

Glaciares Rocosos (Glaciares de Escombros) – Crioformas Aún Cotidianamente Confundidas

Dr. Pablo Wainstein, Dr. Lukas U. Arenson y Sr. Juan Umerez
BGC Ingeniería Ltda., Santiago, Chile

ABSTRACT: Rock glaciers are characteristic landforms of the mountainous periglacial environment. Because of this terminology they are often mistaken as distinct forms of glaciers, whereas they are permafrost landforms that are comparable to slow moving landslides. Considering the ongoing global demand for natural resources and the depletion of easily accessible ones, new projects are increasingly being developed in remote areas. Consequently, the interaction between human development and glaciers, and rock glaciers is increasing. A perception has developed within the general public and regulatory bodies regarding the hydrological significance of rock glaciers. Current gaps in the scientific understanding lead to uncertainties regarding the terminology, heterogeneity of the prevailing periglacial conditions and the hydrological role of their associated landforms. We discuss key differences between glaciers and rock glaciers and provide insight on how the current confusion presents important challenges in the understanding of rock glacier behaviour and their hydrological significance. To appreciate rock glaciers, their environmental characteristics and ultimately potential impacts from developments, it is important to understand their morphological, dynamic and hydrological differences. In the absence of such understanding, it will not be possible to adequately assess natural changes and potential impacts from anthropogenic activities.

RESUMEN: Los glaciares rocosos son geoformas características del ambiente periglacial montañoso. Debido a esta terminología, a menudo se confunden como un tipo de glaciar, mientras que, son geoformas de permafrost comparables a deslizamientos lentos. Considerando la demanda mundial de recursos naturales y el agotamiento de los de fácil acceso, los proyectos nuevos se desarrollan en áreas más remotas. En consecuencia, la interacción entre el desarrollo humano y los glaciares, y los glaciares rocosos está aumentando. Últimamente se ha generado en el público general y en algunos órganos reguladores una percepción de la importancia hídrica de los glaciares rocosos. Sin embargo, las brechas científicas actuales dan lugar a incertidumbres en cuanto a la terminología, la heterogeneidad de las condiciones periglaciales imperantes y la función hidrológica de sus geoformas asociadas. Presentamos las principales diferencias entre los glaciares y los glaciares rocosos y se describe cómo la actual confusión plantea desafíos para la comprensión del comportamiento de los glaciares rocosos y su importancia hídrica. De modo de entender a los glaciares rocosos, sus características ambientales y, los posibles efectos de iniciativas de desarrollo industrial, es importante comprender sus diferencias morfológicas, dinámicas e hídricas. En caso contrario, no será posible evaluar adecuadamente sus cambios naturales y los posibles impactos de las actividades antropogénicas.

KEYWORDS: Ambiente glacial, ambiente periglacial, glaciar, glaciar rocoso, permafrost, hidrología, impacto

1. INTRODUCCIÓN

La continua y creciente demanda mundial de recursos naturales, ha resultado en que actividades humanas estén ubicadas cada vez en zonas más alejadas, remotas y de acceso complicado, con respecto a su latitud y altitud. Es así que, un número creciente de éstas se ubican en lugares característicos de ambientes

periglaciales secos de montaña, como los que se encuentran en los Andes Secos de Sudamérica, donde la presencia de geoformas periglaciales son más comunes que la presencia de crioformas glaciales. Consecuentemente, la interacción entre actividades humanas industriales y elementos del ambiente periglacial ha aumentado. En respuesta a esta creciente interacción, algunos países del mundo han establecido guías, lineamientos, evaluaciones ambientales y leyes que regulan el accionar de los proyectos en dichos ambientes,

las cuales son, en muchos casos, poco conocidas por el público general.

Pese al aumento de importancia percibida de elementos del ambiente periglacial por parte de entidades regulatorias y público general, existe incerteza con respecto a la terminología, heterogeneidad de las condiciones periglaciales reinantes y sobre el rol hídrico real de sus geoformas asociadas, especialmente de los glaciares rocosos. Más específicamente, se observa que cotidianamente se asocian los glaciares rocosos como un caso especial de glaciares, olvidando que son criofomas completamente diferentes, de origen distinto y con diferente dinámica, hidrología, morfología, régimen térmico, y pertenecientes a diferentes ambientes.

Al respecto, el presente artículo tiene por objetivo describir las principales diferencias existentes entre ambas criofomas y dar luces de cómo la confusión conceptual existente presenta serios desafíos en la comprensión de sus comportamientos y roles hídricos, especialmente bajo el marco del cambio climático global. Este artículo se basa en el desarrollo típico de las criofomas aludidas. Los autores están, sin embargo, al tanto de la existencia de diversos niveles de forma híbridas que resultan en criofomas complejas que pueden ser no fáciles de identificar y clasificar usando el sistema de clasificación comúnmente disponible. El artículo además comenta sobre la gran variedad de expresiones morfológicas existentes, y lo relativamente nuevo que es el estudio del ambiente periglacial en Los Andes, con relativamente pocas publicaciones científicas en comparación con áreas subyacentes por permafrost de montaña en Europa (Haeberli et al. 2010; 2013).

2. PERMAFROST Y AMBIENTE PERIGLACIAL

Según la Asociación Internacional de Permafrost (IPA), el permafrost (Figura 1) es un material de la litósfera que permanece permanentemente a 0°C, o por debajo de él. En este contexto, la "permanencia" se define generalmente como dos o más años consecutivos, de modo de establecer un valor mínimo de tiempo que evite, en la definición de un suelo como permafrost, el efecto de un solo invierno particularmente frío y largo (Muller, 1947; French, 2007; IPCC 2013).

