



# Naturalis

Repositorio Institucional  
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



## Identificación, caracterización y dinámica de las geoformas glaciales y periglaciales en la Cordillera de los Andes a través de sensores remotos

### Falaschi, Daniel

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Masiokas, Mariano

Co-dirección: Aguilera, Emilia Yolanda

Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
2015

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20150320001391>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons  
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



# Naturalis

Repositorio Institucional  
FCNyM - UNLP

**Identificación, caracterización y dinámica de las  
geoformas glaciales y periglaciales en la Cordillera  
de los Andes a través de sensores remotos**

**Lic. Daniel Falaschi**



**Universidad  
Nacional de  
La Plata**



**Facultad de Ciencias  
Naturales y Museo**

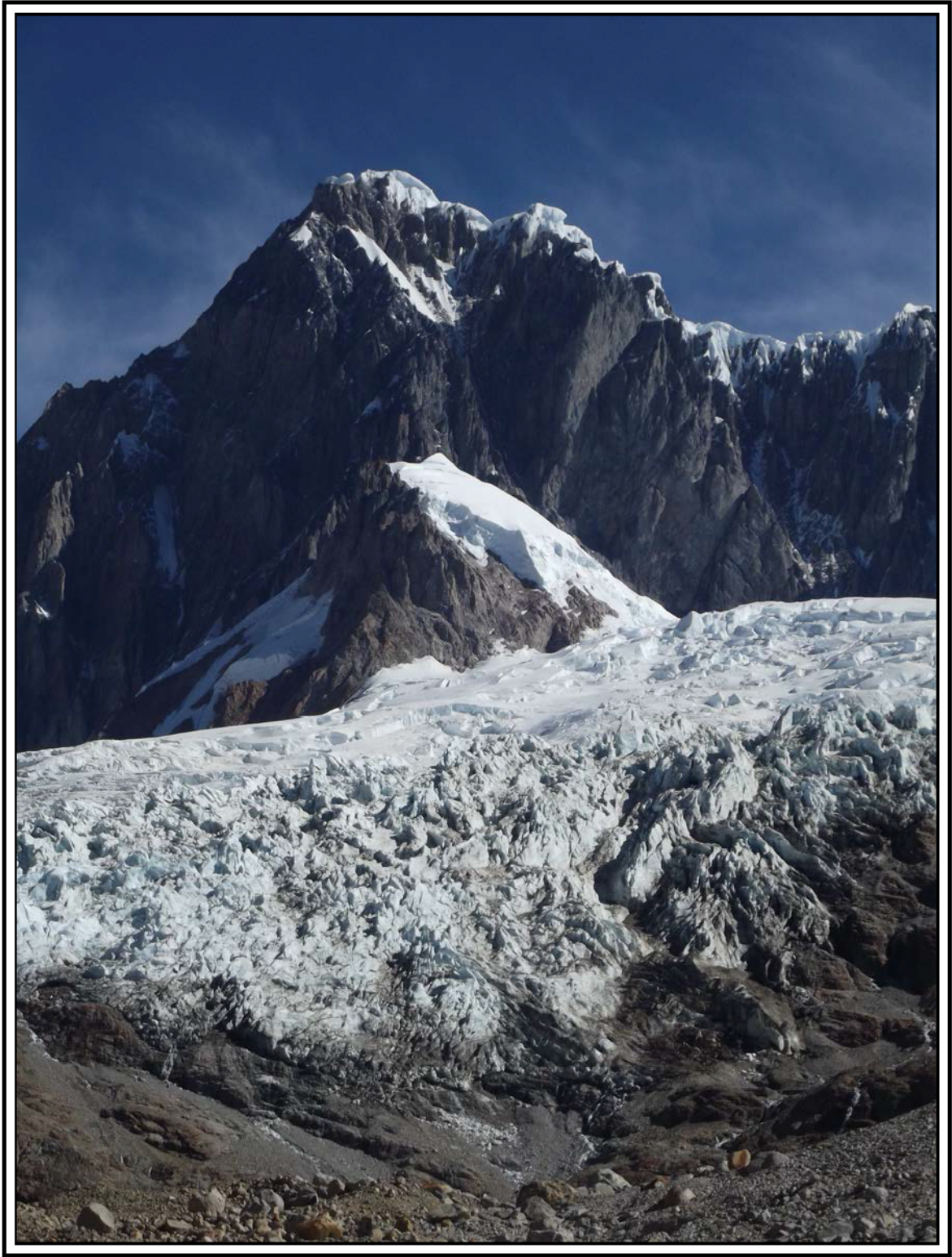
Director de Tesis: Dr. Mariano Masiokas

Codirectora: Dra. Emilia Yolanda Aguilera

La Plata, Marzo 2015

*“Las montañas que hay que mover están en nuestro interior”*

*Reinhold Messner*



Para Alberto y Nora

## Agradecimientos

Fundamentalmente a mis padres, por haberme dado simplemente TODO en cualquier ámbito de mi vida, y a toda mi familia, puesto que nunca dejé de sentir su confianza y aliento.

Resulta imposible, por razones de espacio y tiempo, mencionar al completo el listado de las personas que me apoyaron, contribuyeron y ayudaron en los 5 años de realización de este trabajo. A todos ellos, mi más profundo agradecimiento.

Quiero agradecer, sí de forma especial,

al Dr. Ricardo Villalba, por haberme dado en primer lugar esta gran oportunidad,

a mis directores Mariano Masiokas y Yoli Aguilera, por su paciencia y sus enseñanzas.

La Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Inter-American Institute for global change research (IAI) y Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) brindaron el apoyo económico e instrumental indispensable para realizar trabajos de campo a lo largo de los Andes Argentinos.

Mis agradecimientos van también a:

Sebastián Crespo, Lidia Ferri Hidalgo, Laura Zalazar, Mariano Castro, Gustavo Aloy, Facundo Rojas, Pierre Pitte, Hernán Gargantini, Lucas Ruiz, Ivanna Pecker, Juan Pablo Scarpa, Melisa Giménez, Ernesto Corvalán, Alberto Ripalta, Darío Trombotto, Lidya Espizúa, Silvia Delgado, Luis y Gabriela Lenzano, Laura Mateo, Ana Robin, Miguel Galliski, Estela Moreira, Solange Páez, Rafael Bottero, Inventario Nacional de Glaciares – IANIGLA.

Michael Zemp (World Glacier Monitoring Service); Wilfried Haeberli, Frank Paul, Tobias Bolch, Samuel Nussbaumer, Raymond Le Bris, Holger Frey, Philipp Rastner, Lucas Girard, Isabelle Gärtner-Roer (Geography Department, University of Zürich, Suiza).

Eduardo Llambías (Centro de Estudios Geológicos, La Plata); Claudio Bravo, Andrés Rivera (CECs - Universidad Nacional de Chile); Etienne Berthier (LEGOS – Toulouse, Francia); Fleur Couvreur (CNRM – Météo-France); Adina Racoviteanu (Université Joseph Fourier, Grenoble, Francia); Alexander Brenning (University of Waterloo, Canada); Brian Luckman (University of Western Ontario, Canada); Takeo Tadono, Jinro Ukita (Japan Aerospace Exploration Agency - Earth Observation Research Center, Japón); Pedro Skvarka (Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires), Marisa Cogliati (Universidad Nacional del Comahue, Neuquén).

Ana Paula Salcedo, Marcelo Neme, Yanina Rubio, Betina Laurenzano (Dirección Provincial de Recursos Hídricos, Neuquén).

Leo Montenegro (P.N. Perito Moreno); Mario Sar y familia (Estancia Los Ñires); Daniel y Heraldo Castillo y Héctor Valdéz (Área Natural Protegida del Sistema Domuyo); Santiago Casimiro (baqueano de Cachi).

## **Resumen**

El presente trabajo de Tesis Doctoral tuvo el objetivo de estudiar los glaciares y glaciares de escombros en tres regiones montañosas a lo largo de la Cordillera de los Andes Argentina: Monte San Lorenzo (3706 m, 47° 36' S, 72° 19' O, Provincia de Santa Cruz), Volcán Domuyo (4702 m, 36° 38' S, 70° 25' O, Provincia de Neuquén), y Nevados de Cachi (6380, 24° 55' S, 66° 23' O, Provincia de Salta). Cada uno de estos sitios presenta características climáticas propias, representativas de tres porciones particulares de los Andes: Andes Patagónicos Meridionales, Andes Centrales Meridionales y Andes Desérticos respectivamente. Considerando las particularidades de los cuerpos de hielo presentes en cada región, se evaluaron imágenes satelitales ópticas Landsat, ASTER y ALOS, así como los modelos digitales de elevación globales y locales (ASTER GDEM, SRTM y ALOS) para la identificación y la compilación de un inventario de glaciares preciso y técnicamente eficiente.

La identificación y mapeo de hielo libre de detrito fue evaluada en detalle en la zona del Monte San Lorenzo, donde se comparó el área captada por los cocientes de bandas de imágenes Landsat y la digitalización manual, encontrándose diferencias menores al 4%. Con algunas salvedades, puede asumirse que el promedio de una serie de digitalizaciones manuales en imágenes de alta resolución puede ser utilizado como referencia para conocer el error de mapeo en imágenes de menor resolución. Sin embargo, en un experimento de digitalización manual por parte de varios operadores que incluyó 10 glaciares de menos de 5 km<sup>2</sup> con hielo cubierto y descubierto, las digitalizaciones manuales sobre imágenes ALOS PRISM (2,5 m) generaron contornos glaciares más grandes en un 4,8% en término medio respecto de aquellas derivadas del cociente de bandas Landsat (30 m). Asimismo, encontramos que la comparación entre digitalizaciones manuales entre imágenes de media (Landsat) y alta (ALOS PRISM) resolución, no necesariamente produce resultados más precisos, debido a la aparición de mayor cantidad de detalles y al bajo contraste óptico en las imágenes pancromáticas.

Debido al bajo error respecto de la digitalización manual, los menores tiempos de ejecución y la replicabilidad de los resultados, se concluye que es preferible utilizar los cocientes de bandas para delimitar el hielo libre de detrito, restringiendo únicamente la digitalización manual para las correcciones requeridas en las partes incorrectamente mapeadas como el hielo cubierto y en sombras. Para establecer el error en el mapeo de glaciares con hielo cubierto, se sugiere calcular la variabilidad en píxeles para distintos tamaños de glaciares, a partir de los tamaños máximos y mínimos digitalizados manualmente. Una vez hallada dicha variabilidad, puede calcularse un área de influencia o buffer para la totalidad de los glaciares inventariados.

Se generó un método combinado multispectral-morfométrico para identificar hielo cubierto en base a un árbol de decisiones, agregando a un cociente de bandas umbrales de temperatura en superficie, índice de vegetación, máscara de agua y pendiente. Esta metodología es especialmente sensible a la inclinación de las lenguas de hielo cubierto y funciona mejor cuando la misma es de alrededor de 12°. Si bien la cantidad de hielo cubierto varió según el glaciar (entre el ~50-150% en la región del Monte San Lorenzo; es decir, el método genera para cada diferentes glaciares contornos con áreas tanto en defecto como en exceso) y los contornos generados por esta clasificación deben ser corregidos manualmente, los mismos constituyen una base importante para la localización e identificación de sectores de hielo cubierto, reduciendo notablemente los tiempos de digitalización manual en zonas extensas.

El efecto de la resolución espacial en el mapeo de glaciares de escombros fue investigado mediante imágenes ASTER (15 m), ALOS AVNIR2 (10 m) y ALOS PRISM (2,5m). La variabilidad en el error de mapeo disminuye con la resolución espacial desde  $\pm 76\%$  a  $\pm 33\%$  y  $\pm 22\%$  respectivamente. Se vio que una resolución de 15 m resulta apropiada únicamente para el mapeo de glaciares de escombros activos con frentes bien definidos y con área mayor a  $0,1 \text{ km}^2$ , siempre y cuando exista un buen contraste con el entorno. Para la producción de inventarios de glaciares de escombros y lóbulos de talud que incluyan geformas con superficies del orden de  $0,001 \text{ km}^2$ , es necesaria la utilización de imágenes de entre 2,5m a 5m de resolución, mientras que imágenes de aún mayor resolución deben ser implementadas en trabajos que requieran mayor nivel de detalle.

Tomando modelos digitales de elevación elaborados a partir de esteropares ALOS PRISM como referencia, se evaluaron las características y el potencial de los modelos globales SRTM y ASTER GDEM en cuanto a los desfases en planimetría y altimetría entre modelos, y las diferencias en los valores de una serie de parámetros topográficos (pendiente, altura máxima, media y mínima, orientación, etc.) de los glaciares y glaciares de escombros. Adicionalmente, se validaron los modelos globales mediante la toma de puntos de control de terreno relevados con instrumental GPS en modo diferencial. Al contrario de otros estudios de similar naturaleza, se encontró para los casos de estudio seleccionados una mejor respuesta del ASTER GDEM por sobre el SRTM.

Además de la generación de inventarios actualizados en la medida que las imágenes satelitales lo permitieran, se estudiaron las fluctuaciones glaciarias de las décadas recientes. A su vez, dichos cambios de área fueron investigados en función de las tendencias de temperatura y precipitación registradas en estaciones meteorológicas dentro de cada zona de estudio, así como también a partir de datos de reanálisis, y contextualizadas en el marco de estudios climáticos de

carácter regional. La altura de la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  y sus cambios en décadas recientes fueron asimismo calculadas para conocer las condiciones termales bajo las cuales se desarrollan glaciares de escombros activos en la actualidad y su interacción mutua.

Para la región del Monte San Lorenzo, se inventariaron 213 glaciares y manchones de nieve permanentes, que corresponden a  $206,9\text{ km}^2$  en el año 2005, y se ubican entre los 500 m y 3776 m de altitud. La línea de equilibrio (ELA) se infirió en 1800 m aproximadamente. Del total de superficie englazada, casi un 10% ( $20\text{ km}^2$ ) corresponde a hielo cubierto.

A su vez,  $44,3\text{ km}^2$  de hielo glaciar han desaparecido entre los años 1985-2008, es decir, el área cubierta de hielo se ha reducido en un 186% para dicho período, lo cual se traduce en un 0,8% de reducción anual. Adicionalmente, 40 glaciares menores a  $0,26\text{ km}^2$  han desaparecido por completo desde 1985.

Por otra parte, se identificaron y mapearon 141 glaciares de escombros y 36 lóbulos de talud, de los cuales 106 ( $9,57\text{ km}^2$ ) y 24 ( $0,29\text{ km}^2$ ) fueron clasificados como geoformas intactas (ricas en permafrost) respectivamente. La elevación a partir de la cual aparecen las geoformas intactas es de 1400 m s.n.m; en promedio, la densidad espacial de glaciares de escombros a partir de esta altura es del 1,37%. Los registros de temperatura diaria extrapolada a 1400 m indican una temperatura media anual del aire desde 2002 de  $+1,5^{\circ}\text{C}$ , lo cual indicaría, al menos preliminarmente, un estado de desequilibrio entre los glaciares de escombros y el clima de la última década. Adicionalmente, la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$ , indicadora de la altura límite del permafrost de montaña discontinuo, se habría elevado a razón de 25 m por década desde 1970.

En la región del Volcán Domuyo se contabilizaron 112 glaciares equivalentes a  $25,6\text{ km}^2$  de hielo. Debido a las condiciones climáticas de la región que favorecen la producción de criosedimentos (mayor diafanidad, alta insolación, amplitud térmica) respecto de la región del Monte San Lorenzo, el hielo cubierto ocupa una mayor proporción (36%). Algunos manchones de nieve pequeños se encuentran a alturas tan bajas como 2100 m. Sin embargo, los glaciares mayores parten desde la cumbre misma del volcán Domuyo y alcanzan, como muy bajo, a los 2700 m. Debido a la abundancia de detrito sobre las lenguas glaciarias, inclusive en las cabeceras o porciones altas de los glaciares, no fue posible estimar la altura de la línea de equilibrio.

Entre 1990 y 2008, se registró una pérdida de  $8,86\text{ km}^2$  de hielo, lo cual representa una reducción de  $\sim 25,6\%$  aproximadamente en un período de 19 años, es decir  $0,46\text{ km}^2$  ó  $\sim 1,3\%$  por año.

Fueron reconocidos 133 ( $10,5\text{ km}^2$ ) glaciares de escombros y 40 ( $0,5\text{ km}^2$ ) lóbulos de talud intactos, de los cuales 68 ( $5,8\text{ km}^2$ ) y 21 ( $0,3\text{ km}^2$ ) respectivamente fueron clasificados como activos. Los frentes de los glaciares de escombros activos se encontraron por encima de los

2800 m, y representan, por encima de dicha cota, una densidad espacial del 0,87%. Extrapolando los datos de temperatura mensual media de las estaciones meteorológicas Andacollo y Pampa de Chacaico, se encontró que la altura para la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  para el período 1997-2013 sería de entre 2845 m y 3387 m de altura respectivamente. Dependiendo entonces cuál de las dos estaciones meteorológicas se trate, podría decirse que los glaciares de escombros se encontrarían en condiciones termales de equilibrio o desequilibrio con el clima actual.

El Nevado de Cachi está prácticamente desprovisto de glaciares, con tan sólo unos pocos cuerpos de hielo y nieve recongelada que totalizaron  $0,2\text{ km}^2$  de hielo para el año 2009. Estos glaciares funcionarían como glaciares reservorio, donde el total de la superficie actúa como área de acumulación o de ablación dependiendo del año, y por lo tanto no existiría una línea de equilibrio. Su superficie ha disminuido un 76% entre 1988 y 2009.

Los circos dejados por las glaciaciones pleistocénicas, ahora libres de hielo, han constituido un nicho ideal para el desarrollo de importantes glaciares de escombros. Se relevaron 308 ( $36,5\text{ km}^2$ ) glaciares de escombros y 114 ( $2,1\text{ km}^2$ ) lóbulos de talud intactos, de los cuales 219 ( $22,4\text{ km}^2$ ) y 80 ( $1,3\text{ km}^2$ ) son activos. Las geoformas activas se sitúan por encima de los 4600 m, y su densidad espacial es del 2,2%. La altura de la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  fue estimada desde la estación meteorológica de Salta Aeropuerto ( $24^{\circ} 51' \text{ S}$ ,  $65^{\circ} 29' \text{ O}$ , 1221 m.s.n.m, 100 km al este de Cachi) en 4000 m, por lo que los frentes de glaciares de escombros más bajos se encontrarían a unos  $-6^{\circ}\text{C}$  de temperatura media anual del aire.

La influencia de la litología en la tipología y tamaño de los glaciares de escombros fue evaluada realizando tests estadísticos no paramétricos, encontrándose una relación estadísticamente significativa entre el tamaño de los glaciares de escombros y la litología para las zonas de Nevados de Cachi y Volcán Domuyo, mientras que fueron no significativas en el caso del Monte San Lorenzo. Podría decirse entonces que, dadas condiciones topoclimáticas favorables para la formación de glaciares de escombros, la litología puede constituir un factor condicionante adicional para su desarrollo. En particular, se encontró que las rocas esencialmente granitoides forman capas activas blocosas, lo cual favorece la formación y preservación de estas geoformas.

La ausencia de registros instrumentales de temperatura y precipitación completos y de larga duración representó un problema común para los tres sitios estudiados. Esta es, salvo escasas excepciones, una condición frecuente a lo largo de los Andes Argentinos y constituye un factor profundamente limitante para el entendimiento de las interacciones del clima y los componentes de la criósfera en la Cordillera de los Andes. Se entiende entonces, que a tal fin es imperiosa la

necesidad de contar con una verdadera red de estaciones meteorológicas modernas, ubicadas altitudinal y geográficamente próximas a la localización de los glaciares y geoformas periglaciales.

### **Abstract**

The main goal of the present Ph. D. Thesis was to study the glaciers and rock glaciers in three different mountain regions along the Argentinean Andes: Mount San Lorenzo (Santa Cruz Province), Domuyo volcano (Neuquén Province), and the Nevados de Cachi range (Salta Province). Each of these sites has its own climatic characteristics, representative of three particular portions of the Cordillera de los Andes: Southern Patagonian Andes, Southern Central Andes, and Desert Andes respectively.

Considering the particularities of the ice bodies that are present in each region, Landsat, ASTER and ALOS optical satellite images, as well as the digital elevation models ASTER GDEM, SRTM and ALOS were evaluated for the development of an accurate and technically efficient glacier and rock glacier inventory.

Identification and mapping of debris-free ice was evaluated in the Mount San Lorenzo region. The area captured by means of Landsat images band ratios was tested against the contours generated by manual digitizing, where differences lower than 4% were found. To some extent, it can be assumed that the mean area of a set of manual digitalizations on high spatial resolution images can be used as a reference value to estimate the digitizing error in other coarser resolution images. However, in a conducted experiment consisting in the digitalization of 10 glaciers (with an area smaller than 5 km<sup>2</sup> and composed by both debris-free and debris-covered ice) by several analysts, manual digitalizations on the ALOS PRISM images (2,5 m) produced glacier outlines on average 4,8% larger than those derived from the Landsat band ratios (30 m). Moreover, the comparison between manual digitalizations from medium (Landsat) and high (ALOS PRISM) satellite images does not necessarily lead to more accurate results, because of the low optical contrast in the panchromatic images and the appearance of more surface details.

Due to the small error with respect to manual digitalization, the shorter processing times and the results' replicability, it was concluded that band ratios are preferable over manual digitalization when mapping clean ice, restricting the later for the required correction in areas of ice in cast shadows and debris-covered portions. In order to estimate the mapping error in debris-covered glaciers, the calculation of the variability in pixels for different glacier sizes (including the maximum and minimum sizes of the manually digitized outlines) is suggested. Once this variability is found, buffer outlines can be calculated to and uncertainty measures can be provided for the total amount of inventoried glaciers in a given area.

A combined, multispectral-morphometric method was generated with a decision-tree procedure, in order to identify debris-covered ice, adding surface temperature and slope thresholds, water masks and vegetation indexes to the band ratios used to derive snow and ice coverage. This methodology is especially sensitive to the slope of the debris-covered glacier tongues, and performs better with slopes of  $12^\circ$ . Although the amount of debris-covered ice varied among glaciers (between ~50-150% in the Mount San Lorenzo region; that is to say, the method can over or underestimate glacier areas) and the generated outlines obtained by means of this classification must be manually corrected, they nevertheless represent an important base for locating and identifying portions of debris-covered ice, and thus reducing the processing times for large glaciated areas.

The influence of spatial resolution in the mapping of rock glaciers was investigated by means of ASTER (15 m), ALOS AVNIR2 (10 m) y ALOS PRISM (2,5m) satellite images. The variability in the mapping error diminishes with spatial resolution from  $\pm 76\%$  to  $\pm 33\%$  and  $\pm 22\%$  respectively. It was found that a resolution of 15 m is only suitable for mapping active rock glaciers with well-defined front talus and areas larger than  $0,1 \text{ km}^2$ , as long as a good optical contrast exist with the surrounding terrain. For the compilation of smaller rock glaciers and protalus lobes that can include landforms with areas as small as  $0,001 \text{ km}^2$ , images of 2,5 m to 5 m are essential, whereas even higher resolution images are mandatory for the most detailed studies.

Taking the digital elevation models that were extracted from ALOS PRISM stereo pairs as a reference, the characteristics and potential of the ASTER GDEM and SRTM global models were evaluated in terms of the altimetric and planimetric shifts between models, and the differences found in a set of topographic parameters (mean slope and aspect, maximum, mean and minimum elevation, etc.) of the inventoried glaciers and rock glaciers. Additionally, the models were validated by means of ground control points that were surveyed with differential GPS in the field. In contrast to other similar studies, ASTER GDEM performed better than SRTM in the selected study cases.

In addition to the compilation of up-to-date glacier inventories, the glacier fluctuations during recent decades were also assessed in each study area. Such areal changes were investigated together with available temperature and precipitation records from meteorological stations located around each study site, and contextualized in the framework of regional scale climate studies. The elevation of the  $-1^\circ \text{ C}$  and its changes during the recent decades were calculated in

order to understand the thermal conditions that active rock glaciers are currently experiencing and their mutual interaction.

For the Mount San Lorenzo region, 213 glaciers and permanent snow patches were inventoried, which account for 206,9 km<sup>2</sup> in the year 2005, and are located between 500 m and 3776 m a.s.l. The equilibrium line (ELA) was inferred at 1800 m approximately. From the total amount of glaciated area, roughly 10% consists of debris-covered ice.

In the period between 1985 and 2008, 44.3 km<sup>2</sup> (18,6%) of glacier ice disappeared, representing a reduction of the glaciated area of 0,8% per year. Additionally, 40 glaciers with areas smaller than 0,26 km<sup>2</sup> have completely vanished since the year 1985.

On the other hand, 141 rock glaciers and 36 protalus lobes were identified and mapped, of which 106 (9,57 km<sup>2</sup>) and 24 (0,29 km<sup>2</sup>) respectively were classified as intact landforms (i.e. permafrost-bearing landforms). Intact landforms appear as low as 1400 m a.s.l.; on average, the spatial density of rock glaciers above that elevation is about 1,37%.

Temperature records available since 2002 and extrapolated to 1400 m indicate a mean annual temperature of 1.5° C. This suggests that rock glaciers at this altitude are in a non equilibrium state with the last decade's climate patterns. Additionally, the -1° C isotherm, which is indicative of the minimum altitude of the discontinuous mountain permafrost, would have risen at 25 m per decade since 1970.

In the Domuyo volcano region, 112 glaciers were identified, which account for 25,6 km<sup>2</sup> of glaciated surface. Due to the climatic conditions in the area, which favor the production of frost-weathered sediments (higher solar radiation, thermal amplitude, diaphanous climate with respect to the Mount San Lorenzo region), debris-covered ice is more abundant (36%). Although some permanent snow patches are located as low as 2100 m, the major glaciers flowing from the top of the volcano are located at higher elevations and reach minimum elevations of ca. 2700 m. Since debris-covered portions of glaciers are overly abundant, even in the glaciers' heads and upper slopes, it was not possible to estimate the equilibrium line altitude.

One hundred and thirty three (10,5 km<sup>2</sup>) rock glaciers and 40 (0,5 km<sup>2</sup>) protalus lobes were identified, of which 68 (5,8 km<sup>2</sup>) and 21 (0,3 km<sup>2</sup>) respectively were classified as active landforms. The fronts of active rock glaciers were found above 2800 m, and rock glacier spatial density above that elevation is about 0,87%.

By extrapolating the mean monthly temperature from Andacollo and Pampa de Chacaico meteorological stations, the -1° C isotherm was found at 2845 m and 3387 m respectively, for the 1997-2013 period. Hence, depending on which meteorological station record is to be trusted, it can be concluded that rock glaciers in the area would be in non equilibrium or equilibrium state with the present climate conditions.

The Nevado de Cachi range is practically devoid of mountain or valley glaciers, with only a few small ice bodies comprised of recrystallized snow and ice remaining. They totaled merely 0,2 km<sup>2</sup> for the year 2009. These glaciarets behave as reservoir glaciers, where their whole surface behaves as an accumulation or ablation zone depending on the meteorological conditions of each particular year and thus the equilibrium line is absent. The area of the inventoried ice bodies has shrunken by 76% between 1988 and 2009.

The cirques left by the Pleistocene glaciations, now devoid of ice, have formed ideal niches for the development of large rock glaciers. Three hundred and eight (36,5 km<sup>2</sup>) rock glaciers and 114 (2,1 km<sup>2</sup>) protalus lobes were inventoried, of which 219 (22,4 km<sup>2</sup>) and 80 (1,3 km<sup>2</sup>) are active. Active landforms are located above 4600 m, and the rock glacier spatial density is 2,2%. The elevation of the -1° C isotherm was estimated at 4000 m by extrapolating data from the Salta Aeropuerto meteorological station, and thus the lowermost front taluses of rock glaciers would be at -6° C mean annual temperature.

The influence of lithology in rock glacier typology and size was tested by means of non parametric statistical tests, and a statistically significant relation was found between rock glacier lithology and size for the Nevados de Cachi and Domuyo study sites, whereas tested non significant in the Mount San Lorenzo area. Therefore, it can be concluded that, given adequate topoclimatic conditions, lithology may become a conditioning factor for their development. Particularly, it was found that granitoid rocks form blocky active layers, which favor the formation and preservation of these landforms.

The lack of long, complete and reliable temperature and precipitation records represented a common limitation for the three study sites. This is, except for a few exceptions, the usual situation along the Argentinean Andes, and becomes a major limiting factor for the understanding of the interaction between climate and the cryosphere's components in the Cordillera de los Andes. Hence, it is understandable that, for such purpose, the establishment of a modern meteorological station network, with climate records available from the closest proximities or at glacier's and rock glacier's must be of high priority in the future.

