

Los riesgos traen oportunidades

Transformaciones globales en Los Andes sudamericanos

Axel Borsdorf • Rafael Sánchez • Rodrigo Hidalgo • Hugo Marcelo Zunino

EDITORES



**GEOGRAPHIE
INNSBRUCK**



INSTITUTO DE GEOGRAFÍA
FACULTAD DE HISTORIA, GEOGRAFÍA
Y CIENCIA POLÍTICA



Editor Serie GEOlibros
Rodrigo Hidalgo Dattwyler

Serie GEOlibros N° 20

Comité Editorial Serie GEOlibros
José Ignacio González Leiva, Federico Arenas Vásquez, Rafael Sagredo, Axel Borsdorf, Horacio Capel, Sandra Lecioni y Carlos de Mattos.

La serie GEOlibros es publicada por el Instituto de Geografía de la Pontificia Universidad Católica de Chile, con el objetivo de difundir trabajos de carácter geográfico y obras vinculadas al conocimiento espacial y territorial. Todos los textos que ella publica son revisados por el Comité Editorial, quién deriva los trabajos a pares evaluadores ciegos.

Idea original y edición general: Axel Borsdorf, Rafael Sánchez, Rodrigo Hidalgo y Hugo Zunino

Lectura y revisión de estilo: Rafael Sánchez

Traducciones inglés: Paulina Gatica

Diagramación: Luis Muñoz Villarroel - Gonzalo Abatte / www.damestudio.com

Diseño Portada: Luis Muñoz Villarroel

Primera Edición agosto 2014

© Instituto de Geografía UC, 2014

Todos los derechos reservados. Prohibida la reproducción de figuras e ilustraciones sin autorización escrita de los autores y editores.

Referencia:

Borsdorf, A.; Sánchez, R.; Hidalgo, R. y Zunino, H. (editores). Los riesgos traen oportunidades. Transformaciones globales en Los Andes sudamericanos. Serie GEOlibros N° 20, Instituto de Geografía-Pontificia Universidad Católica de Chile / Instituto Interdisciplinario para Estudios de la Montaña (IGF)-Academia de Ciencias Austriaca / Instituto de Geografía-Universidad de Innsbruck / Universidad de La Frontera, 2014

Se agradece el apoyo del proyecto FONDECYT 11121323 para la realización de esta obra.

Impreso: Andros, Santiago de Chile.

ISBN: 978-956-14-1463-1

Fluctuaciones glaciales holocénicas en el Cajón del Maipo, Andes centrales de Chile: observaciones morfoestratigráficas de los glaciares Loma Larga y Nieves Negras

Juan-Luis García B.¹ - Franco I. Pizarro M.² - Valentina Calcagni R.³

Resumen

La preservación de crestas morrénicas permite determinar la existencia de fluctuaciones del hielo durante el Holoceno en los Andes centrales de Chile (33°S). Hasta el presente se desconoce la extensión y el tiempo de los avances de glaciares en la región, a pesar de su relación con cambios del clima. La geomorfología glacial en los cajones glaciares de Nieves Negras y sistema Loma Larga indica la existencia de tres cinturones morrénicos depositados durante el Holoceno, cuando los glaciares fueron 5 km más extensos. La deglaciación fue gradual y compleja en respuesta a la cubierta detrítica del hielo.

Palabras clave: fluctuaciones glaciales, Holoceno, Andes centrales de Chile.

Holocene glacial fluctuations in the Maipo Valley, central Andes of Chile: morphostratigraphic observations of the Loma Larga and Nieves Negras Glaciers

Abstract

Preserved moraine ridges afford evidence for Holocene ice fluctuations in the central Andes of Chile (33°S). To present there is no concluding remarks linked to former glacier fluctuations in the region, despite they could provide key evidence on local past climate change. The glacial geomorphology at glacier Nieves Negras and Loma Larga suggests the existence of three prominent moraine belts deposited during the Holocene, when glaciers were at least 5 km longer than present. Deglaciation from these ice marginal positions was gradual and complex in response to the detrital cover on the glaciers.

Keywords: glacial fluctuations, Holocene, Central Andes of Chile.

¹ Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile (Chile). E-mail: jgarciab@uc.cl

² Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile (Chile). E-mail: fipizar@uc.cl

³ Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile (Chile). E-mail: vcalcagn@uc.cl

A pesar de que los glaciares en los Andes centrales de Chile ocupan una proporción significativa de la superficie de la montaña Andina y que representan una fuente hídrica principal para la región, su conocimiento en términos de dinámica y sensibilidad climática es escaso, con algunas excepciones (e.g., Rivera *et al.*, 2000; Le Quesne *et al.*, 2009; Sagredo y Lowell, 2012; Ferrando, 2012). En este sentido, la mayor parte de los estudios se han realizado con el fin de revelar los cambios de la criósfera desde mediados del siglo XX (Bown *et al.*, 2008), pero pocos estudios han determinado cambios del hielo durante tiempos previos, a pesar de que podrían proporcionar nuevos antecedentes respecto de la interacción criósfera-atmósfera en la región. Las geoformas glaciales (i.e. morrenas) ofrecen una oportunidad única para determinar fluctuaciones del hielo en tiempos previos a la era de los sensores remotos (i.e. García *et al.*, 2012, 2014) y así poner en contexto los cambios del hielo ocurridos durante las últimas décadas. Esta publicación es parte de una investigación en desarrollo que busca determinar variaciones glaciales y climáticas en los Andes centrales y sus causas asociadas. Este trabajo se centra en dos valles glaciales localizados en las cabeceras del río el Volcán (cajón del Maipo, Chile): cajón glaciar Nieves Negras y cajón glaciar Loma Larga (~33° S; Figura N° 1). Las preguntas científicas que guían esta investigación son: ¿Existe evidencia geomorfológica preservada de variaciones pretéritas de los glaciares Nieves Negras y sistema Loma Larga? ¿Es posible determinar antiguas posiciones de margen de hielo que indiquen avances o reavances glaciales? ¿Cómo es la dinámica de los glaciares en el área de estudio durante la deglaciación? ¿Cuándo ocurrieron estas fluctuaciones del hielo? En este manuscrito nos enfocamos en la descripción y discusión de aspectos geomorfológicos de los valles estudiados.