Según esta definición, el permafrost puede, pero no necesita, contener agua o hielo. De acuerdo con esta definición puramente térmica, cada sustrato de suelo será permafrost cuando está sujeto a ciertas condiciones particulares de temperatura.

Permafrost es sinónimo de suelo perennemente criótico y es definido en base a su régimen térmico. No se encuentra necesariamente congelado, ya que el punto de congelamiento del agua potencialmente contenida puede estar deprimido en varios grados bajo 0°C, o presentar un contenido mínimo de agua. Es así que, todo suelo perennemente congelado es permafrost, pero no todo permafrost está congelado. Permafrost no debe ser considerado permanente a escalas geológicas, ya que cambios climáticos o de terrenos naturales o inducidos por el hombre pueden causar cambios en el régimen térmico del suelo. Cabe destacar que el permafrost puede presentar diversos grados de contenido de humedad o hielo de suelo, por lo que no se debe asociar al permafrost con la presencia sine qua non de hielo.

La mayoría de las áreas con presencia de permafrost experimentan descongelamiento estacional, durante el cual las temperaturas de la superficie del suelo se elevan por encima del punto de fusión y se descongela un cierto volumen de material directamente debajo de la superficie. El material que está sujeto a cambios de temperatura estacionales que cruzan los 0°C se denomina "capa activa" y tiene un grosor típico de 0,5 a 5 m.

La capa activa (Figura 1) es la capa del terreno sujeta a ciclos anuales de congelamiento y descongelamiento en áreas con subsuelo con permafrost (IPCC 2013). Esta capa no es parte del permafrost. La profundidad de la capa activa puede variar levemente de un año a otro, dependiendo de un número de variables tales como el material de la superficie, vegetación, cobertura nival, tipo de suelo, contenido de humedad del suelo y micro clima. Típicamente la capa activa es más gruesa a menores altitudes y más delgada en mayores altitudes.

En La Tierra, siempre habrá una capa activa sobre el permafrost, a menos que esté cubierto por un glaciar de base fría, y por lo tanto no se puede encontrar permafrost directamente hasta la superficie del suelo. Además, si el régimen térmico del suelo ya no se encuentra en equilibrio climático de largo plazo, las capas activas

tienden a mostrar tendencias de aumentar su espesor en forma natural.

Aproximadamente entre un 23% y un 25% de la superficie de La Tierra está subyugada por permafrost (Brown et al. 1997). Ahora bien, pese a que en Los Andes de Sudamérica no existe suficiente información detallada sobre las extensiones de la cobertura de permafrost, Azócar et al. (2017) muestran que hay una cantidad considerable de áreas, entre los 29° y los 32° de latitud Sur que son proclives a presentar tales condiciones. Gruber (2012), mediante una modelación global de zonificación de permafrost, estimó que un ~1,9% de la superficie de Chile, y un ~1,0% de la superficie Argentina podría presentar cobertura de permafrost.

El permafrost de montaña, tal como el que se puede encontrar en Los Andes, es simplemente permafrost, tal como se encuentra en otras latitudes, pero en donde su presencia está considerablemente definida en base a la influencia de la topografía en sus propiedades térmicas.

En tiempos actuales (French 2007), el término periglacial se refiere a una serie de procesos fríos no glaciares, y por lo tanto el término ambiente periglacial es un ambiente no glaciario (es decir libre de hielo superficial), formado y dominado por geofomas frías, y que presenta características morfológicas propias de los ciclos de congelamiento y descongelamiento. A nivel internacional, su definición no requiere de la presencia de permafrost e incluye las áreas afectadas por procesos de congelamiento estacional.

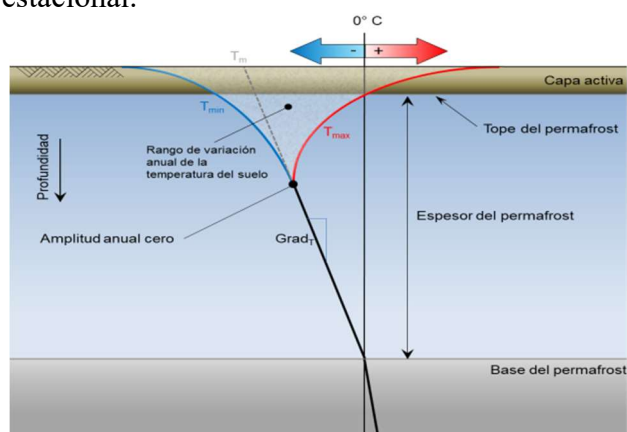


Figura 1. Esquema conceptual del régimen térmico típico de un suelo subyugado por permafrost. Fuente: Trombotto et al., 2014; modificado de Muller, 1947 y van Everdingen, 1998.

La terminología relacionada al permafrost y a los procesos periglaciales tiene variaciones locales en Sudamérica, que muchas veces

contradicen los conceptos usados internacionalmente, generando desafíos en reguladores, evaluadores de proyecto, dueños de proyectos y público en general. Actualmente, los principales problemas surgen de las diferencias relacionadas con las definiciones de: (a) ambiente periglacial y la distinción entre glacial y periglacial, (b) permafrost y (c) glaciares rocosos y la distinción de los procesos inherentes a glaciares descubiertos (blancos). En español se usa el término glaciario de escombros (como es en Argentina), pero históricamente en Chile se ha usado glaciario rocoso.

