



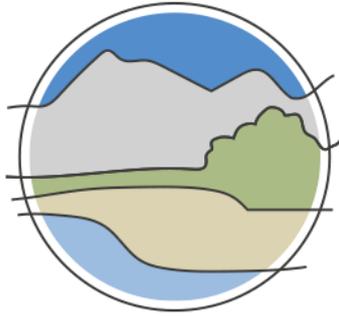
ESTABLECIMIENTO DE UNA TIPOLOGÍA ESPECÍFICA DE TIPOS DE HÁBITAT ROCOSOS Y GLACIARES BASADA EN LA LITOLOGÍA

Augusto Pérez-Alberti



Madrid, 2019

Metodologías para el seguimiento del estado de conservación de los tipos de hábitat



ESTABLECIMIENTO DE UNA TIPOLOGÍA ESPECÍFICA DE TIPOS DE HÁBITAT ROCOSOS Y GLACIARES BASADA EN LA LITOLOGÍA



Madrid, 2019



Aviso Legal: los contenidos de esta publicación podrán ser reutilizados, citando la fuente y la fecha, en su caso, de la última actualización.

El presente documento fue realizado en el marco del proyecto *Establecimiento de un sistema estatal de seguimiento del Estado de Conservación de los Tipos de Hábitat en España*, promovido y financiado por la Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental y Medio Natural del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, desarrollado entre 2015 y 2017.

Dirección técnica del proyecto

Rafael Hidalgo Martín¹

Realización y producción

Tragsatec

Coordinación general

Elena Bermejo Bermejo² y Juan Carlos Simón Zarzoso²

Autor

Augusto Pérez Alberti³

Coordinación y revisión editorial

Jara Andreu Ureta²

Íñigo Vázquez-Dodero Estevan²

¹ Dirección General de Biodiversidad y Calidad Ambiental. Ministerio para la Transición Ecológica

² Tragsatec. Grupo Tragsa

³ CRETUS. Universidade de Santiago de Compostela

A efectos bibliográficos la obra debe citarse como sigue:

Pérez-Alberti A. 2019. Establecimiento de una tipología específica de tipos de hábitat rocosos y glaciares basada en la litología. Serie "Metodologías para el seguimiento del estado de conservación de los tipos de hábitat". Ministerio para la Transición Ecológica. Madrid. 46 pp.

Las opiniones que se expresan en esta obra no representan necesariamente la posición del Ministerio para la Transición Ecológica. La información y documentación aportadas para la elaboración de esta monografía son responsabilidad exclusiva de los autores.



MINISTERIO PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA

Edita:

© Ministerio para la Transición Ecológica

Secretaría General Técnica

Centro de Publicaciones

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado:

<https://cpage.mpr.gob.es>

NIPO: 638-19-088-X

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
2. ESTABLECIMIENTO DE UNA TIPOLOGÍA ESPECÍFICA DE ECOSISTEMAS ROCOSOS BASADA EN LA LITOLOGÍA	7
2.1. Glaciares.....	9
2.2. Formaciones superficiales.....	11
2.2.1. Campos de bloques de cumbres.....	13
2.2.2. Laderas de bloques	14
2.2.3. Ríos de bloques	14
2.2.4. Glaciares rocosos.....	16
2.2.5. Morrenas de nevero.....	18
2.2.6. Taludes de derrubios.....	19
2.3. Laderas y salientes rocosos	21
2.3.1. Laderas y salientes graníticas	22
2.3.2. Laderas y salientes calizos	26
2.3.3. Laderas o salientes rocosos modeladas sobre areniscas y conglomerados.....	30
2.3.4. Laderas o salientes rocosos modelados sobre rocas volcánicas.....	34
3. PROPUESTA DE CLASIFICACIÓN EN FUNCIÓN DE LA LITOLOGÍA Y LAS FORMAS.....	38
4. CONSIDERACIONES FINALES SOBRE CARTOGRAFÍA DE REFERENCIA	39
5. REFERENCIAS	41
Bibliografía adicional de interés.....	43



1. INTRODUCCIÓN

Existe una gran diversidad de ecosistemas asociados a los afloramientos rocosos tanto en las regiones costeras como en las continentales. Su diversidad es fruto de la interacción entre múltiples factores físicos y biológicos que pueden estar organizados jerárquicamente tanto en el espacio como en el tiempo. En este caso, el análisis se ha centrado en los siguientes tipos de hábitat de interés comunitario (THIC):

- 8130 - Desprendimientos mediterráneos occidentales y termófilos
- 8210 - Pendientes rocosas calcícolas con vegetación casmofítica (en adelante Laderas y salientes rocosos calcícolas con vegetación casmofítica)
- 8220 - Pendientes rocosas silíceas con vegetación casmofítica (en adelante Laderas y salientes rocosos calizos con vegetación casmofítica)
- 8230 - Roquedos silíceos con vegetación pionera del *Sedo-Scleranthion* o del *Sedo albi-Veronicion dillenii*
- 8320 - Campos de lava y excavaciones naturales
- 8340 - Glaciares permanentes

2. ESTABLECIMIENTO DE UNA TIPOLOGÍA ESPECÍFICA DE ECOSISTEMAS ROCOSOS BASADA EN LA LITOLOGÍA

Dentro de los ecosistemas rocosos es preciso diferenciar los que están caracterizados por la presencia de hielo de los que no lo están. En el primer caso se encuentran los glaciares, los glaciares rocosos activos y las morrenas de nevero activas. En los sistemas sin hielo hay que diferenciar dos grupos en función de si existe o no cobertura sedimentaria, aunque en algunos lugares pueden aparecer asociados.

La existencia de cobertura sedimentaria da lugar a diversas formaciones superficiales (Figuras 1 y 2) que pueden o no estar activas. En las formas superficiales activas se encuentran las laderas de bloques y los taludes de derrubios. En las no activas hay laderas de bloques, campos de bloques, ríos de bloques y taludes de derrubios inactivos. Si no existe cobertura sedimentaria nos encontramos con laderas y salientes rocosos o afloramientos (formaciones rocosas *in situ*).



Figura 1 Talud de derrubios asociado a pared caliza. Calomarde (Albarracín, Teruel). Autor: Augusto Pérez Alberti.

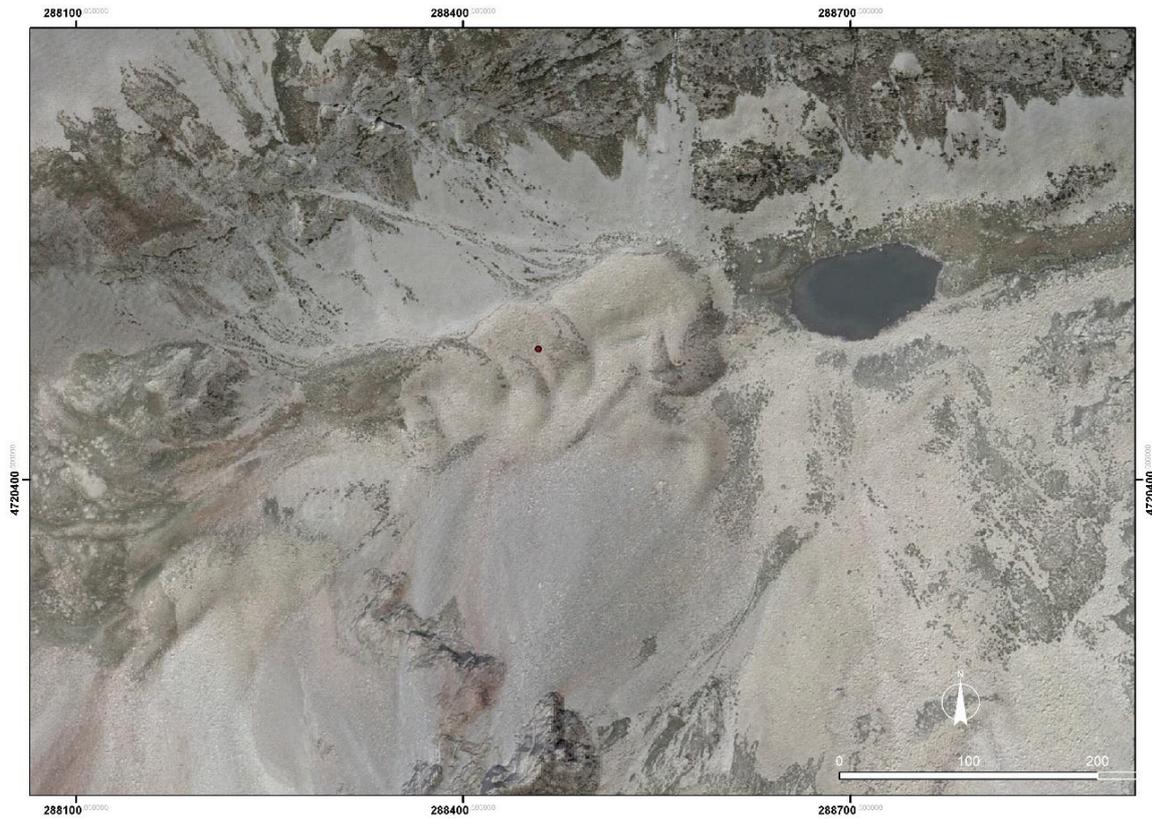


Figura 2 Formaciones superficiales en el entorno de Benasque (Huesca). Fuente: elaboración propia a partir de ortofotografías del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA).

En la Figura 3 se incluye el diagrama o esquema explicativo de la tipología de ecosistemas rocosos descrita. A continuación, se enumeran brevemente sus rasgos característicos. Para poder profundizar se aporta bibliografía específica.

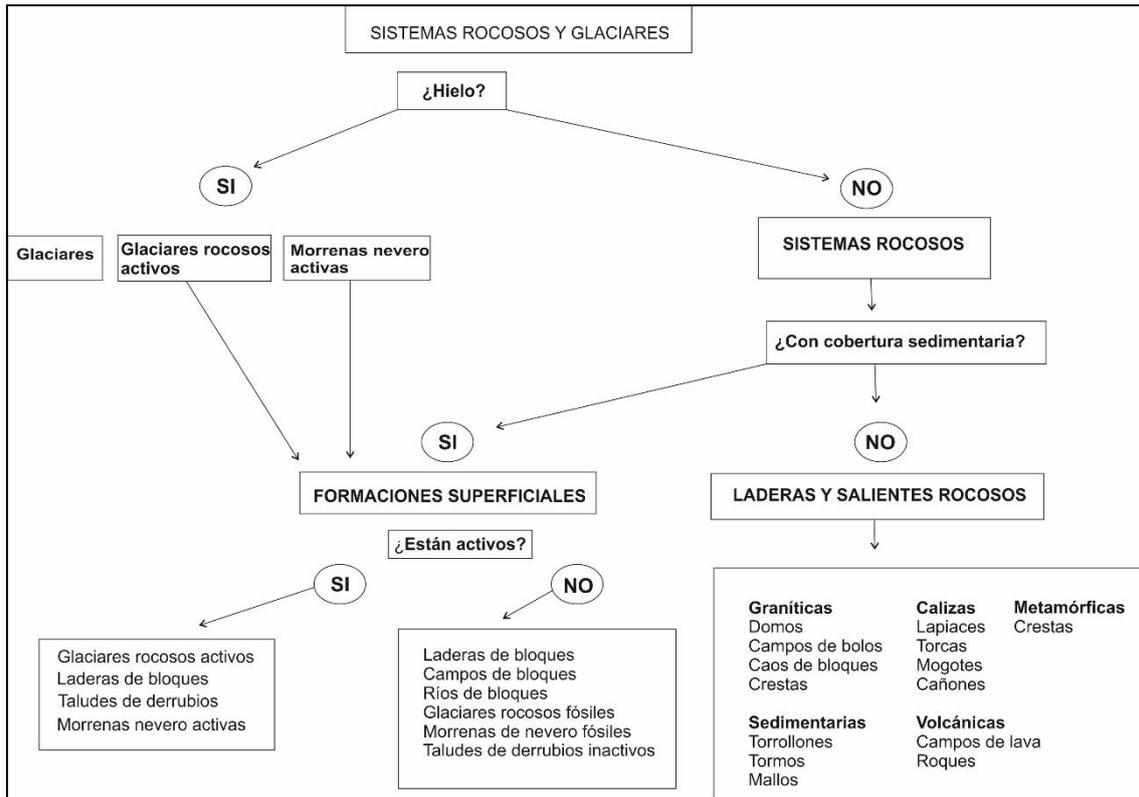


Figura 3 Esquema o diagrama explicativo de la tipología o clasificación de los sistemas rocosos y glaciares. Fuente: elaboración propia.

