

**GOBIERNO DE CHILE
MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS
UNIDAD DE GLACIOLOGÍA Y NIEVES**

ESTADO ACTUAL DE LOS SUELOS CONGELADOS

VOLUMEN I

REALIZADO POR:

ATACAMA AMBIENTE E.I.R.L.

S.I.T. N°: 454

Santiago, diciembre 2019

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro de Obras Públicas

MBA Sr. Alfredo Moreno Charme

Director General de Aguas

Dr. Oscar Cristi Marfil

Jefe de Unidad de Glaciología y Nieves

Dr. Gino Casassa Rogazinki

Inspectores Fiscales

Dr. Gino Casassa Rogazinki

M.Sc. Alexis Segovia Rocha

Sr. Juan Carlos Eyzaguirre Valenzuela

ATACAMA AMBIENTE E.I.R.L.

Jefe de Proyecto

M.Sc. Guillermo Azócar Sandoval

Profesionales

Dr. Pablo Iribarren Anacona

Asesores Científicos

Dr. Alexander Brenning

Dr. Kenji Yoshikawa

RESUMEN

El presente informe entrega una caracterización del ambiente periglacial y de los suelos congelados estacionales y permanentes al interior del territorio nacional. Se incluyen definiciones científicas que son comúnmente utilizada para entender el ambiente periglacial y el permafrost; la distribución del permafrost de montaña Chile; los efectos del cambio climático sobre el permafrost y aspectos generales sobre la hidrología del permafrost. En general, el permafrost es comúnmente definido como suelo o roca, incluyendo hielo y materia orgánica que permanece a una temperatura de 0° C o menos, por lo menos dos años consecutivos. Bajo esta definición el permafrost puede contener agua y hielo, pero no necesariamente ambos elementos definen la presencia de permafrost. La parte la capa superficial del terreno que sufre ciclos anuales de congelamiento y descongelamiento sobre y bajo de 0° C en áreas con permafrost subyacente, se denomina capa activa. Comúnmente, el permafrost de montaña y su gran variabilidad espacial es dominado por tres factores ambientales a diferentes escalas espaciales que influyen sobre las temperaturas superficiales: clima, topografía y propiedades del suelo. Usualmente la presencia de permafrost en cordones montañosos se denomina permafrost de montaña. En general, el permafrost de montaña al interior del territorio nacional de Chile se distribuye a lo largo de la cordillera de los Andes, en zonas donde topografía alcanza sus mayores alturas. No obstante, a la fecha se conoce bastante poco en cuanto a la distribución potencial del permafrost, existiendo solo información más detallada entre los 29° y los 32° de latitud Sur. Aunque actualmente se disponen de modelos de distribución global, su baja resolución subestima la presencia local del permafrost. A nivel nacional, hay pocos estudios del permafrost y el ambiente periglacial, que en su mayoría corresponden a estudios de glaciares rocosos e informes de caracterización en el contexto de procesos de evaluación de impactos ambiental. Finalmente, los principales desafíos en la investigación del permafrost en Chile son: determinar la distribución nacional del permafrost, incluyendo su límite inferior; monitorear las condiciones locales de permafrost en sitios seleccionados; y evaluar su rol hídrico y el impacto que tiene el cambio climático sobre él.

ABSTRACT

The following report provides a characterization of the periglacial environment and of the seasonal and permanently frozen ground in Chile. The report includes scientific terms that are commonly used to describe periglacial environment and permafrost; the distribution of mountain permafrost in Chile; permafrost areas and effects of climatic changes and general concepts related to permafrost hydrology. In general, permafrost or perennially frozen ground, is a rock or sediment whose temperature remains below 0 °C for two or more consecutive years. Permafrost can, but does not need to, contain water or ice. The layer of the ground that is subject to seasonal temperature variation above and below 0 °C is commonly called the "active layer". Normally, mountain permafrost and its extreme spatial variability is dominated by three different environmental factors at different scales that influence the ground temperature: climate, topography and ground conditions. In general, when permafrost is found in mountain areas, it is called mountain permafrost. In general, mountain permafrost in Chile occurs at the highest elevations along the Andes mountains. However, to the date, the spatial distribution of mountain permafrost in Chile is still unknown, and the most detailed information is available for the area 29 and 32°S. Even though there are global permafrost distribution model, their resolution underestimates the local presence of permafrost at the Andes. there are a few studies about permafrost and periglacial environment Chile, mostly on rock glaciers. Moreover, some studies can be found into environmental assessment reports. Finally, the main goal of permafrost research in Chile are to: Determine the spatial distribution of permafrost along the country, including the lower altitudinal limit, study permafrost condition locally at selected sites; the hydrological role and the impact of climate change on permafrost areas.

INDICE

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1.	OBJETIVO GENERAL	1
1.2.	OBJETIVO ESPECÍFICO	1
2.	CONCEPTOS Y DEFINICIONES RELATIVAS AL AMBIENTE PERIGLACIAL Y EL PERMAFROST	2
2.1.	INDICADORES DE LA OCURRENCIA DE PERMAFROST EN ÁREAS MONTAÑOSAS	7
2.2.	EL AMBIENTE PERIGLACIAL	9
2.2.1.	<i>Laderas de Soliflucción</i>	<i>9</i>
3.	MODELOS DE DISTRIBUCIÓN DE PERMAFROST.....	11
3.1.	CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS MODELOS ESTADÍSTICOS DE DISTRIBUCIÓN DE PERMAFROST.....	11
3.1.1.	<i>Distribución de Permafrost en Territorio Nacional</i>	<i>13</i>
3.1.2.	<i>Limitaciones Actuales y Desafíos Futuros</i>	<i>21</i>
4.	MEDICIONES EXISTENTES DEL RÉGIMEN TÉRMICO DE SUELOS CONGELADOS.....	22
4.1.	INVESTIGACIONES DE TEMPERATURAS SUBSUPERFICIALES	22
4.2.	TEMPERATURA EN POZOS DE PERFORACIÓN	23
4.2.1.	<i>Resultados de Proyectos de Investigación de Glaciares Rocosos</i>	<i>23</i>
5.	RESULTADOS DE INVESTIGACIONES REALIZADAS EN EL CONTEXTO DE EVALUACIONES DE IMPACTO AMBIENTAL (EIA).....	25
5.1.	PROYECTO MINERO SALARES NORTE DE GOLDFIELDS	25
5.2.	PROYECTO MINERO PASCUA-LAMA DE BARRICK GOLD.....	25
5.2.1.1.	Faena Minera Andina de CODELCO	29
5.3.	FAENA MINERA LOS BRONCES DE ANGLO AMERICAN	32
6.	ESTUDIOS GEOFÍSICOS EN PERMAFROST	33
6.1.	ESTUDIOS GEOFÍSICOS EN AMBIENTE PERIGLACIALES Y PERMAFROST EN CHILE.....	34
6.2.	LIMITACIONES ACTUALES Y DESAFÍOS FUTUROS	36
7.	ESTUDIOS DE CINEMÁTICA DE GLACIARES ROCOSOS.....	37
7.1.	MOVIMIENTOS EN MASA EN ZONAS CON PERMAFROST.....	40
7.2.	LIMITACIONES ACTUALES Y DESAFÍOS FUTUROS	43

8.	CONTENIDO DE HIELO Y APOORTE HÍDRICO DE LOS SUELOS CONGELADOS.....	44
8.1.	HIDROLOGÍA DE LOS GLACIARES ROCOSOS	45
8.2.	LIMITACIONES ACTUALES Y DESAFÍOS FUTUROS	46
9.	DISTRIBUCION DE GLACIARES ROCOSOS EN CHILE	47
10.	IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL PERMAFROST DE MONTAÑA	50
10.1.	PERMAFROST Y CAMBIO CLIMÁTICO	50
11.	RECOMENDACIONES PARA TOMADORES DE DECISIONES	53
12.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	54

LISTADO DE FIGURAS

Figura 1.	Régimen térmico del suelo en zonas de permafrost (Adaptado de Johnston, 1981).	6
Figura 2.	Ladera de soliflucción en los Andes de Chile semiárido a los 27° de latitud Sur (marzo 2018).	10
Figura 3.	Comparación visual de los puntajes de probabilidad (Permafrost Probability Scores, PPS) $\geq 0,75$ entre modelos estadísticos de distribución de permafrost en las cercanías del glaciar Tapado, Chile. (a) Permafrost Favorability Index (PFI) de Azócar et al., 2017 (resolución 30 m), (b) PFI remuestreado a 1 km, (c) Permafrost Zonation Index (PZI) modelado por Gruber (2012,; resolución 1 km). En Azócar (2013).	15
Figura 4.	Mapa de distribución de permafrost en el área del proyecto Pascua-Lama. En: BGC Engineering, 2009.	16
Figura 5.	Mapa de distribución de permafrost en el área del proyecto Salares Norte de Goldfields. En: Atacama Ambiente, 2017.	17
Figura 6.	Patrones de distribución de permafrost de acuerdo a PZI de Gruber (2012) en las cercanías del volcán Tupungatito.....	20
Figura 7.	Perfil en profundidad de la temperatura promedio, máxima y mínima según años hidrológicos en la estación Liebre 2 (3786 m) ubicada en el glaciar rocoso Llano de Las Liebres entre los meses de abril 2010 y abril 2012 (DGA, 2012).	24
Figura 8.	Perfil en profundidad de la temperatura promedio, máxima y mínima según años hidrológicos en la estación Tapado 2 (4405 m) en el glaciar rocoso El Tapado entre los meses de abril 2010 y abril 2012 (DGA, 2012).	24
Figura 9.	Perfil en profundidad de la temperatura promedio mensual en el pozo geológico SNDD034, SNGET008 y SNGET027. En: Atacama Ambiente, 2017.	27

Figura 10.	Perfil en profundidad de la temperatura registradas en el pozo geológico BGC-TH100.1 en el área del proyecto Pascua-Lama (5092 m). En: BGC (2009).....	28
Figura 11.	Calicata CC-17 en proyecto Pascua-Lama. Enero 2016. En el horizonte 2 a 3 se detectan lentes de hielo. En: Golder Associates, 2006.	29
Figura 12.	Tomografía geoléctrica 2D del glaciar rocoso Barroso 8. En: Geotest, 2018.	30
Figura 13.	Calicata CL-0BS-1.1 en glaciar rocoso Observatorio. Bajo los 5 m se observan presencia de hielo. En: Geotest 2018.....	31
Figura 14.	Perfil estratigráfico 1 en el glaciar rocoso Infiernillo. En: Geoestudios, 2019.	32
Figura 15.	Estratigrafía de dos pozos de perforación realizados sobre un glaciar rocoso en la cuenca superior del río Choapa. En: Monnier et al., 2013.	35
Figura 16.	a) Desplazamiento vertical de glaciar rocoso El Tapado (4 y 5) y b) desplazamiento horizontal de la sección inferior de glaciar rocoso Llano de las Liebres (Monnier et al., 2013 y DGA, 2012 respectivamente).....	39
Figura 17.	Movimiento en masa originado sobre el límite inferior de permafrost de montaña en la cuenca del Río Elqui entre los años 1987 y 1988. El fenómeno erosionó y cubrió en su trayectoria a glaciares rocosos (a y b). En la fotografía se observa el contacto entre glaciares rocosos (amarillo) y depósito del movimiento en masa (ocre). Modificado de Iribarren (2010).	42
Figura 18.	Glaciar rocoso CL105402112 al interior de la cuenca del río Blanco (diciembre, 2019).....	49

LISTADO DE TABLAS

Tabla 1.	Estimación de la distribución de permafrost a nivel de cuenca hidrográfica de acuerdo con el modelo de PZI de Gruber (2012). Puntajes ≥ 0.5	18
Tabla 2.	Síntesis de estudios del desplazamiento de glaciares rocosos en Chile.	40
Tabla 3.	Síntesis de la distribución de glaciares rocosos y glaciares blancos en diferentes cuencas y zonas latitudinales de los Andes Chilenos (Azócar, 2019).	48
Tabla 4.	Respuesta del permafrost de montaña a un aumento de la temperatura atmosférica (basado en Kellerer-Pirklbauer et al, 2011).....	52

1. INTRODUCCIÓN

En el contexto del monitoreo de los recursos hídricos de Chile y los lineamientos de trabajo de la Unidad de Glaciología y Nieves (UGN) de la Dirección General de Aguas (DGA) del Ministerio de Obras Públicas (MOP), el presente informe entrega una caracterización del ambiente periglacial y el permafrost al interior del territorio nacional. En particular se describen aspectos en cuanto a definiciones utilizadas, distribución del permafrost, escenarios de evolución del permafrost en el contexto del calentamiento global y su impacto. Como, asimismo, aspectos generales sobre la hidrología del permafrost de montaña, entre otros temas.

Para estos fines, el equipo consultor ha realizado una revisión bibliográfica de conceptos y definiciones utilizadas en la literatura científica asociada al estudio del ambiente periglacial y del permafrost de montaña, en conjunto con la revisión de los resultados de las principales investigaciones disponibles a la fecha que caracterizan aspectos sobre los suelos congelados en Chile.

1.1. Objetivo General

- Determinar el estado actual de los suelos congelados en Chile.

1.2. Objetivo Específico

- Describir y sintetizar el estado del arte de la investigación de los suelos congelados en Chile, incluyendo suelos estacionalmente congelados y permafrost.

2. CONCEPTOS Y DEFINICIONES RELATIVAS AL AMBIENTE PERIGLACIAL Y EL PERMAFROST

Con el fin de proveer un contexto teórico básico al informe, este capítulo revisa algunas definiciones y terminología relacionada al ambiente periglacial y el permafrost basado principalmente en el "Glosario de permafrost y de hielo del suelo" de Van Everdingen (1998) y la "Guía de terminológica de la geocriología Sudamericana" de Trombotto *et al.* (2014).

Permafrost: Suelo o roca, incluyendo hielo y materia orgánica que permanece a una temperatura de 0°C o menos, por lo menos dos años consecutivos (Trombotto *et al.*, 2014). Esta definición es parte de los términos establecidos en los fundamentos de la Estrategia Nacional de Glaciares de la Dirección General de Aguas (DGA, 2009b).

Bajo esta definición el permafrost puede contener agua y hielo, pero no necesariamente ambos elementos definen la presencia de permafrost. Cuando el permafrost contiene hielo, puede ser considerado parte del sistema global de la criósfera. Por otro lado, cuando el permafrost carece de humedad suficiente para permitir el desarrollo de formas de hielo intersticial, es comúnmente denominado permafrost seco (Embleton & King, 1975).

Permafrost de montaña: Se refiere a la presencia de permafrost en altitudes altas y en todas las altas montañas y plateaus alrededor de la Tierra. Comúnmente, el permafrost de montaña y su gran variabilidad espacial es dominada por tres factores ambientales a diferentes escalas espaciales que influyen sobre las temperaturas superficiales: clima, topografía y propiedades del suelo (Hoelzle *et al.*, 2001; Gruber & Haeberli, 2009). Los procesos climáticos se refieren a la influencia que la latitud y la circulación global ejercen sobre un área de montaña (escala global). Las condiciones topográficas pueden modificar los procesos climáticos generales (meso-escala). Localmente, los efectos de las condiciones climáticas topográficamente alteradas sobre las temperaturas superficiales son modificados por las propiedades del suelo, el rol de la cubierta de nieve y su influencia sobre la transferencia calórica (micro escala).

Capa activa: Es la capa superficial del terreno que sufre ciclos anuales de congelamiento y descongelamiento en áreas con permafrost subyacente. La profundidad de la capa activa puede variar de un año a otro y depende de numerosos factores ambientales (p.ej., temperatura del aire, radiación solar, cubierta nival, tipo de roca, vegetación etc.; French, 2007).

Es importante mencionar que las definiciones de permafrost y capa activa están basadas sobre la temperatura y no reflejan las propiedades del suelo.

Hielo de suelo o subterráneo (*ground ice*): Es un término general que se refiere a todo tipo de hielo contenido en suelo congelado o en congelamiento. El hielo subterráneo se presenta en intersticios, cavidades o cualquier otro espacio abierto del suelo. Puede encontrarse en forma de lentes, cuñas, venas, capas, masas irregulares o cristales individuales. El hielo subterráneo se puede haber formado dentro del suelo (singenéticamente) por ejemplo a través de la segregación de lentes de hielo, o en conjunto con el depósito de sedimento (epigenéticamente). Su estructura se puede transformar debido al recongelamiento y los efectos de la presión y reptación del suelo, sobre todo dentro de los glaciares rocosos (Haerberli, 1985).

Suelo: En este informe se entenderá como suelo a todo material no consolidado, depósitos geológicos superficiales, incluyendo aluvionares, coluviareos y depósitos gravitacionales de ladera.

Comúnmente y de manera relativa se distinguen tres zonas de distribución del permafrost (Gruber & Haerberli, 2009; Azócar & Herrera, 2016):

Permafrost continuo: Distribución del permafrost sin vacíos o interrupciones en amplios territorios. Esta zona típicamente está asociada a un clima con una temperatura media anual del aire (MAAT según su sigla en inglés) inferior a -3°C (Barsch, 1978).

Permafrost discontinuo: Es la ocurrencia de permafrost parcialmente distribuido con porcentajes variables de permafrost con regiones adyacentes libres de permafrost. Por ejemplo, en zonas montañosas de la cordillera de los Andes con MAAT típicamente entre -2°C y -3°C . (Azócar, 2013).

Permafrost esporádico: Es la presencia aislada de permafrost en áreas particularmente favorables para la existencia de permafrost debido principalmente a factores ambientales locales favorables bajo una temperatura media anual típicamente entre los 0°C y -2°C .

Glaciar rocoso: Son unidades del relieve, que se le describen como formas de acumulación rocosas con contenido de hielo variable y con morfología de lengua o lóbulo. Su superficie se caracteriza por la presencia de cordones, surcos, lóbulos y un frente empinado. Se originan principalmente a partir de procesos glaciales y periglaciales. Comúnmente los glaciares

rocosos activos son reconocidos como la expresión geomorfológica del permafrost de montaña con alto contenido de hielo (Barsch, 1996; Burger et al., 1999; Haeberli, 2000). La estructura interna de los glaciares rocosos activos está constituida por una mezcla de hielo (entre 40% y 60%) y material detrítico (Barsch, 1996; Hoelzle *et al.*, 1998; Arenson *et al.*, 2002). Las tasas de desplazamiento horizontal generalmente varían entre los 10 cm y 100 cm por año (Burger, Degenhardt & Giardino, 1999; Roer, Käab & Dikau, 2005).

Según Capps Jr. (1910), quien estableció una de las primeras definiciones vigentes hasta el día de hoy, un glaciar rocoso según su morfología superficial sería una lengua o cuerpo lobular, normalmente de rocas angulares que se asemeja a un pequeño glaciar. Generalmente están en terrenos de alta montaña (o polar seco) y zonas polares, y usualmente tienen cordones, surcos y lóbulos en su superficie, así como un frente empinado en su frente (Potter, 1972). Su longitud va desde unos pocos metros a varios hectómetros, típicamente varían entre 200 m y 800 m (Barsch, 1996). Aunque la definición morfológica planteada por Capp Jr. (1910) se ha mantenido como una de las más válidas, aún existe controversia acerca si es más apropiado una definición que enfatiza procesos y génesis, en contra de una definición basada en atributos morfológicos (Berthling, 2011).

Se los describe como formas de acumulación rocosas con contenido de hielo variable o nulo producidos, depositado y deformado principalmente durante el periodo Holoceno y en tiempos históricos recientes (Birkeland, 1973; Haeberli et al., 2003). El material del glaciar rocoso puede ser de origen periglacial (roca meteorizada por crioclastismo, segregación de hielo intersticial) y /o glacial (material morrénico, hielo muerto).

Existen varias clasificaciones de glaciares rocosos según su geometría, posición geomorfológica, origen del material y estado dinámico (o actividad) que intentan describir de mejor forma un glaciar rocoso (Barsch, 1996; Clark et al., 1998). De acuerdo a Barsch (1996) los glaciares rocosos pueden ser clasificados por su dinámica, como formas activas (en movimiento y con hielo en su interior), inactivas (sin movimiento, pero aún con hielo en su interior) y fósiles o relictos (sin movimiento y donde se ha descongelado completamente su contenido de hielo; Barsch, 1996).