En Sudamérica, a diferencia del resto del mundo, la existencia de permafrost es una condición esencial para definir el ambiente periglacial. Ahora bien, la zona periférica a un glaciario es el área proglaciario, y no tiene relación con procesos de congelamiento y descongelamiento per sé cómo lo tiene el ambiente periglacial, siendo conceptos completamente diferentes.

Algo similar ocurre con la definición de ambiente glaciario, entendido como áreas actualmente cubiertas por glaciares u otra forma de hielo o nieve perenne (Benn y Evans 1998), pero que en Chile tiene variaciones. Algunas entidades definen formas glaciares bajo la definición de Lliboutry (1956), la cual considera que “cualquier masa de hielo perenne, formada por la acumulación de nieve, independientemente de su forma o tamaño y dinámica” es un glaciario. Cabe notar que una de las definiciones de glaciario más usadas en Sudamérica ha sido la postulada por el Grupo Intergubernamental de Expertos Sobre el Cambio Climático (IPCC 2013). La definición establece que un glaciario es una: “Masa permanente de hielo sobre tierra originada por nieve comprimida; muestra evidencias del flujo pasado y presente (mediante deformación interna y/o deslizamiento de su base) y está constreñido por el estrés interno y por el rozamiento de su base y de sus lados. Los glaciares se mantienen por la acumulación de nieve en grandes altitudes, compensada por la fusión en altitudes bajas y por la descarga vertida al mar. Una masa de hielo con el mismo origen que los glaciares, pero de tamaño continental se denomina manto de hielo. Es importante destacar que esta definición de glaciario no incluye a los glaciares rocosos. La no inclusión de éstos responde a que el IPCC reconoce que los glaciares rocosos son criofomas periglaciales y no glaciares, y por ende no son un tipo especial de glaciares y no son incluidos como tal en la definición de glaciario.

3. GLACIARES ROCOSOS

Una de las formas más icónicas y más estudiadas del ambiente periglacial son los glaciares rocosos (Barsch 1996; Colucci et al. 2016). Debido a que los glaciares rocosos, son, a diferencia de otras crioformas periglaciales, más fáciles de identificar y presentan buenos indicadores de la presencia de permafrost, han sido comúnmente usados como marcadores geográficos de la presencia de permafrost y para calibrar modelos de distribución espacial de permafrost (Arenson y Jakob 2010).

Según las definiciones de Capps (1910), White (1976), Washburn (1979), IANIGLA y CONICET (2010) y Trombotto et al. (2014), un glaciar rocoso es una masa de fragmentos de roca y material fino que yace en una pendiente y puede contener hielo intersticial, o un núcleo de hielo macizo, y presenta evidencias de movimiento gravitacional pasado o presente.

El glaciar rocoso (Figura 2) es una mesoforma criogénica de permafrost de montaña, sobresaturada en hielo que, si es activa, se mueve pendiente abajo por gravedad, reptación y deformación del suelo en la capa de permafrost. Se piensa que algunos glaciares rocosos se formaron, al menos parcialmente, por el enterramiento de hielo glacial (glaciares rocosos glaciogénicos), mientras que otros tienen un origen criogénico, es decir a partir de formas periglaciales.

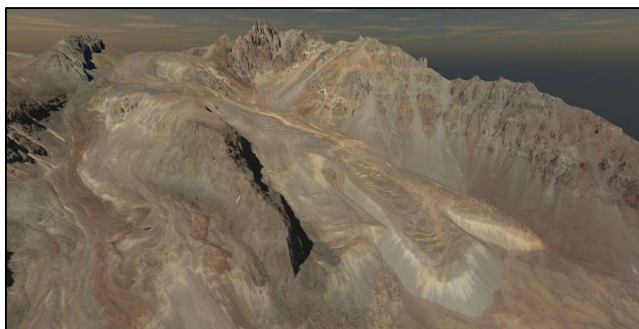


Figura 2. Vista aérea de un glaciar rocoso en los Andes de Chile. Fuente: Arenson 2014.

La diferencia clave entre ambos es la génesis del hielo de suelo que, en el primer caso viene de la metamorfosis de la nieve, y en el segundo, proviene del congelamiento directamente del agua líquida. La naturaleza de las partículas sólidas que componen un glaciar rocoso, son de granulometría que varía desde fina hasta bloques de roca. Es así que, se considera que el término “escombros o rocosos” es más adecuado que término “glaciar de roca”, ya que

éste último puede causar la confusión de darse a entender como una masa que solo contiene bloques de roca y potencialmente hielo.

De manera alternativa, los glaciares rocosos pueden desarrollarse a partir de glaciares cubiertos de detritos. Esto significa que los glaciares rocosos y los glaciares cubiertos de detrito pueden coexistir e incluso convertirse de una geoforma a la otra, y presentar formas transicionales mixtas por décadas o siglos. Sin embargo, esto no implica que los glaciares rocosos sean otra forma de glaciar.

Los glaciares rocosos activos, es decir, los glaciares rocosos que presentan señales de deformación activa, típicamente presentan frentes con pendientes con ángulos mayores a los ángulos de reposo del detrito en la parte superior. Además, la mayoría de los glaciares rocosos activos presentan crestas transversales en su superficie indicativo de su movimiento lento. En general, tienen forma de lenguas o lóbulos con morfologías superficiales similares a la de una colada de lava. Sin embargo, pueden alcanzar morfologías muy complejas (Frauenfelder y Kääb 2000), con zonas de aporte o de generación de cuencas compuestas y el desarrollo de más de un lóbulo frontal o una superposición de varios lóbulos

Un glaciar rocoso será inactivo cuando cesa su movimiento o deformación. Las complejas interacciones entre las condiciones climáticas y la dinámica de los glaciares rocosos, junto con los retardos inherentes de su reacción, pueden resultar en formas geomorfológicas complejas con diferentes estadios de desarrollo y actividad, que coexisten en una sola crioforma (Figura 3).



