



Universidad
Zaragoza

Trabajo Fin de Grado

Cartografía de movimientos de ladera en el valle del Bolática como herramienta de gestión para una posible ampliación de la Estación de Esquí de Panticosa (Alto valle del Gállego, Pirineo Aragonés)

Cartography of slope movements in the Bolática valley as a management tool for a possible extension of the Panticosa ski resort (Alto valle del Gallego, Aragón Pyrenees)

Autor

Pablo Martínez Ubide

Director

Jesús Guerrero Iturbe

ESCUELA POLITÉCNICA SUPERIOR HUESCA

Resumen

El presente trabajo de fin de grado pretende evaluar la susceptibilidad y la amenaza de movimientos de ladera en un ámbito local situado en las proximidades del pueblo de Panticosa en el valle de Tena. Para ello, se ha realizado una cartografía de los elementos geomorfológicos al Este de la Estación de Esquí de Panticosa en el valle del río Bolática. Los resultados tienen un interés especial por la aproximación de la estación de esquí de Panticosa, situada en el valle colindante a la zona de estudio propuesta. Gracias al modelo de susceptibilidad que ha resultado satisfactorio para la realización de los remontes con seguridad pero no con toda la certeza de ser viable por el riesgo de aludes en la ladera.

Palabras clave

Movimientos de ladera Estación esquí SIG Glaciar

Abstract

The present Final Degree Project tries to evaluate the susceptibility and the threat of slope movements in a local area located in the proximities of the town of Panticosa in the valley of Tena. For this purpose, a mapping of the geomorphological elements to the East of the Panticosa Ski Station in the valley of the Bolática River has been carried out. The results have a special interest in the approach of the ski resort of Panticosa, situated in the valley adjacent to the proposed study area. Thanks to the model of susceptibility that has been satisfactory for the realization of the lifts with security but not with all the certainty of being viable by the avalanche risk in the slope.

Keywords

Slope movement ski resort SIG Glacier

Índice

1. Introducción.....	pág.3
2. Antecedentes.....	pág.5
3. Metodología.....	pág.11
4. Contexto.....	pág.12
4.1. Localización.....	pág.12
4.2. Relieve y red de drenaje.....	pág.13
4.3. Clima.....	pág.13
4.4. Vegetación.....	pág.15
4.5. Contexto geológico.....	pág.17
4.6. Contexto geomorfológico.....	pág.19
5. Descripción Mapa geomorfológico.....	pág.23
6. Análisis de susceptibilidad.....	pág.40
6.1. Susceptibilidad deslizamientos.....	pág.40
6.2. Susceptibilidad aludes.....	pág.49
7. Discusión.....	pág.53
8. Conclusiones.....	pág.56
9. Bibliografía.....	pág.57
10. Anexos	pág.61

Introducción

El esquí es una actividad deportiva que se mueve en un entorno natural, de nieve y montaña que surge desde principios del siglo XX como deporte local y minoritario, pero a partir de las últimas décadas ha empezado a tener mucha trascendencia socio-económica y se habla de un fenómeno turístico ligado a los centros de esquí en el entorno rural. En España el turismo de nieve y de montaña representa un total de 1.133,8 kilómetros de pistas de tipo alpino más 125,1 kilómetros de pistas nórdicas según ATUDEM (Asociación Turística de Estaciones de Esquí y Montaña), afectando hasta a 11 Comunidades Autónomas. El 90% de los kilómetros esquiables son de la modalidad de esquí alpino, aunque en muchas estaciones se encuentran de los dos tipos, el que más mueve económicamente es el de tipo alpino. Destinándose en España más de 700 millones de euros al sector, tanto en mejoras del servicio para los turistas que visitan las estaciones, como para el transporte, hostelería, comercios y alquiler y venta de material deportivo (García-Abad, 2012). Según ATUDEM los visitantes de las estaciones superan los cinco millones de personas al año. Este flujo de turistas en España pone de manifiesto la importancia económica del sector (Saz & Carús, 2008).

En el Pirineo es una importante fuente de desarrollo económico desde los años 50 (Lasanta, Laguna, & Vicente-serrano, 2007). Debido a que es un motor de desarrollo para crear empleo en áreas que con frecuencia presentan bajos índices de población por la compleja orografía. Así encontramos las estaciones de Esquí de Cerler, en el Valle de Benasque, Astún-Candanchú en el Valle del río Aragón, y Formigal-Panticosa, en el Valle de Tena. Todas ellas suman en total 283 kilómetros esquiables y acogen en torno al 30% de los esquiadores del mercado nacional. Al igual que muchas de las estaciones estadounidenses (C. Harris, 1981; Derbyshire, 1983; Giardino, 1983), su ubicación sobre pizarras paleozoicas y lutitas permotriásicas les confiere una elevada susceptibilidad a los movimientos de ladera.

Los movimientos de ladera pueden llegar a suponer una amenaza natural que afecta al conjunto de la sociedad, abarcando a personas, estructuras, infraestructuras, actividades económicas, etc., y en consecuencia, constituyen un riesgo geológico de primer orden. Su formación es debida a la actuación de la fuerza de la gravedad, que moviliza el suelo, cobertera detrítica o el sustrato (Varnes, 1978) pendiente abajo cuando ésta excede la fuerza de fricción y resistencia del material. Se clasifican según (Varnes, 1978) y Brunsdén (1979) en caídas, vuelcos, deslizamientos, expansiones laterales, flujos y movimientos complejos. Para minimizar su impacto socioeconómico se llevan a cabo cartografías geomorfológicas y modelizaciones de susceptibilidad mediante el uso de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), que suponen un herramienta de ayuda perfecta para llevar a cabo análisis multicriterio.

El presente trabajo de fin de carrera pretende realizar una cartografía de los elementos geomorfológicos y evaluar la susceptibilidad y la amenaza de movimientos de ladera al Este de la Estación de Esquí de Panticosa en el valle del río Bolática en la comarca del Alto Gállego, al norte de la provincia de Huesca, en la confluencia de los ríos Bolática y Ripera teniendo de referencia la Punta de las Escuelas (2.349 m) y la Peña Telera (2.499 m) como cotas más altas.

La Estación de Esquí de Panticosa que es la más pequeña de Aragón con 39 km esquiables, 15 remontes, 1 telecabina, 5 telesillas de pinza fija, 82 cañones de nieve, y una capacidad para 14.145 personas a la hora, podría en un futuro muy probable ampliar su oferta de kilómetros esquiables hacia el valle de Bolática con tres nuevos remontes (figura 1). La cartografía y modelo de susceptibilidad de este TFG en el valle del Bolática representaría una herramienta de planificación de gran utilidad con el fin de determinar las zonas más propensas a verse afectadas por este tipo de procesos y evitar daños en las infraestructuras y un sobrecoste económico como ha ocurrido en la vecina estación de Formigal¹. Aquí, según el Colegio Oficial de Geólogos de Aragón (ICOG) las pérdidas económicas asociadas a los deslizamientos y las medidas estructurales necesarias para estabilizar las laderas ascienden por encima de los 5 millones de euros.

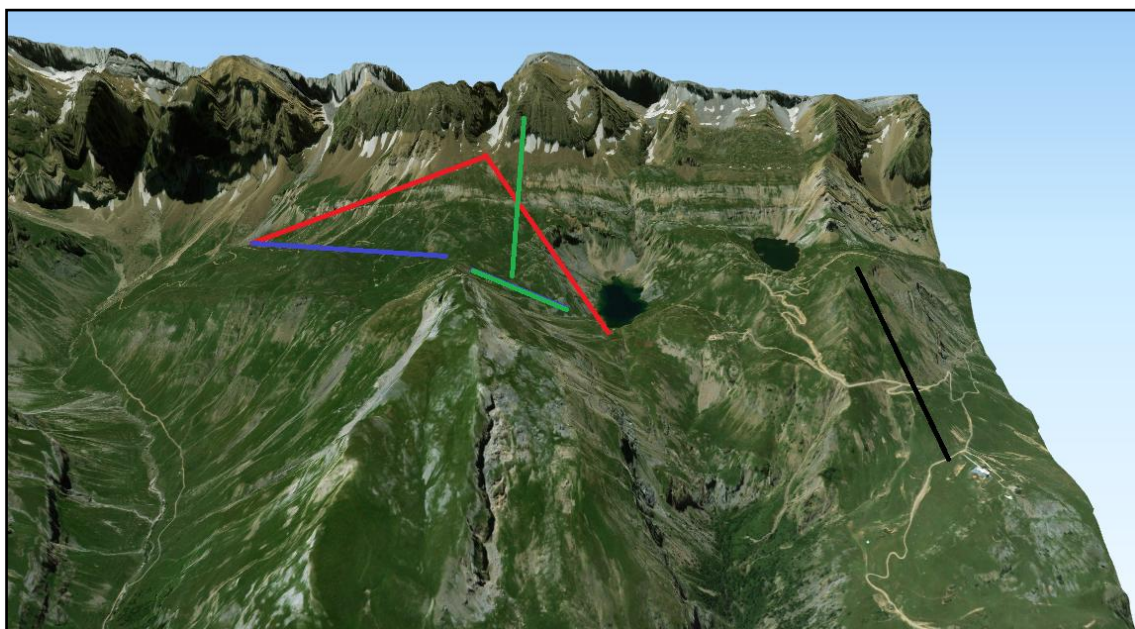


Figura 1. Trazado de los posibles remontes de la estación de Esquí de Panticosa en el entorno del ibón de Sabocos y el valle del Bolática en una futura ampliación. Elaboración propia.

¹ El periódico de Aragón: http://www.elperiodicodearagon.com/noticias/aragon/geologos-dicen-estabilizar-formigal-suopndra-elevados-costes_158145.html a día 30/12/2004

Antecedentes

En la historia de la Tierra se reconocen varias épocas glaciares, las cuales han quedado impresas en el registro geológico por rasgos erosivos y sedimentarios. En el Pirineo, las últimas glaciaciones del Cuaternario son responsables del modelado en las zonas de cumbres, la excavación de grandes valles glaciares y el depósito de importantes volúmenes de *till* glaciar (Bordonau, 2005). El valle del Alto Gállego y concretamente el valle del río Bolática, es un buen ejemplo de valle de origen glaciar.

Debido a que buena parte de la herencia del relieve de la zona de estudio viene de los glaciares, vamos a hablar de las principales formas geomorfológicas de origen glaciar y periglaciar. Según Price & Clayton (1976), los glaciares son grandes masas de hielo que se desarrollan en situaciones en las que la acumulación de nieve es superior a la fusión de la misma y la nieve se compacta y se convierte en hielo glaciar. Esto requiere unas condiciones climáticas adecuadas, así como unos modelados que proporcionan lugares idóneos para su almacenamiento.

La geometría del valle, marcada profundamente por el glaciario, obliga a hablar de los principales tipos de glaciares existentes y de las formas geomorfológicas de origen glaciar tanto erosivas como acumulativas.

Según la morfología de los glaciares, éstos se clasifican principalmente, en glaciares de circo y glaciares de valle de tipo alpino. Los **glaciares de circo** se localizan en áreas montañosas en cabeceras de valles. Son masas pequeñas de hielo situadas en anfiteatros, o en paredes escarpadas con dimensiones de pequeñas depresiones semicirculares de decenas de metros. Durante una glaciación son los primeros que se desarrollan y los últimos que desaparecen. Los glaciares de valle están delimitados por paredes rocosas y evolucionan de glaciares de circo donde la acumulación de nieve permite el avance del glaciar valle abajo. La masa glaciar suele ser larga y estrecha y termina en una lengua de hielo (Embleton & King, 1975a).

El movimiento del hielo por gravedad es responsable de la erosión del lecho y paredes del valle que lo confina (Goudie, 2004). La intensidad del proceso erosivo dependerá de las características del propio sistema glaciar, de las características del substrato rocoso, (como la dureza de la roca y presencia de planos de discontinuidad, con estratificación, pizarrosidad, etc.) y de la morfología del lecho rocoso (geometría rugosidad y pendiente) (Sugden & Jhon, 1976). Atendiendo a la clasificación de Gutiérrez (2001) el desgaste de la roca tiene lugar mediante los mecanismos de abrasión y fracturación. La acción de abrasión se produce por los fragmentos rocosos que son transportados por el glaciar en el contacto con el sustrato, (Sugden & Jhon, 1976). Sus efectos suelen conllevar formas de erosión glaciar como estrías, pulido glaciar y acanaladuras (Clarke, 2005). Dentro del mecanismo de fracturación se incluyen los fenómenos de arranque y brechificación del sustrato por la propia presión ejercida por el hielo así como por crioclastia para formar acanaladuras y hendiduras de fricción (Embleton, 1979). La combinación de ambos procesos resulta en la formación de rocas aborregadas, circos glaciares y aristas, valles glaciares y cubetas de sobreexcavación.

Las **rocas aborregadas** son colinas alineadas, con una cara pulida y otra constituida por superficies irregulares y fragmentadas. Son frecuentes en rocas

cristalinas, en sitios donde ha habido mucha cubierta de casquetes de hielo y en umbrales de circos (Sugden et al., 1992). Los circos glaciares se definen básicamente como una depresión semicircular dominada por laderas abruptas y que está o ha estado ocupado por el hielo. Las partes laterales suelen estar fragmentadas y rotas, en cambio la superficie basal suele ser estar más suavizada y presenta formas menores de erosión. Su tamaño y geometría final depende de la duración de la glaciación y de las características estructurales y litológicas del macizo rocoso en el que se desarrolla el circo (Embleton & King, 1975b). El contacto entre dos circos colindantes se produce por una divisoria aguda llamada arista. Los Valles glaciares son valles excavados por el hielo con perfil transversal en forma de U con paredes escarpadas y fondos de valle más suavizados (Gutiérrez, 2001). Las cubetas de sobreexcavación son zonas donde el hielo ha erosionado con mayor intensidad el sustrato dando lugar a una depresión que tras la retirada del hielo suele rellenarse de agua formando lagos que reciben el nombre de lagos de montaña o ibones (Pardo Juez, 2014).

La erosión de los glaciares trae consigo un transporte de materiales rocosos que pueden ser transportados a distancias considerables. En función de la posición que ocupan los sedimentos en el glaciar, éstos reciben el nombre de: (1) detritos supraglaciares (sedimentos procedentes de caídas de rocas como consecuencia de procesos de gelifración y deslizamientos que se quedan en la parte superior del hielo), (2) detritos endoglaciar (están diseminados en la masa de hielo) y (3) detritos subglaciares (en el lecho del glaciar en donde experimentan abrasión y roturas y su transporte tiene lugar por tracción) (Price, 1973). Independientemente de su posición, estos detritos que reciben el nombre de till o morrena pueden transportarse al margen y frente del glaciar, depositarse en su lecho o incorporarse al agua de fusión glaciar y están constituidos de gran variedad de tamaños y litologías y carecen de estratificación (Sugden & Jhon, 1976). Las morrenas según su posición respecto al glaciar se pueden clasificar como terminales, laterales y centrales (Gutierrez, 2001). Las terminales y laterales indican posiciones de avance y retirada del glaciar y las centrales se originan por la unión de dos glaciares de valle. Las laterales pueden presentarse adosadas a la pared rocosa del glaciar, o formar cordones separados de la misma. Estos cordones morrénicos suelen erosionarse rápidamente por aguas fluviales, quedando un conjunto de pequeños cordones en los que es posible diferenciar las distintas etapas de retirada del glaciar (Chorley et al., 1984). También hay otro tipo llamadas morrenas de descarga que proceden de la acumulación de material resultante de la fusión del hielo, que ha sido transportado por el glaciar en diferentes ambientes. Estos conjuntos de tienen forma de cordón y se sitúan en las zonas marginales de los glaciares (Sugden & Jhon, 1976).

Cuando se retira el hielo se manifiestan los procesos periglaciares y los movimientos de ladera. Debido en gran parte por la inestabilidad de pendientes y falta de cohesión en la cobertura de depósitos de till glaciar (Jones et al., 1983). La acción de la población en el terreno también es un gran desencadenante (Gerrard, 1990).

Los procesos periglaciares se crean por el congelamiento del agua en hielo dando lugar a ciclos de hielo y deshielo resultantes en una serie de morfologías características tales como canchales y glaciares rocosos y la posible existencia de un permafrost continuo o discontinuo espacial y/o temporalmente (Harris, 1988). El

periglaciario tiene lugar en climas fríos con temperaturas medias de 0°C al año, con épocas en las que la temperatura media puede ser de 10°C durante algunos meses.

Los **canchales** son acumulaciones de clastos que derivan de estos procesos. Son mantos de derrubios que recubren las áreas medias y bajas de las laderas procedentes de caídas de escarpes situados en las áreas superiores de la misma (French, 1996). Los clastos se movilizan en el canchal por rodadura, o pequeños deslizamientos. Cuando estos fragmentos se canalizan se pueden formar conos de derrubios. Los **glaciares rocosos** son una masa de clastos en forma de lengua que se mueve ladera abajo. Se alimentan de clastos procedentes de la acción de la crioclastia y contienen hielo dentro de la masa de rocas que actúa gracias a la acción de la gravedad. Los glaciares rocosos se sitúan en general al pie de paredes escarpadas, como bordes de los anfiteatros de circo o laderas abruptas en valles en artesa (Serrat, 1979). Los glaciares rocosos se clasifican por su morfología según Gutierrez & Peña (1981) en glaciares rocosos en lengua, si la longitud es mayor que la anchura, glaciares rocosos lobados, cuando la anchura supera a la longitud, y glaciares rocosos en espátula, los cuales sus partes distales se ensanchan bruscamente. La anchura de los glaciares rocosos varía entre 100 y 500 m y su longitud puede superar el kilómetro. Como consecuencia del movimiento presenta un frente escarpado, con inclinaciones de entre 35° y 45° (Barsch, 1996). El movimiento se produce por el propio peso del glaciar rocoso y el empuje de los depósitos de ladera laterales, su velocidad varía de centímetros a 1 metro al año (Janke, *et al.*, 2013). Atendiendo a su actividad se diferencian en **relictos o fósiles** (Barsch, 1977) cuando el hielo interno se ha fundido y como consecuencia pueden presentar rasgos de colapso por criokarst, **inactivos** si no se les reconoce movimiento pero tienen todavía un núcleo helado (Barsch, 1996) y por último, **activos** cuando tienen movilidad en su frente. Algunas investigaciones consideran que la edad de los glaciares rocosos activos es inferior a 10.000 años y que fueron generados después de la última glaciación del Würm, en el Holoceno o Postglaciar (Barsch, 1996).

Los movimientos de ladera según Varnes (1978) y Cruden & Varnes (1996) se pueden clasificar atendiendo al tipo de movimiento (deslizamientos, caídas, vuelcos, flujos y expansión lateral) y al tipo de material implicado (Sustrato y material no litificado de grano grueso o de grano fino). En la Figura 2 vemos la clasificación original en inglés y posteriormente traducida en la figura 3. Esta es una de las clasificaciones más aceptadas frente a otras como la de Hutchinson (1988) y Brunsten & Prior (1984). Más adelante se van a exponer las formas que afectan a la zona de estudio en concreto.

TYPE OF MOVEMENT		TYPE OF MATERIAL		
		BEDROCK	ENGINEERING SOILS	
			Predominantly coarse	Predominantly fine
FALLS		Rock fall	Debris fall	Earth fall
TOPPLES		Rock topple	Debris topple	Earth topple
SLIDES	ROTATIONAL	Rock slide	Debris slide	Earth slide
	TRANSLATIONAL			
LATERAL SPREADS		Rock spread	Debris spread	Earth spread
FLOWS		Rock flow (deep creep)	Debris flow (soil creep)	Earth flow
COMPLEX		Combination of two or more principal types of movement		

Figura 2. Versión de la clasificación abreviada de Varnes, D. J. 1978. Slope movement types and processes. In: Special Report 176: Landslides: Analysis and Control (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.). Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C., 11-33.

Tipo de movimiento		Tipo de material		
		Roca	Suelo	
			De grano grueso	De grano fino
Caídas		Caídas de rocas	Caídas de detritos	Caídas de suelos
Basculamientos		Basculamientos de rocas	Basculamiento de detritos	Basculamiento de suelos
Deslizamientos	Rotacionales	Deslizamiento rotacional de rocas	Deslizamiento rotacional de detritos	Deslizamiento rotacional de suelos
	Translacionales	Deslizamiento translacional de rocas	Deslizamiento translacional de detritos	Deslizamiento translacional de suelos
Separaciones laterales		Separación lateral en roca	Separación lateral en detritos	Separación lateral en suelos
Flujos		Flujo de rocas	Flujo de detritos	Flujo de suelos
Complejos		Combinación de dos o más tipos		

Figura 3. Traducción clasificación de los deslizamientos (Varnes, 1978).

Material	ROCK	DEBRIS	EARTH
FALLS	Rock fall	Debris fall Scree Debris cone	Earth fall Fine soil Rock Colluvium Debris cone
TOPPLES	Rock topple	Debris topple Debris cone	Earth topple Cracks Debris cone
SLIDES	Single rotational slide (slump) failure surface	Multiple rotational slide Crown Scarp Head Scarp Minor Scarp failure surface	Successive rotational slides
	Rock slide	Debris slide	Earth slide
SPREADS	Earth spread		Earth spread
FLOWS	Solifluction flows (Periglacial debris flows)	Debris flow	Earth flow (mud flow)
COMPLEX	e.g. Slump-earthflow with rockfall debris		e.g. composite, non-circular part rotational/part translational slide grading to earthflow at toe

Figura 4. Clasificación de deslizamientos de Varnes 1978. Fuente: Grupo de trabajo The Geological Society <http://www.ukgeohazards.info/>

Los **desprendimientos** son una masa de material geológico que se desprende de un talud y desciende por caída libre. Se suelen fragmentar al caer y golpear con la ladera. Las causas de un desprendimiento son principalmente por procesos de hielo-deshielo, lluvias intensas y socavación basal de la ladera por efecto de la erosión fluvial.