En general los glaciares rocosos activos se pueden convertir tanto en formas inactivas como también relictas cuando hay un descongelamiento del hielo y un incremento en el manto rocoso no congelado, o cuando se mueven lejos de la fuente de origen del material rocoso y hielo. Además, cambios de pendiente en el lecho rocoso contribuyen a la disminución de su

movimiento (Barsch, 1996), y cambios en la velocidad del movimiento y posibles colapsos se han relacionados con variaciones climáticas

Protalus rampart: Si bien distintos orígenes se han discutido, se puede considerar como un glaciar rocoso de talud en una fase de desarrollo temprana, por lo cual también se usa el concepto de glaciar rocoso embriónico o inicial (Barsch, 1996; Whalley & Azizi, 2003). En este informe se prefiere este último término. Una de las hipótesis más aceptadas en cuanto a su origen señala que corresponden a depósitos detríticos derivados de la pared del talud acumulados a los pies de un manchón de nieve (Barsch, 1996). Cordones y terrazas se forman en su frente producto de la reptación del manto detrítico de derrubios supersaturado con hielo, el cual es inestable cuando se alcanza cierto umbral (Volumen de hielo, tensión de cizallamiento).

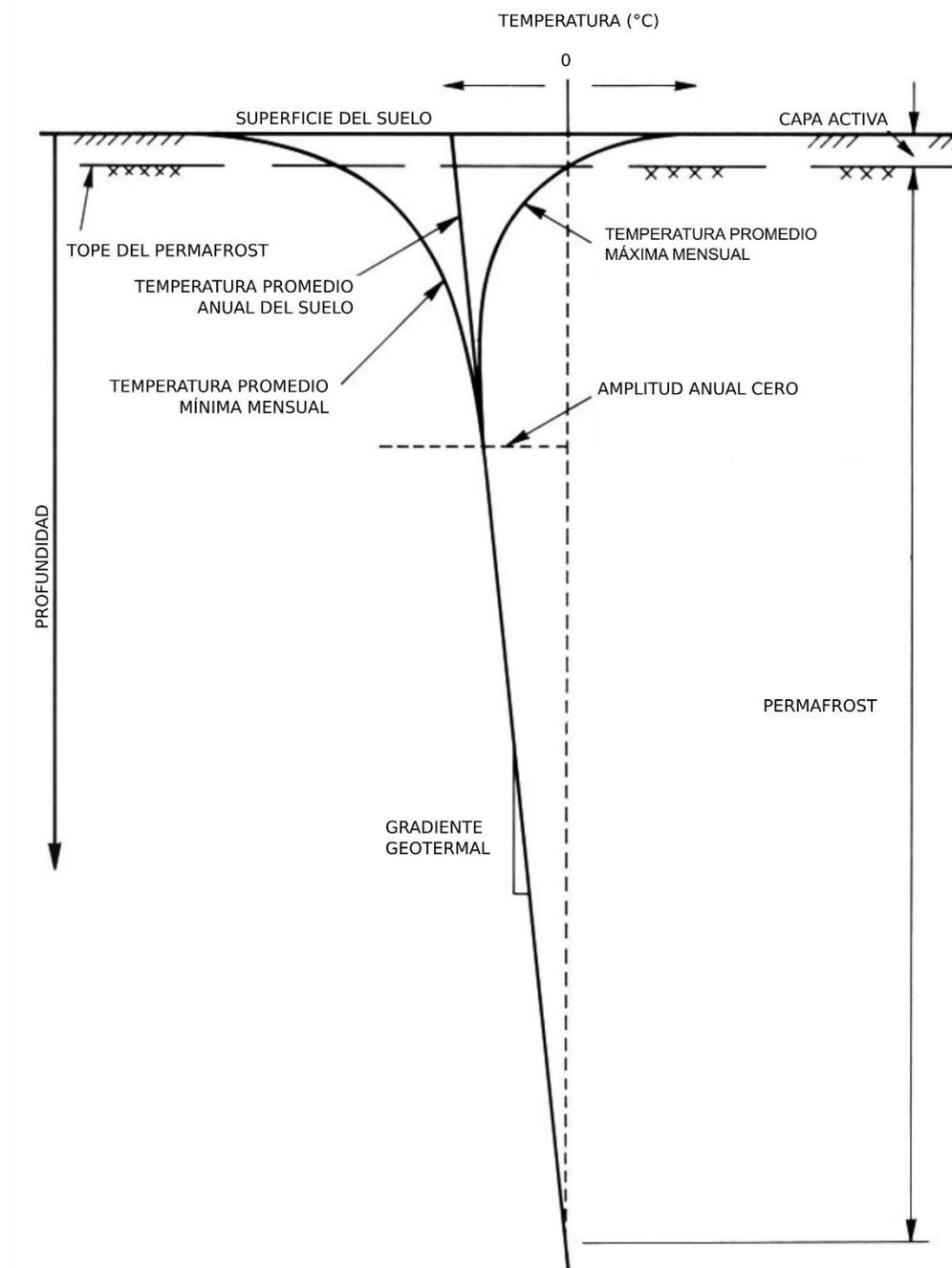
El régimen térmico subsuperficial es usualmente estudiado mediante termistores instalados al interior del suelo. La Figura 1 muestra un ejemplo del régimen térmico en un área típica de permafrost. Los siguientes términos son explicados sobre la base del esquema presentado en la Figura 1.

Profundidad de la amplitud anual cero: Es la profundidad bajo la cual no hay una fluctuación anual en la temperatura del suelo (variaciones no mayores a $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$).

Tope del permafrost: Es el límite superior del permafrost en profundidad (Trombotto et al., 2014).

Gradiente geotermal o geotérmico: Es la tasa de aumento de la temperatura subterránea en función de la profundidad debido al flujo de calor desde el interior de la Tierra. Típicamente varía entre 2 a 3° C cada 100 m en los primeros kilómetros de la corteza, fuera de bordes tectónicos, condicionado también por las características físicas del material.

Figura 1. Régimen térmico del suelo en zonas de permafrost (Adaptado de Johnston, 1981).



2.1. Indicadores de la Ocurrencia de Permafrost en Áreas Montañosas

La detección de permafrost en zonas montañosas se puede basar sobre indicadores directos e indirectos de la presencia de condiciones propicias. Comúnmente, geoformas tales como los glaciares rocosos son considerados como fenómenos indicativos de condiciones de permafrost no sólo dentro de las formas sino también en sus alrededores (Haerberli, 1985; Berthling, 2011). Otros indicadores indirectos de condiciones de permafrost son las terrazas de crioturbación, protuberancias de pingos, geoformas de termokarst y los glaciares rocosos embrionarios o iniciales (Davis, 2000; French, 2007).

Métodos geofísicos tales como la tomografía de resistividad eléctrica (Electrical Resistivity Tomography, ERT), el radar de penetración terrestre (Ground Penetrating Radar, GPR), perforaciones y mediciones de temperatura superficial y en profundidad, pueden entregar información directa e indirecta acerca de la presencia de permafrost (Hauck & Kneisel, 2008). Manchones de nieve persistente (e.g., penitentes de nieve) que pueden mantener la temperatura superficial en niveles negativos han sido parcialmente asociados con condiciones de permafrost en diferentes cordones montañosos; sin embargo, más investigación es necesaria sobre la transferencia de calor entre el suelo y la atmósfera en diferentes contextos climáticos.

Otros indicadores indirectos están relacionados a ciertas variables que no son directamente indicadoras de condiciones de permafrost pero permiten hacer algunas inferencias acerca su presencia o ausencia. Entre estos indicadores se encuentra la relación entre la temperatura promedio anual (MAAT) y la altura (Barsch, 1978); las mediciones de la temperatura basal de la nieve (Bottom temperature of snow cover, BTS; Permanet, 2013) y de las temperaturas superficiales (ground surface temperature, GST; Hoelzle, Wegmann & Krummenacher, 1999) y la distribución de la vegetación y la cubierta de nieve (Etzelmüller et al., 2001).

De acuerdo a Barsch (1978) y sus estudios en los Alpes suizos, el permafrost de montaña se divide comúnmente en tres zonas: esporádico, discontinuo y continuo. Considerando la distribución de glaciares rocosos activos y las temperaturas medias anuales como un indicador de zonas modernas de permafrost, el permafrost esporádico estaría situado bajo la zona de los glaciares rocosos activos o donde el promedio anual de la temperatura del aire se mantiene entre ~ 0 y -2 °C. Por otro lado, sobre el límite inferior altitudinal de los glaciares rocosos

activos, donde la temperatura promedio anual del aire es comúnmente inferior a $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, se denomina zona de permafrost de montaña discontinuo. Finalmente, permafrost continuo de montaña seria la zona de un cordón montañoso donde el 90% o más del territorio están conformados por permafrost, o donde la MAAT es inferior a los -3°C (Gruber & Haeberli, 2009). Sin embargo, esta clasificación es relativa y sujeta a excepciones, y su aplicación no podría ajustarse en otras zonas de montaña. Clasificaciones más específicas e interpretativas han sido desarrolladas por Boeckli et al. (2012).

En forma adicional a los glaciares rocosos, los cuales han sido utilizados como indicadores de la presencia de permafrost esporádico y discontinuo (Brenning, 2005; Boeckli et al., 2012), la presencia de manchones de nieve persistente y de penitentes ha sido usada como indicadores potenciales de la presencia de permafrost en diferentes cordones montañosos (Haeberli, 1975). No obstante, esta relación podría variar de acuerdo a las particularidades de cada área de montaña, el régimen termal del suelo y su relación con la atmósfera.

Del mismo modo, la existencia de sitios con cubierta de nieve de larga duración (long-lasting snow cover, LLS) favorece la formación o preservación de permafrost, dado que el terreno está significativamente congelado durante los primeros meses del otoño por la influencia de temperaturas atmosféricas bajo $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ y protegido posteriormente por la presencia de una gruesa cubierta de nieve hasta fines del verano que inhibe la influencia de las temperaturas atmosféricas en él. El estudio de la LLS ha sido utilizado como un indicador adicional de la presencia de permafrost en zonas montañosas (Ishikawa, 2003; Apaloo, Brenning, & Bodin, 2012).

2.2. El Ambiente Periglacial

El concepto periglacial está referido a una serie de fenómenos geomorfológicos relacionados al congelamiento y descongelamiento estacional o diurno que está presente en ambientes fríos no glaciares de latitudes altas y áreas montañosas de alrededor del mundo (Washburn, 1973; Embleton & King, 1975; French, 2007).

Comúnmente, la geomorfología característica de estas áreas libres de glaciares es descrita como zonas periglaciales (Barsch, 1996). En un ambiente periglacial, el permafrost constituye una de las principales componentes del paisaje, si bien el ambiente periglacial también incluye áreas sin permafrost (Embleton & King, 1975). Por otra parte, en ambientes periglaciales de montaña, los glaciares rocosos constituyen las expresiones geomorfológicas más importante de la presencia actual y pasada del permafrost.

El dominio periglacial está referido a la extensión global de las zonas donde predominan los mecanismos de crioclastismo y de gelifluxión. Si bien el ambiente periglacial en la tierra está concentrado principalmente en zonas cercanas a los polos, se incluye dentro de él, zonas de gran altitud de los diferentes cordones montañosos localizados en latitudes medias de la tierra (French, 2007). Por lo tanto, el dominio periglacial incluye las áreas marginales de glaciares modernos y de extensas capas de hielo.

De acuerdo a Brenning (2005a,b), la presencia de condiciones y procesos no periglaciales en los ambientes de montaña tales como los procesos de erosión gravitacional y los vestigios de glaciaciones pasadas hacen difícil delimitar la distribución del ambiente periglacial en estas zonas, particularmente en zonas semiáridas (Barsch, 1983).

2.2.1. Laderas de Solifluxión

La solifluxión es considerada uno de los fenómenos más comunes de desplazamiento del suelo en los ambientes de montaña (French, 2007). El termino describe el flujo lento de suelo. Ello puede deberse a la deformación gravitacional de suelo saturado de agua, y/o la reptación como consecuencia de ciclos de congelamiento y descongelamiento del suelo (Figura 2). Lóbulos o terrazas de solifluxión son el resultado geomorfológico que resulta de este proceso. Si bien la solifluxión puede desarrollarse dentro de la capa activa del permafrost o en general en zonas con ciclos de congelamiento-descongelamiento (gelifluxión), las terrazas de solifluxión

no necesariamente son indicadores de condiciones de permafrost subyacente (Figura 2). Del mismo modo, ellas pueden ser indicativas de procesos geomorfológicos activos y/o pasados.



Figura 2. Ladera de solifluxión en los Andes de Chile semiárido a los 27° de latitud Sur (marzo 2018).

3. MODELOS DE DISTRIBUCIÓN DE PERMAFROST

La distribución del permafrost generalmente es modelada mediante modelos estadísticos que combinan métodos estadísticos con variables empíricas y que a través de modelos físicos representan los flujos de energía entre la atmosfera y la superficie del suelo basados en principios de transferencia de calor.

3.1. Características Generales de los Modelos Estadísticos de Distribución de Permafrost

La distribución del permafrost ha sido generalmente modelada usando una combinación de técnicas estadísticas y variables empíricas sobre la base de características topográficas, climáticas e indicadores geomorfológicos en los Alpes europeos y en forma parcial en los cordones montañosos de América del Norte, Asia y Sudamérica (Keller, 1992; Gruber & Hoelzle, 2001; Nyenhuis & Hoelzle, 2005; Ebohon & Schrott, 2008; Boeckli et al., 2012, Gruber, 2012, Azócar et al., 2017). Los primeros modelos de ocurrencia de permafrost en áreas de montaña se basaron en la llamada regla de oro (*rules of thumb*) que establece una relación entre la ocurrencia de permafrost con factores topográficos tales como la elevación, la pendiente y la exposición (Haerberli, 1975).

Además de las variables topográficas clásicas, datos topoclimáticos acerca el promedio anual de la temperatura del aire (MAAT) y la radiación solar potencial (Potential Incoming Solar Radiation, PISR) son usualmente ocupados como variables explicativas en los modelos estadísticos o empíricos de la distribución de permafrost.

Con el fin de mejorar la precisión de las estimaciones en la distribución del permafrost de montaña, estudios posteriores han incorporado dentro de los modelos de predicción la medición de la temperatura basal de la nieve como indicador de la presencia de permafrost (Bottom Temperature of Snow Cover, BTS). La medición de BTS provee la probabilidad de encontrar permafrost en un punto indicado. No obstante, su aplicación requiere de una cubierta nival suficientemente profundidad y continua, una gran cantidad de mediciones y que los umbrales de temperatura, que indican la presencia o ausencia de permafrost, hayan sido calibrados localmente (Lewkowicz & Ednie, 2004; Brenning et al., 2005b).

Estudios locales han incorporado dentro de los modelos de predicción de la distribución de permafrost variables explicativas derivadas de imágenes satelitales tales como: el albedo

estival del suelo, la abundancia de la vegetación y la temperatura satelital aparente (Apparent Satellite Temperature, AST; Leverington & Duguay, 1997; Frauenfelder et al., 1998; Etzelmüller et al., 2001; Duguay et al., 2005). La incorporación del albedo estival intenta representar de mejor forma la realidad física de la energía entrando bajo la superficie, en comparación a variables derivadas de modelos digitales de terreno (DEM) tales como la PISR. Por otro lado, la presencia o ausencia de vegetación ha sido incorporada exitosamente como un parámetro de los modelos de predicción especialmente en los Alpes (Etzelmüller et al., 2001). Por otro lado, el uso de la AST no ha demostrado ser una variable explicativa de las condiciones de permafrost (Leverington & Duguay, 1996,1997; Ødegard et al., 1999). Estas limitaciones se deben en general a que las imágenes satelitales muestran un momento específico, y que no toman en cuenta la variación espacio temporal debido a cambios en la humedad del terreno o en la cubierta de vegetación durante diversas estaciones. Del mismo modo, el carácter seco de la cordillera de los Andes en Chile central hace de la vegetación un indicador de menor valor para la identificación de la presencia o ausencia de permafrost.

En forma complementaria, indicadores geomorfológicos relacionados a la ocurrencia de permafrost tales como los glaciares rocosos han sido exitosamente utilizados para modelar la distribución del permafrost en diferentes cordones montañosos alrededor del mundo (Janke, 2005; Bodin *et al.*, 2008; Keller, 1992; Gruber & Hoelzle, 2001; Nyenhuis & Hoelzle, 2005; Ebohon & Schrott, 2008; Boeckli *et al.*, 2012, Gruber, 2012; Bonnaventure *et al.*, 2012; Zhang *et al.*, 2012 y Azócar *et al.*, 2012, 2017). Sin embargo, en la cordillera de los Andes chilenos, donde hay una significativa presencia de glaciares rocosos, la distribución del permafrost ha sido escasamente estudiada a través del uso de los glaciares rocosos como indicadores de su presencia o ausencia (Azócar *et al.*, 2012, 2017).

En este campo, modelos lineales generalizados (Generalized Linear Models, GLM) han sido comúnmente usados para modelar variables de respuesta binarias como la presencia o ausencia de permafrost (Lewkowicz & Ednie, 2004; Lewkowicz & Bonnaventure, 2008). Recientes estudios en los Alpes (Boeckli et al., 2012) han utilizado modelos lineales generalizados mixtos (Generalized Linear Mixed-effect Model, GLMM) para predecir la probabilidad que un glaciar rocoso esté intacto, en contraposición a una forma relicta (intacto: indica presencia de permafrost; relicto: ausencia de permafrost). En forma indirecta, la distribución de permafrost ha sido estudiada a través de modelos aditivos generalizados en los Andes chilenos (Generalized Additive Model, GAM) que estiman la distribución de glaciares rocosos (Brenning & Azócar, 2010a).

En general el output de la mayoría de estos modelos consiste en una zonificación del permafrost por clases referidas a la probabilidad de existencia o índices que indican atributos cualitativos de las probabilidades (Boeckli et al., 2012). Por lo tanto, estos modelos están más enfocados a la predicción de la presencia de permafrost que en la descripción de las condiciones termales subsuperficiales.

3.1.1. Distribución de Permafrost en Territorio Nacional

A nivel nacional existen escasos modelos que indiquen la distribución del permafrost de montaña a lo largo del territorio, existiendo solo dos modelos empíricos que cubren grandes latitudes de los Andes Chilenos. El modelo global de zonificación de permafrost de Gruber (Permafrost Zonation Index, PZI; Gruber, 2012), modelo empírico independiente a escala global de 1 km x 1 km de resolución y el Modelo de Favorabilidad de Permafrost (Permafrost Favourability Index, PFI, Azócar et al., 2017) que cubre las cuencas de los ríos Huasco, Elqui, Limarí y Choapa a resolución de 30 m.

Si tomamos como referencia los patrones de distribución del modelo de PZI de Gruber (2012) con puntajes de PZI entre 0.5 y 1, y excluyendo parcialmente la superficie de glaciares blancos (Tabla 1; Figura 6) existirían alrededor 2,843 a 3,572 km² con patrones o condiciones favorables para la presencia de permafrost de montaña que cubren respectivamente entre 0.38 y 0.47% del territorio de Chile continental. Las superficies potenciales de permafrost se concentran en las zonas de mayor elevación de la cordillera de los Andes. Es probable que, donde el modelo predice valores de PZI < 0.5, probablemente permafrost existe solo en condiciones locales favorables, en zonas con PZI y \geq 0.5 probablemente permafrost estará presente en casi todas las condiciones y de manera casi continua, aunque condiciones locales topo climáticas pueden igualmente hacer variar su distribución especialmente en el rango de PZI entre 0.5-0.75. El PZI de Gruber (2012) debe interpretarse en forma conservadora y de manera referencial, ya que, por la naturaleza del modelo, los patrones de superficie de PZI no constituyen datos objetivos de la existencia in situ de permafrost de montaña en el área (reliable ground truth). En general el PZI debido a su resolución y variables de entrada del modelo, puede subestimar la distribución de permafrost, la cual está altamente condicionada por la topografía local, altitud, radiación solar potencial, exposición, etc.