Figura 3. Imagen satelital mostrando glaciares rocosos de morfología compleja en los Andes Argentinos.

Una vez que el hielo de suelo contenido en un glaciar rocoso se haya derretido por completo, éste se denomina relicto o fósil y no forma más parte del ambiente periglacial ya que las temperaturas del suelo ya no permanecen bajo los

0°C.

Comúnmente los glaciares rocosos se encuentran al pie de circos o pendientes de roca, de donde proviene el material rocoso, la nieve (de avalanchas) y hielo (avalanchas de hielo) que los abastecen de masa. Adicionalmente, estas criofomas necesitan de la existencia de una pendiente moderada (15° a 25°) que permitan el movimiento gravitacional del material congelado.

En general, los glaciares rocosos se comportan más como deslizamientos de suelo lentos, tales como flujos de detritos o rocas, que como glaciares. Existen notorias diferencias que separan a estas dos criofomas, las que se pueden resumir en (cf. Barsch, 1996):

- Los glaciares rocosos activos existen principalmente dentro de áreas, al menos parcialmente subyacidas por permafrost, puesto que el suelo congelado de manera permanente es un requisito para su formación y sobrevivencia. Ahora bien, es común encontrar que, al menos, los glaciares rocosos de mayor tamaño, han reptado hacia afuera de la zona subyacida por permafrost, y están formando una isla de permafrost que se limita a la propia criofoma.
- Los glaciares rocosos tienen una capa activa en la parte superior que puede llegar a tener varios metros de grosor, y se congela y descongela anualmente en función de las estaciones del año. Por otra parte, los glaciares nunca presentan temperaturas por encima de cero grados Celsius, ya que el hielo se mantiene en 0°C o menos.
- A diferencia de los glaciares (descubiertos y cubiertos), los glaciares rocosos no tienen una línea de equilibrio. En un glaciar, ésta es la línea que separa la zona de acumulación (donde es más la nieve que se acumula que la que se funde) de la zona de ablación. Debido a que no hay un intercambio de hielo en los glaciares rocosos, como lo hay en un glaciar descubierto, no existen zonas de acumulación y ablación que controlan el balance de masa de la criofoma.
- Los glaciares rocosos no presentan un intercambio de hielo como lo hacen los glaciares descubiertos. En los glaciares de

valle típicos, el hielo no alcanza mucha edad. Una vez que la nieve se acumula y se transforma en hielo, éste fluye pendiente abajo hacia la zona de ablación en donde se derrite. En contraste, los glaciares rocosos están compuestos por una mezcla de detritos de variada granulometría y hielo de suelo intersticial. La mezcla así de masa de detritos y hielo comienza su trayectoria valle abajo, donde finalmente la criofoma llega a una altitud en donde las temperaturas ya no soportarán la sobrevivencia del hielo en su interior. Es así que, se puede establecer que el hielo de los glaciares rocosos se conserva hasta que el clima se calienta hasta un punto en que el permafrost ya no puede estar presente. Esto puede afectar inicialmente sólo la parte inferior de la criofoma, pero, con el tiempo, puede llegar a afectar a toda su masa.

El balance de masa de un glaciar rocoso es considerablemente más complejo que el de un glaciar descubierto y las investigaciones sobre el tema son muy limitadas (Duguay et al., 2015). La masa de un glaciar rocoso se compone de hielo y detritos de diferentes fuentes y granulometría. Además, en la capa activa se producen flujos de energía complejos que controlan el régimen térmico de su interior, en respuesta a las condiciones atmosféricas tanto presentes como pasadas. La ganancia de masa se produce en forma de nieve, agua subterránea, precipitación y detritos. Mientras que la pérdida de hielo intersticial resulta de diversas formas de degradación del permafrost (Figura 4). Sin embargo, debido a la protección térmica de la capa activa, especialmente si su contenido de humedad y hielo de suelo es considerable, cualquier cambio que pueda producirse en las temperaturas del permafrost subyacente será significativamente lento, y no responde a variaciones meteorológicas estacionales ni anuales. Por lo tanto, la dinámica de los glaciares rocosos no depende de los regímenes anuales de precipitaciones ni de sus variaciones de corto plazo. De hecho, la presencia o ausencia de un glaciar, está controlada por las variaciones anuales de los regímenes térmicos y de precipitaciones, lo

cual no es el caso de las crioformas periglaciales como un glaciar rocoso.

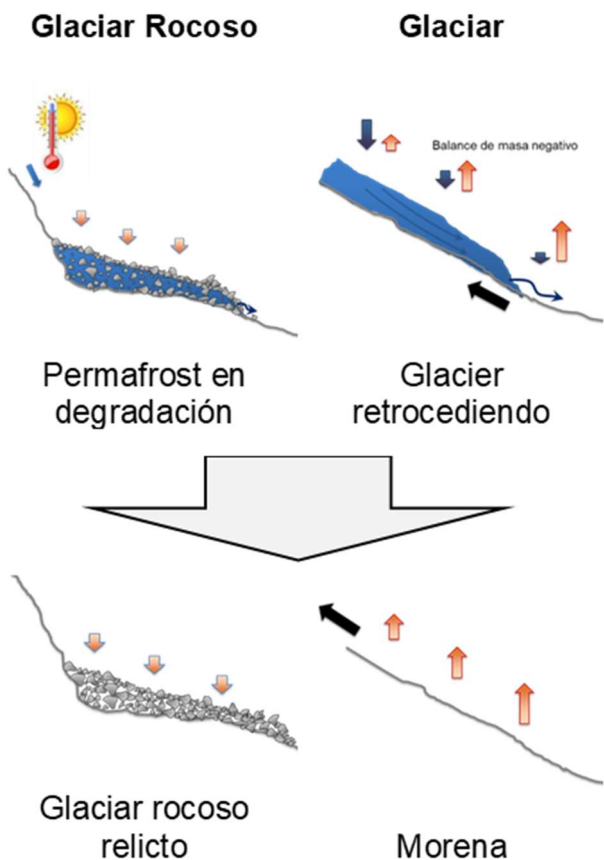


Figura 4. Esquema de pérdida de masa y retroceso entre un glaciar rocoso, y un glaciar descubierto. Fuente: BGC.