Los **deslizamientos** son movimientos de una masa de suelo o roca en los cuales hay una zona de debilidad que hace que se produzca la rotura o cizallamiento y se separe el material deslizado por acción de la gravedad (Varnes, 1978). Suelen presentar grietas en el movimiento progresivo descendente, y se evidencian los flancos con estrías en la dirección del movimiento. Los deslizamientos se pueden

clasificar, según Cruden & Varnes (1996), atendiendo a su grado de actividad en *activos* (con movimiento actual), *latentes* (sin movimiento en el último año pero que pueden reactivarse) y *relictos o estabilizados* (sin capacidad de reactivación). Según la geometría del plano de rotura se pueden clasificar en *rotacionales* y *traslacionales*. Los primeros se definen por el movimiento propiamente rotacional, alrededor de un eje que es paralelo a las curvas de nivel de la ladera y que implica un desplazamiento de cizalla visible a lo largo de una superficie cóncava que se reconoce sin dificultad (Varnes, 1978). Después de la rotura la masa deslizada empieza a rotar y puede desintegrarse en varios bloques. Se pueden reconocer estrías en la superficie de deslizamiento, y en la zona frontal pueden desarrollarse lóbulos. Los condicionantes que lo favorecen son una laderas con bloques muy fracturados, laderas con depósitos morrénicos, laderas sin vegetación, laderas de margas y substratos rocosos con estratificación horizontal (aparte de las actividades antrópicas de excavación y construcción) (Buma & van Asch, 1996). En los traslacionales, la masa progresa hacia fuera y abajo, a lo largo de una superficie más o menos plana o ligeramente ondulada y la componente rotacional es mínima (Varnes, 1978). La masa deslizada se desplaza sobre la superficie del terreno, y el deslizamiento se produce a favor de planos de discontinuidad de las rocas (planos de estratificación, diaclasas, fallas y pizarrosidad)

Dentro de los deslizamientos encontramos un tercer tipo que recibe el nombre de **sackung, sackungen o Deep Seated gravitational slope deformation** (Crosta *et al.*, 2013; Chigira, *et al.*, 2013). Éstos son manifestaciones superficiales de *creep* profundo en laderas de substratos a favor de planos de rotura de gran buzamiento (McCalpin & Irvine, 1995). Este *creep* profundo resulta en la formación de pequeñas fosas con escarpes contrapendiente de entre 15-300 m de longitud y de 1-9 m de altura (Gutiérrez-Santolalla *et al.*, 2005).

Los flujos se pueden dividir como hemos visto en la figura 2 en flujos de detritos (**debris flows**), flujos de rocas (**rock flows**) y flujos de tierras (**earth flows**). Los **debris flows** son un tipo de flujo de detritos, un movimiento en masa fluidificada por el agua. Estos movilizan fragmentos de roca, bloques y cantos en una matriz arenosa con contenido de arcilla que se desplazan por una canalización a favor de la pendiente, con capacidad de erosión y transporte. El movimiento es muy parecido al de un fluido viscoso, por lo que las velocidades no son homogéneas. Los **debris flows** se localizan en la mayoría de las zonas morfoclimáticas. La fuente del material se encuentra en los depósitos de ladera, y el agua necesaria para generarlo viene de tormentas de alta intensidad o deshielos rápidos.

Existen los **movimientos complejos** que implican uno o más tipos de movimientos descritos antes. Así se inician como un tipo de movimiento y evoluciona hacia otros diferente (Varnes, 1978). Los comunes son deslizamientos que evolucionan a avalanchas de rocas o flujos. Las causas más comunes de estos últimos como dice Gutiérrez (2001) suelen ser por vibraciones, temblores sísmicos, intensas precipitaciones, etc.

Metodología

Para la realización del mapa se han seguido unos pasos con un orden coherente con otros trabajos cartográficos y de investigación. (1) Cartografía preliminar sistemática a partir de la fotografía aérea, con la hoja 145 de Sallent de Gállego y el uso de estereoscopios. Con esta cartografía preliminar lo siguiente es (2) Trabajo de campo, realizándose un total de tres salidas al área de estudio. (3) Con las salidas se hace una revisión intensiva de la cartografía que teníamos inicial. (4) Después con los elementos que hemos cartografiado se hace una selección de la leyenda definitiva y se pasa a el último paso (5) la digitalización de los mapas. Las salidas fueron realizadas en el periodo de octubre noviembre de 2016.

El mapa de la red de drenaje se ha conseguido con SAGA, un software desarrollado para el análisis espacial y un modelo digital de elevaciones (Figura 16). La jerarquización consiste en un orden de importancia relativa a la red. El utilizado es la jerarquización de Horton (1945), toda vaguada sin afluente es de orden 1 y la vaguada que tenga un afluente de orden x es de orden $x+1$, y conserva ese orden en toda la longitud. De esta manera se consigue determinar el camino que sigue el agua en su recorrido por la superficie terrestre.

En el valle hay grandes canales de debris flow, se han distinguido los que son debris flows como tal y los que son canal fluvial, que pueden servir como canales de aludes.

La determinación que se ha seguido para establecer que canales son de debris flow y cuales son canales formados por erosión fluvial y que pueden servir de canales de aludes ha sido comparando medias de datos del estudio "Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees" (Lorente et al., 2003). Usando los valores de varias características principales: el punto donde empieza el arranque del canal, que esté entre 1600 y 2300 m; los grados de pendiente en el que se forma la cicatriz o donde arranca el canal de debris flow que esté entre los 30° - 50° ; los grados donde empieza la sedimentación de los derrubios esté entre 8° - 27° . Además la anchura del canal de media es de 15 m. El resto de canales que no cumplan estas condiciones se clasifican en el mapa como canal fluvial y no son considerados debris flows.

Contexto

Localización

El área propuesta para este trabajo se localiza en el Pirineo en la zona de Panticosa en el valle de Bolática, (Valle de Tena) centrado en la cabecera del Río Gállego, en la comarca del Alto Gállego, al norte de la provincia de Huesca, en la confluencia de los ríos Bolática y Ripera y el barranco de Yenefrito, teniendo de referencia la Punta de las Escuelas (2.349 m) y la Peña Telera (2.499 m) como cotas más altas.

Dicha área abarca un total de 17,4 km².

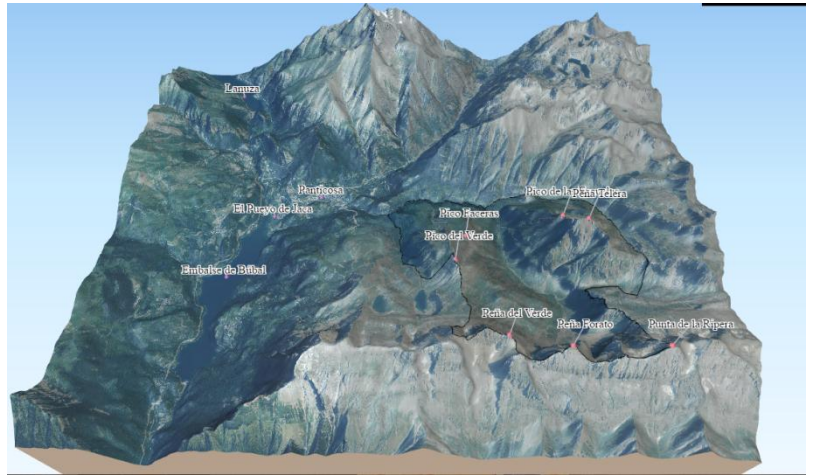


Figura 5. Mapa de situación del área de estudio.

Relieve

El relieve principal son dos macizos de gran altitud con los picos de Peña Telera al este y Pico del verde al oeste como cotas más altas, que están separados por el cauce del río Ripera. La parte sur se caracteriza por las fuertes pendientes con un pronunciado escarpe estructural a la base de las Peñas del Verde y Forato y Punta de la Ripera que forman parte de la sierra de Tendeñera. La forma del valle principal es en U como es característico de los valles glaciales.

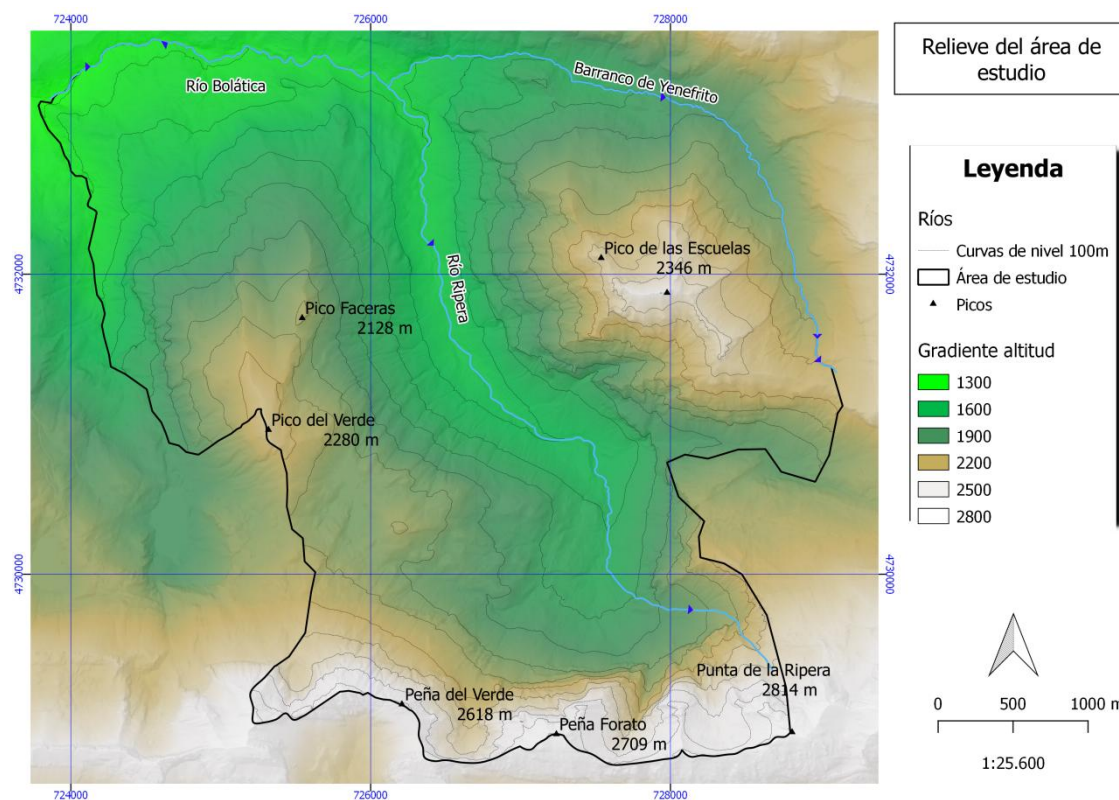


Figura 6. Relieve del área de estudio

Clima

Por su localización geográfica, y la altitud encontramos un mesoclima predominante de alta montaña con influencia atlántica. Las precipitaciones muestran máximos en primavera y otoño, registrándose las nevadas más importantes entre diciembre y marzo (Figura 7). Las temperaturas muestran máximos en verano desde junio hasta septiembre, y las más bajas en la época invernal (Figura 8).

Atendiendo a García-Ruiz, et al., (1985) que estimaron un gradiente térmico altitudinal para el Pirineo Central en 0.6 °C cada 100m. la altitud de la isoterma de 0°C, que condiciona los fenómenos de innivación y permanencia de la nieve, tiene un variación anual con un valor promedio de 1.708 m.s.n.m. (Riva Fernández, 2000).

Precipitaciones:

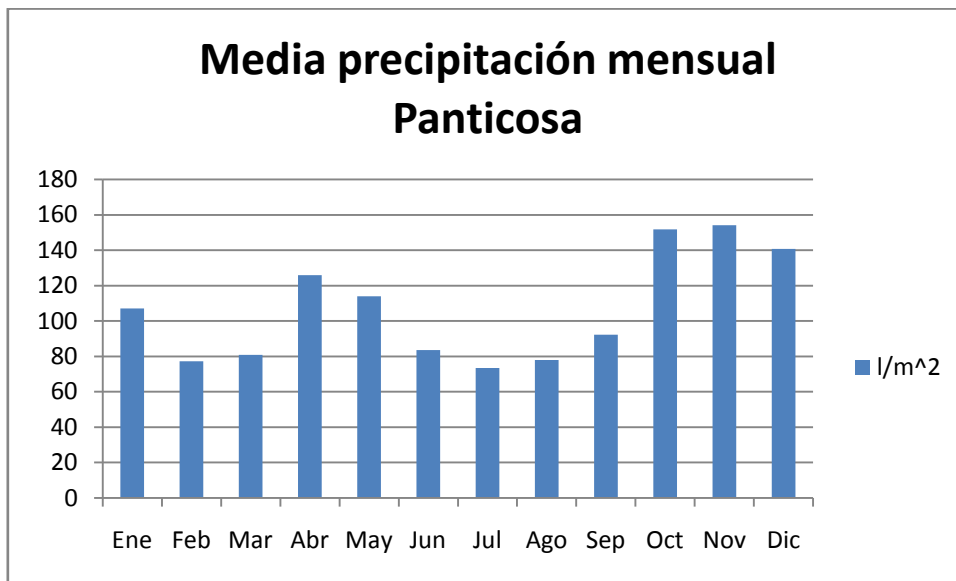


Figura 7. Valores normales de precipitación mensual en Panticosa. Periodo 1981-2010. Fuente: IAEST Gobierno de Aragón. Elaboración propia.

Temperaturas:

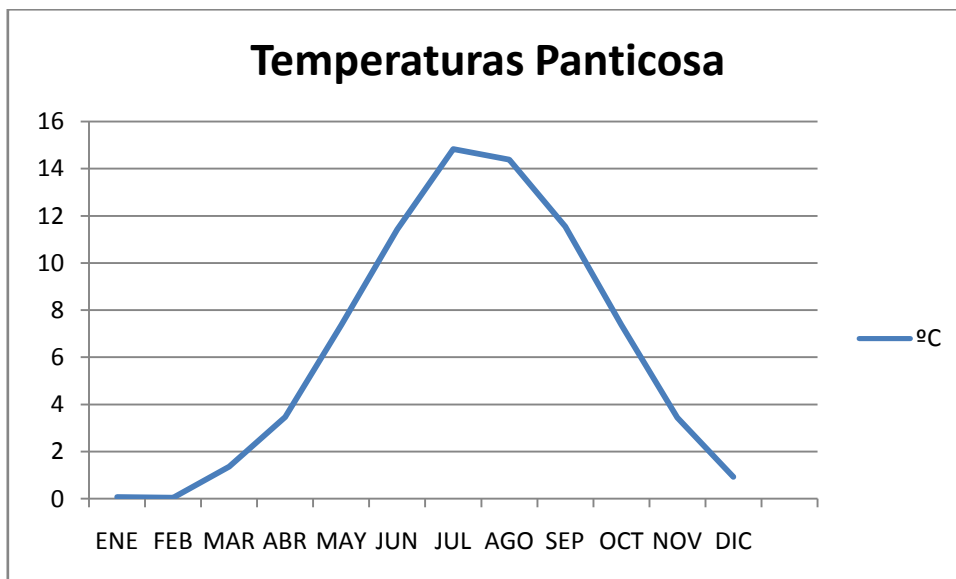


Figura 8. Valores normales de temperaturas, mensuales en Panticosa. Fuente: IAEST Gobierno de Aragón. Elaboración propia.

Vegetación y usos del suelo

Según el SIOSE (Sistema de Información de Ocupación del Suelo en España), la zona de estudio se divide espacialmente en: Suelo desnudo (SDN) y Roquedo: afloramientos rocosos (ARR), Matorral (MTR) y pastizal (PST), pastizal de alta montaña (PSTam), Frondosas (FDC) y coníferas (CNF) (Fig. 9).

Las especies más características encontramos primero desde los 1000 metros en el espacio húmedo en la parte norte que acompaña al cauce del río donde hay dominio forestal de hayedos y pinos silvestres junto con sotobosque formando un bosque mixto con robles, serbales, boj etc. que llega un poco hacia el sur por la parte del río Ripera. El piso subalpino se sitúa entre 1000 m y 1600 m y está dominado por coníferas como el abeto (*Abies alba*) y el pino negro (*Pinus uncinata*) junto con enebros (*Juniperus*) y gayubas (*Arctostaphylos*) en las zonas más soleadas. El último piso, el de pastizal, aparece por encima de los 1600 m y se caracteriza por prados de plantas pequeñas, abundantes bulbosas, con ciclos de vida corto.

El índice diferencial de vegetación normalizado (NDVI) es un índice normalizado que permite generar una imagen que muestra el verdor (la biomasa relativa) calculado con el software de SAGA en QGIS e imágenes de satélite del Sentinel 2 con 10 m de resolución. Este índice aprovecha el contraste de las características de dos bandas: las absorciones de pigmento de clorofila en la banda roja y la alta reflectividad de los materiales de las plantas en la banda cercana al infrarrojo (NIR). Este índice genera valores entre -1,0 y 1,0. Valores negativos : nubes, agua, nieve; Valores cercanos a 0: rocas, terreno desnudo; valores < 0,1: áreas yermas de rocas, arena o nieve; valores 0,2 - 0,6: arbustos, prados; valores altos 0,6 - 0,8: bosques. Con este mapa generado y las zonas en el área de estudio diferenciadas con los valores sirve para comprobar zonas que están con suelo desnudo o cubiertas de vegetación (Fig. 10).

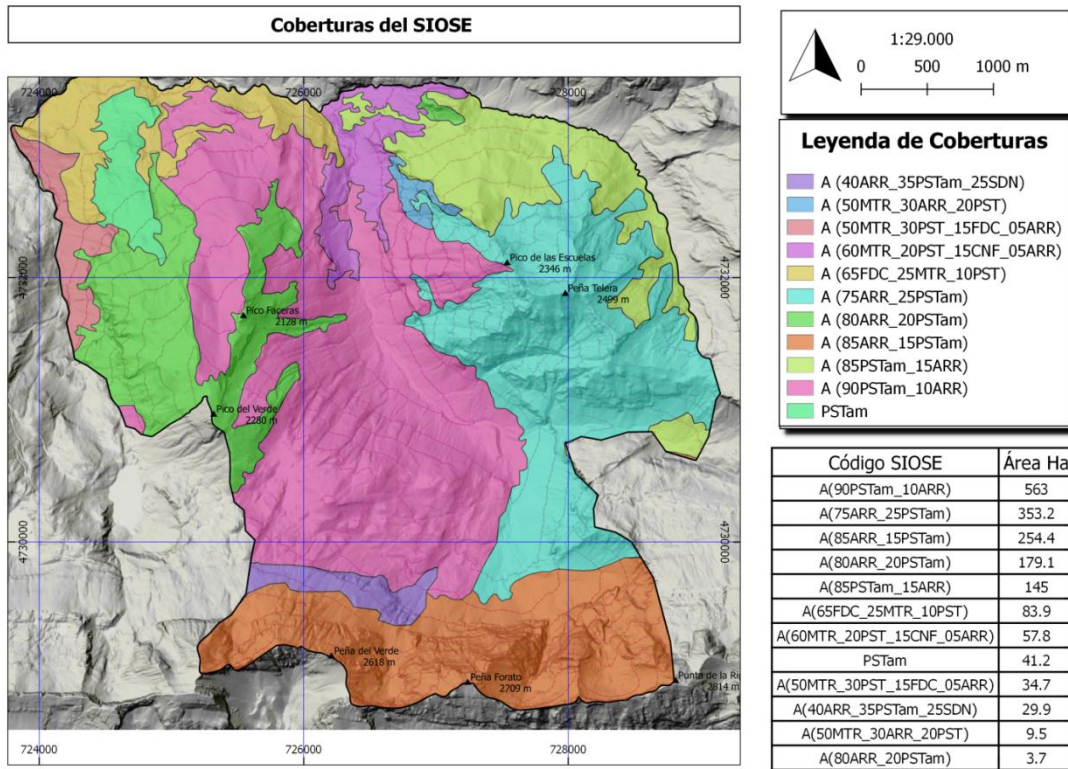


Figura 9. Coberturas del SIOSE.

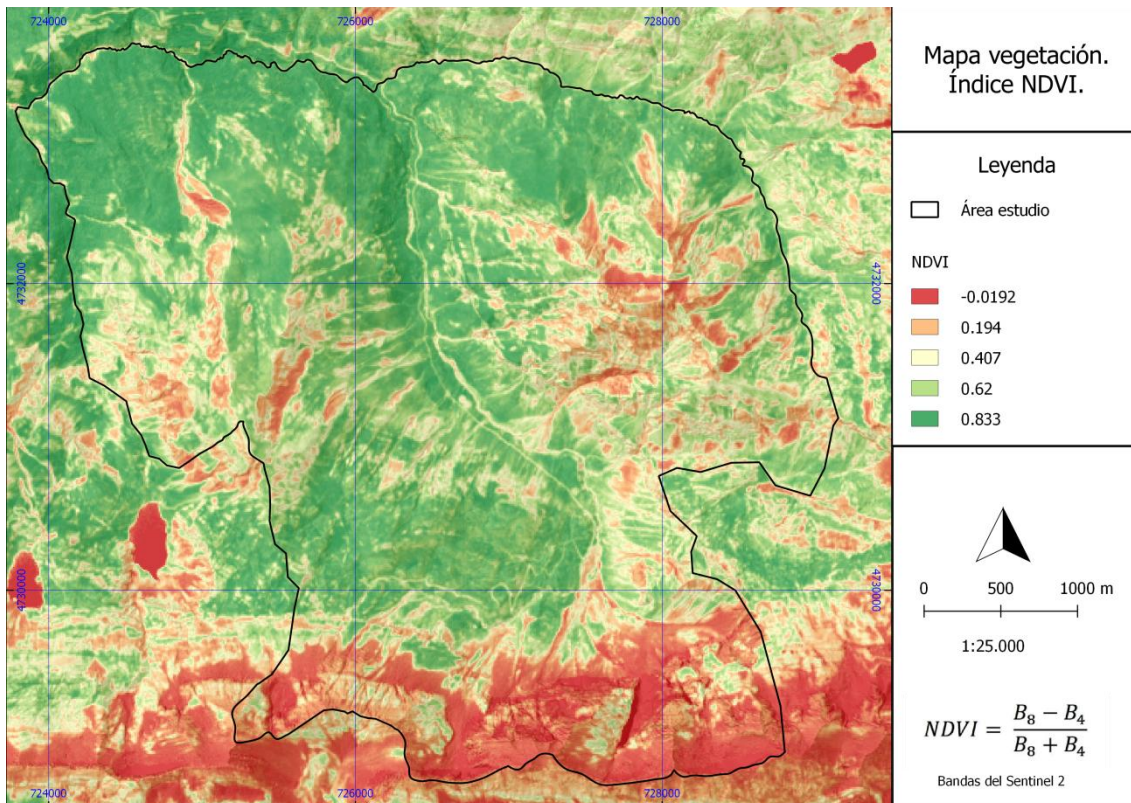


Figura 10. Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada.

Contexto geológico

1. Historia geológica.

El relieve Pirenaico es el resultado de las orogénias Hercínica y Alpina. La orogénia hercínica se produjo al final del Paleozoico, entre finales del Devónico (hace unos 380 millones de años) y mediados del Pérmico (unos 280 millones de años) mientras que la Alpina comenzó hacia finales del Cretácico superior, hace 85 millones de años, y prosiguió por más de 60 millones de años en la era Terciaria, hasta el Mioceno inferior debido a la colisión entre las placas Ibérica y Euroasiática (Teixell, 2000). Las fuerzas compresivas cerraron y levantaron la fosa marina que ocupaba la región pirenaica dando lugar a un cinturón montañoso flanqueado por las tierras bajas periféricas de las cuencas de Aquitania y Ebro.