De acuerdo al Permafrost Favourability Index (PFI) de Azócar et al., (2017; resolución 30 m), que estudia la distribución de permafrost de montaña en la vertiente chilena de los Andes semiáridos entre los 29 y los 32° de latitud Sur aproximadamente, y considerando puntajes ≥ 0.5 , y excluyendo superficies de glaciares blancos, alrededor de 2,636 km² de esta sección de los Andes presentarían condiciones favorables para la presencia de permafrost montaña (Figura 3). A escala geográfica más generalizada también se conoce la distribución latitudinal y altitudinal de los glaciares rocosos intactos entre los 27° y 35° de latitud Sur (Brenning, 2005a,b; Azócar & Brenning, 2010) lo que puede servir como indicación general de la distribución del permafrost discontinuo de montaña.

De acuerdo al modelo de distribución de permafrost de montaña realizado al interior de la de la cuenca del río Maipo (33-34° de latitud; Straub, 2018) y considerando un puntaje de probabilidad $\geq 0,5$, existirían alrededor de 2109 km² de superficie que presentan condiciones favorables para la presencia de permafrost. No obstante, al no considerar MAAT, este probablemente sobreestimar la distribución de permafrost de montaña al interior de la cuenca.

Tanto el PZI de Gruber (2012) como PFI de Azócar et al. (2017) indican tendencia de patrones de mayor distribución de permafrost de montaña en las cuencas según nomenclatura del el Banco Nacional de Cuencas (BNA): Endorreicas entre Frontera y vertiente del Pacifico, Río Maipo, Río Huasco, Río Elqui, Río Copiapo, Vertiente del Atlántico, Río Aconcagua, Río Rapel y Tierra del Fuego (Tabla 1).

Más hacia el Sur, en la Patagonia Austral y Tierra del Fuego, por el lado argentino, han sido identificadas formas ambiguas y relictas de presencia de permafrost en el pasado (French, 2017) y actuales (Valcárcel-Díaz et al., 2008). No obstante, mediante fotointerpretación d imágenes satelitales de libre disposición en el territorio chileno, es posible identificar unidades del relieve que indicarían presencia de permafrost por ejemplo al interior de Isla Navarino (i.e. protalus Rampart; glaciares rocosos).

Por otra parte, en el desarrollo de estudios de impacto ambiental y de planes de cumplimiento ambiental de los proyectos mineros Salares Norte (Atacama Ambiente, 2017) y Pascua-Lama (BGC Engineering, 2009) se ha entregado mapas que indicarían la presencia de permafrost al interior al interior de la cuenca superior del río Huasco y en la cuenca del Salar Norte (Figuras 4 y 5)

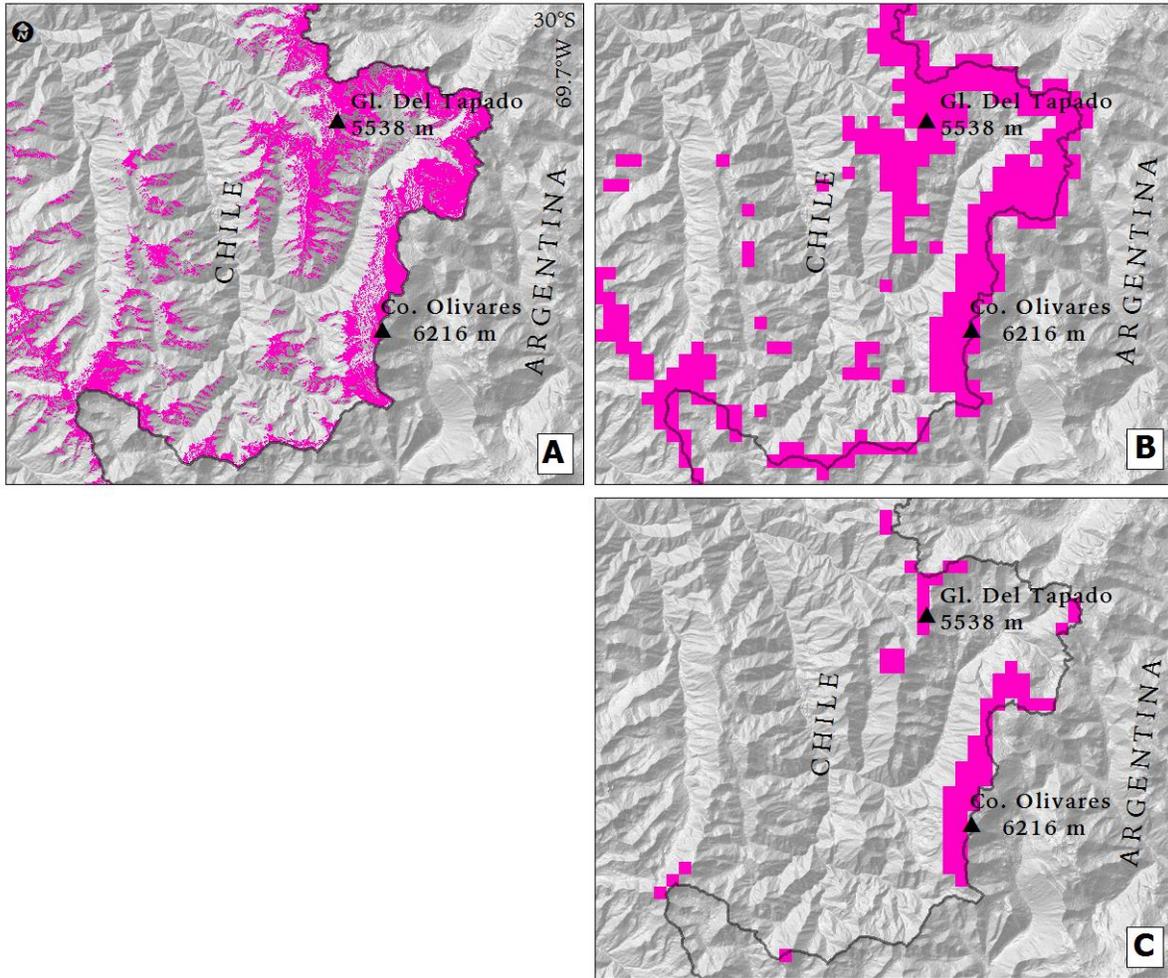


Figura 3. Comparación visual de los puntajes de probabilidad (Permafrost Probability Scores, PPS) $\geq 0,75$ entre modelos estadísticos de distribución de permafrost en las cercanías del glaciar Tapado, Chile. (a) Permafrost Favorability Index (PFI) de Azócar et al., 2017 (resolución 30 m), (b) PFI remuestreado a 1 km, (c) Permafrost Zonation Index (PZI) modelado por Gruber (2012,; resolución 1 km). En Azócar (2013).

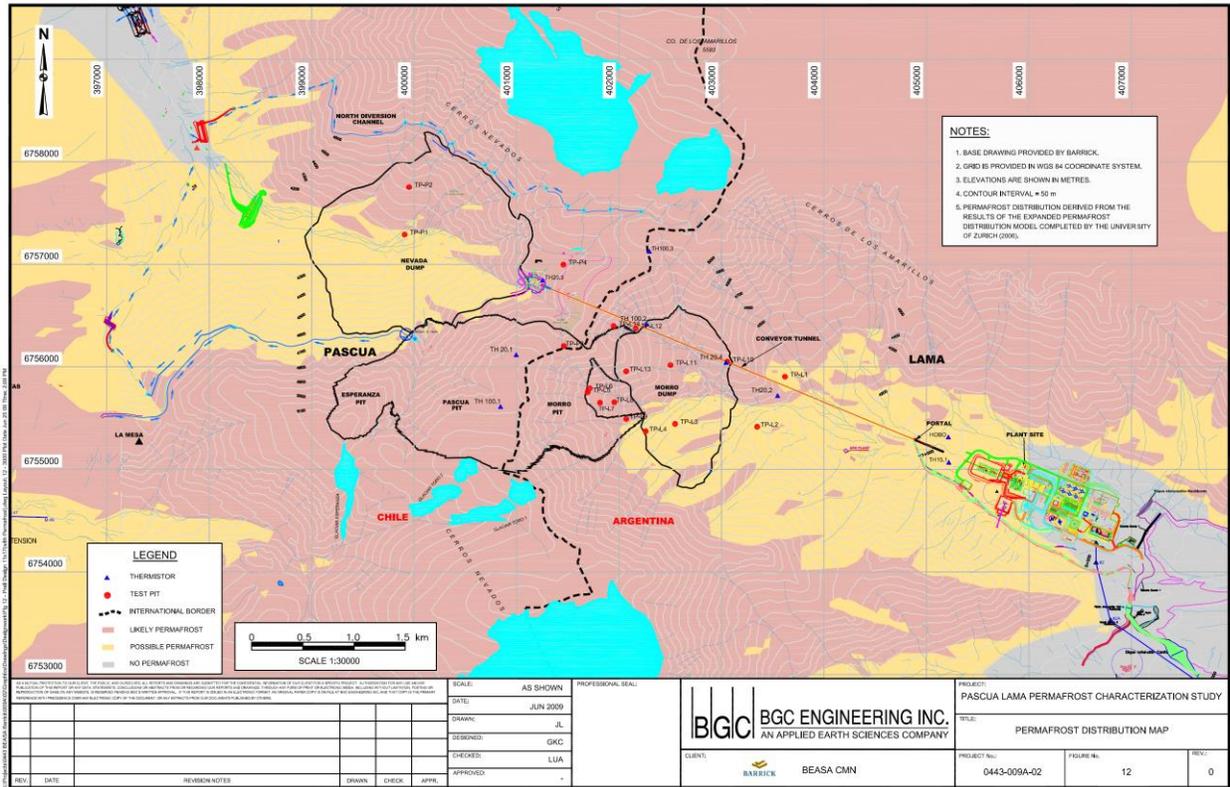
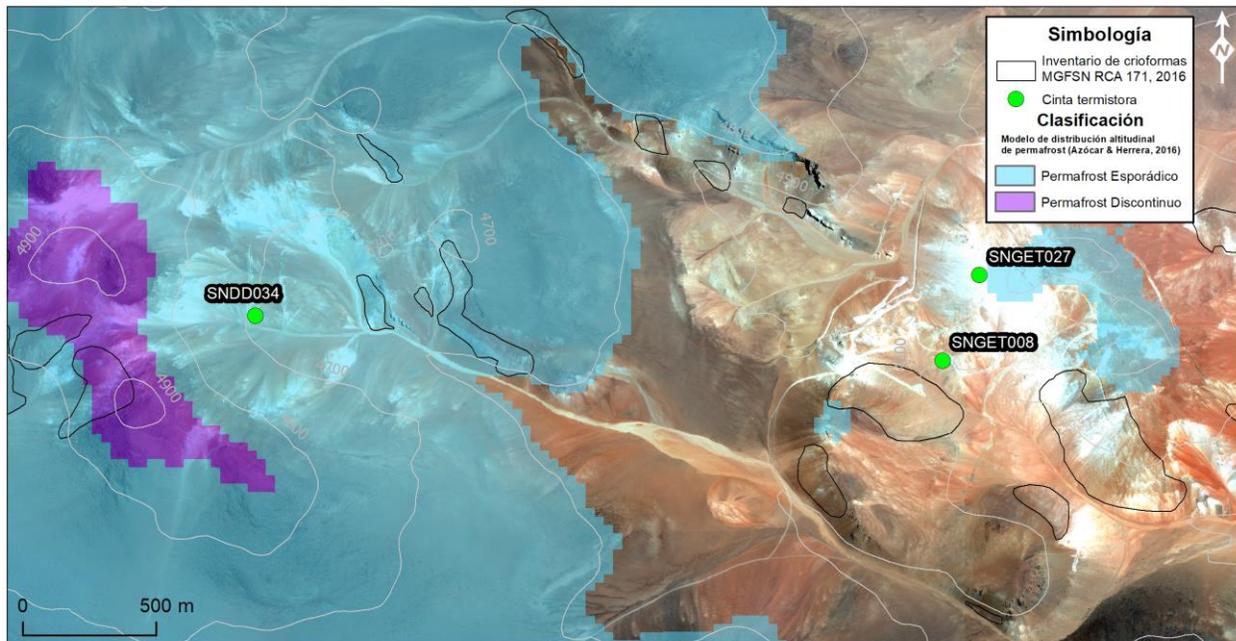


Figura 4. Mapa de distribución de permafrost en el área del proyecto Pascua-Lama. En: BGC Engineering, 2009.



PROYECTO:	LAMINA N°: 1	ESCALA:	CLIENTE:
Adquisición y Servicios de Instalación de Cintas Termistoras (ASICT) 2016 - 2017	NOTAS:	FECHA: 2017-10-27	Minera Gold Fields Salares Norte Ltda.
TITULO:	Proyección: 19 S, WGS84	REVISIÓN: 2	AUTORES:
Distribución de los pozos de perforación seleccionados para la instalación de cintas termistoras	Imagen satelital: Geoeye 1 2012-01-09		Atacama Ambiente E.I.R.L.

Figura 5. Mapa de distribución de permafrost en el área del proyecto Salares Norte de Goldfields. En: Atacama Ambiente, 2017.

Tabla 1. Estimación de la distribución de permafrost a nivel de cuenca hidrográfica de acuerdo con el modelo de PZI de Gruber (2012). Puntajes ≥ 0.5 .

Código BNA	Nombre Cuenca	Superficies Cuenca km²(1)	Área PZI km²(2)	Área Glaciares (GL) Blancos km² (3)	PZI-GL km²	PZI % en relación al área de la cuenca	Obs.
10	Altiplánicas	11,369	18	6.93	11.1	0.10	
12	Río Lluta	3,437	1	0.04	1.0	0.03	
17	Pampa del Tamarugal	17,353	1	-	1.0	0.01	
20	Fronterizas Salar Michincha-R.Loa	2,675	6	0.01	6.0	0.22	
21	Río Loa	33,081	49	0.11	48.9	0.15	
23	Fronterizas Salares Atacama-Socompa	4,055	23	0.29	22.7	0.56	
24	Endorreica entre Fronterizas y Salar Atacama	5,308	21	0.14	20.9	0.39	
25	Salar de Atacama	15,576	48	0.97	47.0	0.30	
26	Endorreicas Salar Atacama-Vertiente Pacifico	14,473	66	-	66.0	0.46	
30	Endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacifico	15,618	1055	14.62	1,040.4	6.66	
34	Río Copiapó	18,703	336	17.29	318.7	1.70	

- (1) Superficies de cuencas de acuerdo a lo indicado en el Banco Nacional de Aguas (BNA). Shapefiles de la DGA.
- (2) Superficies de PZI con puntajes entre 0.5-1 de acuerdo a Gruber (2012):
- (3) Superficies de glaciares de acuerdo a inventario preliminar de DGA (2019). Se excluyen glaciares rocosos. Inventario en proceso.
- (4) Superficies de probabilidad de permafrost de acuerdo a Azócar et al. (2017), asumiendo puntajes entre PFI 0.1-1.
- (5) Superficies de probabilidad de permafrost de acuerdo a Straub (2018), asumiendo puntajes de predicción entre 0.75-1.
- (6) El modelo de PZI de Gruber (2012) predice condiciones de permafrost sobre áreas glaciares y en los márgenes de áreas glaciares. No es posible estimar superficie de permafrost. Limitaciones de predicción y resolución.

Continuación de Tabla 1.

Código BNA	Nombre Cuenca	Superficies Cuenca km²⁽¹⁾	Area PZI km²⁽²⁾	Area Glaciares (GL) Blancos km^{2 (3)}	PZI-GL km²	PZI % en relación al area de la cuenca	Obs.
38	Río Huasco	9,813	365	9.58	355.4	3.62	1150 ⁽⁴⁾
43	Río Elqui	9,825	361	5.35	355.6	3.62	1104 ⁽⁴⁾
45	Río Limarí	11,696	21	1.09	19.9	0.17	217 ⁽⁴⁾
47	Río Choapa	7,653	33	0.03	33.0	0.43	192 ⁽⁴⁾
54	Río Aconcagua	7,334	138	37.49	100.5	1.37	
57	Río Maipo	15,273	619	223.99	395.0	2.59	2109 ⁽⁵⁾
60	Río Rapel	13,766	130	184.53	(6)		
94	Río Toltén	8,448	3	34.03			
104	Cuencas e Islas entre R. Bueno y R. Puelo	13,507	3	45.71			
114	Costeras e Islas entre R Aysén y R Baker y Canal Gral. Martínez	35,153	59	3,294.49			
115	Río Baker	20,945	65	1,901.99			
117	Río Pascua	7,590	67	1,794.03			
120	Costeras entre Limite Región y Seno Andrew	13,950	61	4,577.04			
122	Costeras entre Seno Andrew y R. Hollemberg e islas al oriente	17,829	71	2,424.55			
126	Vertiente del Atlántico	1,736	159	448.64			
128	Tierra del Fuego	42,218	111	2,469.86			

(1) Superficies de cuencas de acuerdo a lo indicado por el Banco Nacional de Aguas (BNA). Shapefiles de la DGA.

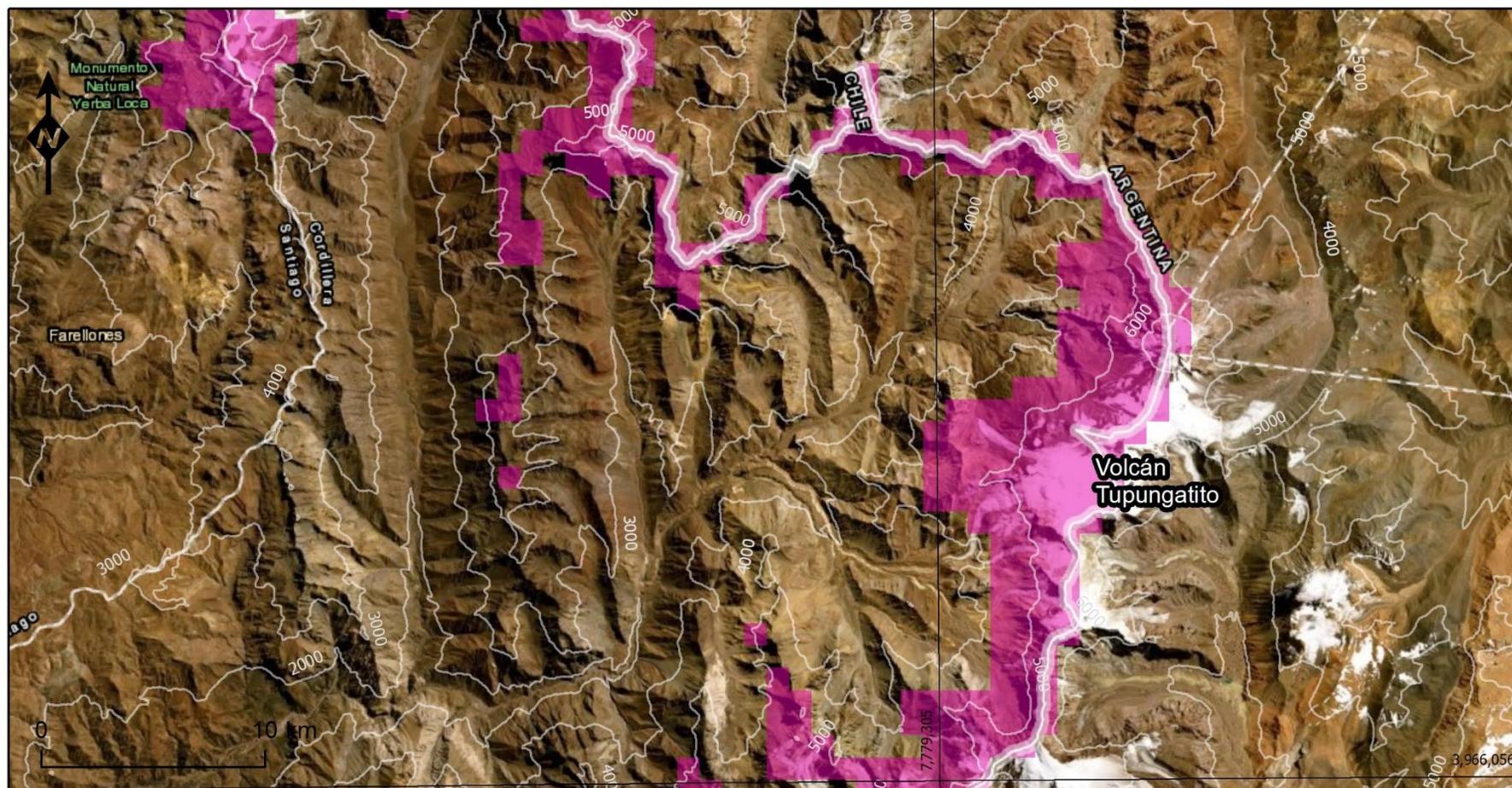
(2) Superficies de PZI con puntajes entre 0.5-1 de acuerdo a Gruber (2012):

(3) Superficies de glaciares de acuerdo a inventario preliminar de DGA (2019). Se excluyen glaciares rocosos. Inventario en proceso.