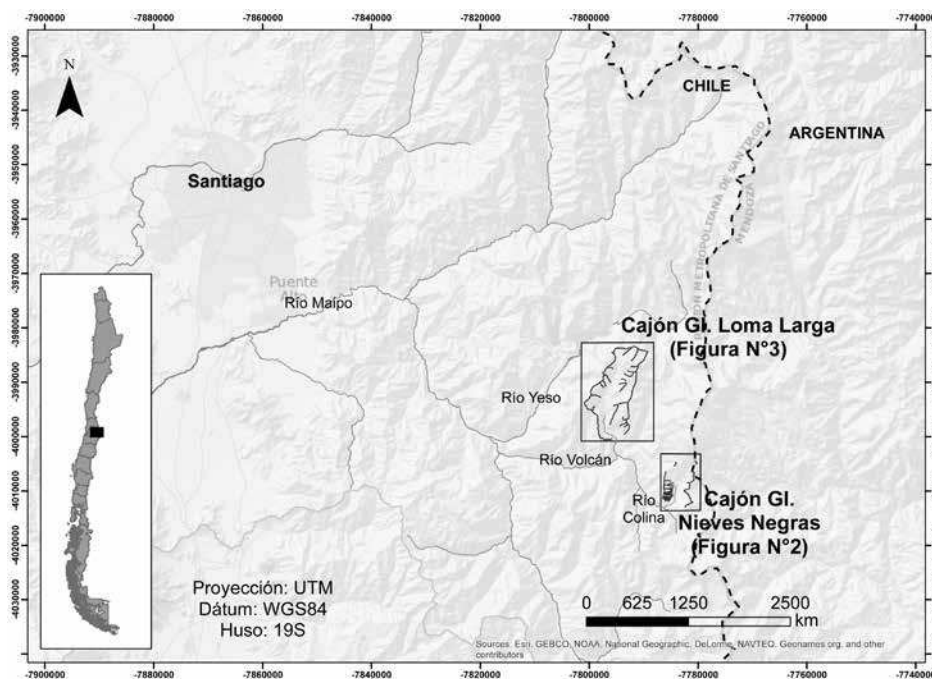
Contexto físico

Los Andes centrales de Chile (33-38°) se configuran como una cordillera prominente cuyas elevaciones mayores superan los 6.000 m s.n.m. A esta latitud (i.e. 33° S) la cordillera alcanza un ancho cercano a los 100 km donde se han erosionado cajones con más de 1.000 m de profundidad cuyas cabeceras incluyen glaciares de dimensiones variables (Lliboutry, 1956, 1998; Dirección General de Aguas, 2011). Muchas de las elevaciones principales corresponden a edificios volcánicos, que incluyen calotas de hielo drenados por lenguas glaciares en diferentes direcciones (e.g., volcanes Tupungatito y San José). Además de lenguas glaciares, la criósfera en esta región Andina incluye glaciares rocosos, los que son abundantes en número y representan un área proporcionalmente significativa (Azocar y Brenning, 2010; Bodin *et al.*, 2010). Mientras los glaciares rocosos (Trombotta *et al.*, 1999) se encuentran entre altitudes aproximadas de 4.250 y 3.500 m de altitud (Azocar y Brenning, 2010; Bodin *et al.*, 2010), el hielo glacial ocurre a partir de los ~3.000 m. La altitud de la línea de equilibrio glacial (ELA, por su sigla en inglés) se ha estimado que en los 33°S ocurre en el presente a los ~4.350 m s.n.m. (Azocar y Brenning, 2010), no obstante se ha constatado una amplia variación tanto espacial como interanual de la ELA en los Andes centrales asociados al fenómeno ENOS (El Niño Oscilación del Sur) (Escobar *et al.*, 1995). En este sentido, el balance de masa de glaciares en los Andes centrales se relaciona directamente con el volumen de nieve caída durante el invierno de cada año glaciológico, el que, a su vez, está condicionado por la fase ENOS e intensidad de la misma para dicho año (Escobar y Aceituno, 1998). Por ejemplo, balances de masa positivos ocurren durante

años El Niño y balances de masa negativo ocurren durante años La Niña. En este respecto, autores han propuesto que el retroceso actual de los glaciares de Chile central se deba a una tendencia negativa de las precipitaciones en Chile central en un contexto de calentamiento global (Le Quesne *et al.*, 2009). No obstante, algunas estaciones meteorológicas (i.e. El Yeso, cuenca alta del río Maipo, ~2500 m.s.n.m.) muestran una tendencia positiva de las precipitaciones en ambientes de montaña, aspecto que se antepone a dicha conclusión. Por su parte, el incremento de las temperaturas en la región (Falvey y Garreaud, 2009) representaría entonces una causa directa del retroceso de los frentes glaciares y su adelgazamiento (i.e. Rivera *et al.* 2000).

Figura N° 1

Ubicación del área de estudio: Cajón glaciar Loma Larga y Cajón glaciar Nieves Negras en las cabeceras del río El Volcán (cuenca del río Maipo, Chile central, 33°S, 70°O). El cuadrado sólido en el mapa de Chile insertado expone la localización del área en el país.



Fuente: Elaboración propia.

Los Andes centrales incluyen aspectos propios de un sistema alpino semiárido, con un complejo registro geomorfológico de procesos glaciares, paraglaciares y periglaciares que representan una oportunidad única para su estudio. La región donde se inserta nuestra área de estudio (Figura N° 1) corresponde a una zona de transición climática entre los Andes áridos y húmedos (Lliboutry, 1998; Azocar y Brenning, 2010; Sagredo & Lowell, 2012).

Al sur de esta latitud, la influencia de las perturbaciones atmosféricas y las precipitaciones asociadas a los vientos del Oeste se hacen progresivamente más frecuentes (Miller, 1976; Garreaud *et al.*, 2009), con un efecto directo en la acumulación de nieve en los glaciares y en la elevación de la ELA. Las precipitaciones en el área, registradas en la estación meteorológica del embalse de El Yeso (Cajón del Maipo, 33° 40' S, 2.475 m.s.n.m., Dirección General de Aguas), alcanzan totales anuales de 524 mm equivalentes en agua (e.a.), incluyendo una amplia variación interanual. En la cuenca del río Mapocho, en los Bronces (33°08'S, 3.519 m s.n.m., Minera La Disputada de las Condes), las precipitaciones suman 784 mm e.a. (Bodin *et al.*, 2010). Las temperaturas medias de invierno y verano en la estación El Yeso varían entre 1,6 y 14,3°C, respectivamente, con una media anual de 8.3°C. La isoterma media anual de 0°C se ubica aproximadamente a los 3.500-3.600 m s.n.m (Escobar y Vidal, 1992; Carrasco *et al.*, 2005).

Método utilizado

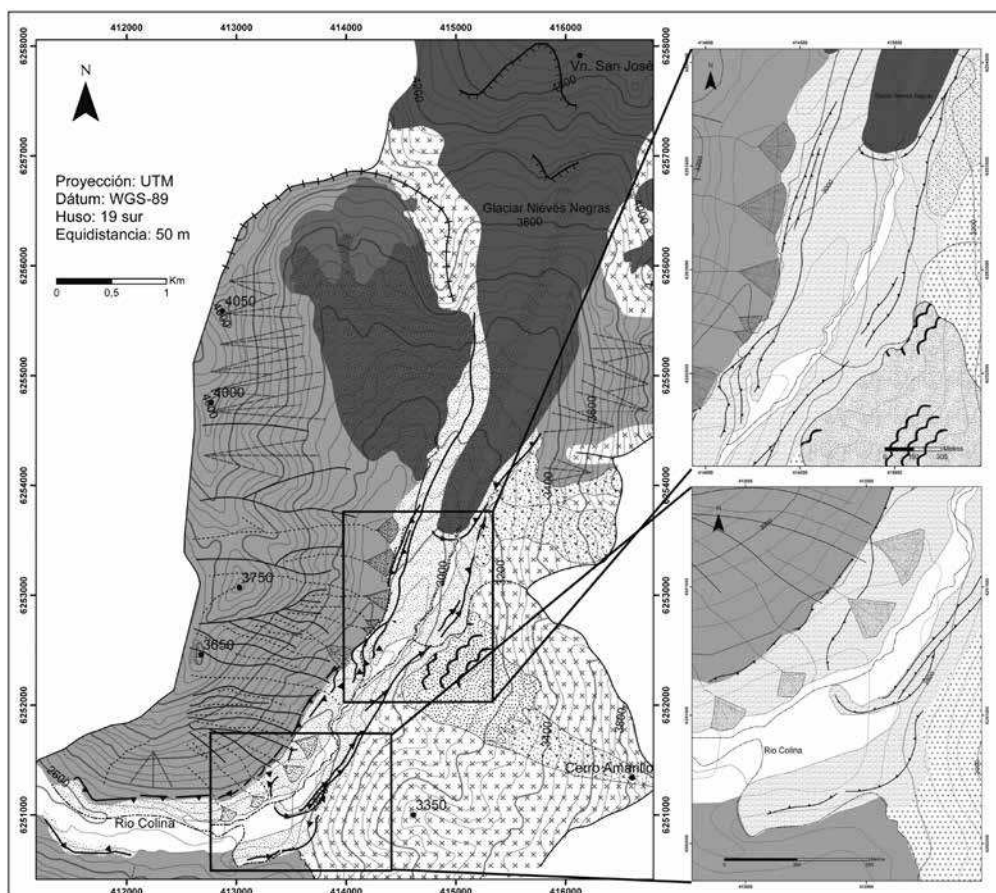
La descripción de las geofomas al interior de los valles que incluyen los glaciares Nieves Negras y sistema Loma Larga se realizó en base al análisis estereoscópico de fotografías aéreas (Vuelo Geotec 1996/2000; 1:50000; Hycon, 1950) y mapeo de terreno. Del análisis fotográfico construimos un mapa geomorfológico para cada valle diferenciando unidades morfológicas principales. Este mapa fue corroborado y corregido durante tres salidas de terreno entre los años 2012 y 2013, donde recorrimos a pie extensamente las zonas periglaciales y proglaciales de cada valle. Especial énfasis se puso en la descripción morfológica y sedimentológica para, entre otros, discernir entre depósitos de derrumbe y glaciales (cf., Abele, 1984). Por ejemplo, la discriminación de depósitos morrénicos se hizo en función de la geometría de la geofoma, de la morfometría de los clastos componentes del sedimento (presencia de clastos facetados y otros indicadores de abrasión glacial, como estrías y chatter marks) y de la variedad litológica, entre otros.

