el alud se produzca, fijando la nieve en el lugar donde arrancarían. La localización de estas defensas coincide con una de la ladera que sufre mayor probabilidad de arranque de aludes, además evitan que esta nieve se acumule en otros sitios que producirían mayor riesgo.

Los diques vacíos, de hormigón y acero, (Fig. 36. B) están compuesto por una estructura de vigas horizontales asentadas en contrafuertes, usando materiales de hormigón y acero (Fadón Salazar, J., 2015). Se encuentran en dos barrancos situados en la ladera suroeste, distribuidos dos en el más occidental y tres en el más oriental (Fig. 36. C).

Los rastrillos son metálicos (Fig. 36. A), apoyados sobre una base de grava y cemento que lo ancla al suelo de la ladera sobresaliente 3.40 m desde la horizontal. Hay un total de 22 líneas de rastrillos, cada línea tiene un número variable de rastrillos de 11 vigas metálicas cada uno (Fadón Salazar, J., 2015). Están situados en la ladera sureste justo encima del Hotel Europa (Fig. 36. C), coincidiendo con un bosque de reforestación.

Las redes se sitúan encima de la parte más oriental del bosque replantado permitiendo un mejor anclaje del manto nival al suelo y que por tanto sean más difíciles de producir los aludes, las redes están ancladas en filas al suelo ocupando todo el área que se quiere proteger (Fig. 36. C).

El bosque replantado se encuentra en dos secciones (Fig. 36. C), la primera de 17.000 m² en la parte más baja de la ladera suroeste a lo largo de la carretera que da acceso a la estación y otro tramo que se encuentra justo encima del Hotel Europa junto a los rastrillos ocupando 13.000 m², éste tuvo que ser replantado ya que el bosque natural desapareció debido a la incidencia de repetidos aludes en esta ladera.

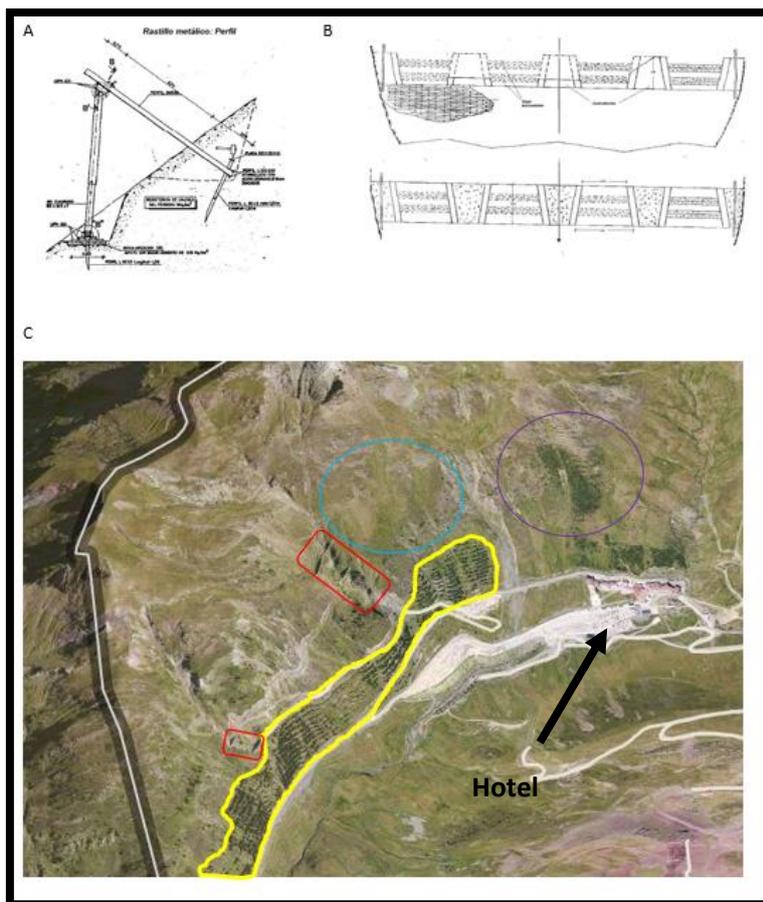


Figura 36. Medidas antialudes valle de Astún. A. Perfil de los rastrillos metálicos; B. Alzado de los diques; C. Situación de las medidas, en amarillo el bosque de reforestación, en rojo los diques, en azul la red y en morado los rastrillos más reforestación.