# Índice

<b>1. Introducción</b>	1
1.1. Relevancia del problema abordado. El papel de los glaciares y glaciares de escombros como reservas hídricas e indicadores de cambio climático	1
1.2. Objetivos	2
1.3. Hipótesis del trabajo	3
<b>2. Marco Conceptual</b>	4
2.1. Glaciares	4
2.1.1. Definiciones	4
2.1.2. Formación y zonificación de los glaciares, línea de equilibrio	4
2.1.3. Distribución	6
2.1.4. Clasificaciones	7
2.1.5. La interacción entre clima y glaciares, el cambio climático y fluctuaciones	8
2.2. El ambiente periglacial	9
2.2.1. Definiciones	9
2.2.2. Glaciares de escombros	9
2.2.3. Lóbulos de talud (protalus lobes) y protalus rampart	13
2.2.4. Otras geoformas del ambiente periglacial	14
2.2.5. La relación entre los glaciares de escombros y el clima	14
2.3. El Clima a lo largo de la Cordillera de los Andes en Argentina	16
2.4. Sensoreamiento remoto de glaciares y glaciares de escombros	18
2.4.1. La problemática del mapeo de glaciares, la definición de su perímetro y la validación de los resultados	18
2.4.2. Sensores utilizados	20
2.4.2.1. Correcciones geométricas y radiométricas	22
2.4.3. Propiedades espectrales de nieve y hielo	24
2.4.4. Estado del Arte	25
2.4.4.1. Metodología utilizadas a nivel mundial	25
2.4.4.2.1. Cocientes de bandas	25
2.4.4.2.2. Normalized Snow Difference Index	26
2.4.4.2.3. Clasificaciones supervisadas	27
2.4.4.2.4. Digitalización Manual	27
2.4.4.2.5. Combinación de métodos multiespectrales y métodos morfométricos	29
2.4.4.2.6. Otras metodologías y aplicaciones	29
2.4.4.2.7. Metodologías implementadas en la identificación e inventario de glaciares de escombros	29
2.4.4.2. Antecedentes de inventario de glaciares y glaciares de escombros en Argentina	30
2.4.4.2.1. Inventarios de glaciares y geoformas periglaciales en base a fotografías aéreas y levantamientos topográficos	30
2.4.4.2.2. Inventarios de glaciares y geoformas periglaciales en base a imágenes satelitales.	33
2.5. Modelos Digitales de Elevación	34
2.5.1. Definiciones	34
2.5.2. Modelos Digitales de Elevación globales	35
2.5.2.1. Shuttle Radar Topography Misión	36
2.5.2.2. ASTER GDEM	37
2.5.3. Aplicaciones en glaciología	38
2.6. Sitios de Estudio	39
2.6.1. Monte San Lorenzo	39
2.6.1.1. Marco Geológico	40

2.6.1.2. Clima	42
2.6.1.3. Antecedentes sobre estudios de glaciares, fluctuaciones glaciarias y geología glacial	42
2.6.1.4. Antecedentes sobre ambiente periglacial	43
2.6.2. Volcán Domuyo	44
2.6.2.1. Marco Geológico	44
2.6.2.2. Clima	45
2.6.2.3. Antecedentes sobre al presencia de glaciares y glaciares de escombros	45
2.6.3. Nevados de Cachi	46
2.6.3.1. Marco Geológico	46
2.6.3.2. Clima	47
2.6.3.3. Antecedentes sobre la presencia de glaciares	48
2.6.3.4. Antecedentes sobre ambiente periglacial	49
<b>3. Materiales y Métodos</b>	<b>50</b>
3.1. El conjunto de datos de entrada	50
3.1.1. Criterios de selección de imágenes. Imágenes utilizadas	50
3.1.2. Descripción de las condiciones técnicas de mapeo y niveles de procesamiento	54
3.1.3. Modelos Digitales de Elevación	58
3.1.4. Relevamiento de los GCP y procesamiento diferencial	59
3.2. Preparación del conjunto de datos de entrada (I): imágenes satelitales	63
3.2.1. Control del error de georreferenciación mediante GCP	63
3.2.2. Control del error de georreferenciación entre imágenes satelitales	63
3.3. Preparación del conjunto de datos de entrada (II): MDEs	64
3.3.1. Control de la coordenada vertical mediante GCP	65
3.3.2. Ajuste planialtimétrico entre MDEs	66
3.3.3. Remuestreo	67
3.6. Identificación y mapeo de glaciares y manchones de nieve perennes	68
3.6.1. Delimitación de las cuencas de drenaje y divisorias hielo-hielo	69
3.6.2. Clasificación de imágenes	69
3.6.3. Filtros	70
3.6.4. Vectorización de las clasificaciones y poligonización	71
3.6.5. Correcciones manuales	71
3.6.6. Obtención de parámetros morfométricos	72
3.6.7. Casos de estudio metodológico	73
3.6.7.1. Caso 1a: cocientes de bandas y digitalización manual en imágenes Landsat y PRISM en el monte San Lorenzo	74
3.6.7.2. Caso 1b: cocientes de bandas, clasificación supervisada de imágenes ASTER y digitalización manual en la cuenca del Río Tunuyán	75
3.6.7.3. Caso 2: métodos morfométricos para la identificación de hielo cubierto en el Monte San Lorenzo y Volcán Domuyo	76
3.6.8. Clasificación GLIMS de glaciares	78
3.6.9. Estudio de fluctuaciones y cambio de área glaciar	78
3.7. Identificación y mapeo de glaciares de escombros y lóbulos de talud	79
3.7.1. Digitalización manual y obtención de parámetros morfométricos	79
3.7.2. Clasificación	80
3.7.3. Caso de estudio metodológico 3: identificación y mapeo de glaciares de escombros en escenas ASTER, ALOS AVNIR2 y PRISM en los Nevados de Cachi	81
3.8. Control de campo y revisión	83
3.9. Flujo de Trabajo	83
3.10. Análisis de los registros instrumentales de variables climáticas	84
3.10.1. Temperatura	85
3.10.2. Precipitación	85
3.10.3. Cálculo de la isoterma de -1° C	85

<b>4. Resultados</b>	88
4.1. Error de geolocalización de las imágenes satelitales	88
4.2. Comparación de métodos multiespectrales y morfométricos para la identificación de glaciares	88
4.2.1. Caso de estudio metodológico 1a: cocientes de bandas y digitalización manual en imágenes Landsat y PRISM en el monte San Lorenzo	88
4.2.2. Caso de estudio metodológico 1b: cocientes de bandas y clasificación supervisada de imágenes ASTER y digitalización manual en la cuenca del Río Tunuyán	100
4.2.3. Caso de estudio metodológico 2: métodos morfométricos para la identificación de hielo cubierto en el Monte San Lorenzo y Volcán Domuyo	106
4.3. Identificación de glaciares de escombros en imágenes satelitales	109
4.3.1. Caso de estudio metodológico 3: identificación y mapeo de glaciares de escombros en escenas ASTER, ALOS AVNIR2 y PRISM en los Nevados de Cachi	109
4.4. Criterios de comparación y selección de Modelos Digitales de Elevación para la extracción de parámetros topográficos y morfométricos de glaciares y glaciares de escombros	114
4.4.1. Inspección visual, características generales de los MDEs	114
4.4.2. Puntos de Control de Campo (GCP)	118
4.4.3. Delimitación de cuencas hidrográficas y ajuste planialtimétrico de los MDEs	122
4.4.3.1. Monte San Lorenzo	122
4.4.3.2. Volcán Domuyo	125
4.4.3.3. Nevados de Cachi	127
4.4.4. Extracción de parámetros morfométricos	128
4.5. Inventario de glaciares y glaciares de escombros	133
4.5.1. Monte San Lorenzo	133
4.5.1.1. Inventario de glaciares	133
4.5.1.1.1. Hipsometría, pendiente y distribución de orientaciones	135
4.5.1.2. Cambios de área	137
4.5.1.3. Inventario de glaciares de escombros	140
4.5.2. Volcán Domuyo	146
4.5.2.1. Inventario de glaciares	146
4.5.2.1.1. Hipsometría, pendiente y distribución de orientaciones	150
4.5.2.2. Cambios de área	151
4.5.2.3. Otras formas y procesos glaciales	156
4.5.2.4. Inventario de glaciares de escombros	156
4.5.3. Nevados de Cachi	159
4.5.3.1. Inventario de glaciares y cambios areales	159
4.5.3.1.1. Otras formas y procesos glaciales	160
4.5.3.2. Inventario de glaciares de escombros	162
4.5.3.2.1. Distribución altitudinal y orientación	167
4.5.3.2.2. Otras formas y procesos del ambiente periglacial	168
<b>5. Discusión</b>	170
5.1. Comparación, evaluación y validación de métodos de identificación y mapeo de glaciares	170
5.1.1. Métodos Multiespectrales	170
5.1.2. Método combinado multiespectral y morfométrico	172
5.2. Comparación, evaluación y validación de métodos de identificación y mapeo de glaciares de escombros	174
5.3. Modelos Digitales de Elevación	175
5.3.1. Consideraciones respecto de los MDEs y los cambios en la superficie de los glaciares con el tiempo	175
5.3.2. Diferencias entre MDEs	176

5.3.3. Factores adicionales que afectan los parámetros morfométricos	177
5.4. Fluctuaciones glaciarias y clima	179
5.2.1. Monte San Lorenzo	179
5.2.2. Volcán Domuyo	182
5.2.3. Nevados de Cachi	183
5.5. Distribución del tipo de geoformas según el área de estudio, clima y elevación	184
5.5.1. La isoterma de -1° C TMAA como indicador del límite inferior del permafrost de montaña discontinuo y su relación con la ELA	192
5.5.1.1. Monte San Lorenzo	192
5.5.1.2. Volcán Domuyo	193
5.5.1.3. Nevados de Cachi	194
5.5.2. Variación de la relación entre la línea de equilibrio y la altura del permafrost de montaña entre las áreas de estudio	195
5.5.3. El papel de la litología y los ciclos de congelamiento - descongelamiento en la formación de glaciares de escombros	199
<b>6. Conclusiones y recomendaciones</b>	<b>201</b>
6.1. Procedimientos y metodologías de mapeo	201
6.1.1. Georeferenciación de imágenes satelitales y MDEs	201
6.1.2. Mapeo de glaciares y glaciares de escombros en imágenes satelitales	202
6.1.2.1. Imágenes Landsat: cocientes de bandas y digitalización manual	202
6.1.2.2. Imágenes ASTER y ALOS AVNIR2	204
6.1.2.3. Mapeo de hielo cubierto y glaciares de escombros	205
6.1.3. Modelos Digitales de Elevación y extracción de parámetros morfométricos	207
6.1.4. Perspectivas a futuro sobre la implementación de imágenes satelitales y MDEs en inventarios de glaciares	209
6.1.4.1. Imágenes satelitales ópticas	209
6.1.4.2. Modelos Digitales de Elevación	210
6.2. Fluctuaciones glaciarias y clima	211
6.3. Variación de la relación entre la línea de equilibrio e isoterma de 0° C entre las áreas de estudio. El papel de la litología en la formación de glaciares de escombros.	213
6.4. Apreciaciones finales y perspectivas de trabajos a realizar a futuro	215
<b>7. Referencias</b>	<b>218</b>
<b>8. Anexos</b>	
8.1. Anexo I. Tabla de inventario de glaciares	
8.2. Anexo II. Tabla de inventario de glaciares de escombros	
8.3. Anexo III. Mapa N° 1 Inventario de glaciares y geoformas periglaciales Monte San Lorenzo	
8.4. Anexo IV. Mapa N° 2 Inventario de glaciares y geoformas periglaciales Volcán Domuyo	
8.5. Anexo V. Mapa N° 3 Inventario de glaciares y geoformas periglaciales Nevados de Cachi y Valles Calchaquíes Zona Norte	
8.6. Anexo VI. Mapa N° 3b Inventario de glaciares y geoformas periglaciales Nevados de Cachi y Valles Calchaquíes Zona Sur	
8.7. Anexo VII. Glosario de términos glaciológicos y geocriológicos	

## Capítulo 1. Introducción

### 1.1. Relevancia del problema abordado. El papel de los glaciares y glaciares de escombros como reservas hídricas e indicadores de cambio climático.

Existe a escala global un creciente interés en la disponibilidad de los recursos hídricos en respuesta al crecimiento sostenido de la población mundial y a la mayor presión que las sociedades modernas ejercen sobre la demanda en la cantidad y calidad de agua. Las actividades socio-económicas en numerosas regiones de la Tierra, y del centro-oeste de la Argentina en particular, son altamente vulnerables a las variaciones en la disponibilidad de agua proveniente de la Cordillera de los Andes. En particular, en los Andes Centrales, los glaciares descubiertos, cubiertos y de escombros cumplen un papel fundamental en la regulación del régimen hídrico ya que aportan una importante cantidad de agua de deshielo, sumamente necesaria sobre todo en los años con inviernos secos o poco nevadores. Por otra parte, los glaciares se comportan como sistemas sensibles al cambio climático (Dyurgerov y Meier, 2000; Lowell, 2000; Oerlemans, 2005; Rupper *et al.*, 2009), y el Panel Intergubernamental de Cambio Climático declaró a estos cuerpos de hielo como uno de los más claros indicadores climáticos (IPCC, 2001). Cabe destacar además la importancia de los glaciares como generadores de ingresos en la actividad turística y recreativa, y finalmente, su estatus de íconos naturales y patrimonio cultural.

La importancia hidrológica de los glaciares de escombros y el ambiente periglacial ha sido estudiada por numerosos autores en los Andes (Corte, 1976; Buk, 1983; Trombotto, 1999; Croce y Milana, 2002). Al igual que los glaciares "convencionales" o de hielo limpio, los glaciares de escombros actúan como reservas de agua a largo plazo. Sus capas activas actúan como acuíferos (Burger *et al.*, 1999), y el permafrost rico en hielo puede actuar como acuícludo, fomentando el escurrimiento superficial a través de la capa activa del mismo. A pesar de tener en término medio un tamaño mucho menor a los glaciares, los glaciares de escombros pueden encontrarse en mayor número que estos últimos en algunas zonas de la Cordillera de Los Andes, conteniendo un volumen de agua que incluso puede superar al de los glaciares (Brenning, 2003, 2005).

Un inventario de glaciares representa, por lo tanto, una herramienta fundamental para la correcta valoración general del estado del agua en estado sólido como recurso y reserva hídrica en distintas regiones del planeta (Haerberli y Hoelzle, 1995). Junto con estudios de fluctuaciones de glaciares, esta información de base permitiría además un cálculo certero del aumento global del nivel del mar

Con formato: Derecha: 0.63 cm

en el presente y en el futuro en base a escenarios climáticos discutidos en la literatura (Raper y Braithwaite, 2006; Hock *et al.*, 2009; Radić y Hock, 2010).

Sin embargo, excepto por unas pocas excepciones, en Argentina se conoce muy poco de los glaciares cordilleranos (ubicación, número, área cubierta, estado actual, aportes hídricos en cuencas específicas). Esta información es fundamental para poder cuantificar, entender y proteger este recurso hídrico estratégico y proveer, entre otras cosas, información de base para analizar la capacidad reguladora del sistema criosférico sobre la variabilidad hidrológica de cuencas específicas a lo largo de los Andes. Si bien existen algunos estudios de inventarios de glaciares y geoformas periglaciales de los Andes Argentinos, se trata mayormente de trabajos de carácter regional, parcial y en gran medida desactualizados.

En base a lo expuesto, se hace evidente la necesidad de mejorar nuestros conocimientos sobre las características, funciones y situación actual de los glaciares y glaciares de escombros andinos de la Argentina. Por consiguiente, y advertidas sobre la creciente importancia nacional como recurso estratégico de estos cuerpos de hielo, las Honorables Cámaras de Diputados y Senadores de la Nación Argentina promulgaron en el mes de octubre de 2010 la Ley 26.639 de “Presupuestos Mínimos para la Preservación de los Glaciares y del Ambiente Periglacial”, en cuyo artículo 3º crea el "*Inventario Nacional de Glaciares*", donde se individualizarán todos los glaciares y geoformas periglaciales que actúan como reservas hídricas existentes en el territorio nacional con toda la información necesaria para su adecuada protección, control y monitoreo. A su vez, dicha ley nombra al Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) el responsable último de la ejecución del inventario.

La Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, dependiente del Ministerio de Ciencia, Técnica, e Innovación Productiva de la Nación, a través del Fondo Nacional de Ciencia y Tecnología financió el proyecto PICT 2007-00379 “Perspectivas para la elaboración de un Inventario Nacional de Glaciares: una aproximación metodológica”, con una duración de 3 años. La presente tesis se realizó en el marco de este proyecto.

## 1.2. Objetivos

### Objetivos Generales

Los objetivos generales de esta tesis de doctorado son los siguientes:

- Sentar las bases metodológicas para la creación de un Inventario Nacional de Glaciares.
- Contribuir al inventario y monitoreo de los cuerpos de hielo en las distintas regiones de la Cordillera de los Andes en la Argentina.

Con formato: Derecha: 0.63 cm

- Vincular las fluctuaciones glaciarias recientes con las variaciones climáticas regionales observadas en las últimas décadas en cada área de estudio.
- Caracterizar geomorfológicamente los ambientes glacial y periglacial en cada área de estudio.

#### Objetivos Específicos

- Establecer, en función de las particularidades de nuestras montañas (clima, relieve) y los lineamientos de grupos de especialistas como GLIMS (Global Land Ice Measurement from Space) los ajustes metodológicos más apropiados para inventariar diferentes cuerpos de hielo en distintos sectores de los Andes.
- Establecer para cada región, en función de la precisión de las determinaciones realizadas, la mejor combinación de productos provistos por sensores remotos (imágenes satelitales, Modelos Digitales de Elevación) para la realización de un inventario de glaciares y glaciares de escombros, preciso y técnicamente eficiente.
- Identificar y documentar las principales variaciones glaciarias observadas en distintos sectores de la Cordillera durante las últimas décadas.
- Utilizar datos climáticos provenientes de reanálisis y registros instrumentales locales para tratar de explicar las fluctuaciones recientes de los glaciares en las áreas de estudio.
- Identificar y caracterizar geomorfológicamente las principales macro y mesoformas de los ambientes glacial y periglacial en las distintas áreas seleccionadas.

#### **1.3. Hipótesis del trabajo**

- La metodología propuesta por GLIMS, que utiliza una combinación de imágenes satelitales Landsat y ASTER y los Modelos Digitales de Elevación SRTM y ASTER GDEM, brinda resultados precisos y técnicamente eficientes para realizar un inventario de glaciares y glaciares de escombros, a la vez que delimitar sus distintas morfologías, dimensiones y reconocer otras características a lo largo de toda la Cordillera de Los Andes Argentinos.
- Las variaciones registradas en la superficie de los glaciares están relacionadas a las fluctuaciones climáticas regionales.
- Los glaciares de escombros y demás geoformas propias del ambiente periglacial alcanzarán mayor desarrollo y predominarán por sobre los glaciares descubiertos y cubiertos a medida que nos desplazamos hacia el norte en la Cordillera de los Andes en respuesta a la disminución general de las precipitaciones.

Con formato: Derecha: 0.63 cm

---

## Capítulo 2. Marco Conceptual

---

### 2.1. Glaciares

#### 2.1.1. Definiciones

Un glaciar puede definirse como una masa de hielo que se origina sobre la superficie terrestre, con un tamaño usualmente mayor a  $0,1 \text{ km}^2$ , y que muestra evidencias de movimiento presente o pasado (National Snow and Ice Data Center, NDSIDC, Colorado, [www.nsidc.org](http://www.nsidc.org)). Esta definición, sin embargo, no considera el proceso por el cual se genera el hielo y excluye cuerpos de pequeño tamaño que muestran evidencias de flujo y que son identificables en imágenes satelitales de mediana resolución. Por ello, una definición más acertada de glaciar, a los fines de la presente Tesis, sería: *todo cuerpo de hielo generado sobre suelo a partir de la recristalización de nieve y/o hielo debido a la compactación por su propio peso, con o sin cobertura detrítica, visible por más de 2 años, con o sin evidencias de movimiento por gravedad.*

En general no existen definiciones estrictas respecto del tamaño mínimo de un glaciar; a los fines de la compilación de inventarios de glaciares en base a imágenes satelitales, GLIMS estableció el límite en  $0,01 \text{ km}^2$  (ver capítulo 3).

#### 2.1.2. Formación y zonificación de los glaciares, línea de equilibrio

La generación y evolución de los glaciares está ligada a la subsistencia de la nieve y el hielo a través del tiempo, que a su vez depende de la relación específica entre variables climáticas (principalmente temperatura y precipitación) y la topografía. La removilización de la nieve, una vez caída, es un proceso importante en la formación de glaciares, ya que genera un fenómeno denominado sobreacumulación que permite la preservación interanual de la nieve, y que está controlado en mayor medida por el transporte eólico y las avalanchas de nieve y hielo (Milana, 2010). La nieve suele acumularse en sectores cóncavos a sotavento, sitios en donde puede incrementar su espesor para dar comienzo a la recristalización y metamorfismo por compactación.

La mayoría de los glaciares en el mundo presentan dos zonas más o menos bien definidas: la zona de acumulación, donde existe una ganancia neta de masa aportada fundamentalmente por la precipitación nival y las avalanchas, y la zona de ablación, donde los procesos de fusión, sublimación, evaporación y calving causan una pérdida neta de masa del glaciar. Ambas zonas se hallan separadas por una línea teórica donde el balance entre la acumulación y la ablación es cero. La altura a la que se encuentra esta línea de equilibrio, denominada ELA (por Equilibrium

Line Altitude en inglés) constituye un dato con importantes implicancias glaciológicas y está relacionada a factores climáticos y topográficos locales. La línea de equilibrio rara vez corre de manera regular de uno a otro lado de un glaciar y puede formar círculos cerrados ocasionalmente (Oerlemans, 2001). Existen incluso glaciares en los Andes Centrales y Desérticos de Argentina y en otras regiones de la Tierra como el Tíbet, que no cuentan con una línea de equilibrio definida. En estos casos, denominados “glaciares reservorio”, el glaciar experimenta ganancias o pérdidas netas en la totalidad de su superficie según el balance sea positivo o negativo año a año (Lliboutry *et al.*, 1958; Milana, 2010).

El balance de masa anual de un glaciar  $b_a$  (en un punto)  $B_a$  (en toda su superficie) =  $\int b \, dS$

es la suma de la acumulación y la ablación en un “año de balance de masa” (o mass balance year, en inglés; Cogley *et al.*, 2011), equivalente a la suma de la acumulación anual  $c_a$  y de la ablación anual  $a_a$ , o también igual a la suma del balance de masa invernal  $b_w$  y del balance de masa estival  $b_s$ .

$$b_a = c_a + a_a = b_w + b_s$$

El balance de masa de un glaciar es la suma de la cantidad de masa de nieve + neviza o firn + hielo depositada en la zona de acumulación “ $c_a$ ” (+) y de la cantidad de masa perdida en la zona de ablación (-) “ $a_a$ ”, durante un intervalo de tiempo considerado (año, estación, mes, multianual, etc.). De allí que en los años donde la acumulación supera la ablación, el balance de masa es positivo y si ocurre lo contrario el balance es negativo. Es por ello que el balance de masa es un indicador del estado de salud de un glaciar.

Debido a las diferentes densidades de la nieve, firn, escarcha y hielo, se acostumbra a expresar las distintas componentes de la acumulación y ablación en valores de milímetros de agua equivalentes (mm eq. agua) o en unidades del sistema internacional:  $\text{kg/m}^2$  para el  $b_a$  (en un punto), y kg o Ton para el  $B_a$  (para todo el glaciar). A su vez, 1 m eq. agua =  $1000 \text{ kg/m}^2$ , es decir, 1 mm eq. agua =  $1 \text{ kg/m}^2$ .

Como se mencionó anteriormente, la ELA se encuentra fuertemente relacionada con las variables climáticas, específicamente con las temperaturas de verano, las precipitaciones anuales y la radiación solar en un sitio determinado (Ohmura *et al.*, 1992). A su vez, la ELA es un indicador de la altura a la cual pueden desarrollarse los glaciares, y en consecuencia puede ser utilizada como estimación de la distribución regional los mismos (Zemp *et al.* 2007). Generalmente se observa un ascenso en altura de la línea de equilibrio desde los polos hacia el Ecuador, patrón que se ve modificado sustancialmente en regiones donde ocurren precipitaciones extremas, como por ejemplo en los Campos de Hielo Patagónicos (sur de la Patagonia) donde la precipitación total anual puede superar los 7000 mm. (Carrasco *et al.*,

2002). Otro concepto relacionado a la ELA es el AAR (Accumulation Area Ratio en inglés, Meier, 1962). El AAR de un glaciar es el cociente entre el área de acumulación y el área total del mismo, y refleja en buena medida el “estado de salud” del cuerpo de hielo. Valores de AAR entre 0,5 y 0,8 son considerados como glaciares en equilibrio, mientras que un AAR por debajo de 0,5 es característico de aquellos glaciares que actualmente se encuentran en desequilibrio, con su frente en retroceso y su lengua adelgazándose (Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers, 2011).



**Figura 2.1.** Vista aérea del glaciar Planchón nevado, Provincia de Chubut. Se diferencian las zonas de acumulación y ablación separadas por la línea de equilibrio (ELA). Foto cortesía de Lucas Ruiz (IANIGLA).

### 2.1.3. Distribución

La distribución de los glaciares en la superficie terrestre refleja la interacción entre las variables climáticas y la topografía, factores que varían sistemáticamente de acuerdo a la latitud, altitud y distancia a la fuente de humedad (Benn y Evans, 2010). El bajo ángulo con que inciden los rayos del sol a altas latitudes implica una menor disponibilidad de energía para fundir la nieve y el hielo, razón por la cual encontramos actualmente las mayores extensiones de hielo cerca de los polos terrestres (Antártida, Groenlandia). De la misma manera, para una latitud determinada, la supervivencia de los glaciares aumenta con la altura debido a que la temperatura media disminuye con la densidad del aire a medida que nos elevamos (Benn y Evans, 2010).

En terrenos montañosos muy abruptos, la altura de las nieves eternas puede variar en cientos de metros debido a la captación diferencial de la radiación solar y la precipitación. En latitudes medias del Hemisferio Sur, las líneas de nieve más bajas se encuentran en laderas con exposición SE, debido a que estas laderas reciben la menor cantidad de irradiación, y se encuentran a sotavento de los *westerlies*. El relieve en sí mismo condiciona la presencia de

glaciares: los flancos montañosos muy escarpados y picos muy agudos por encima de la línea de equilibrio pueden estar libres de hielo ya que no tienen espacio suficiente para retener la acumulación de nieve y la transfieren en forma de avalanchas. Por otra parte, el interior de los continentes puede ser lo suficientemente frío para la supervivencia de glaciares, pero la considerable lejanía a una fuente de humedad y las precipitaciones insuficientes pueden impedir el englazamiento.

#### 2.1.4. Clasificaciones

Los glaciares han sido clasificados según criterios morfológicos, el régimen termal y climático o geográfico donde se desarrollan.

La clasificación de los glaciares de acuerdo a su estructura térmica se basa en el hecho de si el hielo glaciar está en o por debajo del punto de fusión por presión. Los glaciares de base templada o glaciares temperados se encuentran en el punto de fusión en su totalidad excepto por una capa superficial que se haya expuesta a los ciclos estacionales de temperatura. En Sudamérica ocurren en regiones marítimas templadas con tasas elevadas de precipitación y fusión durante el verano como la Patagonia (Benn y Evans, 2010). Los glaciares de base fría se hallan por debajo del punto de fusión y están congelados al lecho rocoso. En general estos glaciares se encuentran en regiones frías y áridas con poca precipitación. Milana (2010) asevera que los pequeños glaciares reservorio de San Juan, por su delgado espesor y baja carga de hielo, no alcanzan a llegar al punto de fusión por presión del hielo. Los glaciares politermales son el tipo más ampliamente distribuido y exhiben una variedad de estructuras termales dependiendo del balance de los procesos superficiales y subglaciales (Paterson, 2004); pueden ser subdivididos en glaciares predominantemente fríos o predominantemente templados.

El régimen termal de los glaciares tiene consecuencias en los procesos modeladores del paisaje y las formas de acumulación y erosión. La fusión por presión en la base de los glaciares templados permite que los mismos se deslicen sobre el sustrato, modificando y erosionando sustancialmente la roca de base por abrasión y arranque de bloques. En el caso de los glaciares de base fría, los procesos erosivos del sustrato subyacente son significativamente menores, aunque puede ocurrir un importante arranque de bloques en los márgenes del glaciar (Benn y Evans, 2010).

La clasificación climática de glaciares de Oerlemans (2010) agrupa por un lado glaciares de climas continentales (los cuales se ven influenciados por una gran amplitud térmica (20° a 50° C), escasa precipitación (0,3 a 1 m/año), baja nubosidad y humedad y alta irradiación), y por el otro lado los glaciares de climas marítimos, expuestos a variaciones pequeñas de temperatura estacional (10° a 15° C), alta nubosidad y humedad e importante cantidad de precipitación (1,5 a

5 m/año) (Oerlemans 2010). La mayoría de los glaciares en el mundo, sin embargo, se sitúan en condiciones intermedias y no pertenecen acabadamente a uno u otro grupo.

#### 2.1.5. La interacción entre clima y glaciares, el cambio climático y fluctuaciones glaciarias

El registro de fluctuaciones glaciarias pasadas ha sido utilizado extensivamente para realizar reconstrucciones paleogeográficas y paleoclimáticas a diferentes escalas espaciales y temporales (Rodbell, 1992; Oerlemans, 1994; Lowell *et al.*, 1995; Denton *et al.*, 1999; Klein *et al.*, 1999; Porter, 2001). Numerosos autores han sugerido que glaciares sujetos a diferentes regímenes climáticos responden en diferente magnitud a perturbaciones climáticas similares (Kaser, 2001; Favier *et al.*, 2004; Fujita, 2008; Rupper y Roe, 2008). En este sentido, los glaciares marítimos ubicados en zonas con mayor humedad responden de manera más sensible al calentamiento que sus equivalentes continentales (Oerlemans y Fortuin, 1992; Oerlemans, 2001; Raper y Braithwaite, 2006; Hoelzle, *et al.*, 2007; Braithwaite y Raper, 2007).

Sagredo y Lowell (2012) analizaron las grillas climáticas de New *et al.* (2000), reconociendo y agrupando seis conjuntos de glaciares en los Andes Sudamericanos caracterizados por condiciones particulares, cuatro de los cuales pueden encontrarse en Argentina. Un primer grupo de glaciares, en el norte de Argentina y Chile se ubica en la sombra orográfica de la Cordillera Oriental, recibiendo pequeñas cantidades de precipitación en los meses de verano. Sujetos a condiciones de frío extremo, estos glaciares se encuentran por encima de la isoterma de 0° C, son muy sensibles a los cambios de precipitación pero resultan insensibles a las variaciones de temperatura (Kaser y Osmaston, 2002). Un segundo grupo, entre 27° S y 31° S, experimenta condiciones aún más frías que el grupo anterior. Estos glaciares reciben humedad a lo largo de todo el año, aunque levemente mayor en el invierno por las masas de aire frío del Océano Pacífico (Vuille y Ammann, 1997) y la línea de equilibrio oscila entre 6000 y 5000 m (Ammann *et al.*, 2001). El grupo de glaciares comprendidos entre 31° S y 38° S se describe bajo la influencia de los *westerlies* que arriban a esta región en el invierno. Nogami (1972) estimó que pueden experimentar oscilaciones de temperatura de entre -5,3 °C en invierno y 5,5 °C en verano, mientras que la línea de equilibrio decrece de 5000 m a 2800 m hacia el sur. Finalmente, los glaciares de la Patagonia, entre 38° S y 49° S, se extienden bien por debajo de la isoterma de 0° C y se ven influenciados por los *westerlies* a lo largo de todo el año, con la línea de equilibrio por debajo de 2000 m. En este último grupo, la distribución de la precipitación exhibe un gradiente norte-sur: los glaciares ubicados al norte de los 42° los glaciares reciben mayor precipitación en los meses de invierno que aquellos situados más al sur. Sagredo y Lowell (2012) afirmaron que en los glaciares de clima húmedo, un aumento de la temperatura del aire tendrá un mayor efecto que en aquellos bajo condiciones más áridas, debido al impacto en el balance de masa con la disminución de la relación nieve/lluvia.

## **2.2. El ambiente periglacial**

### **2.2.1. Definiciones**

El término “periglacial” fue utilizado por primera vez por el geólogo polaco Walery von Lozinski en el contexto de la desintegración mecánica de areniscas en los Montes Cárpatos en Rumania (Lozinski, 1909, 1912). Posteriormente este autor se refirió a una “zona periglacial” para describir las condiciones climáticas y geomórficas de áreas periféricas a las sábanas de hielo y glaciares del Pleistoceno.

French (2007) define al clima periglacial de la Cordillera de los Andes como un clima de montaña de bajas latitudes, con condiciones de rangos de bajas temperaturas anuales (condiciones azonales). Aquí, el ambiente periglacial se desarrolla en condiciones de alta montaña, como resultado del efecto que ejerce la abrupta topografía sobre la temperatura, radiación solar y circulación de las masas de aire.

El uso moderno del término “periglacial” se refiere a un ambiente de clima frío, no glaciario, regido por los procesos geomórficos también no glaciarios, como los ciclos de congelamiento y descongelamiento que involucran tanto al material rocoso como a la porción del suelo próxima a la superficie. Aunque los autores del Hemisferio Norte consideren al permafrost como un elemento central pero no determinante del ambiente periglacial, en el caso de la Cordillera de los Andes su presencia constituye la condición definitoria del mismo (Trombotto Liaudat, 2008). De esta manera, además del clima frío intenso (temperaturas inferiores a 0° C) y la alternancia de los ciclos de congelamiento y descongelamiento, el ambiente periglacial de los Andes se caracteriza por la presencia de suelos con hielo que permanecen congelados por más de dos años consecutivos (conocido normalmente como permafrost; Muller, 1947).

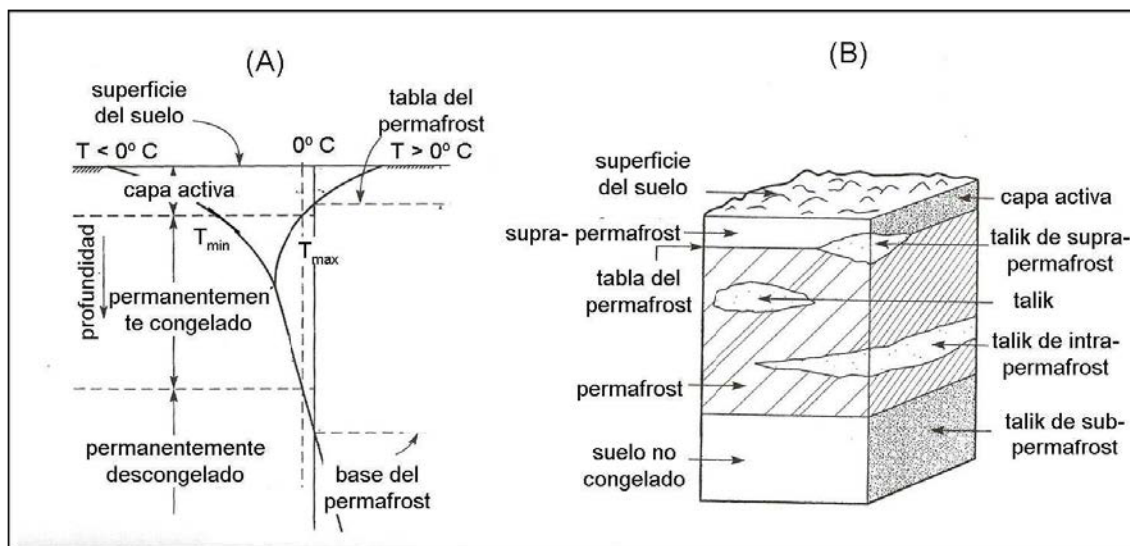
Los suelos congelados tienen límites en su techo y bases coincidentes con isotermas de 0° C. Por encima del límite superior se desarrolla una capa que protege al permafrost subyacente y que se denomina capa activa; la misma permanece congelada durante el invierno pero se descongela en los meses de verano proveyendo agua al sistema de escurrimiento superficial. Por otro lado, por debajo del límite inferior el permafrost se descongela como consecuencia del flujo térmico proveniente del interior de la Tierra, y el agua generada recarga los acuíferos subterráneos.

### **2.2.2. Glaciares de escombros**

El término “glaciar de escombros”, fue originalmente introducido por Corte y Buk (1976) y es el sugerido por la Asociación Internacional de Permafrost (IPA) para el idioma castellano. Por lo tanto es el implementado en la presente Tesis en lugar de otros términos difundidos como

“litoglacial” de Catalano (1926), “glaciar de roca” o “glaciar rocoso”, comúnmente utilizados en Chile.