Geomorfología general

Cajón Glaciar Nieves Negras

La calota de hielo del sistema montañoso San José-Marmolejo (~5.700-6.000 m.s.n.m.) da origen a lenguas glaciales que han excavado profundos valles a ambos lados del límite internacional Chileno-Argentino. El glaciar Nieves Negras se ubica en la cabecera del cajón Nieves Negras, en el flanco sur del edificio volcánico San José (Figura N° 2). El tramo superior del valle tiene una dirección NNE-SSW y luego SSE-NNW. Las cabeceras del valle corresponden a dos mega anfiteatros excavados en el flanco del volcán y costado noroeste del valle, respectivamente. Las abruptas murallas rocosas incluyen formaciones de circos subsidiarios que delimitan la parte superior del valle. Filudas líneas de cumbres (i.e., arista) separan los característicos valles alpinos de esta parte de los Andes. La cabecera del glaciar se ubica ca. 5.000 m.s.n.m. y el frente a los 3.000 m.s.n.m. Del circo noroeste se desprende una lengua de hielo menor hoy desconectada del glaciar Nieves Negras. Entre ambas lenguas ocurre una zona de acumulación de derrubios, que asemeja un glaciar rocoso, probablemente inactivo. Gran parte del hielo Nieves Negras proviene hoy de los circos

Figura N° 2
Geomorfología del cajón glaciar Nieves Negras.
Ver leyenda en Figura N° 3



Fuente: Elaboración propia.

excavados en el flanco sur del volcán, no obstante, en avances pasados del hielo, ambas lenguas, actuales hielo noroeste y Nieves Negras, se unieron formando un solo cuerpo glacial. Ambas lenguas de hielo generan escurrimientos de aguas de fusión que serpentean y cortan depósitos morrénicos descritos más abajo.

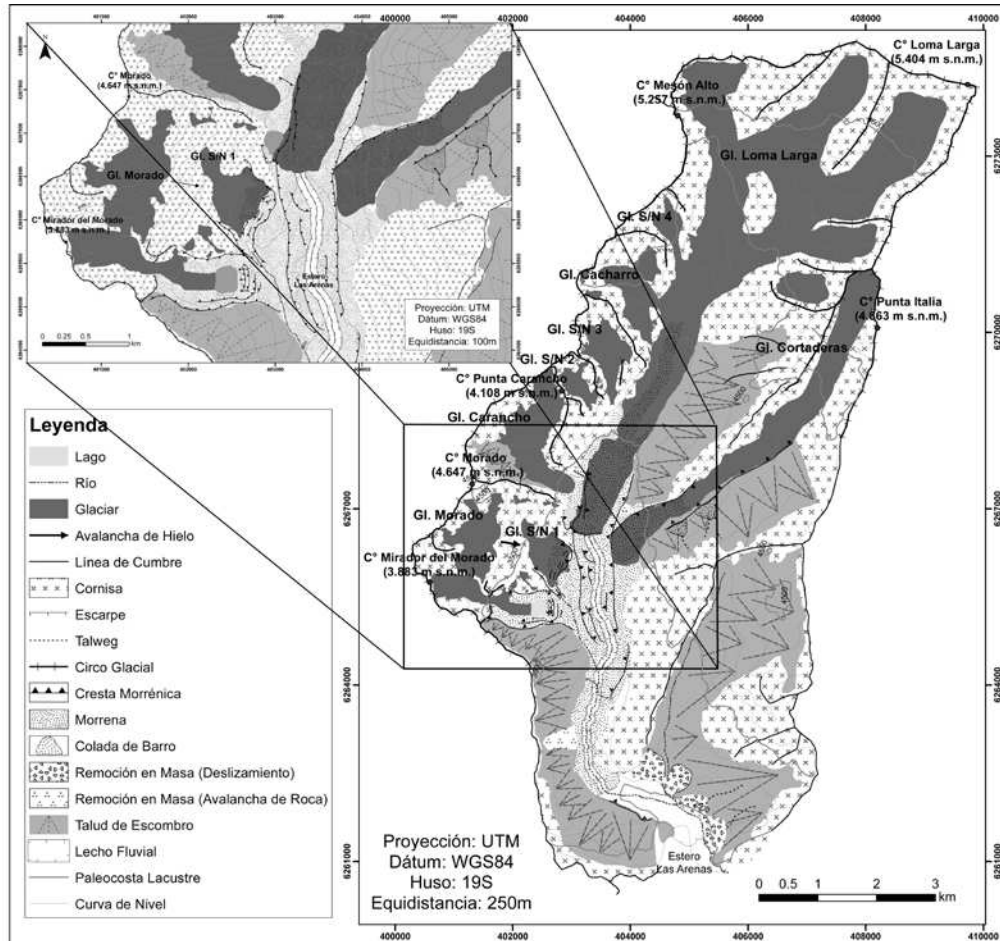
El glaciar Nieves Negras es un glaciar semicubierto; descubierto en su parte superior y cubierto con detritos en su mitad inferior. En esta última zona, el hielo solo aflora esporádicamente, generalmente asociado a depresiones termokársticas (cf., Bodin et al., 2010; Ferrando, 2012). El valle Nieves Negras esta circundado por prominentes y escarpadas

pendientes que incluyen principalmente laderas rectilíneas con taludes de escombros, generalmente incididos por canales asociados a flujos de detritos que han depositado abanicos aluviales al pie de las laderas. La pared este del valle incluye con cierta frecuencia depósitos producidos por fenómenos de remoción en masa (i.e. deslizamientos), que han cubierto las crestas morrénicas localmente (Figura N° 2).