El gazex (Fig. 37), es un dispositivo que provoca aludes mediante explosiones originadas a partir de oxígeno y propano. Se sitúa en las zonas altas del valle, más concretamente en las inmediaciones del pico de La Raca, provocando pequeños aludes controlados a distancia por el personal que trabaja en la estación de esquí, lo que permite que no se acumule mucha cantidad de nieve en aquellas laderas de pendientes más favorables al deslizamiento (entre 25-45º).



Figura 37. Sistema Gazex, situado en la parte de La Raca. Fuente: ("Alurte.es," 2016)

Conclusiones

La cartografía morfológica en detalle de esta zona es única, ya que aunque se han realizado otros trabajos que incluían el valle de Astún, lo abarcaban de manera más general y simplista (García-Ruiz, J. et al., 2011). El grado de detalle usado en el mapa geomorfológico (1:25.000) nos permite realizar un análisis mucho más preciso de las formas que se producen.

La singularidad climática del valle de Astún con alta influencia oceánica, la altitud y la dinámica general además de los diferentes factores morfoestructurales han sido factores determinantes en la dinámica glaciar del valle de Astún. Durante el máximo glaciar el valle de Astún estaba ocupado por una lengua de hielo de más de 250 m. de altura que descendía a lo largo del valle en dirección NE-SO, dando lugar a una artesa de 1.600 m. de longitud y depósitos morrénicos en sus márgenes. Esta gran masa de hielo era alimentada por 4 circos glaciares, el de Bénou, Escalar, Astún y La Raca que ocupan un 20% del valle. Estos circos se caracterizan por paredes de gran pendiente cubiertas de canchales, y crestas redondeadas por la erosión de las pizarras paleozoicas y materiales permotriásicos, además se encuentran cerrados ya bien por morrenas o por umbrales.

Tras la deglaciación, las paredes del valle, sobreempinadas por la acción erosiva del glaciar, experimentaron una descompresión asociada a la retirada del hielo que favoreció el desarrollo de movimientos de ladera. Se han cartografiado un total de 23 deslizamientos y debris flow, que ocupan 416.000 m². Se encuentran distribuidos por todo el valle, en laderas con alta pendiente (>30º) y están colonizados y atravesados por la red de drenaje, lo que indica que son deslizamientos antiguos, sin indicios de actividad reciente. En consecuencia, y a excepción del N°8 (ver Tabla 2 y Fig. 11) el cual requiere de un seguimiento para ver su evolución y valorar así posibles riesgos. El resto de los movimientos no suponen ningún riesgo actual al carecer de infraestructuras situadas encima de ellos. Es importante mencionar que cualquier modificación humana de las condiciones físicas que los mantienen estables tales como excavaciones y adicción de pesos y agua para la construcción de infraestructuras y balsas, puede alterar la componente de esfuerzos que induzcan su reactivación con consecuencias económicas importantes.

Finalmente, los sackung son los movimientos de ladera que han dejado una huella más profunda en el valle alterando notablemente su topografía original en una secuencia de aterrazamientos de más de 1.000 m. de longitud. Estos aparecen principalmente en la ladera suroeste, en una agrupación de 5 sackung, también en las paredes del circo de Escalar hay una secuencia de otros 5 más cortos y dos más situados debajo del pico Bénou, ocupando 130.000

m². La presencia de morrenas terminales en los circos glaciares rotas por los sackung nos indican que son procesos formados recientemente. La existencia de dolinas, áreas palustres y pequeñas lagunas son claras evidencias de su actividad. Desde el punto de vista del riesgo, los sackung son considerados movimientos lentos pero que ocasionalmente pueden dar lugar a movimientos rápidos y catastróficos, provocando importantes daños en infraestructuras fijas como viviendas, telesillas o postes de luz. Por todo esto se recomienda profundizar en el estudio de la velocidad y evolución de estos sackung con el fin de caracterizar su cinemática (velocidad de movimiento) y su actividad. Hasta entonces, con el fin de reducir el riesgo al mínimo, evitar daños futuros y facilitar la elección de zonas de baja susceptibilidad al movimiento de laderas de cara a una futura ampliación de la estación, se recomienda evitar el paso de vías de circulación y la construcción de infraestructuras en aquellos sectores en donde han sido cartografiados. Los movimientos superficiales de ladera, extendidos por todo el valle y ligados a procesos de soliflucción, están profundamente vinculados a una litología particular, a los afloramientos de pizarras Devónicas, alteradas por la meteorización y fracturadas por la sucesión de etapas compresivas y distensivas que se han sucedido a lo largo del Mesozoico y Terciario.