La cordillera pirenaica se divide en dos grandes dominios: La zona Axial y la Zona Surpirenaica. La zona axial es un extenso afloramiento de materiales paleozoicos intensamente plegados y fracturados como resultado de la superposición de las orogénias Hercínica y Alpina (Ríos, L. M. et al., 1989). La Zona Surpirenaica, situada al sur de la Zona Axial, está constituida por una secuencia superpuesta de cuencas de piggy-back de materiales mesozoicos y terciarios que toman como unidad de despegue los materiales del Keuper (Santolaria et al., 2015).

La zona de estudio se sitúa en el límite entre la zona axial formada por pizarras y calizas arrecifales Devónicas y la zona Surpirenaica representada por calizas cretácicas cabalgantes pertenecientes a la Sierra Tendeñera.

2. Estratigrafía y Estructura.

La serie Devónica, que ocupa la mayor parte de la zona de estudio, (Ríos, Beltrán, & Marín, 1979) está constituida de base a techo por (Ríos et al., 1979):

- 1) Un tamo calcáreo basal (unidad naranja en Figura 11) de 100 a 130 m potencia de una serie de calizas grises en bancos decimétricos, a veces algo detríticas, con pátina anaranjada pertenecientes al Devónico Inferior.
- 2) 150 m de pizarras negras (unidad amarilla en figura 11) que culminan con un banco de calizas negras tableadas de aspecto masivo y pátina gris claro atribuida al devónico medio.
- 3) Techo una alternancia de pizarras negras y algo arenosas con finas hiladitas de color más claro con intercalaciones de calizas (unidad marrón en figura 11).

Litologías del área de estudio. Al sur de la zona de estudio, aflora una secuencia de calizas cretácicas verticalizadas que dan forma a la Sierra Tendeñera (unidad verde en figura 11). Esta serie Mesozoica se compone de un tramo de 40 m de calizas arenosas ferruginosas de morfología blanda y pátina amarilla encapas de

unos 0,5 m de espesor, 40 m de calizas grises unos en bancos decimétricos o métricos y finalmente más de 340 m de una alternancia de calizas arenosas y areniscas margosas y cemento calcáreo dispuestas en estratos de hasta 1 m de potencia. La potencia total es de unos 420 m en el corte de Peña Telera.

3. Estructura.

Las pizarras y calizas ocupan la mayor parte de la zona de estudio, un total del 60,11 % del total, en la zona central y en la parte más occidental. Después las calizas cretácicas de la sierra Tendeñera al sur ocupan un 16,44 % del total, y el resto de calizas repartidas por la zona de estudio ocupa un 18,2 %. Por último las pizarras que se encuentran por el área más oriental de la zona de estudio ocupan un 5,25 %.

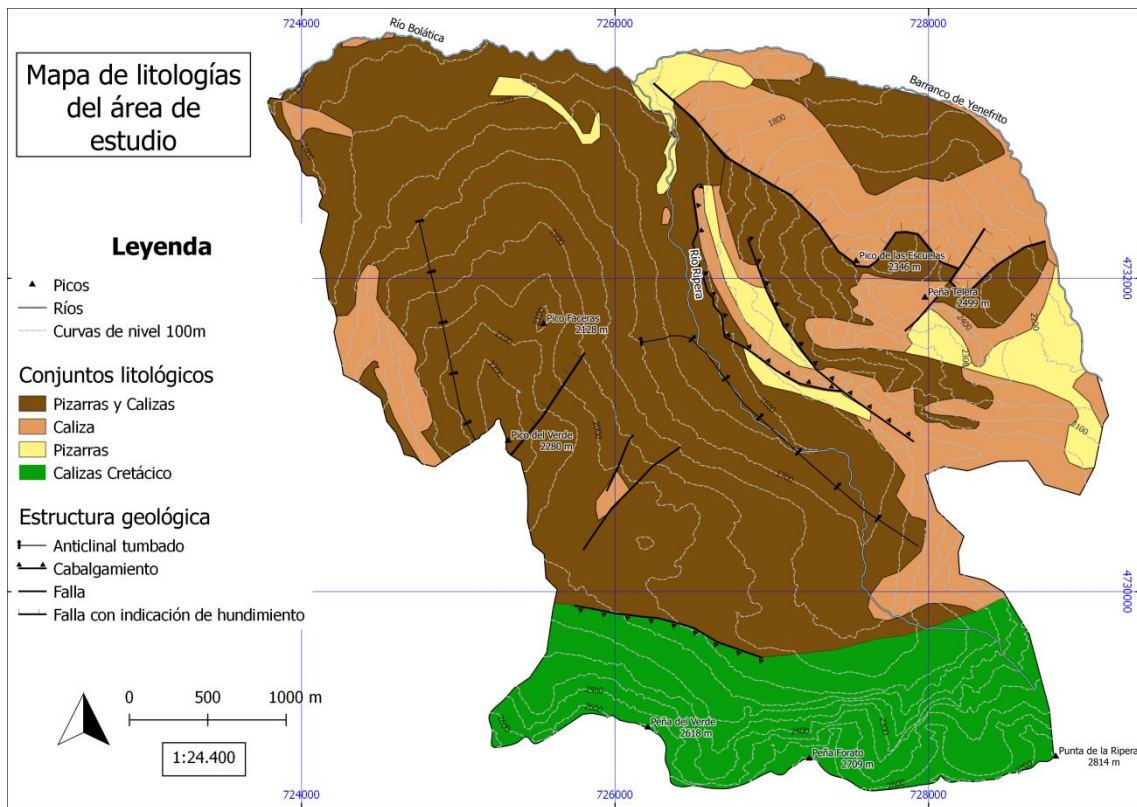


Figura 11. Litologías del área de estudio.

Contexto geomorfológico

La Geomorfología de la zona de estudio tiene una clara impronta glaciaria con un marcado valle con geometría en U excavado en las pizarras y calizas devónicas y una serie de glaciares de circo desarrollados en los afloramientos cretácicos situados a mayor altitud durante las épocas glaciares cuaternarias. Durante el máximo glaciario la zona de estudio estaría cubierta por un extenso glaciar (Glaciar del Bolática) que conectaría con el glaciar del Caldarés y éste a su vez en el del Gállego que según (Montserrat & Martí Bono, 2006) llegó a alcanzar más de 500 m de espesor y 30 km de longitud desde el macizo del Balaitous hasta Senegüé (Martí-Bono *et al.*, 1977). Durante este periodo frío que algunos autores sitúan hace 65 Ka (Lewis *et al.*, 2009), el glaciar del Bolática estaba alimentado por los hielos de los amplios circos del barranco de Yenefrito al norte (figura 14), y por otro, el sector alimentado por la sierra de Tendereña (figura 15), que canalizaría los hielos a través del valle de Ripera hasta la confluencia con el glaciar del Caldarés.

La artesa del Bolática al inicio del valle de Bolática y de la zona de estudio presenta una pendiente moderada, con un único umbral de resistencia, dado por la presencia de calizas devónicas. Antiguamente esta artesa se encontraba en una zona donde dominaba la deposición sobre la erosión, como se ve en la figura 12, las pendientes del inicio del valle no son muy pronunciadas, de ahí que los restos deposicionales sean abundantes y las huellas erosivas tengan menos importancia que en otras artesas y por ello en la zona los circos no sean de mucha capacidad. En la actualidad, los depósitos morrénicos finiglaciares de la vertiente norte, y el deslizamiento complejo de Bolática en la sur, hacen que sus formas se presenten indefinidas. Esta artesa colectaba los hielos procedentes de las artesas de Yenefrito, amplia artesa que soportaría un espesor deshielo de 150 m, la cual la vemos en la figura 13 y más en detalle en la figura 14, donde al lado izquierdo se ven las marcas de la artesa, y a la derecha rocas aborregadas y parte de la morrena. Al fondo desemboca la artesa de Piniecho, buen ejemplo de artesa colgada.

El bajo relieve de las cumbres cretácicas que no superan los 2900 m hizo que la deglaciación del valle del Bolática fuera mucho más temprana que los glaciares del Gállego y Caldarés cuya área de alimentación se sitúa en los grandes batolitos de la zona axial situados a más de 3000 m. En consecuencia, como describiremos posteriormente, hubo periodos de avance glaciario posteriores (Lasta Glacial Maximum y Oldest Dryas) en donde la masa del glaciario del Caldarés se introducía en el valle lateral del Bolática dejando una secuencia de depósitos morrénicos claramente diferenciables por la presencia de bloques de granodioritas (Palacios *et al.*, 2015)



Figura 12. Artesa glacial del valle del río Bolática con una clara geometría glaciar en U.



Figura 13. Imagen frontal del Pico de las Escuelas con el barranco de Yenefrito y el río Ripera a la izquierda y derecha del mismo. Flechas negras marcando por dónde irían los glaciares de ambos valles para juntarse en el valle de Bolática.



Figura 14. Zona del barranco de Yenefrito. Con flechas negras indica la marca dejada por el glaciar a la izquierda, y las rocas aborregadas en el otro margen del valle.



Figura 15. Artesa glaciar del río Ripera en U con el escarpe calcáreo de las calizas cretácicas al fondo, la flecha roja marca un escarpe estructural de calizas devónicas.

Actualmente en la cara norte del macizo de Tendeñera existen pequeños heleros protegidos por las paredes verticales, restos de la pequeña edad del hielo.

En el modelado postglaciar que se produce tras la retirada de los hielos está dominado por procesos periglaciares y movimientos de ladera con estos últimos afectando a las zonas altitudinalmente más bajas en materiales pizarrosos (García Ruiz,1988).

Cabe mencionar, que la zona de estudio no ha sido estudiada en profundidad, si bien está incluida en la cartografía geomorfológica escala 1:50000 de Sallent (José María García Ruiz, 1989), la cual recoge la mayor parte de las morfologías dominantes. Por último cabe señalar que la cabecera de la cuenca del Gállego ha sido objeto de cartografía geomorfológica por parte de Serrano Cañadas (1998), en concreto en el sector oriental, y por Julián *et al.*(2000) en el sector de la cabecera. El deslizamiento D1 ha sido descrito en la página 301 de "Geomorfología del alto Gállego aragonés" por Serrano Cañadas (1998).

En lo referente a la red de drenaje (figura 16), el río Bolática que es un afluente de la margen izquierda del río Gállego, discurre por el fondo de la artesa glaciar y surge como unión del río Ripera y el barranco de Yenefrito, con cabeceras situadas por encima de los 2800 y 2300 m respectivamente.

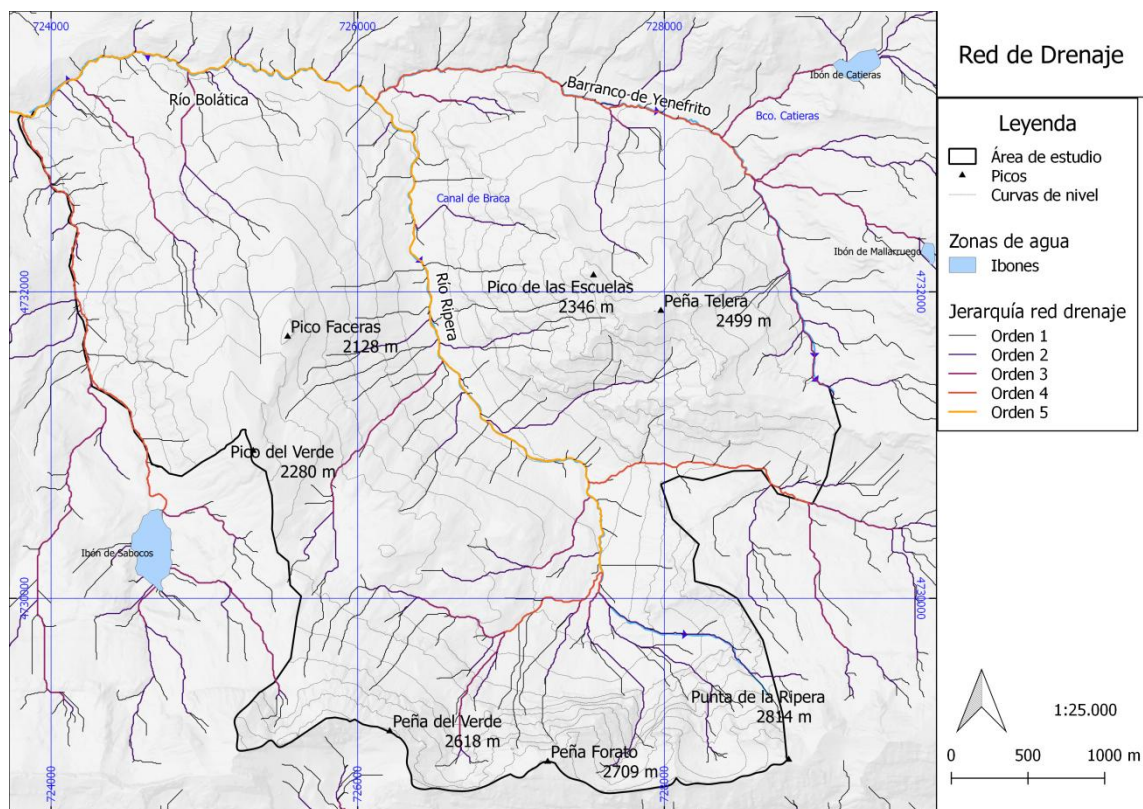


Figura 16. Red de drenaje del área de estudio en el que se muestra su jerarquización atendiendo a la metodología de Horton (1945).

Descripción geomorfológica de detalle la zona de estudio.

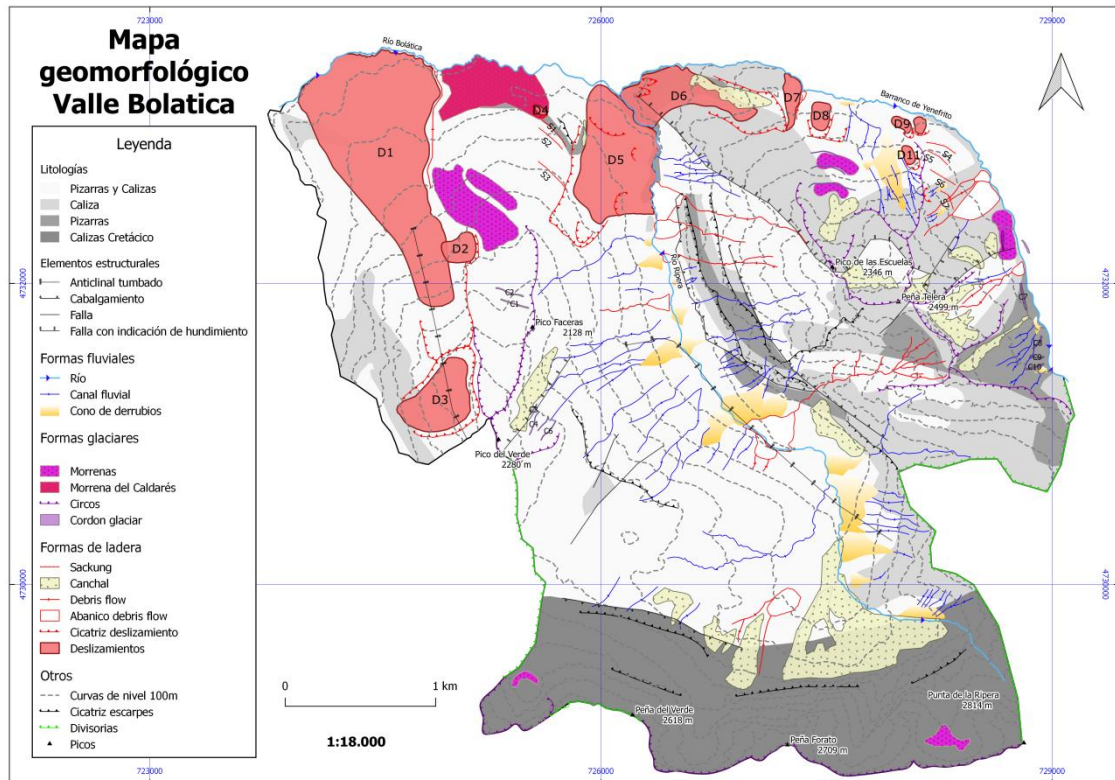


Figura 17. Cartografía geomorfológica del área de estudio.

En este apartado se va a proceder a realizar una descripción del modelado del Valle del Bolática siguiendo el orden de morfologías expuestas en el apartado de Introducción, empezando por las formas glaciares y periglaciares y terminando con los procesos de ladera.

El valle del Bolática conserva una geometría marcada en U con laderas abruptas con pendientes superiores a 40° que dan paso a un fondo de valle plano situado a una cota de 1400 m hasta la confluencia de los ríos Ripera y Yenefrito. A partir de aquí, el río Bolática incide sobre depósitos morrénicos y pizarras y calizas devónicas para formar un estrecho y profundo cañón fluvial hasta su desembocadura en el río Caldarás aguas debajo de la zona de estudio. El cambio de pendiente en las laderas del valle nos sirve como marcador para fijar la altura del hielo en la parte inferior del valle en torno a los 1.850 m y para determinar un espesor mínimo de hielo de 450 metros. Igualmente, los restos de morrena más altos encontrados se sitúan a 1.850 metros de altura en la margen derecha del valle al este del deslizamiento D1. Aquí encontramos dos cordones paralelos (figura 18).

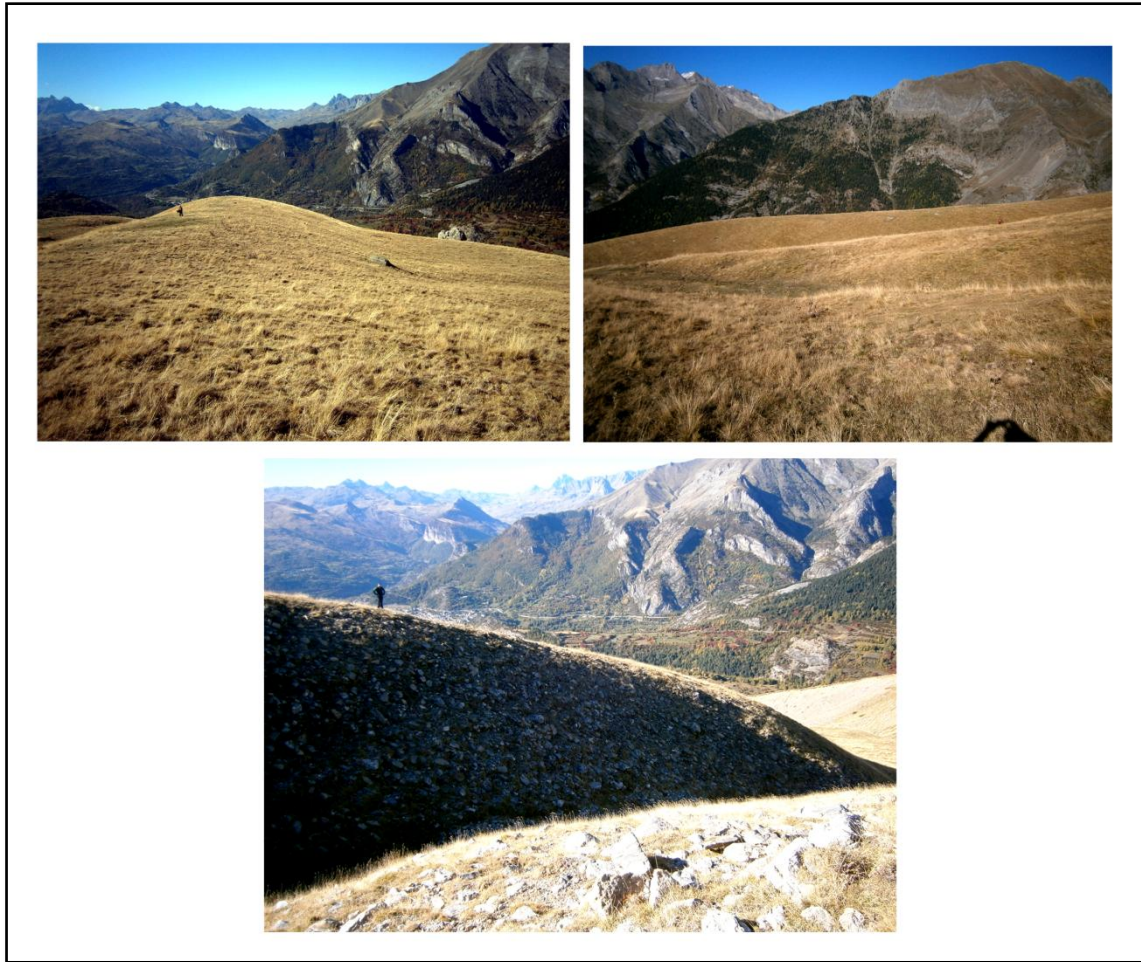


Figura 18. Arriba detalle de la morrena del río Bolática con bloques erráticos y los surcos de los cordones glaciares. (Abajo) Morrena frontal del glaciar del Pico del Verde constituida por clastos de calizas devónicas.

Los cordones son de 400-600 metros de longitud y 4 metros de altura. Su erosión por parte de un barranco lateral ha expuesto un mínimo de 30 m de potencia de till glaciar constituido por pizarras y calizas devónicas junto con clastos y bloques de calizas cretácicas. La naturaleza de las litologías existentes carentes de granodioritas evidencia que estos cordones fueron claramente depositados como morrenas laterales por el glaciar del Bolática. El desnivel existente entre el fondo del valle y estos cordones laterales corrobora la existencia de una lengua de hielo de unos 450 m y 1,7 km de longitud con su área de alimentación principal en los circos excavados en las cumbres de calizas cretácicas de Sierra Tendeñera y en la cabecera del valle de Yenefrito en calizas devónicas.

La morrena del fondo del valle fue datada por Palacios et al., 2015 mediante cosmogénicos en 16 ka (OldestDryas). Esta morrena proviene del glaciar del Caldarés, el hecho de que tenga granitos indica que es del glaciar del Caldarés que se metió dentro del valle del Bolática (figura 19). Esto indica que para entonces el glaciar de Bolática había retrocedido a la cabecera de los circos y entraba el glaciar del Caldarés en el valle de la zona de estudio. La margen izquierda está recubierta por vegetación y

tiene abancalamiento, llegaría hasta el deslizamiento D1, pero este ha pasado, lo que indica que el deslizamiento es posterior a la formación de la morrena.



Figura 19. Morrena del glaciar del Caldaráes en el margen derecho del río Bolática con una potencia de 300 metros desde el lecho del río hasta la línea de separación entre la vegetación arbórea y el pastizal. A la derecha, detalle de los depósitos morrénicos del glaciar del Caldaráes caracterizados por la presencia de bloques de granodioritas.