Cajón Glaciar Loma Larga

Este valle, de dirección preponderante N-S y denominado en la cartografía oficial del Instituto Geográfico Militar (IGM) como cajón de las Arenas, contiene un conjunto de glaciares, algunos todavía formando un solo cuerpo entre ellos, particularmente en la cabecera del valle principal. En total se cuentan tres glaciares de valle y seis glaciares de circo, éstos últimos ocupan la ladera oeste del valle. Los glaciares de circo que han sido denominados previamente son dos: Cacharro, Carancho, aunque ninguno aparece en la cartografía IGM. Entre los glaciares de valle, que son los que aportan el mayor volumen de hielo al sistema, se enumeran los glaciares Loma Larga y Cortaderas, además de un glaciar menor que ocupa la parte la cabecera del valle principal entre los cerros Loma Larga y Mesón Alto (Figura N° 3). El glaciar Loma Larga incluye dos lenguas que nacen de circos construidos en el margen noreste del valle. Estas lenguas se descuelgan hasta el fondo del valle principal y se unen al hielo sin nombre del valle principal, que tiene sus cabeceras por sobre los 4.700 m.s.n.m. El frente del glaciar Loma Larga se localiza a los 3.250 m.s.n.m., valle arriba de la unión con el cajón del glaciar Cortaderas. A lo largo de un perfil longitudinal del hielo ocupando el fondo del valle principal se pueden diferenciar claramente dos zonas según textura y cobertura de detritos. La zona superior se caracteriza por un glaciar semicubierto, con detritos que conforman primero una morrena lateral pero que valle abajo de la confluencia con el glaciar Loma Larga aflora una segunda morrena, distinguiéndose entonces una morrena central y otra lateral. Aquí, el hielo presenta ojivas de flujo glacial (Lliboutry, 1956), asociadas a cascadas de hielo desde circos de la margen occidental del valle, que se pueden seguir glaciar abajo hasta donde el glaciar ha producido tres acumulaciones lobuladas de hielo y roca que lo separaran de la zona glacial inferior. Estas formas parecen diferenciar una zona de hielo activo superior e inactivo inferior, como parece indicarlo la ausencia de evidencia de flujo por debajo de este límite y también la cubierta potente de detritos. La zona inferior se extiende hasta el frente del glaciar donde el río de deshielo aflora bajo el glaciar y serpentea río abajo entre espesos mantos morrénicos. En esta zona inferior, el hielo está solo excepcionalmente expuesto, y la topografía supraglacial es monticulada y caótica. No obstante, aún se preservan bien definidas crestas morrénicas que identifican un hielo activo subactual. Estas morrenas incluso parecen generar arcos supraglaciales que delimitan flujos diferenciales al interior de hielo. A partir del frente glaciar se desarrolla una zona morrénica proglacial (ver Figura N° 3), que, aunque no hay indicios de la presencia de hielo en su núcleo, no existe certeza absoluta al respecto.

Figura N° 3
Geomorfología del cajón glaciar Loma Larga.
Leyenda para las Figuras N° 2 y N° 3.



Fuente: Elaboración propia.

Finalmente, el glaciar Cortaderas se desarrolla en un valle angosto de dirección NNE-SSW excavado en la margen oriental de la cuenca (Figura N° 3). Su cabecera es un anfiteatro dominado por el Co. Cortaderas (5.197 m s.n.m.). El glaciar se constituye a partir de flujos de hielo desde planchones que ocupan las partes altas del anfiteatro y se extiende hasta los ~3.600 m s.n.m., sin unirse hoy con el glaciar Loma Larga en el valle principal. Similar al glaciar Nieves Negras, este glaciar es semicubierto. La mitad superior es descubierta y la zona inferior cubierta con mantos y colinas de detritos. Aquí, al igual que en el glaciar Nieves Negras, las depresiones termokársticas son comunes.

Morrenas

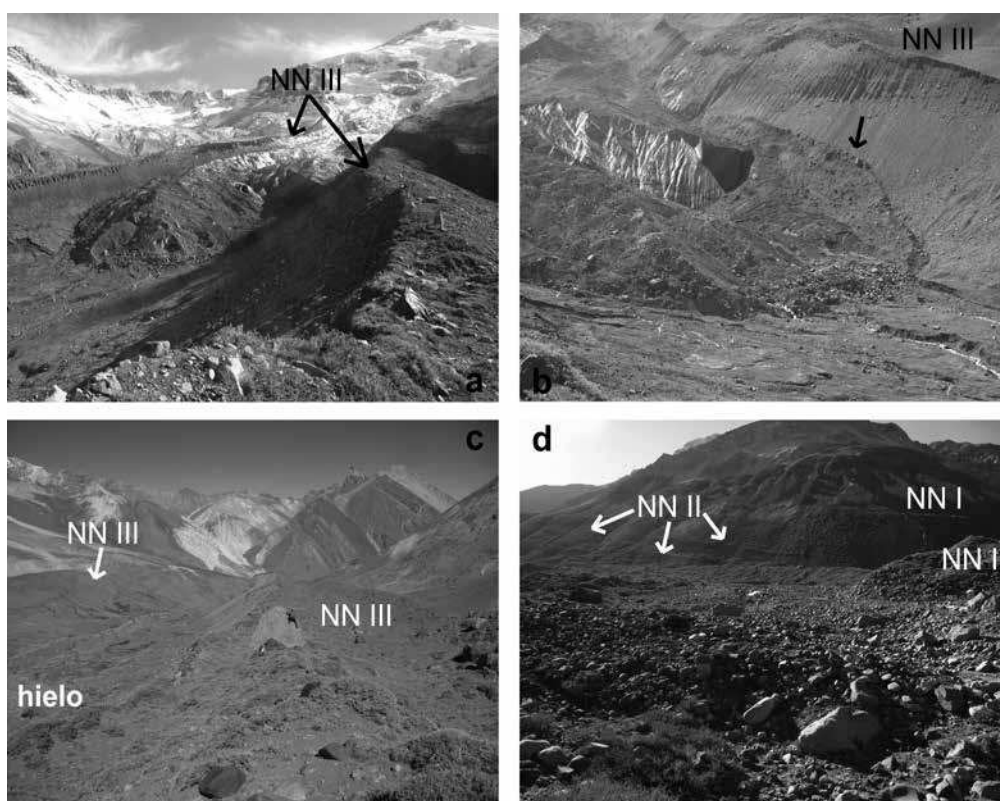
Glaciar Nieves Negras

Al interior de este valle se distinguen varias generaciones de crestas morrénicas. Estas se exponen como depósitos elongados adosados o no a las laderas del valle, y generalmente poseen una expresión morfológica prominente (Figura N° 4). A veces estos depósitos han sido retrabajados por procesos paraglaciales (Ballantyne, 2002) y periglaciales, modificando su morfología original.

Figura N° 4

Cajón Nieves Negras. a Glaciar semicubierto Nieves Negras.

Se muestran (flechas) las morrenas laterales NN III. La vista es hacia el norte (valle arriba) y a la derecha se aprecia el Vn. San José (5.856 m s.n.m.); b Morrena de retroceso reciente (flecha) adosada a la pendiente de contacto de hielo NN III en la margen sureste del valle; c Vista valle abajo (SW). En primer plano las morrenas laterales NN III. Nótese el bloque que sobresale de la morrena y la persona en él como escala; d Morrenas laterales NN II y NN I adosadas a la ladera sur del valle. También destaca la morrena frontal NN II en el fondo del valle (centroderecha de la fotografía).



Fuente: Elaboración propia.