2.1. Glaciares

Un glaciar es una masa de hielo que se ha formado por la acumulación, compactación y recristalización de la nieve y cuyas pérdidas están motivadas por la evaporación o sublimación o por la fusión. La relación entre las ganancias y las pérdidas de masa se conoce como el balance de masa de un glaciar. Por lo general, la acumulación neta es normalmente positiva en las partes altas de un glaciar (zona de acumulación), lo que motiva que, cuando hay un exceso de carga, se origine un flujo de hielo hacia la parte baja (zona de ablación). Este hecho se produce debido a que el hielo, desde un punto de vista mecánico, se comporta como un cuerpo viscoso y plástico que se deforma bajo el efecto de su propio peso. El acumulado en las partes bajas está sometido a una intensa ablación debido a la fusión producida en la superficie que hace que el hielo desaparezca en el frente del glaciar.

El proceso de transferencia del hielo desde la zona de acumulación hacia la zona de ablación del glaciar está controlado por (1) el balance de masa, que representa el componente climático en la evolución de un glaciar; y (2) por las características topográficas del glaciar, es decir, la pendiente, geometría del lecho rocoso, presencia de agua en este nivel, etc. Estas características representan el componente dinámico del glaciar del que depende el tiempo de respuesta de un glaciar a un cambio climático, el cual puede variar entre algunos años y más de un decenio.

Como glaciar se entienden, pues, los cuerpos de hielo con bandeados de estratificación y su dinamismo que da lugar al desarrollo de grietas de tracción. Por helero, se entienden las formas glaciares muy



degradadas y sin dinamismo, pero que aún conservan hielo glacial abundante e incluso bandeados, pero que carecen de grietas de tracción y muestran un aspecto en general biselado. En España los únicos glaciares se encuentran en los Pirineos. En los inventarios realizados por Chueca & Julián (2006) han adoptado para ellos una categoría intermedia, que señala la transición entre una y otra forma, ligada a los procesos de degradación ya mencionados: los glaciares-heleros. En cualquier caso, las tres formas mencionadas son acumulaciones permanentes de hielo de origen glacial, por lo que se enmarcan en la definición general del THIC 8340 Glaciares permanentes.

La evolución de los glaciares se encuentra íntimamente relacionada con las condiciones climáticas y meteorológicas existentes en su entorno. La elevada sensibilidad que muestran respecto a ellas explica que se consideren uno de los mejores indicadores proxy de la evolución del clima tanto a escala regional como global. Las oscilaciones volumétricas que experimentan los glaciares a lo largo del tiempo son producto de la relación existente entre la cantidad de nieve que se acumula sobre ellos y el volumen de hielo y nieve que desaparece mediante procesos de fusión o sublimación. Estos últimos se pueden cuantificar mediante el cálculo del balance de energía que se produce sobre las superficies nevadas o heladas, y que depende de la radiación neta, los flujos de calor sensible y latente, del flujo de calor del suelo y del calor transmitido por la precipitación en forma de lluvia. La estimación de estos parámetros requiere la disponibilidad de instrumentos de medición complejos, de difícil instalación y mantenimiento. Por esta razón, la mayor parte de los estudios relacionan las fluctuaciones de los glaciares en el tiempo con la evolución de la precipitación y temperatura, pues ambos parámetros permiten sintetizar la mayor parte de los complejos fenómenos físicos que explican el balance de masa de una superficie helada. Además, son dos datos que se registran en numerosas localidades con el suficiente registro como para analizar con fiabilidad su variabilidad y tendencia en el tiempo.

A la hora de conocer la relación entre las oscilaciones climáticas y la dinámica glacial resulta de especial interés considerar la evolución de las variables disponibles durante los periodos del año que mejor sintetizan el balance de masa de sus glaciares. Así, se debe considerar la precipitación acumulada durante el periodo en el que esta se produce en su mayor parte en forma de nieve y los procesos de congelación dominan a los de fusión, y la temperatura promedio de los meses en los que domina la fusión. La determinación para conocer cuando dominan estos procesos de fusión y congelación se ha llevado a cabo en los glaciares españoles, en distintas investigaciones (Chueca *et al.* 2004a, 2007), y se fundamenta en el cálculo de la altitud a la que se encuentra la isoterma media mensual de 0°C, en el entorno de las zonas cubiertas de hielo.

En función de estos criterios y a la localización altitudinal media actual de cada glaciar, la evolución temporal de los periodos de acumulación y fusión de la nieve en los cuatro macizos pirenaicos con glaciares es similar, e incluye como periodo de acumulación el comprendido entre los meses de octubre y mayo y, como periodo de fusión, el que va de junio a septiembre.

Los resultados del análisis de la evolución de precipitación y temperatura en el entorno del macizo de La Maladeta (Chueca *et al.* 2004a, 2007), extrapolables al resto de macizos actualmente con presencia de glaciares, evidencian que, en las décadas de los años 1980 y 1990 se produjo un marcado deterioro de las condiciones favorables al desarrollo o la conservación glacial. Así, la precipitación durante el periodo de acumulación se redujo de forma significativa, lo que se ha traducido en un descenso de la innivación sobre los glaciares. Y, paralelamente a esta menor acumulación de nieve, el incremento de las temperaturas durante el periodo de fusión, especialmente el aumento de las temperaturas máximas ha favorecido al desarrollo de repetidos balances de masa negativos en los aparatos glaciares.



La radiación solar es determinante para numerosos procesos físicos y biológicos que se producen en nuestro planeta y, entre otros, condiciona las pautas de fusión en superficies glaciares y, consiguientemente, el balance de masa glaciar. A escala regional y local, especialmente en áreas montañosas, la topografía es, sin duda, el factor fundamental en la distribución de la radiación solar.

Como se ha apuntado en distintos trabajos (Chueca & Julián 2004; López-Moreno *et al.* 2006a, 2006b), la radiación solar es el elemento que marca de una forma más estrecha la degradación glaciar en fases finales de retroceso como las observables en el contexto actual pirenaico. Controla de forma directa las pérdidas de volumen por unidad de superficie registradas en los aparatos glaciares y el incremento en altitud derivado de su degradación: a mayor cantidad de radiación solar, mayores son las pérdidas de volumen por unidad de superficie observadas y mayor el incremento altitudinal medio de cada glaciar. De hecho, prácticamente todos los glaciares pirenaicos emplazados en orientaciones de solana han ido desapareciendo a lo largo de las últimas décadas, transformados en simples neveros estacionales (Chueca *et al.* 2004b).

Este hecho fue constatado más recientemente por López-Moreno *et al.* (2016), quienes estudiaron la evolución del glaciar de Monte Perdido entre 1981 y 2014 mediante el análisis de fotografías de 1981, 1999 y 2006, y los cambios en el volumen de hielo usando modelos digitales de elevación (MDE) generados de mapas topográficos (1981 y 1999), imágenes LiDAR (*Light Detection and Ranging*) de 2010 y el uso del Láser Escáner Terrestre (TLS, del inglés *Terrestrial Laser Scanning*) de 2011, 2012, 2013 y 2014. Sus resultados indican que la degradación de este glaciar se aceleró a partir de 1999. La tasa de pérdida de superficie de hielo fue casi tres veces mayor durante 1999-2006 que durante el periodo anterior. Además, la tasa de adelgazamiento de los glaciares fue 1,85 veces más rápido durante 1999-2010.

2.2. Formaciones superficiales

Se encuentran asociadas a diferentes tipos de rocas, especialmente metamórficas, pero también graníticas o calizas. Dentro de ellas se pueden diferenciar (Figura 4):

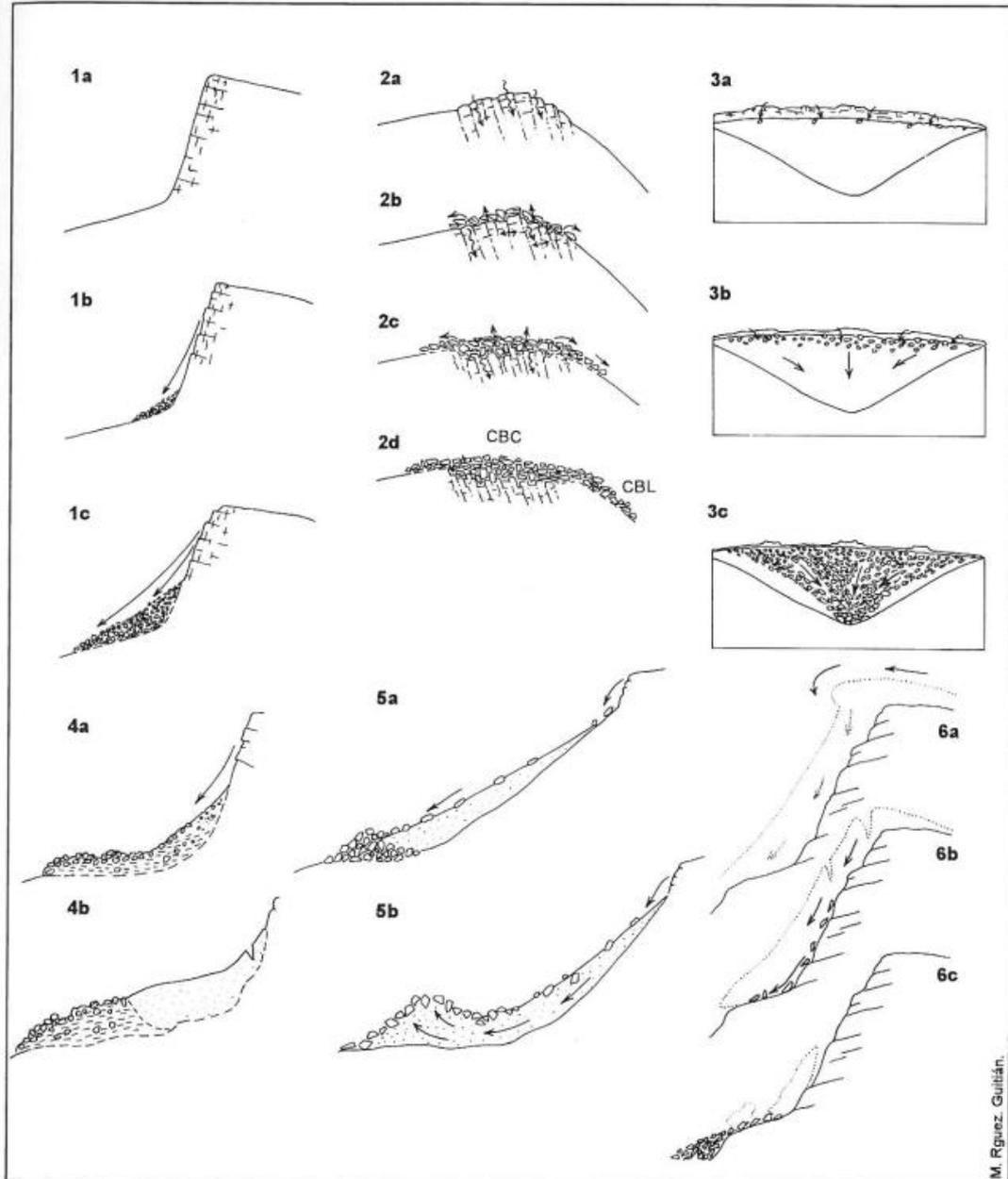


Figura 4 Tipología de acumulaciones de bloques en el noroeste de la península ibérica. Fuente: extraída de Pérez-Alberti & Rodríguez-Guitián (1993).

Nota: 1 - Depósito de pie de pared, (a) rocosa sobre la que actúa la gelifracción, (b) acumulación de detritus al pie de pared y retroceso progresivo de esta, (c) progresión del canchal y reducción de la pared; 2 - Campo de bloques de cumbres (CBC) y de ladera (CBL), (a) afloramiento cuarcítico en cumbre, (b) gelifracción y movimiento de los clastos debido al hielo intersticial (CBC), (c) movilización de los clastos a favor de la pendiente y constitución del CBL; 3 - Formación de un campo de bloques con movimiento preferente, (a) crioclastia en cresta superior, (b) desplazamiento de los bloques a favor de una vaguada preexistente gracias a la presencia de permafrost, (c) constitución del depósito siguiendo la máxima pendiente; 4 - Formación de un glaciar rocoso, (a) glaciar rocoso ligado a un talud de derrubios, (b) glaciar rocoso ligado al frente de un glaciar activo, 5 - Formación de una morrena de nevero, (a) hipótesis del nevero inactivo, (b) hipótesis dinámica del nevero; 6 - Acción de los neveros de fusión tardía tipo Cuiña (Serra dos Ancares), (a) acumulación de nieve por sobrealimentación nival, (b) desplazamiento del nevero sobre el lecho rocoso y arrastre y fricción de clastos, (c) fusión de la nieve y liberación de clastos originando un cono de derrubios.