Las laderas desprovistas de vegetación arbórea, únicamente cubiertas por pasto subalpino, carecen de la resistencia mecánica y anclaje que aportan las raíces profundas. Bajo estas condiciones, los intensos ciclos de hielo-deshielo provocan el flujo del suelo para dar lugar a laderas fragmentadas en lóbulos y parches de vegetación. A pesar de su incidencia en la morfología de las laderas, no presentan un riesgo para las infraestructuras humanas al afectar exclusivamente a los primeros centímetros más superficiales.

Esta cartografía representa un documento de gran valor de planificación al delimitar con precisión la situación geográfica de los diferentes movimientos de ladera, su movimiento y potencialidad destructiva, evitando que se construyan infraestructuras encima, o que se haga un mal uso de la gestión de este territorio, que desencadene en peligros tanto para las infraestructuras ya presentes como para las personas que transiten por el valle.

Los aludes de nieve constituyen un proceso generalizado en el valle de Astún, aunque podemos destacar varios sectores en los que su desencadenamiento es más habitual. En primer lugar, en las laderas de orientación sureste (entre los picos de D'Arnouse y Bénou, al pie del pico de la Raca y, en un sector más limitado, bajo el pico de Mala Cara).

El mapa de susceptibilidad al arranque de aludes, si bien no indica con precisión todas las zonas que pueden verse afectadas por el paso de aludes, es una aproximación especialmente válida para sectores en los que la ausencia de vegetación impide delimitar con exactitud dichas

zonas, tal y como se ha podido comprobar en otros ámbitos pirenaicos (Andrés, A.J. et al., 1999; Furdada, G., 1996).

Los factores que más pesan a la hora de determinar las zonas de arranque de aludes son la pendiente y la cubierta o usos del suelo. La ubicación de la isoterma de 0º (meses de diciembre-mayo) permite descartar aquellas zonas en las que, por su altitud, las precipitaciones en forma de nieve son más escasas y su permanencia escasa; mientras que la morfología de la ladera (convexidad) puede matizar ligeramente la mayor o menor susceptibilidad. Por último, el análisis de los valores de radiación ayuda a prever el tipo de aludes predominantes en las distintas laderas del valle.

La delimitación de sectores de arranque, junto con la ubicación precisa de canales de aludes, que conectan en muchas ocasiones dichos sectores con el fondo del valle, permite conocer las zonas que revisten mayor peligro para las personas e infraestructuras. Naturalmente no debemos perder de vista que el modelo se obtiene a partir de una combinación de valores medios aplicados a distintos factores y que, ocasionalmente, podrían desencadenarse aludes fuera de los parámetros considerados. La validación del modelo requeriría elaborar un inventario de aludes registrados en la zona que corroborara nuestros resultados. Lamentablemente el tiempo disponible para este trabajo no nos ha permitido su realización. No obstante, la búsqueda intensiva de noticias sobre los aludes ocurridos en la zona en las últimas temporadas invernales, así como la información facilitada por el personal de la estación de esquí nos indica, que el mapa obtenido puede ser de gran utilidad.

Para completar el trabajo aquí realizado, se recomienda además del inventario de aludes mencionado, un análisis de sus principales características (masa desplazada, morfología, tiempo ocurrencia). La elaboración de una cartografía de riesgo en la que se considerara no sólo la peligrosidad, sino también la exposición y la vulnerabilidad de la zona sería lo deseable de cara a la prevención del riesgo.

Respecto a las medidas antialudes aplicadas en la estación de Astún, dado que fue construida en los años 70, en aquellos momentos ya se contaba con la experiencia de otras zonas dentro del territorio aragonés (Panticosa o Somport). Por ello cuenta con medidas modernas y eficaces como son 5 diques huecos de hormigón, 22 líneas de rastrillos metálicos, una red antialudes y por último un bosque de reforestación de coníferas que ocupa 30 ha. En dos fases (13 y 17 respectivamente). Todo ello situado en la ladera sureste. Además también se encuentra un gazex debajo el pico de La Raca que cubre la ladera que va a parar a la carretera de acceso al valle.