4. RÉGIMEN TÉRMICO

El régimen térmico de una crioforma (Figura 5), sea ésta glacial o periglacial, se entiende como la distribución de su temperatura en función de la profundidad. Los glaciares descubiertos pueden presentar condiciones templadas, frías o politérmicas (Benn y Evans 1998). Un glaciar templado presenta una temperatura de 0°C, o en su defecto la temperatura de fusión del hielo bajo presión, desde su superficie hasta su base. Es así que puede coexistir conjuntamente hielo y agua en el punto bipartito termodinámico. Estos son glaciares como los Patagónicos en los cuales se observa una gran acción hídrica en forma de canales supra, intra y sub glaciales conectados mediante molinos desarrollados de la erosión hidráulica y térmica de grietas preexistentes.

En Los Andes septentrionales altos, por el contrario, es más común observar glaciares fríos, que presentan temperaturas bajo los 0°C y la existencia de agua se concentra por lo general en

su superficie durante el período de ablación (verano). En estos casos no se observan características erosivas hídricas mayores y el escurrimiento glacial es superficial.

Finalmente, los glaciares politérmicos son un caso intermedio en donde coexisten, en un mismo cuerpo de hielo condiciones frías y templadas. Este es el caso de algunos cuerpos de hielo en el Ártico Canadiense (Isla de Bylot), por ejemplo.

Por definición y al contrario de los glaciares rocosos, ningún glaciar descubierto presenta una capa activa. Es decir, no tienen una capa somera que se congele y descongele estacionalmente. Por el contrario, en el permafrost siempre se presenta una capa activa, aunque sea delgada en algunos casos. Por lo tanto, la presencia de la capa activa, que siempre se presenta en los glaciares rocosos, corresponde con la existencia de permafrost coincidiendo con el hecho que éstos son una expresión geomorfológica de la presencia de permafrost de montaña. La capa activa aísla al hielo de suelo en un glaciar rocoso de las variaciones de temperatura atmosférica. En el caso del hielo glacial, debido a que no cuenta con la protección de una capa activa, una vez que se derrite la cobertura nival, éste queda expuesto directamente a los agentes atmosféricos como la radiación solar.

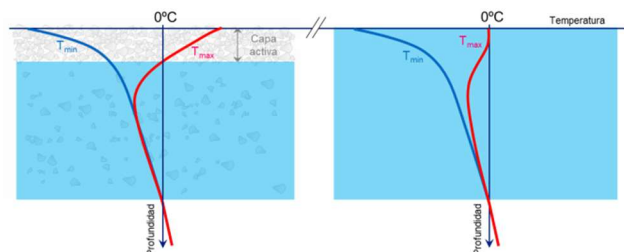


Figura 5. Comparación de regímenes térmicos entre glaciares rocosos (izquierda) y glaciares descubiertos (derecha).

5. DINÁMICA

Existen considerables diferencias entre la dinámica de los glaciares respecto de la dinámica de los glaciares rocosos, que en definitiva son las responsables de sus diferencias morfológicas. La dinámica de los glaciares está dominada por el intercambio interno de hielo y el flujo de éste desde la zona de acumulación hasta la zona de ablación. El hielo se mueve internamente y, si el glaciar es de base templada, puede haber deslizamiento basal. El avance o retroceso de los glaciares está directamente relacionado con su

dinámica y balance de masa. Si se forma más hielo nuevo en la zona de acumulación de lo que se pierde en la zona de ablación, lo que se conoce como balance de masa positivo, el glaciar avanza. Si pasa lo contrario, se tiene un balance de masa negativo, y el glaciar retrocede.

Por el contrario, la deformación interna de los glaciares rocosos, que, a simple vista, pueden interpretarse erróneamente como solamente deslizamientos lentos, están controlados por la viscosidad gravitacional del hielo y la mezcla con el suelo congelado (Haeberli et al. 2006). En los glaciares rocosos no existe un intercambio de hielo ni un balance de masa que pueda afectar su avance o retroceso (Arenson et al. 2002). Los dos componentes principales que controlan la velocidad de un glaciar rocoso son la temperatura del suelo, ya que la viscosidad depende de la temperatura, y la fuerza de gravedad. Entre más temperado sea el hielo y más empinado sea el talud, típicamente la forma se moverá más rápido. Ahora bien, el volumen de sólidos presentes también tiene un impacto en la viscosidad y en la resistencia del material (Arenson et al. 2014). En consecuencia, los glaciares rocosos no pueden retroceder pendiente arriba como lo hacen los glaciares al derretirse. El retroceso de un glaciar no es el resultado de flujo de hielo pendiente arriba, sino que el resultado de una mayor tasa de derretimiento que de reemplazo de hielo por flujo pendiente abajo.