(4) Superficies de probabilidad de permafrost de acuerdo a Azócar et al. (2017), asumiendo puntajes entre PFI 0.1-1.

(5) Superficies de probabilidad de permafrost de acuerdo a Straub (2018), asumiendo puntajes de predicción entre 0.75-1.

(6) El modelo de PZI de Gruber (2012) predice condiciones de permafrost sobre áreas glaciares y en los márgenes de áreas glaciares. No es posible estimar superficie de permafrost. Limitaciones de predicción y resolución.



PROYECTO: Estado Actual de Los Suelos Congelados y Plan de Monitoreo Nacional de Permafrost	LAMINA N°: 01	ESCALA: 1:300,000	CLIENTE: MOP-DGA
	NOTAS: Proyección: 19 S, WGS84 Ortofoto: Google Maps	FECHA: 2019-12-19	
TÍTULO: Patrones de distribución de permafrost de acuerdo a PZI de Gruber (2012) en las cercanías del volcán Tupungatito. Puntajes ≥ 0.5 . Resolución 1 km.	REVISIÓN: 1	AUTORES: 	

Figura 6. Patrones de distribución de permafrost de acuerdo a PZI de Gruber (2012) en las cercanías del volcán Tupungatito

3.1.2. Limitaciones Actuales y Desafíos Futuros

En cuanto al modelamiento de la distribución de permafrost en los Andes chilenos, los principales desafíos son:

- Modelar la distribución del permafrost de montaña a nivel nacional.
- Mejorar la disponibilidad de datos meteorológicos en áreas de montaña para optimizar una de las principales variables predictivas de los modelos de distribución, la temperatura media anual del aire (Mean Annual Air Temperature, MAAT).
- Implementar una red de medición de temperatura del suelo en zonas potenciales de permafrost, idealmente incorporando mediciones aisladas existentes en distintos proyectos científicos, ambientales y mineros. En paralelo con la construcción de inventarios de evidencias concretas de presencia y ausencia de permafrost.
- A escala local, desarrollo de modelos físicos.

4. MEDICIONES EXISTENTES DEL RÉGIMEN TÉRMICO DE SUELOS CONGELADOS

Las temperaturas superficiales o cercanas a la superficie (Ground Surface Temperature, GST) están influenciadas por factores climáticos externos, el calor geotermal, la variación de la cubierta de nieve y la presencia subsuperficial de permafrost. Las variaciones de temperatura originadas por factores atmosféricos son producto de los intercambios convectivos y advectivos de energía, y del balance radiativo. Las temperaturas superficiales del suelo son una variable que es relativamente fácil de medir espacialmente mediante una red de monitoreo, y por lo tanto permite interpolar observaciones puntuales más detalladas realizadas en perforaciones de la capa activa. Las temperaturas superficiales medidas en invierno debajo de una cobertura nival estable se consideran un indicador de las condiciones térmicas subsuperficiales y en particular de la presencia de permafrost de montaña, cuyo método se basa en la medición de la temperatura basal del manto nival (Botton Temperature of Snow, BTS; Haeberli, 1973; Brenning et al., 2005).

Por otra parte, la medición de temperaturas en pozos u hoyos de perforación es un método ampliamente utilizado para obtener información sobre el régimen térmico del suelo y detectar la presencia de permafrost (Barsch, 1996; Trombotto & Borzotta, 2009). La caracterización del permafrost y su desarrollo en el largo plazo (degradación/agradación) requiere de mediciones del régimen térmico superficial y subsuperficial en términos de la profundidad de la capa activa, la profundidad de la amplitud anual de cero y de los gradientes geotermiales (Humlum & Matsuoka, 2003).

En consecuencia, el objetivo de este tipo de monitoreo es monitorear las temperaturas subsuperficiales para conocer el régimen térmico, establecer el tamaño de la capa activa y el tope y la base del permafrost.

4.1. Investigaciones de Temperaturas Subsuperficiales

Las temperaturas superficiales del suelo (Ground Surface Temperature, GST) han sido estudiadas en Chile solo en suelos detríticos asociados a depósitos de glaciares rocosos al interior de la cuenca del río Elqui (DGA, 2010) y al este de la Laguna Negra en la cuenca del río Yeso (Apaloo et al., 2012). En ambos sitios fueron utilizados registradores de temperaturas (Mini Temperature Datalogger, MTD) instalados bajo 5-10 cm del suelo con el objetivo de inferir condiciones de permafrost bajo una cubierta nival (Botton Temperature Snow, BTS). El

monitoreo de las temperaturas superficiales (Ground Surface Temperature, GST) es esencial para el estudio de la distribución del permafrost (Isaksen et al., 2002). Tradicionalmente MTD han sido utilizados también para el estudio de las temperaturas superficiales o cercanas a la superficie (Hoelzle et al., 2003).

Los resultados de estas investigaciones indicarían una importante variabilidad de los regímenes térmicos para un mismo tipo de material detrítico. Por otra parte, la escasez de una cubierta nival en gran parte del año favorece que las temperaturas atmosféricas afecten las temperaturas del suelo en estos sitios, haciendo difícil la aplicación del método del BTS en las zonas Centro y Norte de Chile (Apaloo et al., 2012). De todas formas, es indispensable la calibración local de este método (Brenning et al., 2005).

4.2. Temperatura en Pozos de Perforación

Las temperaturas subsuperficiales en pozos de perforación han sido escasamente estudiadas en Chile. Solo se cuenta con datos aislados en el contexto de investigaciones de glaciares rocosos al interior de las cuencas de los ríos Huasco y Choapa (DGA, 2010, 2012) y en el contexto de estudios ambientales de proyectos mineros localizadas en áreas de permafrost montaña al interior de la cuenca del río Huasco (proyecto minero Pascua Lama), cuenca del río Blanco (i.e. Andina de CODELCO) y cuenca del Mapocho (Los Bronces de Angloamerican).

4.2.1. Resultados de Proyectos de Investigación de Glaciares Rocosos

Entre los años 2010 y 2012 se realizaron mediciones de temperaturas subsuperficiales en dos sitios localizados en el glaciar rocoso Llano de Las Liebres y también en dos sitios localizados en el glaciar rocoso El Tapado, alcanzando profundidades máximas entre 2 a 7,64 m. En todos los sitios se registraron temperaturas cercanas a 0° C, indicando que los sensores a mayor profundidad están cercanos al tope del permafrost (Figuras 7 y 8).

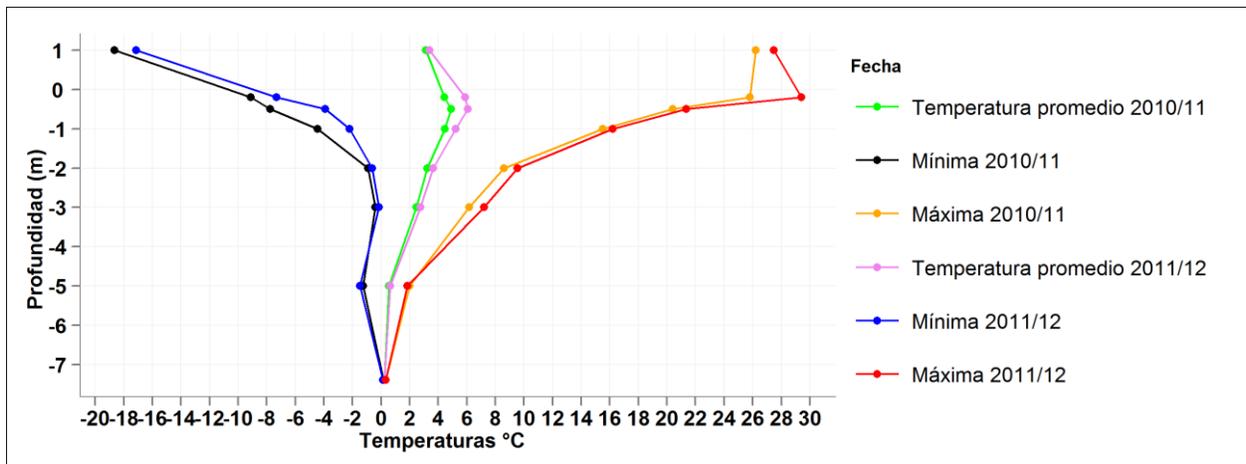


Figura 7. Perfil en profundidad de la temperatura promedio, máxima y mínima según años hidrológicos en la estación Liebre 2 (3786 m) ubicada en el glaciar rocoso Llano de Las Liebres entre los meses de abril 2010 y abril 2012 (DGA, 2012).

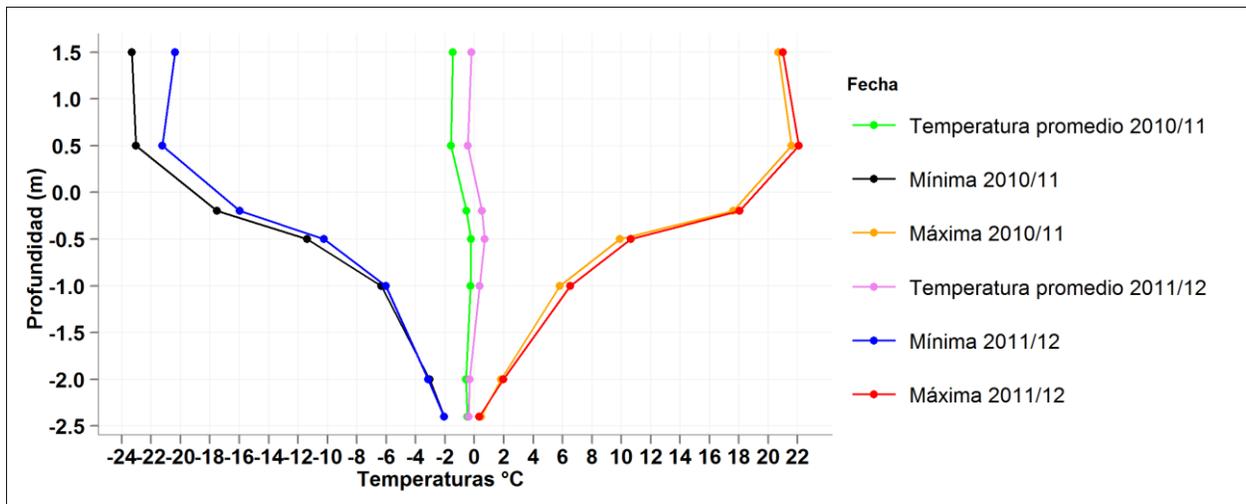


Figura 8. Perfil en profundidad de la temperatura promedio, máxima y mínima según años hidrológicos en la estación Tapado 2 (4405 m) en el glaciar rocoso El Tapado entre los meses de abril 2010 y abril 2012 (DGA, 2012).

5. RESULTADOS DE INVESTIGACIONES REALIZADAS EN EL CONTEXTO DE EVALUACIONES DE IMPACTO AMBIENTAL (EIA)

5.1. Proyecto Minero Salares Norte de Goldfields

En el contexto del proceso del estudio de impacto ambiental (EIA) del proyecto minero Salares Norte de minera GoldFields¹ (Resolución Exenta N° 153, del Servicio de Evaluación Ambiental de la Región de Atacama, 18 de diciembre de 2019) localizado a los 27° de latitud Sur aproximadamente, se ha estudiado el régimen térmico del suelo en tres pozos geológicos (Atacama Ambiente, 2017), detectando condiciones preliminares favorables para la presencia de permafrost solo en sitio a los 4580 m entre los 5 y los 13 m de profundidad aproximadamente (Figura 9).

5.2. Proyecto Minero Pascua-Lama de Barrick Gold

En el contexto de cumplimiento de compromisos ambientales de acuerdo a lo dictaminado por la resolución exenta N° 24 del año 2006 de la Comisión Regional del Medio Ambiente de la Región de Atacama, Compañía Minera Nevada SpA ha hecho entrega a la Superintendencia de Medio Ambiente (SMA) de diversos informes sobre el monitoreo de del régimen térmico del suelo llevado a cabo en el área del proyecto minero Pascua-Lama, con el objetivo de caracterizar condiciones de permafrost existente en el área². De acuerdo a lo indicado en uno de estos informes (BGC Engineering, 2009), que caracteriza el régimen térmico de tres pozos geológicos localizados entre los 4794 m y los 5092 m, se concluye que los sitios monitoreados presentan condiciones favorables para la presencia de permafrost bajo los 0.5-1 m de profundidad, pues por debajo de esta profundidad se registran temperaturas inferiores a -2.9°C (Figura 10).

Por otra parte, memorándum técnico enviados en el contexto de proceso de evaluación ambiental del proyecto Pascua Lama, incluyeron el análisis de 6 calicatas localizadas entre los 4800 y los 4900 m. De estas 6 calicatas, 4 presentaron lentes de hielo intersticial en una matriz fina de suelos coluviales³ (Figura 11; Golder Associates, 2006). Estudios posteriores

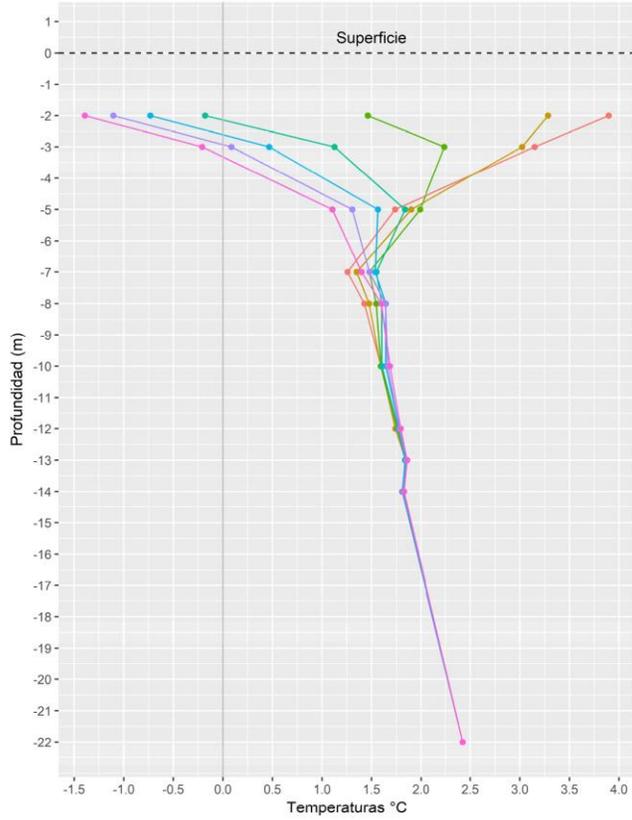
¹ <http://tiny.cc/a4i5iz>

² <http://tiny.cc/16i5iz>

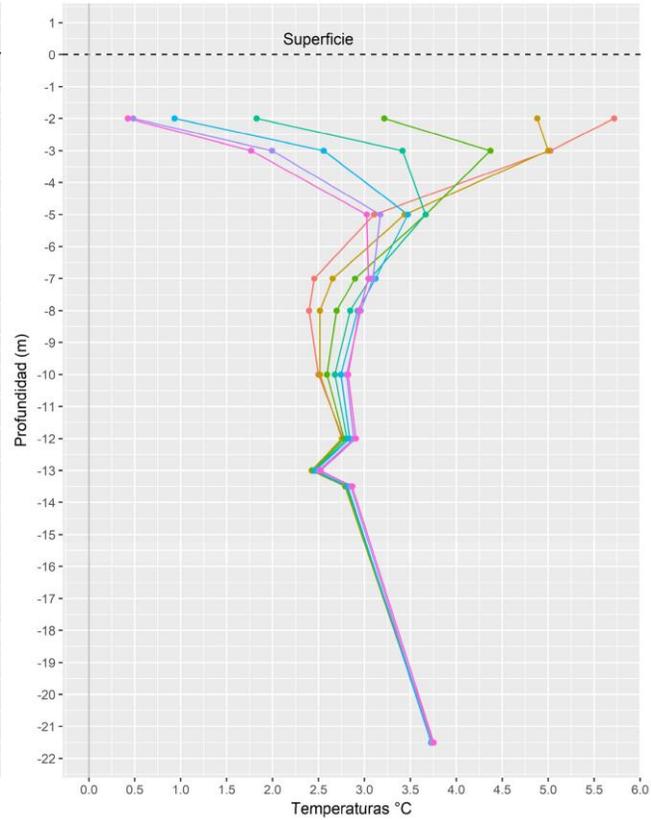
³ <http://tiny.cc/zaj5iz>

realizados por BGC Engineering (2009) indicarían que de un total de 18 calicatas realizadas entre los 4383 m y los 5013 m al interior del proyecto, se detectó en 12 sitios condiciones favorables para la presencia de permafrost bajo los 0.4-2.6 m de profundidad.

Lamina 4: Pozo geológico SNDD034. 4705 m.
 Período desde el 20 de marzo al 28 de septiembre de 2017



Lamina 5: Pozo geológico SNGET008. 4472 m.
 Período desde el 19 de marzo al 11 de septiembre de 2017



Lamina 3: Pozo geológico SNGET027. 4580 m.
 Período desde el 19 de marzo al 28 de Septiembre de 2017

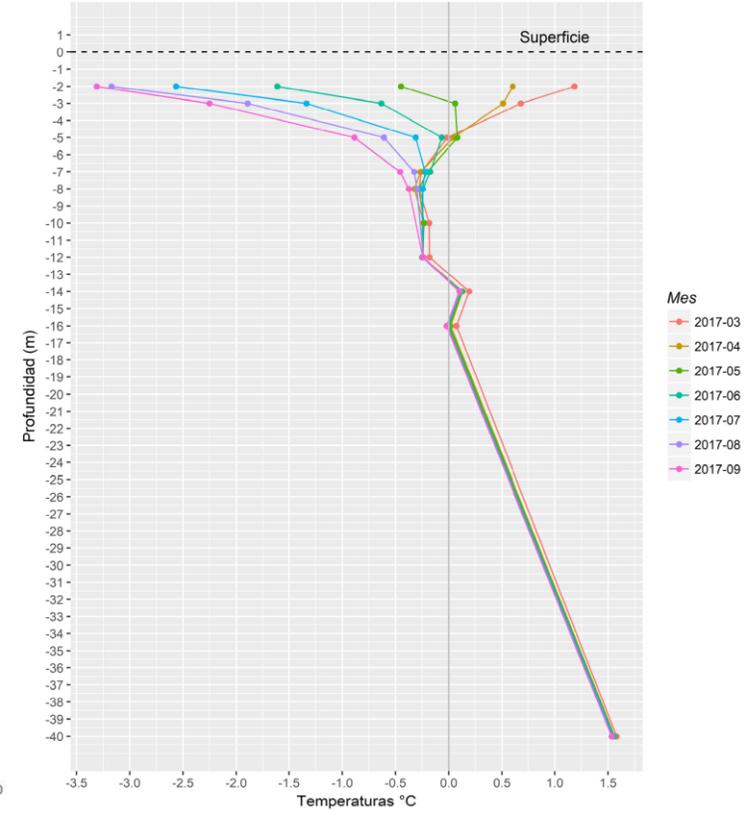


Figura 9. Perfil en profundidad de la temperatura promedio mensual en el pozo geológico SNDD034, SNGET008 y SNGET027. En: Atacama Ambiente, 2017.