En la margen izquierda de la ladera del barranco de Yenefrito a la mitad de la ladera con orientación norte se encuentran morrenas y cordones glaciares de la huella del hielo que ocupaba todo el valle de Yenefrito y que servía de alimentación para el glaciar principal del Bolática. Estas morrenas de material fino cubren aproximadamente 40.000 m² entre las dos, a una altura de 2.020 m y 1.950 m, como se ve en la figura 20 están muy degradadas por canales y lobulos de soliflucción. El resto del glaciar de Yenefrito se ve hacia el final de la cabecera del río, donde hay una morrena lateral de 30.000 m² y 45 m de potencia de material fino con bloques por la capa superficial que le llegan de la erosión superior del escarpe, después en la cabecera del río hacia el final del valle hay cordones primero paralelos de 180 m y al final perpendicular al río varios de 100 m. Reflejan varias etapas del hielo por donde iba retrocediendo y en el final ha escarbado los tres escalones de los cordones C8 (2.130 m), C9 (2.170 m) y C10 (2.200 m) (Figura 21).



Figura 20. Marcados en rojo las morrenas de la ladera. Marcados los puntos de alturas.

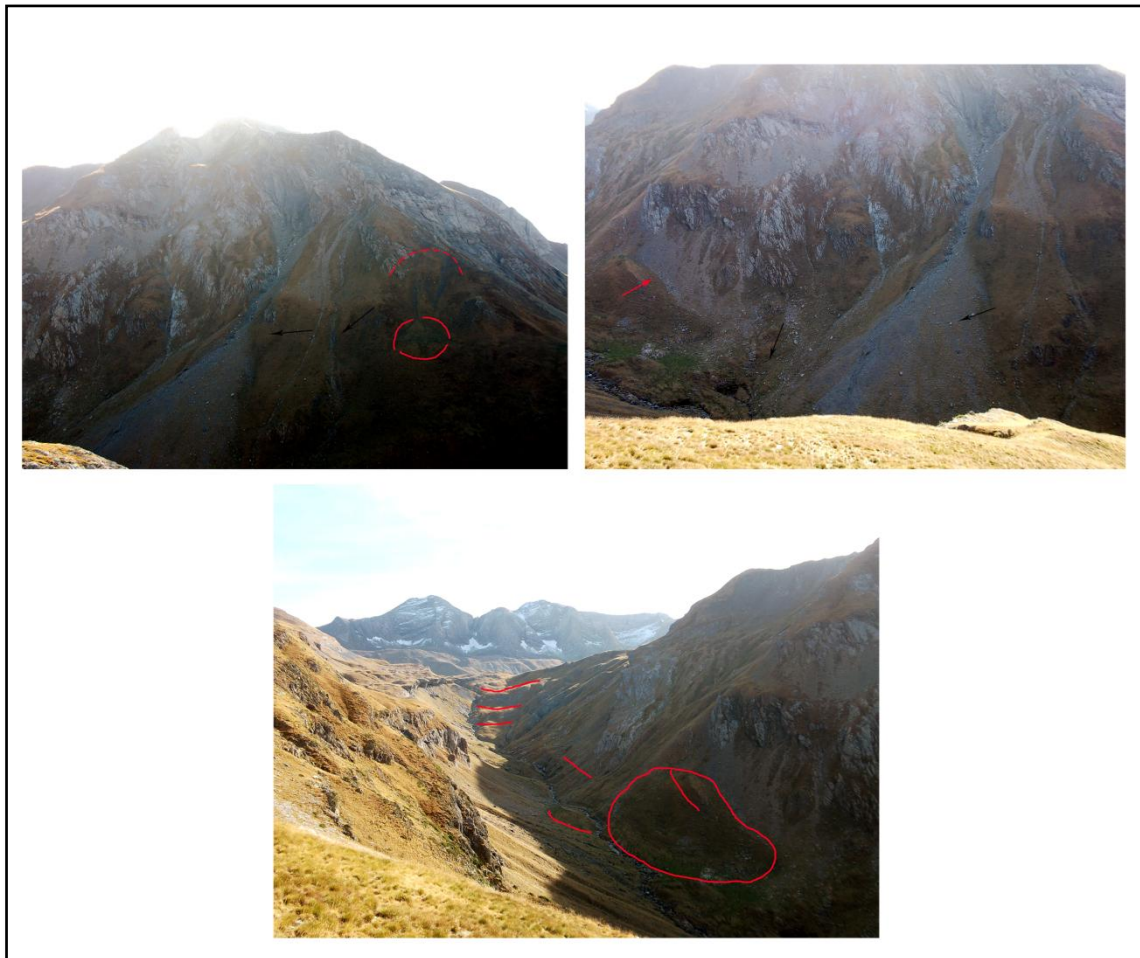


Figura 21. En la foto superior izquierda se ven los debris flow con flechas negras y en rojo la zona de la cicatriz con el cono de derrubios. En la foto superior derecha seguimos viendo con la flechas negra el gran abanico de debris flow y desprendimiento de rocas con la flecha roja. En la foto inferior detalle de los cordones y de la morrena en el valle.

Se ha distinguido un total de 9 circos glaciares que ocupan una superficie de 1.350.870 m². Los circos que están en la cabecera del río Ripera con una orientación norte son los que aportaban un mayor volumen de hielo, de forma semi-circular y cerrada, son 4 circos de este a oeste. El primero del oeste de 155.000 m² tiene una morrena frontal y neveros, después uno de 250.400 m² con neveros y también algo de morrena lateral en el circo, los dos últimos colindantes son después de pasar la Peña Forato hacia la Punta de la Ripera de 190.000 m² y 140.000 m² respectivamente, el primero está más encajonado y el último tiene morrena frontal y neveros con una forma más abierta. Otro de los circos que facilitó hielo al glaciar del valle de Ripera es el circo del Pico del Verde con orientación noreste de 190.500 m² que está sobre calizas y pizarras y tiene una buena parte recubierto con canchal de las rocas que caen del desnivel del corte del circo, además hay 4 cordones glaciares de material fino, que posiblemente estén seccionados por canal de agua y que sea uno sólo (figura 22). El circo glaciar del Pico Faceras de 285.000 m² está excavado en calizas y pizarras, está pegado al otro circo del Pico del Verde pero con orientación norte, y los hielos irían a alimentar el glaciar que estaba en la parte de esta ladera orientación norte del glaciar de Bolática. Se reconocen distintos cordones glaciares que van retrocediendo, el cordón C1 y C2 tienen restos de caliza con sílex, irregulares, tamaños de 5-40 cm. Gran proporción de bloques en comparación con el material fino.

En la cima de la ladera del inicio del valle de Yenefrito con orientación norte hay una serie de circos glaciares con varias cumbres con 364.000 m² en total, el Pico de las Escuelas (2.346 m) que es la antecima occidental y con el nombre de Peña Telera la cota principal (2.499 m) según el IGN. En total tres circos semicirculares, con estructuras de cordales algo complejas, el último circo parece un circo colgado. Están cubiertos de hierba o son muy pedregosos y tienen en los escarpes roturas por rocas calizas. Estos circos aportaban el hielo a todo el valle de Yenefrito.

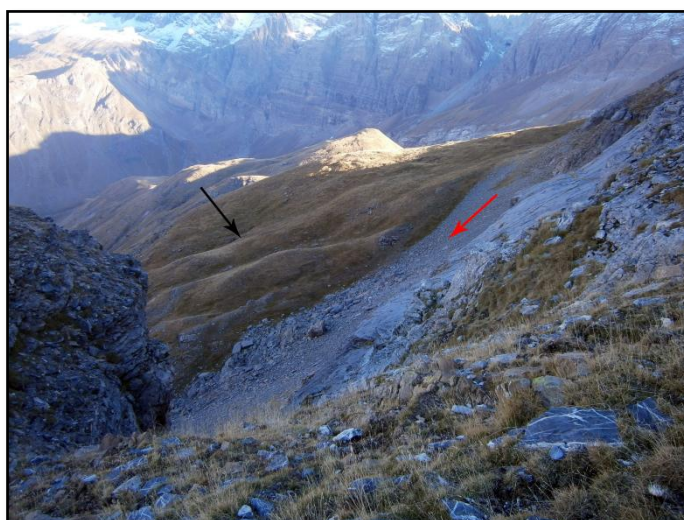


Figura 22. Secuencia de cordones morrénicos frontales (flecha negra) del glaciar del Pico del Verde en las diferentes fases de glaciares cubiertas parcialmente por caídas de rocas (flecha roja)

Tras el máximo glaciario y la retirada de los hielos, el valle del Bolática se vio afectado por procesos periglaciares y movimientos de ladera. En los primeros, la forma resultante más frecuente fue el desarrollo de extensos canchales asociados a procesos de ciclo de hielo-deshielo en los afloramientos calcáreos tanto de calizas devónicas como cretácicas.

Los canchales más importantes en la sierra Tendeñera con una extensión de 550.000 m² favorecidos su aparición por el fuerte desnivel de las paredes de caliza, que han sufrido erosión y se van acumulando hasta 500 m de longitud por debajo de la ladera, de tamaños muy diversos. Los canchales de los circos del Pico de las Escuelas están más asociados a los circos y no llegan tan ladera abajo como los anteriores, con tamaños más uniformes entre ellos, tienen una extensión total de 156.700 m². De uno de los circos que está a 2.300 m se produce un cono de derrubios importante que cubre toda la ladera con 540 m de largo y 150 m de ancho (figura 23), además en el lateral de la cicatriz del circo aparecen canales que llevan agua a modo de pequeños torrentes y canales de debris flows.



Figura 23. Cono de derrubios que parte desde el circo glaciar orientado al norte. A los lados del mismo se pueden apreciar canales erosionados.

El valle de Bolática cuenta con un gran número de movimientos de ladera habiéndose cartografiado deslizamientos, caídas de bloques, *debris flows* y *sackungs*. Algunos canales de debris flows son muy antiguos y están erosionados y el cono de sedimentos está cubierto de vegetación.

Se han cartografiado un total de 11 deslizamientos, la mayoría en la parte septentrional, que ocupan una superficie de 169,93 ha, un 9,7 % de la superficie total del área de estudio (tabla 1). Su distribución espacial apunta a que su formación está íntimamente ligada a la litología del sustrato afectando exclusivamente a sustratos paleozoicos con predominancia de pizarras. Así mismo, la cartografía nos indica que la estructura geológica no está teniendo una importancia capital en el desarrollo de los deslizamientos, puesto que ninguno de ellos aparece ligado a fallas. Por el contrario,

todos ellos aparecen en las partes inferiores de las laderas a una cota por debajo de la máxima potencia de los hielos, lo que sugiere que la presión ejercida por el hielo en las laderas y posterior descompresión ligada a la deglaciación han sido factores determinantes.

Nombre	Superficie (m ²)	Cota mínima	Cota máxima	Longitud	Anchura	Actividad
D1	900340	1300	1929	1700	600	No
D2	34760	1850	1850	220	160	Si
D3	150700	1890	2180	460	370	No
D4	3560	1530	1520	50	100	No
D5	356000	1500	1670	660	520	No
D6	182030	1465	1725	840	280	No
D7	27770	1715	1832	360	100	No
D8	20240	1762	1872	185	120	No
D9	8755	1860	1906	140	67	No?
D10	7184	1878	1939	110	80	No?
D11	7989	1920	1984	130	70	No?
Medias	38884,52	1684,43	1847,64	273,32	164,13	

Tabla 1. Resumen características deslizamientos.

El deslizamiento D1 (figura 24 y 25) es un deslizamiento rotacional en cabecera que evoluciona a un earthflow dando lugar a una lengua de 1.700 m de largo y 600 metros de anchura con orientación norte que alcanza el lecho del río, cuyo cauce ha sido bloqueado y desviado hacia el norte. Es el deslizamiento de mayores dimensiones de la zona de estudio con una superficie de 0,9 km². La cicatriz situada a 1.929 m es subcircular y se encuentra en el contacto entre las pizarras y calizas devónicas de la serie inferior. Al pie de ésta aparecen numerosos bloques de caliza de hasta 5 m de eje mayor que tapizan la masa deslizada debido a continuas caídas de bloques desde el escarpe de la cicatriz. La parte terminal de la lengua está muy antropizada y está alterada por la presencia de abancalamientos y muros de piedras para delimitar las áreas de pasto. Esto impide visualizar la geometría original del deslizamiento, a pesar de lo cual sigue mostrando una topografía irregular con una secuencia de crestas y surcos métricos que evidencian su actual actividad. La parte media y superior del flujo muestra numerosas grietas extensionales de entre 0,5 a más de 4 m de profundidad y de hasta 70-80 m de longitud como resultado del continuo movimiento de la masa ladera abajo. Otra evidencia de actividad es la ausencia de una red de drenaje jerarquizada y la presencia de pequeñas depresiones cerradas con drenaje interno.

En lo referente a su cronología, el flujo se superpone sobre los depósitos morrenicos del fondo de valle del glaciar del Caldará. Atendiendo a las dataciones de Palacios et al. (2015) para esta morrena, la edad de formación del deslizamiento es post-16 Ka y no sucedió inmediatamente después de la deglaciación del valle.

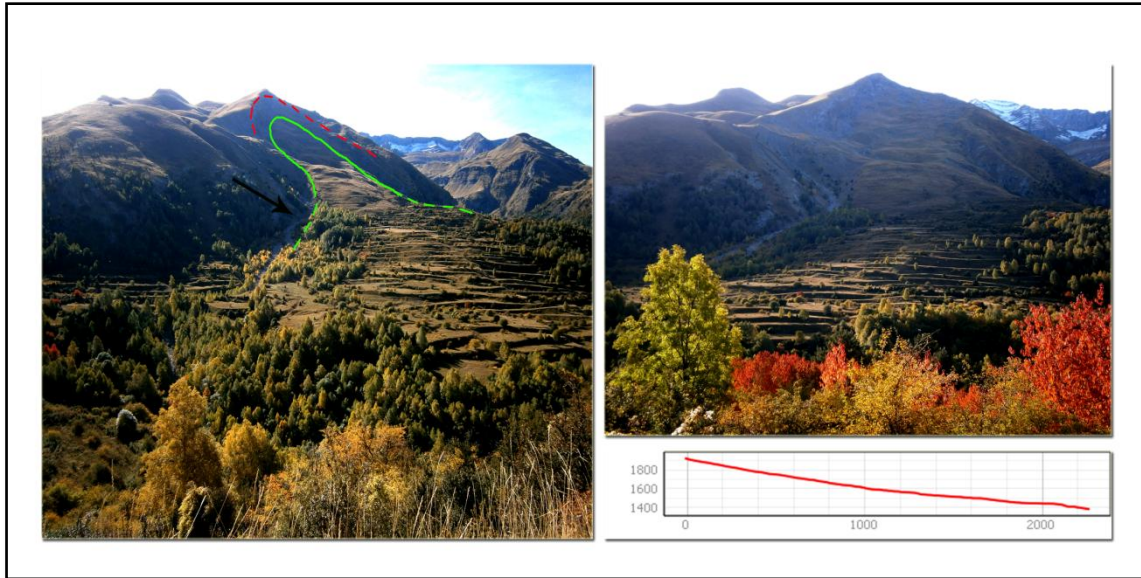


Figura 24. Vista lateral (izquierda) y frontal del deslizamiento D1. Perfil longitudinal del deslizamiento. La flecha negra indica el canal de debris flow que limita el deslizamiento en su margen oriental.



Figura 25. Detalle del Debris flow y parcela con muro en el pie del deslizamiento D1.

Desde la parte lateral este hasta donde llega el escarpe de calizas de la cicatriz del deslizamiento D1 nos encontramos con otro deslizamiento posterior (D2) de 34.500 m² que está apoyado encima de D1, con la cicatriz a 1.870m de altitud y la lengua

desde los 1.860 m a los 1.770 m. Es también rotacional, en el inicio de la lengua afectado por la caída de piedras de la cicatriz (figura 26), con orientación oeste.

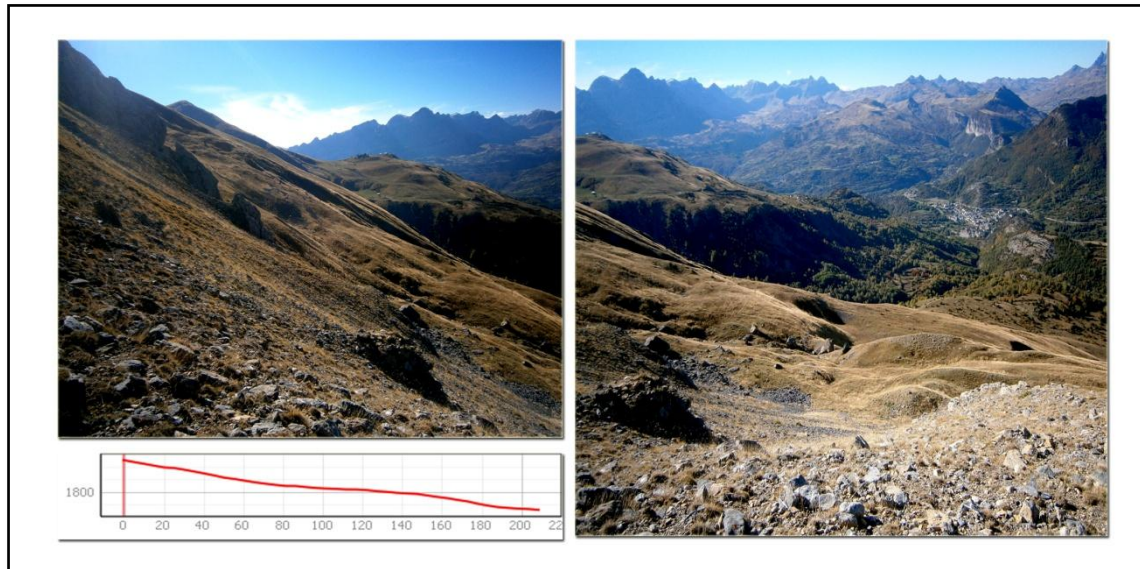


Figura 26. Cicatriz (izquierda) y masa deslizada del deslizamiento D2. Perfil longitudinal.

El deslizamiento D3 (figura 27) orientado al suroeste, es el único de la zona de estudio que va a derivar hacia el valle de Sabocos y tiene esa orientación. Tiene una gran cicatriz de caliza que está colindante a la cicatriz del D1, este deslizamiento traslacional de 150.700 m^2 está formado por grandes bloques de caliza que parten desde la cicatriz y llegan desde una cota de 2.192 m hasta 1.885 m. Este deslizamiento tiene zonas de drenaje y por la parte del pie donde finaliza la roca deslizada se aprecia un escarpe con el fondo del valle que da al ibón de Sabocos, por lo que el deslizamiento se produjo cuando todavía existía hielo en esa parte del valle y la zona de las cotas altas al no tener un circo se había quedado sin la presión del hielo y se generó el deslizamiento.

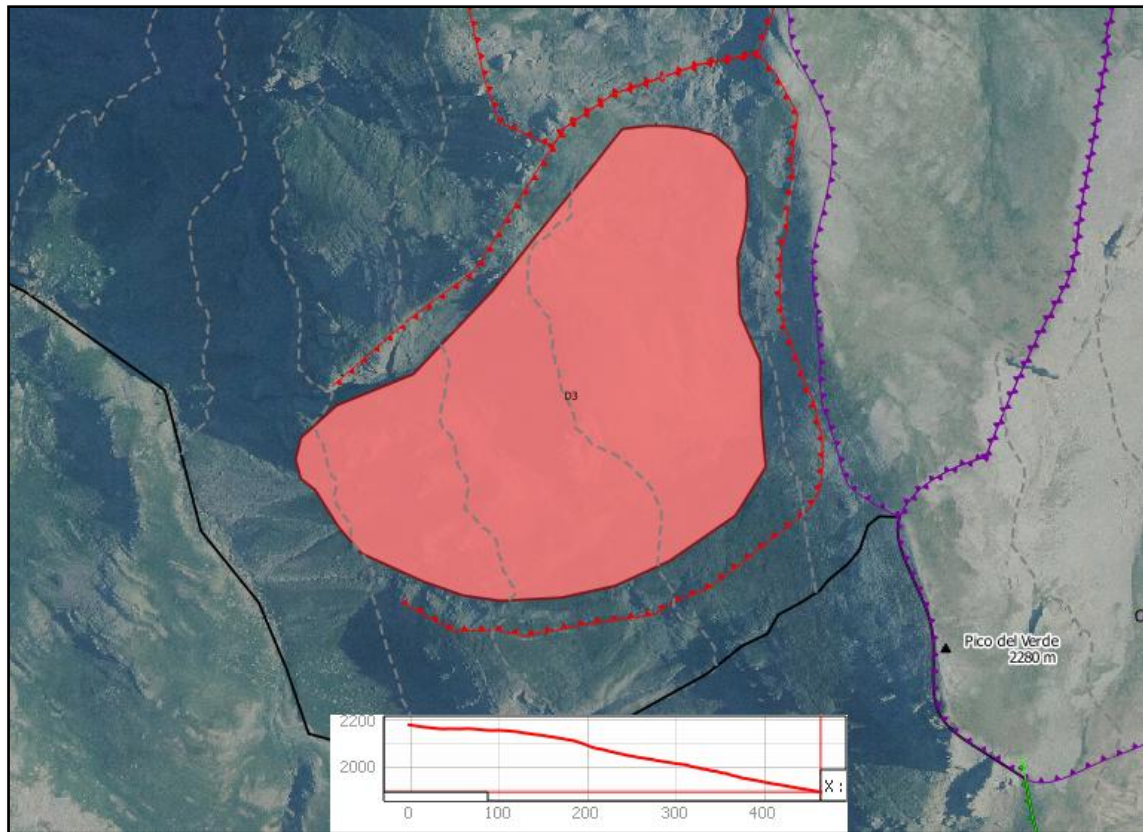


Figura 27. Detalle del deslizamiento D3 con el perfil longitudinal.

En el lado este de la morrena hay un pequeño deslizamiento D4 rotacional con 3.560 m^2 y con la cicatriz no muy marcada con orientación norte, a 1.525 m de altitud que está sobre pizarras.

El deslizamiento D5 (figura 28) es un deslizamiento rotacional que la lengua llega hasta la parte del río con 700 m de longitud y unos 500 m de anchura. El D5 tiene crestas y valles por todo el terreno y no existen canales. Tiene 349.000 m^2 de superficie de masa deslizada en total. Tiene una gran cicatriz de caliza que empieza a los 1.810 m que llega hasta el escarpe, con un buen desnivel de corte, la lengua empieza a los 1.675 m y llega a los 1.471 m de altura. Justo debajo de esta cicatriz principal hay otra cicatriz que se habrá formado de forma posterior pero no se puede saber con certeza porque no hay una masa deslizada de tal cicatriz, sino que toda la masa del deslizamiento parece la misma. Además tiene muchos desprendimientos de rocas por debajo de estas principales. Otros deslizamientos en la misma masa del principal que está todo ocupado por vegetación, en la parte norte a 1.570 m de altitud y en la parte este a 1.600 m . El de la parte norte no se aprecia la masa deslizada muy claramente porque está cubierto de vegetación. Su cicatriz es de 260 m de largo, y se aprecia en el perfil longitudinal ese pequeño desnivel que genera el deslizamiento. El que tiene al lado tiene 100 m de largo la cicatriz y ocurre lo mismo que con el anterior de que no se aprecia la masa deslizada pero si se ve en el perfil longitudinal.