Los glaciares de escombros son mesoformas sedimentarias constituidas por rocas y detrito congelado que se mueven pendiente abajo por deformación plástica y reptación del permafrost (Corte, 1976; Giardino *et al.*, 1987). Constituyen asimismo geoformas criogénicas o crioformas con permafrost discontinuo o insular (Trombotto y Ahumada, 2005). A su vez, los glaciares de escombros representan la expresión morfológica más extrema de la reptación del permafrost de montaña (Haeberli, 1985; Trombotto, 1991; Brenning, 2005). La importancia de estos cuerpos en los Andes radica, entre otras cosas, en que los glaciares de escombros activos han sido utilizados para inferir el límite altitudinal del permafrost discontinuo de montaña (Barsch, 1977, 1978; Brenning, 2005).

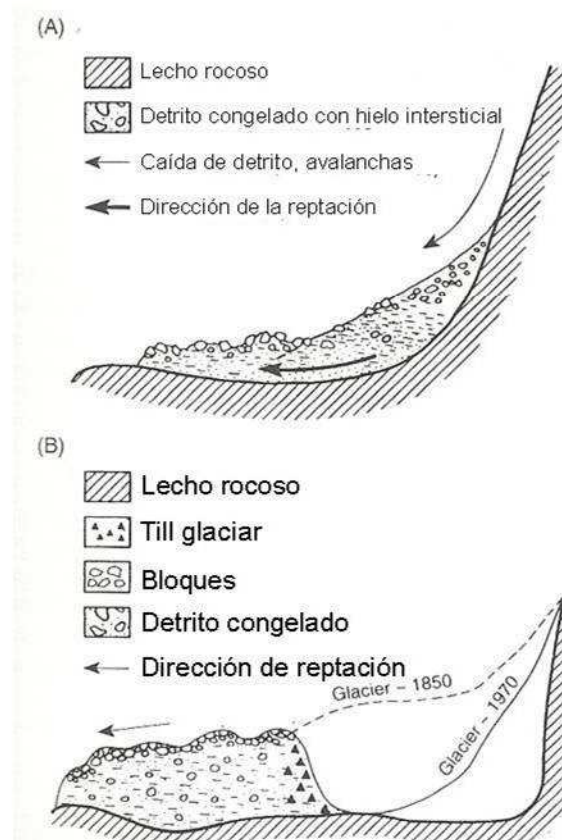


**Figura 2.2.** (A) Esquema del régimen termal típico de los primeros metros de suelo en un ambiente de permafrost alpino o de montaña, mostrando las temperaturas de invierno ( $T_{\min}$ , a la izquierda de  $0^{\circ}\text{C}$ ) y verano ( $T_{\max}$ , a la derecha de  $0^{\circ}\text{C}$ ), la disminución de la temperatura con la profundidad y la profundidad de la capa activa. (B) Relación entre el permafrost, la tabla del permafrost, capa activa y taliks (ver Anexo VII). Modificado de French (2007).

Los glaciares de escombros presentan generalmente una forma lenguada o lobulada en planta y una superficie de topografía irregular caracterizada por una sucesión de crestas y surcos, cuyo origen podría responder a los procesos de flujo y esfuerzos compresivos (Haeberli, 1985), variaciones en el aporte de detrito (Barsch, 1977), o al movimiento diferencial de capas discretas de detrito (Ives, 1940). En ocasiones, estos cuerpos pueden mostrar morfologías complejas, cuando diferentes lóbulos se interdigitan, coalescen o superponen, para formar geoformas compuestas. Los glaciares de escombros pueden situarse por debajo de taludes y transportar fundamentalmente fragmentos rocosos generados por craquelamiento térmico (talus type), o bien por debajo de glaciares o morenas terminales transportando till glaciar (debris-type) (Barsch 1987, 1992; French, 2007).



**Figura 2.3.** Glaciar de escombros en el Cerro Mercedario, Provincia de San Juan. Se observa la estructura superficial típica de estas geformas con crestas y surcos, los taludes frontales y laterales y la zona baja del área de alimentación. Foto cortesía Mariano Castro (IANIGLA).



**Figura 2.4.** Tipos de glaciares de escombros. (A) Glaciar de escombros de tipo "talus" y (B) tipo "debris". Modificado de Barsch, 1988.

Los glaciares de escombros que muestran movimiento en el presente se denominan activos, mientras que aquellos que han cesado su movimiento pero aún contienen permafrost se denominan inactivos (climáticamente inactivos). Alternativamente, glaciares de escombros en áreas de permafrost continuo (donde la fusión del hielo no es posible) pueden volverse inactivos cuando al extenderse en tal manera de su zona de alimentación, los esfuerzos tangenciales o el espesor del depósito decrecen por debajo de un umbral mínimo necesario (dinámicamente inactivos) (Calkin *et al.*, 1987). El término glaciar de escombros fósil o relicto (Barsch, 1996) se refiere a aquellos cuerpos donde la totalidad del hielo intersticial y en lentes se ha derretido y por tal motivo la topografía de la superficie presenta estructuras de colapso. Debido a la presencia del hielo intersticial, el ángulo de reposo del material en los taludes frontales de los glaciares de escombros activos es mayor al ángulo de reposo teórico de los materiales desagregados (sin hielo) y oscila en torno a 35° (pudiendo superar los 40°-45°). La degradación del permafrost causa un declive en los taludes frontales, de manera que éstos exhiben un ángulo menor a 35° en los glaciares de escombros fósiles (Ikeda y Matsuoka, 2002).

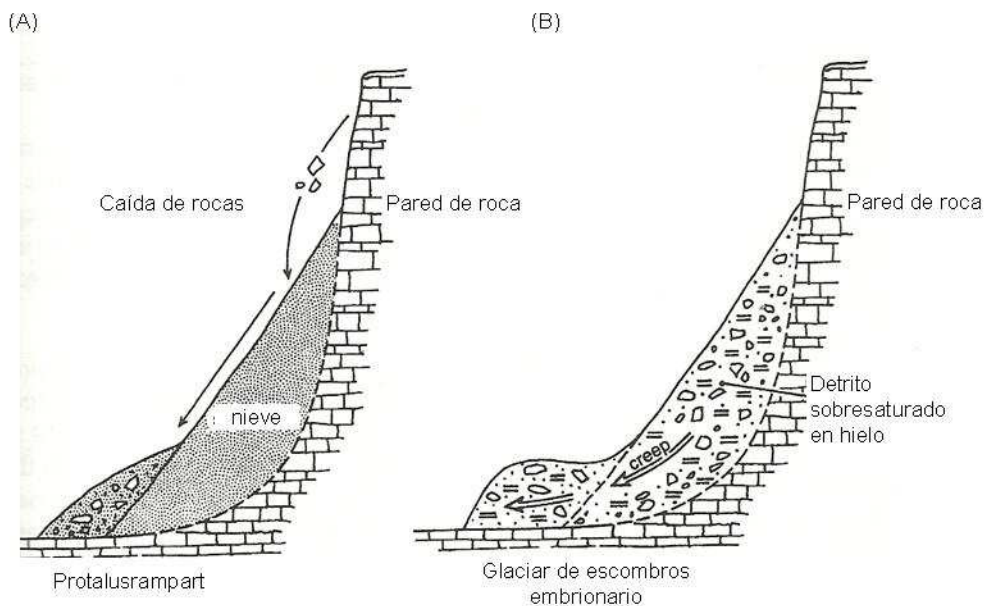
Existe una discusión de larga data en la comunidad internacional de geocriólogos en torno al origen de los glaciares de escombros; el desarrollo histórico de la misma puede apreciarse en Clark *et al.* (1998). Por un lado, la idea de que los glaciares de escombros se forman a través de un continuo de procesos glaciales a periglaciales, incluyendo formas que varían desde glaciares cubiertos a detrito o till removilizado, se ha difundido especialmente en el ámbito anglosajón (Outcalt y Benedict, 1965; White, 1971; Potter, 1972; Whalley, 1974; Jonson, 1983; Clark *et al.*, 1994). Por el otro lado, la escuela predominantemente germana sostiene que los glaciares de escombros son excluyentemente el resultado de la reptación del permafrost y genéticamente desvinculados a glaciares (Wahrhafting y Cox, 1959; Barsch, 1969, 1971, 1977, 1987, 1988, 1996 Haeberli, 1985). Los términos “glacigénico” y “criogénico” han sido informalmente utilizados para referirse a estas distintas hipótesis de formación (Barsch, 1996). Adicionalmente, los glaciares de escombros podrían formarse a partir de procesos avalanchas de rocas catastróficas (Johnson, 1984 Whalley y Martin, 1992; Whalley y Azizi, 2003). En los Andes, la conexión areal de los glaciares de escombros con hielo glaciar ha sido mencionada en varias ocasiones (Corte, 1976; Barsch y King, 1989), así como las frecuentes transiciones entre hielo libre y cubierto de detrito y glaciares de escombros en los Andes Centrales de San Juan y Mendoza (Corte, 1983; Trombotto *et al.*, 1999). Esto, sumado a algunos resultados de investigaciones geofísicas ha llevado a promover un verdadero origen glacigénico para algunos glaciares de escombros (Milana y Güell, 2008).

Recientemente, sin embargo, ha habido una tendencia a descartar las definiciones genéticas del término glaciar de escombros, debido a que no pueden ser conceptualizados como la interacción de procesos glaciales y periglaciales (y descartando de esta manera el principio de equifinalidad, donde la misma geoforma puede originarse por procesos diversos; Benn y Evans, 2010) debido

a que sólo los miembros extremos existen. Por lo tanto, Berthling (2011) y Berthling y Etzelmüller (2011) proponen y desarrollan la idea de glaciares de escombros como geformas crio-condicionadas, desde que independientemente de su origen, se requieren de condiciones de permafrost (y no la presencia de un glaciar) para su desarrollo a largo plazo y la tasa de reptación es fundamentalmente dependiente de las condiciones térmicas (Kääb *et al.*, 2007)

### 2.2.3. Lóbulos de talud (protalus lobes) y protalus rampart

Haerberli (1985) propuso el término *protalus rampart* para referirse a las formas iniciales o embrionarias de los glaciares de escombros. Los mismos tienen forma de pequeñas terrazas, se ubican a los pies de los taludes y llevan a veces nieve estacional o permanente proveniente de conos de avalanchas. Si bien el proceso de formación sería el mismo que en el caso de los glaciares de escombros, estos lóbulos tienen tamaños menores (su ancho es mayor que su largo) y normalmente carecen de crestas y surcos en su superficie debido a un movimiento aún incipiente (Trombotto, comunicación personal). En el contexto de la presente Tesis, se utiliza para este tipo de geformas el término “lóbulo de protalus”, mientras que el término “*protalus rampart*” se emplea para identificar acumulaciones de detrito al pie de taludes que, una vez producido en las paredes de la montaña más arriba, cae y rueda por sobre un manchón de nieve (Ballantyne, 1987; Barsch (1996). Las primeras formas son resultado de un proceso criogénico, mientras que las segundas son formas primordialmente nivales y por lo tanto ocurren mayormente en ambientes más húmedos, con mayor precipitación, donde la supervivencia prolongada de los manchones de nieve es más factible que en un ambiente de gran aridez.



**Figura 2.5.** Desarrollo de *protalus rampart* como acumulación de detrito por caída de rocas al pie de manchones de nieve (A) y modelo de glaciar de escombros embrionario (B). Redibujado de Barsch, 1996.

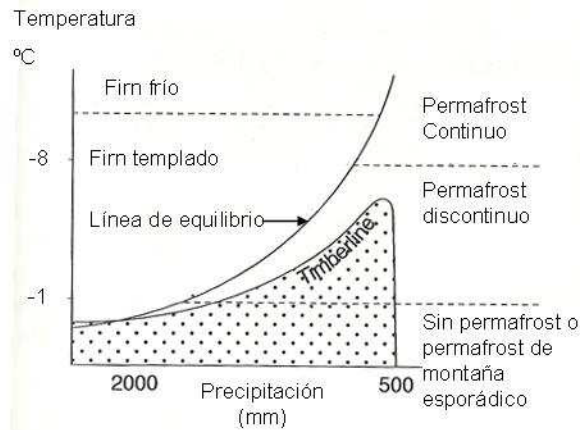
#### 2.2.4. Otras geoformas del ambiente periglacial

4.1. En los trabajos de campo llevados a cabo en la presente Tesis se reconocieron una serie de meso y microformas que se desarrollan en el ambiente periglacial. Algunas de ellas son: ríos de piedra, suelos estructurados, nichos de nivación, formas solifluidales como lóbulos y terrazas, planicies de crioplanación, entre otras. Por razones de simplicidad, sus definiciones se encuentran en el Anexo VIII: Glosario de términos glaciológicos y geocriológicos.

#### 2.2.5. La relación entre los glaciares de escombros y el clima

En la alta montaña, la ocurrencia de glaciares de escombros está condicionada por la presencia de permafrost sobresaturado en hielo, pendiente, una suficiente provisión de detritos y la disponibilidad de un sitio para acumular los criosedimentos. A su vez, la gran cantidad de detrito necesario solamente se encuentra a elevaciones menores a la ELA, dado que por encima de la misma solo existen rocas, firm y hielo (Ruiz, 2013), y poco detrito disponible para su formación.

Si bien a escala local la topografía de las áreas montañosas controla la distribución del permafrost según las variaciones de temperatura, irradiación y circulación del aire, a escala regional puede aproximarse la temperatura media anual del aire (TMAA) con la altura del permafrost de montaña (APM). En los Alpes Suizos, Haeberli (1983) y Haeberli y Burn (2002) encontraron que dicha altura se corresponde a la isoterma de  $-1^{\circ}$  a  $-2^{\circ}\text{C}$ . De esta manera, Haeberli (1975) y Barsch (1977, 1996) aseveraron que la elevación de la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  de temperatura media anual del aire podía ser utilizada como un indicador del límite inferior de glaciares escombros activos para una región determinada. En los Andes Centrales, sin embargo, diversos estudios indican que glaciares de escombros activos pueden existir bajo condiciones más cálidas, inclusive con valores de TMAA por encima de  $0^{\circ}\text{C}$  (Lliboutry, 1986; Schrott, 1996; Trombotto *et al.*, 1997; Brenning, 2005).



**Figura 2.6.** Esquema ilustrando la relación entre glaciares, permafrost y la línea de vegetación (Timberline) en función de la temperatura media anual del aire (TMAA) y precipitación. Modificado de Haerberli y Burn (2002).

En términos generales puede decirse que, a escala regional y dependiendo de la relación entre ELA y la APM, el permafrost puede encontrarse a mayor o menor altura que los glaciares convencionales (Etzelmüller y Ove Hagen 2005), o bien por debajo de ellos. Haerberli (1985) apunta que los glaciares de escombros pueden desarrollarse cuando existen condiciones de permafrost por debajo de los glaciares convencionales.

En regiones bajo climas oceánicos, donde la ELA se encuentra por debajo de la APM, no hay influencia del permafrost, por lo que no se desarrollarán glaciares de escombros pero en cambio habrá gran desarrollo de glaciares convencionales con un régimen termal templado. A medida que aumenta la distancia a la fuente de humedad, en las zonas montañosas bajo climas continentales, la ELA se encuentra cada vez más por encima de la APM, desarrollándose glaciares de escombros y aumentando la influencia del permafrost sobre el régimen termal de los glaciares, que suelen ser de tipo politermal (Etzelmüller y Ove Hagen 2005). Los glaciares de escombros pueden en ocasiones localizarse localmente incluso por encima de la ELA, evidenciando la influencia de las condiciones microclimáticas debido a la topografía, la cual incide fuertemente en las condiciones de temperatura del aire, la radiación solar y la redistribución de la nieve (Paterson, 2001; Haerberli, 1985; Ruiz y Trombotto, 2012). En regiones húmedas como los Alpes o Patagonia (ver capítulo 5), el término de los glaciares convencionales puede ubicarse muy por debajo del límite inferior de los glaciares de escombros activos.

Si las condiciones de continentalidad aumentan aún más, pasan a dominar ampliamente los procesos periglaciales; la ELA puede situarse inclusive por encima de la altura de las cumbres más altas y los glaciares convencionales están ausentes. En base a esto, puede concluirse que los glaciares de escombros pueden desarrollarse únicamente por debajo de la ELA y por encima de la APM.

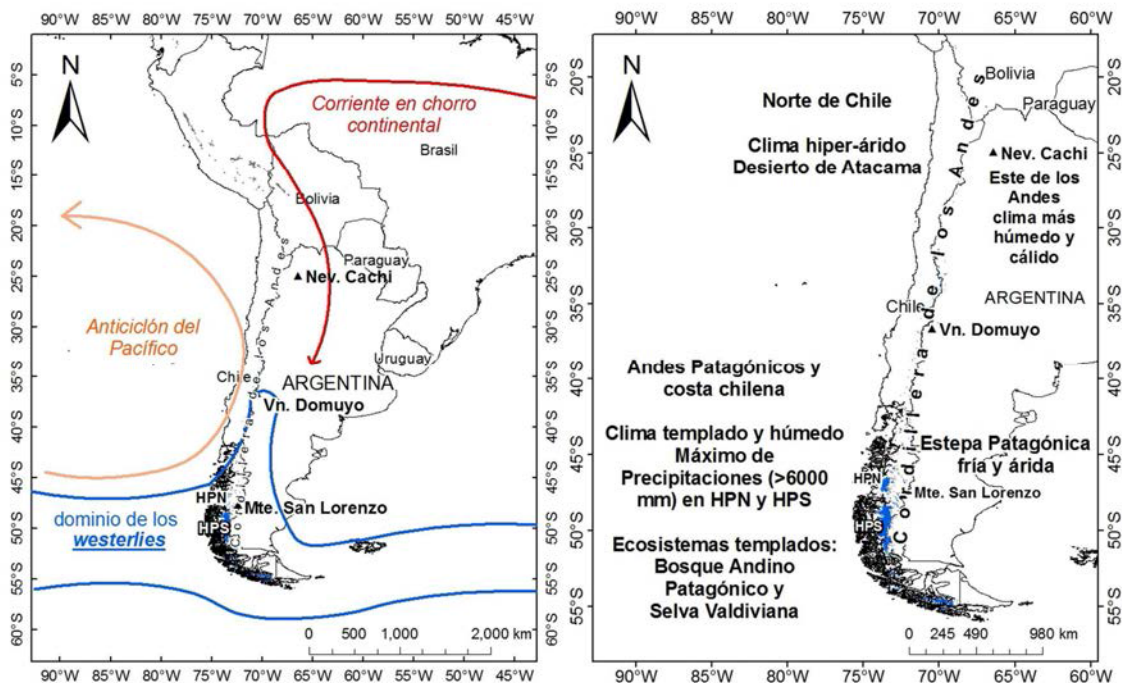
### 2.3. El clima a lo largo de la Cordillera de los Andes en Argentina

El clima de Sudamérica se encuentra fuertemente condicionado e influenciado por la presencia de la Cordillera de los Andes, que se extiende desde los 10° N en Colombia hasta el extremo sur del continente (figura 2.7). En contraste con su ancho típicamente no mayor a los 200 km, esta cadena montañosa alcanza alturas extremas: en latitudes tropicales y subtropicales supera consistentemente los 4000 m.s.n.m., mientras que al sur de los 35° de latitud la altura decrece significativamente, pero aún así existen numerosos picos por encima de 3000 m.s.n.m. (Volcanes Domuyo, Tromen, Lanin, y Montes Tronador, San Lorenzo, Fitz Roy en Argentina, entre otros). La Cordillera de los Andes interrumpe severamente la circulación atmosférica y se generan, como consecuencia, una serie de fenómenos que afectan el clima a escalas de cientos a más de 1000 km. (Garreaud, 2009). Probablemente el más importante de ellos es el contraste en las condiciones climáticas a lo largo de las vertientes O y E de la Cordillera y las zonas bajas, marcado por un fuerte gradiente de precipitación en este sentido, debido al efecto de barrera orográfica que ejerce la misma sobre los vientos del oeste o *westerlies* (Prohaska, 1976). El aire húmedo que ingresa en los sistemas frontales es forzado a ascender por la vertiente occidental de los Andes, fomentándose el aumento de las precipitaciones, que alcanzan un máximo de hasta 6000 mm a los 45° sobre el eje andino. De esta manera, las masas de aire que cruzan los Andes Patagónicos contienen poca humedad remanente y las precipitaciones disminuyen hasta 100 mm a unos 100 km al este del eje andino (Garreaud, 2009).

Entre 5° S - 35° S, las condiciones a lo largo de la costa del Océano Pacífico son relativamente frías y áridas, extendiéndose sobre el flanco oeste de la Cordillera, mientras que sobre las laderas al este de la misma las condiciones suelen presentarse más húmedas y lluviosas. Este patrón se invierte al sur de los 35° S, donde ocurren máximos de precipitación y dando lugar a los ecosistemas templados de la Selva Valdiviana y Bosque Andino Patagónico en el sur de Chile al oeste de la Cordillera, que hacia el este da paso inmediatamente a condiciones semiáridas en la Estepa Patagónica. Al bloquear los Andes el cinturón de baja presión ecuatorial, el área de alta presión subtropical y los *westerlies* extratropicales, se produce un calentamiento y una zona de baja presión en el interior del continente (Seluchi *et al.*, 2003), generándose sendos centros anticiclónicos a ambos lados del continente en el Atlántico y Pacífico subtropical. Como resultado, entre 10° - 35° S, la circulación en los niveles bajos de la atmósfera proviene desde el sur a lo largo de la vertiente occidental de los Andes y desde el norte a lo largo de la vertiente oriental (Garreaud, 2009).

Al norte de la Diagonal Árida Sudamericana, en la región de los Andes Áridos, las precipitaciones están moduladas por el Sistema Monzónico Sudamericano (Zhou y Lau, 1998), transportando humedad desde el océano Atlántico (Vera *et al.*, 2006). Por otra parte, la Cordillera Oriental actúa como barrera orográfica para las masas de aire húmedo provenientes

del noreste, produciéndose un fuerte gradiente de precipitaciones entre los flancos E y O de la misma. Asimismo, el flanco oriental, mucho más húmedo que el occidental, marca el límite del contrafuerte oriental de la provincia geológica de la Puna.



**Figura 2.7.** Esquema del flujo de aire en la atmósfera baja (izquierda) y campo de precipitaciones en Sudamérica y la Cordillera de los Andes. Tomado de Garreaud (2009).

Al sur de los 35° de latitud S los *westerlies* prevalecen durante todo el año, con un máximo entre los 45° S y 55° de latitud S, atravesando los Andes extratropicales pero transformados en gran manera. Los Andes Patagónicos, al sur de los 35° de latitud S, reciben abundante precipitación asociada al pasaje de sistemas frontales que se mueven al este desde el Océano Pacífico (Garreaud, 2009). Los Andes Húmedos (55° S – 35° S; Lliboutry, 1956) también exhiben un patrón acentuado de precipitaciones, pero con el carácter opuesto a los Andes Áridos al norte de los 35° S: la estación húmeda coincide con el invierno austral (julio a septiembre) y la estación seca ocurre durante los meses de verano. Sin embargo, es importante destacar que la precipitación se ve modulada por la ubicación de los *westerlies* en superficie: en el verano austral las mayores precipitaciones afectan la banda latitudinal entre 45° S y 55° S, mientras que en el invierno los *westerlies* se expanden hacia el norte y causan mayores precipitaciones en la banda latitudinal entre 35° S y 45° S (Villalba *et al.* 2003, Garreaud *et al.* 2009).

Escobar *et al.* (1992) estimaron una precipitación de 6000 mm – 7000 mm anuales para el área del Hielo Patagónico Norte (HPN) y de 6400 mm – 7400 mm para el Hielo Patagónico Sur (HPS), disminuyendo rápidamente hacia el este: El Calafate (50°21' S, 72° 18' O; 220 m s.n.m.) recibe unos 200 mm anuales, mientras que la localidad de Perito Moreno (46°35' S, 70° 56' O; 380 m s.n.m.), solamente 116 mm.

## 2.4. Sensoreamiento remoto de glaciares

### 2.4.1. La problemática del mapeo de glaciares, la definición de su perímetro y la validación de los resultados

La pregunta de con cuánta precisión pueden ser mapeados los glaciares utilizando sensores remotos resulta difícil de responder. Sin embargo, es evidente que la gran incertidumbre que existe al respecto debe ser minimizada en pos de poder llevar a cabo inventarios de glaciares cada vez más eficientes técnicamente, a la vez de establecer de manera precisa los cambios de área que ocurren en respuesta al cambio climático. Existen una serie de problemas y condiciones que deben ser tenidas en cuenta al momento de compilar inventarios de glaciares, como ser la correcta localización de las divisorias de hielo en las áreas de acumulación, la identificación de hielo glaciar en sombra, el reconocimiento preciso de los límites de hielo glaciar cubierto por detrito y las nubes que pueden cubrir total o parcialmente a los glaciares, entre otras. Por otra parte, la precisión de los contornos de los glaciares debe ser conocida y deberá ser menor que los cambios en área, de manera que dichos cambios sean significativos y correspondan a cambios reales del área cubierta por hielo y no a una deficiente delineación de los contornos de los glaciares.

La correcta definición del perímetro real o verdadero de un glaciar como una entidad única no es superficial: a primera vista los glaciares pueden aparentar tener límites nítidos, pero la realidad demuestra que por el contrario, los mismos pueden ser poco claros. En segundo lugar, puede existir una cubierta de detritos que enmascare en mayor o menor proporción la extensión real de los glaciares, siendo virtualmente imposible ubicar fehacientemente el límite del hielo glaciar (inclusive *in situ*) sin datos provenientes de pruebas geofísicas o perforaciones. Adicionalmente, la separación del cuerpo principal de un glaciar y partes tributarias del mismo, que pueden quedar desconectadas durante el retroceso glaciario, así como el grado de conexión necesario para ser considerado el todo como una única unidad, resulta en gran medida subjetivo (Paul *et al.*, 2013). Los glaciares exhiben una gran variabilidad de formas y no son en absoluto entidades con límites estables, sino que por el contrario se encuentran en permanente evolución, interactuando dinámicamente con elementos del entorno como los sedimentos, roca de base y cuerpos de agua. Resulta evidente entonces que existe toda una serie de factores que condicionarán la calidad de los contornos de un inventario de glaciares, y es de esperar que existan grandes diferencias en la extensión de un glaciar debido a la diferente interpretación del mismo como entidad por parte de cada analista.

A pesar de que la problemática en torno al mapeo de glaciares mediante sensores remotos ha sido ampliamente reconocida, y una serie de normas han sido propuestas en el seno de los programas internacionales de inventario y monitoreo de glaciares como GLIMS y WGMS (Rau

*et al.*, 2005; Raup y Khalsa, 2007; Racoviteanu *et al.*, 2009; Paul *et al.*, 2010), el estricto seguimiento de estas reglas aún genera inconsistencias y cierto rango de variabilidad en la definición del área real o verdadera de un glaciar, a causa de la variable identificación de hielo cubierto por detrito, nieve estacional, hielo y nieve en sombra y porciones de hielo inactivo (Racoviteanu *et al.*, 2009).

Por otro lado, la validación de los contornos o límites de glaciares generados en un inventario mediante información de referencia tales como imágenes satelitales, mapas topográficos o inventarios previos a modo de “verdad del terreno” (o “ground truth”, en inglés) tampoco resulta sencilla. Frecuentemente se asume que la validación de los contornos de los glaciares derivados de imágenes satelitales de resolución media como Landsat puede ser realizada mediante su comparación con sensores de alta resolución (SPOT, IKONOS, ALOS, GEOEYE, WORLDVIEW, entre otros). Sin embargo, deben tenerse en cuenta algunas salvedades con el propósito de evitar comparaciones no válidas (Hall *et al.*, 2003; Svoboda y Paul, 2009; Paul y Andreassen, 2009):

- Las fechas de adquisición de las imágenes de los sensores de menor y mayor resolución no deberían diferir idealmente en más de 7 días, para evitar problemas relacionados a nieve estacional. Igualmente, siempre es necesaria una inspección visual previa considerando la posible ocurrencia de tormentas de nieve.
- Mayormente, los sensores de alta resolución carecen de una banda espectral en el sector del infrarrojo de onda corta (SWIR), que sí se encuentran presentes en sensores como Landsat o ASTER. De esta manera, los cocientes de bandas aproximadamente equivalentes que hacen uso de la diferente respuesta del hielo y la nieve en los sectores del infrarrojo cercano (NIR) e infrarrojo de onda corta (SWIR) del espectro electromagnético no pueden ser empleados y en consecuencia las informaciones de base para la interpretación difieren.
- A medida que aumenta la resolución, comienzan a aparecer nuevos elementos de mayor detalle que requieren una interpretación diferente. Adicionalmente, el trazado del contorno de un glaciar se transfiere a una cantidad de píxeles mayor, sin conducir esto necesariamente a una mayor precisión en el contorno final.

¿Cómo abordar entonces el problema? Estudios recientes (Berthier *et al.*, 2009; Paul *et al.*, 2013) han abordado esta problemática implementando múltiples e independientes digitalizaciones manuales para una selección de glaciares (con diversos tamaños, cobertura detrítica y condiciones de sombra) de una misma imagen satelital, y adicionalmente para los mismos glaciares en una imagen de alta resolución con similar fecha de adquisición.

Las múltiples digitalizaciones de la imagen satelital de alta resolución proveen un valor medio que puede ser utilizado como área o contorno de referencia para cada glaciar. A su vez, las

múltiples digitalizaciones de la imagen satelital de baja resolución proveen una medida de la precisión de la digitalización por parte de cada analista (desvío estándar de los valores de área hallados) y un valor medio para ser comparado respecto de aquél provisto por un método semiautomático. Asimismo, puede determinarse si los valores de área hallados son más precisos para los contornos derivados semiautomáticamente o generados por digitalización manual, al comparar el desvío estándar de las digitalizaciones múltiples de cada analista de la imagen de baja resolución respecto de la diferencia absoluta entre ésta y el método semiautomático. Para que se considere como mejor desempeño aquél logrado mediante las digitalizaciones múltiples, la precisión (variabilidad interna de las múltiples digitalizaciones) debe ser mayor a la exactitud (diferencia entre el contorno derivado semiautomáticamente respecto del valor de referencia de la media de las digitalizaciones múltiples).

#### 2.4.2 Sensores utilizados

Las imágenes satelitales empleadas en la realización del presente trabajo provienen de sensores montados sobre los satélites Landsat 5 y 7, Terra y ALOS (Advanced Land Observing Satellite). Todos estos satélites son helio-sincrónicos, de manera que el momento de adquisición para cada sector del globo terrestre se produce a aproximadamente la misma hora. Además, orbitan la Tierra de norte a sur durante el tiempo de duración del día en una órbita casi polar, lo cual asegura la adquisición de la misma porción de la Tierra cubierta por el satélite durante la siguiente órbita (Paul, 2003). A continuación se describen las características técnicas y orbitales principales de los sensores utilizados para la compilación de los inventarios de glaciares y geoformas periglaciales de los mismos.

##### Sensor Landsat

El programa de satélites Landsat constituye el de mayor duración para la adquisición de imágenes de la Tierra desde el espacio desde su inicio con Landsat 1 (Landsat Multispectral Scanner, MSS) en 1972. Desde julio del año 2012, el USGS ha puesto a disposición millones de imágenes de archivo, las cuales pueden ser adquiridas de forma gratuita por cualquier usuario. Los sensores TM (Thematic Mapper) y ETM+ (Enhanced Thematic Mapper), así como aquellos anteriores montados sobre la familia Landsat, son de tipo Whiskbroom, es decir tienen una geometría de adquisición transversal a la dirección de desplazamiento del satélite. La radiación incide en un único elemento detector (fotodiodo o fotomultiplicador) y el campo de visión instantánea (instantaneous field of view, IFOV) se escanea mediante un espejo oscilatorio, mientras que la adquisición en el sentido de avance se realiza línea por línea por el avance de la plataforma (Rees, 2006). En el caso de Landsat TM, la radiación entrante se separa en 7 bandas espectrales de 30 m (bandas 1-5 y 7 en el sector del espectro visible e infrarrojo cercano) y 120

m (banda 6 del infrarrojo térmico) de resolución espacial. El espectro de radiación se convierte en 256 niveles discretos (0-255 Números Digitales o Digital Numbers). Adicionalmente, ETM+ posee una banda pancromática de 15 m de resolución y una térmica de 60 m. Las bandas térmicas registran información durante el paso por la fracción nocturna de la órbita. Al contrario de Terra y ALOS, Landsat puede adquirir únicamente imágenes de una determinada superficie “mirando” directamente hacia abajo (visión nadir). De esta manera, el período de revisita permanece fijo en 16 días (Paul, 2003).