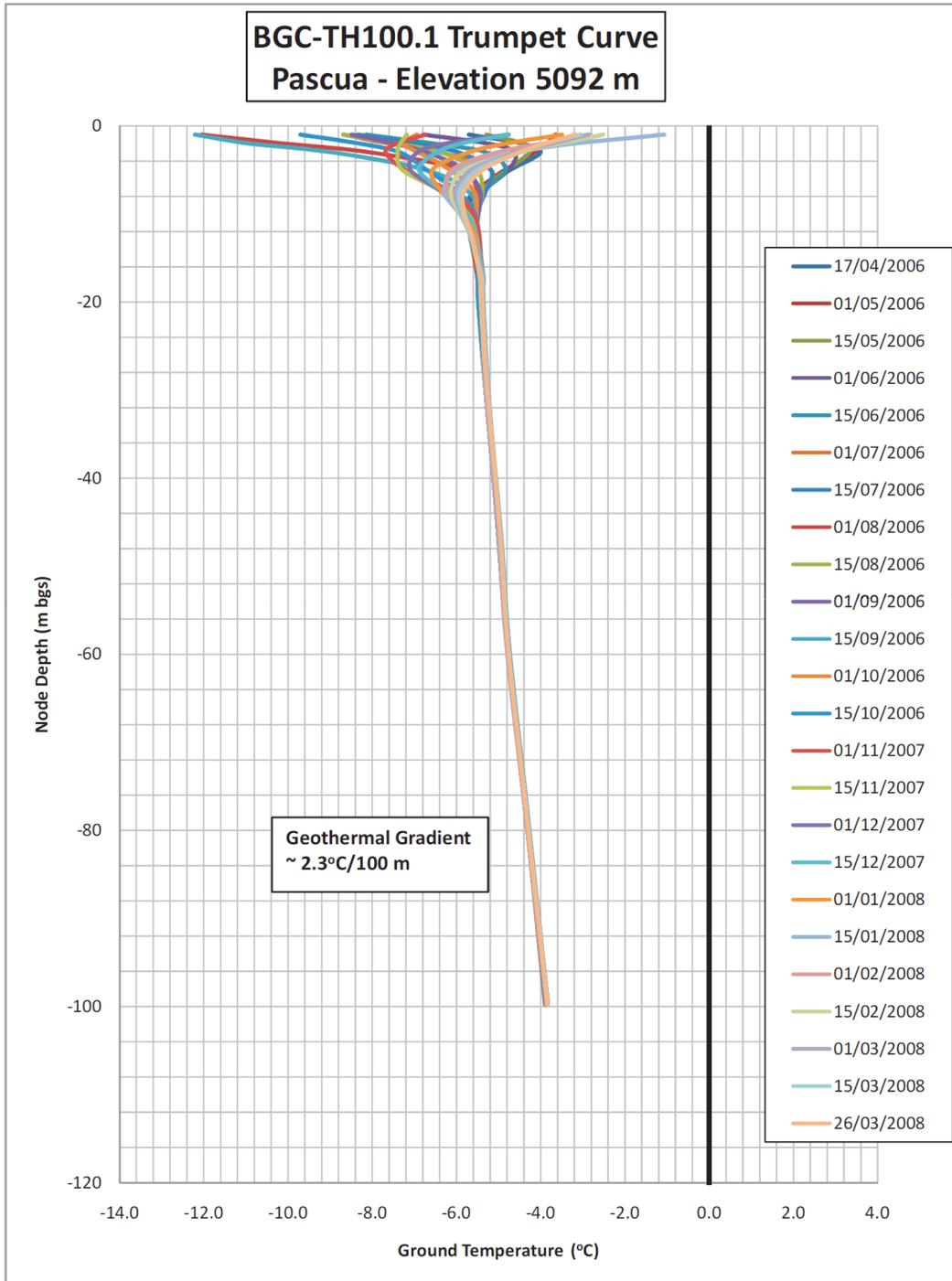


Figura 10. Perfil en profundidad de la temperatura registradas en el pozo geológico BGC-TH100.1 en el área del proyecto Pascua-Lama (5092 m). En: BGC (2009).



Fecha: Enero 2006
Proyecto MT-059-2701-008

Figura 11. Calicata CC-17 en proyecto Pascua-Lama. Enero 2006. En el horizonte 2 a 3 se detectan lentes de hielo. En: Golder Associates, 2006.

5.2.1.1. Faena Minera Andina de CODELCO

En el contexto de la línea de base de glaciares del estudio de impacto ambiental (EIA) del proyecto de "Adecuación de obras mineras de Andina para continuidad operacional actual de CODELCO, División Andina (DAND)" ^{4,5} se ha evidencia la presencia de permafrost en los glaciares rocoso Observatorio, Cerro Negro 2, Los Milos y Barroso 8 (Figura 12) y 9, detectando porcentajes de hielo de entre un 12.1 y 34.2% en relación al volumen total de

⁴ EIA <http://tiny.cc/iqj5iz>

⁵ Adenda N° 1, complementaria <http://tiny.cc/mrj5iz>

cada geoforma, mediante métodos geofísicos y sondajes realizados en diversos puntos sobre la superficie de los glaciares rocosos (Figura 13; Geotest, 2017;2018a,b).

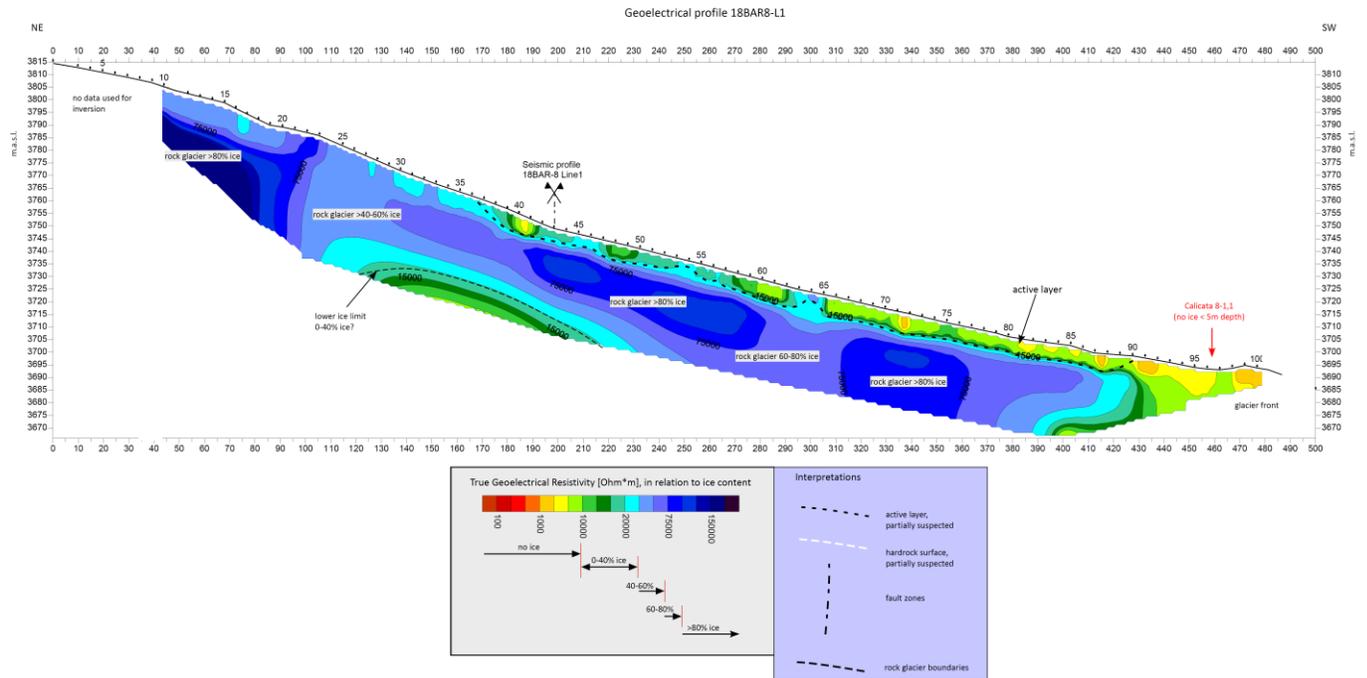


Figura 12. Tomografía geoléctrica 2D del glaciar rocoso Barroso 8. En: Geotest, 2018.

GEOTEST		DESCRIPCION DE CALICATAS GLACIAR ROCOSO														
Calicata N°:				CL-OBS-1,1												
Norte:	6329934	Este:	382102	Cota:	4195	19H	WGS84									
Fecha:				19-04-17												
Ubicación:				Glaciar de roca Observatorio												
Temperatura ambiente:				aprox. 8°C												
Descrita por:				Ulrike Lorenz												
Revisado por:				Paulina Lohse												
Aspectos del sector:										Observaciones :						
Zona alta del glaciar, pendiente talud > 45°										Por las condiciones climáticas del día del mapeo (nevando), se observo humedad en los primeros centímetros del material.						
Horizonte	Profundidad (m)		Espesor (m)	% de tamaño del material (cada 10%)					Tamaño de los clastos (cm)		% Material / Hielo		Presencia de agua			Descripción del horizonte
	Desde	Hasta		Ar	L	A	GR	BL	Min.	Max.	Material	Hielo	S	H	M	
1	0	0,3	0,3	30	20	30	20		0,0036	5	100		x			Interscalaciones de material muy fina, material arcilloso con capas de gravas gruesas hasta tamaño de bloques de alrededor de 30cm.
2	0,3	1,8	1,5	20	20	40	20		0,0036	7	100		x			
3	1,8	2,1	0,3	10	10	20	30	30	0,0036	30	100		x			
4	2,1	2,4	0,3	20	20	40	20		0,0036	2	100		x			
5	2,4	5	2,6	20	30	30	10	10	0,0036	100	40	60	x			Laminas horizontales de hielo lechoso, semi opaco, se observa >50% de hielo, los detritos observados son del mismo origen que los detritos de los horizontes superiores. Sin presencia de agua.
6	5	5,5	0,5	30	30	20	10	10	0,0036	50	80	20	x			Laminas principalmente de arcilla y limo, localmente clastos de mayor tamaño hasta 50 cm. Horizonte no registra presencia de agua y se presenta hielo subsaturado (<20%).
7	5,5	>7	> 1,5	10	30	30	20	10	0,0036	70	30	70	x			Capa de matriz de hielo con clastos incorporados en esta capa: matriz de hielo soportado con clastos muy angulosos.
8	>7															posible profundización del hielo

Figura 13. Calicata CL-OBS-1.1 en glaciar rocoso Observatorio. Bajo los 5 m se observan presencia de hielo. En: Geotest 2018.

5.3. Faena Minera Los Bronces de Anglo American

Durante el proceso de EIA del proyecto Los Bronces Integrados de Minera AngloAmerican⁶ se han realizado caracterizaciones de dos glaciares rocosos: Observatorio al interior de la cuenca del río Blanco e Infiernillo localizado en la cuenca de del río San Francisco. Ambos glaciares rocosos a la fecha presentan importantes remociones de superficie en sus partes bajas. En el caso del glaciar rocoso Infiernillo mediante métodos geofísicos (tomografía de resistividad eléctrica, gravimetría y sísmica de refracción) se determinó un espesor medio de 10.9 m y un equivalente en agua del hielo de 4.2 millones m³ (Geoestudios, 2019). En forma complementaria diversos sondajes fueron realizados sobre su superficie con el objetivo de comprender su estructura interna, detectando principalmente estratos de gravas intercalados con lentes de hielo puro (Figura 14). En el caso del gl. rocoso Observatorio, los estudios mediante métodos geofísicos y de extracción de testigos indicarían una profundidad media de 10 m y un porcentaje aproximado de hielo de un 34.2%, con un equivalente en hielo de 263,385 m³ (Geotest, 2018a,b).

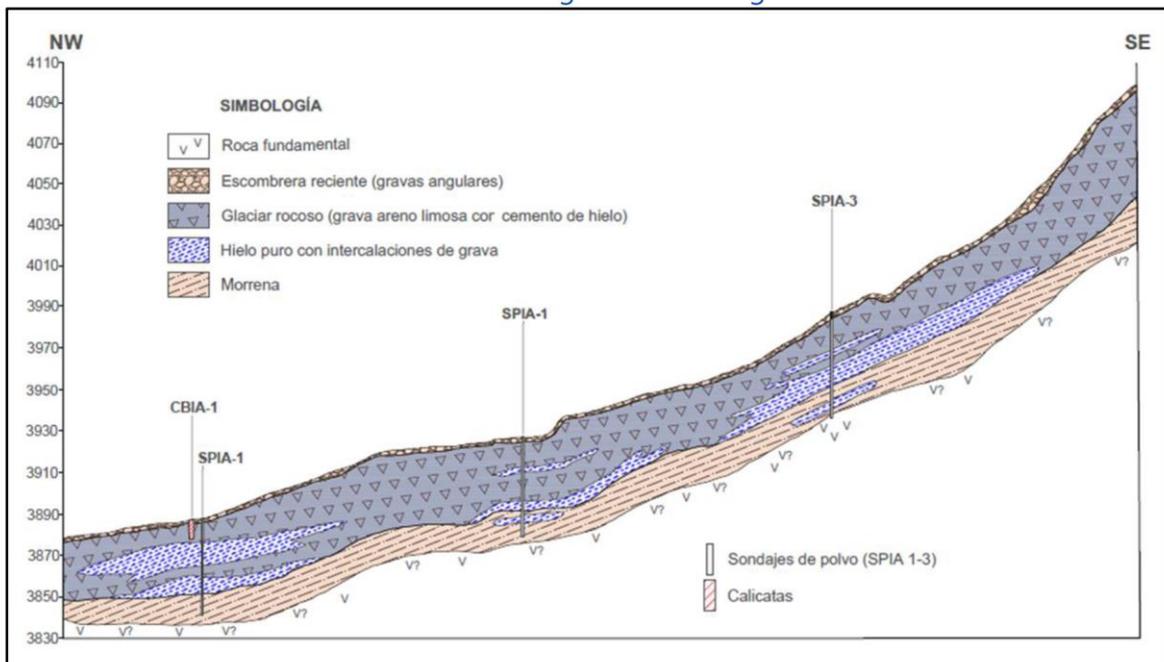


Figura 14. Perfil estratigráfico 1 en el glaciar rocoso Infiernillo. En: Geoestudios, 2019.

⁶ <http://tiny.cc/1tj5iz>

6. ESTUDIOS GEOFISICOS EN PERMAFROST

Los métodos geofísicos son usados para obtener información acerca de las propiedades físicas y estructura de las condiciones subsuperficiales, han sido usado a nivel internacional por muchos años para el estudio de los suelos congelados y la caracterización de áreas con suelos permanentemente congelados (Hauck & Kneisel, 2008). Hasta la década del 1980, la mayoría de los estudios en el ambiente periglacial fueron desarrollados principalmente en zonas de permafrost polares y en contexto de proyectos de exploración e ingeniería, ocupando en su mayoría métodos electromagnéticos, eléctricos y sísmicos. De igual forma, métodos que ocupan radares (Ground Penetration Radar, GPR) y tomográficos (Electrical resistivity tomography, ERT) han sido utilizados tanto en sectores montañosos como polares.

El uso de métodos geofísicos en ambiente de montaña y áreas polares requiere de un alto grado de complejidad en: configuración de la instrumentación, adquisición de los datos, interpretaciones y logística en ambientes fríos y remotos (i.e. energía, transporte, seguridad).

En términos de métodos eléctricos usados comúnmente se encuentran los: de corriente continua (Direct Current, DC), potencial (Self Potencial) y de polarización inducida (Induce polarization, IP). De estos métodos, DC, constituye uno de los métodos geofísicos más ampliamente ocupados en la investigación del permafrost. Debido a que, un incremento marcado de la resistividad eléctrica ocurre en el punto de congelamiento (freezing point). Estos métodos son más adecuados para la detección, localización y caracterización de estructuras que contienen material congelado. En general los valores de resistividad de sedimentos congelados, suelos congelado y permafrost de montaña varían entre los $1 \times 10^3 - 10^6 \Omega \text{ m}$ (Hauck & Kneisel, 2008).

Los métodos electromagnéticos, aunque menos usados que los métodos eléctricos en áreas de montaña, han incrementado su uso en los últimos años (Hauck & Kneisel, 2008). Entre las técnicas mas usadas se encuentran: frequency-domain (EM) system (FEM), time-domain electromagnetic systems (TDEM), systems using very low frequencies (VLF) y radioamagnetic telluric method (RMT). Los parámetros físicos que permiten diferenciar entre hielo, agua, o un estrato congelado o descongelado es la resistividad eléctrica, o más comúnmente su inversa, la conductividad eléctrica.

Por otra parte, los métodos de refracción sísmica están basados en el estudio la expansión de la onda de energía por efectos de la vibración de la roca y el suelo. La velocidad sísmica es la razón a la cuál una onda sísmica se propaga a través de roca y suelo. Una de las desventajas de este método es que materiales distintos podrían presentar valores similares de velocidad de onda. En consecuencia, para diferenciar por ejemplo till (sin hielo), suelo congelado o roca sólida, se requiere complementar con otros métodos geofísicos y evidencia empíricas de pozos de excavación.

El radar de penetración terrestre (Ground Penetration Radar, GPR) es un método geofísico para investigaciones subsuperficiales que utiliza pulsos de señales electromagnéticas que son transmitidas desde una antena al suelo. Una antena receptora recoge la energía que es parcialmente reflejada como señal de pasada a través de un límite dieléctrico en el suelo. En comparación a otros métodos geofísicos, GPR entrega datos con muy alta resolución vertical, en forma rápida y en tiempo real.

Este método en ambiente periglaciales y permafrost ha sido especialmente utilizado en el ámbito de la investigación de glaciares rocosos y especialmente en el análisis de su estructura interna general de ellos.

6.1. Estudios Geofísicos en Ambiente Periglaciales y Permafrost en Chile

En la literatura científica, solo es posible encontrar dos estudios geofísicos aplicados al estudio de glaciares rocosos en Chile. El primero de ello fue realizado por Milana & Güell (2008), los cuales estudiaron las diferencias genéticas de dos glaciares rocosos adyacentes localizados al pie del glaciar blanco de El Tapado, cuenca del Elqui. Mediante técnicas de sísmica de refracción se estudió las características internas de cada glaciar rocoso, observando que poseen contenidos de hielo y espesores de la capa de hielo muy distintos. Este estudio subraya que el método sísmico ha sido de gran utilidad para estimar proporciones en forma relativa el contenido de hielo en el permafrost.

En la década pasada, Monnier & Kinnard (2013) estudiaron la composición interna de un glaciar rocoso en la cuenca alta del río Choapa utilizando un radar de penetración terrestre (GPR). Los resultados del GPR, indicarían una profundidad máxima del glaciar rocoso entre 10 y 30 m en su parte baja con presencia de alternada de capas de hielo y posiblemente en degradación ya que registro de temperatura en pozo realizado sobre el glaciar rocoso

indicarían temperaturas positivas en parte del perfil. Del mismo modo los resultados de la extracción del testigo de hielo en dos pozos de 20 – 25 m al interior de él, indicarían que bajo una profundidad de 7 m hay una alternación de capas de hielo no saturados hasta una profundidad de 20-25 m, estableciendo un contenido de hielo promedio de entre un 15-30% a lo largo de las secciones de perforación (Monnier & Kinnard, 2013), son obstante estos valores están sujetos a mucha incertidumbre debido a la pérdida de gran parte del testigo al momento de extraerlo (Figura 15).

Estudios geofísicos sobre glaciares rocosos han sido realizados en el contexto de la evaluación de impacto ambiental de proyectos mineros. Parte de los resultados obtenidos en este tipo de estudio son presentados en el acápite 6.