Las diferentes dinámicas resultan en reacciones diferentes de los glaciares y los glaciares rocosos frente al cambio climático. Mientras que un continuo balance de masa negativo resulta en retroceso de los glaciares, el calentamiento del hielo de suelo puede resultar en aceleración de la reptación de los glaciares rocosos y avances rápidos. Sin embargo, la lenta reducción de su hielo también incrementa la resistencia de la masa y reduce la viscosidad del suelo congelado, desacelerando así al glaciar rocoso hasta convertirse en inactivo.

6. CONTRIBUCIÓN HÍDRICA

Para entender el rol hídrico del permafrost y de los glaciares rocosos, en el ciclo hidrológico y su significancia, se deben comprender los siguientes aspectos y conceptos: hielo del suelo, condiciones de flujo en la capa activa y condiciones climáticas, así como la temperatura del suelo y características de la fusión de la nieve. También es importante recordar que el permafrost describe un estado térmico del terreno

(0°C o menos, durante al menos dos años consecutivos), y no una geoforma, un tipo de suelo o la presencia de hielo del suelo per sé.

El debate local sobre la contribución hídrica de los glaciares rocosos se basa mayoritariamente en la comprensión, en ocasiones equivocada, del régimen térmico de estas crioformas y de los flujos calóricos asociados, y cómo éstos se diferencian del caso de los glaciares descubiertos. De modo de establecer una posible contribución hídrica de un glaciar rocoso se debe tener claridad de los siguientes puntos:

La capa activa presente en un glaciar rocoso no es parte del permafrost. Por lo tanto, a menos que el permafrost esté en degradación térmica, su contenido permanece siempre bajo los 0°C, por lo que independientemente de su contenido de hielo, éste no puede contribuir a ciclo hidrológico anual ya que está congelado.

Para una correcta evaluación de su potencial contribución hídrica, se debe esclarecer los siguientes aspectos:

- Contenido volumétrico de hielo de suelo de la crioforma.
- Potencial degradación del permafrost y su tasa de cambio en el tiempo.
- Evaluación de la energía ambiental disponible para generar una degradación del permafrost presente.
- Evaluación de los flujos calóricos y las características calóricas del suelo.
- Por último, en términos relativos, cuantificación de la posible contribución y evaluación de la posibilidad de medirla en terreno.

Puede ser natural sobrestimar las contribuciones hídricas provenientes de glaciares rocosos, la cual se asume, que viene directamente del derretimiento del hielo de suelo contenido en dicha crioforma. Sin embargo, la sobrestimación resulta principalmente de la dificultad de separar los hidrogramas registrados aguas abajo de la forma en sus componentes principales de flujo (Figura 6). Generalmente la contribución del derretimiento de nieve aguas arriba, derretimiento del hielo de la capa activa y/o el flujo base de aguas subterráneas se combinan con la posible contribución proveniente del descongelamiento del glaciar rocoso en sí.

Caso contrario es el de los glaciares descubiertos, en los cuales su superficie está

expuesta a las condiciones atmosféricas y por ende presentan ablación superficial. Es así que su respuesta es significativamente más rápida y su contribución hídrica depende de su comportamiento de balance másico, lo cual no es el caso de un glaciar rocoso.

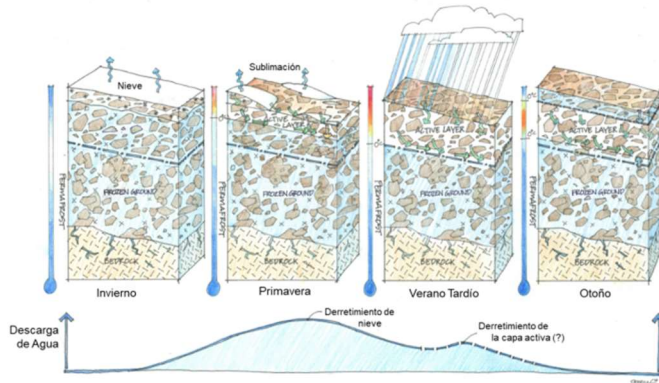


Figura 6. Cambios temporales esquemáticos de la hidrología periglacial. Fuente: BGC.

7. CONDICIONES DE FLUJOS HIDRÁULICOS

La presencia de permafrost en un glaciar rocoso (Figura 6 y Figura 7) resulta en una capa impermeable en el suelo compuesta por el tope del permafrost. Esta capa impide que el agua de infiltración migre hacia abajo en profundidad, a través del suelo o de la roca, y recargue los acuíferos de aguas subterráneas. Es decir, el tope del permafrost es hidráulicamente considerado como un acuícludio resultante de la baja conductividad hidráulica del material detrítico cuyos poros contienen hielo de suelo. Como resultado, el agua superficial presente, puede acumularse superficialmente, o fluye pendiente abajo sobre el tope del permafrost por la parte inferior de la capa activa. En algunos casos especiales, el agua puede percolar a través de secciones no congeladas del permafrost, formando lo que se conoce como taliks.

En el borde inferior de la pendiente descendente del área subyacente por permafrost, el agua puede tanto infiltrarse más profundamente para unirse al sistema de agua subterránea profunda, o puede ser descargada a un cuerpo de agua superficial. La escorrentía de la zona subyacente por permafrost sólo se conduce a través de la capa activa. El volumen de agua reclutada en la capa activa depende del espacio intersticial disponible y del volumen de hielo que se acumula durante un invierno pasado. La escorrentía creada por la fusión de la nieve crea un máximo inicial en el hidrograma, seguido de

una liberación lenta de la humedad congelada estacionalmente dentro de la capa activa (Figura 6). La humedad que está presente en la capa activa a comienzos de otoño se congela y permanece en la capa activa hasta el verano siguiente, cuando se libera a medida que el frente de descongelamiento penetra en el suelo hasta el tope del permafrost y la capa activa adquiere mayor espesor. En otras palabras, la capa activa es solamente el medio poroso por donde un flujo retardado de la precipitación estacional fluye, y no presenta una contribución neta del derretimiento del glaciar rocoso per sé.