2.2.1. Campos de bloques de cumbres

Se trata de acumulaciones de bloques y cantos (Ballantyne & Harris 1994; Ballantyne 1998; Pérez-Alberti & Rodríguez-Gutián 1993) que se encuentran en la parte superior de los sistemas montañosos, especialmente de cuarcita (Figura 5) y en menor medida de granito. Los bloques pueden alcanzar los dos metros en su eje mayor y no tienen matriz fina. En general, presentan huellas de movimiento lo que supone procesos de fragmentación, levantamiento y, hacia los bordes, al aumentar la pendiente, indicios de flujo incipiente favorecido por la existencia de hielo intersticial, o sea de hielo entre los bloques a modo de 'cemento'. A medida que se sale de la zona de cumbres, aumenta la pendiente y se desciende ladera abajo, estas formaciones suelen pasar paulatinamente a formar campos de bloques que tapizan toda la ladera. Los bloques presentan un aspecto desordenado. En algunos sectores aparecen pequeños espacios cubiertos de materiales de menor tamaño, con huellas de fragmentación.

Otro rasgo fundamental es la existencia de pequeños salientes rocosos fuertemente fragmentados al pie de los que se acumulan bloques. La abundancia de fisuras ha facilitado, sin duda, la penetración del hielo, el ensanchamiento horizontal de las diaclasas y el levantamiento de los bloques con la consiguiente caída y movilidad de los clastos. Se han formado durante las fases frías del Cuaternario reciente. Por ello se trata de formas fósiles, prácticamente inactivas.

La composición granulométrica de los campos de bloques y la escasa pendiente condiciona el desarrollo de la cobertura vegetal. La ausencia de finos no favorece la formación de suelo pese a que el gran tamaño de los bloques, su estabilidad y la posibilidad de algún encharcamiento podría atraer la presencia de especies adaptadas a la sombra. Únicamente en algunos sectores en los que la crioclastia ha desmenuzado los bloques aparecen algunas especies como las gencianas. El resto de los clastos están cubiertos de líquenes y, en los bordes de las acumulaciones, la insolación favorece la existencia de especies como el enebro (*Juniperus communis*) que se adapta bien tanto a las altas temperaturas de la superficie de los clastos como a la escasa humedad.

Aparte de lo comentado, hay que resaltar que buena parte de los campos de bloques se encuentran a altitudes superiores a los 1500 m lo que no favorece, en principio, la colonización vegetal.



Figura 5 Campo de bloques de cumbre. Sierra de Ancares (Lugo). Autor: Augusto Pérez Alberti.



2.2.2. Laderas de bloques

Son acumulaciones de bloques, (Boelhouwers 1999; Pérez-Alberti & Rodríguez-Gutián 1993) especialmente de cuarcita, que cubren total o parcialmente las laderas que pueden alcanzar los 30° de inclinación (Figura 6). Su tamaño es muy variable, desde 10-20 cm a más de 1 m. En general cubren las laderas a modo de un manto discontinuo con un frente sinuoso en el que aparecen estrechas coladas que descienden canalizadas hacia la parte baja de la ladera. Su movilidad varía de unos lugares a otros y estuvo condicionada por la actividad criogénica durante los momentos fríos del Cuaternario reciente. Son pues formas fósiles con nulo o muy escaso movimiento salvo en puntos muy concretos.

En las laderas de bloques, tanto el tamaño de los clastos, como el hecho de que la escorrentía se ve favorecida por la pendiente generando cierta aridez edáfica, apenas existe una colonización vegetal. Cuando se produce, las plantas, generalmente brezos, colonizan los bordes y, puntualmente algunos sectores del interior y de los bordes en allí donde aflora el agua de escorrentía subsuperficial. Esto facilita la presencia, por ejemplo, de los arándanos (*Vaccinium myrtillum*) o los abedules (*Betula alba*).



Figura 6 Ladera de bloques. Sierra de Ancares (Lugo). Autor: Augusto Pérez Alberti.

2.2.3. Ríos de bloques

Se trata de acumulaciones que se canalizan formando auténticos ríos de bloques (Wilson *et al.* 2008). Se localizan en lugares donde existen sectores aplanados al pie de las laderas, que favorecen la acumulación de los bloques, o allí donde se abren en ellas pequeñas vaguadas (Figuras 7, 8 y 9). Se encuentran en áreas que no suelen superar los 20° de pendiente por lo que su origen no puede estar asociado ni a una movilización por gravedad ni a un simple deslizamiento sobre un suelo helado. Hay que pensar en la



presencia de hielo intersticial que permitiera la puesta en marcha de los bloques. Los clastos suelen encontrarse imbricados lo que indica un movimiento.

Como en el caso de los campos de bloques de cumbre o de ladera, se trata de formas fósiles acumulados en momentos fríos del Pleistoceno y que pudieron tener cierta actividad en fases frías del Holoceno. Su comportamiento ante la colonización vegetal está igualmente condicionado por el tamaño de los clastos y por la no presencia de finos.

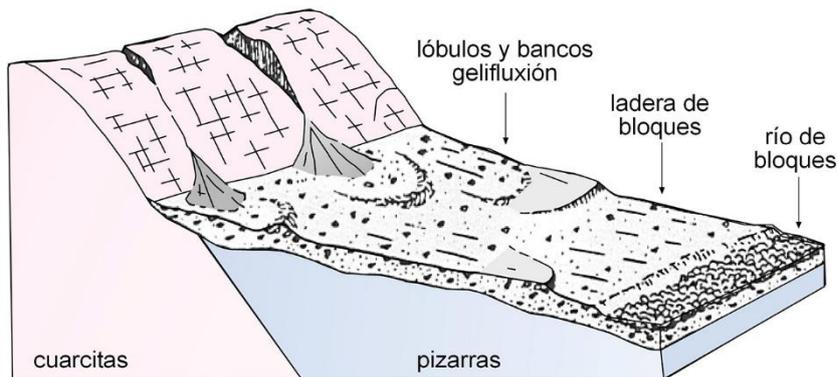


Figura 7 Diseño explicativo de la formación de los ríos de bloques de Orihuela del Tremedal (Teruel). Fuente: adaptada de Gutiérrez & Peña (1977).



Figura 8 Río de Piedras. Orihuela del Tremedal (Teruel). Autor: José Luis Peña Monné.



Figura 9 Río de piedras. Pedregal de Irimia (Meira, Lugo). Autor: Augusto Pérez Alberti.

2.2.4. Glaciares rocosos

Un glaciar rocoso es una masa de cantos y bloques con material fino que se encuentra asociado a una ladera o a un fondo de valle (Haeberli *et al.* 2006). Si está activo contiene hielo intersticial o un núcleo de hielo macizo y presenta evidencias de movimiento (Figuras 10 y 11). Desde el punto de vista granulométrico, está compuesto por sedimentos que varían desde fracciones finas hasta bloques que pueden superar los 2 m. El tamaño varía en función del contexto litológico.

Por su forma los glaciares rocosos han sido clasificados desde antiguo (p. ej. Domaradki 1951, citado en Kääh *et al.* 2003) en lobulados, en lengua y en espátula. En los primeros, la longitud es menor que su anchura, en los segundos la longitud es mayor que la anchura y los terceros se asemejan a estos últimos, pero son más anchos en su sector frontal.

La deformación interna de los glaciares rocosos está controlada por la viscosidad gravitacional del hielo y la mezcla con el suelo helado (Haeberli *et al.* 2006). Los dos componentes principales que controlan su velocidad son la temperatura, ya que la viscosidad depende de la temperatura, y la fuerza de gravedad. Una vez que se derrite todo el hielo de suelo, este se conoce como glaciar rocoso relicto o fósil (Figura 12).

En los glaciares rocosos fósiles la composición granulométrica es, en muchos casos, semejante a los campos y laderas de bloques, por lo que cobertura vegetal está condicionada por los factores citados. En los activos del Pirineo, la altitud introduce una nueva variable para tener en cuenta por lo que a las dificultades de enraizamiento hay que unirle la altitudinal.

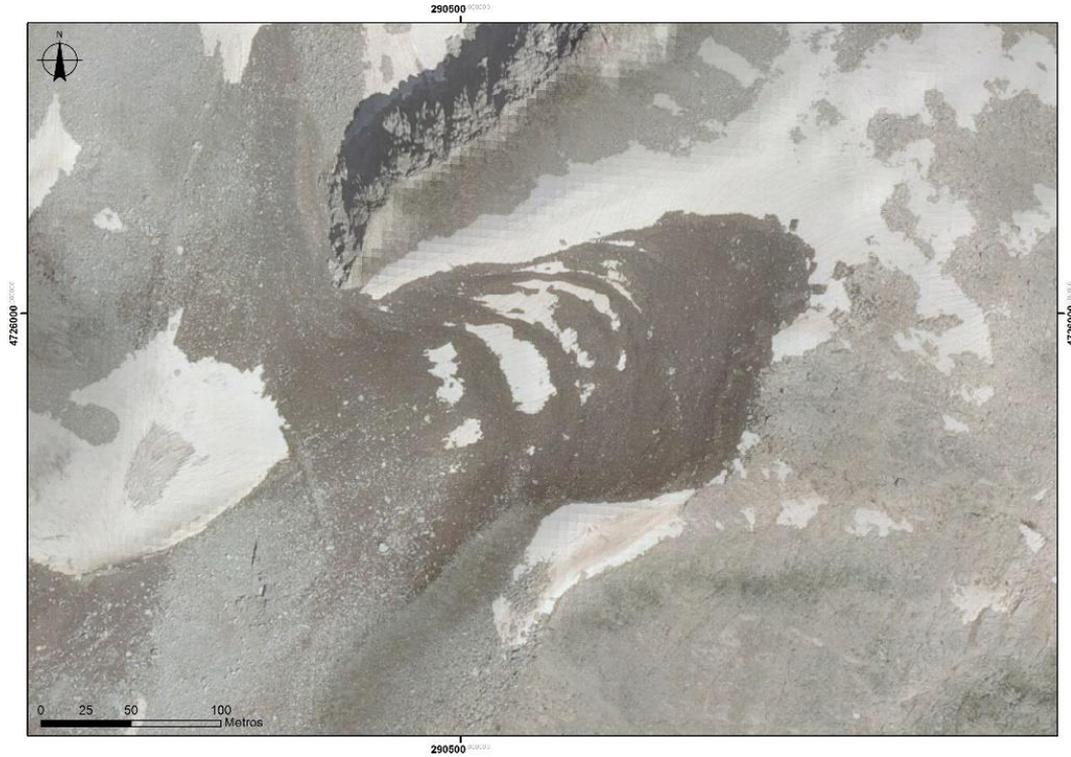


Figura 10 Glaciar rocoso activo del Posets (Pirineos). Fuente: elaboración propia a partir de ortofotografías del PNOA.

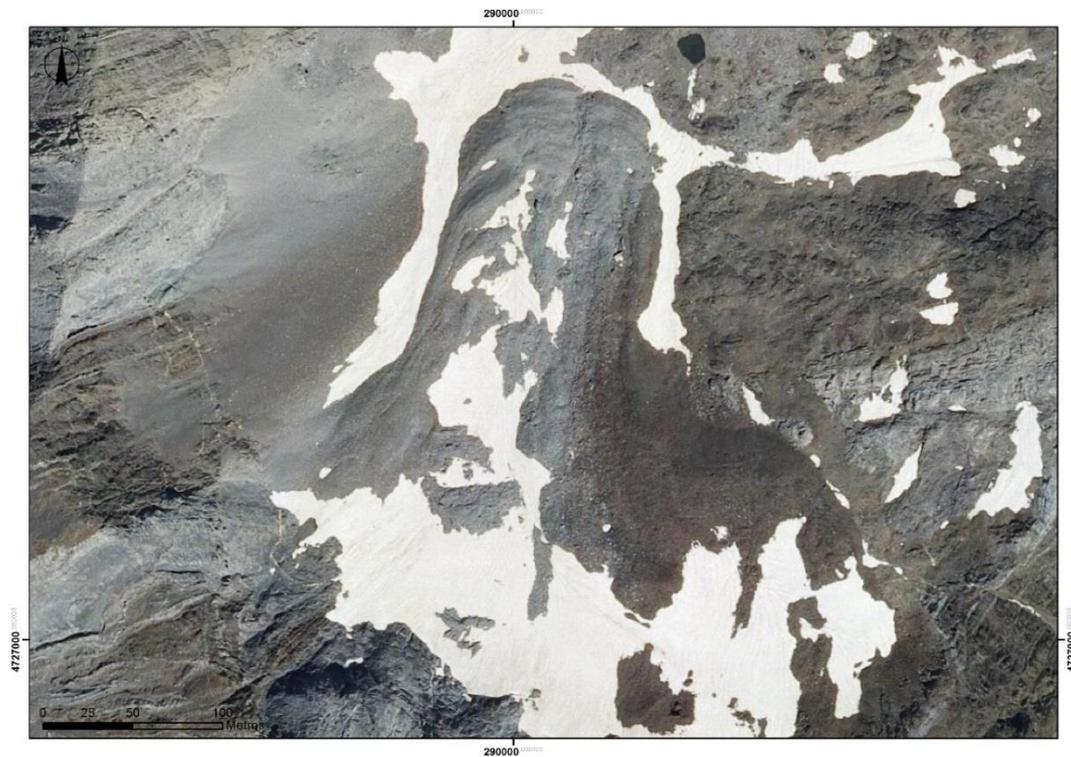


Figura 11 Glaciar rocoso activo. Los Gemelos (Pirineos). Fuente: elaboración propia a partir de ortofotografías del PNOA.