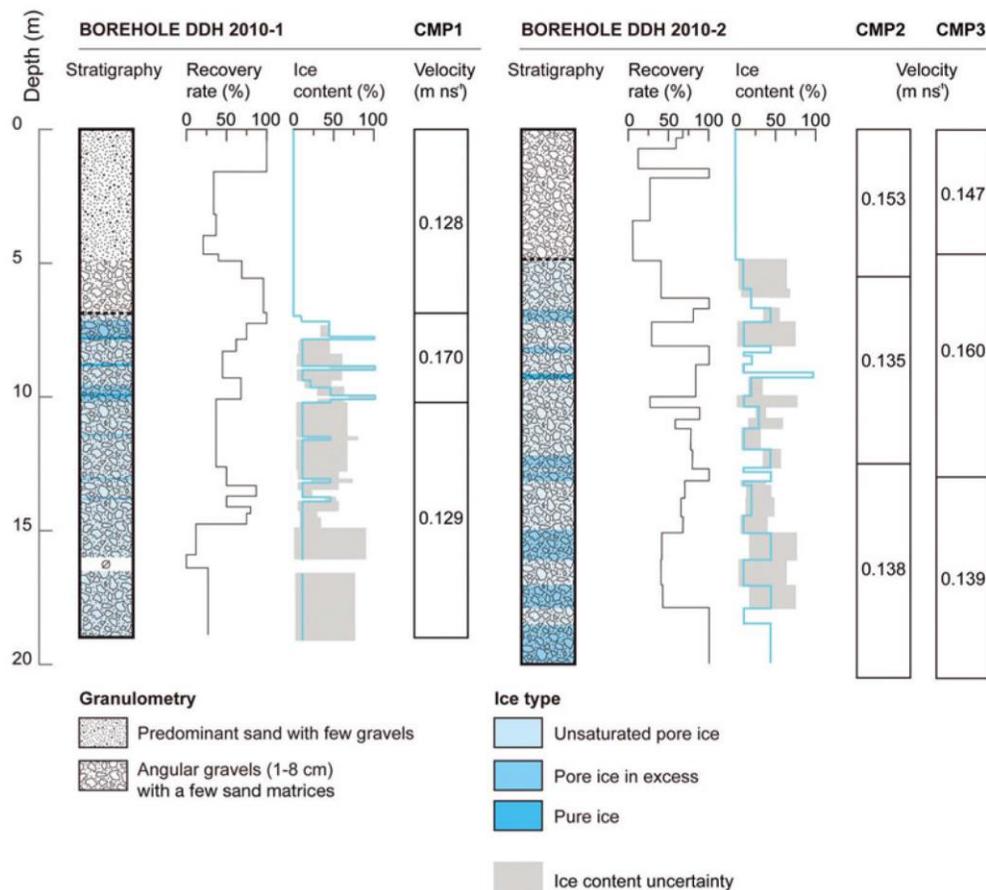


Figura 15. Estratigrafía de dos pozos de perforación realizados sobre un glaciar rocoso en la cuenca superior del río Choapa. En: Monnier & Kinnard, 2013.

6.2. Limitaciones Actuales y Desafíos Futuros

En cuanto a la aplicación de métodos geofísicos, los principales desafíos son:

- Determinar mediante métodos geofísicos contenido de hielo en glaciares rocosos y/o geoformas que son indicativas de la presencia de permafrost.
- Contrarrestar y complementar los resultados de la aplicación de un método geofísico con respecto a otro.
- Complementar la aplicación de los métodos geofísicos en el permafrost con el desarrollo de pozos geológicos en el área de interés.

7. ESTUDIOS DE CINEMÁTICA DE GLACIARES ROCOSOS

Diversos métodos han sido usados para estimar las tasas de desplazamiento vertical y horizontal de glaciares rocosos incluyendo levantamientos topográficos con instrumentos tradicionales (teodolitos, estaciones totales y niveles topográficos), levantamientos aerofotogramétricos con vehículos tripulados y no tripulados, fotogrametría terrestre, levantamientos topográficos con scanner laser terrestre e interferometría de radar. Típicamente la velocidad superficial de los glaciares rocosos fluctúa desde algunos centímetros a pocos metros por año, es decir, velocidades varios órdenes de magnitud inferiores a glaciares descubiertos y cubiertos en zonas templadas de la Tierra (Ikeda et al., 2008; Mouginot y Rignot 2015). Estas bajas tasas de desplazamiento implican que muchos glaciares rocosos se formaron por reptación de permafrost a lo largo de miles de años abarcando gran parte del Holoceno (Haeberli et al., 2006). Sin embargo, también se observa el aceleramiento abrupto y la inestabilidad de glaciares rocosos (ver sección siguiente).

La velocidad de los glaciares rocosos depende de la pendiente, espesor, temperatura y composición interna de los glaciares, aunque es difícil dilucidar el efecto individual de esos factores para sitios específicos (Haeberli et al., 2006). No obstante, el patrón espacial de la velocidad superficial de los glaciares rocosos suele estar asociado a patrones de pendiente (Konrad et al., 1999) y la reptación de las capas deformables de los glaciares rocosos es altamente sensible a la temperatura (Haeberli et al., 2006) y presencia de agua (Ikeda et al., 2007). En general las mayores tasas de desplazamiento superficial de los glaciares rocosos ocurren en su línea central debido a la fricción en los bordes y variaciones en la viscosidad. Además, los glaciares más cálidos suelen tener tasas de desplazamiento más altas (Kääb, 2007a).

Diversos estudios han analizado el desplazamiento de glaciares rocosos en Chile, aunque estos estudios se limitan espacialmente a glaciares en los andes semiáridos y los andes centrales (Figura 16). La Tabla 2 muestra que las tasas de desplazamiento de glaciares rocosos en Chile (no perturbados por actividad minera) fluctúan entre algunos decímetros y algunos pocos metros por año, coincidiendo con datos de otras cadenas montañosas de la Tierra. La mayor parte de los estudios dan cuenta de tasas de desplazamiento anual o mensual pero no existen estudios que hagan una caracterización detallada de diferencias estacionales en la velocidad

de desplazamiento o den cuenta de tendencias interanuales que puedan asociarse a variaciones climáticas.

El estudio pionero de Marangunic (1976) señala que el glaciar rocoso Pedregoso, en la cuenca del Río Aconcagua, se desplazó entre 0,13 y 1,28 cm/día entre febrero y marzo de 1970. Estudios de glaciares rocosos en la década de 1980 y 1990 son escasos y en general se limitan a informes técnicos (no publicados) destinados a la industria minera. El estudio de Apablaza et al. (2000) es una excepción y muestra que un glaciar rocoso en la mina Sur Sur aceleró de 0.3-1.9 m/a hasta 30-35 m/a por el depósito de estériles (30 m de espesor) en su superficie.

En 2010 la Dirección General de Aguas (DGA) comandó un estudio de glaciares rocosos en la cuenca del Río Elqui (DGA, 2010). En este estudio tasas de desplazamiento horizontal del glaciar rocoso Llano de Las Liebres de 0,04 a 4 m/a y tasas de 0,35 a 0,5 m/a en el glaciar rocoso El Tapado. Ambos glaciares evidenciaron patrones heterogéneos de velocidad en su superficie que daban cuenta de distintos grados de actividad a lo largo de los glaciares. El monitoreo de estos glaciares por parte de la DGA, no obstante, se discontinuó. Bodin et al. (2010a) estimaron desplazamientos horizontales de 0,13 a 0,58 m/a en el glaciar rocoso Punta Negra, en la cuenca del Río Maipo. Las tasas de desplazamiento vertical y horizontal de este glaciar fueron analizadas para discriminar el límite entre la parte cubierta del glaciar Punta Negra y el glaciar rocoso en su parte inferior mostrando la utilidad de mediciones de velocidad en estudios geomorfológicos (Bodin et al., 2010 b).

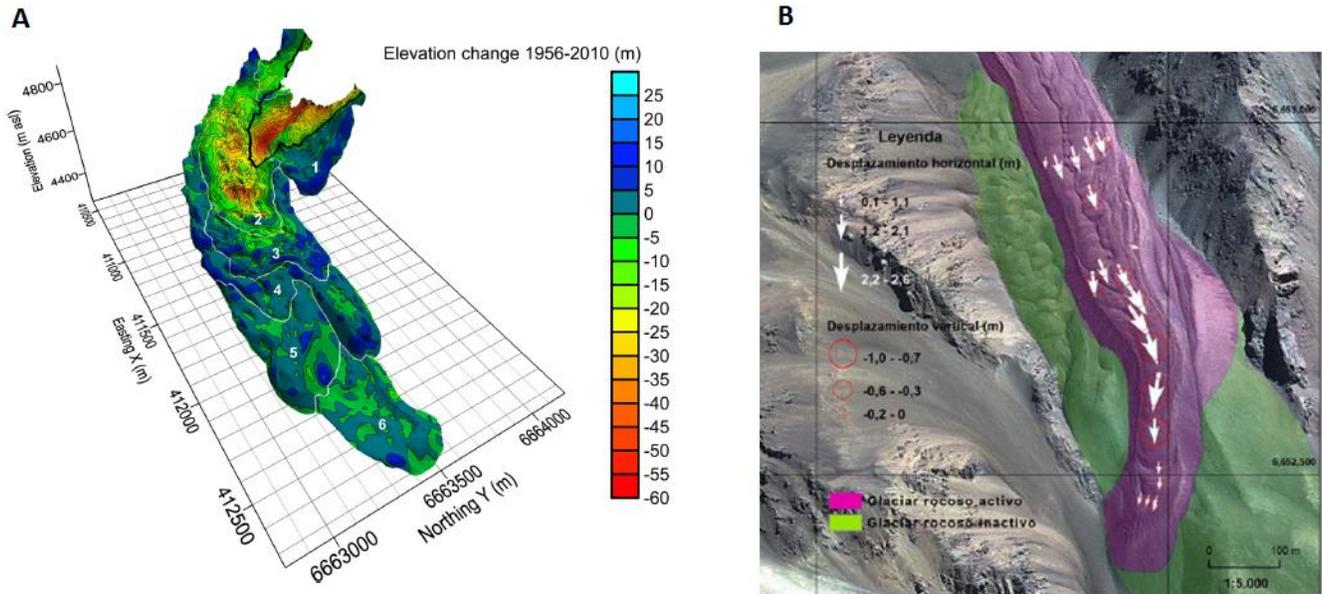


Figura 16. a) Desplazamiento vertical de glaciar rocoso El Tapado (4 y 5) y b) desplazamiento horizontal de la sección inferior de glaciar rocoso Llano de las Liebres (Monnier et al., 2013 y DGA, 2012 respectivamente).

Más recientemente, en la cuenca del Río Aconcagua, Monnier & Kinnard (2015) estimaron tasas de desplazamiento horizontal del glaciar rocoso denominado "Presenteracae" fluctuaban entre los 0,28 y los 2,66 m/a. El estudio de Monnier & Kinnard (2015) da cuenta de la transición de un glaciar cubierto e inestable de estructura caótica producto de la fusión significativa del hielo, a un glaciar rocoso de superficie estable asociado a la presencia de una estructura congelada perenne. Así, estudios de la deformación y tasas de desplazamiento de glaciares rocosos permiten comprender su evolución geomorfológica, actividad actual e inferir la estructura interna de las formas.

Un estudio de Villarroel et al. (2018) es el único que ha utilizado interferometría para estimar el grado de actividad de glaciares rocosos en Chile abarcando cuencas de Chile semiárido y Chile central. No obstante, el trabajo no entrega datos cuantitativos de las tasas de desplazamiento, aunque muestra que dichas tasas cambian según el glaciar y son diferentes en los distintos lóbulos que suelen formar los glaciares rocosos.

Tabla 2. Síntesis de estudios del desplazamiento de glaciares rocosos en Chile.

Zona	Nombre Glaciar	Periodo	Tipo de medición	Desplazamiento vertical (m/a)	Desplazamiento horizontal (m/a)	Fuente
Macrozona Centro	Sur Sur		Topografía tradicional	Sin datos	0.3 a 35	Apablaza et al., (2001)
	Pedregoso	Feb 1970 a Mar 1970	Triangulación con huincha	Sin datos	0.4 a 4.67	Marangunic (1976)
	Punta Negra Bajo	2008-2010	DGPS	-0.08	0.13 a 0.58	Bodin et al., (2010a)
	Punta Negra Alto	2004-2009	DGPS	-0.07	0.32	Bodin et al., (2010b)
	Infiernillo	2015-2018	Feature tracking	Sin datos	0.36 a 2.66	Geoestudios (2019)
	Infiernillo	2008-2012	Diferencia de DEMs	-3.8 a 10	Sin datos	Geoestudios (2019)
Macrozona Norte	Llano de las Liebres	2009-2010	DGPS	0.09 a 0.53	0.04 a 4	DGA(2010)
	El Tapado	2009-2010	DGPS	0.01 a 2	0.35 a 0.50	DGA(2010)
	El Tapado	1956-2010	Diferencia de DEMs	-0.09 a -0.18 0.09 a 0.27	0.46	Monnier et al., (2014)
	Choapa	2014-2015	DGPS	Sin datos	0.28 a 2.66	Monnier & Kinnard, (2015)

7.1. Movimientos en Masa en Zonas con Permafrost

La estabilidad de terrenos con permafrost, especialmente en montañas empinadas, es altamente sensible a cambios de temperatura. Un aumento de la temperatura puede disminuir la adhesión de sedimentos cementados por hielo o derretir el hielo presente en la fisura de las rocas promoviendo su desestabilización (Harris & Davies, 2001). Estudios en los Alpes han postulado un aumento en la frecuencia de movimientos en masa en zonas con permafrost de montaña y algunos de estos eventos han estado asociados a olas de calor que han extendido el límite de la capa activa hasta discontinuidades en la roca anteriormente ocupadas por hielo (Gruber et al., 2004; Fischer et al., 2012).

Glaciares rocosos también pueden mostrar signos de desestabilización como grietas de distensión o una brusca aceleración en sus tasas de desplazamiento producto de la degradación del permafrost. La aparición de grietas y aceleración de glaciares rocosos están asociadas al aumento de la temperatura del hielo que aumenta su deformación interna o sus tasas de deslizamiento basal (Schoenich et al., 2015). En casos extremos glaciares rocosos pueden colapsar provocando peligros en cadena (e.g. deslizamiento seguido de flujo detrítico) como fue documentado por Bodin et al., (2016) mostrando que glaciares rocosos empinados pueden convertirse en una amenaza. Trabajos recientes han investigado la susceptibilidad de los glaciares rocosos activos en los Alpes franceses a la desestabilización a través de modelos estadísticos espaciales (Marcer et al., 2019).

En Chile estudios de movimientos en masa en el ambiente glaciar y periglacial son escasos y movimientos en masa atribuidos a la degradación del permafrost se han basado sólo en inferencias (Figura 17). En el Cerro Las Tórtolas, en la cuenca del Río Elqui, Iribarren & Bodin (2010) mostraron la progresiva desestabilización de un glaciar rocoso y su posterior colapso el año 2016. La masa colapsada se transformó en un flujo detrítico que avanzó más de dos kilómetros aguas abajo en un área remota sin habitantes. La desestabilización final se asoció al periodo de deshielo en primavera que probablemente disminuyó la cohesión de los materiales provocando su colapso. Por otro lado, Hauser (2000) atribuye como uno de los probables condicionantes de la avalancha de rocas del Estero Paraguirre en 1987 la degradación de permafrost en la zona de inicio de la avalancha. Una conclusión similar en el caso del Paraguirre fue postulada por Casassa & Marangunic (1993). En ambos estudios no existen datos que corroboren la presencia de hielo o su degradación como preludio de los movimientos en masa. En zonas de actividad minera, también existen ejemplos de la desestabilización y el aceleramiento de glaciares rocosos intervenidos (Brenning, 2008; Brenning & Azócar, 2010b).

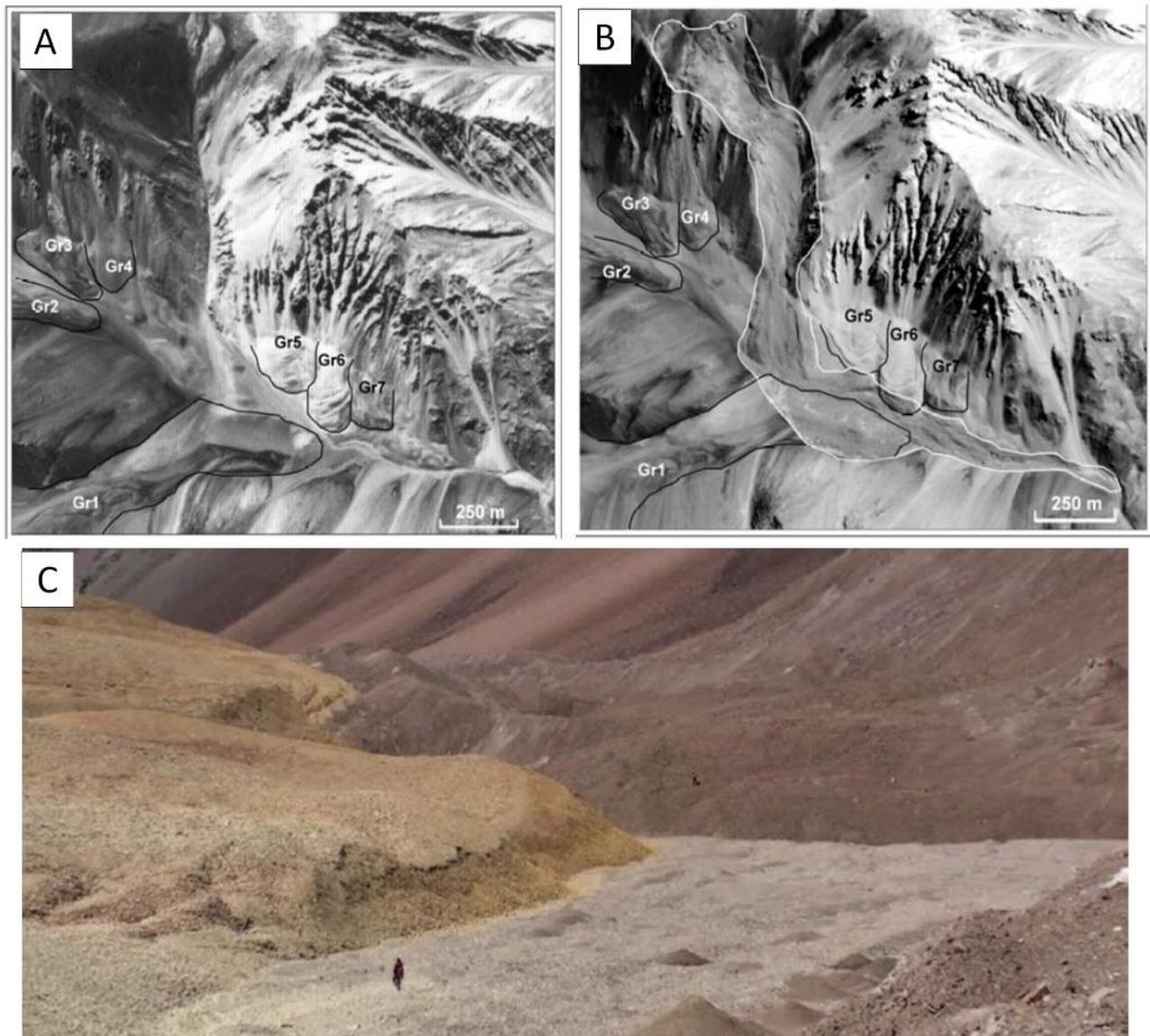


Figura 17. Movimiento en masa originado sobre el límite inferior de permafrost de montaña en la cuenca del Río Elqui entre los años 1987 y 1988. El fenómeno erosionó y cubrió en su trayectoria a glaciares rocosos (a y b). En la fotografía se observa el contacto entre glaciares rocosos (amarillo) y depósito del movimiento en masa (ocre). Modificado de Iribarren (2010).