El bosque de replantación es la medida más eficaz porque: (1) elimina casi por completo el arrastre de la nieve superficial; (2) la nieve es retenida en las copas de los árboles liberándose gradualmente; y (3) se tiende a producir la distribución uniforme de la temperatura de la nieve, induciendo a una mayor estabilidad de la cubierta. Sin embargo requiere de medidas complementarias que le ayuden a adquirir la envergadura adecuada para que sea capaz de parar la nieve (al menos 30 años), además de plantar entre 1.800 y 2.000 pies por hectárea para cubrir muertes e inadaptados (Castro, D. et al., 2010).

La ladera noroeste es un sitio de alta susceptibilidad al arranque de aludes y que está poco protegido; por tanto se recomienda si no una reforestación, que supondría un elevado coste (serían necesarias 23 ha. que a un coste de 250.000 €/ha. elevaría el gasto a un total de unos 5,5 millones de euros) (Romero, A.G., 1993) y mucho tiempo, la adopción de otros métodos móviles que también son eficaces y de menos coste como el gazex o catex que ya se han probado en otras estaciones con alto nivel de éxito y bajo coste por explosión (de 6 a 20 €, dependiendo del volumen) (Pucara, 2016).

La otra zona que puede dar problemas, debajo del pico de Mala Cara, también podría solucionarse con la instalación de estas medidas de provocación de aludes a distancia por parte del personal de la estación.

Por último se ha comprobado que la mayoría de aludes son provocados por la gente que esquía fuera de pista, por tanto se recomienda hacer una campaña de sensibilización para evitar que los usuarios de las pistas salgan fuera de pista explicándoles las consecuencias que pueden tener sus actos sobre el resto de personas y las instalaciones.

Bibliografía

- Ahlmann, H. W. (1935). Contribution to the physics of glaciers. *Geographycal journal*, 86, 97-113.
- Alurte.es. (2016, 5 19). Retrieved from https://drive.google.com/folderview?id=0BzXJC06JkQBmekhhNlpLOXV0OOWM&usp=drive_web
- Andrés, A. J., & Cía, J. C. (1999). Cartografía de zonas probables de aludes en el valle de Ordesa (Pirineo aragonés). *Geographicalia*(37), 73-86.
- Andrés, A. J., Moreno, J. L., Moné, J. L., Martínez, J. Z., Laiglesia, A. L., & Cía, J. C. (2000). Cartografía de zonas probables de aludes en l Pirineo aragonés: metodología y resultados. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 30, 119-134.
- astún. (2016, Abril 4). *astún*. Retrieved from <https://www.astun.com/es/78/mapa-pistas>
- Atienza, J. C., Infante, O., & Fuente, U. (2011). *Las Áreas Importantes para la Conservación de las Aves en España*. Madrid: SEO/Birdlife.
- Ayala, F., Andreu, F., Fe, M., Ferrer, M., De Simon, A., Fernández, I., . . . Cienfuegos, F. (1987). Manual de taludes. *Serie Geotecnia. IGME. Madrid*.
- Barrère, P. (1963). La période glaciare dand lÓuest des Pyrénées centrales Franco-Espagnoles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (5), 516-525.
- Bernal Martínez, P. (Producer). (2016, Abril 21). Slide Share. Retrieved from <http://es.slideshare.net/pacobati/evolucin-geologica>
- Biescas Górriz, B. (2003). Aplicación de la sismología al estudio y detección de aludes de nieve: Universitat de Barcelona.
- Buisson, L., & Charlier, C. (1993). Avalanche modelling and integration of expert knowledge in the ELSA system: *Annals of Glaciology*, 18.
- Cappabianca, F., Barboloni, M., & Natale, L. (2008). Snow avalanche risk assessment and mapping: A new method based on a combination of statistical analysis, avalanche dynamics simulation and empirically-based vulnerability relations integrated in a GIS platform. *Cold Regions Science and Technology*, 193–205.
- Carol, H. (1947). The formation or roches moutonnées. *Journal of glaciology*, 1, 57-59.
- Castro, D., Mery, J. P., Aravena, R., & Sanhueza, C. (2010). Técnicas para contener el manto de nieve en la zona de inicio de avalanchas. *Revista de la Construcción*, 9(2), 39-52.
- Copons Lloret, R., & Tallada Masquef, A. (2002). Movimientos de ladera Landslides.
- Corominas, J. (1989). Clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera. *Estabilidad de taludes y laderas naturales. Sociedad Española de Geomorfología, Barcelona, Monografía*, 3, 1-30.
- Corominas, J. (2004). Tipos de rotura en laderas y taludes. *Ingeniería del terreno*, 191-213.
- Corominas, J., & Alonso, E. (1984.). *Inestabilidad de laderas en el Pirineo Catalán*. Paper presented at the Jornadas sobre Inestabilidad de Laderas en el Pirineo., Baarcelona.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. Washington D.C.: In A. K. Turner y R.L. Schuster.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3- Landslide types and processes. *Transportation research board special report*(247).