El catálogo completo de escenas de la serie de satélites Landsat fue obtenido de manera gratuita a través del Servicio Geológico de los Estados Unidos (United States Geological Survey, USGS, <http://www Landsat.usgs.gov>). Asimismo pueden ser obtenidas a través de la Universidad de Maryland (<http://glcf.umd.edu/>), el Instituto Geográfico Nacional de la República Argentina (IGN, <http://www.ign.gob.ar/>) y la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE, <http://www.conae.gov.ar/principal.html>).

Satélite	Landsat 5	Landsat 7	Terra	ALOS	ALOS
Sensor	TM	ETM+	ASTER	AVNIR-2	PRISM
Tipo de adquisición	Whisk broom (across track)	Whisk broom (across track)	Pushbroom (along track)	Pushbroom (along track)	Pushbroom (along track)
Período de actividad	3/1984-11/2011	4/1999-5/2003*	12/1999-4/2008**	1/2006-4/2011	1/2006-4/2011
Tiempo de revisita (días)	16	16	16	46	46
Footprint (km x km)/ Swath width (km)	185 x 170	185 x 170	60 x 60	70 (N)	70 (N); 35 (Tp)
Resolución espacial (m)	30; 120 (T)	30; 15 (P); 60 (T)	15 (V); 30 (M); 90 (T)	10 (N)	2,5 (N)
Capacidad estéreo	No	No	Sí	No	Sí

Características técnicas principales de los satélites y sensores utilizados. Fuente: NASA (2002). \* En mayo de 2003, Landsat 7 sufrió la pérdida del Scan Line Corrector (SLC), de manera que se generan espacios sin información a ambos lados de la imagen. \*\*A partir de abril de 2008, el sistema SWIR dejó de funcionar correctamente, mostrando valores de saturación anómalos. (N=Nadir; T= bandas térmicas; P=bandas pancromáticas; V= bandas visibles; M= bandas del infrarrojo medio).

#### Sensor Terra-ASTER

La plataforma Terra viaja en la misma órbita que Landsat, con 30 minutos de retraso y cubriendo 60 x 60 km de superficie, lo cual representa prácticamente 1/9 de la superficie cubierta por Landsat. Al contrario de este último, el sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) posee una geometría de adquisición tipo Pushbroom. Esto quiere decir que en lugar de un único elemento detector, este satélite presenta

una serie de elementos detectores dispuestos en línea, de manera que el sensor “ve” una banda discreta de la superficie terrestre, que resulta perpendicular a la dirección de vuelo. El escaneo de la superficie de la Tierra se produce a medida que el satélite se desplaza hacia adelante en su órbita. El empleo de elementos sensores de menor tamaño beneficia una mayor resolución sobre la superficie debido a un período de observación más prolongado para cada detector y la capacidad del sensor de adquirir imágenes “mirando” hacia atrás en un ángulo de 23,5° (además de la visión nadir) mediante un espejo dirigible. De esta manera se pueden acortar los tiempos de revisita para una determinada superficie sobre la Tierra como así también la adquisición de pares estéreo de imágenes para la generación de Modelos Digitales de Elevación (MDE, ver sección 2,5).

#### ALOS AVNIR2 y PRISM

El satélite japonés ALOS (Advanced Land Observing Satellite) es, al igual que ASTER, de tipo Pushbroom y presenta una resolución espacial de 10 m en el caso del sensor AVNIR2 (Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2) y de 2,5 m para la banda pancromática del sensor PRISM (Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping). En el caso de AVNIR2, un radiómetro multispectral con bandas en el sector visible e infrarrojo cercano del espectro electromagnético, el ángulo de adquisición posible de  $\pm 44^\circ$  permite en algunos casos la revisita de un área determinada cada 2 días, lo cual lo convierte en una plataforma extremadamente importante para el monitoreo de desastres naturales. Por el contrario, el sensor PRISM es un radiómetro pancromático con tres sistemas ópticos independientes para la adquisición de imágenes en modo nadir, forward (adelante) y backward (atrás), con un ángulo de  $24^\circ$ , para lograr imágenes estereoscópicas en el sentido paralelo al movimiento del satélite y la generación de MDEs de alta resolución. El ángulo de adquisición posible es pequeño, de  $\pm 1,5^\circ$ .

La totalidad de imágenes ALOS AVNIR2 y PRISM utilizadas en esta Tesis fueron cedidas por JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) a través del proyecto financiado por JICA (Japan International Cooperation Agency) titulado “Developing a glacier inventory in the Argentinean Andes using high resolution ALOS (Advanced Land Observing Satellite) data”.

#### 2.4.2.1. Correcciones geométricas y radiométricas.

Las correcciones radiométricas de imágenes satelitales incluyen las correcciones atmosféricas (es decir, el proceso de remoción del efecto de la atmósfera debidas a la presencia de aerosoles y vapor de agua), y las correcciones topográficas, para dar cuenta de los cambios de iluminación en relación a la inclinación y orientación de las laderas (Bishop, 2004; Kääb, 2005). El objetivo de la corrección radiométrica consiste en eliminar las discontinuidades de color entre dos

imágenes consecutivas y generar una representación homogénea y continua en la tonalidad (Lenzano, 2011).

**Tabla II.I.** Comparación de las equivalencias entre las longitudes de bandas espectrales en  $\mu\text{m}$  de los sensores utilizados. Datos provenientes de Paul (2003), NASA (2002) y JAXA (2012). NIR: Near Infra Red- SWIR: Short Wave Infra Red. Pan: Panchromatic.

<b>Sistema/banda</b>		<b>Landsat TM</b>	<b>Landsat ETM+</b>	<b>ASTER</b>	<b>AVNIR2</b>	<b>PRISM</b>
<b>Visible</b>	1 (azul)	0,45-0,52	0,45-0,515	-	0,42-0,50	-
	2 (verde)	0,52-0,60	0,53-0,61	0,52-0,60	0,52-0,60	-
	3 (rojo)	0,63-0,69	0,63-0,69	0,63-0,69	0,61-0,69	-
<b>NIR</b>	4	0,76-0,90	0,75-0,90	0,76-0,86	0,76-0,89	-
<b>MIR</b>	5	1,55-1,75	1,55-1,75	1,60-1,70	-	-
	7	2,08-2,35	2,09-2,35	2,15-2,43	-	-
<b>Pan</b>		-	0,52-0,90			0,52-0,77

Las correcciones geométricas, por otra parte, tienen por objetivo eliminar las distorsiones espaciales, e involucran la georreferenciación y/o ortorrectificación de las imágenes. También incluyen la corrección de las imágenes satelitales, que será tratada en las secciones 3.4 y 4.1.

Por razones de simplicidad, en el presente estudio se trabajó con imágenes Landsat, ASTER y ALOS previamente ortorrectificadas y calibradas radiométricamente provistas por el LP DAAC y JAXA-EORC. Los niveles de procesamiento de las imágenes satelitales utilizadas se detallan en la sección 3.1.

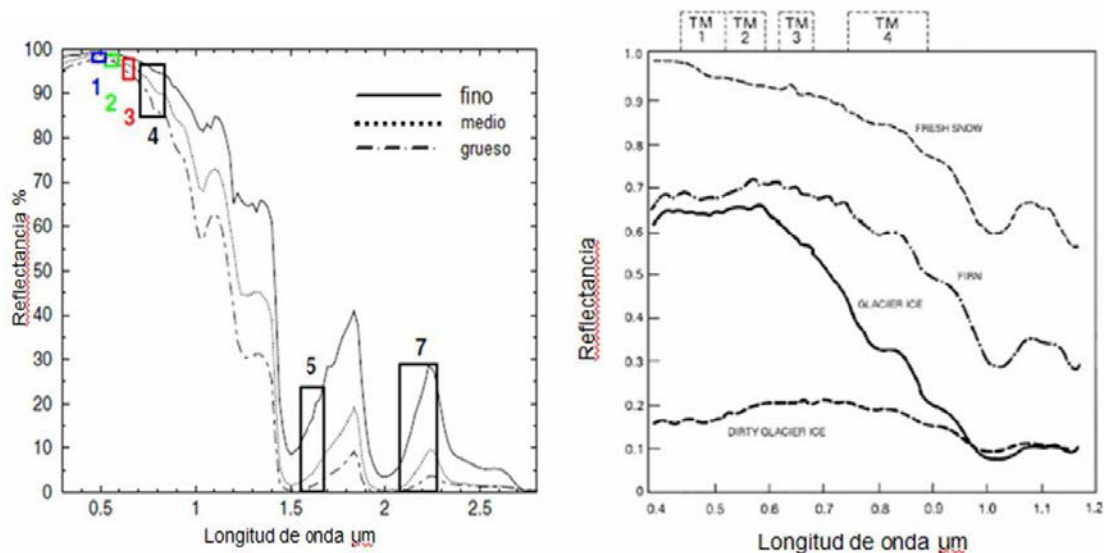
La corrección o calibración radiométrica incluye adicionalmente el cálculo de la reflectancia planetaria efectiva a partir de los números digitales (DN en inglés) de la imagen. Si bien inicialmente los trabajos de clasificación de coberturas de suelo e identificación de nieve y hielo efectivamente realizaron los cocientes de bandas utilizando los valores de reflectancia (ver sección 2.4.4), en la actualidad los trabajos de inventarios de glaciares modernos optan por trabajar directamente sobre los DN en crudo, en pos de mayor agilidad en el procesamiento de las imágenes y debido a que no se han comprobado diferencias significativas en los resultados respecto de las clasificaciones a partir de los valores de reflectancia (Racoviteanu *et al.*, 2009;

Frank Paul, comunicación personal). Por el contrario, estudios recientes (Filippi *et al.*, 2011) sugieren incluso una mejor performance de las clasificaciones logradas a partir de los DN en crudo respecto de aquellas realizadas con las imágenes convertidas a valores de reflectancia.

#### 2.4.2. Propiedades espectrales de nieve y hielo

Cada sustancia o material presente en la naturaleza que podemos detectar mediante imágenes satelitales tiene una respuesta determinada ante la incidencia de una onda electromagnética. La forma característica del espectro de emisión/reflexión de una determinada superficie se denomina entonces firma espectral. Dado que los glaciares están formados por nieve y hielo (nieve recristalizada), las propiedades espectrales de los glaciares son similares a las de la nieve (Hall y Martinec, 1985). La detección e identificación mediante métodos multispectrales de hielo y nieve saca provecho de su alta reflectancia en la región visible e infrarrojo cercano del espectro electromagnético.

En el caso de la nieve y el hielo, la firma espectral puede verse modificada en relación al tamaño de grano (cristal), contenido de humedad, grado de compactación y la presencia de detritos, entre otras. Por debajo de los 0,7  $\mu\text{m}$ , la reflectancia es independiente del tamaño de grano pero varía según el contenido de partículas detríticas. En el sector infrarrojo cercano (0,7 – 1,5  $\mu\text{m}$ ) la reflectancia disminuye rápidamente, la dependencia con el tamaño de grano aumenta y con la contaminación por detritos disminuye. Finalmente, entre 1,5 – 2,2  $\mu\text{m}$  la reflectancia de la nieve es baja mientras que la del vapor de agua de las nubes es alta. La dependencia respecto de la contaminación con partículas es baja, muy fuerte para longitudes de onda de 1,8 y 2,2  $\mu\text{m}$ .



**Figura 2.8.** Izquierda: Propiedades espectrales de la nieve para diferentes tamaños de grano y ubicación de las bandas espectrales de Landsat TM. Derecha: Curvas de reflectancia para distintas facies de hielo y nieve (modificado de Paul, 2003).

**Tabla II.II.** Longitud de onda  $\lambda$  en  $\mu\text{m}$  de las bandas utilizadas en el mapeo de glaciares mediante métodos multiespectrales.

<b>Banda</b>	<b>Landsat TM / ETM+</b>	<b>ASTER</b>	<b>ALOS AVNIR2</b>
1	0.45-0.52	0.52-0.6	0.42-0.5
2	0.52-0.6	0.63-0.69	0.52-0.6
3	0.63-0.69	0.76-0.86	0.61-0.69
4	0.76-0.9	1.6-1.7	0.76-0.89
5	1.55-1.75		

#### 2.4.4. Estado del Arte

##### 2.4.4.1. Metodologías utilizadas a nivel mundial

Los glaciares son muy numerosos a escala mundial y se encuentran ampliamente distribuidos en lugares de difícil acceso del planeta. Las observaciones de campo pueden proveer información detallada y confiable sobre la situación, extensión y dinámica de glaciares, pero al mismo tiempo dicha información es de carácter local o puntual, altamente costosa y técnicamente difícil. El uso de sensores remotos para obtener información amplia, uniforme y frecuente de áreas extensas, y de los glaciares que allí se encuentran, puede solucionar en gran manera dichas limitaciones.

El procesamiento digital de imágenes satelitales para derivar límites de glaciares se inició a fines de la década de 1980 con los trabajos pioneros de Williams (1987) y Della Ventura *et al.* (1987). Estos autores aplicaron diversas técnicas de procesamiento digital en composiciones falso color del sensor Landsat MSS para identificar y delinear diferentes facies de los glaciares y para clasificar imágenes en base a árboles de decisiones. Este tipo de árboles de decisiones en imágenes de archivo Landsat MSS siguen siendo utilizadas en la reconstrucción de las longitudes de glaciares; Paul y Svoboda (2009a) argumentaron que en estas imágenes el tamaño de glaciar mínimo identificable es de  $0,1 \text{ km}^2$ . Anteriormente, Krimmel y Meier (1975), Østrem (1975) y Rott (1976) habían derivado líneas transitorias de nieve en impresiones de imágenes Landsat MSS, en lo que supuso las primeras aplicaciones del sensor Landsat para la investigación de glaciares.

##### 2.4.4.1.1. Cocientes de bandas

Con las primeras clasificaciones multiespectrales con base en imágenes Landsat TM mediante cocientes de bandas TM4/TM5 (Williams *et al.* 1991; Bayr *et al.* 1994) se logró separar el hielo glaciar del terreno circundante, debido a que las diferencias de reflectancia entre la nieve y el hielo (altamente reflectivas en el sector visible e infrarrojo cercano del espectro

electromagnético) y las rocas, suelos y vegetación, que son mucho menos reflectivas. Hall *et al.* (1992) y Bayr *et al.* (1994) demostraron asimismo la buena correlación entre las mediciones *in situ* y los cambios de extensión en glaciares derivados de imágenes Landsat. Estos trabajos, si bien enfatizaron el potencial de Landsat MSS y TM para estudios glaciológicos en zonas remotas o con poca información, fueron aplicados a un número pequeño de glaciares y mostraban limitaciones en la identificación de hielo cubierto por detrito y glaciares con exposición norte, cubiertos por sombras en el Hemisferio Norte (Paul, 2002). La alternativa del cociente de bandas TM3/TM5 fue asimismo utilizada en los Alpes por Rott (1994) y en Noruega por Andreassen *et al.* (2008).

La clasificación mediante umbrales de DN en cocientes de bandas de Landsat TM (y posteriormente ETM+) fue adoptada e implementada exitosamente a nivel mundial y continúa siendo en la actualidad la metodología más frecuentemente difundida en trabajos de inventario y fluctuaciones glaciarias, en diversas regiones englazadas del mundo como Noruega (Andreassen *et al.*, 2008), Canadá (Bolch *et al.*, 2010), el Tíbet (Bolch *et al.*, 2010), Alaska (Le Bris *et al.*, 2011), Himalaya occidental (Frey *et al.*, 2012) y Patagonia (Davies *et al.*, 2012) entre otros.

En base al mismo principio de aprovechamiento de la diferente respuesta espectral de la nieve y el hielo en los sectores visibles e infrarrojo cercano del espectro electromagnético utilizado en los cocientes de bandas del sensor Landsat, los cocientes de bandas de longitudes de onda similares fueron usados para compilar inventarios de glaciares a partir de imágenes ASTER. Kääb (2003), Bown *et al.* (2008), Paul y Svoboda (2009a, b), Bolch *et al.* (2010) y Bhambri y Bolch (2009), inventariaron glaciares y realizaron una estimación de los cambios areales en los Alpes, la cuenca del Río Aconcagua en Chile, Isla Baffín (Canadá) y el Tíbet e Himalaya de la India respectivamente, mediante cocientes AST3/AST4 o bien AST1/AST3. Paul *et al.* (2007) optaron por utilizar el cociente AST2/AST4 en su diagnóstico de monitoreo a futuro de glaciares en los Alpes.

#### 2.4.4.1.2. Normalized Difference Snow Index, NDSI

El algoritmo de bandas denominado NDSI (Normalized Difference Snow Index) se desarrolló inicialmente para el mapeo de cobertura de nieve, y consiste en una diferencia normalizada de dos bandas, una en la región visible y otra en la región del infrarrojo cercano o infrarrojo de onda corta del espectro electromagnético. Mientras que la nieve es altamente reflectiva en el sector visible pero fuertemente absorbente en el sector del infrarrojo cercano o infrarrojo de onda corta del espectro electromagnético, la reflectancia de la mayor parte de las nubes permanece alta en ambas regiones del mismo, permitiendo una buena separación entre la nieve y las nubes. Al igual que los procedimientos de clasificación mediante cocientes de bandas, este índice minimiza los efectos de la topografía y la diferente geometría de adquisición de las

imágenes al normalizar la gran variabilidad de condiciones de iluminación en terreno montañoso. Inicialmente, Hall *et al.* (2001) utilizaron el NDSI en imágenes Landsat para estudiar cambios de longitud en el glaciar Pasterze, Austria. También se inventariaron glaciares de la Cordillera Blanca de Perú (Silverio y Jaquet, 2005). Keshri *et al.* (2009) y más recientemente Mathieu *et al.* (2013) definieron y utilizaron un NDSI para imágenes ASTER a fines de inventariar y definir la línea transitoria de nieve en glaciares de montaña de Nueva Zelanda. Algunos autores (Krishna, 2005; Racoviteanu et al., 2008) concluyeron que de los métodos basados en álgebra o cocientes de bandas, el NDSI es aquél que arroja los mejores resultados para distinguir hielo y nieve glaciar de otros elementos del terreno.

#### 2.4.4.1.3. Clasificaciones supervisadas

Las clasificaciones supervisadas son clasificaciones por regiones u objetos, donde además de la información espectral de cada píxel, se utiliza la información espacial que envuelve la relación entre los píxeles y sus vecinos. Este tipo de clasificación imita el comportamiento de un fotointérprete al reconocer áreas homogéneas (regiones) de las imágenes basándose en las propiedades espectrales (similitud) y espaciales de las mismas. En una clasificación supervisada, un operador selecciona áreas de entrenamiento de las categorías a ser identificadas, con el objetivo de diagnosticar la firma espectral de dichas categorías. Una serie de pruebas son llevadas a cabo para determinar si las categorías generadas son discernibles significativamente las unas de las otras. Las firmas espectrales solapadas deben ser separadas artificialmente, y son utilizadas para segmentar o clasificar la imagen de manera automática (Kääb, 2005). Ante la confiabilidad del método de cocientes de bandas en imágenes Landsat y ASTER, la identificación de hielo glaciar mediante clasificaciones supervisadas ha sido un metodología explotada en mucho menor medida. Li *et al.* (1998) y McFadden *et al.* (2011) utilizaron este tipo de métodos en imágenes Landsat TM y ETM+ para cuantificar cambios areales en glaciares del Plateau Tibetano y para derivar la ELA en la Cordillera de los Andes de Perú. Estos autores prefirieron esta metodología en lugar del tradicional cociente de bandas TM4/TM5, sugiriendo que las imágenes calibradas tienen suficiente variabilidad espectral como para ser clasificadas erróneamente. Filippi *et al.* (2011) obtuvieron mejores resultados en el mapeo de glaciares aplicando el cociente de bandas directamente sobre los DN de las imágenes Landsat que sobre las imágenes calibradas a radiancia y reflectancia.

#### 2.4.4.1.4. Digitalización manual

La digitalización manual para la identificación y clasificación de glaciares ha sido utilizada normalmente en fotografías aéreas y en plataformas que carecen de bandas espectrales en la

región del infrarrojo medio de onda corta del espectro electromagnético que permiten realizar clasificaciones multispectrales. Debido a la simpleza y confiabilidad de los métodos multispectrales que posibilitan identificar el hielo limpio, la digitalización manual ha sido implementada mayormente con el objetivo de incorporar los sectores de hielo cubierto de detrito a los inventarios de glaciares. La cubierta detrítica oculta o enmascara en las imágenes el hielo glaciar dado que su firma espectral es similar a la del material sedimentario o de la roca de base que lo circundan, por lo cual los cocientes de bandas o el NDSI no logran captar el hielo subyacente. Sin embargo, existen regiones del mundo donde las coberturas detríticas sobre los glaciares ocupan porciones importantes del total de área cubierta por hielo y por lo tanto es importante identificarlas e incorporarlas al momento de establecer con precisión los límites de los glaciares, y considerarlas para cuantificar los cambios en longitud y área de los mismos.

Existen una serie de características que sugieren la presencia de hielo masivo cubierto por detrito: la superficie de los glaciares cubiertos muestra frecuentemente una topografía irregular dada por la existencia de grietas, lagunas de agua de fusión y procesos de termokarst en general y afloramientos de hielo masivo por debajo de la cobertura detrítica. Ocasionalmente también puede generarse una grieta o rimaya (*bergschrund*), formada cuando el hielo de los glaciares en movimiento se separa del hielo inmóvil del circo. En general, estos rasgos son de relativamente pequeño tamaño y muchas veces no son observables con un grado de detalle suficiente que permita reconocer y separar consistentemente el hielo cubierto de otro tipo de superficies en imágenes ópticas de resolución media como Landsat y ASTER. Existe en la actualidad un conjunto de imágenes multispectrales y pancromáticas de alta resolución (ALOS, SPOT, IKONOS, GeoEye, WorldView entre otras) que pueden ser utilizadas como apoyo para realizar con mayor detalle el mapeo manual de las porciones de hielo cubierto.

Aún a pesar de no ser replicable generando los mismos resultados, ser poco práctica para grandes regiones y consumir mucho tiempo en su ejecución (Racoviteanu *et al.*, 2009), la digitalización manual continúa siendo el método más frecuentemente utilizado en el mapeo de hielo cubierto a nivel global (Stokes *et al.*, 2007). Imágenes desclasificadas CORONA y HEXAGON fueron utilizadas por Bolch *et al.* (2010) para identificar glaciares en el Tíbet. Paul *et al.* (2002) realizaron una comparación de delimitación de glaciares entre imágenes Landsat y SPOT. A pesar de la simplicidad y rapidez de ejecución del álgebra de bandas, Khromova *et al.* (2006) delinearon manualmente glaciares del Pamir a partir de imágenes ASTER. Las imágenes ópticas del satélite ALOS no han sido muy frecuentemente utilizadas para el mapeo e inventario de glaciares. Al respecto, pueden mencionarse los trabajos de Aniya *et al.* (2007) para el estudio de los glaciares de descarga del Campo de Hielo Patagónico Sur, y Narama *et al.* (2010) para el Tien Shan.

#### 2.4.4.1.5. Combinación de métodos multispectrales y métodos morfométricos

Paralelamente al análisis de las firmas espectrales y los métodos multispectrales utilizando información de las bandas ópticas del infrarrojo cercano y visible del espectro electromagnético, otro tipo de información que contribuye a la identificación de hielo cubierto de detrito puede ser obtenida a partir de las bandas termales (Ranzi *et al.*, 2004) y los MDEs. Los métodos morfométricos son aquellos basados en características del terreno tales como elevación, pendiente, curvatura y orientación, de modo que utilizan clasificaciones o umbrales sobre los MDEs en combinación con clasificaciones multispectrales. Normalmente, este tipo de metodologías han sido aplicadas en la identificación de hielo cubierto por detrito, donde la respuesta espectral del hielo subyacente queda mayormente anulada y no es factible de identificarlo mediante métodos multispectrales. La problemática del mapeo de hielo cubierto ha sido abordado desde diferentes perspectivas: combinando información multispectral y un MDE (Paul *et al.*, 2004), inclinación, curvatura y bandas termales de ASTER (Zollinger, 2003; Bolch *et al.*, 2007), información de bandas ópticas y termales (Shukla *et al.*, 2010), y un árbol de decisiones para la regionalización e identificación de diferentes coberturas como agua, vegetación, nubes, hielo libre de detrito y hielo cubierto (Racoviteanu *et al.*, 2009).

#### 2.4.4.1.6. Otras metodologías y aplicaciones

Otros métodos que han sido utilizados para la delimitar los bordes de los glaciares en base a imágenes satelitales Landsat y ASTER incluyen: bandas individuales como Landsat TM3 (Bronge y Bronge, 1999), segmentación de componentes principales (Sydjak y Wheat, 1999), bandas termales de ASTER (Mihalcea *et al.*, 2008; Brenning *et al.*, 2012), análisis objeto-orientado (Rastner *et al.*, 2013).

Además de las aplicaciones mencionadas tales como visualizaciones tridimensionales, inventarios, fluctuaciones y estimaciones de la ELA, existen en la actualidad otras técnicas geoinformáticas aplicadas en glaciología. Por ejemplo, la correlación precisa de series multitemporales de imágenes ASTER ha sido empleada para derivar velocidades de flujo glaciar (Berthier *et al.*, 2005; Kääb, 2005; Scherler *et al.*, 2008; Heid y Kääb, 2012), al igual que técnicas de interferometría radar (InSAR) (Joughin *et al.*, 2008).

#### 2.4.4.1.7 Metodologías implementadas en la identificación e inventario de glaciares de escombros

Debido a la mayor resolución espacial de las fotografías aéreas respecto a las imágenes satelitales de fácil acceso como Landsat, muchos de los inventarios de glaciares de escombros y geoformas periglaciales relacionadas se basan en la digitalización manual sobre fotografías aéreas y ortofotos (Guglielmin y Smiraglia, 1998; Baroni *et al.*, 2004; Kellerer-Pirkbauer *et al.*, 2012; Krainer y Ribis, 2012; Scotti *et al.*, 2013). Nyenhuis y Hoeltzle (2005) utilizaron fotos aéreas digitales pancromáticas y multiespectrales modernas de 50 cm de resolución para inventariar las geoformas periglaciales del Valais suizo. Por su parte, Millar y Westfall (2008) sugirieron inclusive en su inventario de glaciares de escombros de Sierra Nevada (USA) que las formas más pequeñas no son claramente distinguibles en fotos aéreas y proponen las investigaciones de campo como la mejor aproximación para su identificación. Por su parte, Lilleøren y Etzelmüller (2011) realizaron un inventario regional de glaciares de escombros en Noruega basado en mapas geomorfológicos de detalle apoyado por observaciones de campo y fotografías aéreas.

Respecto de imágenes satelitales, Paul *et al.* (2003) comparó imágenes pancromáticas de los sensores Landsat ETM+, IRC-1C, IKONOS y SPOT para el mapeo de glaciares de escombros en los Alpes. Integrando parámetros climáticos y topográficos en regresiones logísticas, Brenning y Trombotto (2006) lograron identificar exitosamente los factores de control local y regional de distribución de glaciares de escombros en los Andes Centrales de Chile. Finalmente, Brenning (2009) y Brenning *et al.* (2012) utilizaron una combinación de atributos del terreno derivados de SRTM e imágenes Landsat integrados en ejercicios de selección automática de clasificadores y filtros Gabor e imágenes de alta resolución IKONOS para detectar estructuras de flujo en glaciares de escombros.

#### 2.4.4.2. Antecedentes de inventario de glaciares y glaciares de escombros con énfasis en la utilización de sensores remotos en Argentina

##### 2.4.4.2.1. Inventarios de glaciares y geoformas periglaciales en base a fotografías aéreas y levantamientos topográficos

El primer trabajo con carácter de inventario de glaciares fue realizado por Mario Bertone, del Instituto Nacional del Hielo Continental Patagónico, el cual incluyó un relevamiento de los glaciares de la vertiente argentina de los Andes entre los paralelos 47°30' y 51° (Bertone, 1960). Sin embargo, la carta glaciológica de este inventario incluía solamente los cuerpos de mayores dimensiones (cuyos tamaños fueron calculados a partir de fotografías aéreas del año 1947 sin correcciones por la topografía), mientras que los cuerpos pequeños fueron poco más que bosquejados en dicha carta y su tamaño se estimó en base a las observaciones sobre el terreno realizadas durante los trabajos de campo a fines de este inventario. Aún así, resulta importante destacar la relevancia de este trabajo pionero, que incluyó además observaciones sobre la

ubicación geográfica, morfología, elevación aproximada del frente, límite superior del englazamiento y superficie estimada de 356 cuerpos de hielo.

Posteriormente, el entonces Instituto Argentino de Nivología y Glaciología (IANIGLA) realizó un inventario de cuerpos de hielo para la región de los Andes Centrales de Mendoza. Corte y Espizúa (1981) relevaron en la cuenca del Río Mendoza un total de 1025 cuerpos de hielo con superficies mayores a  $0,02 \text{ km}^2$  en base a fotografías aéreas del año 1967. De un total de  $647 \text{ km}^2$  de superficie cubierta por hielo,  $304 \text{ km}^2$  correspondían a hielo descubierto y los restantes  $343 \text{ km}^2$  a hielo cubierto por detrito. También en la Provincia de Mendoza, Espizúa (1983) compiló un inventario de glaciares y morenas para el sector oriental del Cordón del Plata y del Portillo, en la cuenca del Río Tunuyán, que totalizó  $144 \text{ km}^2$ , de los cuales un 60% correspondía a hielo cubierto y un 40% a hielo descubierto. En las cuencas de los ríos Atuel y Malargüe, Cobos (1983; 1985) cuantificó una superficie cubierta de hielo para el año 1971 de  $186,32 \text{ km}^2$  y  $12,34 \text{ km}^2$ , respectivamente. Finalmente, existe para los Andes Centrales un inventario inédito de glaciares de la cuenca superior del Río San Juan (Bottero, 2002) referido al año 1963, con una superficie englazada total de  $556,02 \text{ km}^2$  distribuida en tres subcuencas: el Río Castaño tenía  $93,24 \text{ km}^2$ , el Río Blanco  $286,90 \text{ km}^2$  y el Río de los Patos  $175,88 \text{ km}^2$  de glaciares.

Los Andes Patagónicos Septentrionales fueron estudiados por Rabassa y colaboradores, quienes concentraron sus esfuerzos en los glaciares del Monte Tronador (Rabassa, 1981; Rabassa *et al.*, 1978a). Los mapeos se realizaron en base a fotografías aéreas de los años 1970 y 1972, complementados con trabajos de campo llevados a cabo por estos autores en 1976. Los estudios analizan de manera pormenorizada los glaciares Río Manso, Castaño Overo, Alerce y Frías, los cuales en su conjunto totalizaban  $48,65 \text{ km}^2$  de hielo a principios de la década de 1970. Adicionalmente, se mapearon en forma detallada sobre el terreno los glaciares del Cerro Bonete y Glaciar Hielo Azul, (Rabassa *et al.*, 1978b; inédito). Estos autores también realizaron un inventario preliminar de los Andes Argentinos entre  $39^\circ \text{ S} - 42^\circ 20' \text{ S}$ , pudiendo identificar 235 cuerpos de hielo con una superficie superior a  $0,01 \text{ km}^2$ , los cuales representaban entre 1970 y 1972 un área total de  $139 \text{ km}^2$ , concentrados mayormente en el Volcán Lanín y el Monte Tronador. A pesar de esto, los autores reconocieron que el total de glaciares por ellos identificados correspondían a no más del 15% del número total de glaciares presentes en la región (Rabassa *et al.*, 1978c).

Los trabajos de inventario de cuerpos de hielo del ambiente periglacial han recibido, respecto de los glaciares, considerablemente menor atención. En este sentido, Ahumada *et al.* (2002) inventariaron en base a fotografías aéreas glaciares de escombros activos e inactivos en la vertiente oriental de la Sierra del Aconquija, Provincia de Tucumán, arrojando un total de 170 cuerpos y un área total de  $12,12 \text{ km}^2$ , comprendidos por  $10,43 \text{ km}^2$  en 134 glaciares de escombros activos y  $2,69 \text{ km}^2$  en 36 cuerpos inactivos.