1. Morrena (Nieves Negras) NN I

Esta morrena se expone claramente justo cuando el valle comienza a torcer abruptamente su dirección desde NNE-SSW a E-W (Figura N°2). Esta morrena es prominente en la ladera sur, tanto en la confluencia del valle río de Colina con el cajón Nieves Negras como río abajo de esta posición. La depositación de esta morrena ha obligado al río de Colina a contornear la cresta y erosionar un paso en su extremo inferior. La forma en "S" del río es muy elocuente. La ladera proximal de la morrena tiene una altura de ~70 m y una pendiente de cercana al ángulo de reposo de (30-35°). El ancho de la cresta puede alcanzar varias decenas de metros. Proximalmente, esta morrena encierra una vega, denominada localmente vega Grande, localizada distal a la morrena frontal NN II (ver abajo). La cresta morrénica incluye un conjunto de bloques de tamaño importante (varios metros de diámetro) y variable que se encuentran embebidos en la geoforma. Los bloques tienen formas subredondeadas y subangulosas y se identifican al menos dos tipos litológicos: brechas andesíticas y granitos, los primeros siendo los más frecuentes. Clastos de obsidiana se encuentran dispersos en la superficie igualmente. Valle arriba, la continuación de esta cresta está solo expuesta por cambios tenues en la ladera de la montaña, apreciables en la fotografía aérea y en el terreno. Valle abajo, conos de escombros y coladas de barro han borrado parcialmente la evidencia morrénica (Figura N°2). No obstante, 1 km valle abajo desde la vega Grande, la morrena NN I reaparece prominente con una extensión de ~700 m en la ladera sur a los ~2.700 m s.n.m. La morrena aquí está adosada a la ladera y ha obstruido el paso de flujos detríticos que se han depositado contiguamente. La morrena incluye bloques subredondeados de litología análoga a la descrita más arriba para esta morrena. En la ladera norte, la morrena aparece adosada a la ladera del valle y se ha preservado principalmente como un cambio abrupto de textura por sobre y por bajo el límite glacial. Este límite a veces incluye líneas de bloques depositados por el hielo, aunque también se ha preservado ocasionalmente un relieve morrénico propiamente tal. Se reconoce igualmente un cambio de tonalidad en la parte inferior donde alguna vez estuvo apoyado el hielo, asociado a un depósito que incluye litologías aloctonas. El color claro del sedimento glacialístico contrasta con el pardo rojizo de la litología local. La morrena en la margen norte se puede seguir nítidamente desde el sector de vega Grande y desciende gradualmente. Ambas geoformas parecen formar un arco que fue erosionado y discontinuado luego de su depositación. Valle abajo de este punto no hay más evidencia preservada de crestas morrénicas.

2. Morrena (Nieves Negras) NN II y III

Describimos ambos cinturones morrénicos (NN II y III) en una misma sección debido a que están íntimamente (i.e., geográficamente) ligados. La morrena NN III corresponde al arco morrénico mejor preservado y de expresión morfológica más fresca en el valle del glaciar Nieves Negras. Las morrenas laterales aparecen conspicuas a ambos lados del valle y se desarrollan sin interrupción por ~3 km (Figura N° 2). Entre base y tope estas geoformas alcanzan alturas máximas de ~80 m. La pendiente de contacto de hielo ha sido retrabajada por la erosión glaciofluvial y desprendimientos han producido pendientes que tienden a la vertical en la parte superior. No obstante, la pendiente de contacto de hielo comúnmente se acerca al ángulo de reposo (~35°). Sobrepuesto a la pendiente de contacto de hielo NN

III, se observan claramente otras líneas de bloques que identifican reavances del glaciar o al menos estabilizaciones temporales del frente, posteriores a la depositación de la morrena NN III (Figura N° 4). Por ejemplo, desde la morrena actual en la margen misma del hielo se continúa lateralmente un depósito del hielo adosado a la pendiente de contacto de hielo NN III. El till que conforma la morrena está compuesto por un diamictón masivo que incluye bloques y clastos angulosos y subangulosos que flotan en una matriz compacta de arenas limosas. Mientras en la margen sur del valle la morrena lateral III incluye una cresta principal, en la margen norte se distinguen claramente hasta tres crestas que conforman un relieve acolinado separado de la ladera del valle por la incisión glaciofluvial de las aguas de deshielo del glaciar S/N al noroeste del valle. Las morrenas incluyen bloques de hasta 3 metros de diámetro transportados hasta aquí por el hielo (Figura N° 4). Se debe destacar igualmente que el conjunto morrénico en esta parte (margen norte del valle) se encuentra cubierto parcialmente con arenas eólicas activas y que sectores con pendientes moderadas exponen terracetas del orden decimétrico, las cuales parecen estar asociadas a la reptación del suelo. Similarmente, en aquellos sectores desprovistos de vegetación y arenas (i.e. hacia el límite inferior de la morrena) los clastos aparecen organizados conformando suelos que han logrado un grado de ordenamiento que se distingue a simple vista. Tanto las terracetas como los suelos ordenados se desarrollan entre los 2.800 y 3.000 m s.n.m. aproximadamente. La morrena NN III sur ha sido localmente cubierta por depósitos de remoción en masa, aspecto visible en la morfología y estratigrafía (Figura N° 2).

En la confluencia de los ríos provenientes de los glaciares Nieves Negras y del glaciar S/N noroeste destacan crestas morrénicas que se desprenden desde las morrenas laterales III hacia el centro y fondo del valle para generar un arco morrénico frontal (Figura N° 2). Aquí los escurrimientos son obligados a torcer localmente hacia el sur debido al obstáculo que representa el depósito glacial en el fondo del valle, el que marca la extensión del glaciar durante la expansión NN III. Con menor grado de preservación que las morrenas NN III, las morrenas laterales II se proyectan desde aquí adosadas a las laderas norte y sur del valle decreciendo progresivamente en elevación. Se trata principalmente de geoformas que carecen de expresión morfológica prominente, de similar aspecto a la situación descrita para la morrena NN I en la ladera norte. En la ladera norte se aprecia una morrena principal que en sectores preserva parte de su forma original, con evidente retrabajo postglacial. A partir de la diferencia litológica y morfológica, es claro como coladas de barro y conos de escombros interrumpen la continuidad de esta morrena, que en sectores solo aparece como una línea de bloques marcando el espesor del hielo. Por su parte, en la ladera sur del valle, varias crestas fueron depositadas paralelamente una bajo la otra. Estas crestas se localizan a su vez por debajo de la morrena lateral NN I. Es muy evidente como valle abajo las crestas pierden elevación hasta que bajan al fondo del valle y cierran en arco, el que ha sido erosionado parcialmente por el río. Una morrena frontal bien preservada ocurre en el centro del valle y es posible continuarla hacia las morrenas laterales de la margen sur sin interrupción (Figura N° 2 y N° 4). Varias crestas morrénicas laterales convergen hacia esta morrena frontal, localizada algunos cientos de metros río arriba de la vega Grande (Figura N° 4).

3. Planicies de lavado glaciofluvial

No existen planicies fluvio-glaciales propiamente tales en el valle del glaciar Nieves Negras. Al centro del valle destacan niveles locales de terrazas vegetadas en las cercanías al frente del hielo actual. No obstante, el fondo del valle está ocupado principalmente por una morrena que expone un relieve acolinado asociado a la deglaciación desde las posiciones NN I-III. En general, el río se abre paso entre estos depósitos morrénicos y solo ocasionalmente se distinguen niveles de aguas de fluvio-glaciales colgados. Un ejemplo aparente ocurre al frente de la morrena frontal NN II, la cual gradúa a un plano fluvio-glacial con buen desarrollo y que es retrabajado actualmente por escurrimientos de fusión de nieves cada primavera. Este llano fluvio-glacial se proyecta hacia la vega Grande, con quebradas que lo han incidido después de su abandono.