Figura 12 Glaciar rocoso fósil. Sierra de Gistredo (León). Autor: Augusto Pérez Alberti.

2.2.5. Morrenas de nevero

Se trata de depósitos asociados a farallones rocosos dibujando un arco con una profunda hondonada en su interior, generalmente semicircular, lo que facilita la acumulación de nieve en el momento actual (Francou 1977). Por lo general, presentan plantas de media luna, de alzado disimétrico, con un sector interno cóncavo y de mayor pendiente y otro exterior convexo de perfil más suave (Figura 13).

Las morrenas de nevero se componen de bloques de tamaño variable, desde los que llegan a alcanzar los dos o tres metros, minoritarios, hasta los que se sitúan entre 50 cm y 1 m, mayoritarios. Presentan aristas angulosas y no es infrecuente observar que algunos han sido fracturados con posterioridad a su deposición. Se ven con claridad huellas de compresión hallándose imbricados unos con otros, lo que muestra que han sido movidos y empujados y que no se han amontonado por simple caída, ello favorece la existencia de sectores bien diferenciados. En unos dominan los clastos de matriz abierta, sin material fino y, en otros las gravas y cantos mezclados con arenas y limos lo que favorece la colonización vegetal. La dinámica de la nieve que ha construido las morrenas de nevero propicia marcadas diferencias respecto a las formaciones superficiales que se acaban de enumerar. El flujo de nieve en masas y el agua de fusión ha dado lugar a acumulaciones de finos al lado de los bloques lo que explica una colonización vegetal mucho más variada.



Figura 13 Morrenas de nevero-Glaciario rocoso fósil Sierra de Ancares (León). Autor: Augusto Pérez Alberti.

2.2.6. Taludes de derrubios

Se engloban dentro de esta categoría, los depósitos, generalmente situados al pie de una ladera con pendientes superiores a los 30-40° (Figuras 14, 15 y 16). En su génesis ha intervenido principalmente la gelifracción y la movilización de los clastos ha sido debida a la gravedad, generando acumulaciones heterométricas de cantos y bloques desde tamaño centimétrico hasta métrico. Se encuentran en los sistemas montañosos en los que ya se han citado laderas de bloques o glaciares rocosos. También se pueden diferenciar entre activos y fósiles. La importancia de los taludes de derrubios ha sido señalada en algunos lugares del mundo como lugares de importancia para la biodiversidad (Růžička *et al.* 2012). De todas las formaciones que se engloban dentro del THIC 8130 Desprendimientos mediterráneos occidentales y termófilos, es en los taludes de derrubios en los que la dinámica condiciona con mayor intensidad la posibilidad de colonización vegetal. En los taludes activos, aparte del tamaño de los clastos, en general menor que en los campos de bloques, es determinante el grado de actividad. En aquellos que son funcionales, el aporte continuo de materiales, bien por avalanchas de nieve o por flujo de derrubios, impide que las plantas se asienten. Por el contrario, a medida que pierden su actividad, se produce una colonización progresiva desde los bordes hacia el centro favorecida, en muchos casos, por la presencia de finos.



Figura 14 Talud de derrubios. Picos de Europa (Cantabria). Autor: Augusto Pérez Alberti.

SEDIMENTARY FEATURES	DEPOSITIONAL PROCESSES			
	rockfall/debrisfall	debrisflow		waterflow
TYPE/GEOMETRY OF DEPOSITS	Fresh rock debris Resedimented gravel Upslope fining Varied runout Scattered clasts	Relatively broad lobes Highly elongate, tongue-shaped lobes (upslope fining) Levées Spill-over lobes		Toolmark grooves "Debris horn" Longitudinal grooves, debris ridges & clast-thick levées One clast-thick levées Small "digitated" lobe with frontal wash-out sand Levées of bypassing debrisflows Overbank sand
three-dimensional view	Lobate or "patchy" accumulations of debris; scattered large "outrunners"	High-viscosity debrisflow	Low-viscosity/watery debrisflow	Narrow, gully-type channels; or shallow channels with braid-bars
vertical cross-section	Upward fining Openwork Infilled by "tail"	Tabular beds Large "floating" clasts	"Imbricate" beds Lenticular beds with "imbricate" or more complex stacking	Remnant debrisflow deposits Tractional infill Isolated channel-fills (up to 1.5 m thick)
TEXTURE AND STRUCTURE	Highly immature debris; mainly angular clasts Boulder to sand size grade. Clast-supported and commonly openwork, with pebbly to sandy infill at the top. Deposits often infilled with waterlain sand and/or redeposited soil material.	Matrix-rich to clast-supported. Sandy/muddy matrix. Common "coarse-tail" inverse grading and outsized cobbles or boulders.	Clast-supported, bouldery to cobbly "heads" and clast- to matrix-supported, pebbly upslope "tails". Common normal grading.	Unsorted, scattered clasts and gravel "patches" infilled with waterlain sand or pebbly sand. The sand in large interstices shows stratification, but is massive, very fine/silty and possibly shell-bearing in submarine deposits.
CLAST FABRIC	Boulders and large cobbles often show "rolling" fabric, a(t) or a(t)l(b)(l), when emplaced frontally in isolation. Many large clasts upslope show "sliding" fabric a(p), but a disorderly "adjustment" fabric predominates; "shear" fabric a(p) often typifies the avalanche's overriding tail, when evolved into a grainflow.	Large clasts mainly aligned downflow, a(p) or a(p)l(a)(l), but showing a(t) orientation along the lobe front.	Common "rolling" fabric a(t) in the frontal and top part of the debrisflow head; common "shear" fabric a(p) or a(p)l(a)(l) in the flow's tail.	Mainly disorderly (chaotic "melt-out" fabric). Boulders and cobbles deposited from turbulent snowflows may have "rolling" fabric a(t), but the scattered debris is vulnerable to rotation by subsequent avalanches. Dense snowflows and slushflows may create "shear" fabric a(p), but this loses order during the melt-out.
DEBRIS SOURCE	Weathered bedrock.	Glacial till, kame terraces and upper-slope colluvium.		Glacial till and upper-slope colluvium, including fresh bedrock. Common slope-soil erosion.

Figura 15 Tipos de taludes de derrubios. Fuente: extraída de Blikra & Nemeč (1998).

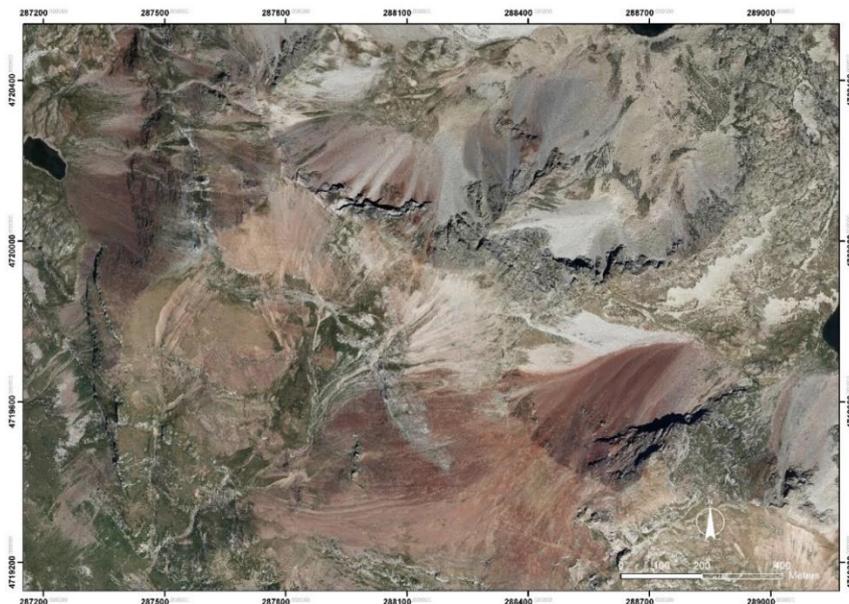


Figura 16 Taludes de derrubios en el sector de Benasque (Huesca). Fuente: elaboración propia a partir de ortofotografías del PNOA.

2.3. Laderas y salientes rocosos

Con el objeto de poder identificar las formaciones rocosas con los tipos de hábitat de interés comunitario existentes, es conveniente usar una terminología más adecuada y, por tanto, denominar laderas y salientes rocosos a las pendientes rocosas, en lugar de afloramientos dado que un afloramiento es un lugar en dónde aflora la roca y ello lleva a confusión. Siendo aún más exacto habría que decir que si por laderas se entienden los planos con diferente inclinación que construyen el relieve, los salientes, crestas, picachos, formas acastilladas o en cúpula (domo), están construidas por varias laderas.

Entendiendo pues que en este apartado se engloban laderas y salientes, cóncavas, rectilíneas o convexas, las más importantes se han generado sobre rocas graníticas y metamórficas.



2.3.1. Laderas y salientes graníticas

Dentro de las formas graníticas se pueden diferenciar las siguientes geoformas (Figura 17).

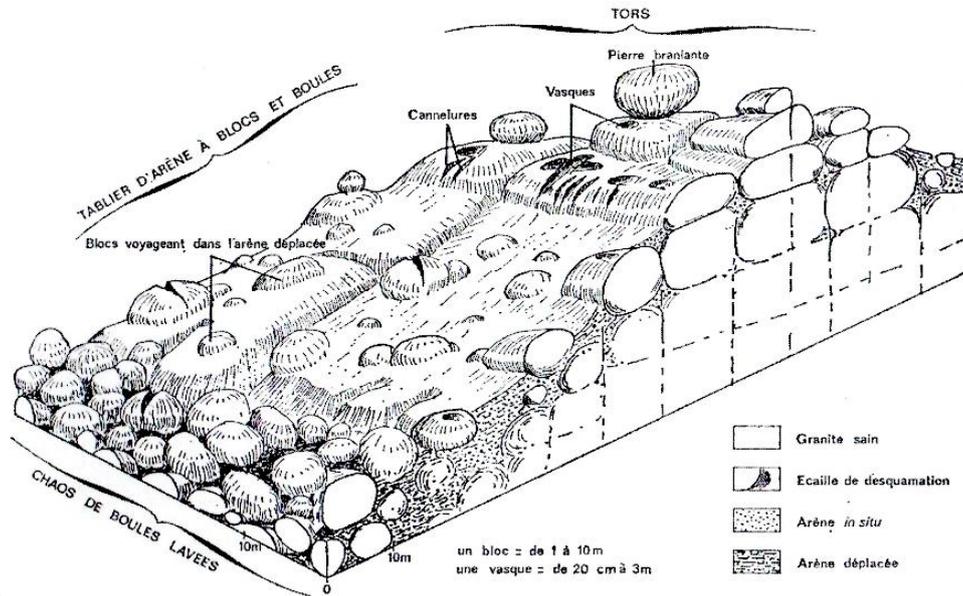


Figura 17 Agrupación de formas graníticas. Fuente: extraída de Godard (1977).