Figura 28. Deslizamiento D5. (Arriba) vista de detalle de la cicatriz representada por la línea roja discontinua en verde la masa deslizada. (Abajo) Vista del deslizamiento D5 y de los detalle de las cicatrices y cuerpos de los deslizamientos secundarios, en rojo y verde, respectivamente. Perfil longitudinal.

Ahora a continuación la descripción de los deslizamientos subiendo hacia el barranco de Yenefrito. Primero un deslizamiento traslacional D6 (figura 29), está a favor del plano de estratificación del contacto calizas-pizarras con orientación oeste. Empieza la cicatriz en torno a los 1.800 m y la lengua a los 1.720 m y llega hasta los 1.460 m justo al contacto con el río. Tiene 182.000 m², 900 m de largo y unos 500 m de ancho. La cicatriz tiene un escarpe de corte de calizas con pizarras, muy deteriorado con vegetación de roquedos y muchas caídas de rocas, que cubren parte del deslizamiento con tamaños de grandes bloques hasta los centimétricos. La masa deslizado tiene una morfología ondulada y abancalada por el hombre, está cubierto por vegetación parcialmente y tiene drenaje cortando por la mitad desde parte superior a parte inferior. Todo esto indica que es un deslizamiento inactivo. Hay un barranco lateral en la parte norte que hace de límite de la masa deslizada. Hay dos deslizamientos secundarios como reactivaciones pasadas en la parte superficial del pie del deslizamiento principal D6 con dirección noroeste, ambos cubiertos de vegetación y de unos 4.800 m².

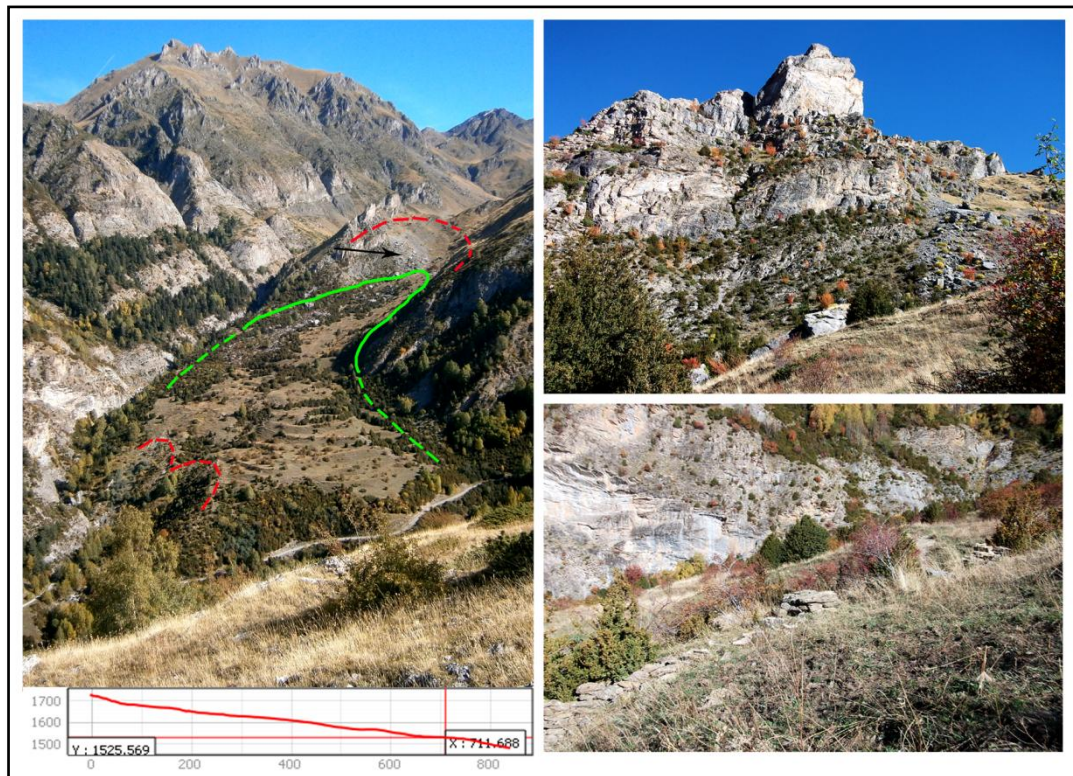


Figura 29. Deslizamiento D5 con la marca de la cicatriz en rojo, la principal y las secundarias al pie. La flecha negra indica donde están todos los desprendimientos de rocas. En las fotos de la derecha detalle del macizo calizo que es parte de la cicatriz y detalle de muro de piedras para dividir parcelas. Otra indicación de inactividad del deslizamiento.

Deslizamiento traslacional D7 (figura 30) que no tiene cicatriz marcada, posiblemente degradada y cubierta de sedimentos de partes superiores. Lengua de tierra empieza a los 1.800 m y acaba en el barranco de Yenefrito a 1.720 m. Tiene una superficie de 27.400 m² con 360m de largo y 100m de ancho. En zonas de pizarras y

calizas. La masa tiene ondulaciones y el pie está cortado por la acción erosiva del río. A parte tiene canal de debris flow en su franco este que corta el deslizamiento. Lo que indica inactividad.



Figura 30. Deslizamiento D7 desde varios ángulos, la cicatriz no está muy definida pero se puede ver los lóbulos y los canales a los laterales.

Deslizamiento D8 traslacional con orientación norte (figura 31) que parece una rotura por la fracturación de un bloque rocoso y su posterior desplazamiento por la ladera. Tiene lóbulos de solifluxión y canales de drenaje por la superficie. Tiene 20.240 m² con 250 m de largo y 150 m de ancho. La cicatriz principal de toda la masa de está a 1.900 m de altura y la masa deslizada tiene un desnivel de 20 m respecto a la cicatriz. Después está otra cicatriz lateral debido al corte que se produce con la roca próxima que no está deslizada.

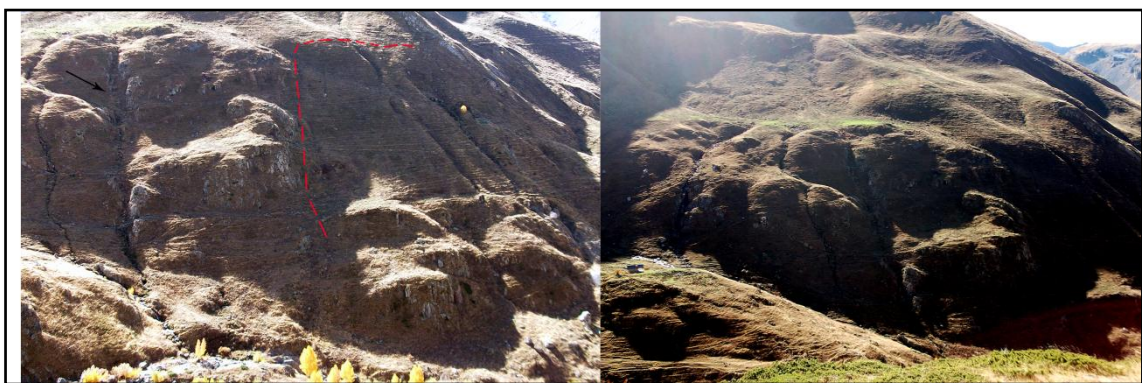


Figura 31. En la izquierda el D8 marcado en rojo donde estaría el corte con el otro bloque de la ladera, con una flecha negra marcado los canales de pequeños torrentes. En la foto derecha se ven los torrentes al lateral y parte del deslizamiento D8.

Justo siguiendo la arista de la ladera hay un montículo en la parte de pizarras con calizas donde se han encontrado hasta 3 deslizamientos. El que empieza a más altitud (D11) con la cicatriz a 2.026 m y la masa empieza a 1.863 m, deslizamiento de 7.978 m² rotacional, con 130 m de largo y 70 m de ancho. Los que están más al pie de la ladera son D9 y D10 que están colindantes, D9 mirando hacia el noreste y D10 hacia el norte. La cicatriz de ambos están sobre los 1.940 m. El D9 tiene 8.755 m² y el D10 tiene 7.184 m² de área. Justo al pie de este montículo de los deslizamientos hay piedras aborregadas por el paso del glaciar (figura 32).



Figura 32. Flechas en negro señalan deslizamientos D9, D10 y D11. En el área de la derecha se pueden ver rocas aborregadas.

Se han detectado 11 debris flows, siguiendo los datos del estudio de Lorente et al., (2003), los que no son considerados debris flows por las características que tienen son solo canales que acaban descargando al río agua con sedimentos o forman conos de derrubios y abanicos aluviales. Algunos de estos pueden funcionar como canales de aludes en invierno.

Nombre	Long canal	Cota inicio canal	Cota final canal	Superficie abanico	Cota final abanico	º inicio canal	º inicio abanico
DF1	943	2170	1577	34000	1514	35	25
DF2	425	1910	1605	19680	1520	40	30
DF3	690	2045	1550	3660	1537	34	28
DF4	340	1764	1575	9780	1590	45	27
DF5	1000	2300	1668	52980	1531	39	17
DF6	394	1997	1831	26500	1780	27	20
DF7	100	1700	1640	13660	1591	33	26
DF8	140	1808	1750	1318	1728	32	24
DF9	411	2182	1950	5640	1928	37	18
DF10	240	2230	2084	47000	1945	37	30
DF11	590	2345	2074	5015	2040	31	30
Medias	388,21	2029,70	1744,88	12087,49	1690,55	35,15	24,55

Tabla 2. Resumen características debris flows.

Justo al este de la morrena del río hay un escarpe de calizas y más arriba de éste hay 3 sackungs paralelos a la pendiente (figura 33). El superior cortado por la cicatriz de deslizamiento (D5). El inferior un pequeño deslizamiento en la parte frontal comentado antes como D4.



Figura 33. Vista lateral de los sackung S1 y S2.

Ladera del barranco de Yenefrito orientada al noreste con 4 sackungs, (S4, S5, S6 y S7) empezando desde la cota más baja, el S4 a 1970m, el S5 30m por encima, el

S6 a 2030m y por último el S7 30m por encima del S6. Están todos en pizarras con calizas, menos el S7 que ya coge la parte de calizas (figura 34).



Figura 34. Marcados en rojo los sackungs a lo largo de la ladera.

Por encima de S6 hay una pequeña cicatriz donde se ha formado un cono de derrubios de 2.800 m² y cortando el S7 aparecen canales de debris flow, llegando a la parte del abanico de debris flow, a 1.930 m, muy mezclado con otro gran debris flow que tiene en proximidad. Por esta ladera se producen muchos canchales y algún que otro debris flow y canales (figura 21).

El valle por donde discurre el río Ripera es la zona donde hay más debris flows, contabilizados hasta 7 de un total en la zona de estudio de 11. Aunque hay muchos canales no todos se han categorizado como debris flows. En ambas laderas hay conos de derrubios de estos canales aunque es más pronunciado este efecto en la ladera orientada al oeste. Ésta ladera tiene una fuerte pendiente, desde las cumbres del macizo principal donde están los circos importantes, y tiene unos canales fuertemente erosionados. También se aprecia la marca de la artesa glaciar a dos alturas, en 1.700 m y 1.870 m (figura 35).

Muchos de los conos de derrubios parecen algo activos en aporte de sedimentación ya que no tienen vegetación en el canal y parece que han podido ir colmatando el paso del río en algún tramo. Éstas partes bajas de las laderas están fuertemente afectadas por la solifluxión. La ladera de la parte orientada al noreste tiene menos pendiente acumulada y se producen abanicos aluviales con menor frecuencia, causa de ello es que la pista que discurre por el valle vaya por el este lado. (figura 35).



Figura 35. En la parte superior izquierda se ve la panorámica del valle, con las marcas de la artesa, la sierra Tendeñera al fondo. En la foto superior derecha se ve al detalle el valle colgado y el colector de todo el canal erosionado del debris flow. En la parte inferior tenemos detalles de canales que bajan de la ladera y forman los abanicos aluviales y algunos abanicos de debris flows.

Mapa de susceptibilidad a los deslizamientos

Antecedentes:

Para este trabajo se va a realizar un análisis de susceptibilidad a los deslizamientos del valle del río Bolática usando distintas variables empleadas por otros autores en la modelización del riesgo de deslizamientos. La finalidad sería tratar de representar de forma espacial el grado de susceptibilidad del terreno a deslizarse en un futuro a partir de los deslizamientos ocurridos en el pasado. El mapa de susceptibilidad resultante será aceptable en la medida que acierte la posición de los deslizamientos pasados observados en la cartografía de detalle.

Según Remondo (2001) estos mapas se basan en los siguiente principios: (1) Los deslizamientos futuros ocurrirán bajo circunstancias similares a los ocurridos en el pasado; (2) los factores son conocidos y han sido incluidos; y (3) los deslizamientos ocurridos en el pasado han sido identificados e incluidos en el análisis (o una muestra aleatoria de los mismos). Los factores condicionantes del terreno suelen depender mucho de la información de la que se dispone y suelen ser, en general cualitativos, donde se le deja al técnico establecer los pesos de cada factor en su zona de estudio. Los factores que más se usan y que controlan la inestabilidad hacia los movimientos de ladera en el espacio son según la naturaleza de los materiales; litología, textura y discontinuidad, y según la morfología del terreno; pendiente, orientación, altitud y curvatura.

Con la técnica de Evaluación Espacial Multicriterio utilizada gracias a un software de GIS, en este caso Quantum GIS.

Modelización:

Se han contrastado la fiabilidad en nuestra zona de estudio de las variables utilizadas en la modelización de deslizamientos realizada por los siguientes autores: (1) Modelo de Mujica y Pacheco (2013); (2) Modelo de Remondo (2001); Modelo de Santacana Quintas (2001). Finalmente, se ha llevado a cabo una modelización propia con las variables y pesos más acertados para nuestra zona de estudio.

1- Modelo de Mujica & Pacheco, (2013) "Metodología para la generación de un modelo de zonificación de amenaza por procesos de remoción en masa, en la cuenca del río Camurí Grande, estado Vargas, Venezuela." El autor usa las capas de geología, pendiente, geomorfología, vegetación y sismicidad (Distancia a fallas).

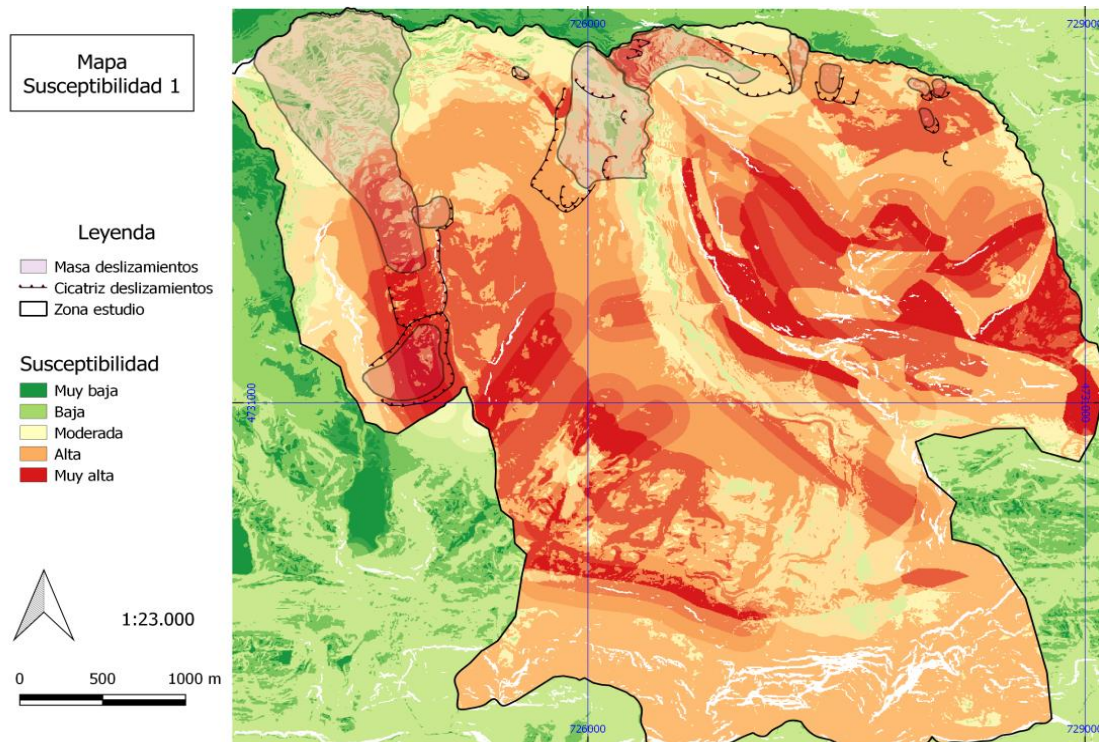


Figura 36. Modelo de susceptibilidad según Mujica & Pacheco (2013).

La figura 36 muestra el resultado de aplicar las variables y pesos de estos autores en el valle del Bolática. Este modelo muestra un grado de acierto muy bajo dado que casi totalidad de la zona de estudio está ubicada como zona de susceptibilidad moderada, alta o muy alta de deslizamientos. Además, las zonas afectadas por deslizamientos contienen los valores de susceptibilidad más bajos. La imprecisión del modelo se debe a la importancia que se le otorga a la variable sismicidad dado que toda la zona de estudio presenta el mismo valor. Este modelo está claramente pensado para áreas de estudio con superficies mucho más grandes.

2- Modelo de Remondo (2001) "Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial" en la Cordillera Cantábrica, España. Usa las capas de orientación subdividida en 8 clases, de Norte, Noreste, Este, Sureste, etc., la capa de vegetación, con clases como "Sin vegetación", "prados y pastos", "matorral", "bosque semi abierto" y "bosque denso de frondosas o coníferas", la capa de litologías con pesos para la caliza, las pizarras con calizas y las pizarras, y por último la pendiente, subdividida en 4 clases según de menos a más grados.

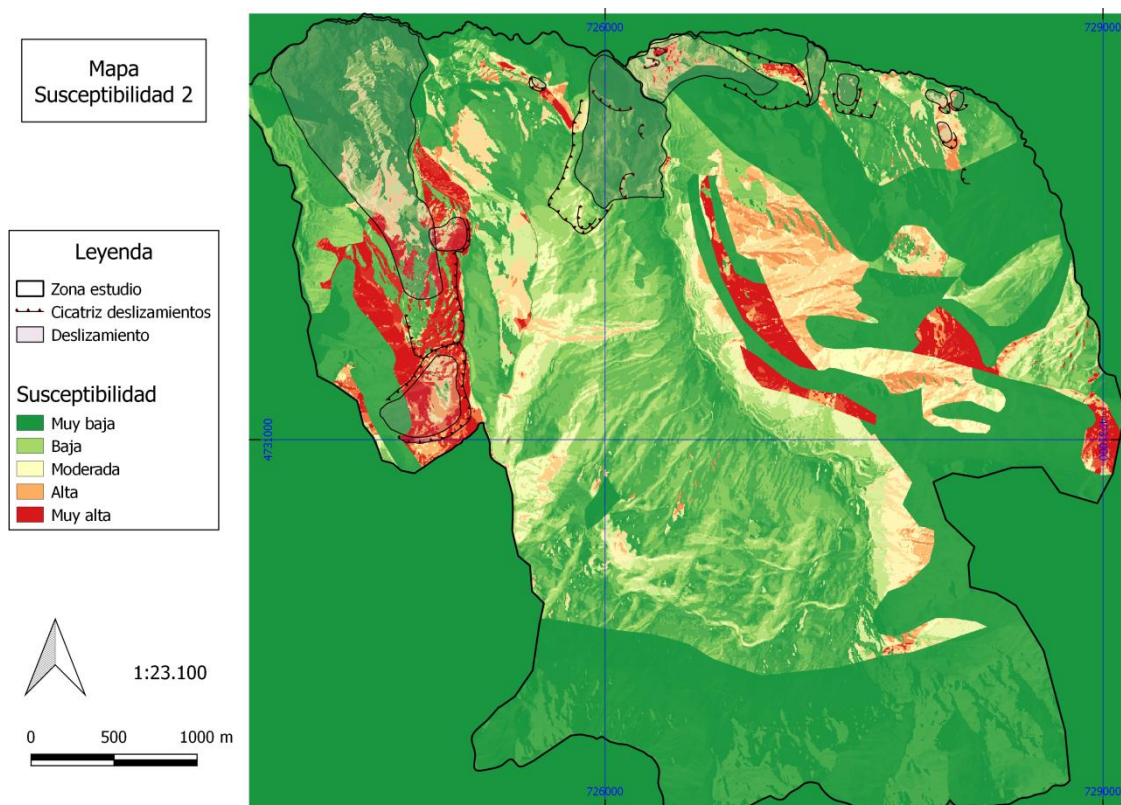


Figura 37. Modelo de susceptibilidad según Juan Remondo (2001).

En este modelo hay un porcentaje de éxito bajo de tan sólo el 54%, acertando la cicatriz de D1, D2, D3, D4, D11 y D9. El mayor grado de acierto de este mapa está en el uso de la litología como variable determinante dando un mayor peso a los afloramientos de pizarras. El hecho de que los deslizamientos del área de estudio afecten especialmente a un sustrato pizarroso justifica el acierto del método. Por el contrario, la variable vegetación tiene un gran valor en el cálculo final en contra de lo que observamos en nuestra zona de estudio donde predominan los pastos.

3-Modelo de Nuria Santacana Quintas (2001) "Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfica aplicación a la cuenca alta del río Llobregat". La autora emplea únicamente las variables orientación, pendiente y vegetación. La orientación la ponderó en dos valores predominando el sur sobre el norte. Las pendientes, con valores directos del MDE pero en una orden igual a la de las otras ponderaciones. Por último, a la vegetación le asigna los siguientes valores: 15 al bosque, 9 al matorral, 6 al pasto y 1 a la ausencia de vegetación.