Glaciar Loma Larga

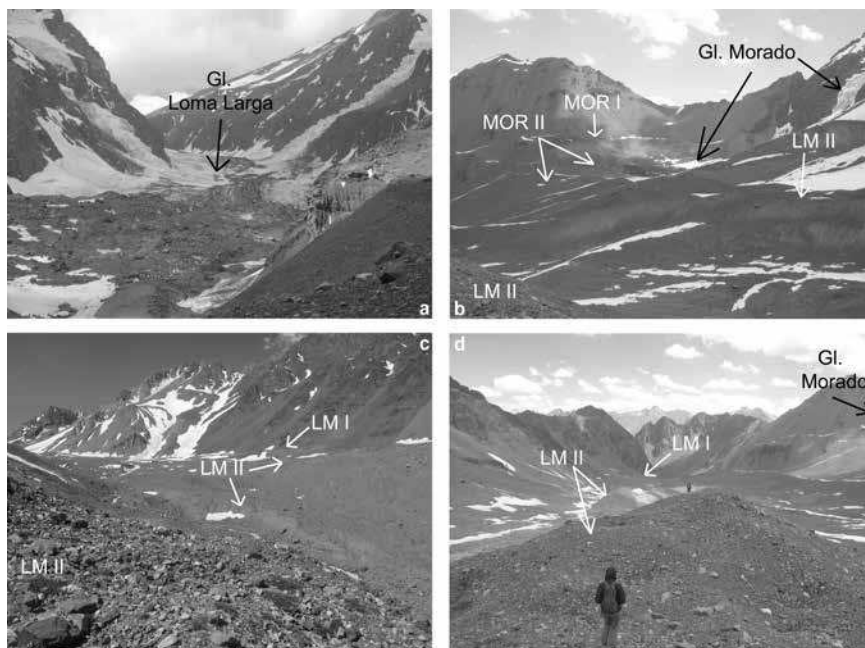
Al igual que en el valle del glaciar Nieves Negras, en este valle también distinguimos tres morrenas que describimos a continuación. No obstante, el sistema glacial del Loma Larga es de una complejidad mayor dado que incluye hielos principales y tributarios que durante su mayor extensión convergieron en el valle principal (Figura N° 3 y N° 5). De esta forma, el material morrénico es bastante más potente en el fondo del valle y la interacción entre lóbulos entregan un grado de dificultad cuando se intenta distinguir y diferenciar entre generaciones y patrón general de geofformas morrénicas.

1. Loma Larga LM I

Al igual que en el glaciar Nieve Negras, esta morrena corresponde a aquella localizada a mayor distancia respecto del hielo actual. Esta morrena ocurre como un depósito potente en el fondo del valle que es incidido por el estero de las Arenas. Su frente más que conformar un arco morrénico característico ocurre como un peldaño y término abrupto. De esta forma, la fisonomía de este tipo de depósito se asemeja más a un flujo de lava que a una morrena propiamente tal y, como se describe más abajo, esta es una situación característica de la geomorfología glacial del valle. Las morrenas laterales están bien desarrolladas adosadas a ambas laderas del valle y logran extensiones de hasta 3 km (i.e. margen este; Figura N°3). Se identifican por un cambio en la pendiente, litología, textura y patrón de erosión de vertiente. El relieve del conjunto morrénico es acolinado e incluye suelos ordenados, semejantes a los descritos para la morrena III de Nieves Negras, aunque claramente mejor desarrollados. Por ejemplo, destaca claramente un orden de los clastos más gruesos (bloques) hacia sectores de grietas que localmente se hallan más deprimidas. Estos suelos ordenados se encuentran superimpuestos al relieve morrénico, que aquí alcanza desniveles cercanos a un metro en situaciones máximas. La elevación de estas geofformas ocurre próximo a los 2.700 m s.n.m, no obstante son comunes en secciones de altitudes mayores de la morrena II igualmente (ver abajo).

Figura N° 5

Cajón glaciar Loma Larga. a Vista hacia la sección superior del valle (norte); b En primer plano destacan las morrenas laterales LM II y la morrena al fondo del valle. En segundo plano el glaciar Morado y las crestas morrénicas MOR I y II; c La fotografía está tomada valle arriba desde la morrena lateral LM II oeste y se observan las morrenas laterales LM I y LM II en la ladera este del valle.; d vista valle abajo (sur) desde la confluencia de los valles Cortaderas y Loma Larga.



Fuente: Elaboración propia.

2. Loma Larga LM II

Desde la sección inferior del glaciar Loma Larga se desarrolla una morrena lateral a ambos lados del valle y es posible seguirla casi sin interrupción por ~2.5 kilómetros, particularmente en la margen oriental del valle (Figura N°3). Mientras la morrena lateral este está adosada a la ladera del valle, la morrena lateral oeste ocurre más hacia el centro del mismo. Ambas son geoformas prominentes y se caracterizan por un relieve que puede alcanzar 75 m y pendientes de contacto de hielo cercanas al ángulo de reposo. Las diferencias litológicas del valle (e.g., márgenes este y oeste) se ven representadas en el material componente de las morrenas laterales y sus colores distintivos (grises, pastel y rojos). Mientras la morrena este se ha preservado como un escalón bien definido en la ladera del valle, la morrena oeste en su parte superior se encuentra adosada a morrenas frontales de los glaciares de circo y valle abajo aparece como un relieve amplio con el eje de la cresta cerrando hacia el este para formar un arco frontal. Al igual que la morrena LM I, el frente morrénico aquí es abrupto. La morrena ocupa todo el fondo del valle, excepto donde ha sido erosionada por el río de deshielo. En las márgenes internas de las morrenas laterales se aprecian igualmen-

te varias generaciones de crestas, algunas de ellas formando arcos internos más cercanos al frente actual del hielo, indicando morrenas de retroceso (Figura N°3). Al igual que en la morrena LM I, en la morrena lateral LM II, tanto este como oeste, entre los ~3.350 y 3.200 m s.n.m. se distinguen suelos rocosos ordenados. Formas geométricas tipo polígonos definidos por acumulaciones de clastos gruesos (e.g., granulometría de bloques) angulosos son evidentes en la superficie de la morrena. Depresiones del orden decimétrico en la superficie de la geoforma son igualmente comunes.

Glaciar El Morado

El glaciar El Morado es un glaciar de circo que, como varios de sus vecinos, ha generado una lengua de hielo que se descuelga pendiente abajo por la margen occidental del valle principal (Figura N°3). El glaciar hoy termina en un lago glacial pequeño encerrado por morrenas (Figura N°3 y N°5). Existen dos cinturones de morrenas bien definidos en el entorno del glaciar. La morrena MOR I se identifica con un trimline bien definido en las laderas que circundan el valle. Hay un desnivel de unos 50 m entre la base y superficie de la morrena. Bloques de litología volcánica que alcanzan el orden métrico en su diámetro abundan en su superficie y definen una superficie morrénica de varios metros de ancho aquí. La continuidad valle abajo de esta morrena no es del todo clara, esto es, no se visualiza una convergencia con las morrena LM I del valle principal descrita anteriormente. Contrariamente, la morrena I del glaciar El Morado parece formar un arco, cuyo frente es una pendiente muy pronunciada con un desnivel de ~100 m. En un paleocanal de desagüe fluvio-glacial que corta la morrena frontal aflora el sedimento que compone esta morrena. El aspecto del sedimento es similar al de la morrena NN III, aunque la sección estratigráfica es notablemente más reducida aquí. Clastos subangulosos y angulosos se disponen en una matriz fina, compacta conformando una sedimento diamictico y masivo, que claramente identifica un till. Clastos facetados y con estrías no son la norma pero se encuentran con cierta frecuencia en la superficie de la morrena. Superpuestas a la morrena frontal MOR I, el glaciar depositó crestas morrénicas de solo algunos metros, o menos, de alto, muy continuas que cruzan de norte a sur todo el frente. Por ejemplo, al frente del lago El Morado crestas morrénicas de algunos decímetros sobresalen desde la superficie y aparecen una al lado de la otra, contándose un total de 5-10 crestas en total. Lateralmente, estas crestas menores se continúan como un segundo trimline que ocurre solo algunos metros por sobre el lago. Definimos aquí este conjunto de geoformas como morrenas MOR II.