- Cuadrat, J. M., Saz, M. A., & Vicente-Serrano, S. M. (2007). *Atlas climático de Aragón*: Gobierno de Aragón
- Christen, M., Bartelt, P., & Gruber, U. (2005). *Numerical calculation of snow avalanche runout distances*. Paper presented at the Computing in Civil Engineering, Proceedings of the 2005 International Conference, Cancún.
- Chueca, J., & Julián, A. (2004). Caracterización y tipología de canales de aludes en el valle de Ordesa (Pirineo central español). *Boletín R. Soc. Esp. Hist. Nat. (sección geología)* 99 (1-4), 93-103.
- Chueca, J., & Julián, A. (2010). Dinámica de los glaciares del Pirineo aragonés: Resultados de la campaña glaciológica del año 2011.: *Boletín Glaciológico Aragonés* 11 (9).
- Chueca, J., Julián, A., & Montañes, A. (2014). A proposal for avalanche susceptibility mapping on the Pyrenees using GIS: the Formigal-Peyreget area (Sheet 145-1; scale 1:25000). *Journal of maps*, 203-2010.
- Chueca, J., Julián, A., Palomo, M., Muntán, E., Oller, P., Barriandos, M., & Gutierrez, E. (2009). *Factores geomorfológicos y novometeorológicos condicionantes de aludes en el circo de Musales (Pirineo central aragonés)*. Paper presented at the Congreso ibérico de la International Permafrost Association.
- del Valle Melendo, J. (s.f.). LOS GLACIARES DEL PIRINEO ARAGONÉS: UNA SINGULARIDAD NATURAL DE GRAN VALOR DIDÁCTICO.
- Diario de Navarra.com. (2016, 5 18). Retrieved from <http://www.noticiasdenavarra.com/2016/01/16/sociedad/cuatro-personas-rescatadas-en-tres-aludes-en-candanchu-astun-y-chia>
- Dikau, R. (1996). *Landslide recognition: identification, movement, and causes*: Wiley.
- El País.com. (2016, 5 19). Retrieved from http://elpais.com/diario/1993/12/27/espana/756946801_850215.html
- Fadón Salazar, J. (2015). Reconstrucción de infraestructuras de defensa Reconstrucción de infraestructuras de defensa H268 "Puerto de Astún" (TM Jaca – Huesca): Gobierno de Aragón. Servicio provincial de Huesca.
- Fernández, J. D. L. R. (1997). *Los montes de la Jacetania. Caracterización física y explotación forestal*: Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón.
- Ferrer Gijón, M. (1988). Deslizamientos, desprendimientos, flujos y avalanchas. *Riesgos geológicos*, 175.
- . Ficha técnica Astún 2015-2016. (2015). Jaca: Astún.
- Flint, R. F. (1971). *Glacial and Quaternary geology*. New York.
- Formación de las rocas aborregadas. (2016, Abril 21). Retrieved from <http://platea.pntic.mec.es/~cmarti3/GEO/mod/aborreg.htm>
- French, H. (1976). *The periglacial environment*. London and New York: Longman.
- French, H. M. (1996). *The periglacial environment*. Edimburgh: Longman.
- Fukui, K. (2003). Permafrost and surface movement of an active proglacial rampart in the Kuranosuke Cirque, the Northern Japanese Alps: Springman & Arenson.
- Furdada, G. (1996). *Estudí de los allaus al Pirineo Occidental de Catalunya. Redicció espacial i aplicacions de la cartografia*. Logroño: Geoforma ediciones.