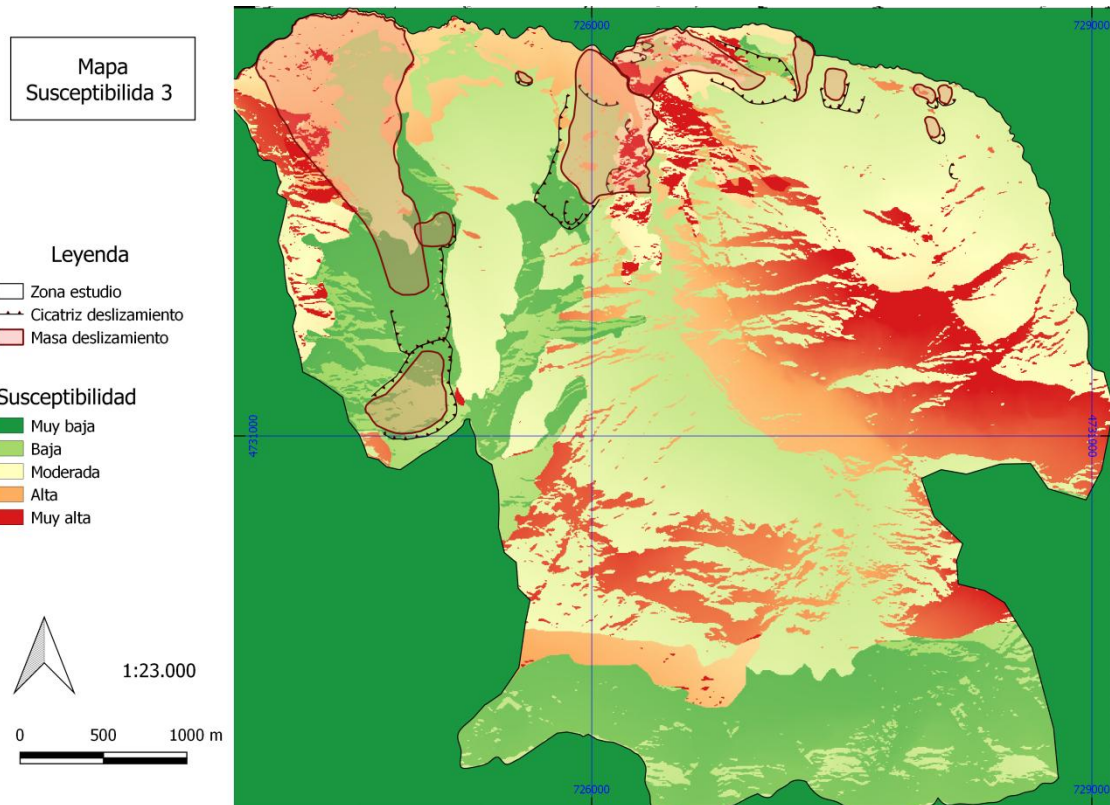


Figura 38. Modelo de susceptibilidad según Nuria Santacana (2001).

En este modelo el grado de acierto es de tan solo el 27% dando valores altos o muy altos de susceptibilidad al deslizamiento D9, a la parte inferior del deslizamiento D1 y los deslizamientos secundarios del pie del deslizamiento D5. Los deslizamientos D7, D8, D9, D10 y D11 están en zona moderada. La ausencia de factores geológicos tales como litología o estructura han lastrado la precisión de este modelo que es claramente ineficaz para nuestra zona de estudio.

4. Modelo propio

Atendiendo a los modelos analizados y considerando que el modelo de Remondo (2001) es el que ha logrado un mayor acierto, se ha realizado un modelo propio teniendo en cuenta las mismas variables que este autor pero modificando el valor de las variables. Así se han tenido en cuenta la Orientación, pendiente, geología y vegetación. Pasando de más a menos importancia, siendo la vegetación la que menos importancia.

- Pendientes

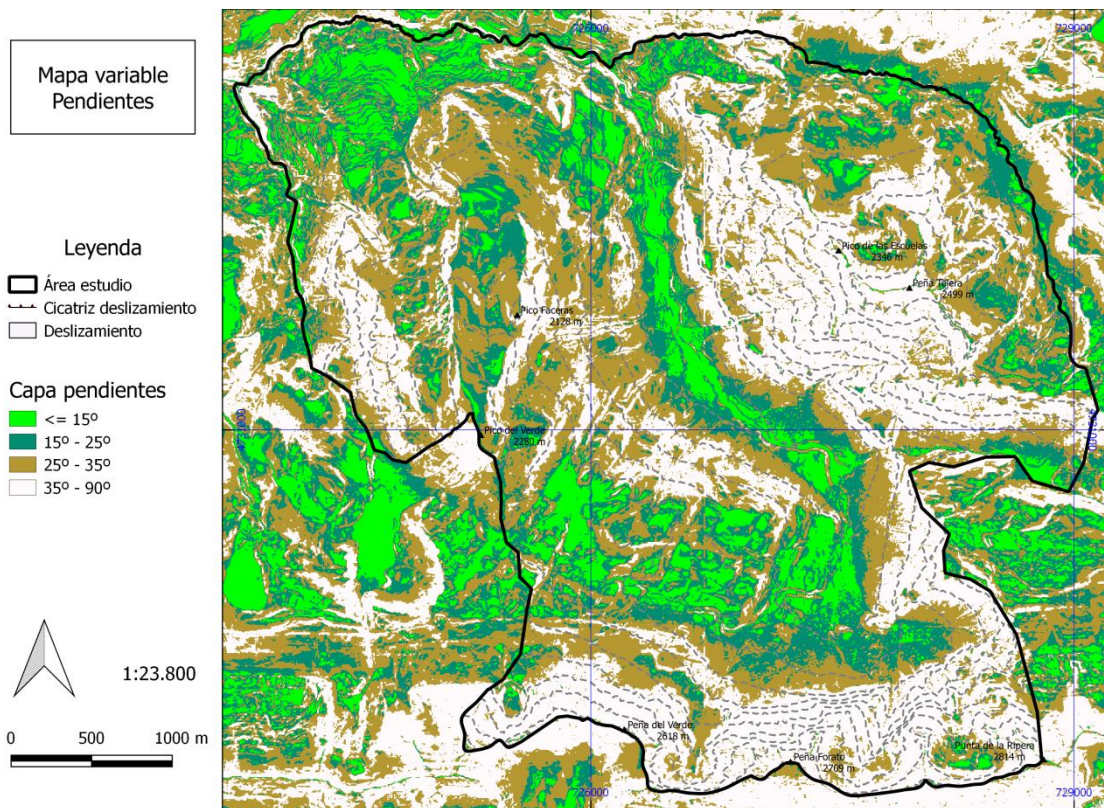


Figura 39. Representación de la variable pendientes. Elaboración propia con QGIS.

Se ha elaborado el mapa de pendientes derivado del MDE, los valores que se han usado han sido como los del modelo de Remondo (2001). A continuación en la tabla 4.

Inclinación	Valor asignado
< 15°	1
15° - 25°	2
25°-35°	3
35°-90°	4

Tabla 3. Valores para la capa de pendientes usado en el modelo final.

- Orientaciones

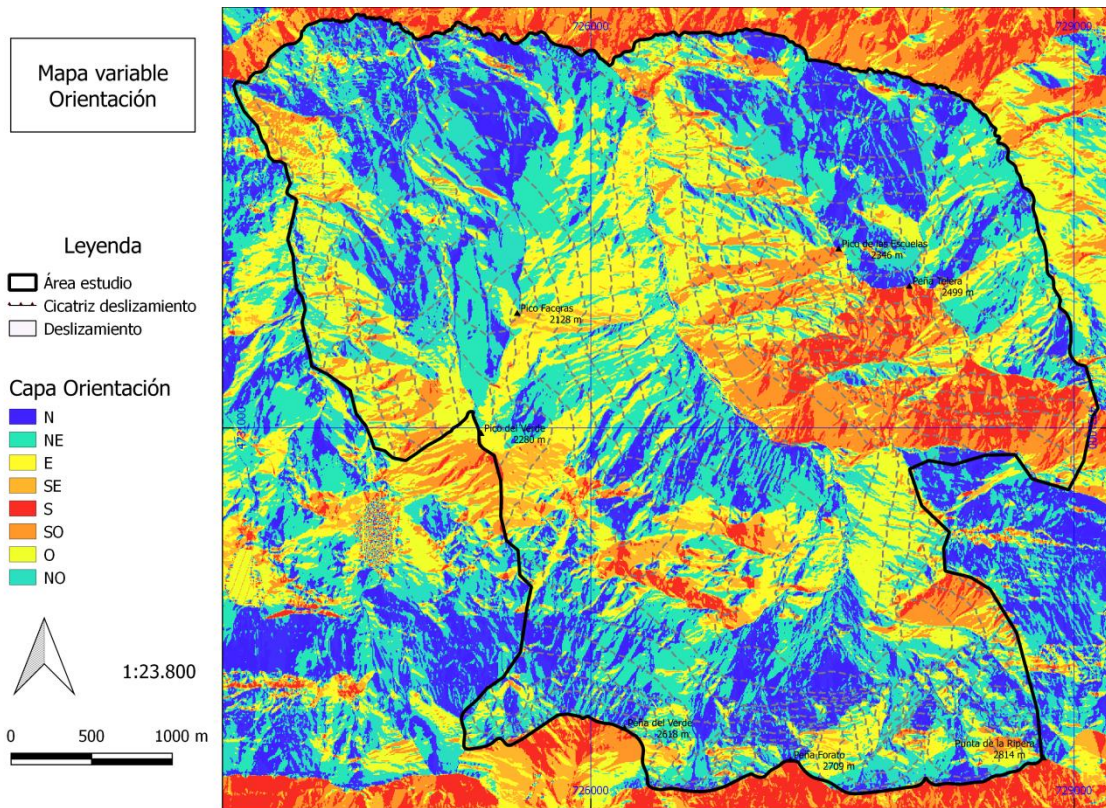


Figura 40. Representación de las orientaciones. Elaboración propia con QGIS.

Los valores de la orientación se han tomado los que usa Remondo (2001) y se han ponderado poniendo valores de más alta susceptibilidad a las orientaciones norte que a las orientaciones sur, como es más común en esta área del estudio. A continuación los valores en la tabla 5.

Orientación	Valor asignado
Norte	6
Noreste	4
Este	3
Sureste	2
Sur	1
Suroeste	2
Oeste	3
Noroeste	4

Tabla 4. Valores para la capa orientación usado en el modelo final.

- Litologías

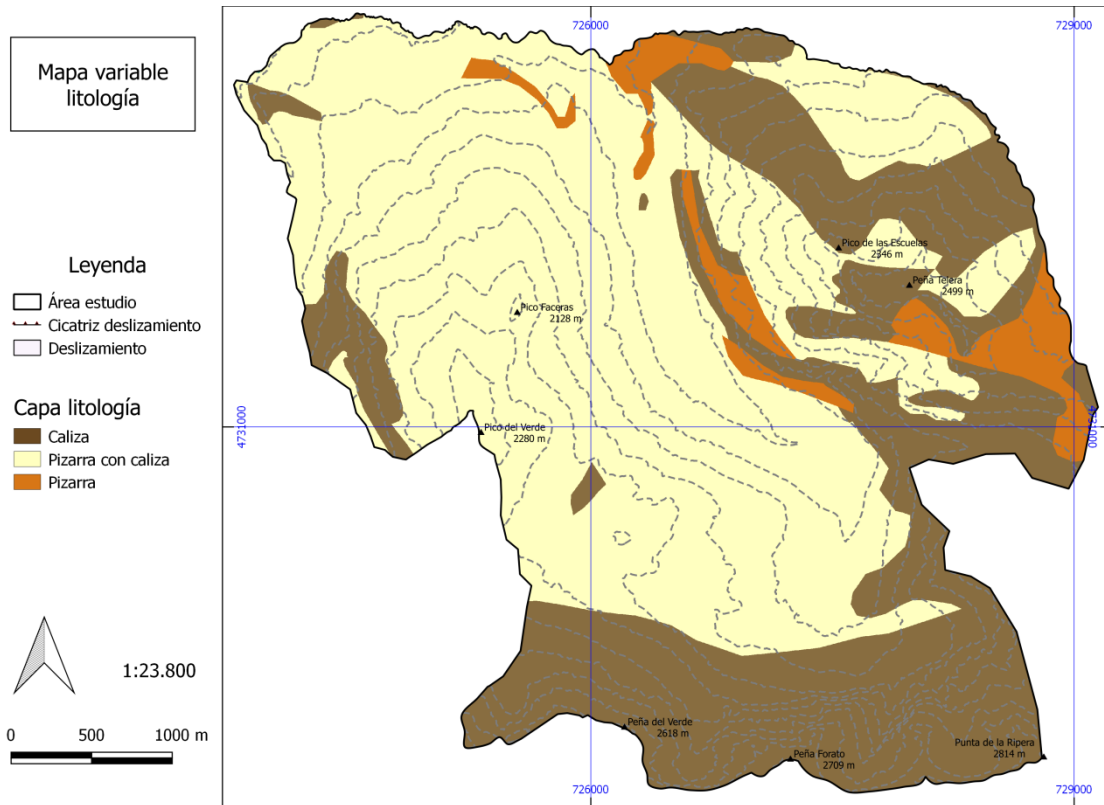


Figura 41. Representación de la litología. Elaboración propia con QGIS.

La capa de litologías es una de las que adquiere una mayor importancia. Se han diferenciado tres litologías (y se ha adaptado los valores dándole calizas, pizarras y calizas y pizarras) otorgando los pesos más bajos a los afloramientos de calizas y los más altos a las pizarras dado el control litológico en los deslizamientos de la zona de estudio (Tabla 6) (J. M. García Ruiz, 1989).

Litología	Valor asignado
Calizas	1
Pizarras y calizas	5
Pizarras	10

Tabla 5. Valores para la capa litologías usado en el modelo final.

- Vegetación

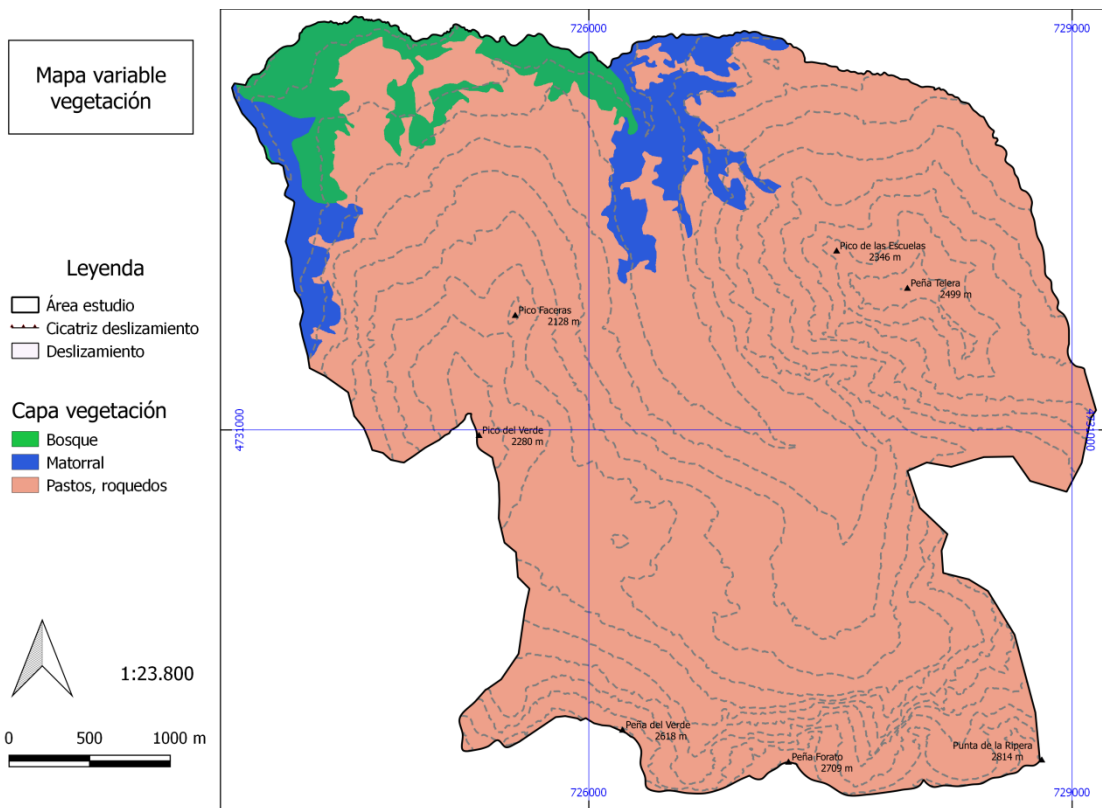


Figura 42. Representación de la vegetación. Elaboración propia con QGIS

Para la vegetación se ha usado la clasificación que hace Mujica & Pacheco (2013) distinguiendo entre el bosque denso o semiabierto como alta protección ante deslizamientos, después zonas de matorral con media protección y por último las zonas de prados de alta montaña y roquedos con la baja protección. Los valores empleado aparecen en la tabla 7.

Vegetación	Valor asignado
Bosque	1
Matorral	5
Pastizales y roquedos	10

Tabla 6. Valores para la capa de vegetación usados en el modelo final.

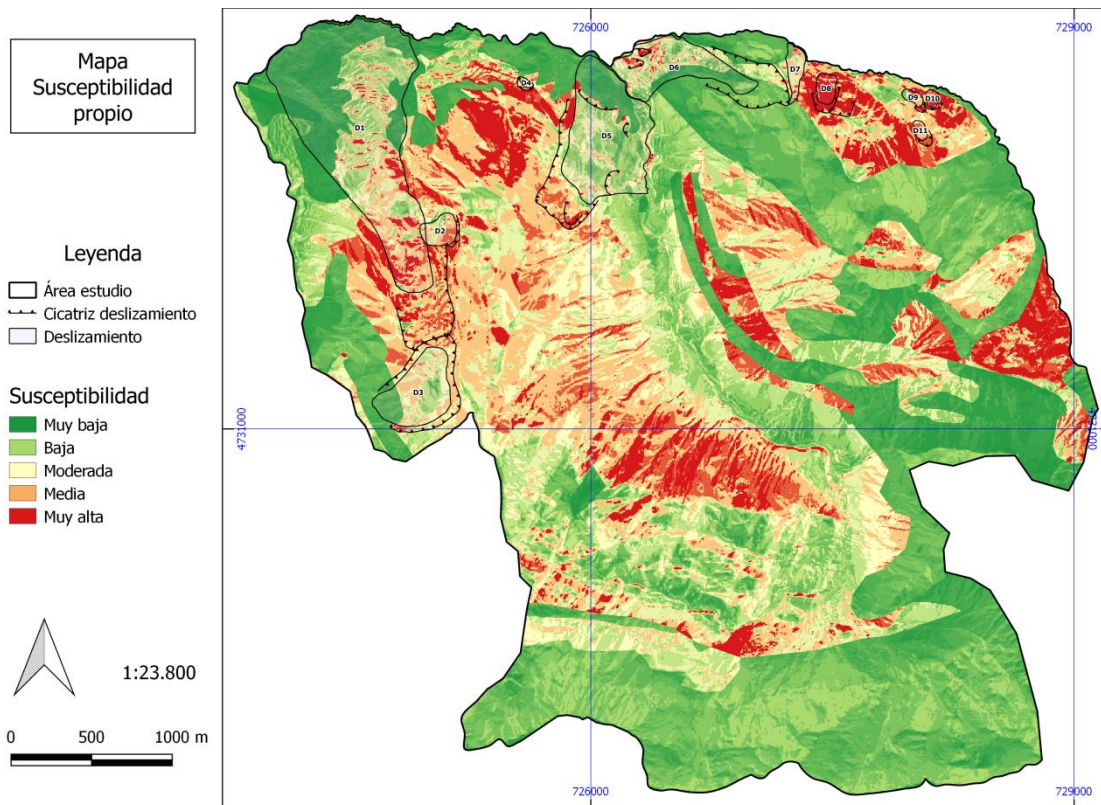


Figura 43. Representación de la susceptibilidad de deslizamientos en la zona con el modelo propuesto. Elaboración propia con QGIS.

Con este modelo se ha obtenido un acierto del 72%, estando en zona de susceptibilidad alta y muy alta los deslizamientos D1, D2, D4, D7, D8, D9, D10 y D11. Las zonas que tienen el rango más bajo se encuentran en la parte sur, en toda la sierra de Tendeñera y parte noreste donde coinciden con los afloramientos calcáreos mesozoicos, además de las zonas con baja pendiente de las zonas del fondo del valle. A pesar de que los deslizamientos D5 y D6 no entran en la zona de alta susceptibilidad, si lo hacen los deslizamientos secundarios de sus pies. Por lo que se puede deducir que el modelo es aceptable. La superficie de muy alta probabilidad es de 2,17 km² y de alta 2,80 km², que sumándolas llegan a ocupar el 28% del área total del estudio.

Susceptibilidad aludes

Un alud o avalancha es una movilización rápida de nieve que se desplaza pendiente abajo (López-Martínez, 1988). Estas avalanchas de nieve pueden ser un riesgo en zonas invernales para las poblaciones, así como infraestructuras y también estaciones de esquí. Ya que son uno de los procesos más frecuentes en estas zonas de grandes altitudes, se ha creído necesario elaborar un modelo de cara a evaluar la zona como posible ampliación de la estación de esquí de Panticosa y sea aún más completa que tener solo los movimientos en masa.

Se han seguido los modelos más utilizados y se van a tener en cuenta los factores de la altitud de la isoterma 0°C, la pendiente y los usos del suelo (Julián et al., 2000).

-Isoterma 0°C.

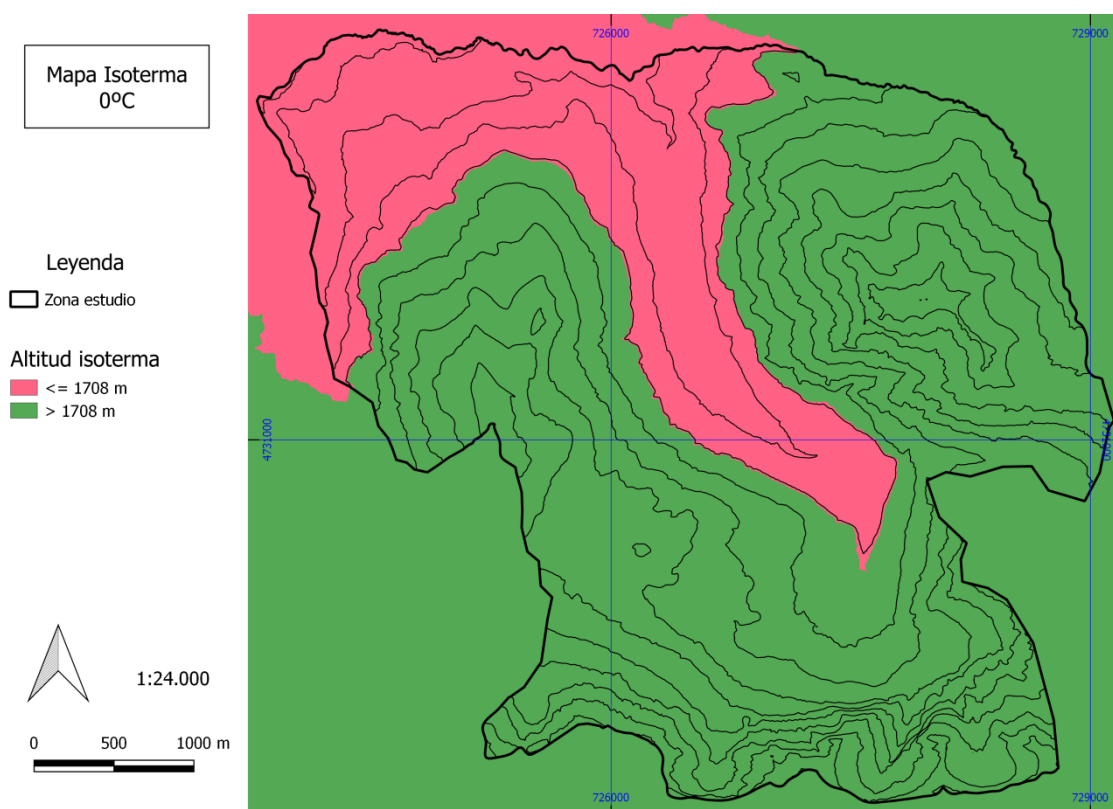


Figura 44. Mapa de la variable de la isoterma 0°C. Elaboración propia con QGIS.