Domos graníticos

Son colinas en forma de cúpula (Figura 18), de vertientes bien marcadas y con fuerte pendiente, en las que dominan rocas sin alterar y que suelen contener microformas como canales o marmitas en superficie. Su perfil está en relación a las fracturas generadas por descompresión y su forma en planta, sigmoideas o romboidales, con la distribución de las fracturas, que surgieron en su mayor parte por movimientos transcurrentes. Se trata pues de formas controladas por la tectónica y modeladas por procesos de edafogénesis/morfogénesis, es decir, una fase de alteración de la roca en profundidad (edafogénesis) seguida de otra erosiva, de destrucción de la capa de alteritas (morfogénesis) que permitió que afloraran las geoformas. El diseño de los domos favorece la escorrentía y potencia el calentamiento por insolación solar. Este hecho y el de que suelen ser formas compactas dificultan la colonización vegetal por lo que las plantas ocupan únicamente la presencia de discontinuidades en las que la alteración incipiente de la roca o la acumulación de suelo propician una mayor humedad y, ocasionalmente, el crecimiento de plantas. En el resto únicamente se observan líquenes.



Figura 18 Domo granítico. O Pindo (Carnota, A Coruña). Autor: Augusto Pérez Alberti.

Crestas rocosas

Son alineaciones de picachos *in situ* que conforman relieves acastillados. Su génesis está relacionada con una intensa red de fracturas de la roca. Este hecho provoca la existencia de paredes verticales, formas en dientes de sierra y caos de bloques en la base. En su génesis, como en el caso anterior, han tenido gran importancia tanto lo estructural, el grado de fragmentación, como los procesos de alteración/erosión en el caso de los granitos y de disección diferencial, o sea la diferente resistencia de los materiales, en el caso de las cuarcitas. Son pues abundantes en los dos tipos de roca citados, granitos (Figura 19) y cuarcitas (Figura 20).



Figura 19 Crestas graníticas. O Pindo (Carnota, A Coruña). Autor: Augusto Pérez Alberti.



Figura 20 Crestas de cuarcitas. Serra de Meira (Lugo). Autor: Augusto Pérez Alberti.

Campos de bolos graníticos (Penedos/Berrocales)

Son bloques de roca inalterada, con distinto grado de redondez (Figuras 21 y 22). Como en el caso de otras formas graníticas, se han desarrollado bajo la superficie del suelo por procesos de alteración química y han aflorado en superficie por la erosión de la capa de alteración.



Figura 21 Campo de bolos. Pena Corneira (Ourense). Autor: Augusto Pérez Alberti.



Figura 22 Campo de bolos en medio de turberas. Serra do Xistral (Lugo). Autor: Augusto Pérez Alberti.

Caos de bloques graníticos angulosos

Consisten en bloques de roca sin alterar, de formas y dimensiones variables, que se han acumulado en las laderas al lavarse la capa de alteración (Figura 23). Suelen presentar formas angulosas en los granitos y redondeadas en las granodioritas. Su tamaño está en relación con el grado de fragmentación de las rocas.

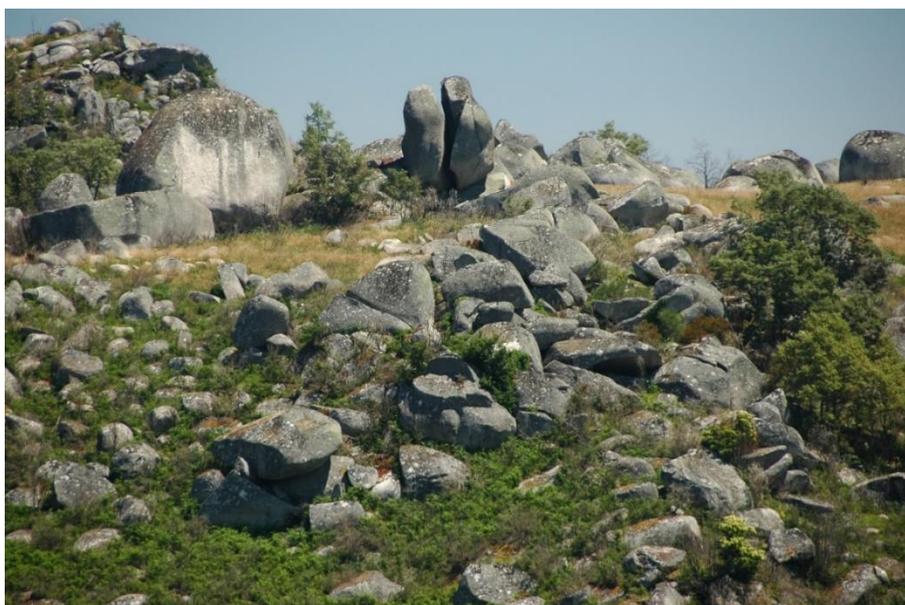


Figura 23 Bolos y caos de bloques. Pena Corneira (Ourense). Autor: Augusto Pérez Alberti.



2.3.2. Laderas y salientes calizos

Lo dicho en el caso de las silíceas, en relación con la denominación de 'pendientes', sirve para las rocas calizas. En el caso de las laderas y salientes calizos también es mejor usar los términos mesas, laderas y salientes y no pendientes y afloramientos. En cualquier caso, dentro de las formas modeladas sobre rocas calizas el análisis se centra en las exokársticas, o sea las que se han generado en superficie, frente a las endokársticas que se han formado en el interior (Figura 24). Dentro de las primeras, que son las que se asocian a los ecosistemas estudiados se pueden diferenciar las siguientes formaciones.

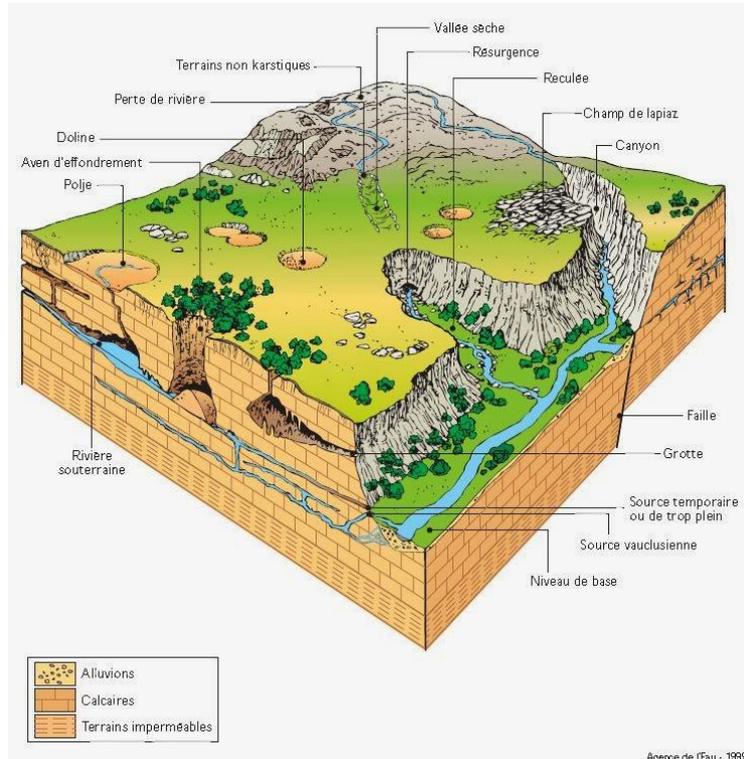


Figura 24 Tipos de geformas calizas. Fuente: extraída de *Agence de l'Eau* (Francia), *L'eau dans le bassin Rhône Méditerranée*¹.

Laderas o mesas con lapiazes o lenares

El agua de lluvia, el hielo, y la nieve producen una corrosión química al entrar en contacto con la roca caliza, debido a que las aguas tienen un alto contenido de dióxido de carbono (CO₂). Este proceso de desgaste produce: grietas, estrías, acanaladuras, perforaciones fistulares y alveolares, fisuras planares, etc. Se trata de regueros o cavidades separadas por pequeños salientes de tamaño variable desde unos pocos centímetros a varios metros (Figura 25).

¹ <http://www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr/milieux-aquatiques/eaux-souterraines/formations-geologiques/calcaires.php>.



Cuando se encuentran en pendiente las aristas de los lapiaces pueden presentar cierta continuidad. En ese caso, se habla de lapiaces lineales, que pueden adoptar formas sinuosas que asemejan regueros. En sectores planos, con numerosas fracturas, el lapiaz se abre a partir de las discontinuidades generando un entramado de surcos perpendiculares unos a los otros. Si las cavidades son más o menos circulares se llaman lapiaces alveolares.



Figura 25 Lapiaces superficiales. Ciudad Encantada (Cuenca). Autores: Rocío Romar y Xacobo de Toro.

Crestas calizas

Se trata de salientes rocosos que sobresalen sobre el resto con vertientes de fuerte pendiente (Figura 26). La combinación de una amplia red de fracturas ha favorecido la disolución diferencial de la caliza dando lugar a formas de sierra.

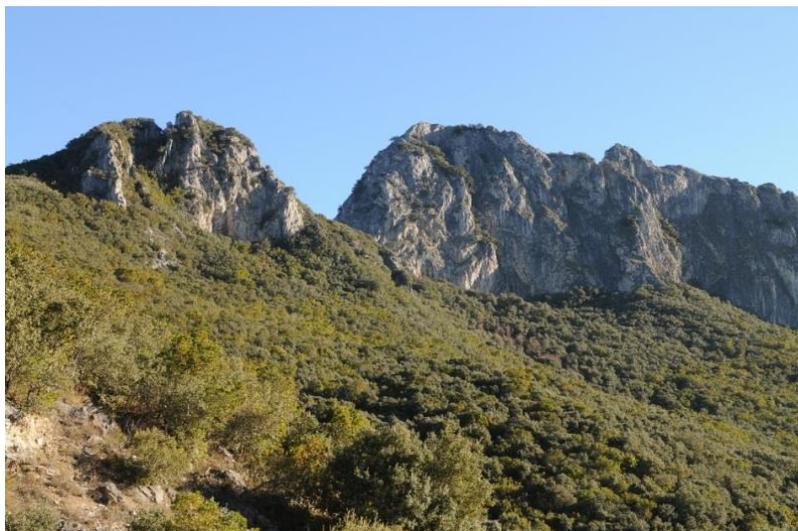


Figura 26 Crestas calizas en Penedos de Oulego. Rubiá (Ourense). Autor: Augusto Pérez Alberti.



Dolinas o torcas

Se trata de depresiones circulares enmarcadas por laderas con fuerte pendiente (Figuras 27, 28 y 29). Pueden tener formas diversas (a veces, forma de cono invertido) y unirse con otras vecinas, formando *uvalas*. Unas se forman por el avance de la disolución que avanza progresivamente dando lugar a formas en embudo (Figuras 27 y 28). Otras por colapso, al hundirse el terreno sobre una cavidad kárstica, por desplome de su techo (Figuras 27 y 29).

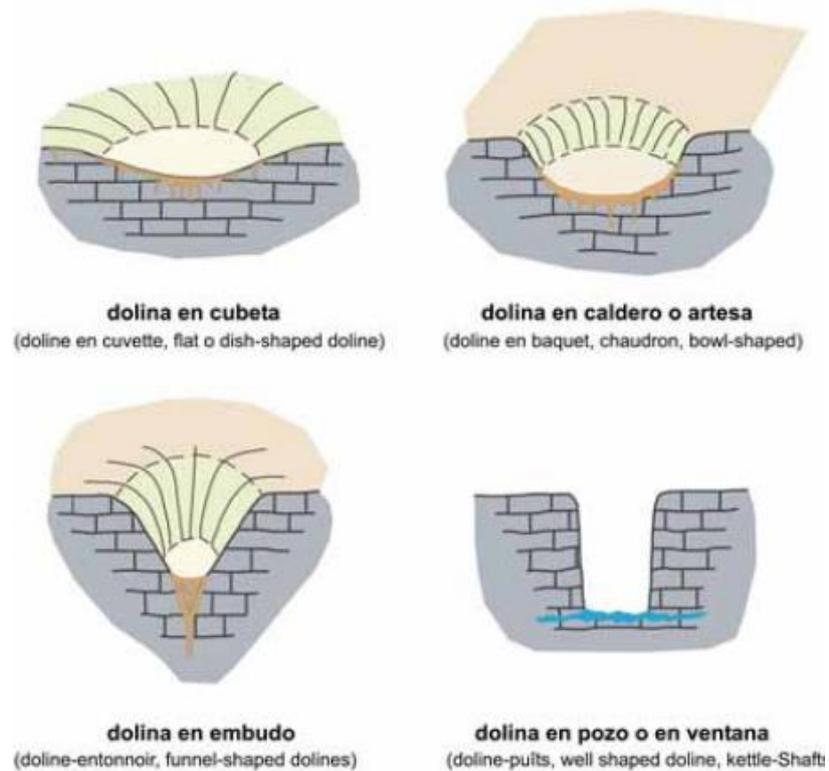


Figura 27 Clasificación morfométrica de las dolinas (a partir de Nicod 1972). Fuente: extraída de Sánchez *et al.* (2010).