- Furdada, G. (2006). Aludes de nieve. Riesgo actual y riesgo futuro. *Revista de la sociedad española de geomorfología y asociación española para el estudio del cuaternario*, 20 (23), 73-88.
- Furdada, G., Vilaplana, J. M., & Bosch, X. (1989). *Predicción de zonas con peligro de alud. Consecuencias socioeconómicas de la falta de planificación territorial*. Paper presented at the Catástrofes y Sociedad, Madrid.
- García-Ruiz, J., Peña, J., Martí-Bono, C., Gómez-Villar, A., Constante, A., & Espinalt, M. (2011). El relieve del Alto Aragón Occidental. *Consejo Prot. Naturaleza de Aragón, Zaragoza*.
- García-Ruiz, J. M., Moreno, A., González Sampérez, P., Valero Garcés, B., & Martí-Bono, C. (2010). La cronología del último glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*, 24(1), 35-46.
- García-Ruiz, J. M., Puigdefàbregas, J., & Creus, J. (1985). *Los recursos hídricos superficiales del alto Aragón*. Huesca: Instituto de Estudios Altoaragoneses.
- García Yagüe, A. (1966). Contribución para la clasificación de los movimientos del terreno. *Revista de Obras Públicas*, 995-1003.
- García Yagüe, A., & García Álvarez, J. (1988). *Clasificación tipológica de los movimientos de laderas*. Paper presented at the Comunicaciones II Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables. Andorra la Vella.
- Gavaldà, J., & Moner, I. (2008). *Nou sistema gràfic de predicció local del perill d'allous a la Val d'Aran*. Paper presented at the 3ª jornada tècnica de neu i allaus. Institut Geològic de Catalunya, Betren.
- Ghini, A., & Chung, C. J. (2005). STARTER: A statistical GIS-based model for the prediction of snow avalanche susceptibility. using terrain features. Application to Alta Val Badia, Italian Dolomites. *Geomorphology*, 66(1-4).
- González, J. S., Vega, J. M. R., Gómez-Villar, A., & Gutiérrez, R. B. G. (2010). Los aludes de nieve en el Alto Sil (Oeste de la Cordillera Cantábrica, España). *Cuadernos de investigación geográfica*, n 36, p. 37-26.
- Gruber, U., & Sardemann, S. (2003). High-frequency avalanches: Release area characteristics and run-out distances. *Cold Regions Science and Technology*, 37(3), 439-451.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., & Lucha, P. (2005). Geomorphology and geochronology of sackung features. *zaragoza: elsevier*.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*: Prentice Hall.
- Gutiérrez, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid: Pearson Education.
- Heraldo de Aragón.es. (2016, 5 19). Retrieved from http://www.heraldo.es/noticias/aragon/huesca_provincia/2013/02/08/un_alud_alcanza_aparcamiento_estacion_esqui_astun_221695_1101026.html
- Hernández, M. Y. V. (2002). *Estudio de calidad ecológica del río Aragón desde su nacimiento e el valle de Astún hasta Jaca (Huesca)*: Consejo de la protección de la naturaleza de Aragón.
- Höllermann, P. (1971). Zurundungsmessungen an Ablagerungen im Hochgebirge. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 205-237.
- Hutchison, J. (1988). Morphological & geotechnical parameters of landslides in relation to geology & hydrology. General Report. *Landslides, Proc. 5 th. Int. Sym. On Landslides (Ed. C. Bonnard)*, 1.