Si bien los trabajos de inventario mencionados anteriormente constituyeron en su momento un valioso material de base, existen grandes extensiones de los Andes Argentinos con cuencas de gran importancia hidrológica donde aún hoy en día existe muy poca información sobre los cuerpos de hielo presentes. Más aún, la cartografía de estos inventarios está basada en vuelos fotogramétricos de entre 50 y 30 años de antigüedad, y por lo tanto es probable que al menos algunos de los glaciares más pequeños relevados hayan desaparecido desde entonces o que se hayan producido notables cambios de los frentes glaciarios en las últimas décadas. Por otra parte, el mapeo de los cuerpos de hielo de estos inventarios se realizó mayormente sobre fotogramas analógicos, con métodos considerados hoy en día rudimentarios y fundamentalmente no corregidos por las distorsiones causadas por la topografía. Adicionalmente, la utilización de fotogramas aéreos como base para un inventario acarrea una serie de limitaciones, debidas en parte al modo o geometría de adquisición de los mismos. Debido a las distorsiones producidas por la topografía y por tratarse de una proyección cónica, la escala horizontal de un fotograma no resulta homogénea en toda su extensión. Por consiguiente, si no se corrigen estas deformaciones, llevando la superficie a un sistema de proyección de coordenadas planas, el área de los cuerpos de hielo resultará simplemente un valor de referencia, no comparable con otras regiones del mundo. Las deformaciones causadas por las variaciones altimétricas del terreno pueden ser corregidas mediante técnicas fotogramétricas conocidas, que involucran la generación de un modelo de terreno a partir de pares estereográficos.

La derivación de los parámetros topográficos de los glaciares y geoformas del ambiente periglacial que deben ser incluidos en los inventarios de glaciares debe realizarse con una base topográfica (en este caso un modelo digital de elevación). En este sentido, los programas internacionales de inventario de glaciares (WGMS, GLIMS) aconsejan que la diferencia entre la fecha de adquisición del modelo digital de elevación y la toma del fotograma o imagen satelital al cual va a estar referido un inventario no supere los 10 años, para evitar parámetros topográficos incorrectos, como por ejemplo la importante elevación mínima (Paul *et al.*, 2010). En el caso de las fotografías aéreas de archivo disponibles en Argentina (IGN, [www.ign.gob.ar](http://www.ign.gob.ar)), que datan desde fines de la década de 1940 hasta comienzos de 1980, resulta inapropiado compagnarlas junto a los modelos digitales de terreno modernos como el SRTM, ASTER GDEM, etc. que corresponden a principios de siglo XXI. En consecuencia, la corrección por distorsiones topográficas de los vuelos fotogramétricos oficiales de Argentina debe ser realizada mediante la generación de modelos digitales de terreno a través de pares estereoscópicos de los propios vuelos. Estos modelos, a su vez, deben contar con el apoyo de puntos de control relevados sobre el terreno y a causa de la alta resolución de las fotografías aéreas, donde es posible ubicar dichos puntos con gran precisión, es aconsejable que sean medidos con instrumental GPS en modo diferencial. La implementación de métodos fotogramétricos para el

estudio de las variaciones temporales de glaciares del Cerro Aconcagua fue abordada recientemente por Lenzano (2011).

#### 2.4.4.2.1. Inventarios de glaciares y geoformas periglaciales en base a imágenes satelitales.

Con el advenimiento de los programas espaciales de adquisición de imágenes satelitales a largo plazo y la tecnología digital, el proceso de tratamiento de las mismas se simplificó y automatizó en gran manera. Respecto de las fotografías aéreas, las imágenes satelitales representaron avances en diversos y significativos aspectos. Por un lado, se generaron programas de adquisición a largo plazo y se obtuvieron imágenes de zonas considerablemente extensas de manera periódica. En segundo lugar, se generaron procesos y algoritmos matemáticos replicables y objetivos para el mapeo de cuerpos glaciares, que a su vez representaron un gran ahorro de tiempo para el operador. Finalmente, se contó con un formato de la información mucho más simple y cómoda para su manejo.

En Argentina, el primer trabajo de inventario de glaciares en base en imágenes satelitales fue el desarrollado por Aniya *et al.* (1996), quienes basados en un mosaico de imágenes del sensor Landsat TM del año 1986, realizaron el inventario de los glaciares mayores del Hielo Patagónico Sur (HPS), arrojando un total de 11,259 km<sup>2</sup> entre las vertientes argentina y chilena del mismo. El trabajo de Aniya fue continuado y actualizado por Skvarca y De Angelis (2002), quienes estudiaron las fluctuaciones de 39 glaciares del HPS entre 1986 y 2001.

En los Andes Patagónicos Septentrionales, Ruiz *et al.* (2010) realizaron un inventario de glaciares de un pequeño campo de hielo situado al noroeste de la Provincia de Chubut con una combinación de imágenes Landsat y ASTER. Para las cuencas de los ríos Tigre, Alerce Blanco y Villegas Oeste se reporta para el año 2007 una superficie englazada de 25,4 km<sup>2</sup>. Ruiz *et al.* (2009) realizaron también un mapeo e inventario de geoformas periglaciales en el Cordón Rivadavia en la misma provincia. En Tierra del Fuego, un inventario preliminar de glaciares realizado en base a imágenes satelitales Landsat de febrero de 2002 reveló pequeños pero numerosos cuerpos y un total de 16,6 km<sup>2</sup> de superficie englazada para toda la provincia (Iturraspe e Iturraspe, 2010).

En los Andes Centrales, Espizúa y Maldonado (2007) utilizaron imágenes de alta resolución IKONOS para realizar un inventario de glaciares y geoformas periglaciales de los arroyos Turbio, Canito y Potrerillos, afluentes del Río de las Taguas en la Provincia de San Juan; los glaciares de esta provincia fueron relevados en su totalidad por la Universidad Nacional de San Juan (U.N.S.J., 2010). Existen también para el resto de los Andes Centrales y Andes Desérticos inventarios de glaciares de escombros y geoformas periglaciales, utilizando como base imágenes históricas de los sensores Landsat y ASTER. Perucca y Esper Angillieri (2008) por un

lado, y Esper Angillieri (2009) por el otro, inventariaron el área del Cerro El Potro en el límite entre San Juan y La Rioja, mientras que en Cordillera Frontal de San Juan se identificaron al menos 135 glaciares de escombros que cubren unos 9,66 km<sup>2</sup>. Por su parte, Trombotto *et al.* (2012) mapearon 182 glaciares de escombros activos (64 km<sup>2</sup>) en la Cordillera del Tigre, y Cordón del Plata, Mendoza. El mapa geomorfológico desarrollado por Alonso y Trombotto Liaudat (2013) para la zona del Volcán Maipo y Laguna del Diamante incluyó un inventario completo de geoformas periglaciales. Por su parte, Martini *et al.* (2013) inventariaron 635 glaciares de escombros activos y otros tantos 301 inactivos en la Cordillera Oriental Argentina entre 22° S y 25° S con una combinación de imágenes SPOT, GeoEye, QuickBird e IKONOS del software Google Earth.

## **2.5. Modelos Digitales de Elevación**

La compilación de un inventario de glaciares no consiste solamente en un recuento de la cantidad de cuerpos inventariados y el cálculo de la superficie que ocupan. Las organizaciones internacionales que se ocupan de compilar y organizar las bases de datos mundiales de glaciares (GLIMS, WGMS) solicitan también la provisión de una serie de parámetros topográficos de cada cuerpo de hielo, a saber: altura máxima, media y mínima, inclinación de la ladera y orientación de la misma. La derivación y extracción de parámetros topográficos y morfométricos a partir de un Modelo Digital de Elevación (MDE en adelante) en el contexto de un Sistema de Información Geográfica (SIG en adelante), permite extraer información de manera replicable y de modo mucho más eficaz y confiable que los métodos tradicionales de planimetría y altimetría (Klein y Isacks, 1996; Duncan *et al.*, 1998).

### **2.5.1 Definiciones**

Un Modelo Digital de Terreno (MDT) es un modelo simbólico que representa mediante una serie de datos numéricos una característica o variable de la superficie Terrestre. Asimismo se lo puede definir como la representación digital de la distribución espacial de una variable continua y cualitativa, mediante coordenadas XYZ de los puntos que la definen. Un Modelo Digital de Elevación o Digital Elevation Model (DEM, en inglés) es entonces aquel modelo en donde el valor de la coordenada Z que acompaña a XY corresponde a un valor altimétrico del terreno. En la literatura, se refiere a un MDT como a aquél modelo que representa la pendiente y la topografía del lugar en forma de valles, montañas, planicies, y demás características topográficas de una zona, mientras que un Modelo Digital de Superficie (MDS) o Digital Surface Model (DSM, en inglés) el valor más alto de las elevaciones, es decir la superficie reflectiva, que incluye a los árboles, edificios y construcciones en general.

Los MDEs pueden ser relativos, es decir que no se utilizaron puntos de control de terreno (Ground Control Points, GCP en adelante) para su construcción y en consecuencia pueden presentar posibles diferencias en posición, escala y rotación de las coordenadas geodésicas en el terreno (sistema de referencia horizontal) y el nivel medio del mar (sistema de referencia vertical). Los MDEs absolutos son aquellos donde sí se utilizaron GCP para su generación.

La adquisición de datos para la generación de un MDE o MDT puede ser realizada de forma directa, como en el caso de los levantamientos topográficos, relevamientos GPS, altímetros aerotransportados radar o láser, o bien de forma indirecta como pueden ser la digitalización de curvas de nivel de mapas preexistentes, interferometría radar, LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranking) y restitución fotogramétrica. Existe una variedad de estructuras según las cuales puede representarse un MDE, siendo las estructuras en forma de matrices regulares y de redes de triángulos irregulares (TIN) las más comunes.

Las estructuras en forma de matriz regular son las más frecuentemente utilizadas, en especial aquellas ordenadas según filas y columnas de grillas cuadradas. Su unidad fundamental, la celda, representa un área definida de la superficie Terrestre, y su valor numérico está dado por el valor promedio de esa superficie. Si bien son empleadas frecuentemente en aplicaciones geomorfológicas y glaciológicas, este tipo de modelos suele no adaptarse del todo satisfactoriamente a la topografía compleja de las regiones montañosas, como ser las discontinuidades de los valles y picos agudos. Por el contrario, las TIN consisten en una red de triángulos interconectados, donde el valor de la coordenada XYZ está ubicado en el nodo en lugar del centroide como en el caso de las grillas regulares. Esta característica aporta mayores niveles de información por lo que se adapta de mejor manera a la complejidad del terreno de montaña.

### 2.5.2. Modelos Digitales de Elevación globales

Existen en la actualidad fundamentalmente dos Modelos Digitales de Elevación de distribución gratuita que cubren casi la totalidad del Globo Terrestre, exceptuando las regiones polares. Estos son el SRTM y el ASTER GDEM. Ambos MDE han sido utilizados en numerosos trabajos de inventario de glaciares a escala mundial (Paul *et al.*, 2009; Le Bris *et al.*, 2011 entre los más recientes) y su utilidad para la extracción de los parámetros morfométricos de glaciares ha sido asimismo testada y verificada (Racoviteanu *et al.*, 2007; Frey *et al.*, 2012). Sin embargo, la adaptación y la calidad de ambos MDE varían de región en región de la superficie terrestre, por lo que es necesario evaluar y compararlos entre sí para cada caso de inventario en particular (ver capítulo 5).

### 2.5.2.1. Shuttle Radar Topography Mission

El Shuttle Radar Topography Mission (SRTM en adelante) es un MDE generado mediante la técnica de interferometría radar de apertura sintética y fue volado en el mes de febrero del año 2000 por un acuerdo entre NASA y otras agencias espaciales europeas. Cubre la superficie terrestre (continental) entre 60° N y 56° S (Rabus *et al.*, 2003) con una resolución espacial de 1" y 3" de arco que equivalen a 30 m y 90 m respectivamente. El producto final comercializado, derivado de imágenes SAR (Synthetic Aperture Radar - Radar de Apertura Sintética) en banda C se encuentra disponible en su versión de 30 m exclusivamente en Estados Unidos, mientras que para el resto del mundo está disponible gratuitamente con 90 m de resolución. Las alturas están referidas al geoide EGM96. El error lineal reportado es menor a 16 m en la componente vertical para terreno no englazado y menor a 20 m en planimetría (Sun *et al.*, 2003; Jarvis *et al.*, 2008). Para la versión de 3" de arco de resolución, Carabajal y Harding (2006) encontraron para el terreno montañoso de Asia Central desviaciones estándar mayores a 30 m en las diferencias de elevación. Sobre terrenos con cobertura glaciaria, los estudios de Kääb (2005) en los Alpes Suizos estimaron un desvío estándar de  $\pm 20$  m, mientras que Berthier *et al.* (2006) encontraron para los Alpes Franceses fuertes sesgos en el SRTM en función de la elevación, con valores sobreestimados por debajo de 2000 m y subestimados hasta en 10 m para mayores alturas. Adicionalmente, se estimó que la banda C del SRTM puede penetrar el hielo y la nieve hasta 10 m (Dall *et al.*, 2001; Rignot *et al.*, 2001), mientras que la penetración resulta considerablemente menor para la banda X. Berthier *et al.* (2006) midieron diferencias entre ambas bandas de SRTM para terrenos con cobertura de nieve y/o hielo y terreno desnudo, y detectaron diferencias de hasta 5 m por encima de los 6000 m s.n.m. en el Karakorum, las cuales disminuyen a menor elevación. Esto se debe a que la penetración de la banda C será mayor en las zonas altas debido a una mayor acumulación de nieve durante el invierno. Esta situación debería no afectar en tal medida a los glaciares del Hemisferio Sur, dado que al momento de adquisición de la misión SRTM los glaciares se encontraban en pleno período de ablación y su superficie debería estar en mayor medida libre de la nieve precipitada en el invierno anterior.

El SRTM presenta extensiones vacías (en áreas de relieve muy abrupto fundamentalmente) debido a la geometría de adquisición de las imágenes SAR y que han sido rellenadas con otros MDEs y diferentes algoritmos de interpolación. El producto final puede adquirirse en diferentes versiones, con o sin los espacios vacíos rellenados; en la actualidad (2014) se distribuye gratuitamente la cuarta versión (SRTM v4).

#### 2.5.2.2. ASTER GDEM

El MDE ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM en adelante) resulta de un proyecto conjunto entre NASA y METI (Ministry of Economy, Trade and Industry) de Japón y cubre desde los 83° N hasta los 83° S. Es un MDE generado a partir de estereopares de imágenes ópticas del sensor ASTER, donde el valor de elevación de cada píxel en una escena de GDEM es en realidad un promedio elaborado a partir de más de 1,2 millones de estereopares provenientes de distintos años y épocas del año (año 2000 y década subsiguiente). Esto último constituye un elemento de incertidumbre y disminuye su potencial en aplicaciones glaciológicas, dado que la presencia de nubes y/o nieve estacional no es conocida. Se distribuye con una resolución espacial de 30 m desde julio de 2009 (versión 1) y octubre de 2011 (versión 2). Al igual que en el caso de SRTM, las alturas están referidas al geode EGM96. La precisión de la versión 1 fue reportada en 20 m con un nivel de confianza del 95% (ASTER GDEM Validation Team, 2009), mientras que la resolución espacial efectiva es de 120 o 114 m (Crippen *et al.*, 2009; Tachikawa *et al.*, 2009). La presencia de artefactos (conjuntos de píxeles con valores anormalmente bajos o altos respecto de su entorno) fue relacionada con una cobertura estéreo deficiente a elevadas latitudes, nubosidad, y cuestiones ligadas a los procesos de enmascaramiento de los cuerpos de agua y al “stacking” (agrupación o compilación de bandas espectrales) de las escenas individuales para la generación del GDEM (ASTER GDEM Validation Team, 2009).

La versión 2, respecto a la versión 1, presenta mejoras en la ocurrencia de artefactos, muchos de los cuales han sido eliminados; tiene una georreferenciación más exacta (0,95 píxel vs. 0,23 píxel), los cuerpos de agua se presentan perfectamente planos, y los mejorados algoritmos de interpolación le otorgan mayor resolución horizontal (entre 71 y 82 metros) y vertical. La exactitud absoluta fue reportada en 17 m con un nivel de confianza del 95% mientras que se removió un sesgo negativo de 5 metros observado en GDEM v1 (Tachikawa *et al.*, 2011). Es importante destacar que el GDEM, al igual que el SRTM son Modelos Digitales de Superficie, lo cual no representa estrictamente la elevación del terreno, sino también de las edificaciones y la vegetación, entre otros.

El hecho de que GDEM resulte de un mosaico de imágenes ASTER con condiciones de nubosidad y nieve estacional diferentes (y a priori desconocidas) constituye una limitante importante y disminuye su potencial en aplicaciones glaciológicas. Xing *et al.* (2011) realizaron una comparación en los cambios de volumen de glaciares del Plateau Tibetano para SRTM y GDEM, pero no aseveran la utilidad de este último para este tipo de estudios. En general, los estudios de cambio de espesor de hielo en glaciares descartan el GDEM prefiriendo utilizar los MDE específicos de la fecha de estudio en particular (ASTER DEM) (Rivera *et al.*, 2005; Nuimura *et al.*, 2012)

### 2.5.3. Aplicaciones en glaciología

Además de constituir la base topográfica para la compilación de inventarios de glaciares a nivel regional, los MDEs han sido utilizados en numerosos estudios glaciológicos y de la criósfera en general. Ante la dificultad de obtener MDEs de muy alta resolución por su elevado costo o la inviabilidad de generarlos a una escala regional (como por ejemplo la Cordillera de los Andes, donde para ser validados se requerirían gran cantidad de puntos de control de terreno, entre otras cosas), estos modelos son en general implementados en estudios referidos a sitios particulares, donde se requiere mayor grado de detalle. Las estimaciones de los cambios de volumen en los cuerpos de hielo (Zemp *et al.*, 2010; Nuth *et al.*, 2011) o el monitoreo de la velocidad de avance de los glaciares de escombros (Kääb *et al.*, 1997 y 2003; Janke, 2005) representan algunos ejemplos donde se requiere una gran resolución en los MDEs. Abermann *et al.* (2010) utilizaron una serie temporal de MDEs obtenidos a partir de LIDAR para trazar de manera sumamente precisa el límite entre el hielo cubierto de detrito y el terreno circundante, así como entre el hielo descubierto y el hielo cubierto, debido al abrupto salto en la velocidad de pérdida de espesor con el tiempo. Asimismo, detectaron cambios de elevación en glaciares de escombros de los Alpes por el avance pendiente abajo de los frentes, la propagación de crestas superficiales y la degradación del núcleo de hielo.

Investigaciones modernas de geociencias (Korona *et al.*, 2009 entre otras) concuerdan en que la fuente más confiable para obtener información de la elevación de la superficie terrestre y testear la precisión de los productos satelitales más nuevos, así como de mapas topográficos antiguos (Nuth *et al.*, 2010) proviene del satélite ICESat (Ice, Cloud, and land Elevation) y el sensor GLAS (Geoscience Laser Altimeter System). Esta misión generó información de elevación a nivel casi global utilizando LIDAR (Zwally *et al.*, 2002). En el campo de las investigaciones glaciológicas, los productos ICESat han demostrado ser poderosamente precisos y confiables para determinar cambios de elevación de los glaciares (Howat *et al.*, 2008; Pritchard *et al.*, 2009; Moholdt *et al.*, 2010b). Los datos de ICESat están sin embargo limitados a perfiles de puntos y no conforman un MDE continuo. A su vez, debido a que la cobertura sobre la región del Océano Ártico es más densa que a latitudes bajas y medias (a consecuencia de la estrategia de su órbita), no se encontraron, lamentablemente, datos de elevación ICESat para ninguna de las tres áreas de estudio elegidas para la realización de esta Tesis.

Alternativamente, ante la ausencia de datos ICESat, Frey y Paul (2011) propusieron la utilización de MDEs locales o nacionales, derivados de delegaciones geográficas nacionales y que deberían ajustarse mejor a las características del terreno. En Argentina, sin embargo, no se cuenta con un MDE preciso que cubra toda la extensión del territorio nacional. Por tal motivo, y a fines de contar con un MDE de alta resolución, se elaboraron para cada una de las áreas de estudio MDEs a partir de estereopares ALOS PRISM de 10 m de resolución. Estos modelos de

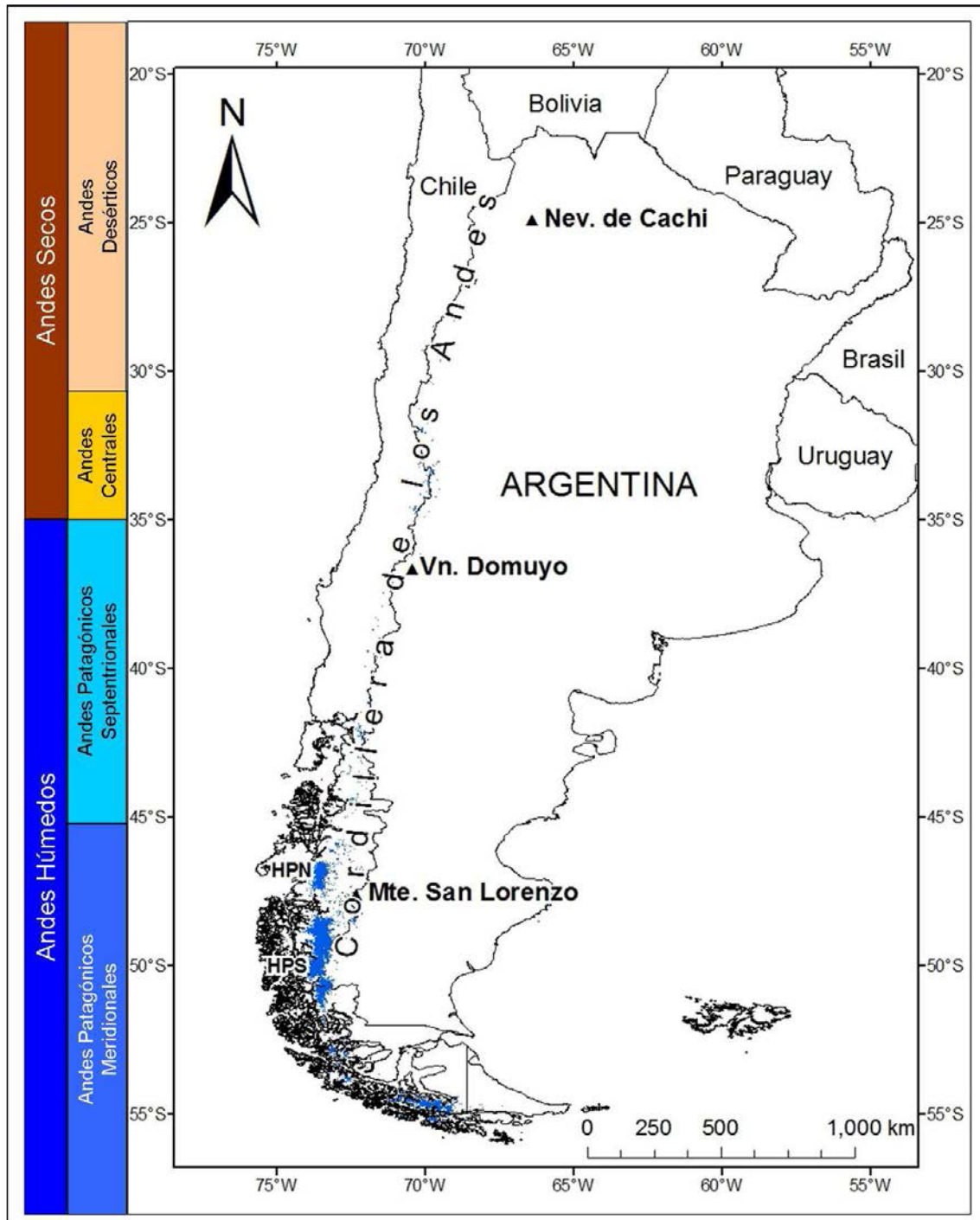
alta resolución representan en el marco del presente trabajo la referencia para la comparación con los modelos SRTM y GDEM (ver capítulo 3).

## **2.6. Sitios de estudio**

Para esta Tesis fueron seleccionados tres sitios de estudio a lo largo de la Cordillera de los Andes para la compilación de los inventarios de glaciares y geoformas periglaciales, el análisis de las fluctuaciones glaciarias y su vinculación con las tendencias climáticas recientes. Las áreas elegidas fueron: el Monte San Lorenzo, en la provincia de Santa Cruz, el Volcán Domuyo, en el extremo norte de la provincia de Neuquén, y el macizo de los Nevados de Cachi en la provincia de Salta. Cada uno de estos sitios se emplaza en diferentes segmentos o porciones de la clasificación climática de los Andes de Lliboutry (1956) (ver figura 2.9). El Monte San Lorenzo se encuentra sobre el límite argentino-chileno en los Andes Patagónicos Meridionales, al este de los Campos de Hielo Patagónicos. El Volcán Domuyo se sitúa en el límite entre los Andes Patagónicos Septentrionales y los Andes Centrales, en una zona denominada “Cordillera de Transición”. Los Nevados de Cachi se ubican en la Cordillera Oriental al este del eje andino principal puneño, a la latitud de los Andes Desérticos. La ubicación geográfica de cada sitio, la altura de la Cordillera y la exposición a diferentes sistemas de circulación atmosféricos repercuten en las condiciones climáticas propias y el tipo de cuerpos de hielo allí presentes. Debido a la variedad de tipos morfológicos y su abundancia relativa, tamaño, pendiente y cobertura detrítica (en el caso de los glaciares convencionales), el inventario de los cuerpos de hielo de cada zona requerirá de imágenes satelitales y modelos digitales con características específicas. Las tareas desarrolladas en la presente Tesis tienen por objetivo establecer entonces la mejor combinación de metodologías, en función de los productos provistos por sensores remotos (específicamente imágenes satelitales y MDE) y las particularidades de cada región y de los cuerpos de hielo presentes, para la realización de un inventario técnicamente eficiente.

### **2.6.1. Monte San Lorenzo**

El Monte San Lorenzo, de 3706 metros de altitud (IGM, 1982) se ubica en el noroeste de la Provincia de Santa Cruz, sobre la frontera chileno-argentina, a los 47° 36' S, 72° 19' O en los Andes Patagónicos Australes. Representa la segunda máxima elevación sobre el nivel del mar de este sector en particular de la Cordillera de los Andes, por debajo del Monte San Valentín (4109 m) (Metzeltin Buscaini, 2005). Junto a otras montañas de menor altura (Cerro W, Cerro Hermoso, Cerro Penitentes, etc.) constituye un macizo relativamente aislado de otras regiones englazadas, situándose a unos 70 km hacia el este del extremo sur del Hielo Patagónico Norte (HPN).



**Figura 2.9.** Ubicación de los sitios de estudio en el contexto de la clasificación climática de los Andes Sudamericanos según Lliboutry (1956). En azul se aprecia la cobertura de glaciares del Randolph Glacier Inventory (Pfeffer *et al.*, 2014). Se observa claramente como en el extremo sur de Sudamérica, la mayor cobertura de hielo se concentra en los Campos de Hielo Patagónicos (Hielo Patagónico Norte, HPN y Hielo Patagónico Sur, HPS en la figura). La superficie cubierta por el resto de los glaciares alpinos distribuidos a lo largo de la Cordillera de los Andes es significativamente menor.

#### 2.6.1.1. Marco Geológico

El basamento metamórfico, que fuera originalmente observado por Steffen (1910) pertenece al extenso Complejo Metamórfico Andino Oriental y está constituido por metamorfitas de muy

bajo grado. Comprende metapsamitas y metapelitas que constituyen el basamento paleozoico de la Cordillera Patagónica Austral, sobre el que asienta la potente secuencia volcano-sedimentaria mesozoica (Giacosa y Franchi, 2001). El paleoambiente de sedimentación consiste en un prisma de acreción formado en el margen occidental de Gondwana y ampliamente extendido en territorio chileno durante el Paleozoico medio a superior (Godoy *et al.*, 1984; Hervé, 1988; Ramos, 1989). Aflora al este del Monte San Lorenzo en el valle del Río Lácteo, como bloques elevados y láminas de corrimiento bajo la denominación de Fm Río Lácteo y se le ha atribuido una edad devónica a carbonífero inferior (Riccardi y Rolleri, 1980; Bell y Suárez, 2000).

En discordancia angular sobre el basamento paleozoico se disponen las rocas volcánicas del Complejo El Quemado (Riccardi, 1971) y Volcanitas San Lorenzo (Reverberi, 1956; Riggi, 1957), compuestas por ignimbritas, tobas y lavas ácidas de edad jurásica superior-cretácica inferior. Afloran en gran medida en el cañón del Río Oro y en los montes situados al norte del mismo. Sobre el Complejo El Quemado se asienta una potente secuencia sedimentaria clástica de edad cretácica, en parte marina (Fm Springhill) y en parte continental (Formaciones Río Tarde y Cardiel), aflorante en los cordones montañosos de menor altura al este del San Lorenzo, como láminas de corrimiento junto a rocas del Complejo El Quemado en el valle del Río Belgrano.

Intruyendo a toda esta serie de unidades se produce el emplazamiento del Batolito Patagónico, completado en varios pulsos de actividad magmática, desplazándose la actividad magmática con el tiempo hacia el este (Suárez y Welkner, 1999; Welkner, 2000). Hervé y Suárez (2000) sugirieron que la colisión de los márgenes de las placas oceánicas del Pacífico a la altura del punto triple de unión de placas en la dorsal de Chile estaría vinculada de alguna manera al magmatismo del San Lorenzo, dado que hace 6 Ma la triple unión se encontraba exactamente a la latitud del mismo.

El macizo del San Lorenzo se halla constituido por dos cuerpos satélites al Batolito Patagónico, desplazados hacia el este y emplazados en el Complejo Metamórfico en pulsos sucesivos bajo la denominación de Plutón Tranquilo (Cretácico sup. - Chile) y Plutón San Lorenzo. En el sector sur del macizo, las rocas graníticas quedan cubiertas por los esquistos negros del Complejo Metamórfico y volcanitas.

Por el contrario, el plutón San Lorenzo está ligado a impulsos tectónicos que produjeron movimientos verticales, con bloques levantados y buzando al oeste. Este cuerpo cristalizó hace 6-7 Ma (Mioceno sup.) y está constituido por monzo- y sienogranitos rosados, calcoalcalinos, con cavidades miarolíticas. Más al este, el Cerro Penitentes se haya conformado por granitos grises a rosados y facies dioríticas. Relacionado con el plutón San Lorenzo, se encuentra separado tectónicamente y parece hallarse hacia el techo de la intrusión (Metzeltin Buscaini, 2005).

La región muestra dos estilos tectónicos diferentes: deformación frágil-dúctil pre-jurásica, con pliegues y micropliegues afectando al basamento paleozoico con una fase orogénica principal con rumbo noreste atribuida al Paleozoico tardío (Pérmico), y una faja plegada y corrida de rumbo meridional, con el desarrollo de una zona triangular como principal característica, que afecta a la cobertura volcanosedimentaria pre-miocena aflorante en el antepaís y coincide con la deformación compresional andina (Ramos, 1989; Ramos y Kay, 1992).

#### 2.6.1.2. Clima

Existen muy pocas estaciones meteorológicas con registros prolongados y continuos en el ámbito de la Cordillera de los Andes, especialmente en la vertiente argentina de los Andes Patagónicos. El registro de variables climáticas en la región del Monte San Lorenzo, a los 47° S es prácticamente nulo; existe únicamente una única estación meteorológica (Lord Cochrane) en las proximidades del cerro, aunque situada a unos 46 km. al noroeste de sus glaciares y a sólo 180 m.s.n.m., motivo por el cual no resulta del todo representativa de las condiciones y cambios climáticos a mayores elevaciones. Wolff *et al.* (2013), citando a Hijmans *et al.* (2005) ubican al Monte San Lorenzo en una franja de precipitación de entre 600 mm a 400 mm. Entre el mes de febrero de 2002 y mayo de 2009 se registraron mediciones de temperatura diaria mediante un datalogger HOBO frente al glaciar San Lorenzo Sur, a 1140 m.s.n.m. (ver Anexo III; mapa n°1), con una media anual de 3,84° C.

#### 2.6.1.3. Antecedentes sobre estudios de fluctuaciones glaciarias y geología glacial

Si bien la zona había sido visitada con anterioridad por científicos de las comisiones limítrofes de Argentina y Chile (Moreno, 1900; Steffen, 1910) fue el padre salesiano Alberto María de Agostini quien realizara las primeras observaciones sobre el glaciario de la región del Monte San Lorenzo, durante los sucesivos viajes de reconocimiento en búsqueda de un acceso plausible a su cumbre (de Agostini, 1945). El trabajo pionero de Caldenius (1932) de mapeo y cronología de depósitos glaciarios de Patagonia representa hasta el momento la única reconstrucción sistemática de la historia glacial de la Patagonia, aunque no se especificó de manera ahondada en esta región, sino que se concentró más al norte. Este autor interpretó las morenas al sureste del Lago Belgrano como evidencia de formación de un casquete de hielo (ice cap) al este del Campo de Hielo Patagónico Norte durante el Último Máximo Glacial. Wenzens (2002) sugiere que la dirección del flujo de los glaciares individuales estuvo controlada en gran manera por las características topográficas del área. Los glaciares de la vertiente oeste del San Lorenzo coalescieron en la depresión tectónica conformada por el actual sistema de valles de los

ríos El Salto-Baker-Bravo, profundamente labrado y que también controló el flujo de los glaciares del sector sur del HPN y norte del HPS.