El siguiente glaciar de circo valle arriba de El morado es un glaciar sin nombre formado por avalancha de hielo desde la misma fuente que el glaciar el Morado. Aquí se encuentra un sistema de morrenas simétrico al descrito para el glaciar El Morado, incluyendo una morrena I lateral que en su parte inferior fue central a ambas lenguas de hielo. De este modo, tanto las morrenas MOR I como MOR II se logran diferenciar en la cuenca vecina del glaciar S/N 1 (Figura N°3).

1. Planicies de lavado glaciofluvial

Un extenso llano aluvial se desarrolla a partir de la morrena frontal LM I. Esta planicie fluvio-glacial se asocia entonces al avance mayor del glaciar y todavía se distinguen en su

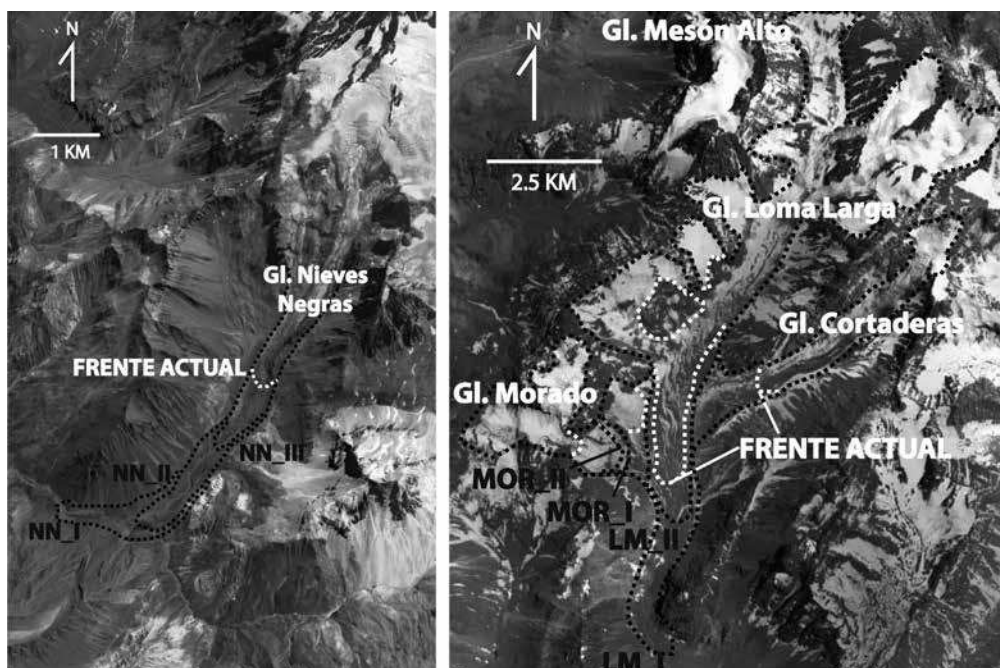
superficie paleocanales de las aguas de fusión. En el presente esta planicie es incidida por el estero de las Arenas que acumula las aguas de fusión del valle. Distalmente, depósitos de remoción en masa han cubierto la planicie, haciéndola prácticamente desaparecer. El estero de las Arenas ha logrado abrirse paso estrechamente a través de estos contundentes depósitos.

Discusión y conclusiones

Avances glaciales

Los sistemas de morrenas determinados aquí para los glaciares Nieves Negras y sistema Loma Larga son prominentes e indican claramente posiciones de avance de los glaciares respecto de su frente actual. De estas evidencias geomorfológicas se deducen al menos tres posiciones de margen de hielo bien definidas, aspecto que se replica en ambos valles como se discute a continuación (Figura N° 6).

Figura N° 6
Avances glaciales definidos en este estudio en los glaciares de Nieves Negras (panel izquierdo) y sistema Loma Larga (derecha)



Fuente: Elaboración propia.

Las morrenas I, II y III del glaciar Nieves Negras incluyen elementos laterales y frontales que se han preservado de buena forma en el valle y de los cuales deducimos tres avances o reavances del hielo. El avance glacial NN I incluyó un glaciar con una extensión 5 km mayor

a la actual y un espesor de hielo de al menos ~100 m en su parte central. El reavance glacial NN II constituyó un hielo extendiéndose 3 km desde el frente actual con un espesor de al menos 80 m en su parte central. El reavance NN III se identifica como la culminación del último pulso importante del glaciar Nieves Negras, dado que está asociado a las morrenas laterales mejor preservadas y de carácter geomorfológico fresco, además de pendientes de contacto de hielo agudas en el interior del valle. La confluencia de los escurrimientos de fusión provenientes desde ambos glaciares presentes en este valle coinciden con el término de esta prominente morrena lateral y la existencia de morrenas frontales que tienden a taponear el fondo del valle, dificultando el libre escurrimiento de las aguas de fusión. Las morrenas frontales NN III se localizan a ~1,5 km del frente del hielo actual y en conjunto con las morrenas laterales evidencian espesores de hielo de similares dimensiones al descrito para el hielo NN II.

Las morrenas LM I y II corresponden a los dos avances principales que pueden ser reconstruidos a partir de las geoformas glaciales en el cajón glaciar Loma Larga. Mientras que durante el avance principal LM I el hielo alcanzó una extensión de 4,5 km más allá del frente actual y un espesor de al menos ~90 m en su parte central, durante LM II el frente se ubicó a ~1,5 km del hielo actual y alcanzó un espesor similar a LM I (\geq ~80 m). Las morrenas MOR I y II a su vez distinguen avances del glaciar El Morado e igualmente proveen de evidencia de dos avances independientes del hielo al interior del cajón glaciar Loma Larga. Lo más simple sería relacionar temporalmente los avances LM I y II con MOR I y II, no obstante, otras alternativas parecen más coherentes. A pesar de que la evidencia de terreno no es determinante respecto si el glaciar El Morado se unió al paleoglaciar Loma Larga principal durante el avance LM I, éste es un escenario muy probable dada la envergadura de este avance y el volumen de hielo que implica semejante posición externa. Es probable entonces que el espesor del hielo El Morado en este pulso fue similar al de MOR I (definido por las morrenas MOR I laterales) y que distalmente el hielo se haya unido al glaciar principal, aunque la evidencia para ello no ha sido preservada completamente en las laderas del valle. De esta forma MOR I tendría un estadio "a" y "b", donde el hielo MOR la se une al hielo LM I y, junto a los otros glaciares tributarios que componen el sistema glaciar Loma Larga, formaron un gran cuerpo de hielo que depositó la morrena LM I. Durante el reavance MOR Ib, el glaciar El Morado, y también el glaciar de circo S/N 1 vecino, generó una morrena frontal prominente. Paralelamente la morrena LM II era depositada por el glaciar principal, que ahora estaba desconectado del glaciar El Morado y S/N 1, pero aún unido a los glaciares Cacharro, Carancho y los otros hielos de circo S/N de la margen occidental del valle (Figura N°6). Las elevaciones máximas de las morrenas laterales MOR I y LM II son similares y ayudan a esta interpretación. El último pulso glacial al interior del valle está bien definido por la morrenas menores de MOR II. Las crestas morrénicas más externas, depositadas en la pendiente distal de MOR I frontal corresponden claramente a un adelgazamiento del hielo respecto de MOR I e indican un reavance del hielo por sobre su depósito previo. La fotografía aérea Hycon (1950) muestra al glaciar El Morado en una posición cercana a las geoformas MOR II y el lago glaciar no existía en ese entonces. Se deduce que la edad de las morrenas MOR II es relativamente joven y probablemente asociables a un reavance histórico.