- Iberpix/visor2d. (2016, abril 11). Retrieved from <http://www.ign.es/iberpix2/visor/>
- Idearagón. (2015, Marzo 21). *Idearagón*. Retrieved from <http://idearagon.aragon.es/>
- Isarin, R. F. B. (1997). Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Youngest Dryass. *Permafrost and periglacial process*, 313-333.
- Izquierdo-Llavall, E., Sainz, A. C., Oliva-Urcia, B., Burmester, R., Pueyo, E. L., & Housen, B. (2015). *Multi-episodic remagnetization related to deformation in the Pyrenean Internal Sierras*. Paper presented at the Geophysical Journal International.
- Julián, A., & Chueca, J. (1999). Cartografía de zonas probables de aludes en el valle de Ordesa (Pirineo aragonés). *Geographicalia*, (37), 73-86.
- Julián, A., & Chueca, J. (2008). Cartografía de zonas de salida de aludes en el valle de Ordesa (Pirineo central aragonés): factores condicionantes y evolución temporal. *Trabajos de geomorfología de España 2006-2008*, 413-416.
- Julián, A., Peña, J. L., Chueca, J., Zabalza, J., Lapeña, A., & 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.
- La guía de Aludes*. (2015). Madrid: Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente.
- Landslide Types and Processes. (2004). USGS.
- Lapeña, A. (2000). Aludes: estudio de peligrosidad en el sector de Canal Roya-Espelunciecha. Zaragoza: Proyecto de fin de carrera, Dpto. geografía y ordenación del territorio de la universidad de Zaragoza.
- Leo Ferrando, E., & Cuchí Oterino, J. A. (2004). Los aludes en el alto Aragón. *Lucas Mallada: revista de ciencias* 11, 135-161.
- López-Martínez, J. (1989). *análisis del riesgo y de los accidentes por aludes de nieve*. Paper presented at the Encuentro internacional "Catástrofe y sociedad", Madrid.
- López Guarga, R., Sarasa, A., & Oller, P. (1997). *caracterización, simulación y prevención de aludes en el barranco de Secras. Túnel de Somport (Huesca)*. Paper presented at the IV Simposio Nacional sobre taludes y laderas inestables, Granada.
- Lozinski, W. V. (1909). Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima. *Acad. Sci. Cracovie*, 1-25.
- Llopis Lladó, N. (1947). El relieve del alto valle del Aragón. *Pirineos*, 5, 81-166.
- Martí-Bono, C. (1973). Nota sobre los sedimentos morrénicos del Alto Aragón. *Pirineos*, 107, 39-46.
- Martín, F. L., Millet, M. C., & Prats, J. M. C. (2007). *Atlas climático de Aragón*: Departamento de medio ambiente. Gobierno de Aragón.
- McClung, D., & Schaerer, P. (1996). *Avalanchas*: Ediciones Desnivel.
- Nemčok, A., Pašek, J., & Rybář, J. (1972). Classification of landslides and other mass movements. *Rock Mechanics*, 4(2), 71-78.
- Oberoi, S., W., & Thakur, N. K. (2004). *Generation of disaster management model based on GIS and remote sensing*. Paper presented at the Proceedings of the Third International Conference on Theoretical, Applied, Computational and experimental mechanics, Kharagpur.

- Oller, P., Martí, G., & Marturià, J. (1998). *New methods applied to avalanche mapping*. Paper presented at the Proceedings Second Congress on Regional Geological Cartography and Information System vol. 1.
- Oller, P., Munrán, E., Marturiá, J. G., C., García, A., & Martínez, P. (2006). *The avalanche data in the Catalan Pyrenees. 20 years of avalanche mapping*. Paper presented at the Proceedings of the international snow science workshop, Colorado.
- Palomo, M. (2007). Los aludes en el Circo de Piedrafita (Pirineo Aragonés): el evento del 8 de febrero de 1996. *Boletín glaciológico aragonés*, 61-83.
- Palomo, M., Julián, A., & Chueca, J. (2008). Aplicación de un análisis multicriterio a la delimitación de zonas probables de aludes (valle del Aguas Limpias, Pirineo central Español). *Trabajos geomorfológicos en España 2006-2008*, 417-420.
- Pancer, W. (1926). Talenwicklung und Eiszeitklima un nordöstlinchen Spanien. *Traducido en Estudios Geográficos*, 19-130.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The physics of glaciers*. New York: Pergamon.
- Peña, J. L., & Lozano, M. V. (2004). Las unidades del relieve aragonés. Zaragoza: Universidad de Zaragoza e institución Fernando el Católico.
- Pertigizer, F. (1998). Using of SIG technology for avalanche hazard mapping, scale 10.000: Publikasjon Norges Geotekniske Institutt, 203.
- Plan de zones exposées aux avalanches*. (1981). Ministère de l'Agriculture de France.
- plataformamontanas.es. (2016, 5 19). Retrieved from http://www.plataformamontanas.es/index.php?option=com_content&view=article&id=2157:aludes-y-vientos-generan-serios-problemas-en-el-pirineo&catid=1:noticias&Itemid=59
- Price, R. J. (1973). *Glaciar and fluvioglaciar landform*. Edimburgh: Longman.
- Pucara. (2016). Gazex: la prevención por excelencia Retrieved 2 de junio, 2016, from <http://www.pucara-sa.cl/anexos/controlgazex.pdf>
- RadioHuesca.com. (2016, 5 18). Retrieved from <http://radiohuesca.com/noticia/483597/Astun-espera-que-el-martes-o-el-miercoles-pueda-estar-nuevamente-en-funcionamiento>
- Ríos, S., & Sáez, M. T. (2002). Aludes. *Riesgos naturales*, 411-420.
- Romero, A. G. (1993). *La problemática de los aludes en el pirineo de Huesca: Medidas de protección*. Paper presented at the Congresos-CARGA FINAL.
- Sassa, K. (1989). Geotechnical classification of landslides. *Landslide News*, 3(1), 21-24.
- Serrano Cañadas, E. (1998). *Geomorfología del alto Gállego*. Zaragoza: institución Fernando el Católico.
- Serrano Cañadas, E., Martínez de Pisón Stampa, E., & Agudo Garrido, C. (2000). El medio periglacial de alta montaña en el Pirineo central: aportaciones recientes. *procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*, 45-62.
- Shakesby, R. A. (1997). Pronival (Protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeo-environmental implications. *Progress in Physical Geography*, 21, 394-418.
- Sharpe, C. F. S. (1938). *Landslides and related phenomena*. New Jersey: Pageant.
- SlideShare. (2016, Abril 21). Retrieved from <http://es.slideshare.net/CityCiencia/por-qu-cambia-el-relieve-de-unos-lugares-a-otros-46732630>