Por su parte, Mercer (1968; 1970; 1976) estableció las primeras cronologías de eventos glaciares del Último Máximo Glacial durante el Holoceno y Tardiglacial para la zona. Más recientemente, Aravena (2007) realizó una reconstrucción climática y analizó las fluctuaciones de los principales glaciares chilenos del Monte San Lorenzo para la Pequeña Edad de Hielo (PEH, Little Ice Age o LIA en inglés) mediante técnicas dendrocronológicas en anillos de crecimiento de *Nothofagus pumilio*, obteniendo edades de entre 1635 y 1775 DC. Estos datos fueron corroborados por García-Zamora *et al.* (2005), quienes obtuvieron una edad de 1660 DC para la morena más externa del glaciar San Lorenzo Sur en el sector argentino. Sin embargo, posteriormente, la edad de estos avances fue reasignada a 5200 yr BP a partir de nuevas dataciones de isótopos cosmogénicos <sup>10</sup>Be (Aravena *et al.*, 2013). Adicionalmente, los estudios de liquenometría de Garibotti y Villalba (2013) sugirieron también edades anteriores para estos depósitos, identificando al menos cuatro avances Neoglaciales en 4900 yr BP, 2600 yr BP, 1800 yr BP y 200-50 yr BP, coincidentes con el avance Neoglacial I de Mercer (1968) y los avances Neoglaciales II y III de Aniya (1996).

#### 2.6.1.4. Antecedentes sobre ambiente periglacial

Al contrario de lo que ocurre con los Andes Centrales y Desérticos del centro y norte de Argentina, los estudios del ambiente periglacial en los Andes Húmedos (Andes Patagónicos) han sido históricamente mucho menos frecuentes y pormenorizados. En este sentido, Ruiz (2013, pp. 68) asevera que “existen todavía muchos interrogantes para ser resueltos sobre el ambiente periglacial actual” para los Andes Patagónicos.

Probablemente hayan sido Garleff y Stingl (Garleff 1977, Garleff y Stingl 1983; 1986; 1988) quienes identificaron en primer lugar una serie de procesos y formas periglaciales actuales, en sucesivas transectas O-E, desde la Cordillera hacia el llano a lo largo de los Andes, y reconociendo la temperatura como el factor preponderante en los fenómenos periglaciales y permafrost andino (Ruiz, 2013). Contemporáneamente, Roig (1986) estudió las tundras del suroeste de la Provincia de Santa Cruz. En su reseña sobre procesos criogénicos, geoformas periglaciales y condiciones de permafrost de Sudamérica, Trombotto (2000; 2002; Trombotto Liaudat, 2008) realizó un inventario regional de formas fósiles (suelos estructurados, glaciares de escombros, pingos, palsas) de la Patagonia extrandina y estableció los límites inferiores del permafrost de montaña actual en una transecta latitudinal entre los 39° S – 55° S. Para la región del Monte San Lorenzo a los 47° S, mencionó la existencia de glaciares de escombros, ríos de piedra, thufur y terrazas de solifluxión y estimó en 1600-1700 m el límite inferior del permafrost. Es evidente, sin embargo, que sin la existencia de una base de mediciones in situ de

temperatura del suelo, el ambiente de permafrost actual no puede más que ser delimitado de manera regional; en este sentido, cabe destacar los trabajos más recientes (Matsumoto *et al.*, 2011; Ruiz, 2013; Ruiz y Trombotto, 2012), así como el presente inventario de geformas periglaciales en pos de definir su distribución con mayor precisión.

### 2.6.2. Volcán Domuyo

El Volcán Domuyo (36° 38' S, 70° 25' O, 4702 m s.n.m.; IGM, 1997) es un estratovolcán erodado localizado en la Provincia de Neuquén, a unos 50 km al este del eje andino principal, en el extremo sur de los Andes Centrales o Andes Centrales Australes (Irigoyen, 1972; Gansser, 1973). Constituye la elevación más importante de la región, superando en más de mil metros la altura de las montañas aledañas. Inmediatamente al sur del Volcán Domuyo se encuentra una cadena montañosa subsidiaria, de poco más de 3000 m s.n.m. y de rumbo N-S denominada Cordillera del Viento, mientras que al noroeste se encuentra la Sierra de Cochico. A pesar de estar incluida geográficamente en la región Patagónica, esta porción de la Cordillera de los Andes ha sido denominada como “Cordillera de Transición”, dado que por su mayor aridez respecto de los Andes Patagónicos localizados más al sur, recuerda en gran manera a las montañas y glaciares de los Andes Centrales de Mendoza.

#### 2.6.2.1. Marco Geológico

La región se caracteriza por un basamento de edad permo-triásica, correspondiente a las volcanitas mesosilíceas del Grupo Choiyoi, que constituye asimismo el basamento de la Cuenca Neuquina. Durante el Mesozoico, esta cuenca experimentó una sucesión de inundaciones y desecaciones, con un alternar de episodios marinos (con depositación de facies marino profundas, clásticas a carbonáticas y evaporíticas al momento de regresión del sistema a continentales (Grupos Mendoza, Neuquén, Malargue, entre otros) y continentales. El Paleógeno y Neógeno están marcados por una serie de fases diastróficas que marcan el comienzo de la elevación de la Cordillera de los Andes plegando la secuencia sedimentaria mesozoica, conjuntamente con la acumulación de depósitos continentales y una gran actividad magmática en la que se destaca la fase intrusiva del Grupo Domuyo (Narciso *et al.*, 2001).

En el área del Volcán Domuyo en particular, las relaciones estratigráficas entre las sedimentitas mesozoicas y volcanitas cenozoicas fueron estudiadas inicialmente por Llambías *et al.* (1978a; 1978b). Existe asimismo una serie de importantes depósitos aluviales y de remoción en masa recientes, que fueron estudiados extensivamente por González Díaz y Folguera (González Díaz, 2009; González Díaz y Folguera, 2005; 2006; 2009 y 2011; González Díaz *et al.*, 2003): Estos autores descartaron su génesis como depósitos de till glaciario, proponiendo períodos de

precipitaciones excesivas y una inducción sísmica como las causas y factores desencadenantes probables para estos depósitos y les atribuyeron una edad postglaciaria coincidente con el mejoramiento climático cuaternario.

#### 2.6.2.2. Clima

Las condiciones climáticas imperantes, más frías y secas que en el resto de los Andes Patagónicos, limita en gran medida la formación de bosques nativos de *Nothofagus sp* o *Araucaria araucana*, que sí son abundantes a mayores latitudes al pie de los Andes. El límite norte de distribución de esta última se encuentra pocos kilómetros más al sur, en la zona de Caviahue-Copahue (Ignacio Mundo, comunicación personal). Martínez Carretero (2006) incluyó esta zona en la Provincia Fitogeográfica de Payunia, caracterizada por una vegetación de pastizales y matorrales. Aún así, la cantidad de humedad disponible es mayor que en los Andes Centrales, con vegetación herbácea más abundante y ampliamente distribuida. Los cinturones altitudinales de vegetación habían sido estudiados en detalle originalmente por Garleff (1977), con transectas O-E a latitudes próximas al Volcán Domuyo.

#### 2.6.2.3. Antecedentes sobre la presencia de glaciares, ambiente periglacial y glaciares de escombros

Existen unos pocos trabajos respecto de los glaciares y el ambiente periglacial para esta zona. Los mismos consisten mayormente en menciones someras en el contexto de trabajos de gran escala, pero no existen estudios detallados y actualizados al respecto. En términos de fenómenos y ambiente periglacial actuales, Garleff y Stingl (1983) realizaron una descripción y caracterización de los pisos altitudinales de permafrost a lo largo de la Cordillera de los Andes, entre 27° S y 55° S.

Probablemente la primera referencia bibliográfica sobre la presencia de glaciares en la región del Volcán Domuyo pertenezca a Groeber (1946), cuando se aproximó a las lenguas terminales de los glaciares a los pies de la vertiente oriental del volcán y realizó un dibujo esquemático de la posición de los mismos. Con posterioridad, Mercer (1967) mencionó “pequeños glaciares en las proximidades de su cima”.

Tanto el permafrost en sí mismo como la presencia de glaciares de escombros y otras formas y rasgos periglaciales han sido identificados con especial atención en los Andes Centrales y Desérticos de Mendoza y San Juan (Trombotto *et al.*, 1999; Trombotto, 2002; Brenning y Trombotto, 2006). Más al sur, Zollner y Amos (1973) mencionaron en la Cordillera del Viento, a 2700-2800 m, una cubierta de escombros “aplanada por solifluxión” para referirse probablemente a una planicie o pendiente de crioplanación. Por otra parte, Gonzalez Diaz *et al.*

(2000) mencionan lóbulos y terrazas de gelifluxión, probablemente activas, en la zona de la Laguna Varvarco. Asimismo identifican glaciares de roca de tipo lobado, inactivos, en las adyacencias del Cerro Puelches, con su fuente de alimentación en taludes locales sobre los laterales orientados al norte de artesas glaciarias (González Díaz *et al.*, 2003). Posteriormente vinculan la génesis de las geoformas de la Pampa de la Serranía a procesos gravitacionales, y las del Cerro Palao y valles de los arroyos Ailínco y Covunco a depósitos glaciarios previos (González Díaz y Folguera, 2011).

### 2.6.3. Nevados de Cachi

El Nevado de Cachi es una cadena montañosa ubicada en el centro de la Provincia de Salta, en el distrito conocido como Valles Calchaquíes, que a su vez se sitúa a más de 200 km al este del eje principal de la Cordillera de los Andes, entre 24° 10' S - 25° 20' S, y 66° O - 66° 30' O aproximadamente. Está emplazado en la porción más austral de la provincia geológica de Cordillera Oriental en el noroeste de Argentina, que a su vez continúa hacia el norte ocupando territorio boliviano. Concatenados con el Cordón de Palermo, tienen una longitud de más de 50 km en sentido N-S y presentan unas ocho cimas por encima de los 6000 m de altura: El Libertador (6380 m), Hoygaard (6185 m), San Miguel de Palermo (6000 m) entre otras (Vitry, 2008).

#### 2.6.3.1. Marco Geológico

El rasgo principal de la Cordillera Oriental es su conformación por grandes láminas de corrimiento que involucran al basamento de edad proterozoica, conformado a su vez por las metasedimentitas de muy bajo grado de la Fm Puncoviscana (Keidel, 1943). En los Nevados de Cachi, el grado metamórfico aumenta transicionalmente en las filitas, esquistos y gneisses de la Fm La Paya (Hongn y Seggiaro, 2001). Batolitos graníticos de edad neoproterozoica a eocámbrica se emplazan en esta unidad y reciben localmente el nombre de Fm Cachi (Ramos, 1999), la cual está comprendida por granitos, sienitas y trondjemitas que afloran como prominentes promontorios fácilmente reconocibles en el terreno. El Paleozoico se haya representado en Cordillera Oriental por depósitos clásticos de ambiente de plataforma cambro-ordovícicos, en discordancia angular sobre las láminas de zócalo o basamento y por sedimentos marinos de edad silúrica-devónica. Las unidades de la cuenca de rift del Grupo Salta (cretácico-Eoceno; Salfity *et al.*, 1996 a y b, entre otros) se depositan en discordancia angular sobre las unidades paleozoicas o anteriores; secuencias clásticas de conglomerados y arenas del Grupo Payogastilla (Díaz y Miserendino Fuentes, 1988) representan la sedimentación paleógena-neógena. En el Nevado de Acay y Abra del Acay afloran respectivamente granitos a monzonitas

paleógenas y rocas efusivas de edad neógenas de composición basáltica-andesítica de las Formaciones Rumibola y Abra del Gallo. (Blasco *et al.*, 1996).

Al sur del lineamiento El Toro-Olacapato, donde se sitúa el cordón de Cachi, la Cordillera Oriental se comporta como un sistema de doble vergencia: el segmento occidental tiene vergencia al oeste, mientras que el oriental lo hace al este, controlado por la inversión tectónica del depocentro de Alemania (Allmendinger *et al.*, 1982).

#### 2.6.3.2. Clima

La región de los Valles Calchaquíes exhibe un acentuado patrón de precipitaciones caracterizado por una estación húmeda coincidente con el verano austral (noviembre a marzo), y una estación significativamente más seca durante el resto de los meses más fríos. De acuerdo a Lazar *et al.* (2007), el total de precipitaciones anuales pueden alcanzar en la montaña 400-450 mm y ocurrir en forma de tormentas convectivas, cuando masas de aire húmedo proveniente del trópico alcanzan la región (Garreaud, 2009). Durante estos eventos, nevadas y graupel cubren los sectores más elevados de las montañas por encima de 4800 m – 5000 m s.n.m., pero a menor altura las precipitaciones pueden darse en forma de lluvias torrenciales. No resulta claro, sin embargo, si los valores de acumulación provistos por estos autores se originan a partir de mediciones directas *in situ* en los picos montañosos, o si fueron estimados a partir de datos registrados en estaciones meteorológicas cercanas a menor elevación. Durante la estación seca y fría la región puede verse afectada por vientos y tormentas provenientes del oeste (*westerlies*), eventos de particular importancia para los glaciares de escombros dado que proveen precipitación sólida adicional para su desarrollo y supervivencia (Lazar *et al.*, 2007).

Durante el desarrollo del presente trabajo no fue posible localizar información hidrometeorológica de altura (> 4000 m.) para esta región, en tanto que los registros disponibles de estaciones a menor elevación resultan poco extensos, se encuentran incompletos o desactualizados. Esta falta de información, aún para localidades a baja altura constituye una limitante importante para evaluar las tendencias hidroclimáticas a largo plazo y para determinar objetivamente la contribución hidrológica de los glaciares y geoformas periglaciales en el sistema del río Calchaquí.

La figura 2.10 muestra las características principales de los patrones hidroclimáticos de la región de los Nevados de Cachi. Los datos mensuales fueron derivados de una compilación de registros locales y extrapolados que cubren diferentes períodos de tiempo: las temperaturas medias mensuales se extrapolaron a 2300 m.s.n.m. (la elevación del pueblo de Cachi) a partir de los registros de la estación meteorológica Salta Aeropuerto (24° 51' S, 65° 29' O, 1221 m.s.n.m, 100 km al este de Cachi; período 1957-2013) usando un gradiente de disminución de la temperatura de  $-6,5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ . Las precipitaciones totales fueron calculadas a partir de datos

mensuales obtenidos en Cachi entre 1973 y 1990 (IRN, 2013), mientras que las escorrentías medias se obtuvieron en Dique Los Sauces (80 km al sureste, río abajo de Cachi) entre 1931 y 1960 (SSRH, 2013). El pico en las precipitaciones registrado durante la estación cálida reportado por Lazar *et al.* (2007) es claramente visible y podría ser al menos parcialmente responsable del pico registrado en el verano tardío observado en el registro de caudales del río Calchaquí (figura 2.10). La forma del hidrograma del río Calchaquí sugiere que la fusión estacional del hielo en altas cotas puede al menos parcialmente contribuir al aumento de los caudales en los meses del verano avanzado. Sin embargo, se requieren más datos para validar esta hipótesis y entender la influencia relativa de los eventos de precipitaciones pluviales vs. la fusión estacional de hielo y nieve en el registro de escorrentías.

### 2.6.3.3. Antecedentes sobre la presencia de glaciares

No existe para la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy en el noroeste Argentino, información de base como el tipo de glaciación, distribución y máxima extensión del hielo, así como las edades y duración de los eventos glaciarios, avances y deglaciación. Por el contrario, la historia glaciario durante el Cuaternario al norte de la Diagonal Árida en el Altiplano Boliviano fue estudiada en detalle por varios autores (Grosjean *et al.*, 1995; Sylvestre *et al.*, 1999; Baker *et al.*, 2001; Fritz *et al.*, 2004; Cepstow-Lusty, 2005) y los eventos glaciarios principales habrían sido sincrónicos con el avance de los glaciares durante el LGM (Last Glacial Maximum o último Máximo Glacial) identificado en otras regiones del sur de Sudamérica (Clapperton *et al.*, 1997; Clayton and Clapperton, 1997). Por el contrario, Zech *et al.* (2006) aseveraron que la máxima extensión de los glaciares al norte de la Diagonal Árida no ocurrió durante el mínimo de temperatura a nivel global del LGM entre 18-20 ka. En los Nevados de Cachi, existen al menos dos factores que limitan la posibilidad de profundizar el conocimiento sobre la historia glaciario local, a saber: las condiciones climáticas de suma aridez y calidez y la ausencia en gran medida de material orgánico para dataciones por radiocarbono y en segundo lugar la naturaleza metamórfica (esquistosa) de los depósitos morénicos y la falta de material granítico en los mismos, lo cual impide la datación mediante isótopos cosmogénicos  $^{10}\text{Be}$  (Gosse y Phillips, 2001).

Respecto del estado actual de los cuerpos de hielo, Mercer (1967) en su Atlas glaciario del Hemisferio Sur cita a Lliboutry *et al.* (1958) sosteniendo que entre 23° S – 30° S, en una zona de extrema aridez “existen cuerpos de hielo bajo condiciones peculiares, yacientes en circos poco profundos o nichos de nivación, y pocos de ellos presentan grietas u otros signos de movimiento. Están formados por nieve de recongelación y no poseen una línea de equilibrio: el cuerpo de hielo entero tiene un balance positivo o negativo dependiendo del año”. Como se mencionó anteriormente, Lliboutry (1958) llama a estos cuerpos “glaciares reservorio”.

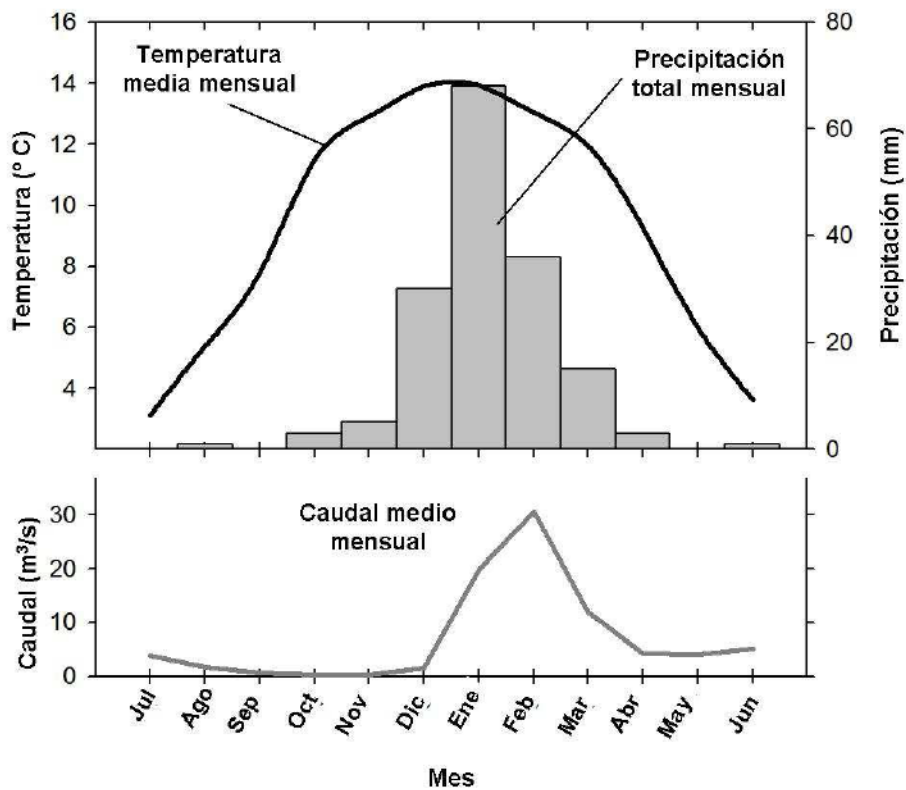


Figura 2.10. Climo-hidrograma de la región de Cachi.

#### 2.6.3.4. Antecedentes sobre ambiente periglacial

En el noroeste Argentino, Corte *et al.* (1982) observaron glaciares de escombros a una altitud de 4500 m en la Sierra de Santa Victoria a los 22° S, mientras que Zipprich *et al.* (1998) identificaron tres generaciones de glaciares de escombros en la misma área. Por otro lado, y a latitudes similares a la presente área de estudio, Ahumada (2002) estableció el límite inferior del permafrost entre 4500 m y 5000 m de altura, mientras que Igarzábal (1983) describió un “sistema glaciolítico” para la cenca del Río Juramento y produjo un mapa con las geoformas más notables. Recientemente, Lazar *et al.* (2007) llevaron a cabo observaciones de campo de las crioformas periglaciales en la Quebrada de las Pailas, en el acceso SE del nevado de Cachi, localizando el límite inferior del permafrost discontinuo en 4800 m (y 5000 m para las laderas orientadas al N); Schellenberger *et al.* (1998) ubicaron el límite inferior de los frentes de glaciares de escombros activos en 4650 m para el mismo valle.

---

## Capítulo 3. Materiales y Métodos

---

### 3.1. El conjunto de datos de entrada

Los materiales utilizados en la compilación de los inventarios de glaciares de la presente Tesis fueron divididos en tres conjuntos de datos de entrada. Ellos son: las imágenes satelitales propiamente dichas, los Modelos Digitales de Elevación (MDE) y los Puntos de Control de Terreno (GCP). Cada uno de estos canales de ingreso de información recibe un tratamiento específico de manera independiente, para ser integrados en etapas posteriores del procesamiento, debido a que todos ellos contribuyen con información necesaria para la compilación de un inventario de glaciares. Al final del capítulo se presenta una figura con el flujo de datos y su tratamiento.

#### 3.1.1. Criterios de selección de imágenes utilizadas

Al momento de preseleccionar imágenes satelitales para la identificación y mapeo de superficies cubiertas de hielo debe tenerse en cuenta que no todas las imágenes disponibles para un área determinada tienen potencial suficiente para ser consideradas aptas para su utilización. Existe una serie de criterios propios de cada imagen que resultan importantes y fundamentales para seleccionar correctamente las imágenes idóneas para un inventario de glaciares, a saber: fecha de toma de la imagen, cobertura de nieve estacional, cobertura nubosa y “gains” (parámetro vinculado a la radiancia del sensor) de la imagen.

##### Fecha de toma de la imagen y nieve estacional

La nieve estacional es la nieve que se acumula sobre y en los márgenes de un glaciar durante el período de acumulación (invierno o estación húmeda principalmente), pero desaparece paulatinamente durante el período de ablación (verano principalmente) por diversos procesos, fusión y sublimación entre otros. A medida que transcurre la estación estival, lo normal es que la cantidad de nieve estacional se reduzca hasta un mínimo o cero. Por lo tanto las imágenes satelitales obtenidas sobre el final del período de ablación (mes de marzo para el Hemisferio Sur) muestran en teoría el mayor potencial a fines de realizar un inventario de glaciares, evitando la inclusión de nieve estacional como parte del área permanentemente cubierta por hielo que sobrestime la superficie de un determinado glaciar.

A pesar de esto, debe realizarse necesariamente una inspección visual cuidadosa de la imagen seleccionada, dado que la fecha de adquisición de la misma no es garantía de ausencia de nieve estacional, puesto que en regiones montañosas las tormentas de nieve durante los veranos no

son inusuales. Es conveniente hacer una inspección de la imagen completa en búsqueda de nieve estacional evitando focalizar la atención en unos pocos glaciares. Teniendo en cuenta que los programas internacionales de inventario de glaciares como GLIMS o WGMS (World Glacier Monitoring Service) recomiendan que deben inventariarse aquellos cuerpos que permanecen visibles por un período de al menos 2 años como mínimo, es indispensable hacer un análisis multitemporal. En el mismo deben evaluarse imágenes tanto de años previos como posteriores para comprobar el carácter permanente de los manchones de nieve esencialmente, dado el carácter sumamente variable temporal y espacial de la nieve estacional. Un buen conocimiento de campo de la zona a estudiar resulta asimismo fundamental para conocer las condiciones de nieve estacional propias de cada región en particular.

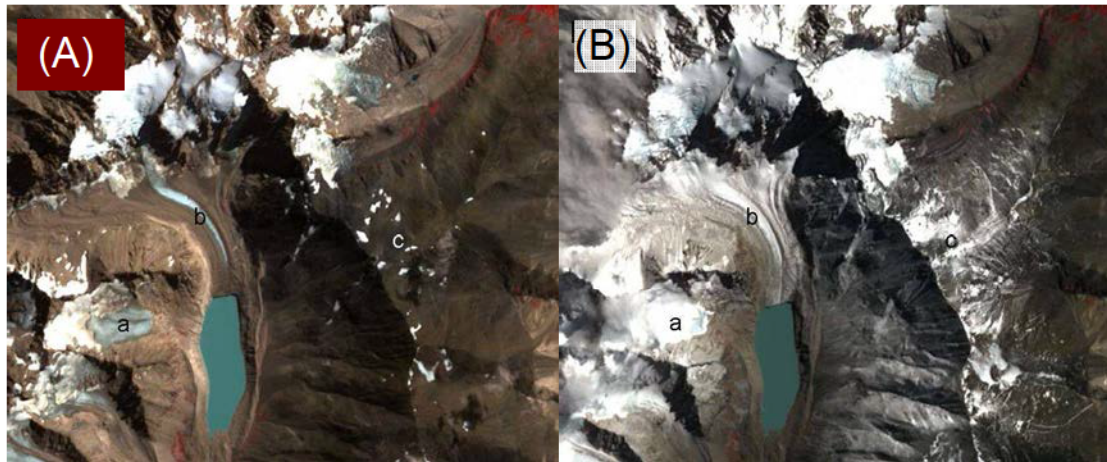
Si bien marzo es idealmente el mes idóneo para la selección de imágenes, es factible que dependiendo de la historia de precipitaciones y temperaturas de cada año en particular, imágenes anteriores o posteriores (enero-febrero o bien abril) pueden resultar útiles para el mapeo de glaciares. El período de ablación se extiende hasta finales del verano y entrado el otoño, de manera que es importante controlar y evitar la presencia de nieve remanente del pasado invierno, nieve recientemente caída en las tormentas de verano o las primeras precipitaciones otoñales.

Lo expuesto anteriormente resulta válido para las zonas donde las mayores precipitaciones ocurren durante el invierno del Hemisferio Sur (junio-agosto) como pueden ser los Andes Patagónicos y Centrales. En el caso de regiones montañosas en donde las mayores precipitaciones se registran durante la estación estival (como por ejemplo la región de los Valles Calchaquíes-Nevados de Cachi), es corriente que las imágenes de este período del año se encuentren considerablemente nevadas. Si bien en estas regiones los glaciares de escombros suelen ser más abundantes que los glaciares, eliminando así el problema de la extensión real de la cobertura de nieve/hielo, es preferible igualmente utilizar imágenes con poca o nula cobertura nivea estacional, que en este caso corresponderán a los meses de primavera (octubre y noviembre en particular).

#### Cobertura nubosa

La presencia de nubes sobre un área englazada a inventariar es un obstáculo importante teniendo en cuenta que las mismas no son transparentes a las imágenes satelitales ópticas y por lo tanto las superficies englazadas pueden prestarse a confusión. Puede ocurrir que imágenes con escasa o nula nieve estacional presenten sin embargo sectores con cobertura de nubes que impidan el correcto mapeo de glaciares. Puede optarse por dos alternativas: la más simple es descartar por completo cualquier imagen con nubes sobre los glaciares o bien puede mejorarse la imagen en cuestión eliminando las áreas cubiertas por nubes. En última instancia puede emplearse otra imagen para inventariar un glaciar o unos pocos glaciares en particular, en lo posible con una

fecha de captura similar. Puede tratarse inclusive de una imagen de menor resolución si es necesario.



**Figura 3.1.** Detalle de imagen ASTER del Cerro Penitentes (región del Monte San Lorenzo) correspondientes al 20 de febrero de 2005 (A) y 28 de febrero de 2002 (B). El detalle en “a” muestra la zona de ablación de un glaciar libre de nieve estacional en un tono grisáceo donde puede verse inclusive la línea de equilibrio transitoria, (transient snowline) mientras que en la imagen de 2002 el mismo glaciar se encuentra completamente cubierto de nieve recientemente caída con una mayor reflectancia. El glaciar cubierto del Cerro Penitentes en “b” puede confundirse con un glaciar libre de detritos en una imagen nevada. El sector señalado en “c” muestra nieve estacional que puede ser clasificada erróneamente como permanente.

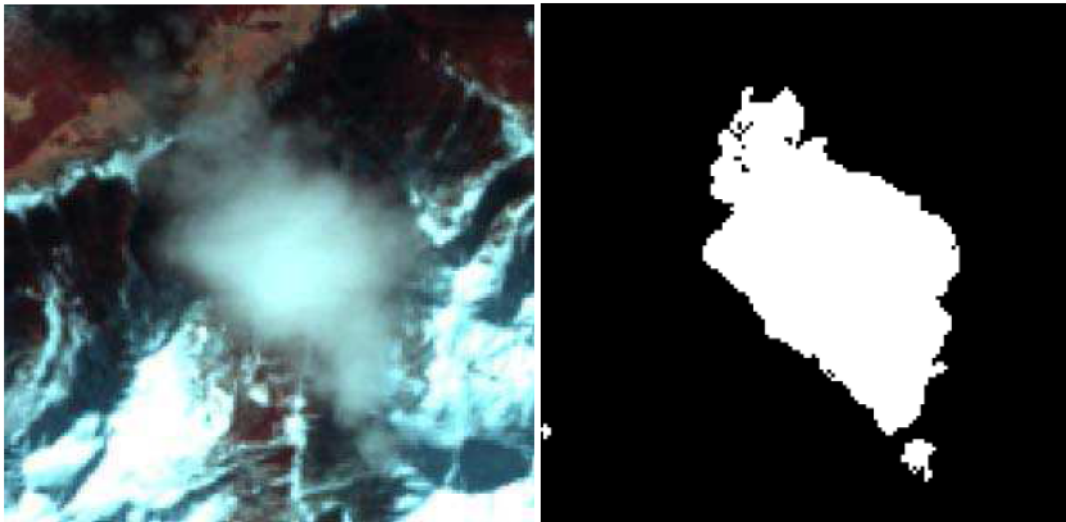
Existe una serie de metodologías para enmascarar y extraer la cobertura nubosa de una imagen satelital. El método ACCA (Automated Cloud Cover Assessment Algorithm, Hollingsworth *et al.*, 1996) crea una máscara de las zonas nubosas mediante una serie de pasos con las bandas 2 y 5 de Landsat, una banda térmica y el NDSI (Normalized Difference Snow Index) como parámetros de entrada. Además de impedir ver los glaciares, la cobertura nubosa tiene implicancias directas en la generación de MDEs a partir de estereopares satelitales. Los artefactos, tales como los conjuntos de píxeles aislados con valores anormalmente altos o bajos pueden estar asociados a la presencia de nubes en las imágenes a partir de las cuales se genera el MDE.