Se ha usado en esta zona la altitud de 1.708 m.s.n.m. (Riva Fernández, 2000) para la isoterma de 0°C, la cual condiciona que se produzca nieve y su permanencia. Se ponderará como establece la tabla 8.

Altitud	Valor asignado
< 1708 m	1
> 1708 m	1

Tabla 7. Valores para la capa de isoterma usado para el modelo de aludes.

-Pendiente.

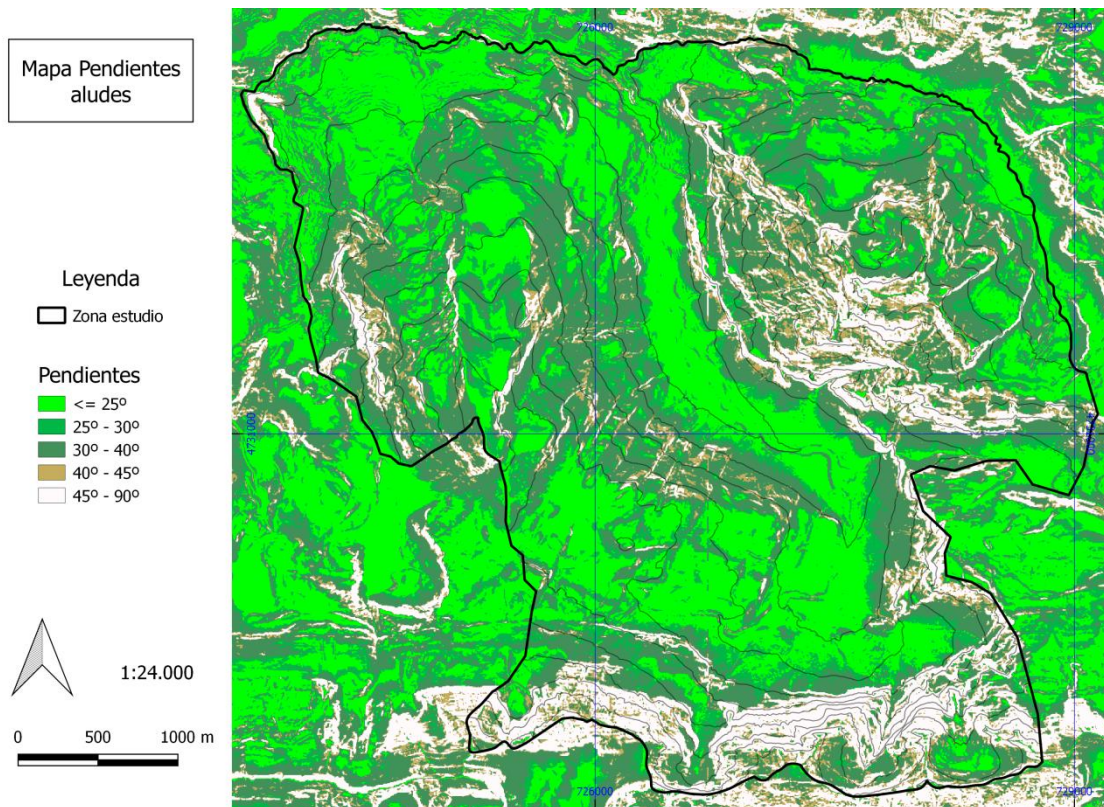


Figura 45. Mapa de la variable de la pendiente. Elaboración propia con QGIS.

La pendiente es muy importante sobre todo para la zona de arranque de aludes, ya que por la propia pendiente hay zonas de la topografía que tienen más susceptibilidad o no. Los pesos asignados a continuación en la tabla 9.

Pendiente	Valor asignado
< 25°	0
25°- 30°	1
30°- 40°	1.5
40°- 45°	1
> 45°	0

Tabla 8. Valores para la capa de pendientes usado para el modelo de aludes.

-Usos del suelo.

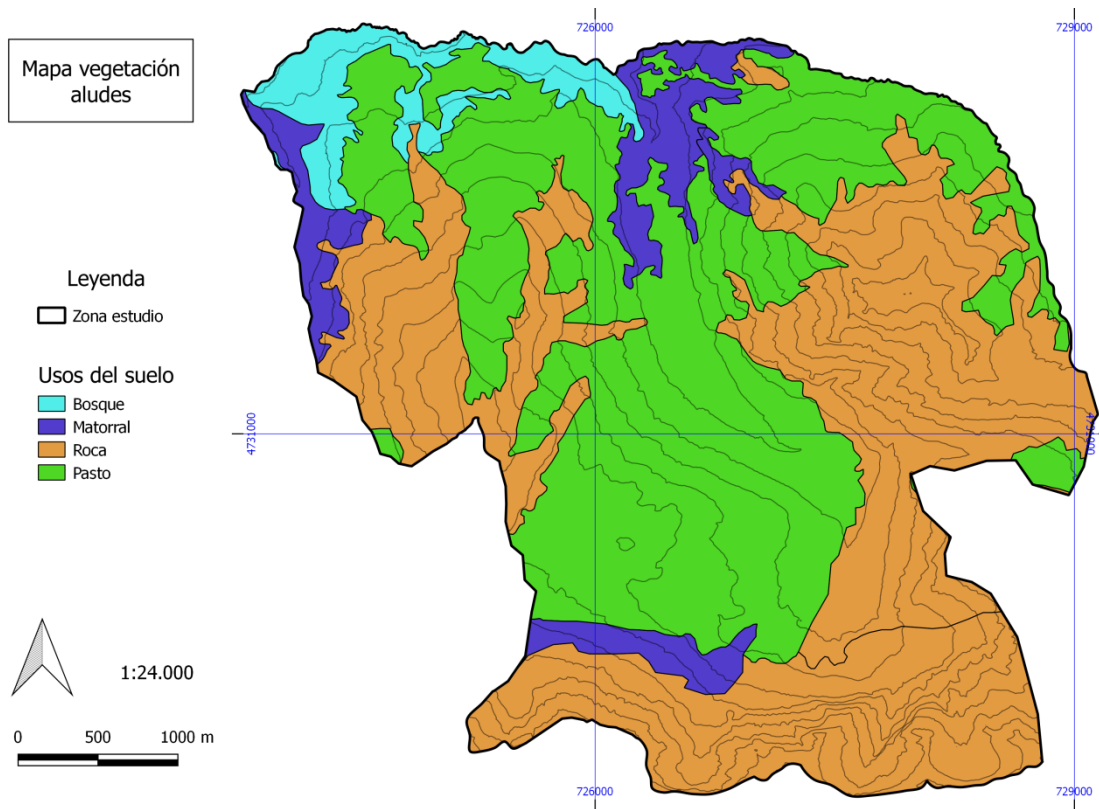


Figura 46. Mapa de la variable de los usos del suelo. Elaboración propia con QGIS.

Los usos del suelo, o sinónimo de la vegetación que podemos encontrar es muy importante para la salida de aludes ya que cuanto más cubierta vegetal existe hay más resistencia al paso de la nieve y a que se formen avalanchas. Se ha ponderado de cómo aparece en la tabla 10.

Usos del suelo	Valor asignado
Bosque	0
Matorral	0.5
Roca	1.5
Pasto	2

Tabla 9. Valores para la capa de usos del suelo usado para el modelo de aludes.

Mapa final susceptibilidad.

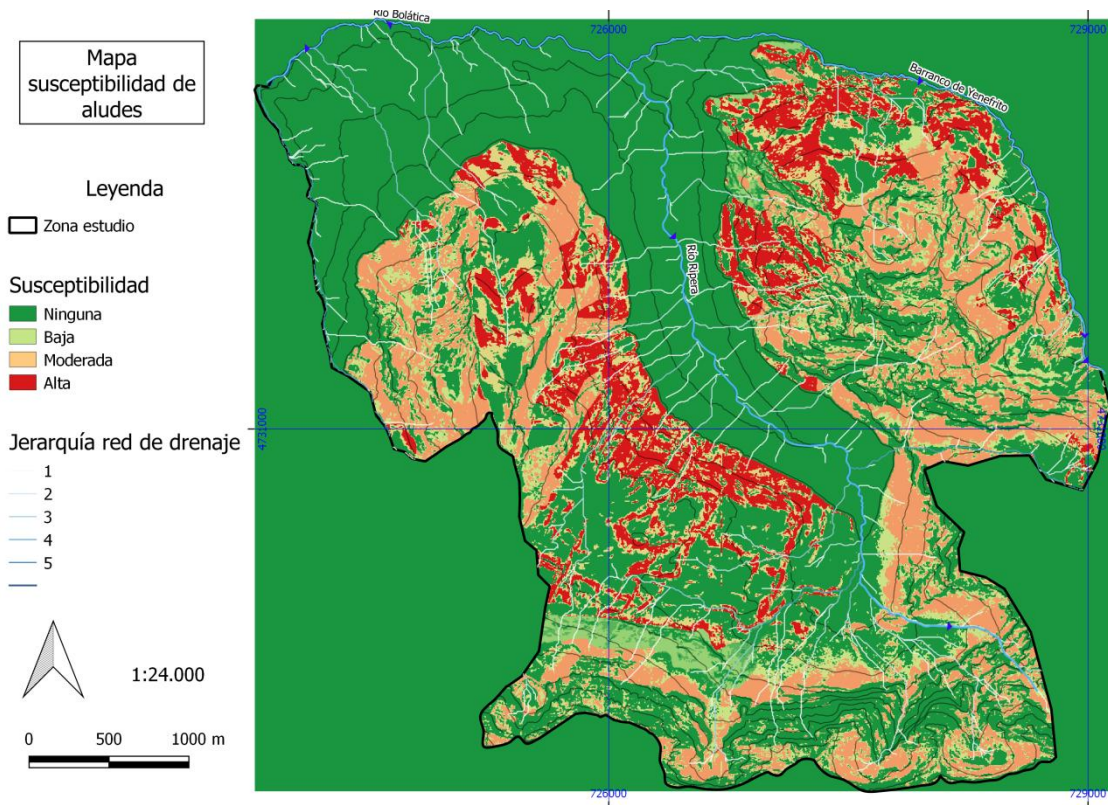


Figura 47. Mapa de la susceptibilidad a aludes en la zona de estudio. Elaboración propia con QGIS.

Con comprobaciones del modelo habría que buscar testimonios de avistamientos de aludes para ver si coinciden por las zonas donde hay más probabilidad. Las zonas que más riesgo tienen son la parte media de la ladera del valle de Ripera orientada al noreste. Con la red de drenaje se intuye por qué canales podría llegar a formarse aludes.

Discusión

Para empezar vamos a comparar los resultados de los deslizamientos que tenemos de nuestros datos del estudio con los de otros autores. Para esta zona tenemos dos muestras de material cartográfico primero la de García Ruiz de 1989 en la publicación "Sallent (M.T.N. 145) [material cartográfico] : mapa geomorfológico escala 1:50.000" y después en otro libro llamado "El relieve del alto Aragón occidental: cartografía y síntesis geomorfológica" (García Ruiz *et al.*, 2011).

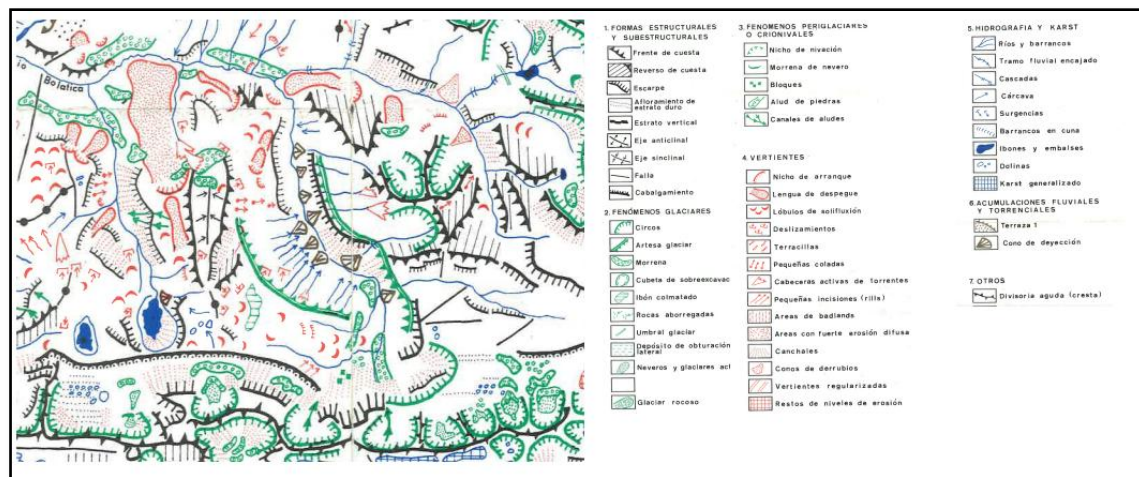


Figura 48. Fragmento del mapa Geomorfológico de Sallent escala 1:50.000 (1989).

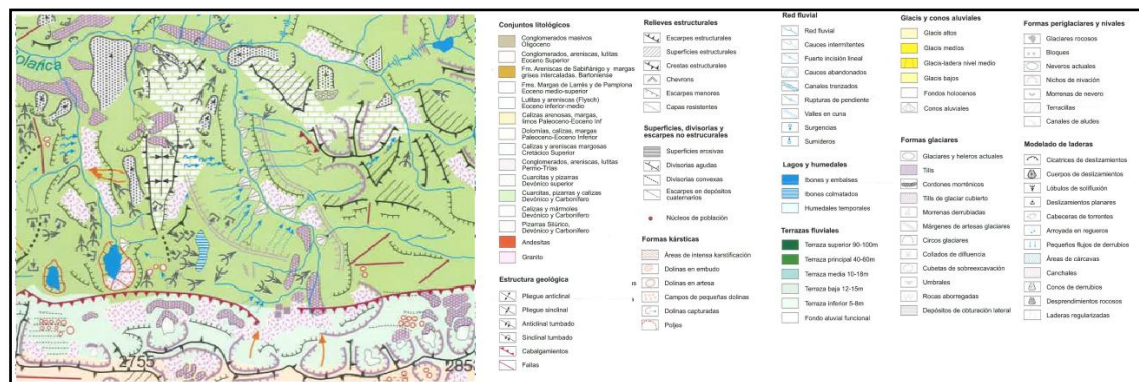


Figura 49. Fragmento del mapa Geomorfológico de Sallent escala 1:50.000 (2011).

A pesar de la escala de trabajo, García- Ruiz reconoce la casi totalidad de las formas estructurales, glaciares y periglaciares así como parte de los deslizamientos cartografiados como son los D5, D6 y D8. No obstante, existen diferencias notables en el resto. El D4 y D9 no fueron reconocido y el D1 aparece dividido en dos cuerpos separados a diferentes alturas y la cicatriz la sitúa a una menor altitud. Posiblemente, la evolución de este deslizamiento de rotacional a flujo llevo al autor a dividirlo en dos cuerpos diferentes.

El D5 fue cartografiado como un deslizamiento de menores dimensiones y el D6 carece tanto de la cicatriz como de las reactivaciones del pie. El mapa de susceptibilidad creado para la zona de estudio tiene un 72% de eficacia que se considera en comparación con los modelos de otros autores y sus respectivas zonas de estudio, un porcentaje bueno y aceptable, ya que la mayoría de ellos alcanzan con sus modelos de 70% a 80% de acierto en sus zonas de estudio. Lo que se evidencia de este análisis de susceptibilidad es la importancia de elegir bien las variables y los pesos de las mismas. En este caso, las variables empleadas han sido la pendiente, vegetación, litología y orientación. El mapa de susceptibilidad resultante nos informa que las zonas del área de estudio que tienen más riesgo están: (1) en la ladera del deslizamiento D4 orientada al norte y sustrato de pizarras y calizas, (2), (3), (4) con varias zonas con susceptibilidad alta.

El modelo de aludes conseguido deja un área del valle con bastante riesgo, y es justo la ladera que está encima de la pista que pasa por el valle de Ripera. Toda esa ladera tiene muchos canales y con susceptibilidad muy alta de riesgo de aludes, así que será el área en la que más se producirán de toda la zona de estudio. Otra zona a tener en cuenta sería la cara de la ladera orientada al norte justo encima del D6. Zona de paso de excursionistas o personas que quieran hacer cumbre en el Pico de las Escuelas. Sería importante evitar ese paso durante algunas épocas de invierno.

La cartografía geomorfológica y mapa de susceptibilidad realizados sirven como elementos de planificación para la posible ampliación de la Estación de Esquí de Panticosa. De las opciones posibles, una de las más probables pasa por la instalación de infraestructuras en las laderas orientadas al Este del Pico del Verde. Según la cartografía realizada no se han reconocido deslizamientos en esta zona. Igualmente, atendiendo al mapa de susceptibilidad de deslizamientos se ve que la línea del telesilla cruza por zonas de bajo riesgo principalmente con pequeñas superficies riesgo moderado a alto y que podrían ser fácilmente salvadas con la correcta ubicación de la cimentación. Estos datos señalan a que no hay motivos para creer que un deslizamiento pueda ser impedimento o suponga un riesgo para la instalación de un nuevo telesilla. Por el contrario los mapas de susceptibilidad a aludes evidencian que el nuevo telesilla pasa por varias zonas de susceptibilidad alta y moderada.

Por tanto antes de una posible actuación se tendría que hacer comprobaciones de los aludes en ese lugar y ver en que épocas puede disminuir el riesgo y pase a convertirse en una opción viable.

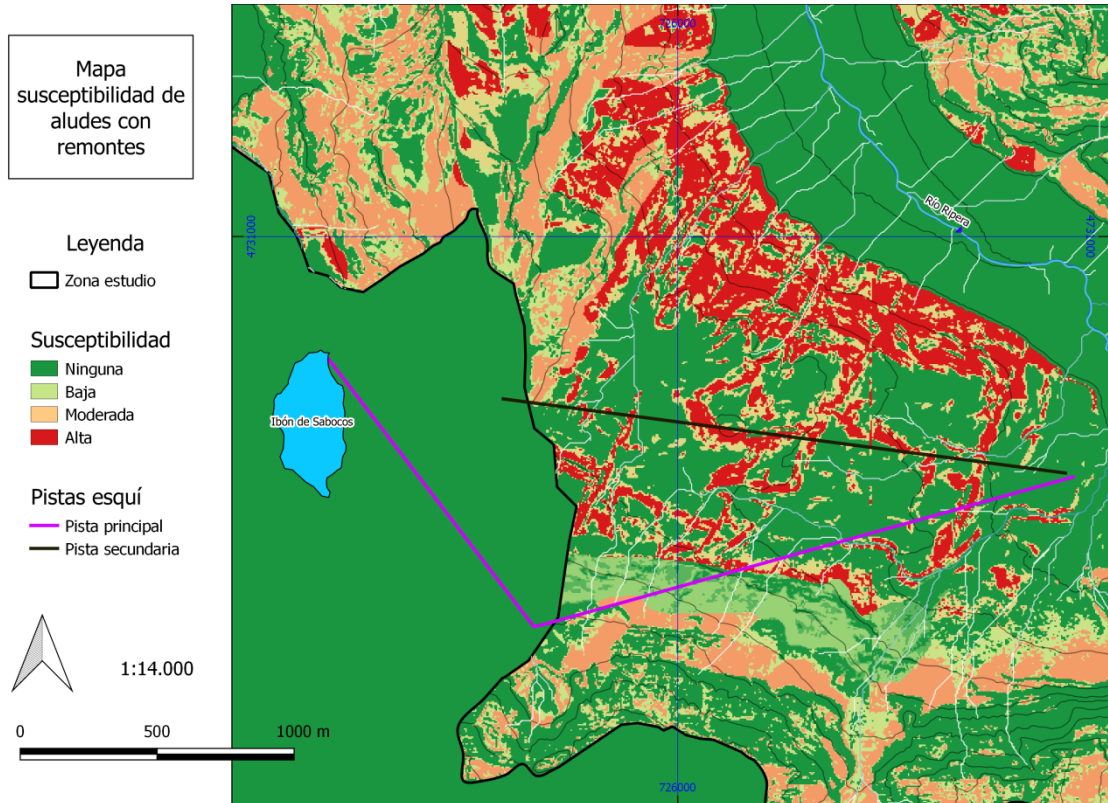


Figura 50. Detalle de susceptibilidad de aludes en el área de posible ampliación.