- Soler-Sampere, M., & Puigdefábregas, C. (1972). Esquema litológico del alta Aragónoccidental. Jaca: Pirineos.
- Stoffel, A., Meister, R., & Schweizer, J. (1998). Spatial characteristics of avalanche activity in an Alpine valley: A GIS approach. : *Annals of Glaciology*, 26.
- Sundgen, D. E., & Jhon, B. S. (1976). *Glaciers and landscape*. London: Edward Arnold.
- Sungden, D. E., Glasser, N. F., & Clapperton, C. M. (1992). Evolution of larges roches moutonnées. *Geografiska Annaler*, 74A, 253-264.
- Suriñach, E. (2000). *Los aludes. Actuaciones para la reduccion de la peligrosidad*. Paper presented at the V congreso geologico de España, Alicante.
- Vanderberghe, J., & Thorn, C. E. (2002). progress en periglacial research. *progressin physical geography*, 479-506.
- Varnes, D. (1973). Slope movement types and processes. Landslides, Analysis and Control, Spec. Rep. 176. *National Academy of Sciences, Washington, DC*, 11-33.
- Varnes, D. J. (1958). Landslide types and processes. *Highway research board special report(29)*.
- Varnes, D. J. (1978). "Slope movements types and processes" Landslides: analysis and control (pp. 11-33). Washington D.C.: National Academy of Sciences.
- Varnes, D. J., Coe, J. A., Godt, J. W., Savage, W. Z., & Savage, I. (2000). Measurement of ridge-spreading movements (Sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, II: continuation of the 1975-1989 measurements using a Global Positioning System in 1997 and 1999: Open-File Report 00-205, paper edition.
- Varnes, D. J., Coe, J. A., Godt, J. W., Savage, W. Z., & Savage, J. E. (2000). Measurement or ridge-spreading movements (sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, II: continuation of the 1975–1989 measurements using a Global Position ing System in 1997 and 1999: Open-File Report 00-205, on-line edition.
- Varnes, D. J., Radbruch-Hall, D. H., & Savage, W. Z. (1989). Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the western United States. U.S.: Geological Survey Professional Paper 1496.
- Washburn, A. L. (1979). *Geocryology. A Survey of Periglacial Process and Environments*. Londres: Arnold.
- Zabalza, J. (2000). Geomorfología y localización de aludes en el valle de Pineta (Pirineo central,Huesca). Zaragoza: Proyecto fin de carrera Dpto. de geografía y ordenación del territorio, universidad de Zaragoza, 51 pags.
- zco1999.wordpress.com. (2016, Abril 29). Retrieved from <https://zco1999.wordpress.com/2009/10/04/instructores-de-zco-muestran-los-ibones-de-truchas-y-escalar/>
- Zhuang, K., Giardino, J. R., & Vitek, J. D. (2013). Identifying glacial and interglacial periods to assess the long-term climate history of earth. *Treatise on Geomorphology.Academic Press*, 19-29.
- Zischinsky, U. (1966). *On the deformation of high slopes*. Paper presented at the First Congress of the International Society of Rock Mechanics.
- Zischinsky, U. (1969). *Uber sackungen*. Paper presented at the Rock Mechanics 1.

ANEXOS