### Gains o ganancia

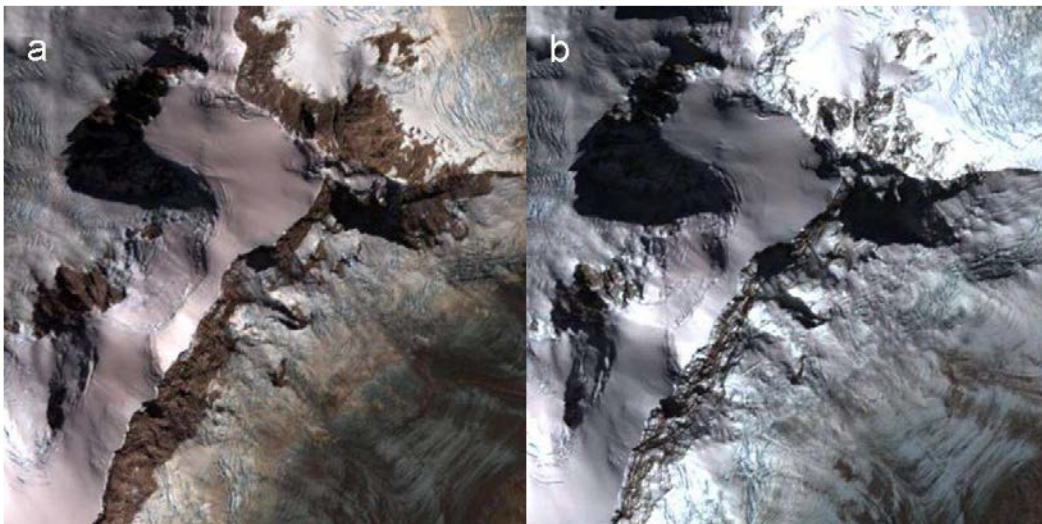
Los “gains” representan una medida del contraste óptico de una imagen determinada. Un buen contraste es útil para separar las zonas de acumulación y ablación, por ejemplo. Dado que la nieve muestra alta reflectividad en el sector visible e infrarrojo cercano del espectro electromagnético (bandas 1-3 de ASTER y bandas 2-4 en Landsat), dichas bandas están muy saturadas. Por consiguiente, es conveniente trabajar con gains normales (NOR) o bajos (LOW) en las imágenes obtenidas durante la estación estival. Si por alguna razón debieran emplearse imágenes obtenidas durante el otoño o invierno, debe tenerse en cuenta que durante esos meses del año el ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la superficie terrestre es bajo o en todo

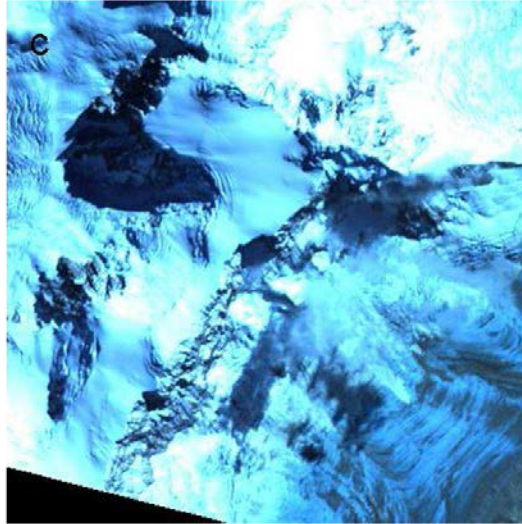
caso menor que en el verano. De esta manera la reflectancia será menor y en consecuencia pueden utilizarse imágenes con gains altos (HIGH). Gains altos son también útiles para el mapeo de glaciares cubiertos, donde el hielo está enmascarado o cubierto por detrito rocoso.

Los gains de una imagen satelital pueden ser visualizados en el archivo de cabecera “header” que contiene el metadato de cada imagen en particular. En la tabla III.I se listan la totalidad de imágenes satelitales utilizadas para la realización de la presente Tesis y sus principales características técnicas.



**Figura 3.2.** Eliminación de la cobertura nubosa mediante la generación de máscaras a través del ACCA. Imagen cortesía Philipp Rastner (Universidad de Zurich, Suiza).





**Figura 3.3.** Detalle de imagen Aster del Monte San Lorenzo. (a) gains bajos (20-02-2005) (b) gains normales (14-03-2007) (c) gains altos (10-03-2003). A medida que se pasa de gains bajos a altos, la imagen resulta ópticamente cada vez más saturada y disminuye el contraste entre las diferentes tipos de cobertura, como por ejemplo nieve y hielo.

### 3.1.2. Descripción de las condiciones técnicas de mapeo y niveles de procesamiento.

Desafortunadamente existen en Argentina sólo unas pocas series prolongadas de balance de masa de glaciares andinos, y ninguna de ellas corresponde a glaciares de las zonas estudiadas. De esta manera no fue posible detectar aquellos años con balances fuertemente negativos con el objetivo de seleccionar imágenes de esos años en particular. En términos generales se optó por descartar casi en su totalidad aquellas imágenes con cobertura de nubes sobre los glaciares y cuerpos de hielo a inventariar. Los archivos de imágenes Landsat y ASTER cuentan en general con numerosas escenas para cada área de estudio, la mayoría de las cuales fueron descartadas dado que la cantidad de nieve estacional generaba resultados poco confiables a primera vista en los cocientes de bandas u otras clasificaciones semiautomáticas.

#### Área Monte San Lorenzo

Una excepción al descarte de imágenes con cobertura nubosa la constituye la imagen ASTER del 20-02-2005 del área del Monte San Lorenzo, donde el macizo del Cerro Hermoso y la cabecera de la cuenca del Río Tranquilo en Chile se encuentran cubiertos por nubes. Por el contrario, presenta excelentes condiciones en cuanto a muy escasa o nula nieve estacional, y por este motivo se la seleccionó como base para el inventario de los cuerpos de hielo en esta región. Adicionalmente, los límites entre las zonas de acumulación y ablación de los glaciares pueden ser claramente definidos, así como las líneas de nieve transitorias.

**Tabla III.I.** Listado del total de imágenes utilizadas en la presente Tesis y sus características principales para cada área de estudio de Sur a Norte. Condiciones de nubosidad y nieve estacional: (\*) bueno (\*\*) muy bueno (\*\*\*) excelente. El nivel de gains (H) High (N) Normal (L) Low hace referencia a las bandas 5, 4, 3 en Landsat y 321 en ASTER. Las celdas vacías corresponden a condiciones consideradas como no favorables para el mapeo de glaciares. <sup>1</sup> ver sección 4.2.2.

Área	Sensor	ID	Fecha de adquisición (dd-mm-aaaa)	Nubosidad	Nieve estacional	Gains	Nivel de procesamiento
Monte San Lorenzo	Landsat TM	LT52310931985027AAA10	27-01-1985	***	***		LIT
	Landsat ETM+	LE72310932000061AGS00	01-03-2000	***	**	HHH	LIT
	Landsat ETM+	LE72310932008035EDC00	04-02-2008	***	**	LLL	LIT
	Landsat ETM+	LE72310932008067EDC00	07-03-2008	***	**	HLL	LIT
	ASTER	AST14DMO_00303102003144319	10-03-2003			NHH	AST14DMO
	ASTER	AST14DMO_00303102003144328	10-03-2003			NHH	AST14DMO
	ASTER	AST14DMO_00302202005143546	20-02-2005	*	***	LLL	AST14DMO
	PRISM	ALPSMLA01_11604N4565F4510B4620	29-03-2008	***	***		UR_N
	PRISM	ALPSMLA01_11604N4560F4505B4615	29-03-2008	***	***		UR_N
Volcán Domuyo	Landsat TM	L4232085_08519900313	13-03-1990	***	***		LIT
	AVNIR2	ALAV2A172934340	23-04-2009	***	***		ORI_RF_U
	PRISM	ALPSMLR01_17293N4335F4280B4390	23-04-2009	***	***		UR_N
	PRISM	ALPSMLR01_17293N4340F4285B4395	23-04-2009	***	***		UR_N
Cuenca Río Tunuyán <sup>1</sup>	Landsat TM	L5232083_08320110331	31-03-2011	***	*		LIT
	ASTER	AST14DMO_00303302011145056	30-03-2011	***	*		AST14DMO
	ASTER	AST14DMO_00303302011145047	30-03-2011	***	*		AST14DMO
	ASTER	AST14DMO_00303302011145105	30-03-2011	***	*		AST14DMO
Nevados de Cachi	Landsat TM	L4232077_07719881001	01-10-1988	***	**		LIT
	Landsat ETM+	L72232077_07720001103	03-11-2000	***	**	HLH	LIT
	ASTER	AST14DMO_00310202009143632	20-10-2009	***	***	NHH	AST14DMO
	PRISM	ALPSMLA01_18139W4100_B4155	20-06-2009	***	**		UR_N

	PRISM	ALPSMLA01_18139W4105_B4160	20-06-2009	***	**		UR_N
	AVNIR2	ALAV2A181394100	20-06-2009	***	**		ORI_RF_U
	PRISM	ALPSMLR01_25520N4090F4035B4145	08-11-2010	***	**		UR_N
	PRISM	ALPSMLR01_25520N4095F4040B4150	08-11-2010	***	**		UR_N
	AVNIR2	ALAV2A255204090	08-11-2010	***	***		ORI_RF_U

La imagen Landsat del 01-03-2000 presenta algo de nieve estacional, la cual puede ser discriminada con la imagen Landsat del 27-01-1985. Las zonas de acumulación y ablación no pueden ser distinguibles en todos los glaciares del área. Finalmente, la imagen Landsat del 04-02-2008 presenta también una pequeña cantidad de nieve estacional, además de presentar líneas de información faltante, defecto causado por la falla en el Scan Line Corrector (SLC) de Landsat 7 a partir de mayo de 2003. Afortunadamente, los glaciares inventariados para esta área de estudio se encuentran en la franja central de la imagen, por lo que no se ven severamente afectados por esta condición. Respecto a los gains, las imágenes 3 y 4 presentan niveles bajos, mientras que son altos para la imagen 2, lo cual incide probablemente en la dificultad para separar zonas de acumulación y ablación en los glaciares. Ambas imágenes ALOS PRISM empleadas no contienen prácticamente ningún vestigio de nieve estacional y se hallan completamente libres de nubes.

#### Área Volcán Domuyo

La imagen Landsat TM del 13-03-1990 presenta condiciones excepcionales para el mapeo de glaciares, con una ausencia absoluta de nieve estacional o cobertura nubosa, al igual que la imagen ALOS AVNIR-2 del 23-04-2009. Exactamente lo opuesto ocurre con el sensor ASTER, en cuyo archivo de imágenes no se encontraron imágenes aptas para el mapeo de cuerpos de hielo en esta zona, en general a causa de excesiva nieve estacional, lo cual impide efectuar un mapeo confiable.

#### Área Nevados de Cachi

La imagen Landsat TM del 01-10-1988 (y del 03-11-2000 en menor medida) contiene nieve estacional en algunas de las crestas montañosas más elevadas y fondos de valle. El carácter no permanente de la misma fue verificado en el terreno e imágenes previas del sensor TM. Las imágenes ALOS PRISM 14 y 15 del 20-06-2009 presentan nieve estacional particularmente en las laderas con orientación oeste, mientras que las imágenes 16 y 17 del 08-11-2010 se presentan libres de nieve estacional.

El nivel de procesamiento utilizado, provisto por LP DAAC (Land Process Distributed Active Archive Center) para las imágenes Landsat TM y ETM+, fue el "L1T" (Standard Terrain Correction). El mismo consiste en imágenes radiométrica y geométricamente calibradas al incorporar puntos de control de terreno (GCP), mientras que la precisión topográfica se logra mediante la utilización de una serie de MDEs. Los GCP provienen de GLS2000 y los MDEs incluyen SRTM, NED, CDED, DTED y GTOPO 30.

Las imágenes ASTER con la denominación "AST14DMO" corresponden a imágenes ortorrectificadas y calibradas radiométricamente. Las imágenes adquiridas bajo este nivel de

procesamiento proveen además de un MDE generado a partir de un par estereoscópico mediante las bandas 3N y 3B.

La totalidad de las imágenes ALOS con las que se trabajó se encuentran radiométrica y geométricamente calibradas. Las imágenes ALOS AVNIR2 consisten en imágenes de tipo “ORI” (por Ortho-Rectified Image); el término “RF\_U” hace referencia a la orientación de la imagen remuestreada según coordenadas UTM. En las imágenes ALOS PRISM el término “UR” hace referencia al sistema de coordenadas del remuestreo de la imagen en UTM (Universal Transverse Mercator), mientras que “N” hace referencia a la vista nadir del archivo ORI.

Las imágenes Landsat y ASTER se obtuvieron a través de NASA mediante el Data Pool Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC), USGS/Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls (South Dakota [http://lpdaac.usgs.gov/get\\_data](http://lpdaac.usgs.gov/get_data)). Un acuerdo especial entre IANIGLA y el proyecto GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space; [www.glims.org](http://www.glims.org)) hizo posible la obtención de manera gratuita de las imágenes ASTER. Las imágenes del satélite ALOS fueron provistas por JAXA/EORC, a través del proyecto JICA (Japan International Cooperation Agency) titulado “Developing a glacier inventory in the Argentinean Andes using high resolution ALOS (Advanced Land Observing Satellite)” data.

### 3.1.3 Modelos Digitales de Elevación

Se utilizó la versión 4.1 del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, Jarvis *et al.*, 2008). Los códigos de las grillas utilizadas son: `srtm_22_22` (San Lorenzo), `srtm_22_20` (Domuyo), y `srtm_23_17` y `srtm_23_18` (Cachi). En el caso del GDEM, se utilizaron ambas versiones (V1 y V2): `ASTGTM_S48W073` (San Lorenzo) `ASTGTM_S37W071` (Domuyo), y `ASTGTM_S25W067` y `ASTGTM_S26W067` (Cachi). Las grillas del SRTM se obtuvieron a través de NASA mediante el Data Pool Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) y el visualizador del United States Geological Survey (USGS) Earth Explorer [https://lpdaac.usgs.gov/get\\_data/usgs\\_earthexplorer](https://lpdaac.usgs.gov/get_data/usgs_earthexplorer). El ASTER GDEM se obtuvo a través de NASA mediante el Earth Observing System Data and Information System y el visualizador EOSDIS y el visualizador Echo Reverb [http://www.echo.nasa.gov/reverb/about\\_reverb.htm](http://www.echo.nasa.gov/reverb/about_reverb.htm). Los Modelos Digitales de Elevación ALOS PRISM, de 10 x 10 m de resolución espacial, fueron construidos y provistos por JAXA/EORC, a través del proyecto JICA (Japan International Cooperation Agency) titulado “Developing a glacier inventory in the Argentinean Andes using high resolution ALOS (Advanced Land Observing Satellite)” data. Para la zona del Monte San Lorenzo, se construyó un MDE absoluto utilizando 14 GCP, con un error vertical de 6,7 m y un desvío estándar de 6,6 m. En el caso del Volcán Domuyo el MDE provisto fue relativo (sin

GCP), mientras que para la zona de Nevados de Cachi el MDE absoluto se construyó con 12 GCP, con un error vertical de 4,4 m y 2,7 m de desvío estándar.

#### 3.1.4. Relevamiento de los GCP y procesamiento diferencial

Los Puntos de Control de Terreno (Ground Control Points o GCP) pueden ser definidos como puntos sobre la superficie terrestre con ubicación conocida, fijos dentro de un marco de referencia y sistema de coordenadas. En el presente trabajo los GCP fueron utilizados para conocer el error de georreferenciación o geolocalización de las diversas fuentes de imágenes satelitales.

Por otra parte, la generación de un MDE requiere la incorporación de GCP (Etzelmüller y Subelac, 2000). Los GCP tienen por objeto dar coordenadas de manera precisa, respecto de un marco de referencia, tanto en planimetría como en altimetría a los modelos digitales de terreno (Wolf y DeWitt, 2000). Los GCP relevados fueron utilizados para verificar el error de geolocalización en el plano horizontal XY y en la coordenada Z de los diversos modelos digitales de terreno SRTM, ASTER GDEM y ALOS PRISM.

Los GCP fueron relevados *in situ* con tecnología GPS (Global Positioning System) durante sucesivos trabajos de campo en las tres áreas de estudio en los veranos del año 2010, 2011 y 2012. La ubicación de los GCP se diagramó a priori en gabinete, considerando la accesibilidad, la distribución homogénea dentro de las imágenes, el rango altitudinal, la estabilidad de las superficies en el tiempo y el tipo de elemento a relevar. Debido a la variable resolución espacial de las imágenes satelitales utilizadas, de entre 30 m y 2,5 m, los elementos cartográficos incluidos fueron afloramientos rocosos, bloques de roca de gran tamaño, intersecciones de caminos, y extremos de cuerpos de agua de importante superficie, evitando elementos que muestren cambios a lo largo del tiempo como intersecciones de ríos, manchas de vegetación o afloramientos sobre terreno inestable. Una vez sobre el terreno, se realizó una monografía de sus características y se fotografió la ubicación de los GCP.

Los equipos utilizados para el procesamiento diferencial de los GCP incluyeron receptores tanto de doble frecuencia (Trimble 5700 y Trimble GEOXH6000) como de simple frecuencia (Tech Geo GTR-A); los GCP fueron relevados en modalidad rover (es decir móvil), utilizando como base estaciones permanentes GNSS (Global Navigation Satellite System) de la red SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas; Fortes *et al.*, 2006): UNSA (Universidad de Salta) y estaciones permanentes privadas (LMHS). Los tiempos de medición oscilaron entre 40 minutos y 2 horas (tabla 3.4) con un intervalo de medición (época) de entre 1 y 15 segundos. El posprocesamiento diferencial se realizó mediante los software GPS Pathfinder® Office 5.30 y Bernese. Las coordenadas geodésicas finales obtenidas fueron referidas al marco de referencia ITRF 2005 (internacional Terrestrial Referente Frame) y reproyectadas en el plano matemático

**Tabla III.IV.** Puntos de Control y sus respectivas coordenadas geodésicas relevados con GPS.

Sitio/Estación permanente	GCP	Instrumental	Lat (S)	Long (O)	Altura Elipsoidal (m)	Error en Latitud (m)	Error en Longitud (m)	Error en altura (m)
San Lorenzo/ Coiyaique	1	TechGeo GTR-A	47° 44' 56,04734"	72° 10' 33,46473"	879,204	0,512	0,478	0,468
	3	Trimble 5700	47° 45' 18,44145"	72° 07' 6,09493"	933,452	0,386	0,386	0,349
	5	TechGeo GTR-A	47° 36' 59,91892"	72° 12' 1,50375"	1130,99	0,312	0,376	0,468
	6	Trimble 5700	47° 45' 54,71479"	72° 11' 2,21864"	878,476			
	7	Trimble 5700	47° 41' 6,68710"	72° 09' 37,10302"	1080,97	0,006	0,008	0,012
	9	Trimble 5700	47° 46' 32,47241"	72° 17' 3,29536"	843,409	0,321	0,355	0,386
	10	Trimble 5700	47° 37' 18,04324"	72° 13' 46,01522"	1317,225	0,267	0,363	0,498
	11	TechGeo GTR-A	47° 37' 25,50369"	72° 10' 1,49392"	1066,365	0,592	0,537	0,482
	12	Trimble 5700	47° 43' 53,99459"	72° 15' 10,49804"	1226,426			
	13	TechGeo GTR-A	47° 34' 12,76484"	72° 11' 39,45714"	1269,304	0,016	0,014	0,022
	14	Trimble 5700	47° 43' 24,90622"	72° 09' 4,94599"	970,284	0,335	0,382	0,394
	15	TechGeo GTR-A	47° 45' 52,51658"	72° 14' 46,35192"	848,142	0,484	0,484	0,500
	17	TechGeo GTR-A	47° 46' 41,23772"	72° 19' 59,30095"	869,723	0,488	0,447	0,388
	18	TechGeo GTR-A	47° 34' 36,64484"	72° 12' 42,93874"	1255,829	0,425	0,521	0,537
	21	Trimble 5700	47° 39' 52,78205"	72° 10' 23,34468"	1043,008	0,292	0,355	0,478

	22	TechGeo GTR-A	47° 43' 31,84807"	72° 09' 36,26937"	912,97	0,004	0,004	0,006
	25	TechGeo GTR-A	47° 31' 16,17430"	72° 19' 8,73528"	1058,916	0,668	0,666	0,604

Sitio/Estación permanente	GCP	Instrumental/Tiempo	Lat (S)	Long (O)	Altura Elipsoidal (m)	Error en Latitud (m)	Error en Longitud (m)	Error en altura (m)
Domuyo/LHMS	2	TechGeo GTR-A	36° 39' 38,29500"	70° 25' 04,792112"	3838,355			
	3	TechGeo GTR-A	36° 40' 45,95300"	70° 27' 01,27389"	3071,665			
	4	TechGeo GTR-A	36° 41' 06,84691"	70° 29' 52,04261"	2571,756			
	6	TechGeo GTR-A	36° 39' 30,499058"	70° 26' 01,309434"	3921,311			
	17	TechGeo GTR-A	36° 40' 40,87327"	70° 31' 16,18940"	2524,827			

Sitio/Estación permanente	GCP	Instrumental/Tiempo	Lat (S)	Long (O)	Altura Elipsoidal (m)	Error en Latitud (m)	Error en Longitud (m)	Error en altura (m)
Cachi/UNSA	3	Trimble GEOXH6000	24° 59' 07,308121"	66° 18' 43,349382"	4668,717	0,2	0,2	0,2
	4	Trimble GEOXH6000	25° 00' 03,177624"	66° 17' 50,953771"	4071,347	0,2	0,2	0,3
	5	Trimble GEOXH6000	24° 57' 32,207633"	66° 19' 24,598928"	4810,475	0,1	0,1	0,2
	19	Trimble GEOXH6000	25° 00' 50,641662"	66° 15' 26,560152"	3406,430	0,1	0,1	0,2
	21	Trimble GEOXH6000	25° 11' 48,847465"	66° 26' 50,520884"	2941,717	0,1	0,1	0,2
	22	Trimble GEOXH6000	25° 09' 30,421644"	66° 26' 27,697367"	3152,800	0,2	0,2	0,2

	24	Trimble GEOXH6000	24° 47` 59,698185"	66° 10` 42,973093"	2876,983	0,1	0,1	0,2
	25	Trimble GEOXH6000	24° 53` 08,851153"	66° 08` 39,829295"	2684,416	0,1	0,1	0,2
	28	Trimble GEOXH6000	25° 02` 26,815676"	66° 12` 24,475722"	2913,366	0,1	0,1	0,1
	29	Trimble GEOXH6000	25° 05` 38,368967"	66° 16` 00,513162"	2819,081	0,1	0,1	0,2

en el sistema de proyección Universal Transverse Mercator (UTM) en las zonas 18 S (área Monte San Lorenzo) y 19 S (zonas Volcán Domuyo y Nevados de Cachi). El elipsoide de revolución utilizado fue el WGS84. La utilización de un sistema de proyección mundial preferiblemente en lugar del sistema nacional oficial (Gauss-Kruggen) responde a la posibilidad de comparar resultados de áreas y fluctuaciones glaciarias a nivel global. Por razones de simplicidad, la tabla 3.4 muestra para cada área de estudio y GCP, el valor de la coordenada geográfica en latitud y longitud, la altura elipsoidal y el error estándar expresados en metros. Las precisiones, en función tipo de imágenes y del error estándar de las mediciones, fueron consideradas satisfactorias para el tipo de tarea involucrada.

### 3.2. Preparación del conjunto de datos de entrada (I): imágenes satelitales

#### 3.2.1. Control del error de georreferenciación mediante GCP

Como se indicó anteriormente, en esta Tesis se trabajó con imágenes satelitales previamente georreferenciadas y ortorrectificadas. Los elementos sobre el terreno utilizados para la ubicación de los GCP deben tener el menor tamaño posible para ser identificados con la menor incertidumbre posible. De esta manera, se otorga una coordenada precisa a elementos pequeños para lograr una buena georreferenciación de la imagen. A medida que disminuye la resolución espacial, la posibilidad de identificar elementos discretos de pequeño tamaño disminuye, y por lo tanto la coordenada será aproximada en mayor medida. En base a esto, se georreferenciaron las imágenes ALOS PRISM con los GCPs relevados en el campo, para luego cuantificar el error de georeferenciación de las imágenes Landsat y Aster respecto de las mismas.

#### 3.2.3. Control del error de georreferenciación entre imágenes satelitales

A pesar de que GLIMS recomienda las imágenes Landsat provenientes del USGS como base de georreferenciación para estudios de inventario y fluctuaciones de glaciares (Racoviteanu *et al.*, 2009) las imágenes Landsat y ASTER fueron corregistradas en base a la georreferenciación de las imágenes ALOS, que por su alta resolución permiten ubicar los GCP relevados en campo de manera considerablemente más precisa que en las imágenes Landsat y ASTER.

En el caso del sensor Landsat, cada escena tiene un número definido de “path” (columna) y “row” (fila) que responde a su ubicación geográfica, de manera que imágenes con diversa fecha de adquisición pero con el mismo path y row abarcarán siempre la misma extensión de superficie Terrestre y contarán, salvo diferencias menores, con las mismas coordenadas en sus cuatro vértices. Se pudo verificar que la totalidad de las imágenes Landsat utilizadas en las tres zonas de estudio muestran un muy buen corregistro entre sí, con un desfasaje desde

imperceptible a apenas discernible que se consideró irrelevante a fines del análisis de inventario y fluctuaciones, lo cual muestra el buen ajuste espacial entre imágenes con diferente fecha de adquisición y provenientes tanto del mismo sensor como de sensores diferentes (TM, ETM+ y OLI). Lo mismo puede decirse respecto del satélite ALOS, en el sentido de que las imágenes AVNIR2 y PRISM son adquiridas simultáneamente (aunque no siempre se adquiere el triplete estereoscópico PRISM -Takeo Tadono, comunicación personal) y no muestran diferencias importantes de georreferenciación a los fines de inventario.

En el caso del sensor ASTER, la georreferenciación de imágenes con diferente fecha de adquisición no muestra en general la misma consistencia de las imágenes Landsat, a pesar de que en el caso particular de las imágenes ASTER seleccionadas para los presentes trabajos de inventario y fluctuaciones, las escenas en particular muestran un buen corregistro con las imágenes ALOS y por lo tanto no fueron georreferenciadas. Sin embargo, el catálogo de imágenes ALOS no es tan extenso ni amplio como el de ASTER y adicionalmente, las agencias distribuidoras de imágenes ALOS no distribuyen los archivos de calibración y ortorrectificación de estas imágenes. Es por esto que GLIMS promueve la utilización de las imágenes Landsat como base para la georreferenciación de imágenes de otras fuentes, dado que estas imágenes son de distribución gratuita y cuentan con un amplio catálogo.

En el presente trabajo se logró el corregistro de escenas ASTER respecto de las Landsat mediante un proceso de *imagen a imagen* o bien mediante el módulo *Cosi-Corr* del software ENVI (Leprince *et al.*, 2007). Este módulo resulta una herramienta eficiente para ortorrectificar y corregistrarse de manera precisa imágenes satelitales ópticas con geometría de adquisición de tipo whiskbroom (como las ya mencionadas ASTER o SPOT, al igual que fotografías aéreas por ejemplo) con la sola utilización de un MDE y sin GCP relevados en campo. El método *Cosi-Corr* consiste en una ventana móvil de corregistro entre una imagen base (que puede ser de cualquier geometría de adquisición, no solo whiskbroom). Su objetivo primordial consiste en obtener información sobre las deformaciones que ocurren en la superficie terrestre a partir de imágenes multitemporales. En este sentido, Berthier *et al.* (2005) y Rignot y Kanagaratnam (2006) utilizaron este método para estudiar eventos de *surge* y cambios de velocidad en la superficie de los Alpes Franceses y Groenlandia. Una descripción general del método de corregistro de imágenes mediante *Cosi-Corr* puede apreciarse en Leprince *et al.* (2008) y Ayoub *et al.* (2009).

### 3.3. Preparación del conjunto de datos de entrada (II): MDEs

En la actualidad (2014), las numerosas iniciativas de inventarios de glaciares a nivel internacional (WGMS, GLIMS) han generado una base de datos con el objetivo de completar y actualizar un inventario de glaciares mundial (GCOS, 2006), aunque se trata mayormente de

información en formato vectorial en dos dimensiones, y la información topográfica de los glaciares se encuentra generalmente ausente. Con la disponibilidad de los modelos digitales de elevación globales SRTM y ASTER GDEM, dichos parámetros pueden ser calculados para todos los glaciares del mundo fuera de las regiones polares. Sin embargo, ambos modelos presentan artefactos a escala puntual (local) debido a las áreas en sombra y/o al poco contraste óptico, o a las áreas en sombra del radar, que pueden distorsionar los valores de la información topográfica. Para un operador, puede resultar poco claro cual MDE disponible es el que se adecúa en mejor medida para la extracción de los parámetros morfométricos.

Con el objetivo de establecer una serie de criterios para la selección del mejor MDE disponible para un área determinada, se realizó por un lado una comparación absoluta entre los valores de elevación hallados en el terreno (GCP) y los diferentes MDEs SRTM, GDEM y APRISM, y por otro lado una comparación relativa entre los MDEs globales y el MDE APRISM utilizado como referencia. La selección del MDE APRISM como referencia se debe a los siguientes factores: (1) el error de geolocalización de los MDE APRISM fue reportada en 6 m en lugar de 20 m para el SRTM (ver sección 2.5), (2) una mayor resolución puede captar ángulos mayores del terreno, así como las depresiones o crestas afiladas en mejor medida y (3) la alta resolución del par estéreo de imágenes ópticas PRISM utilizadas para su generación permite ubicar de manera precisa los GCP relevados en el terreno. Los resultados se brindan en la sección 4.4.

En la comparación absoluta se evalúan, para cada MDE, las elevaciones de unos pocos píxeles, específicamente aquellos correspondientes a las coordenadas obtenidas de los GCP de terreno medidos con GPS diferencial, mostrados en la tabla IV.XII. Se sustrajeron los valores de altura y se calcularon las medias aritméticas y los desvíos estándar.

Para cuantificar el impacto de los artefactos y las diferencias de georreferenciación entre MDEs en la extracción de parámetros morfométricos de los glaciares, y tomando el MDE APRISM como referencia, se extrajeron los valores de seis parámetros topográficos para los glaciares inventariados en el Cerro Hermoso y Penitentes en la región del San Lorenzo (elevación máxima, mínima y media, inclinación y orientación media, sector cardinal de orientación) y se calcularon y compararon las diferencias máximas, los promedios de las diferencias y los desvíos estándar en GDEM en sus dos versiones y SRTM respecto del MDE de alta resolución APRISM. Debido a la influencia de la resolución de un MDE en la extracción de los parámetros morfométricos según lo expuesto por Paul (2008), se investigaron los efectos del remuestreo de GDEM y SRTM en los valores de los parámetros topográficos de los glaciares, remuestreando el SRTM a 30 metros y el GDEM (v2) a 90 metros.

### 3.3.1. Control de la coordenada vertical mediante GCP

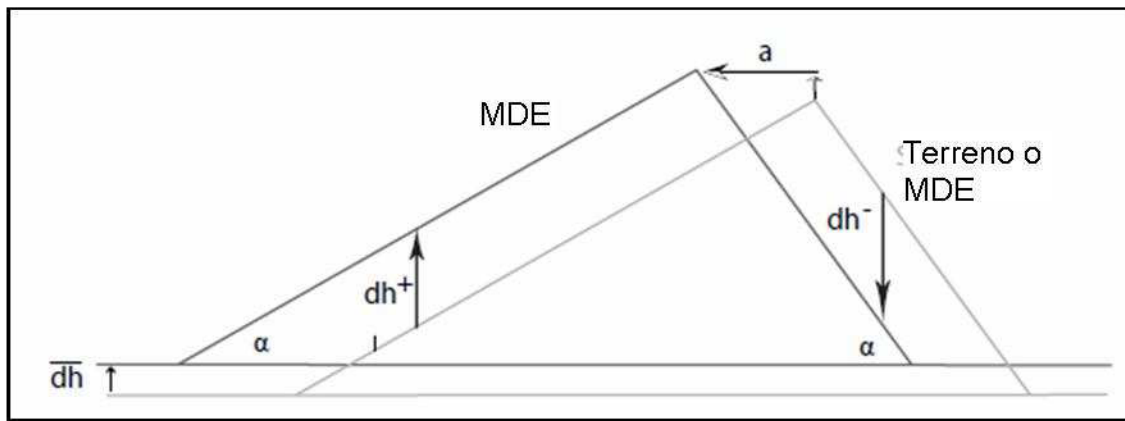
Debido a que los MDES globales SRTM y GDEM presentan una resolución mediana a baja, lo cual imposibilita la identificación de rasgos y elementos de la superficie terrestre de pequeño tamaño tales como los GCP (los cuales se hallan localizados en pequeños afloramientos rocosos, intersección de caminos, etc.), el control de la elevación de los MDEs respecto de los mismos sólo puede realizarse en la coordenada vertical pero no en la horizontal. Se localizaron las coordenadas aproximadas de los GCP en los MDEs y se extrajeron los valores de elevación de los píxeles correspondientes, valores que fueron luego sustraídos de las alturas de los GCP relevados en campo. Luego se promediaron las diferencias y se obtuvieron las desviaciones estándar.

### 3.3.2. Ajuste planialtimétrico entre MDEs

Acerca de la georreferenciación y corrección en la coordenada horizontal de los MDEs respecto de las imágenes satelitales, puede decirse que la misma tiene un alto grado de incertidumbre, debido a las diferencias de resolución y a que el tipo de información de una y otra difieren completamente (respuesta espectral de los diversos elementos o coberturas del terreno en el caso de la imagen satelital óptica y elevación en el MDE). Por otro lado, la delimitación de las cuencas hidrográficas constituye un paso sumamente importante para establecer los límites de los cuerpos de hielo, dado que las mismas establecen los límites hielo-hielo y las direcciones del escurrimiento. Si bien en la realidad las divisorias de hielo pueden desplazarse por causas naturales, por motivos de simplicidad y a fines de inventariar y estimar fluctuaciones glaciarias son consideradas como fijas en el contexto de los inventarios de glaciares a nivel global (Racoviteanu *et al.*, 2009).