Figura 28 Dolina en embudo. Pozondón (Teruel). Autor: Augusto Pérez Alberti.



Figura 29 Dolina en pozo. Pozondón (Teruel). Autor: José Luis Peña Monné.

Mogotes

Se trata de salientes rocosos con forma de seta (Figura 30). Son el resultado de la erosión del macizo calizo a partir de sistemas de fracturación.

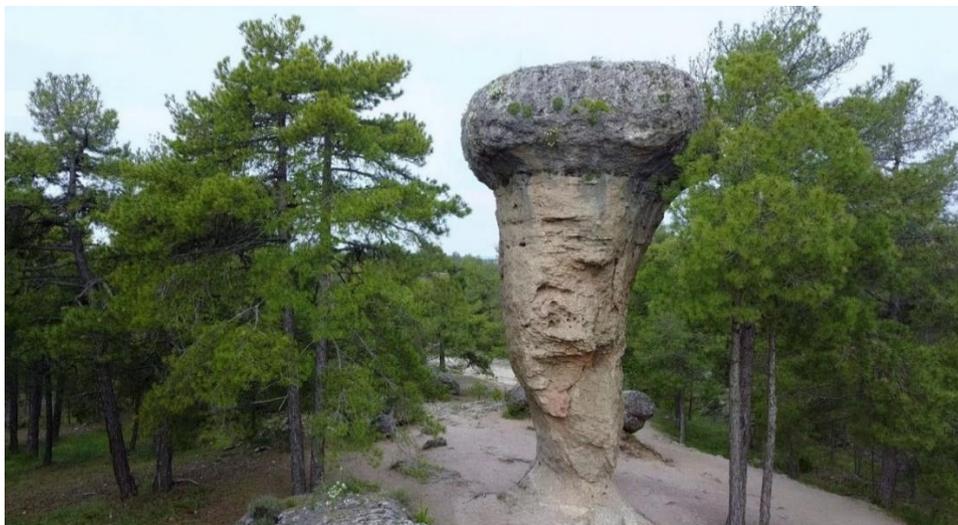


Figura 30 Mogote. Ciudad Encantada (Cuenca). Autores: Rocio Romar y Xacobo de Toro.



Hoces o cañones

El encajamiento de la red fluvial en los sectores calizos, en muchas ocasiones favorecidos por levantamientos tectónicos, favorece la apertura de hoces o cañones bordeados por paredes verticales (Figura 31), en las que se suelen observar oquedades o muescas erosivas indicativas de antiguos canales fluviales subterráneos o aéreos.



Figura 31 Ermita de San Bartolomé sobre un meandro del río Lobos. Cañón del Río Lobos (Soria). Autor: Antonio Fernández Cortés. Fuente: extraída del blog *K2delaskumbres*. (<https://k2delaskumbres.blogspot.com/2017/05/canon-rio-lobos-senda-de-las-gullurias.html>)

2.3.3. Laderas o salientes rocosos modeladas sobre areniscas y conglomerados

Pese a su espectacularidad no es fácil encontrar bibliografía referente a la tipología y génesis de geformas modeladas sobre areniscas y conglomerados que crean paisajes espectaculares caso de mallos (Figura 32), tormos (Figuras 33, 34, 35 y 36) o torrollones (Figuras 37 y 38).

La formación de corredores, callejones y pasadizos está relacionada con procesos de meteorización, básicamente química, a lo largo de las fracturas por concentración del agua, produciendo el ensanchamiento de las fracturas y apareciendo un residuo alteración. El principal proceso que conduce a este resultado es el de la disolución, que favorecería la disgregación granular o arenización de la roca dura. Para ello, es necesario que las areniscas hayan estado expuestas durante mucho tiempo a condiciones meteóricas. Por otro lado, como la arenisca del Rodeno está formada básicamente por granos de cuarzo y cemento también silíceo, se necesita la existencia de ambientes húmedos que incrementen la eficacia de la disolución.



Figura 32 Los Mallos de Riglos desde el Sendero de Os Fils (Huesca). Fuente: extraída del sitio web *Excursiones por Huesca* (<https://www.excursionesporhuesca.es/actividades/mirador-de-los-buitres-por-sendero-os-fils/>).

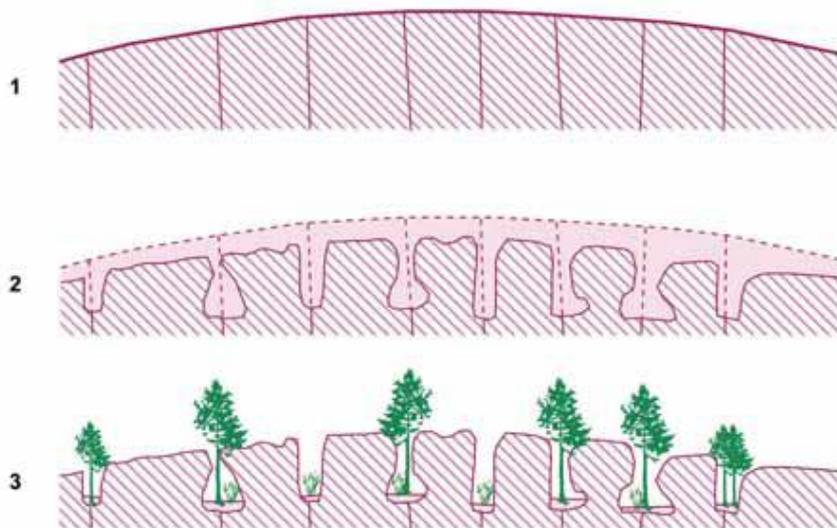


Figura 33 Formación de tormos y corredores sobre areniscas en la Sierra de Albarracín (Teruel). Fuente: extraída de Sancho *et al.* (2010).



Figura 34 Tormos sobre areniscas. Sierra de Albarracín (Teruel). Autor: Augusto Pérez Alberti.

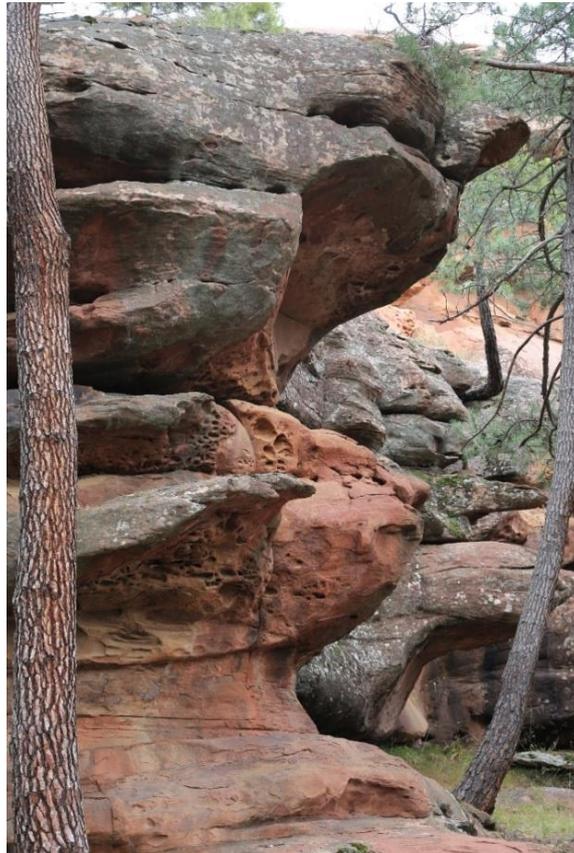


Figura 35 Detalle de tormo en el Rodeno de Albarracín (Teruel). Autor: José Luis Peña Monné.



Figura 36 Pared rocosa. Sierra de Albarracín (Teruel). Autor: Augusto Pérez Alberti.



Figura 37 Torrollones. La Gabarda (Huesca). Autor: José Luis Peña Monné.



Figura 38 Detalle torrallones. La Gabarda (Huesca). Autor: José Luis Peña Monné.

2.3.4. Laderas o salientes rocosos modelados sobre rocas volcánicas

Campos de lava

Las erupciones volcánicas producen dos tipos principales de material, lava y piroclastos. El espectro de texturas superficiales de los campos de lava es grande, y composiciones de lava idénticas pueden mostrar texturas muy diferentes debido a sutiles variaciones en la tasa de efusión o en la historia de enfriamiento. Por lo general, se han descrito dos tipos de lava, la *aa* y la *pahoehoe*, nombres originarios de Hawái. La *aa* (Figuras 39 y 40) se caracteriza por ser rugosa, a modo de acumulación de bloques sueltos. Un rasgo curioso de los flujos de lava *aa* son las bolas de lava o rollos de núcleo sólido a lo largo de la superficie de un flujo de lava, que van acumulando, a modo de una bola de nieve, fragmentos de roca fundida. Pueden alcanzar varios metros de diámetro y forman montículos en medio de la planicie lávica. En contraste con la *aa*, la lava *pahoehoe* (Figura 41) se caracteriza por una superficie lisa compuesta por la coalescencia de coladas, a menudo adornados con una amalgama de 'cuerdas' entrelazados, a modo de bobinas.



Figura 39 Coladas lávicas. Parque Nacional del Teide (Tenerife). Autor: Augusto Pérez Alberti.



Figura 40 Coladas de lava aa. Cañadas del Teide (Tenerife). Autor: Augusto Pérez Alberti.



Figura 41 Coladas de lava *pahoehoe*. Tenerife. Autor: Augusto Pérez Alberti.

En las islas Canarias (Beltrán & Dóniz 2009) dentro de las lenguas y campo de lavas se reconocen lavas *pahoehoe*, *aa*, en bloques y de transición. Las lavas *pahoehoe* son muy fluidas y emitidas a altas temperaturas y muestran toda la gama de formas posibles asociadas a los flujos de tipo *pahoehoe*, incluyendo lavas en losas, en planchas, cordadas, replegadas, drapeadas, en pliegues, bulbosas, en tripas y digitadas, incluso, lavas de transición con elementos *aa* relacionados con factores de evolución de las *pahoehoe*.

En general, la topografía superficial está compuesta por fragmentos heterométricos sueltos y rotos, de tipo escoriáceo, vesiculados, con aristas vivas, perfiles erizados, con diferentes grados de calado, con numerosos canales de derrame subaéreo, muros laterales de enfriamiento y los típicos arcos de empuje indicativos de la dirección del flujo de la lava en fusión. En ocasiones, se observa una importante presencia de bloques en los frentes lávicos y bolas de acreción en aquellas zonas donde la pendiente se acentúa. La estructura interna de este tipo de lavas permite diferenciar tres niveles: brecha de progresión basal, lava masiva con la formación de los basaltos columnares y escorias superficiales. Los ejemplos más llamativos de este tipo de superficies lávicas están relacionados con el volcanismo reciente, de época histórica.

Los tubos volcánicos pueden aparecer en cada una de las coladas descritas, aunque generalmente se asocian a coladas fluidas, de tipo basáltico, como las *pahoehoe* y las *aa*. Ello no quiere decir que no puedan desarrollarse sobre coladas procedentes de magmas más viscosos. Los tubos constituyen estructuras propias de los territorios volcánicos y por sí mismos conforman paisajes subterráneos de alto valor morfológico y biogeográfico (Dóniz & Coello 2007; Dóniz & Romero 2007). Se trata de cavidades subterráneas cuya formación es sincrónica a la de la roca sobre la que se desarrolla, por tanto, su génesis está determinada por factores tales como grado de acidez del magma, dinámica de los flujos, cambios en el caudal de la lava, topografía, etc. Las cuevas volcánicas no constituyen un hecho aislado



del fenómeno eruptivo. Sin embargo, dado que su formación es subterránea, el interés y la curiosidad científica que han despertado generalmente es menor que en otras estructuras volcánicas subaéreas como los edificios volcánicos o las lenguas de lava que los albergan (Dóniz *et al.* 2007). La formación de los tubos volcánicos está ligada al proceso de enfriamiento y consolidación de las corrientes de lava y se debe, por un lado, al contacto de la superficie de la corriente lávica con la atmósfera y, por otro, al de su base con la superficie previa por donde circula. Este hecho determina una pérdida de la temperatura que favorece su consolidación externa, mientras que su interior continúa aún en estado fundido y el magma fluye sin obstáculos, siempre y cuando la altura de la colada supere su altura crítica. Al disminuir el flujo lávico pueden llegar a crearse vacíos internos que configuran auténticas galerías subterráneas. Los tubos volcánicos son cavernas subterráneas de gran desarrollo longitudinal que se desarrollan en el seno de las corrientes lávicas, constituyendo, en realidad, las vías a partir de las cuales se efectúa su derrame.