Es importante señalar que el hielo de suelo (intersticial o macizo) contenido en los suelos o rocas dentro del permafrost, es decir, el suelo por debajo del tope de permafrost, no contribuye a la escorrentía anual porque está permanentemente congelado. Éste solamente podrá aportar a la escorrentía al final del verano solo si la capa activa aumentase de espesor como resultado de la degradación del permafrost, y aumenta así sus profundidades típicas debido a condiciones climáticas más cálidas. En este escenario, el permafrost se degrada y el hielo del suelo antes presente no será reemplazado en condiciones climáticas de corto o mediano plazo (décadas y siglos).

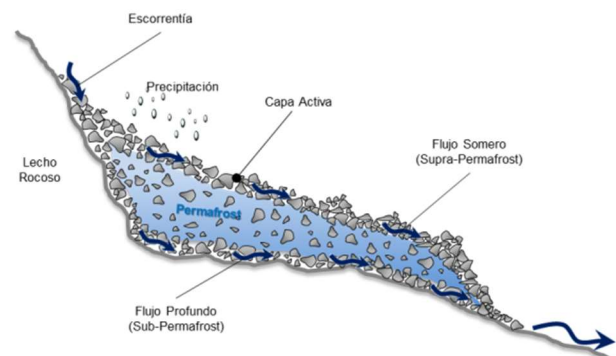


Figura 7. Esquema de flujo de agua en un glaciar rocoso en donde la precipitación y el agua de derretimiento nival de laderas superiores fluye sobre el permafrost (supra) o bajo el cuerpo del permafrost (sub). Esta agua luego re aparece en el frente de la crioforma lo que no implica que venga del descongelamiento del permafrost o el derretimiento de su hielo de suelo. Fuente: BGC, Modificado de Burger et al. 1999.

8. EFECTOS DEL CLIMA

Dentro de un ambiente de montaña subyacente por permafrost, el agua de derretimiento nival, glacial o de lluvia, que no se haya evaporado o sublimado, fluirá como escorrentía superficial o como agua subterránea somera por encima de la

parte superior del cuerpo de permafrost. En años húmedos (por ejemplo, años El Niño), en donde el manto nival es abundante, la escorrentía puede entregar cantidades significativas de agua tanto durante la primavera como el verano. Sin embargo, en años secos (por ejemplo, años La Niña), la escorrentía tiende a disminuir hacia el verano luego que el manto nival se haya derretido por completo. Es en este punto que el derretimiento de los glaciares descubiertos presentes comienza a tener un rol hídrico de suministro de agua para la cuenca.

Existe una diferencia fundamental entre la fusión de la nieve o el derretimiento del hielo superficial, y el descongelamiento del hielo de suelo. La nieve y el hielo superficial (glaciar) son influenciados directamente por la radiación solar, los efectos del viento, la precipitación, la humedad relativa y la temperatura del aire y, por lo tanto, reaccionan y se derriten rápidamente. Sin embargo, el potencial descongelamiento del permafrost y derretimiento de su hielo de suelo, en cambio, está controlado por las temperaturas del suelo, las que responden significativamente más lentamente a los cambios atmosféricos, ya que están aisladas por la nieve durante el invierno y por la superficie del suelo (capa activa) durante el verano. Aún más, mientras más gruesa sea la capa activa, más lentas serán las tasas de fusión del hielo de suelo. Esto implica que, a diferencia de los glaciares descubiertos, las tasas de descongelamiento de los glaciares rocosos son considerablemente lentas. Esto aplica, de igual modo con respecto a los cambios que las crioformas sufren como resultado del cambio climático global, frente a lo cual los glaciares rocosos responden significativamente más lento que las crioformas glaciales descubiertas.

9. RESUMEN Y CONCLUSIONES

En reiteradas ocasiones los glaciares de escombros son confundidos como una forma especial de glaciar en Sudamérica. Consideramos que esto puede ser debido a que en su nombre existe la palabra “glaciar” creando entonces una confusión de origen semántico. Cabe notar que incluso Capps (1910) como uno de los primeros autores que describieron a los glaciares rocosos ya comentó que el término puede prestarse a confusión, pero no encontró, en ese entonces, una mejor manera de denominar a estas crioformas que tienen, a simple vista, morfologías parecidas a las glaciales, o más bien, cómo él lo define como coladas de lava.

Como se describe en este artículo, los glaciares y los glaciares rocosos son crioformas completamente diferentes; desde su origen hasta su morfología, comportamiento dinámico e hidrológico y régimen térmico. Es preciso enfatizar que los glaciares pertenecen al ambiente glacial, mientras que los glaciares rocosos pertenecen al ambiente periglacial. En general, los glaciares rocosos se comportan más como deslizamientos de suelo lentos, tales como flujos de detritos o rocas, que como glaciares per sé.

Por lo tanto, estas crioformas deben recibir un trato diferente a la hora de estudiarlos. Dado que ya existe una confusión de origen semántico y conceptual sobre la naturaleza de los glaciares rocosos, a veces llamados glaciares de roca, es preferible, referirse a estos con el nombre de “glaciares de escombros”, de esta manera que se entienda que la granulometría de las partículas sólidas es variada. El uso del término “glaciar de roca” puede confundirse con la idea equivocada que solo contienen bloques de roca y no detritos de granulometría variable.