7.2. Limitaciones Actuales y Desafíos Futuros

Hasta donde sabemos, en Chile no existen planes de monitoreo de glaciares rocosos y suelos congelados a largo plazo. Todos los estudios realizados (salvo los que se asocian a la actividad minera) abarcan menos de 15 años de mediciones en los cuáles se han realizado sólo campañas ocasionales en los meses de verano. Esto impide conocer cuál es la tendencia en la dinámica de los glaciares rocosos a nivel década y como se relaciona esta actividad con factores externos, por ejemplo, el clima. Por otro lado, al estar los datos limitados a la estación estival, se desconoce cuáles son las tasas de desplazamiento a lo largo de todas las estaciones por lo que nuestro conocimiento del desplazamiento de los glaciares rocosos a nivel mensual o estacional es limitado. Así, uno de los desafíos en esta materia es desarrollar un plan de monitoreo continuo del desplazamiento de glaciares rocosos que permita responder preguntas tales como ¿hay glaciares rocosos que se han acelerado producto de la degradación del permafrost en las últimas décadas? ¿cuál es la magnitud de las diferencias en el desplazamiento de los glaciares rocosos a lo largo de las estaciones? ¿cuál es el tiempo de respuesta de los glaciares rocosos a cambios en las condiciones climáticas? Por otro lado, los estudios de desplazamiento de terrenos con permafrost de montaña se han enfocado en glaciares rocosos, pero se desconoce las tasas de reptación de laderas con contenido de hielo cuya superficie es probablemente mayor que la de los glaciares rocosos.

En Chile, los estudios que atribuyen el colapso de glaciares rocosos o la desestabilización de laderas a la degradación del permafrost de montaña se han basado en inferencias. Inventarios de movimientos en masa en ambientes glaciares y periglaciares pueden ayudar a identificar las condiciones geológicas, topográficas, glaciológicas y térmicas asociadas a la desestabilización de laderas y glaciares rocosos incluyendo la probable degradación del permafrost (e.g. Allen et al., 2011; Fischer et al., 2012). La cartografía de la distribución del permafrost en los Andes de Chile podría ayudar a entender y anticipar inestabilidad de laderas. De hecho, la dinámica de glaciares rocosos, la caída de seracs y la estabilidad de laderas rocosas están estrechamente ligadas a la presencia de permafrost y su condición térmica (Gruber & Haeberli, 2007). Futuros estudios en esta dirección pueden mejorar nuestro conocimiento de la influencia del permafrost en peligros naturales en los Andes de Chile que sirvan de base para un manejo territorial sustentable (Iribarren et al., 2015). Estudios como los de Mercer et al. (2019), que identifican glaciares rocosos o secciones de estos susceptibles de desestabilización en base a atributos topoclimáticos pueden ser un primer paso para identificar glaciares que requieren estudios en detalle.

8. CONTENIDO DE HIELO Y APORTE HÍDRICO DE LOS SUELOS CONGELADOS

El rol hidrológico del permafrost de montaña es un campo poco estudiado y solo se dispone de algunas publicaciones científicas sobre esta temática, en general estos estudios han abordado un aspecto en particular del permafrost de montaña: geoformas representativas del permafrost rico hielo (i.e. glaciares rocosos intactos; Schrott, 1998, Azócar & Brenning, 2010; Gascoin et al., 2011). Por otra parte, conceptualizaciones teóricas derivadas de investigaciones científicas sobre la hidrología del permafrost en zonas árticas y en especial el rol de la capa activa son aplicables en áreas con presencia de permafrost de montaña (Kuchment et al., 2000; Woo et al., 2008).

La capa activa, actúa como retardante de agua, similar al funcionamiento que tendría una esponja, en donde el agua que infiltra a esta capa durante primavera es liberada posteriormente. Durante la primavera, la nieve acumulada en superficie puede infiltrar en la capa activa parcialmente congelada. Debido a que la temperatura podría estar aún bajo cero grados en la capa activa, eventualmente parte del agua que infiltra proveniente desde la precipitación nival o lluvias se congela nuevamente, incluso si esta agua no llegará a congelarse nuevamente quedará atrapada en los espacios porosos del suelo. Una vez que la nieve se retira, el agua acumulada en la capa activa es potencialmente liberada en períodos de semanas o meses. En consecuencia, la capa activa retarda el escurrimiento del agua derretida, dependiendo de su permeabilidad. Este régimen se aplica para suelos con material detrítico y no aplica para laderas de roca expuesta. Eventualmente, de haber condiciones muy frías, el agua infiltrada en la capa activa y las cercanías del tope del permafrost podría congelarse y pasar a conformar parte del permafrost.

Por otra parte, de haber condiciones de recalentamiento y en una zona con presencia de hielo subterráneo (ground ice), eventualmente el permafrost podría contribuir al balance hídrico de la cuenca. No obstante, esto último es difícil de observar y cuantificar debido a que es un fenómeno que ocurre debajo del subsuelo. En contraste, al proceso de infiltración que se da en suelos no congelados donde el agua penetra significativamente más adentro, recargando eventualmente la napa freática, el efecto de esponja de la capa activa es limitado a un corto período de tiempo de semanas o meses. En resumen, el permafrost, retarda o restringe el flujo de agua en profundidad hacia la superficie, pero en general actúa como una superficie o capa impermeable del suelo (Woo M., 2012).

En general los glaciares rocosos intactos (activos e inactivos) pueden ser considerados como reservorio de agua congelada que han acumulado montos variables de hielo intersticial durante los tiempos post glaciales. Por lo tanto, puede ser considerados como cuerpos de agua fósiles o recursos de agua no renovables (Azócar & Brenning, 2010). De acuerdo a estimaciones estadística el monto de agua almacenado en glaciares rocosos en los Andes Chilenos entre los 29° y aproximadamente los 32°S excede el equivalente en agua de los glaciares descubiertos o blancos, estimándose un equivalente en agua de 2.37 km³ (Azócar & Brenning, 2010).

8.1. Hidrología de los Glaciares Rocosos

En términos de un modelo hídrico, un glaciar rocoso intacto tiene como entradas: las precipitaciones sólidas y líquidas, los aportes de las laderas adyacentes, avalanchas y las aguas subterráneas y como salidas: el flujo de agua superficial, las descargas subsuperficiales, la sublimación, la evaporación y el derretimiento del hielo almacenado (Giardino et al., 1992).

De acuerdo con este modelo, el agua fluye en la subsuperficie sobre el tope del permafrost y en el subsuelo bajo la base del permafrost, actuando la capa de permafrost como una superficie impermeable entre la subsuperficie y el subsuelo. La descarga de agua en un glaciar rocoso presenta variaciones durante un año hidrológico; en el invierno la capa activa se congela y las descargas de agua se originan en su mayoría por flujos provenientes de la base del glaciar rocoso. Durante la primavera e inicios del verano, la nieve acumulada en superficie se funde e infiltra en la capa activa, recargando la porción superior del glaciar rocoso, creando un acuífero posado sobre el tope del permafrost que incrementa la escorrentía derivada desde un glaciar rocoso.

Debido a que las temperaturas en primavera podrían estar aún bajo cero grados en la capa activa, eventualmente parte del agua que infiltra derivada de las precipitaciones se congela nuevamente. Durante el verano el agua acumulada en la capa activa es potencialmente liberada en periodos de semanas o meses, actuando esta porción del glaciar rocoso como un retardante del movimiento del agua, similar al funcionamiento que tendría una esponja, en la cual el agua que infiltró durante la primavera es liberada posteriormente. Cabe señalar que, a finales del verano y comienzo del otoño, es probable que existan aporte del descongelamiento del tope del permafrost, especialmente en las partes frontales del glaciar rocoso, no obstante, debido a la falta de investigaciones no hay claridad en la magnitud de este aporte (Azócar, 2019).

8.2. Limitaciones Actuales y Desafíos Futuros

En cuanto al estudio del rol hídrico del permafrost en Chile, los principales desafíos son:

- Modelar el aporte al balance hidrológico del permafrost.
- Evaluar la influencia en la escorrentía de las superficies de permafrost.
- Determinar el volumen de hielo al interior de expresiones geomorfológicas del permafrost rico en hielo (i. e. glaciares rocosos activos).

9. DISTRIBUCION DE GLACIARES ROCOSOS EN CHILE

De acuerdo a Azócar (2019) a la fecha aún hay incertidumbre en cuanto al número total y las características de los glaciares rocosos distribuidos a lo largo de Chile. En términos climáticos, la influencia de la extrema aridez en el área de la diagonal árida en la zona norte inhibe especialmente el desarrollo de glaciares rocosos entre los $\sim 24-25^\circ$ S. (Brenning, 2005b). No obstante, si es posible encontrar glaciares rocosos en circunstancias ambientales particulares (Kammer, 1998). A partir de la cuenca del río Huasco ($\sim 29^\circ$ S), los glaciares rocosos aparecen como unidades geomorfológicas características de los Andes Chilenos, cuya presencia se proyecta de forma casi ininterrumpida hasta la cuenca del río Maule ($\sim 35.5^\circ$ S). Más al sur, la influencia sobre la topografía, de los procesos glaciales y fluvio-glaciales del holoceno, en conjunto con el volcanismo activo (Brenning, 2005b), inhiben el desarrollo de glaciares rocosos, pero da paso a la presencia abundante de glaciares

En cuanto a la distribución, la mayor concentración de glaciares rocosos tanto en número, como en superficie se localiza en las cuencas de los ríos Maipo, Aconcagua (figura 18), Huasco y Elqui. (DGA, 2010; 2011). Tabla 3 se indica la superficie por principales cuencas de Chile (Azócar, 2019):

Tabla 3. Síntesis de la distribución de glaciares rocosos y glaciares blancos en diferentes cuencas y zonas latitudinales de los Andes Chilenos (Azócar, 2019).

Cuenca	Gl. Rocosos		Gl. Blancos		Fuente:	
	nro.	Superficie (km ²)	nro.	Superficie (km ²)	Gl. Rocosos	Gl. Blancos
Altiplano Endorreico (~26°S)	s.d. ^a	5.65	s.d.	15.68	García et al. (2017)	
Copiapó (~27°S)	s.d.	15.95	s.d.	19.07	García et al. (2017)	
Huasco (~29°S)	424	23.30	112	16.86	Azócar (2020) ^{b, e}	Nicholson et al. (2009) ^{b, c}
Elqui (~30°S)	305	16.60	123	8.27	DGA (2010) ^b	DGA (2009a) ^{b, c}
Limarí (~30.5°S)	341	13.80	32	1.74	DGA (2010) ^b	DGA (2009a) ^{b, c}
Choapa (~31.5°S)	221	6.70	15	0.34	DGA (2010) ^b	DGA (2009a) ^{b, c}
Aconcagua (~32.5° S)	541	87.22	101	59.89	DGA (2011) ^{b, d}	DGA (2009b) ^{b, c}
Maipo (~33.5° S)	698	152.26	230	229.22	DGA (2011) ^{b, c, d}	
Rapel (~34° S)	189	36.31	241	140.53	DGA (2011) ^{b, c, d}	
Mataquito (~35°S)	11	0.78	41	14.06	DGA (2011) ^{b, c, d}	
Maule (~35.5° S)	14	3.50	52	19.01	DGA (2011) ^{b, c, d}	
Zona Sur (~36-41°S)	s.d.	s.d.	447	193	Barcaza et al. (2017) ^{b, c}	
Zona Austral (~41-56°S)	s.d.	s.d.	18.873	22.579	Barcaza et al. (2017) ^{b, c}	
TOTAL	2,744	362.07	20,267	23,296.97		

^a Sin información.

^b Incluye superficies con áreas inferiores a 0.1 km².

^c Incluye glaciares cubiertos.

^d Incluye Rampas de protalus.

^e Documento en preparación.



Figura 18. Glaciar rocoso CL105402112 al interior de la cuenca del río Blanco (diciembre, 2019).

10. IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL PERMAFROST DE MONTAÑA

El permafrost localizado en las cercanías del límite inferior de distribución de permafrost es más sensible a la degradación por efectos del cambio climático (Haeberli, 1992). Un incremento en la temperatura del área puede potencialmente descongelar el suelo rico en hielo (i.e. glaciares rocosos intactos). Del mismo modo, este calentamiento podría tener efectos geotécnicos en infraestructura a gran altura (Brenning, 2008; Brenning & Azócar, 2010b) o un incremento en la frecuencia de flujos de detríticos o caídas de rocas en zona de montañas (Haeberli, 1992; Zimmermann & Haeberli, 1992).

10.1. Permafrost y Cambio Climático

Los glaciares rocosos y laderas cementadas por hielo dependen fuertemente de su entorno, particularmente de las condiciones climáticas. De hecho, los distintos pisos altitudinales en donde se ubican los glaciares rocosos activos, inactivos y fósiles sugieren que cambios en la temperatura atmosférica pueden afectar el grado de actividad de los glaciares rocosos (Kääb et al., 2007b). Así, el límite inferior del permafrost de montaña puede subir a medida que aumenta la temperatura atmosférica y glaciares rocosos pueden decaer en su actividad y finalmente perder parcial o totalmente su contenido de hielo. Aunque la escala temporal de estos cambios puede ser cientos a hasta miles de años. Cambios climáticos pueden afectar no sólo las condiciones térmicas asociadas a los glaciares rocosos, sino que también la actividad geomorfológica de las laderas que alimentan de detritos estas formas (Humlum 2000). Kääb et al. (2007b) estiman que pueden ocurrir cambios en la velocidad estacional de glaciares rocosos de hasta un 15% y cambios en la velocidad a escala de una década de un 100% con un aumento de la temperatura atmosférica de 1 °C.

Cambios en los regímenes de precipitación también pueden alterar las condiciones térmicas del subsuelo, por ejemplo, aumentando o disminuyendo el número de días con cobertura nival que inhibe el intercambio de flujos de energía con la atmósfera (ver Apaloo et al., 2012). Así condiciones más cálidas y secas pueden profundizar el límite inferior de la capa activa aislando el hielo de los glaciares rocosos de las condiciones atmosféricas. Cambios climáticos a mayor escala también pueden favorecer o inhibir el desarrollo de glaciares rocosos. Así durante las glaciaciones los glaciares rocosos pueden ser obliterados por el avance de glaciares descubiertos mientras que en periodos de desglaciación se favorece la presencia de glaciares

rocosos. Esto ha sido ejemplificado por Monnier et al. (2015) en los Andes centrales de Chile en donde en 60 años un glaciar cubierto evolucionó hacia una fisionomía y dinámica más estable, característica de un glaciar rocoso, proceso concomitante con el adelgazamiento y retroceso de glaciares descubiertos en la región.

Laderas de montaña tanto rocosas como de material no cohesionado también pueden contener permafrost rico en hielo que puede ser afectado por el cambio global. Esto tiene tanto implicancias en la generación de peligros naturales (e.g. flujos detríticos) como también en la hidrología de las cuencas de montaña, aunque este último aspecto ha sido menos abordado en la literatura. La degradación del permafrost en laderas puede liberar detritos antes cementados por hielo que son fácilmente erosionables durante el deshielo en primavera o precipitaciones líquidas, generando movimientos en masa. De hecho, Ikeda et al. (2008), plantean que las laderas localizadas cerca del límite inferior del permafrost de montaña pueden experimentar una rápida aceleración en su deformación en respuesta a un aumento de la temperatura atmosférica y en el subsuelo a través de una retroalimentación positiva: un aumento de la temperatura incrementa la tasa de deformación lo que incrementa la infiltración de agua, lo que a su vez incrementa la deformación de la ladera. Por otro lado, la ausencia de hielo en las laderas podría cambiar las tasas de recarga de acuíferos además de los caudales superficiales. La Tabla 4 resume cambios geomorfológicos e hidrológicos que podrían generarse por degradación del permafrost. La mayoría de los datos se basan en observaciones en los Alpes, aunque pueden ser aplicados a otros contextos de montaña como los Andes chilenos.

Tabla 4. Respuesta del permafrost de montaña a un aumento de la temperatura atmosférica (basado en Kellerer-Pirklbauer et al, 2011).

Respuesta térmica	Respuesta geomorfológica	Respuesta hidrológica
Incremento en la temperatura del subsuelo y con ello incremento de la temperatura del permafrost.	Cambio en las tasas de desplazamiento vertical y horizontal de glaciares rocosos.	Incremento de circulación de agua en el subsuelo y aumento de presión hidrostática.
Profundización del sustrato descongelado en el subsuelo.	Cambio en el modo de desplazamiento de glaciares rocosos (reptación a deslizamiento basal).	Aumento en la concentración de minerales en cursos de agua asociados a glaciares rocosos.
Reducción de las áreas con permafrost.	Cambio en volumen y extensión de laderas inestables.	Acidificación de lagos alimentados por glaciares rocosos.
	Cambio en tasas de erosión criogénica.	
	Cambio en la frecuencia, magnitud y volumen de movimientos en masa.	

11. RECOMENDACIONES PARA TOMADORES DE DECISIONES

Entre las principales recomendaciones se destaca:

- Determinar la distribución del permafrost a lo largo del territorio nacional.
- Evaluar el rol hídrico del permafrost en términos de su posible contribución al caudal y como reservorio de agua.
- Incrementar sitios de monitoreos de condiciones de permafrost tanto en glaciares rocosos como en suelos detríticos.
- Aumentar la red de estaciones meteorológicas sobre los 3000 m de altura con el objetivo de mejorar los parámetros de entrada de variables meteorológicas de los modelos de distribución de permafrost.

12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen SK, Cox SC, Owens IF. (2011). Rock avalanches and other landslides in the central Southern Alps of New Zealand: a regional study considering possible climate change impacts. *Landslides* 8: 33–48.
- Apablaza R, Farías E, Morales R, Díaz J, Karzulovic A. (2001). The Sur Sur mine of Codelco's Andina division. In *Slope Stability in Surface Mining*, Hustrulid WA, McCarter MK, Vanzyl DJA (eds). Society for Mining Metallurgy and Exploration: Englewood, CO; 171–176.
- Apaloo, J., Brenning, A., & Bodin, X. (2012). Interactions between seasonal snow cover, ground surface temperature and topography (Andes of Santiago, Chile 33.5°S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(4), 277-291. doi:10.1002/ppp.1753
- Arenson, L., Hoelzle, M., & 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
- Atacama Ambiente. (2017). *Estudio de caracterización de temperaturas subsuperficiales mediante cintas termistoras, proyecto minero Salares Norte*. Santiago: En: Estudio de impacto ambiental Salares Norte. Goldfields. Anexo 3.2.11-11. Soluciones de Gestión Ambiental, SGA.
- Azócar, G. (2013). Modeling of permafrost distribution in the semiarid Chilean Andes. Faculty of Environment, Geography Department. Waterloo, Canada: University of Waterloo.
- Azócar, G. (2019). La singularidad de los glaciares rocosos. En M. Turrel, *El hombre que descifró los glaciares: Louis Lliboutry* (págs. 1-294). Santiago: Aguas Andina.
- Azócar, G., & Brenning, A. (2010). Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°-33°S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 42-53.
- Azócar, G., Brenning, A., & Bodin, X. (2012). Spatial modeling of permafrost distribution using rock glacier inventories, topographic attributes and temperature data in the semiarid Andes, Chile. American Geophysical Union 2012 Fall Meeting. San Francisco, USA.
- Azócar, G., Brenning, A., & Bodin, X. (2017). Permafrost Distribution Modeling in the Semi-Arid Chilean Andes. *The Cryosphere*, 11, 877-890. doi:10.5194/tc-2016-100
- Azócar, G., & Herrera, M. (2016). Análisis del permafrost en la zona del proyecto Salares Norte. Santiago.
- Barcaza, G., Nussbaumer, S., Tapia, G., Valdes, J., Garcia, J.-L., Videla, Y.,... Arias, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*, 58, 166-180.
- Barsch, D. (1978). Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. *Third International Conference on Permafrost*, 1, págs. 349-353. Ottawa.
- Barsch, D. (1996). *Rockglaciers: Indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Berlin, Germany: Springer.
- Barsch, D. (1983). Problems of the delimitation of geomorphic belts on the East slope of the Cordillera Frontal. *Acta Geocriogénica*, 1:18–21.
- Berthling, I. (2011). Beyond confusion: rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*, 131, 98-106.