Roques

Cuando el magma es muy viscoso puede taponar el conducto de salida, siendo los materiales empujados con lentitud, dando lugar a la formación de domos volcánicos conocidos en Canarias como roques. Son, en general, de tonalidades claras al estar constituidos por rocas traquíticas y fonolitas. El Roque de Agando en La Gomera y el de Las Animas, cerca de Taganana, en Tenerife, son dos buenos ejemplos (Figura 42).



Figura 42 Roque de Agando. isla de La Gomera (islas Canarias). Fuente: Tragsamedia. Banco de imágenes del Grupo Tragsa.



3. PROPUESTA DE CLASIFICACIÓN EN FUNCIÓN DE LA LITOLOGÍA Y LAS FORMAS

A continuación, se presenta una propuesta de clasificación de los tipos de hábitat rocosos en función de la litología y las formas.

Tabla 1 Tabla resumen con la propuesta de clasificación de los ecosistemas rocosos. Fuente: elaboración propia.

Tipos de hábitat rocosos	Geoformas	Granitos	Calizas	Metamórficas	Cuarcitas	Areniscas-Conglomerados	Volcánicas
THIC 8130 Desprendimientos mediterráneos occidentales y termófilos	Campos de bloques, laderas de bloques, ríos de bloques, morrenas de nevero y glaciares rocosos	X	X	X	X		
	Taludes de derrubios	X	X	X			
THIC 8220 Laderas y salientes rocosos calizos con vegetación casmofítica	Domos, campos de bolos o berrocales y caos de bloques	X					
	Crestas rocosas	X		X	X		
	Columnas rocosas (mallos, tormos, torrollones)					X	
THIC 8230 Roquedos silíceos con vegetación pionera del <i>Sedo-Scleranthion</i> o del <i>Sedo albi-Veronicion dillenii</i>	Domos, campos de bolos o berrocales, laderas sin suelo	X		X			
THIC 8210 Laderas y salientes rocosos calcícolas con vegetación casmofítica	Lapiazes, dolinas o torcas, laderas de hoces o cañones		X				
	Columnas rocosas (mogotes)		X				
THIC 8320 Campos de lava y excavaciones naturales	Coladas <i>aa</i> , y <i>pahoehoe</i>						X
	Roques						X



4. CONSIDERACIONES FINALES SOBRE CARTOGRAFÍA DE REFERENCIA

Es necesario resaltar que para el seguimiento de los ecosistemas rocosos continentales y marinos se ha llevado a cabo un análisis de la cartografía existente, tanto de la específica de los diferentes tipos de hábitat, como de otras (*Corine Land Cover*, Inventario Forestal y, muy especialmente, el SIOSE años 2005 y 2011), a partir del cual se pueden extraer las siguientes conclusiones (Pérez-Alberti 2019):

1. Que la cartografía de la que se dispone no sirve, en la mayor parte de los casos, para conocer con exactitud la delimitación de los diferentes ecosistemas. La cartografía temática de la Red Natura 2000 es la menos fiable, como se puede ver en la Figura 43.

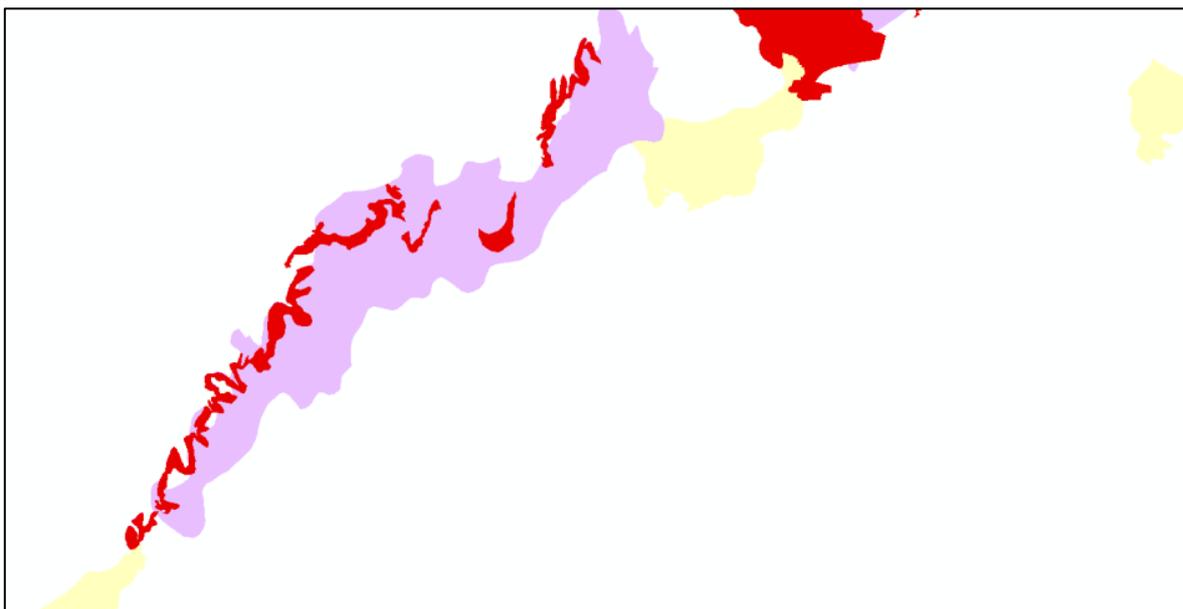


Figura 43 Cartografía de Red Natura 2000 (violeta), acantilados (rojo) y playas (amarillo). Escala 1:24.000. Fuente: elaboración propia a partir del SIOSE (2011).

2. La cartografía de los diferentes tipos de hábitat debe ser revisada dado que su precisión es muy escasa y contiene numerosos errores.
3. De todas ellas la del SIOSE es la que permite saber dónde están algunos ecosistemas rocosos, caso de acantilados (Figura 44) o salientes rocosos y en menor medida los glaciares (Figura 45). Sin embargo, la escala usada no permite ver otros ecosistemas como las plataformas costeras o los desprendimientos.
4. Lo anterior lleva a una primera conclusión: la necesidad de decidir la escala a utilizar para cartografiar los diferentes ecosistemas.

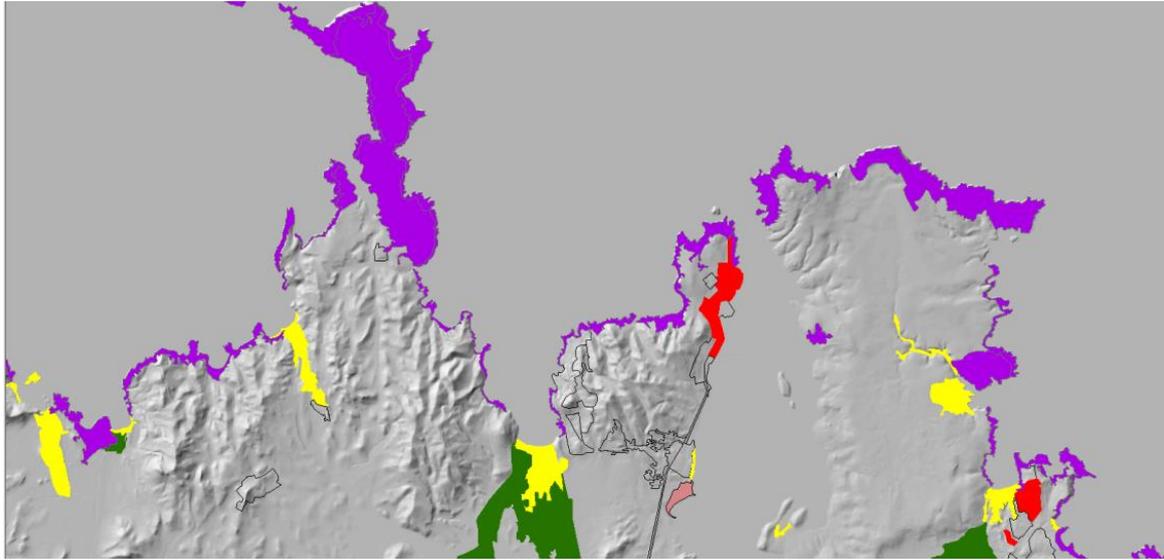


Figura 44 Cartografía de tipos de costa según SIOSE (2011). Escala 1:45.000. Fuente: elaboración propia a partir del SIOSE (2011).



Figura 45 Cartografía de los glaciares pirenaicos. Escala 1:25.000. Fuente: elaboración propia a partir del SIOSE (2011) sobre ortofotografía del PNOA.



5. REFERENCIAS

- Ballantyne C K & Harris C. 1994. *The Periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press. Cambridge. 330 pp.
- Ballantyne C K. 1998. Age and significance of mountain-top detritus. *Permafrost and Periglacial Processes*. 9: 327–345.
- Beltrán E & Dóniz J. 2009. 8320 Campos de lava y excavaciones naturales. 124 pp. En: VV.AA. *Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España*. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. Madrid.
- Blikra L H & Nemeč W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*. 45: 909-959.
- Boelhouwers J C. 1999. Relict periglacial slope deposits in the Hex River Mountains, South Africa: observations and palaeoenvironmental implications. *Geomorphology*. 30(3): 245-258.
- Chueca J & Julián A. 2004. Relationship between solar radiation and the development and morphology of small cirque glaciers (Maladeta mountain massif, Central Pyrenees, Spain). *Geografiska Annaler*. 86A(1): 81-89.
- Chueca J & Julián A. 2006. La degradación reciente de los glaciares del Pirineo español: datos de pérdida de superficie durante el período de observación 1981/2005-2006. *Boletín Glaciológico Aragonés*. 7: 9-182.
- Chueca J, Julián A & López-Moreno J I. 2007. Recent evolution (1981-2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain: extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors. *Journal of Glaciology*. 53(183): 547-557.
- Chueca J, Julián A, López-Moreno J I, Peña J L & Camins J. 2004a. Análisis de la evolución reciente de los glaciares del macizo de la Maladeta (Pirineo Central español): cuantificación de pérdidas de superficie y volumen. *Boletín Glaciológico Aragonés*. 5: 9-164.
- Chueca J, Julián A & René P. 2004b. Estado de los glaciares en la cordillera pirenaica (vertientes española y francesa) a finales del siglo XX. pp. 91-102. En: Benito G & Díez Herrero A (eds.) *Contribuciones recientes sobre geomorfología*. Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología. SEG-CSIC. Madrid.
- Dóniz J & Coello E. 2007. Geomorfología del tubo volcánico de Montaña del Castillo (Tenerife, Canarias, España). *Cuaternario y Geomorfología*. 21(3-4): 149-154.
- Dóniz J & Romero C. 2007. Gully erosion on cinder cones of Tenerife (Canary Islands, Spain). pp. 40-41. En: Casalí J & Giménez R (eds.) *Progress in gully erosion research*. Universidad Pública de Navarra. Pamplona.
- Dóniz J, Coello E, Romero C & Guillén C. 2007. Valoración del patrimonio geomorfológico del tubo volcánico de Montaña del Castillo (Tenerife, Canarias). *Minius: Revista do Departamento de Historia, Arte e Xeografía*. 15: 85-96.
- Francou B. 1977. La «moraine de névé» du Lautaret: nouvelle interprétation. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*. 54(445): 247-253.