Con respecto a su hidrología, es preciso dejar en claro que el rol hídrico de las crioformas glaciales descubiertas versus los glaciares rocosos son absolutamente diferentes. La contribución hídrica potencial de un glaciar rocoso es muy menor y por lo general se encuentra dentro de la variabilidad natural de la escorrentía presente en la cuenca. Es común observar que estudios miden la escorrentía superficial en un punto ladera debajo de un glaciar rocoso, y sin mayor cuestionamiento, lo asocian a un rol hídrico de la crioforma, sin tomar en cuenta sus consideraciones térmicas. La confusión radica en la dificultad de separar los hidrogramas registrados aguas abajo de la forma en sus componentes principales de flujo, es decir, precipitación líquida, derretimiento nival y o glacial de hielo aguas arriba en la cuenca, aporte hidrogeológicos y una vez hecho esto, observar si la crioforma está en un estado de degradación tal que pueda estar contribuyendo hídricamente.

En conclusión, es importante que se entiendan las diferencias morfológicas, dinámicas y especialmente las diferencias hídricas entre los glaciares y los glaciares rocosos. Si esto no se entiende bien, y dichas crioformas no se diferencian, no será posible evaluar apropiadamente los cambios naturales que sufren de los potencialmente inducidos por actividades antrópicas. Pese a que los glaciares rocosos han sido descritos por primera vez más de 100 años atrás, aún existen muchos desafíos y confusiones

con respecto a su comportamiento y rol hídrico, especialmente en ambientes áridos como Los Andes Norte y Centrales de Sudamérica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quisieran agradecer a la Srta. Karen Sepúlveda por su importante contribución al presente artículo, al Sr. Jorge Troncoso por su revisión inicial del manuscrito, y al Dr. Matthias Jakob por su revisión crítica a lo largo de la preparación del documento final.

REFERENCIAS

- Arenson, L., Hoelzle, M., y Springman, S. 2002. Borehole Deformation Measurements and Internal Structure of some Rock Glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 13(2): 117-135. doi: 10.1002/ppp.414.
- Arenson, L., y Jakob, M. 2010. A new GIS based mountain permafrost distribution model. In 63rd Canadian Geotechnical Conference & 6th Canadian Permafrost Conference, Calgary. pp. 452-458.
- Arenson, L. U., Colgan, W., y Marshall, H. P. 2014. Physical, Thermal, and Mechanical Properties of Snow, Ice, and Permafrost. In W. Haeberli & C. Whiteman (Eds.), *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*. pp. 35–75.
- Azócar, G., Brenning, A., y Bodin, X. 2017. Permafrost Distribution Modelling in the Semi-Arid Chilean Andes. *The Cryosphere* 11(2): 877-890.
- Barsch, D. 1996. Rock-Glaciers, Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environment. En *Springer Series in Physical Environment*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. 331p.
- Benn, D.I. y Evans, D.J. 2010. *Glaciers and Glaciation*. 2nd Ed. Oxford University Press, 816 p.
- Brown, J., Ferrians, Jr., O., Heginbottom, J., y Melnikov, E. 1997. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions, USGS Circum-Pacific Map No. 45.
- Colucci, R.R., Boccali, C., Žebre, M., y Guglielmin, M. 2016. Rock glaciers, protalus ramparts and pronival ramparts in the south-eastern Alps. *Geomorphology*, 269. 112–121
- Capps, S. 1910. Rock Glaciers in Alaska. *The Journal of Geology* 18(4): 359-375.
- Duguay, M., Edmunds, A., Arenson, L., and Wainstein, P. 2015. Quantifying the significance of the hydrological contribution of a rock glacier - A review. In *GeoQuebec 2015*, Quebec, Canada. p. 8.
- Frauenfelder, R., y Kääb, A. 2000. Towards a palaeoclimatic model of rock-glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 31: 281–286.
- French, H.M. 2007. *The Periglacial Environment*. Third ed. Wiley.
- Gruber, S. 2012. Derivation and Analysis of a High-Resolution Estimate of Global Permafrost Zonation. *Cryosph*, 6, 221–233, DOI 10.5194/tc-6-221-2012
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., y Mühlh, D.V. 2006. Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17(3): 189-214. doi: 10.1002/ppp.561.
- Haeberli, W., Arenson, L.U., Delaloye, R., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., Noetzli, J., y Phillips, M. 2010. Mountain Permafrost: Development and Challenges of a Young Research Field. *Journal of Glaciology* 56: 1043-1058.
- Haeberli, W. 2013. Mountain Permafrost – Research Frontiers and a Special Long-term Challenge. *Cold Regions Science and Technology*, 96, 71–76.
- IANIGLA-CONICET. 2010. *Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial: Fundamentos y Cronograma de Ejecución*, 87 p.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Lliboutry, L. 1956. *Nieves y Glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología*. Ediciones Universidad de Chile, Santiago.
- Muller, S.W. 1947. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. Ann Arbor, MI, USA: J.W. Edwards Inc.
- Trombotto, D., Wainstein, P. y Arenson, L.U. 2014. *Guía Terminológica de la Geociología Sudamericana / Terminological Guide of the South American Geocryology*. 1st edition, Edited by Vazquez Mazzini, Buenos Aires. 128.
- Washburn, A.L. 1979. *Geocryology*. Edward Arnold, London, 406 p.
- White, S.E. 1976. Rock glaciers and blockfields, Review and new data. *Quaternary Research* 6, 77 – 97.