Retrocesos glaciales

Las morrenas laterales de ambos glaciares Nieves Negras y Loma Larga, muestran secuencias de crestas paralelas depositadas una debajo de la otra e indican una pérdida del espesor del hielo *in situ*, sin retroceso significativo del frente glacial. Estas morrenas laterales, como se aprecia muy bien en el arco NN II, gradan todas hacia la misma posición de margen frontal, definida en el ejemplo de Nieves Negras por la morrena frontal NN II. De esto es posible concluir que la deglaciación luego de cada avance glacial, genera en un primer momento un adelgazamiento del hielo, pero el frente del mismo permanece en similar posición. En la margen actual del glaciar Nieves Negras se ha distinguido una morrena lateral por sobre el hielo actual (i.e., denotando un espesor mayor del hielo) (Figura N°4) que gradaba hacia la morrena actual. Esto sugiere el mismo proceso descrito para la morrena frontal NN II, que entonces representa un comportamiento recurrente durante la deglaciación posterior a un avance del hielo.

En base a la diferenciación entre hielo activo e inactivo definida para el glaciar Loma Larga es posible inferir que la deglaciación parece incluir también una fase de separación del hielo, diferenciándose un hielo vivo, con frente activo, y un hielo muerto, enterrado bajo una capa espesa de detritos. Las formas lobuladas de hielo y detritos que parecen distinguir el margen activo del glaciar Loma Larga en la fotografía aérea de 1996, no aparecen en la fotografía aérea de 1955 y evidencian entonces un proceso asociado a la deglaciación propia de la segunda mitad del siglo XX asociada al alza de temperaturas del aire (Rosenblüth *et al.*, 1997; Falvey & Garreaud, 2009), incremento de la altitud de la isoterma de 0°C y de la ELA durante este periodo (Carrasco *et al.*, 2005).

Nuestras observaciones y el carácter semicubierto que tienen los glaciares estudiados permiten concluir que el manto de derrubios sobre el hielo juega un rol principal en la dinámica de deglaciación. La deglaciación es entonces un proceso gradual y complejo que se puede describir de la siguiente forma: asociado a un incremento en la altitud de la ELA, el glaciar se adelgaza y su frente permanece relativamente estable. La cobertura detrítica supraglacial en la zona de ablación aumenta de espesor generando un mayor aislamiento del glaciar respecto de la atmósfera, generando eventualmente una zona de hielo muerto y una zona de glaciar activo. Conjuntamente, procesos paraglaciales (Ballantyne, 2002) afectan la morfología de la morrena. Entre estos destacan procesos periglaciales, hecho que evidencia una progresiva migración en altitud de los cinturones climáticos en la montaña asociados a la deglaciación (i.e. el cinturón glacial es reemplazado por el cinturón periglacial). No obstante, dada la existencia de una cobertura detrítica supraglacial, puede ocurrir, como en el caso del glaciar Loma Larga, que los procesos glaciales ocurran por un determinado periodo de tiempo a la misma elevación que aquellos periglaciales (e.g., ~3.300 m s.n.m. en el caso del cajón glaciar Loma Larga), evidenciando la respuesta tardía del hielo frente al aumento de la altitud de la ELA. La extensión del hielo no cambia en línea con el clima durante este periodo y la dinámica de la criósfera aquí se hace más compleja. Esta tendencia se contrapone a la de aquellos glaciares sin manto detrítico supraglacial, los que en los Andes centrales de Chile han presentado tanto un adelgazamiento como retroceso significativo del frente durante las últimas décadas (Rivera *et al.*, 2000; Le Quesne *et al.*, 2009), distinguiéndose una respuesta heterogénea frente al aumento de las temperaturas atmosféricas según qué tipo de glaciar se trate.

Referencias bibliográficas

ABELE, G. Derrumbes de montaña y morrenasen los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte Grande*, 1984, 11, 17-30

AZÓCAR, G.F. & BRENNING, A. Hydrological and Geomorphological Significance of Rock Glaciers in the Dry Andes, Chile (278–338S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, N° 21, p. 42–53.

BALLANTYNE, C. K.. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 2002, N° 21, p. 1935–2017.

BODIN, X.; ROJAS, F. & BRENNING, A. Status and evolution of the cryosphere in the Andes of Santiago (Chile, 33.5 °S.). *Geomorphology*, 2010, N° 118, p. 453–464.

BOWN, F., A. RIVERA & C. ACUÑA. Recent glaciers variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 2008, 48, 43-48.

CARRASCO, J.C.; QUINTANA, J. & CASASSA, G. Changes of the 0 °C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrol. Sci. J.*, 2005, Vol. 50, N° 6, p. 933–948.

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS. Catastro, Exploración y Estudio de glaciares en Chile central. Santiago de Chile:Geoestudios Ltda. Technical Report, 2011. Gobierno de Chile.

ESCOBAR, F. y VIDAL, F. Experiencia sobre la determinación de la línea de nieve en cuencas de Chile central. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*, 1992, Vol. 7, N° 2, p. 5-19.

ESCOBAR, F.; CASSASA, G. y POZO, V. Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile Central en las últimas dos décadas. *Bull. Inst. fr. études andines*, 1995, Vol. 24, N° 3, p. 683-695.

ESCOBAR, F. y ACEITUNO, P. Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile central durante el invierno. *Bull. Inst. fr. études andines*, 1998, Vol. 27, N° 3, p. 753-759.

FALVEY, M. & GARREAUD, R. Regional cooling in a warming world: recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research*, 2009, N° 114, D04102, doi:10.1029/2008JD010519.

FERRANDO, F. Glaciar Pirámide: Características y evolución reciente de un glaciar cubierto. Evidencias del cambio climático. *Investigaciones Geográficas*, 2012, N° 44, p. 57-74.

GARCÍA, J.L.; KAPLAN, M.R.; HALL, B.H.; SCHAEFER, J.M.; VEGA, R.V.; SCHWARTZ, R. & FINKEL, R. Glacial expansion in Southern Patagonia throughout the Antarctic Cold Reversal. *Geology*, 2012, N° 40, p. 859-862.

GARCÍA, J.L.; HALL, B.H.; KAPLAN, M.R.; VEGA, R.V. & STRELIN, J.A. Glacial geomorphology of the Torres del Paine región (southern Patagonia): Implications for glaciation, deglaciation and paleolake history. *Geomorphology*, 2014, N° 204, p. 599–616.

GARREAUD, R.D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R. & MARENGO, J. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, N° 281, p. 180–195.

LE QUESNE, C.; ACUÑA, C.; BONINSEGNA, J.A.; RIVERA, A. & BARICHIVICH, J. Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, N° 281, p. 334–344.

LLIBOUTRY, L. *Nieves y Glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología*. Santiago de Chile: Ediciones de la Universidad de Chile, 1956.

LLIBOUTRY, L. *Glaciers of Chile and Argentina. Satellite image atlas of the world – South America*. WILLIAMS, S. & FERRIGNO, J.G. Professional Paper 1386-I, U.S. Geological Survey. R, 1998.

MILLER, A. The climate of Chile. In: *Climates of Central and South America*. Madison: Elsevier Scientific Publishing Company, 1976, p. 113–145.

RIVERA, A.; CASASSA, G.; ACUÑA, C. & LANGE, H. Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones geográficas*, 2000, N° 34, p. 25-52.

ROSENBLÜTH, B.; FUENZALIDA, H. & ACEITUNO, P. Recent temperature variations in southern South America. *Int. J. Climatol.*, 1997, N° 17, p. 67–85.

SAGREDO, E.A. & LOWELL, T.V. Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change*, 2012, N° 86–87, p. 101–109.

TROMBOTTO, D.; BUK., E. & HERNÁNDEZ, J. Rock glaciers in the Southern Central Andes (approx. 33°–34°S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften*, 1999, N° 19, p. 145–173.