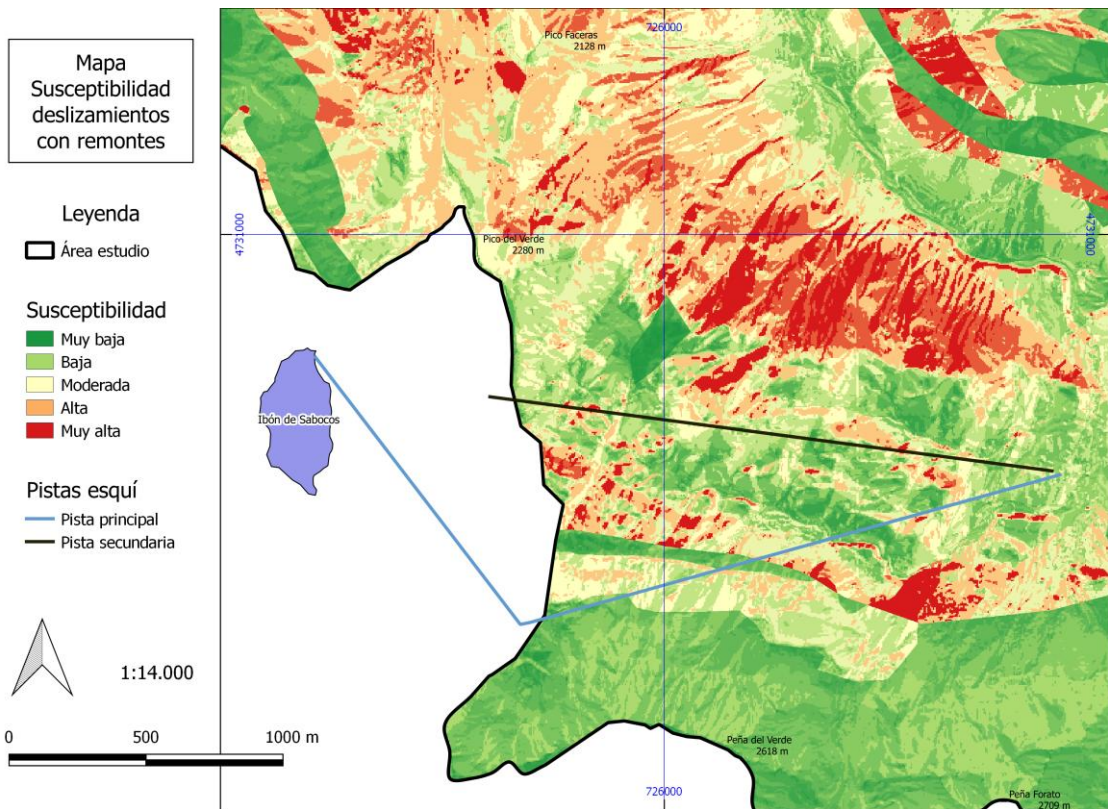


Figura 51. Detalle de susceptibilidad de deslizamientos en el área de posible ampliación.

Conclusiones

- Primera cartografía de riesgo de aludes para esta zona de Panticosa.
- Importancia del modelado glaciar, que ha posibilitado crear esa morfología para luego crear las formas asociadas a los deslizamientos de ladera.
- Deslizamientos con formas abombadas se asocian todos a pizarras, donde se suelen situar las lenguas de la masa deslizada y los arrancamientos en sectores calizos. Cuando la cicatriz semicircular empieza desde este corte de calizas suelen ser deslizamientos más complejos y con más superficie.
- Con la realización de esta cartografía geomorfológica se completa la realizada por García-Ruiz (1989).
- Se ha conseguido un acierto del 72%, con el modelo de deslizamientos obteniendo la eficacia por las capas de litología, orientaciones y pendientes en este caso.
- Gracias a este modelo de susceptibilidad de deslizamientos y al de aludes se ha podido comprobar la viabilidad de una posible ampliación de esquí que pasa por la zona del estudio. Aún así es evidente que se necesita una comprobación del riesgo de aludes al faltar una cartografía de referencia del modelo de aludes en el área de estudio, al ser la primera cartografía de este tipo que se realiza.

Bibliografía

- Barsch, D. (1977). Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments. *Earth Surf Process*, 2(2–3), 231–245.
<https://doi.org/10.1002/esp.3290020213>
- Barsch, D. (1996). *Rock Glaciers* (Springer). Berlín.
- Bordonau, J. (2005). El glaciario cuaternario en los Pirineos. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 13(3), 252–258. Retrieved from
<http://www.raco.cat/index.php/ECT/article/view/89056/133834>
- Brunsdon, D., & Prior, D. B. (1984). *Slope instability / edited by Denys Brunsdon and David B. Prior*. Retrieved from
<http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=cat00574a&AN=cbzara.b1816716&site=eds-live>
- Buma, J., & van Asch, T. (1996). Slide (rotational). *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes.*, (Wiley, Chichester), 43–61.
- Chigira, M., Hariyama, T., & Yamasaki, S. (2013). Development of deep-seated gravitational slope deformation on a shale dip-slope: Observations from high-quality drill cores. *Tectonophysics*, 605, 104–113.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.019>
- Chorley, R. J., Schumm, S. A., & Sudgen, A. J. (1984). *Geomorphology. Earth Sciences and the Past* (Methuen). London.
- Chueca Cía, J., Peña Monné, J. L., & Julián Andrés, A. (2000). El relieve del Alto Gállego (Pirineo aragonés). Retrieved from
<http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=1975366>
- Clarke, G. K. C. (2005). Subglacial Processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), 247–276.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122621>
- Crosta, G. B., Frattini, P., & Agliardi, F. (2013). Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics*, 605, 13–33.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.028>
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes, 247, 36–75. Retrieved from
http://www.scopus.com/scopus/openurl/link.url?ctx_ver=Z39.88-2004&ctx_enc=info:ofi/enc:UTF-8&svc_val_fmt=info:ofi/fmt:kev:mtx:sch_svc&svc.citedby=yes&rft_id=info:ei d/2-s2.0-7044226255&rft_id=http://search.ebscohost.com&rft_dat=partnerID:Nnvl uKwx&rft_dat=m
- Embleton, C. (1979). *Glacial processes* (Arnold). London. Retrieved from
<http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=edselc&AN=edselc.2-52.0-0018663342&site=eds-live>
- Embleton, C., & King, C. A. M. (1975a). *Glacial Geomorphology* (Arnold). London.
- Embleton, C., & King, C. A. M. (1975b). *Periglacial Geomorphology*. (Arnold, Ed.) (Arnold). London.
- French, H. M. (1996). *The periglacial environment* (Longman). Edimburgh. Retrieved from
<http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=cat00574a&AN=cbzara.b1419789&site=eds-live>

- García-Abad, A. (2012). Estaciones de esquí, turismo y entorno rural de montaña: Claves para una regulación de las estaciones de esquí ante el cambio climático. *Acciones E Investigaciones Sociales*, 31(julio), 91–135.
- García-Ruiz, J. M., Puigdefabregas, J., & Creus, J. (1985). *Los recursos hídricos superficiales del Alto Gállego*. Huesca: Instituto de Estudio Altoaragoneses.
- García Ruiz, J. M. (1988). La evolución de la agricultura de montaña y sus efectos sobre la dinámica del paisaje. *Revista de Estudios Agrosociales*.
- García Ruiz, J. M. (1989). Sallent (M.T.N. 145) [material cartográfico] : mapa geomorfológico escala 1:50.000. Retrieved from <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=cat00574a&AN=cbzara.b1114958&site=eds-live>
- García Ruíz, J. M., Peña Monné, J. L., Martí Bono, C., Gómez Villar, A., Constante Orrios, A., & Espinalt Brillas, M. (2011). *El relieve del alto Aragón occidental: cartografía y síntesis geomorfológica* (Publicacio). Retrieved from <http://eds.b.ebscohost.com/eds/detail/detail?vid=2&sid=dc01f9d7-8bb7-4ece-ac8b-7fba5cfaf1bc%40sessionmgr120&hid=108&bdata=Jmxhbm9ZXMmc2l0ZT1lZHMtbGl2ZQ%3D%3D#AN=cbzara.b1622886&db=cat00574a>
- Gerrard, J. (1990). *Mountain environments : an examination of the physical geography of mountains*. London: Belhaven Press.
- Giardino, J. R. (1983). Movement of ice-cemented rock glaciers by hydrostatic pressure: an example from Mount Mestas, Colorado., 27(3), 297–310. Retrieved from <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=edselc&AN=edselc.2-52.0-0021062396&site=eds-live>
- Goudie, A. S. (2004). Glacial erosion. In A. S. Goudie (Ed.), *Encycloped of Geomorphology* (Encycloped, p. 448). Routledge. London.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., & Lucha, P. (2005). Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 69(1–4), 298–314. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.01.012>
- Gutierrez Elorza, M., & Peña, J. L. (1981). Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida). *Boletín Geológico Y Minero*, 92 (2), 101–110.
- Harris, C. (1981). *Periglacial mass-wasting : a review of research / Charles Harris*. (Geobooks). Norwich. Retrieved from <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=cat00574a&AN=cbzara.b1818334&site=eds-live>
- Harris, S. A. (1988). The Alpine Periglacial Zone. In *Advances in Periglacial Geomorphology* (pp. 369–413). Wiley. Chichester: Clark, M.J.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society Of America Bulletin*, 56(1), 275–370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56)
- Hutchinson, J. N. (1988). Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In C. Bonnard (Ed.), *Proceedings, Fifth International Symposium on Landslides* (pp. 1, 3–35). Rotterdam: Balkema.

- Janke, J. R., Regmi, N. R., Giardino, J. R., & Vitek, J. D. (2013). *Rock Glaciers. Treatise on Geomorphology* (Vol. 8). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00211-6>
- Jones, D. K. C., Brunnsden, D., & Goudie, A. S. (1983). A preliminary geomorphological assessment of part of the Karakoram Highway. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 16(4). Retrieved from <http://qjgeh.geoscienceworld.org/content/16/4/331>
- Julián, A., Peña, J. L., Chueca, J., Zabalza, J., Lapeña, A., & López, I. (2000). Cartografía de zonas probables de aludes en el Pirineo Aragonés: metodología y resultados. *Boletín de La A.G.E.*, 30, 119–134.
- Lasanta, T., Laguna, M., & Vicente-serrano, S. M. (2007). Do tourism-based ski resorts contribute to the homogeneous development of the Mediterranean mountains? A case study in the Central Spanish Pyrenees, 28, 1326–1339. <https://doi.org/10.1016/j.tourman.2007.01.003>
- Lewis, C. J., McDonald, E. V., Sancho, C., Peña, J. L., & Rhodes, E. J. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67(3–4), 141–152. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.01.001>
- López-Martínez, J. (1988). El riesgo debido a los aludes. *Instituto Geológico Y Minero de España, Riesgos ge*, 215–255.
- Lorente, A., Beguería, S., Bathurst, J. C., & García-Ruiz, J. M. (2003). Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3, 683–691. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-683-2003>
- Lorente, A., Beguería, S., Bathurst, J. C., & García-Ruiz, J. M. (2003). Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3(683–691), 683–691.
- Marti-Bono, C. E., Serrat i Congost, D., & González, M. del C. (1977). *Los fenómenos glaciares en la Vertiente Meridional de los Pirineos* (V Coloquio). Granada. Retrieved from <http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4053627>
- McCalpin, J. P., & Irvine. (1995). Sackungen at the Aspen Highlands Ski Area, Pitkin County, Colorado. *Environmental & Engineering Geoscience*, 1(3). Retrieved from <http://eeg.geoscienceworld.org/content/1/3/277>
- Montserrat, P., & Martí Bono, C. E. (2006). El valle de tena, 1969.
- Mujica, S., & Pacheco, H. (2013). Metodología para la generación de un modelo de zonificación de amenaza por procesos de remoción en masa, en la cuenca del río Camurí Grande, estado Vargas, Venezuela. *Revista de Investigación*, 37, 215–244.
- Palacios, D., de Andrés, N., López-Moreno, J. I., & García-Ruiz, J. M. (2015). Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley, central Pyrenees. *Quaternary Research (United States)*, 83(3), 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.01.010>
- Pardo Juez, A. (2014). *Los ibones: los ecosistemas subacuáticos menos conocidos del Pirineo aragonés / Alfonso Pardo, Tomás Arruebo, Carlos Rodríguez-Casals, Javier del Valle, Zoe Santolaria, Javier Lanaja*. Retrieved from <http://ifc.dpz.es/publicaciones/ver/id/3418>
- Price, R. J., & Clayton, K. M. (1973). *Glacial and fluvioglacial landforms* (Longman). Edinburgh. Retrieved from

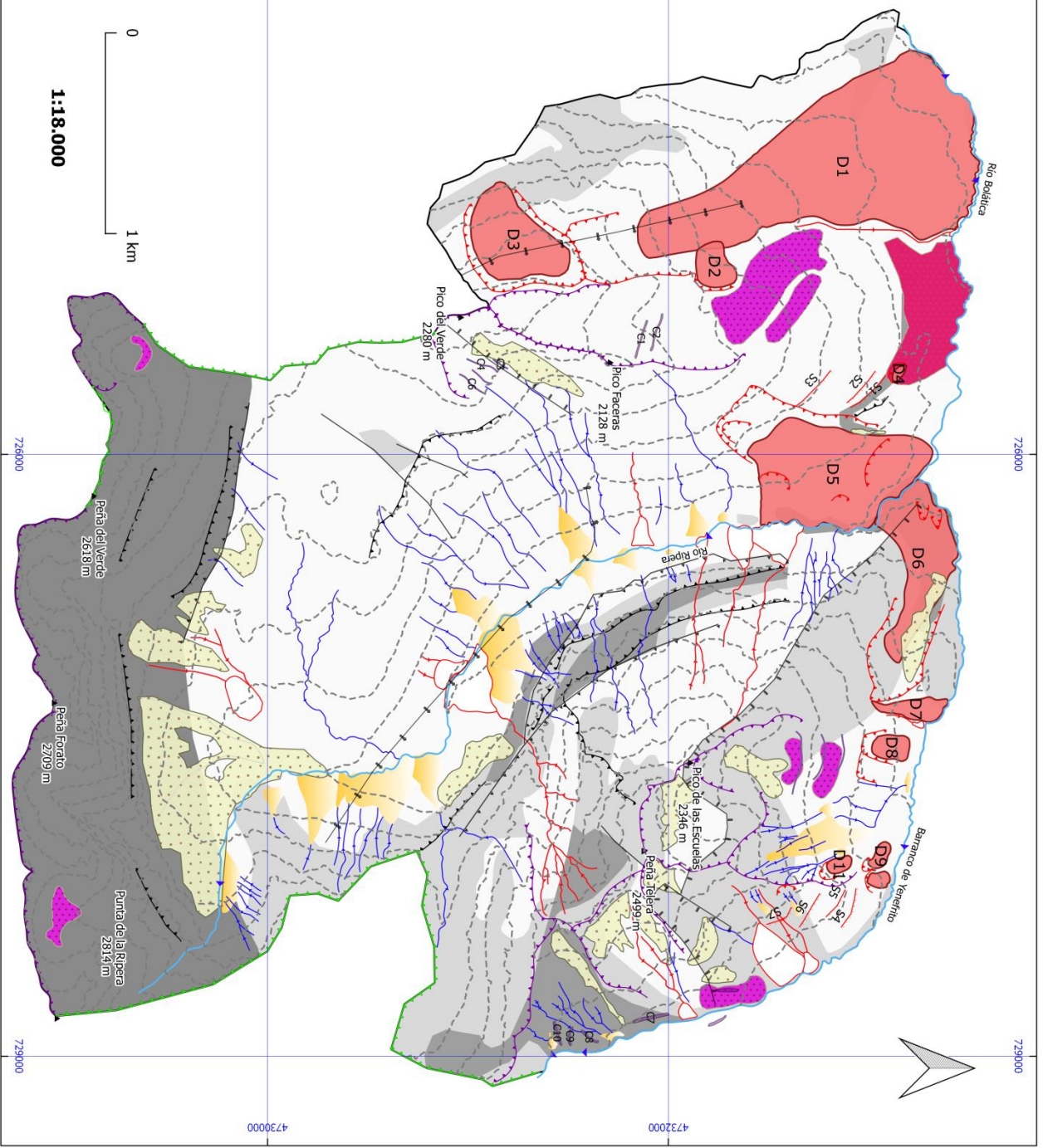
- <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=cat00574a&AN=cbzara.b1026838&site=eds-live>
- Remondo, J. (2001). Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial.
- Ríos, L. M., Balera, J., & Baretino, D. (1989). Memoria de la Hoja N° 145 del Mapa Geológico de España: Sallent. E. 1/50,000. ITGE. Retrieved from <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=cat00574a&AN=cbzara.b1238792&site=eds-live>
- Ríos, L. M., Beltrán, F. J., & Marín, J. M. L. F. J. (1979). Contribución a la geología de la Zona Axial Pirenaica, valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca. *Acta Geològica Hispànica*, 14, 271–279.
- Riva Fernández, J. R. de la. (2000). Caracterización climática del Alto Valle de Tena. Retrieved from <http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=1975384>
- Santacana Quintas, N. (2001). *Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfica aplicación a la cuenca alta del río Llobregat*. TDX (Tesis Doctorals en Xarxa). Universitat Politècnica de Catalunya.
- Santolaria, P., Vendeville, B. C., Graveleau, F., Soto, R., & Casas-Sainz, A. (2015). Double evaporitic décollements: Influence of pinch-out overlapping in experimental thrust wedges, 76 *OP-I*, 35. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.04.002>
- Saz Gil, M. I., & Carús Ribalaygua, L. (2008). La sostenibilidad del turismo recreativo de alta montaña. *Cuadernos de Desarrollo Rural*, 5(núm 60), 11–36.
- Serrano Cañadas, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gállego : Pirineo aragonés / Enrique Serrano Cañadas*. Retrieved from <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=cat00574a&AN=cbzara.b1167085&site=eds-live>
- Serrat, D. (1979). Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees. *Moraines and Varves. Origin, Genesis, Clasificación, Moraines*(Schlüchter), 133–162.
- Sugden, D. E., & Jhon, B. S. (1976). *Glaciers and Landscape* (Arnold). London.
- Sugden, D. E., Glasser, N., & Clapperton, C. M. (1992). Evolution of Large Roches Moutonnées. *Geografiska, Source Series, Annaler Geography, Physical*, 74(2), 253–264.
- Teixell, A. (2000). Geotectónica de los Pirineos. *Investigación Y Ciencia*, 288. Retrieved from <http://gent.uab.cat/ateixell/sites/gent.uab.cat.ateixell/files/21.-TeixellInvCI.pdf>
- Varnes, D. J. (1978). Slope Movement Types and Processes. *Transportation Research Board Special Report*, (176), 11–33. <https://doi.org/>In Special report 176: Landslides: Analysis and Control, Transportation Research Board, Washington, D.C.

ANEXOS

Mapa geomorfológico Valle Bolatica

Leyenda

Litologías	Pizarras y Calizas
	Caliza
	Pizarras
	Calizas Cretácico
Elementos estructurales	Artificial tumbado
	Cabalgamiento
	Falla
	Falla con indicación de hundimiento
Formas fluviales	Río
	Canal fluvial
	Cono de derrubios
Formas glaciares	Morrenas
	Morrena del Calderas
	Circos
	Cordon glaciar
Formas de ladera	Sackung
	Canchal
	Debris flow
	Abanico debris flow
	Cicatriz deslizamiento
	Deslizamientos
Otros	Curvas de nivel 100m
	Cicatriz escarpes
	Divisorias
	Picos

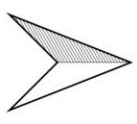


**Mapa
Susceptibilidad
proprio**

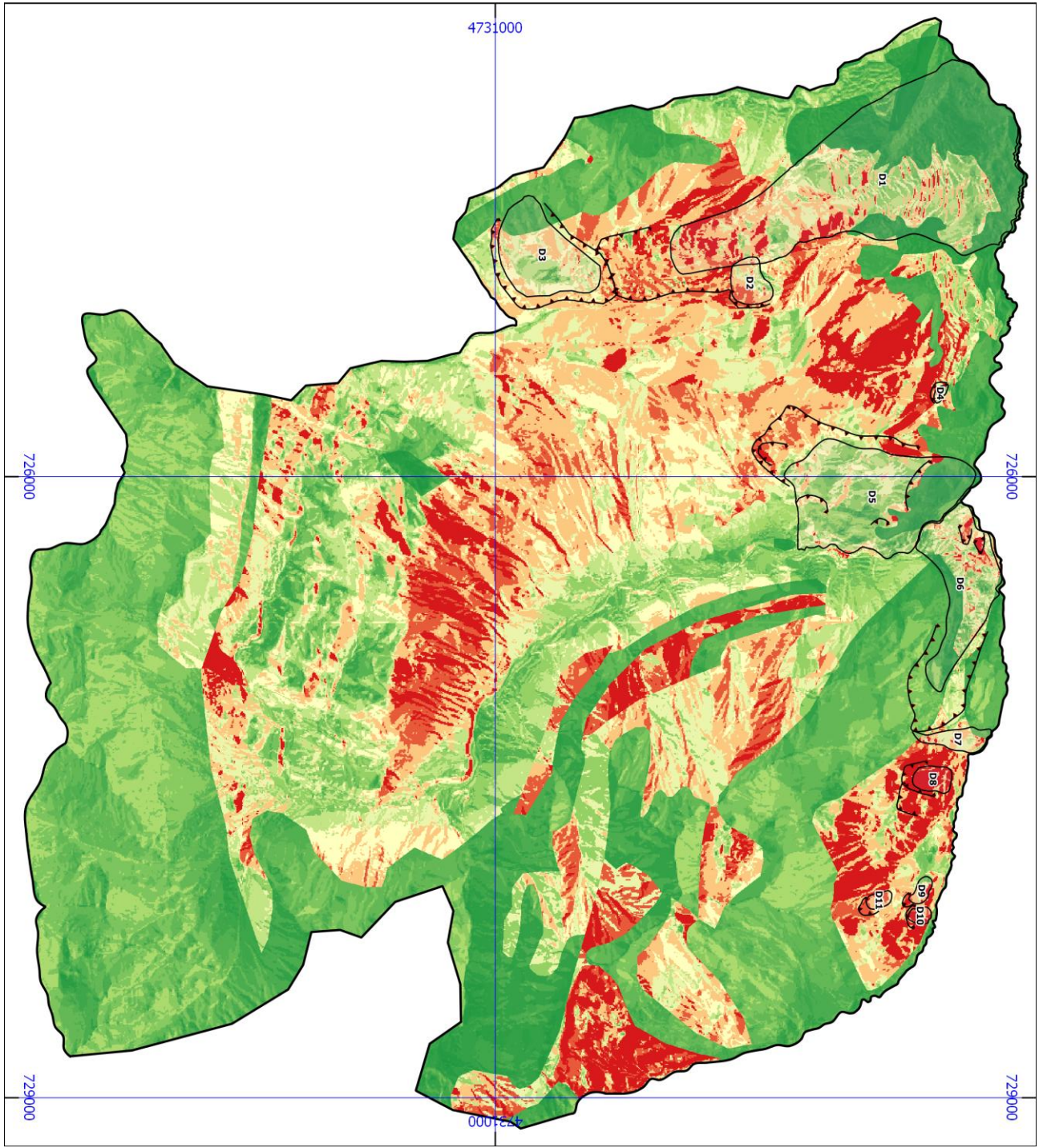
Leyenda

- Área estudio
- Cicatriz deslizamiento
- Deslizamiento

- Susceptibilidad**
- Muy baja
 - Baja
 - Moderada
 - Media
 - Muy alta



1:23.800



Mapa susceptibilidad de aludes

Leyenda

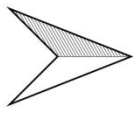
□ Zona estudio

Susceptibilidad

- Ninguna
- Baja
- Moderada
- Alta

Jerarquía red de drenaje

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5



1:24,000