- BGC Engineering. (2009). *Estudio de caracterización del permafrost en la zona del proyecto Pascua-Lama*. Santiago: En: Recopilación de estudios de línea base actualizada de la criósfera. Anexo I. EIA modificaciones del proyecto Pascua-Lama. Estudios de monitoreo y seguimiento.
- Birkeland, P. W. (1973). Use of relative age-dating methods in a stratigraphic study of rock glacier deposits, Mt. Sopris, Colorado. *Arctic and Alpine Research*, 5(4), 401-416.
- Bodin X., Azócar GF, Brenning A (2010z) Recent (2004-2010) variations of surface displacements in an Andean permafrost-glacier environment (Chile, 33 S.) III European Conference on Permafrost, Longyearbyen, Noruega
- Bodin, X., Brenning, A., Rojas, F., (2010b). Status and evolution of the cryosphere in the Andes of Santiago (Chile, 33.5° S.). *Geomorphology* 118, 453-464.
- Bodin, X., Krysielki, J., Schoeneich, P., Roux, O., Lorier, L., Echelard, T., Peyron, M., and Walpersdorf, (2016). A.: The 2006 Collapse of the Bérard Rock Glacier (Southern French Alps), *Permafrost Periglacial.*, 28, 209-223.
- Bodin, X., Schoeneich, P., Lhotellier, R., GruberS, Deline, P., Ravanel, L., & Monnier, S. (2008). Towards a first assessment of the permafrost distribution in the French Alps. 6 Swiss Geosciences Meeting (págs. 175-176). Lugano: Institute of Earth Sciences of the University of Applied Sciences of Southern Switzerland (SUPSI).
- Boeckli, A., Brenning, A., Noetzli, J., & Gruber, S. (2012). A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere*, 6(1), 125-140. doi:10.5194/tc-6-125-2012
- Bonnaventure, P. P., Lewkowicz, A. G., Kremer, M., & Sawada, M. C. (2012). A permafrost probability model for the Southern Yukon and Northern British Columbia, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(1), 52-68. doi:10.1002/ppp.1733.
- Brenning, A. (2005a). Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of central Chile (33-35°S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(3), 231-240. doi:10.1002/ppp.528
- Brenning, A. (2005b). Climatic and geomorphological controls of rock glacier in the Andes of central of Chile. Doctoral thesis, Humboldt-Universität, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät II, Berlin, Germany.
- Brenning, A. (2008). The impact of mining on rock glaciers and glaciers. In B. Orlove, E. Wiegandt, B. Luckman, B. Orlove, E. Wiegandt, & B. Luckman (Eds.), *Darkening peaks: glacier retreat, science, and society* (Vol. 14, pp. 196-205). Berkeley: University of California Press.
- Brenning, A., & Azócar, G. F. (2010a). Statistical analysis of topographic and climatic controls and multispectral signatures of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°-33°S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 54-66. doi:10.1002/ppp.670.
- Brenning, A., & Azócar, G. (2010b). Minería y glaciares rocosos: impactos ambientales, antecedentes políticos y legales, y perspectivas futuras. *Revista de Geografía Norte Grande*, 47, 143-158.
- Brenning, A., Gruber, S., & Hoelzle, M. (2005). Sampling and statistical analyses of BTS measurements. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(4), 383-393.
- Burger, K., Degenhardt, J., & Giardino, J. (1999). Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31, 93-132.
- Capps Jr, S. (1910). Rock glacier in Alaska. *The journal of Geology*, 18(4), 359-375.
- Casassa, G., & Marangunic, C. (1993). The 1987 río Colorado rockslide and debris flow, central Andes, Chile. *Bulletin of the association of engineering geologists*, 30(3), 321-330.
- Clark, D., Eric, S., Noel, P., & Alan, G. (1998). Genetic variability of rock glaciers. *Geografiska Annaler*, 80(3-4), 175-182.

- Davis, N. (2000). *Permafrost: a guide to frozen ground in transition*. Alaska, USA: University of Alaska Press.
- Dirección General de Aguas [DGA]. (2009a). *Inventario de glaciares descubiertos de las cuencas de los ríos Elqui, Limarí y Choapa*. Santiago: Ministerio de Obras Públicas.
- Dirección General de Aguas. (2010). *Dinámica de glaciares rocosos*. Realizado por: Unidad de Gestión de Proyectos del Instituto de Geografía de la Pontificia Universidad Católica de Chile. Santiago, Chile: Ministerio de Obras Públicas.
- Dirección General de Aguas. (2011). *Catastro, exploración y estudio de glaciares en Chile central. Realizado por Geoestudios Ltda. Cuencas del Aconcagua, Maipo, Rapel y Maule*. Santiago, Chile: Dirección general de Aguas.
- Dirección General de Aguas. (2012). *Caracterización y monitoreo de glaciares rocosos en la cuenca del río Elqui y balance de masa del glaciar Tapado*. Realizado por: Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas. CEAZA. Santiago. Chile: Ministerio de Obras Públicas.
- Duguay, C. R., Zhang, T., Leverington, D. W., & Romanovsky, V. E. (2005). Satellite remote sensing of permafrost and seasonally frozen ground: Measuring environmental change, geophysical monograph series. En R. Duguay, & A. Pietroniro (Eds.), *Remote Sensing of Northern Hydrology* (Vol. 163, págs. 91-118).
- Ebohon, H., & Schrott, L. (2008). Modelling mountain permafrost distribution. A new permafrost map of Austria. En D. L. Kane, & K. M. Hinkel (Ed.), *9th International Conference on Permafrost* (págs. 397-402). Fairbanks, Alaska: Institute of Northern Engineering University of Alaska Fairbanks.
- Embleton, C., & King, C. A. (1975). *Periglacial geomorphology*. London: Edward Arnold Ltd.
- Etzelmüller, B., Hoelzle, M., Heggem, E., Isaksen, K., Mittaz, C., Vonder Mühl, D., . . . Sollid, J. (2001). Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost. *Norwegian Journal of Geography*, 55, 186-194.
- Fischer L., Purves RS., Huggel C., Noetzi J., Haeberli W. (2012). On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12: 241-254.
- Frauenfelder, R., Allgöwer, B., Haeberli, W., & Hoelzle, M. (1998). Permafrost investigations with GIS- A case study in the Fletschhorn area, Wallis, Swiss Alps. *Permafrost-Seventh International Conference*, (págs. 291-295). Yellowknife, Canada.
- French, H. M. (2007). *The Periglacial environment*. West Sussex, England: John Wiley & Sons Ltd.
- Gascoin, S., Kinnard, C., Ponce, R., Lhermitte, S., MacDonell, S., & Rabatel, A. (2011). Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *The Cryosphere*, 5(4), 1099-1113.
- García, A., Ulloa, C., Amigo, G., Milana, J., & Medina, C. (2017). An inventory of cryospheric landforms in the arid diagonal of South America (high Central Andes, Atacama region, Chile). *Quaternary International*, 1-16.
- Geoestudios. (2019). *Estudio de glaciares los Bronces*. Santiago.: En: Línea de base de glaciares del proyecto los Bronces Integrados. Anexo 3.13.
- Geotest. (2017). Descripción cobertura detrítica y testigos de hielo de glaciar de roca. Santiago: En: Línea de base de glaciares. EIA adecuación de obras mineras de Andina para continuidad operacional actual (DAND). (2017). Anexo 3.11 B.
- Geotest. (2018a). Estudio de glaciares de roca en el área de influencia de Andina. En: Línea de base de glaciares DAND, Andina de CODELCO. Santiago. Chile.

- Geotest. (2018b). *Estudio de glaciares rocosos complementarios para Adenda N°1. Proyecto DLN*. Santiago: En: Adenda N° 1. del EIA del proyecto adecuación de obras mineras de Andina para continuidad operacional actual. Anexo 3.7.
- Giardino, J., Vitek, J., & Demorett, J. (1992). A model of water movement in rock glaciers and associated water characteristics. En J. Dixon, & A. Abrahams (Edits.). Chichester: Wiley.
- Golder Associates. (2006). *Memorandum técnico: Observaciones de contenido de hielo en el sector de cabecera del Estrecho. Proyecto Pascua - Lama*. Santiago, de Chile: En: Adenda N° 3. EIA modificaciones del proyecto Pascua-Lama. Anexo 2.1. C.
- Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6(1), 221-223. doi:10.5194/tc-6-221-2012
- Gruber S., Haeberli W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *J Geophys Res* 112: F02S18, doi:10.1029/2006JF000547
- Gruber, S., & Haeberli, W. (2009). Mountain permafrost. In R. Margesin (Ed.), *Permafrost Soils* (pp. 33-44). Berlin: Springer-Verlag.
- Gruber, S., & Hoelzle, M. (2001). Statistical modelling of mountain permafrost distribution: Local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 69-77. doi:10.1002/ppp 374
- Gruber, S., Hoelzle, M., & Haeberli, W. (2004). Rock-wall temperatures in the Alps: Modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 299-307.
- Haeberli, W. (1973). Die Basis-temperatur der winterlichen Schneedicke. *Z. Gletsch.Kd. Glazialgeol*, 9, 221-227.
- Haeberli, W. (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden)., 17, pág. 221. Zürich.
- Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 77, 142.
- Haeberli, W. (1992). Possible effects of climatic change on the evolution of Alpine permafrost. En M. Boer, & E. Koster (Edits.), *Greenhouse-Impact on Cold Climate Ecosystems and Landscapes* (págs. 23-35). Cremlingen-Destedt, Germany.
- Haeberli, W. (2000). Modern research perspectives relating to permafrost creep and rock glaciers: A discussion. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 290-293.
- Haeberli, W., Brandova, D., Castelli, S., Egli, M., Frauenfelder, R., Kääb, A., . . . Dickau, R. (2003). Absolute and relative age dating of rock-glacier surfaces in alpine permafrost: concept, first results and possible applications. *EGS - AGU - EUG Joint Assembly*, (págs. 343-348). Nice, France.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., Vonder Mühl, D., 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 189–214.
- Harris, C. and Davies, M. E. B (2001) The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate, *Permafrost Periglacial.*, 12, 145–156, <https://doi.org/10.1002/ppp.376>, 2001.
- Hauck, C., & Kneisel, C. (Edits.). (2008). *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Hauser A. 2002. Rock avalanche and resulting debris flow in Estero Parraguire and Rio Colorado, Región Metropolitana, Chile. In *Catastrophic Landslides: Effects, Occurrence, and Mechanisms*, Evans SG, DeGraf JV (eds). Geological Society of America *Reviews in Engineering Geology* 15: 135–148.

- Hoelzle, M., Wagner, S., Käab, A., & Vonder Mühl, D. (1998). Surface movement and internal deformation of ice-rock mixtures within rock glaciers at Pontresina-Shafberg upper engadin, Switzerland. *Seventh International Conference on Permafrost* (págs. 465-471). Yellowknife: University of Ottawa.
- Hoelzle, M., Wegmann, M., & Krummenacher, B. (1999). Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: First experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(2), 113-124.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B., & Haeberli, W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: An overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 53-68. doi:DOI: 10.1002/ppp 385
- Hoelzle, M., Haeberli, W., & Stocker-Mittaz, C. (2003). Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. *8th International Conference on Permafrost* (págs. 419-424). Zurich, Switzerland: International Permafrost Association.
- Humlum, O. (2000) The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology* 35, 41-67
- Humlum, O., & Matsuoka, N. (Edits.). (2003). A handbook on periglacial field methods. International Permafrost Association (IPA). The Working Group on Periglacial Processes and Environments. The University Center on Svalbard.
- Ikeda, A., Matsuoka, N., and Käab, A.: Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock glacier in the Swiss Alps: An effect of liquid water, *J. Geophys. Res.*, 113, 1-12, <https://doi.org/10.1029/2007JF000859>, 2008.
- Iribarren P. (2010). Análisis del movimiento en masa de la Quebrada Blanca: Implicancias en la dinámica geomorfológica y criogénica. Cuenca superior del Río Elqui. *Revista Investigaciones Geográficas, Universidad de Chile*, 40:3-18.
- Iribarren P., Bodin X (2010). Geomorphic consequences of two large glacier and rock glacier destabilizations in the central and northern Chilean Andes. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, EGU2010-7162-5.
- Iribarren P., Mackintosh A., Norton K.P. (2015). Hazardous processes and events from glacier and permafrost areas: Lessons from the Chilean and Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(1): 2-21.
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Odegard, R., & Ludvig Sollid, J. (2002). Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norwegian Journal of Geography*, 56, 122-136.
- Ishikawa, M. (2003). Spatial mountain permafrost modelling in the Daisetsu mountains, northern Japan. *8th International Conference on Permafrost* (págs. 473-478). Zurich, Switzerland: International Permafrost Association.
- Janke, J. (2005). Modeling past and future alpine permafrost. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1495-1580.
- Johnston, G. (1981). *Permafrost engineering design and construction*. Toronto: Wiley.
- Käab A (2007a) Periglacial landforms, rock forms | *Rock Glaciers and Protalus Forms*. *Encyclopedia of Quaternary Science* pp 2236-2242
- Käab, R. Frauenfelder, I. Roer (2007b) On the response of rockglacier creep to surface temperature increase *Global Planet Change*, 56. pp. 172-187
- Keller, F. (1992). Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 133-138.

- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G. K., Schoeneich, P., Deline, P., & Pogliotti, P. (2011). Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps. Permanet project.
- Kuchment, L., Gelfan, A., & Demidov, V. (2000). A distributed model of runoff generation in the permafrost regions. *Journal of hydrology* (240), 1-22.
- Leverington, D. W., & Duguay, C. R. (1997). A Neural Network Method to Determine the Presence or Absence of Permafrost near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(2), 205-215.
- Lewkowicz, A., & Ednie, M. (2004). Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(1), 67-80. doi:10.1002/ppp.480.
- Lewkowicz, A., & Bonnaventure, P. (2008). Interchangeability of Mountain Permafrost Probability Models, Northwest Canada. *Permafrost and periglacial processes*(19), 49-62. doi:10.1002/ppp.612
- Marangunic, D.C., 1976. El glaciar de roca Pedregoso, rio Colorado, V Región. En: *Actas del Primer Congreso Geológico Chileno, Santiago*. 1 (D), pp. 291 -300
- Marcet, M., Serrano, C., Brenning, A., Bodin, X., Goetz, J., Schoeneich, P. (2019). Evaluating the destabilization susceptibility of active rock glaciers in the French Alps. *The Cryosphere*, 13: 141-155.
- Milana, J. P., & Güell, A. (2008). Diferencias mecánicas e hídricas del permafrost en glaciares de rocas glaciogénicos y criogénicos, obtenidas de datos sísmicos en el Tapado, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3), 310-325.
- Monnier, S., & Kinnard, C. (2013). Internal structure and composition of a rock glacier in the Andes (upper Choapa valley, Chile) using borehole information and ground-penetrating radar. *Annals of Glaciology*, 54(64), 61-72.
- Monnier S, Kinnard K. (2015). Reconsidering the glacier to rock glacier transformation problem: new insights from the Central Andes of Chile. *Geomorphology*, 238 (2015), pp. 47-55
- Monnier, S., Kinnard, C., Surazakov, A., and Bossy, W (2014) *Geomorphology, internal structure, and successive development of a glacier foreland in the semiarid Chilean Andes (Cerro Tapado, upper Elqui Valley, 30°08' S, 69°55' W)*, *Geomorphology*, 207, 126–140, doi:10.1016/j.geomorph.2013.10.031, 2013.
- Mouginot J Rignot E (2015) *Ice motion of the Patagonian Icefields of South America: 1984–2014*. <https://doi.org/10.1002/2014GL062661>
- Nicholson, L., Marin, J., Lopez, D., Rabatel, A., Bown, F., & Rivera, A. (2009). Glacier inventory of the upper Huasco valley, Norte Chico, Chile: glacier characteristics, glacier change and comparison with central Chile. *Annals of Glaciology*, 50(53), 111-118
- Nyenhuis, M., & Hoelzle, M. (2005). Rock glacier mapping and permafrost distribution modelling in the Turtmanntal, Valais, Switzerland. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 3, 275-292.
- Ødegard, R., Isaksen, K., Mastervik, M., Billdal, L., & Engler, M. (1999). Comparison of BTS and Landsat TM data from Jotunheimen, southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 53, 226-233.
- Permanet. (2013). Guide lines for monitoring BTS, Bottom temperature of snow cover. Recuperado el 16 de June de 2013, de permanet-alpinespace: <http://www.permanet-alpinespace.eu/archive/pdf/BTS.pdf>
- Potter, N. J. (1972). Ice-cored rock glacier, Galena creek Northern Absaroka mountains. Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3025-3028.

- Roer, I., Kääb, A., & Dikau, R. (2005). Rockglacier kinematics derived from small-scale aerial photography and digital airborne pushbroom imagery. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49, 73-87.
- Schoeneich, P., Bodin, X., Echelard, T., Kellerer-Pirklbauer, A., Krysiecki, J.-M., and Lieb, G. K. (2015). Velocity Changes of Rock Glaciers and Induced Hazards, in: *Engineering Geology for Society and Territory*, edited by: Lollino, G., Manconi, A., Clague, J., Shan, W., and Chiarle, M., https://doi.org/10.1007/978-3-319-09300-0_42.
- Schrott, L. (1998). The hydrological significance of high mountain permafrost and its relation to solar radiation: A case of study in high Andes of San Juan, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften*(17), 71-84.
- Straub, P. (2018). Modelamiento de distribución de permafrost de montaña en la cuenca del río Maipo. Chile. *I congreso de la sociedad chilena de la criósfera*. Valdivia: SOCHICRI.
- Trombotto Liaudat, D., Wainstein, P., & Arenson, L. U. (2014). Guía terminológica de la geocriología sudamericana. Luján de Cuyo, San Juan, Argentina: Vazquez Mazzini Editores.
- Trombotto, D., & Borzotta, E. (2009). Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rockglacier, Central Andes of Mendoza, Argentina. *Cold Regions Science and Technology*, 55, 321-330.
- Valcárcel Díaz, M., Carrera Gómez, P., Blanco-Chao, R., & Pérez Alberti, A. (2008). Permafrost occurrence in the southernmost South America (Sierra Alvear, Tierra del Fuego, Argentina). *Ninth international conference on permafrost* (págs. 1799-1802). Fairbanks: International Permafrost Association.
- Van Everdingen, R. (Ed.). (1998). Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. Calgary, Alberta, Canada: International Permafrost Association.
- Villaroel, C., Tamburini Believeau, G., Forte, A. P., Monserrat, O., & Morvillo, M. (2018). DInSAR for a regional inventory of active rock glacier in the dry Andes mountains of Argentina and Chile with Sentinel-1 Data. *Remote Sensing*, 10(1588), 4-21.
- Washburn. (1973). *Periglacial processes and environments*. (L. Arnold, Ed.) London.
- Whalley, B., & Azizi, F. (2003). Rock glaciers and protalus landsforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research*, 108(E4), 1-17. doi:10.1029/2002JE001864
- Woo, M. (2012). *Permafrost Hydrology*. Berlin, Heidelberg: Springer.
- Zimmermann, M., & Haerberli, W. (1992). Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas- A case study in the Swiss Alps. En M. Boer, & E. Koster (Edits.). *Cremlingen-Destedt, Germany: Catena*.
- Zhang, X., Tong Nan, Z., Wu, J., Du, E., Wang, T., & You, Y. (2012). Mountain permafrost distribution modeling using multivariate adaptive regression spline (MARS) in the Wenquan area over the Qinghai-Tibet Plateau. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 4(5), 361-370. doi:10.3724/SP.J.1226.2012.00361



info@atacamamb.com

www.atacamamb.com

JEFE DE PROYECTO:

Msc. Guillermo Azócar Sandoval

Email: gazocar@atacamamb.com

ASESORES CIENTÍFICOS:

Dr. Pablo Iribarren Anacona

Email: pablo.pablo.iribarren@uach.cl

Dr. Alexander Brenning

Email: alexander.brenning@uni-jena.de

Dr. Kenji Yoshikawa

Email: kyoshikawa@alaska.edu