- Godard A. 1977. Pays et paysages du granite: introduction à une géographie des domaines granitiques (Vol. 21). Presses universitaires de France.
- Gutiérrez M & Peña J L. 1977. Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). Boletín Geológico y Minero. 88: 109-115.
- Haeberli W, Hallet B, Arenson L, Elconin R, Humlum O, Kääb A Kaufmann V, Ladanyi B, Matsuoka N, Springman S, & Mühl D V. 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. Permafrost and periglacial processes. 17(3): 189-214.
- Kääb A, Kaufmann V, Ladstädter R & Eiken T. 2003. Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. pp. 501-506. In: Eighth International Conference on Permafrost (Vol. 1). Balkema.
- López-Moreno J I, Nogués D, Chueca J & Julián A. 2006a. Glacier development and topographic context. Earth Surface Processes and Landforms. 31(12): 1585-1594.
- López-Moreno J I, Nogués D, Chueca J & Julián A. 2006b. Change of topographic control on the extent of cirque glaciers since the Little Ice Age. Geophysical Research Letters. 33: L24505.
- López-Moreno J L, Revuelto J, Rico I, Chueca-Cía J, Julián A, Serreta A, Serrano E, Martín Vicente-Serrano S, Azorin-Molina C, Alonso-González E & García-Ruiz J M. 2016. The Thinning of the Monte Perdido Glacier in the Spanish Pyrenees since 1981. The Cryosphere. 10: 681-694.
- Nicod J. 1972. Pays et paysages du calcaire. Presses Universitaires de France. 244 pp.
- Pérez-Alberti A & Rodríguez-Gutián M. 1993. Formas y depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglaciario en las Sierras Septentrionales y Nororientales de Galicia. pp. 91- 106. En: Pérez Alberti A, Guitián Rivera L & Ramil Rego P. La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos jacobeos. Xunta de Galicia.
- Pérez-Alberti A. 2019. Descripción de métodos para estimar las tasas de cambio de la 'Superficie ocupada' por los tipos de hábitat rocosos y glaciares. Serie "Metodologías para el seguimiento del estado de conservación de los tipos de hábitat". Ministerio para la Transición Ecológica. Madrid. 35 pp.
- Růžička V, Zacharda M, Němcová L, Šmilauer P & Nekola J C. 2012. Periglacial microclimate in low-altitude scree slopes supports relict biodiversity. Journal of Natural History. 46(35-36): 2145-2157.
- Sánchez M, Peña J L, Lozano M V & Moya C. 2010. Los campos de dolinas de la Sierra de Albarracín. pp. 89-110. En: Peña J L, Sánchez M & Lozano M V (eds.) Las formas del relieve de la Sierra de Abarracín. Centro de Estudios de la Comunidad de Albarracín. Colección Estudios, 7.
- Sancho C, Benito G & Machado M J. 2010. El modelado en areniscas del rodano de Albarracín. pp. 189-218. En: Peña J L, Sánchez M & Lozano M V (eds.) Las formas del relieve de la sierra de Albarracín. Centro de Estudios de la Comunidad de Albarracín. Colección Estudios, 7.
- WGMS. 2013. Glacier Mass Balance Bulletin N°. 12 (2010-2011). 106 pp. In: Zemp M, Nussbaumer S U, Naegeli K, Gärtner-Roer I, Paul F, Hoelzle M & Haeberli W (eds.) ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO. World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland.
- Wilson P, Bentley M J, Schnabel C, Clark R & Xu S. 2008. Stone run (block stream) formation in the Falkland Islands over several cold stages, deduced from cosmogenic isotope (^{10}Be and ^{26}Al) surface exposure dating. Journal of Quaternary Science. 23(5): 461-473.



Bibliografía adicional de interés

- Baltsavias E P, Favey E, Bauder A, Bosch H & Pateraki M. 2001. Digital surface modelling by airborne laser scanning and digital photogrammetry for glacier monitoring. *The Photogrammetric Record*. 17(98): 243-273.
- Blachut T J & Muller F. 1966. Some fundamental considerations on glacier mapping. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 3(6): 747- 759.
- Bolch T, Menounos B & Wheate R. 2010. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005. *Remote sensing of Environment*. 114(1): 127-137.
- Braithwaite R J. 2002. Glacier mass balance: the first 50 years of international monitoring. *Progress in Physical Geography*. 26(1): 76-95.
- Chen J & Ohmura A. 1990. Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. *Hydrology in Mountainous Regions I - Hydrological measurements; the water cycle. Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990. International Association of Hydrological Sciences Publication*. 193: 127–135.
- Chueca J & Julián A. 2009. 8340 Glaciares permanentes. 52 pp. En: VV.AA. Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España. Dirección General de Medio Natural y Política Forestal, Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. Madrid.
- Chueca J, Julián A & López-Moreno J I. 2003a. Variations of Glaciar Coronas, Pyrenees, Spain, during the 20th century. *Journal of Glaciology*. 49(166): 449-455.
- Chueca J, Julián A & Peña J L. 2002. Comparación de la situación de los glaciares del Pirineo español entre el final de la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad. *Boletín Glaciológico Aragonés*. 3: 13-41.
- Chueca J, Julián A, Saz M A, Creus J & López-Moreno J I. 2005. Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology*. 68: 167-182.
- Chueca J, López-Moreno J I & Julián A. 2003b. Determinación de espesores en el glaciar-helero de Coronas (Macizo de la Maladeta: Pirineo central español) mediante el empleo de geo-radar. *Boletín Glaciológico Aragonés*. 4: 111-124.
- Chueca J, Peña J L, Julián A & Blanchard E. 2000. Dinámica de los glaciares del Pirineo Aragonés: resultados de la campaña glaciológica del año 1998. *Boletín Glaciológico Aragonés*. 1: 13-41.
- Chueca J, Peña J L, Lampre F, García-Ruiz J M & Martí C. 1998. Los glaciares del Pirineo aragonés: estudio de su evolución y extensión actual. Universidad de Zaragoza. Zaragoza. 104 pp.
- Chueca J. 2000. Aplicación del enfoque geocológico en la definición de zonas de protección en espacios naturales protegidos: el caso de los Monumentos Naturales de los Glaciares Pirenaicos. pp. 103-112. En: Valle B (coord.) *Geografía y Espacios Protegidos*. Asociación de Geógrafos Españoles-FENPA. Madrid.
- Echelmeyer K, Harrison W, Larsen C, Sapiano J, Mitchell J, DeMallie J & Rabus B. 1996. Airborne elevation profiling of glaciers: A case study in Alaska. *Journal of Glaciology*. 42(142): 538–547.
- Fernández Á & González F. 2003. Gorrión alpino, *Montifringilla nivalis*. pp. 568-569. En: Martí R & Del Moral J C (eds.) *Atlas de las Aves Reproductoras de España*. Dirección General de Conservación de la Naturaleza, SEO/BirdLife. Madrid.



- Ferrer C, Mora J, Arenillas M, Navarro J & Cobos G. 2003. Evolución reciente de los aparatos glaciares del Pirineo español. *Revista de Ingeniería Civil*. 131: 17-22.
- Franco B & Pouyaud B. 2008. Glaciares: ¿cómo y dónde estudiarlos?. *Revista Virtual REDESMA*. 2: 9-17.
- Franco B, Pouyaud B & 12 others. 2004. Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Versión 1, Great Great Ice. IRD. Francia. 238 pp.
- Funk M, Morelli R & Stahel W. 1997. Mass balance of Griesgletscher 1961-1994: different methods of determination. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 33(1): 41-55.
- Gleitsmann L & Kappas M. 2006. Glacier monitoring survey flights below clouds in Alaska: oblique aerial photography utilizing digital multiple image photogrammetry to cope with adverse weather. *EARSel eProceedings*. 5(1): 42-50.
- Haeberli W, Cihlar J & Barry R G. 2000. Glacier monitoring within the global climate observing system. *Annals of Glaciology*. 31(1): 241-246.
- Haeberli W, Zemp M, Frauenfelder R, Hoelzle M & Käab A (eds.). 2005. Fluctuations of glaciers 1995-2000. Volume III. Zurich: IUGG (CCS)-UNEP-UNESCO. World Glacier Monitoring Service.
- Herrero Á. 2003. Treparriscos, *Trichodroma muraria*. pp. 520-521. En: Martí R & Del Moral J C (eds.) Atlas de las Aves Reproductoras de España. Dirección General de Conservación de la Naturaleza, SEO/BirdLife. Madrid.
- Immerzeel W W, Kraaijenbrink P D A, Shea J M, Shrestha A B, Pellicciotti F, Bierkens M F P & De Jong S M. 2014. High-resolution monitoring of Himalayan glacier dynamics using unmanned aerial vehicles. *Remote Sensing of Environment*. 150: 93-103.
- Jóhannesson T, Raymond C F & Waddington E W. 1989. Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *Journal of Glaciology*. 35(121): 355-369.
- Julea A, Vasile G, Petillot I, Trouvé E, Nicolas J M, Gay M & Bolon P. 2006. Simulation of SAR images and radar coding of georeferenced information for temperate glacier monitoring. *International Conference on Optimization of Electrical and Electronic Equipment*. 4: 175-180.
- Julián A, Chueca J, Peña J L, López-Moreno J I & Lapeña A. 2001. Dinámica de los glaciares del Pirineo aragonés: resultados de la campaña glaciológica del año 1999. *Boletín Glaciológico Aragonés*. 2: 13-36.
- Käab A, Huggel C, Paul F, Wessels R, Raup B, Kieffer H & Kargel J. 2002. Glacier monitoring from ASTER imagery: accuracy and applications. pp. 43-53. In: *Proceedings of EARSel-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space (Vol. 2)*.
- Karpilo R D J & Ronald D. 2009. Glacier monitoring techniques. pp. 141-162. In: Young R & Norby L. The Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Kaufmann V. 2012. The evolution of rock glacier monitoring using terrestrial photogrammetry: the example of Äusseres Hochebenkar rock glacier (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*. 105(2): 63-77.
- Ke L, Ding X & Song C. 2015. Heterogeneous changes of glaciers over the western Kunlun Mountains based on ICESat and Landsat-8 derived glacier inventory. *Remote Sensing of Environment*. 168: 13-23.



- Kennett M & Eiken T. 1997. Airborne measurement of glacier surface elevation by scanning laser altimeter. *Annals of Glaciology*. 24: 293-296.
- Knoll C & Kerschner H. 2009. A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data. *Annals of Glaciology*. 50(53): 46-52.
- Krabill W, Thomas R, Jezek K, Kuivinen K & Manizade S. 1995. Greenland ice sheet thickness changes measured by laser altimetry. *Geophysical Research Letters*. 22(17): 2341- 2344.
- Liboutry L. 1964. *Traité de Glaciologie*. 2 tomos, Masson. Paris.
- Liboutry L. 1974. Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. *Journal of Glaciology*. 13(69): 371-392.
- Machguth H, Paul F, Hoelzle M & Haeberli W. 2006. Distributed glacier mass-balance modelling as an important component of modern multi-level glacier monitoring. *Annals of Glaciology*. 43(1): 335-343.
- Maestro I C & Recio J A. 2004. Análisis comparativo de distintos métodos de estimación de la superficie glaciaria en el Pirineo axial aragonés a partir de imágenes *Landsat*. *GeoFocus. Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica*. 4: 79-92.
- Mennis J L & Fountain A G. 2001. A spatio-temporal GIS database for monitoring alpine glacier change. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 67(8): 967-974.
- Oerlemans J. 1994. Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science*. 264(5156): 243-244.
- Paterson W S B. 1994. *The Physics of Glaciers*. 3rd edition. Pergamon, Elsevier Science Ltd, Oxford.
- Paul F, Barry R G, Cogley J G, Frey H, Haeberli W, Ohmura A, Ommanney C S L, Raup B, Rivera A & Zemp M. 2009. Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources. *Annals of Glaciology*. 50(53): 119-126.
- Paul F, Käab A & Haeberli W. 2007. Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change*. 56(1): 111-122.
- Raup B, Racoviteanu A, Khalsa S J S, Helm C, Armstrong R & Arnaud Y. 2007. The GLIMS geospatial glacier database: a new tool for studying glacier change. *Global and Planetary Change*. 56(1): 101-110.
- Sánchez-Alonso C. 2003. Chova piquigualda, *Pyrrhocorax graculus*. pp. 544-545. En: Martí R & Del Moral J C (eds.) *Atlas de las Aves Reproductoras de España*. Dirección General de Conservación de la Naturaleza, SEO/BirdLife. Madrid.
- Serrano E & Agudo C. 2004. Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 99(1-4): 159-172.
- Serrano E, Martínez de Pisón E, Martínez R, Cantarino I & Navarro J. 1991. El glaciar noroccidental del Besiberri (Pirineo de Lérida). *Pirineos*. 137: 113-115.
- Thomas R, Krabill W, Frederick E & Jezek K. 1995. Thickening of Jacobshavns Isbrae, West Greenland, measured by airborne laser altimetry. *Annals of Glaciology*. 21: 259- 262.
- Würländer R, Eder K & Geist T. 2004. High quality DEMs for glacier monitoring—image matching versus laser scanning. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. 35(B7): 753-758.



Zemp M, Haeberli W, Bajracharya S, Chinn T J, Fountain A G, Hagen J O, Huggel C, Kääb A, Kaltenborn B P, Karki M, Kaser G, Kotlyakov V M, Lambrechts C, Li Z Q, Molnia B F, Mool P, Nellemann C, Novikov V, Osipova G B, Rivera A, Shrestha B, Svoboda F, Tsvetkov D G & Yao T D. 2007. Glaciers and ice caps. pp. 115–152. In: UNEP: Global outlook for ice & snow. UNEP/GRID-Arendal, Norway.