La correcta georreferenciación de los MDEs tiene una importancia fundamental no solamente en la generación de las cuencas hidrográficas, sino también en la extracción de los atributos topográficos/morfométricos incluidos en los inventarios de glaciares. Nuth y Kääb (2011) proveyeron el procesamiento metodológico conveniente de aplicar a un MDE antes de su utilización con fines glaciológicos, identificando y removiendo los desplazamientos verticales y horizontales de un MDE, los errores dependientes de la elevación misma, la inclinación y orientación del terreno, además de los errores de orden superior específicos de un sensor.

La figura 3.4 muestra cómo las diferencias de elevación ( $dh$ ) resultan mayores en las laderas de mayor pendiente, debido a la relación entre el vector de desplazamiento ( $a$ ) y la inclinación del terreno ( $\alpha$ ). Se observa también que la diferencia es alternativamente positiva en laderas de orientación oeste y negativa en las laderas con exposición este, ejemplificando la relación de las diferencias de elevación con la orientación del terreno.



**Figura 3.4.** Esquema de las diferencias de elevación debidas a la deficiente geolocalización del MDE respecto del terreno u otro MDE. Modificado de Nuth y Kääb (2011).

El ajuste planialtimétrico entre el MDE de referencia APRISM y los MDE globales se realizó utilizando el algoritmo utilizado anteriormente por Berthier *et al.* (2007), ejecutado en el software ENVI. Los resultados obtenidos fueron verificados mediante el algoritmo de Nuth y Kääb (2011), obteniendo valores con diferencias despreciables. El primero de los métodos consiste en desplazar iterativamente un MDE “esclavo” hasta alcanzar un mínimo de desvío estándar de las diferencias entre el mismo y el MDE “maestro”. El segundo método se basa en la relación entre las diferencias de altura y orientación de los MDEs. Selecciona 20.000 puntos al azar de las matrices de pendiente e inclinación del MDE esclavo fuera de las áreas englazadas y resuelve la ecuación de la curva sinusoidal que mejor se ajusta a la relación entre las variables de las diferencias de altura y orientación, utilizando la aplicación *Solver* del software Microsoft Excel. El archivo de corrección fue provisto por cortesía de C. Nuth (Department of Geosciences, University of Oslo, Norway).

Si bien ésta no es una comparación con el terreno real propiamente dicho, la misma se realiza píxel a píxel sobre el total de la superficie compartida por los MDEs y no para los valores puntuales obtenidos sobre el terreno con GPS diferencial. El valor medio del desplazamiento se calcula por lo tanto sobre la base de miles de píxeles. Debido a que en ambos MDEs globales las elevaciones se expresan en valores de altura geoidal (EGM96) y en el MDE de referencia ALOS PRISM las alturas están referidas al elipsoide WGS84, las alturas de todos ellos deben ser ajustadas a un mismo sistema-marco de referencia. Por tal motivo se calcularon los valores de altura ortométrica (altura elipsoidal - altura geoidal) para cada sitio de estudio y que se consideraron constantes a la escala de trabajo. A cada grilla de GDEM y SRTM se le adicionó entonces el valor de altura geoidal para llevar las alturas a la referencia del elipsoide WGS84. Los valores hallados fueron de -19,3 m (Monte San Lorenzo), -26,4 m (Volcán Domuyo) y -41,9 m (Nevados de Cachi).

### 3.3.3. Remuestreo

El remuestreo de un MDE o de una imagen satelital consiste en la interpolación de los valores de los píxeles que lo componen para obtener nuevos valores del atributo del píxel (número digital, reflectancia, elevación, etc.), tamaños de celda, o su coordenada XY, por ejemplo. Los algoritmos de remuestreo más frecuentemente usados son: vecino más cercano (nearest neighbor), interpolación bilinear (bilinear interpolation) y convolución cúbica (cubic convolution).

El método del vecino más cercano es el más simple, e interpola solamente a partir del píxel más cercano sin alterar el valor original de los píxeles, pero con una imagen resultante de aspecto granulado y no muy realista. La interpolación bilinear utiliza cuatro píxeles y dos funciones lineales de interpolación, una para cada dirección del plano XY. El valor de los píxeles originales es alterado y la imagen resulta más suavizada. El método de convolución cúbica interpola en base a los dieciséis píxeles más cercanos; la imagen resultante resulta menos suavizada que en el caso de la interpolación bilinear pero con las transiciones entre píxeles no tan marcadas como en el método del vecino más cercano.

El objetivo del remuestreo de un MDE es el de lograr su suavizado, para eliminar los artefactos del MDE original, a costa de perder algo de detalle. En base a lo expuesto, se descartó el método del vecino más cercano como método de remuestreo de los MDEs dado que el mismo no modifica el valor de los píxeles, puede generar también píxeles vacíos y otros artefactos que distorsionan los sistemas de drenaje. El método de la convolución cúbica produce resultados similares a la interpolación bilinear pero requiere de tiempos de procesamiento considerables, por lo que en definitiva este último método es el más conveniente.

### **3.6. Identificación y mapeo de glaciares y manchones de nieve perenne**

La definición de un glaciar en el marco del sensoreamiento remoto adoptada en el presente trabajo y adaptada a los Andes de Argentina sigue el criterio de GLIMS, que establece como glaciar o masa de nieve perenne a los cuerpos de hielo y nieve observados al final del período de ablación, incluyendo todos los tributarios que proveen hielo al glaciar principal y todas las partes cubiertas por detrito y excluyendo los conos de avalanchas situados por debajo del término de los glaciares formados por dry calving, la roca y suelo expuesto, nunataks y las laderas que aportan nieve pero no la almacenan por sí mismas. Se incorporan además los manchones de nieve desconectados de un glaciar principal que perduran por más de dos años, los cuerpos de hielo por encima de las rimayas o bergschrund que aportan nieve y hielo y se hallan conectadas a un glaciar y las masas de hielo estancadas (Racoviteanu *et al.*, 2009).

El tamaño mínimo de los glaciares inventariados se fijó en 0,01 km<sup>2</sup> (1 ha). El mismo es un límite práctico teniendo en cuenta que cuerpos menores pueden llegar a ser muy numerosos en englazamientos de tipo alpino y su "status" como verdaderos glaciares puede ser cuestionable a

la escala de trabajo de las imágenes satelitales de mediana resolución como Landsat, ASTER o SPOT utilizadas recientemente en inventarios de glaciares (Paul *et al.*, 2010).

### 3.6.1. Delimitación de las cuencas de drenaje y divisorias hielo-hielo

Si bien los inventarios de la presente Tesis no están referidos a cuencas hidrográficas formales y la extensión de los mismos está restringida a macizos montañosos en particular según la disponibilidad y calidad de las imágenes satelitales, se mantuvo un criterio hidrológico para la identificación, definición y clasificación de los glaciares. Las divisorias de hielo sirven para definir un glaciar como entidad individual en sentido hidrológico, lo cual implica que unidades conectadas deben ser separadas en el área de acumulación cuando drenan a cuencas diferentes (Racoviteanu *et al.*, 2009). Se consideró que el flujo de cada unidad identificada como glaciar drena idealmente en un único punto, por lo cual lenguas glaciarias que comparten su zona de acumulación pero tienen sus términos separados fueron considerados como unidades separadas. Las cuencas de drenaje fueron delimitadas a partir de las grillas de los MDEs según cada área de estudio en particular de manera semiautomática con los módulos *Hydrology* del software ArcGis y *Terrain Analysis* del software SAGA GIS. Los errores en el trazado de las cuencas y subcuencas de drenaje que derivan del proceso semiautomático fueron corregidos manualmente a posteriori inspeccionando visualmente las imágenes satelitales. Idealmente, cada unidad glaciar está circunscripta a su pequeña subcuenca.

### 3.6.2. Clasificación de imágenes

El primer paso en el mapeo de cuerpos de hielo consistió en la identificación del hielo libre de detrito. Esta tarea se llevó a cabo mediante la clasificación de las imágenes de cada área de estudio como se describe a continuación.

Los cocientes de bandas Landsat TM4/TM5 y ETM+4/ETM+5 fueron utilizados en las tres áreas en estudio, con el objetivo principal de estudiar fluctuaciones glaciarias: en el Monte San Lorenzo para los años 1985, 2000 y 2008; 1990 en el caso del área del Volcán Domuyo y 1988 y 2000 en el macizo de Cachi.

Por otra parte, se utilizó el cociente NIR3/SWIR4 de la imagen ASTER del 20 de febrero de 2005 para realizar el inventario de glaciares del Monte San Lorenzo, a excepción del macizo del Cerro Hermoso y la subcuenca del río Tranquilo donde el inventario se realizó sobre la base de la imagen Landsat de 2008. La banda SWIR4 de ASTER tiene una resolución de 30 m, por lo cual fue remuestreada a 15 m con el método del vecino más cercano para poder realizar las operaciones algebraicas con bandas de la misma resolución espacial.

Una vez realizados los cocientes se seleccionó de manera interactiva un umbral de DN de 2,6 y 1 para las escenas Landsat y ASTER respectivamente.

En la zona del Volcán Domuyo, el hielo descubierto fue identificado mediante una clasificación supervisada del software Spring 5.2 sobre la base de una composición falso color RGB 321 de la imagen ALOS AVNIR2 de 2009. Dado que el sensor AVNIR2 no posee una banda espectral en el sector del infrarrojo de onda corta (SWIR) del espectro electromagnético equivalente a la banda 5 de Landsat o 4 de ASTER, no pueden realizarse cocientes de bandas o índices basados en el mismo principio.

El sistema SWIR de ASTER falló en el año 2008 y en consecuencia las bandas de este sector del espectro electromagnético muestran un grado muy alto de saturación. Por tal motivo, la identificación e inventario de los pocos cuerpos de hielo descubiertos del Nevado de Cachi se realizó en base a la imagen ASTER de 2009 mediante una clasificación supervisada sobre la base de una composición falso color RGB 321 (Rivera y Bown, 2013).

### 3.6.3. Filtros

El resultado de los cocientes de bandas no está exento de ruido o "speckle", que es un ruido aleatorio multiplicativo que le da una apariencia granulada a las imágenes. "Multiplicativo" significa que el nivel de ruido aumenta para tonos más claros. Para disminuir este ruido se aplicó un filtro de bajo paso (low pass filter) con un *kernel* de 3x3 o bien 5x5 píxeles. Este filtro es utilizado también para suavizar los contornos de los glaciares en la imagen clasificada. La calidad de la clasificación es mejorada sensiblemente eliminando píxeles aislados (nieve estacional y manchones de nieve de muy pequeño tamaño) y rellenando ventanas de píxeles como ser zonas en sombra, y pequeñas zonas de hielo cubierto. El llenado del filtro tiene efectos contrapuestos: la inclusión de morenas centrales es favorable mientras que la incorporación de rocas internas es perjudicial, como así también la pérdida de detalle en las grietas. De cualquier forma, la implementación de un filtro posee mayores ventajas que desventajas (Paul, 2003). Los valores de DN de una determinada imagen no se mantienen iguales luego de aplicado el filtro y pueden resultar tanto mayores como menores sin estar esto ligado al tipo de superficie (nieve, hielo, hielo sucio, sombra, terreno no englizado, etc.).

Además del remuestreo para el suavizado y la eliminación de artefactos en los MDEs, Ruiz (2012) propuso la utilización de filtros multidireccionales de tipo "Lee" para disminuir el ruido granular debido al poco contraste óptico de los estereopares ópticos y la baja correlación en los interferogramas de radar (Frey y Paul, 2011), suavizando así las curvas de nivel y eliminando curvas de nivel cerradas en sectores planos de los glaciares, sin que los valores de pendientes y elevación se vean afectados en mayor medida.

En el caso particular de la orientación promedio de los glaciares y las geoformas, la misma no puede ser extraída directamente de los MDE en un entorno SIG dado que la orientación es un parámetro circular ( $360^{\circ}=0^{\circ}$ ). Si consideráramos un polígono glaciar con orientación norte, el mismo estará probablemente compuesto por una cierta cantidad de píxeles con orientación

cercana a 360° (358°, 359°, por ejemplo) y otros tantos píxeles con valores de 1°, 2°, 3°, etc. Por lo tanto, la media aritmética calculada por el programa SIG arrojará un valor promedio cercano a 180° y el polígono glaciar estaría orientado al Sur en lugar del Norte. Por tal motivo, la orientación promedio se calculó a partir de las componentes seno y coseno de la orientación del MDE (Paul *et al.*, 2010).

Para calcular la longitud de los glaciares y geoformas, se utilizó el algoritmo provisto por Le Bris y Paul (2013). Este algoritmo automatiza el trazado de la línea de flujo de un glaciar en base a la media de su ancho y su altura máxima y mínima pero presenta algunas limitaciones debido a la complejidad de la morfología de los glaciares y a que no siempre el punto más elevado de un glaciar es una medida real del flujo del mismo. No obstante, a pesar de que las líneas de flujo deben ser corregidas manualmente de manera individual, este algoritmo genera, al contrario de la digitalización manual, resultados sistemáticos y replicables y representa un ahorro de tiempo importante para el trazado de las líneas de flujo de glaciares en áreas extensas.

#### 3.6.4. Vectorización de las clasificaciones y poligonización

Después de la clasificación de la imagen, la grilla raster resultante fue vectorizada (se convirtió a polígonos) y los vectores del hielo cubierto fueron cortados según las divisorias de cuenca y transformados en glaciares (polígonos) individuales. En el caso de divisorias hielo-hielo menores, en glaciares pequeños o lenguas contiguas a glaciares mayores, las divisorias fueron ajustadas manualmente con visualizaciones 3D de imágenes de alta resolución o bien Google Earth™. Es importante que los polígonos estén ajustados estrictamente a los límites de cuencas en sus cabeceras para poder estimar los cambios areales y de longitud de manera consistente. Los glaciares fueron agrupados en clases por área en km<sup>2</sup>: 0,01-0,1; 0,1-0,5; 0,5-1; 1-5; 5-10 y >10, debido a que las diferentes clases representan a su vez distintos tipos morfológicos de glaciares (ver arriba).

#### 3.6.5. Correcciones manuales

Debido a que el hielo cubierto por detrito muestra en gran manera propiedades espectrales similares a los afloramientos, roca de base y sedimentos que circundan los glaciares, y por lo tanto no puede ser identificado automáticamente por su respuesta espectral, el mismo debe ser identificado e incorporado mediante la observación detallada (si es posible con imágenes de alta resolución complementarias como apoyo) y la digitalización manual en pantalla. Adicionalmente, las correcciones manuales son necesarias en otros sitios donde los métodos multispectrales omiten hielo, por ejemplo el hielo en sombra muy profunda por el efecto topográfico del relieve muy abrupto de las regiones montañosas, o bien incluyen erróneamente otras coberturas tales como afloramientos rocosos altamente reflectivos, lagos proglaciales y

cuerpos de agua en general. Esta tarea fue llevada a cabo con base en las composiciones falso color de Landsat (RGB 543, Racoviteanu *et al.*, 2009), ASTER (RGB 321, Rivera y Bown, 2013), y ALOS AVNIR2 y diferentes niveles de realces, brillo y contraste. Las composiciones de falso color (False Colour Composites, en inglés) son combinaciones de bandas espectrales en distintas porciones del espectro electromagnético (RGB: Red-Green-Blue) que se utilizan para obtener un buen contraste y resaltar determinados rasgos sobre una imagen satelital (agua, vegetación, roca desnuda, etc.).

Las correcciones manuales insumen una gran cantidad de tiempo y son en gran medida subjetivas, dependiendo del criterio, experiencia y conocimiento de los cuerpos de hielo presentes en el área del operador. En ocasiones, el detrito aparece cubriendo grandes porciones de la parte inferior plana de las lenguas glaciarias. El espesor de la cubierta detrítica puede ser altamente variable, visualizándose a veces como una topografía de tipo monticular o *hummocky*. También es frecuente que se desarrollen procesos de termokarst por la fusión de sectores con una cubierta más delgada de detrito y la aparición de pequeños estanques en la superficie del glaciar, o bien cortes o secciones subverticales que dejan expuesto el hielo masivo. Otras veces el hielo masivo subyacente puede ser identificado por grietas o una tonalidad más oscura por una mayor humedad que el terreno circundante. Estos rasgos pueden ayudar frecuentemente a la identificación del hielo cubierto.

En otras ocasiones el detrito puede presentarse sobre las lenguas glaciarias como pequeñas caídas o avalanchas de rocas o bien como coberturas con un espesor tal que no permite identificar el hielo masivo subyacente, aún en imágenes de muy alta resolución o en el mismo terreno.

#### 3.6.6. Obtención de parámetros morfométricos

Para la extracción de parámetros topográficos-morfométricos es importante que exista una buena adecuación entre el formato vectorial de los polígonos de glaciares y las grillas del MDE en formato raster. Por ello, GLIMS recomienda en primer lugar que la diferencia temporal entre la fecha de adquisición del MDE y la imagen satelital sobre la cual se basa un inventario de glaciares no supere idealmente 10 años (Racoviteanu *et al.*, 2009; Paul *et al.*, 2010). El uso del SRTM v4 (para el inventarios de glaciares de 2005 del Monte San Lorenzo) y del GDEM v2 (para los inventarios del año 2009 del Volcán Domuyo y Nevados de Cachi), obtenidos en febrero de 2000 y década del 2000 respectivamente satisface dicha premisa. La otra premisa a tener en cuenta es que MDE e imagen satelital tengan resoluciones espaciales semejantes. Con tal fin se remuestrearon SRTM y GDEM a 30 m y 15 m respectivamente. El remuestreo a un tamaño de celda más pequeño tiene, entre otros efectos, el aumento de los valores máximos de elevación y la disminución de los valores mínimos (Frey *et al.*, 2012, ver sección 5.3).

### 3.6.7. Casos de estudio metodológico

En base a lo expuesto en capítulos anteriores, se llevaron a cabo una serie de casos de estudio con los siguientes objetivos:

(1) realizar un análisis comparativo entre diversos métodos semiautomáticos para la identificación de glaciares en imágenes Landsat y ASTER,

(2) estudiar las diferencias entre los métodos semiautomáticos en (1) y la digitalización manual,

(3) efectuar una comparación entre los resultados obtenidos en imágenes satelitales de baja resolución (Landsat) respecto de imágenes de alta (mayor) resolución (ALOS PRISM y ASTER).

Para la selección de sitios e imágenes a implementar se utilizaron como principales criterios (además de las condiciones necesarias para el mapeo de glaciares usuales como ser la fecha de adquisición de las imágenes sobre el final del período de ablación y la ausencia de nieve estacional y cobertura nubosa) (a) la disponibilidad de imágenes de variada resolución espacial en los archivos de los sensores Landsat, ASTER y ALOS), (b) una buena coincidencia temporal o como mínimo condiciones de nieve estacional comparables entre las imágenes de alta y baja resolución, y (c) variabilidad en cuanto al tamaño de los glaciares, así como la proporción de cobertura detrítica y hielo en sombra. Todas las imágenes utilizadas poseen niveles de procesamiento con correcciones por el terreno, es decir se encuentran ortorrectificadas. Las imágenes de validación fueron georreferenciadas en un proceso de imagen a imagen hasta obtener una geolocalización lo suficientemente exacta para que no se observara un desplazamiento entre ambas imágenes.

El álgebra de bandas (cocientes de bandas y NDSI) fue realizado con el módulo *Band Math* del software ENVI, mientras que las clasificaciones supervisadas se efectuaron con el software Spring.

Para las digitalizaciones manuales, se realizó un procedimiento en forma de rondas de digitalización. Se seleccionaron analistas experimentados en el mapeo de glaciares, entre los que se incluyó personal del Inventario Nacional de Glaciares de Argentina y Doctores del Departamento de Geografía de la Universidad de Zürich, Suiza, y se les proveyó composiciones de falso color RGB 543 y 321 para las imágenes Landsat y ASTER respectivamente, junto a la imagen pancromática ALOS PRISM de la región del Monte San Lorenzo. Cada analista digitalizó en forma manual los glaciares de las imágenes Landsat 3 veces, y se les solicitó dejaran transcurrir un intervalo mínimo de 24 hs entre cada sesión de digitalización para que no recordaran las particularidades de cada glaciar en cada una de ellas y así obtener interpretaciones independientes, y a posteriori digitalizaron sobre las imágenes de mayor

resolución ALOS PRISM y ASTER utilizadas como referencia. No se permitió visualizar las digitalizaciones anteriores ni apoyarse con otras imágenes de mayor resolución, para testear el potencial propio de cada tipo de imagen por sí sola. No existieron restricciones respecto al software a utilizar, porcentaje de zoom, tiempo de digitalización o cantidad de vértices y segmentos en los contornos a digitalizar. Los analistas generaron un archivo en formato vectorial con los contornos de los glaciares y el tiempo insumido en su digitalización en la tabla de atributos.

Para cada digitalización se calculó (1) el área total de los glaciares por operador, (2) el tamaño medio y el desvío estándar de todas las digitalizaciones para cada glaciar, (3) la diferencia relativa entre el área obtenida mediante un método multispectral y la media de las digitalizaciones manuales para cada glaciar y para el total de área glaciar por operador, y (4) el tiempo insumido para completar cada ronda de digitalización.

#### 3.6.7.1. Caso de estudio metodológico 1a: cocientes de bandas, NDSI y digitalización manual en imágenes Landsat y ALOS PRISM en el monte San Lorenzo

##### Cocientes de bandas y NDSI

Teniendo en cuenta que la zona de estudio del Monte San Lorenzo es, de las tres zonas de estudio seleccionadas, aquella donde más predomina el hielo limpio, se realizó una comparación de las prestaciones de los cocientes Landsat TM3/TM5 y TM4/TM5, así como del NDSI respecto de la digitalización manual, que fue tomada como medida patrón.

Después de ejecutar el cociente de bandas sobre la imagen Landsat del 07-03-2008, el siguiente paso fue el de seleccionar el umbral numérico adecuado a fines de separar los píxeles de hielo y nieve de aquellos que no lo son. En ambos cocientes de bandas el umbral de DN seleccionado fue  $DN > 2$ . Las superficies no englazadas (roca, vegetación, etc.) presentan valores de DN menores a dicho umbral, mientras que nieve y hielo presentan valores superiores. Se crearon regiones de interés con dicho umbral y luego se vectorizaron los resultados.

Por otro lado, el NDSI se define en el caso del sensor Landsat según:

$$\text{NDSI} = \frac{\text{TM2} - \text{TM5}}{\text{TM2} + \text{TM5}} \quad \text{Dossier (1987, 1989)}$$

y el umbral utilizado para separar la nieve y el hielo de la cobertura nubosa fue de  $DN > 0,4$ .

Este índice presenta el inconveniente de que captura en gran medida los cuerpos de agua, sean lagos o ríos. Esto es especialmente problemático para aquellos glaciares de valle o descarga que terminan en cuerpos de agua importantes o en lagos proglaciares y presentan un frente con calving. Para identificar y eliminar estos artefactos, se aplicó otro índice normalizado, el NDWI- Normalized Difference Water Index, que se define (siempre para el sensor Landsat) como:

$$\text{NDWI} = \frac{\text{GREEN-NIR}}{\text{GREEN+NIR}} \quad \text{o bien} \quad \frac{\text{TM2-TM4}}{\text{TM2+TM4}}$$

El índice toma valores de entre 1 y -1, y el umbral para aislar los cuerpos de agua se buscó interactivamente y fue fijado en  $\text{DN} > 0,4$ .

#### Digitalización manual

La ronda de digitalización tuvo como tarea la digitalización por triplicado de 11 glaciares sobre la imagen Landsat ETM+, en tanto que la imagen de referencia, donde los glaciares se digitalizaron una única vez fue la imagen pancromática ALOS PRISM con fecha 29-03-2008.

#### 3.6.1.7.2. Caso de estudio metodológico 1b: cocientes de bandas, clasificación supervisada de imágenes ASTER y digitalización manual en la cuenca del Río Tunuyán

Debido a que no fue posible encontrar imágenes Landsat y ASTER con buena coincidencia temporal y condiciones de mapeo de glaciares adecuadas para la zona del San Lorenzo o Volcán Domuyo para efectuar la comparación de metodologías de mapeo, se trabajó con este tipo de imágenes para una zona englazada de la cuenca del Río Tunuyán, Provincia de Mendoza. Las imágenes utilizadas pueden verse en la tabla III.I.

#### Cocientes de bandas en imágenes Landsat vs. clasificación supervisada y digitalización manual en imágenes ASTER

Se realizó el cociente de bandas TM3/TM5 en la imagen Landsat TM del 31-03-2011 y se seleccionó un umbral de  $\text{DN} > 1$ . Debido a la falla del sistema SWIR de ASTER en el año 2008, en lugar de realizar un cociente con bandas equivalentes al de Landsat, se realizó una clasificación supervisada sobre la imagen ASTER del 30-03-2011. Para generar la clasificación, se utilizó una similitud de  $\text{DN} = 20$  y un tamaño mínimo de región de 50 píxeles, es decir  $\sim 0,01 \text{ km}^2$ .

En el caso de la digitalización manual, se procedió con la ronda de digitalizaciones con las mismas instrucciones que en el caso de estudio metodológico anterior, utilizando una composición RGB 543 de Landsat para digitalizar 10 glaciares tres veces y una composición ASTER RGB 321 como base para la digitalización (reemplazando las imágenes PRISM).

En algunos sectores las imágenes muestran sombras profundas en los sectores donde se encuentran los glaciares digitalizados. Sin embargo, encontrar imágenes satelitales Landsat y ASTER de archivo con condiciones adecuadas para el mapeo de glaciares y con fecha de adquisición coincidente es altamente improbable, inclusive para miles de kilómetros

de los Andes. Por otra parte, si bien las condiciones de nieve estacional probablemente no son del todo óptimas para el mapeo de glaciares, dichas condiciones deberían ser esencialmente iguales dada la excelente coincidencia temporal entre las imágenes Landsat y ASTER.

### 3.6.1.7.3. Caso de estudio metodológico 2: propuesta de método geomorfométrico para la identificación de hielo cubierto en el Monte San Lorenzo y Volcán Domuyo

Teniendo en cuenta que el hielo glaciar bajo cobertura detrítica no es factible de detectar mediante métodos multiespectrales debido a la respuesta espectral similar de la misma y las rocas, suelos y laderas que circundan a los glaciares, se realizó una propuesta metodológica alternativa. La propuesta a continuación pretendió combinar las ventajas de la simpleza de las clasificaciones multiespectrales (cocientes de bandas) sobre la base de imágenes Landsat para el mapeo de hielo libre de detrito, la cobertura vegetal y los cuerpos de agua, junto con información extraída de las bandas termales del mismo sensor, y un umbral de pendiente derivado de un MDE. En la figura 3.5 se ilustra el flujo de información y los pasos individuales seguidos en esta propuesta metodológica, los cuales fueron estructurados en un árbol de decisión del software ENVI. Un árbol de decisión es un modelo de predicción utilizado en el ámbito de la inteligencia artificial. Dada una base de datos de entrada, se construye una serie de diagramas de construcciones lógicas, que sirven para representar y categorizar una serie de condiciones que ocurren de forma sucesiva, para la resolución de un problema. Las instancias o pasos de procesamiento del árbol de decisiones fueron:

1. Separación de lagos, lagunas proglaciares y ríos mediante el índice normalizado de agua (Normalized Difference Water Index, NDWI); el umbral utilizado fue de  $DN > 0,46$ .
2. Utilización del índice normalizado de vegetación (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI) para separar la vegetación, con un umbral de  $DN > 0,05$ .

$$NDVI = \frac{NIR-RED}{NIR+RED} \quad \text{o bien} \quad \frac{TM4-TM3}{TM4+TM3}$$

3. Identificación de hielo libre de detrito mediante un cociente de bandas. En este caso se eligió el umbral  $TM3/TM5$  dado que en general evita la inclusión de cuerpos de agua que sí pueden quedar incluidos en el cociente  $TM4/TM5$ ; el umbral utilizado fue de  $DN > 2$ .
4. Implementación de un umbral de inclinación de la ladera  $< 15^\circ$ . El modelo digital de elevación implementado fue el GDEM.
5. Implementación de un umbral de temperatura de superficie entre  $273$  y  $287^\circ$  Kelvin.

Respecto de los valores de temperatura obtenidos a partir de las bandas termales, es importante notar que a pesar de los inconvenientes mencionados anteriormente, una interpretación visual rápida confirma que porciones importantes de hielo cubierto pueden ser interpretadas e identificadas como tal, de manera que la información termal puede ser utilizada hasta cierto punto como información complementaria. Para obtener los valores de temperatura en superficie, se calculó en primera instancia la emisividad del terreno para cada área de estudio según Van de Griend y Owe (1993), la cual es definida como la capacidad intrínseca de una determinada superficie para convertir energía calórica en radiación sobre la misma y depende de las propiedades físicas del terreno y de las condiciones atmosféricas particulares al momento de la observación (Sobrino *et al.*, 2001). En este cálculo interviene el NDVI, para cuyo cálculo se convirtieron a valores de reflectancia y fueron corregidas atmosféricamente las bandas TM3 y TM4 mediante los módulos *Landsat Calibration* y *Quick Atmospheric Correction* del software ENVI. El siguiente paso consistió en convertir las bandas termales de Landsat 61 y 62 a valores de radiancia para luego corregirlas atmosféricamente según la fórmula de Coll *et al.* (2010). Previamente se corrigió la radiancia según la atmósfera del día de observación en el sitio de estudio usando el modelo MODTRAN disponible en internet: <http://atmcorr.gsfc.nasa.gov>, de Barsi *et al.* (2005).

En términos generales puede decirse que el hielo cubierto forma un continuo con el hielo libre de detrito, es decir, rara vez se presenta hielo cubierto que no está en contacto con hielo limpio, o bien es relativamente improbable la existencia de un glaciar formado en un 100% por hielo cubierto. En este sentido, una instancia final para mejorar ulteriormente la clasificación lograda mediante el árbol de decisiones consistió en la selección automática de los contornos poligonizados de los glaciares según su relación de vecindad con aquellos polígonos de hielo limpio. Este procedimiento, si bien puede eliminar algunas porciones de hielo cubierto clasificadas correctamente como tal, contribuye a la rápida eliminación de artefactos en forma de píxeles o grupos pequeños de píxeles aislados, simplificando y economizando tiempo en el proceso de corregir manualmente la clasificación lograda mediante el árbol de decisiones.

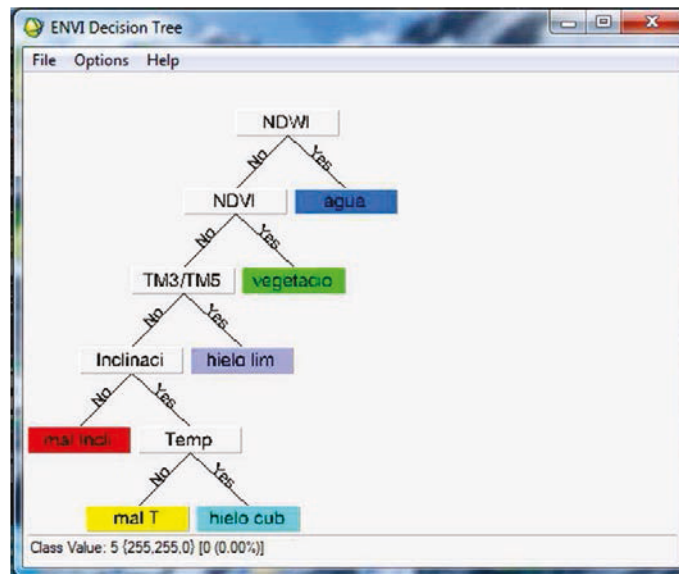


Figura 3.5. Árbol de decisiones implementado para la identificación de hielo cubierto con base en imágenes Landsat y el MDE ASTER GDEM.

Para la región del Volcán Domuyo fue aplicado un árbol de decisiones similar, pero con el ordenamiento de los factores de decisión y los umbrales ligeramente diferentes para adecuarse a las particularidades de esta región y diferentes respecto de la región del Monte San Lorenzo:

- $DN > 0,05$  para el NDVI
- $DN > 0,4$  para el NDWI
- $DN > 2$  para el cociente TM3/TM5
- Un umbral de temperatura de entre 270 y 287° Kelvin.
- 20° como umbral de inclinación

### 3.6.8. Clasificación GLIMS de glaciares

En pos de clasificar la gran cantidad y variabilidad de los glaciares en toda la superficie terrestre y teniendo en cuenta la dificultad en asignar un cuerpo de hielo a una clasificación inequívoca, GLIMS llevó a cabo una guía de clasificación de glaciares a través de sensores remotos, considerando su morfología primaria, forma del glaciar, características frontales, perfil longitudinal, fuente de alimentación, actividad de la lengua glaciaria, presencia de morenas junto al glaciar y alejadas del glaciar, y cobertura detrítica (Rau *et al.*, 2005). Cada criterio asigna un dígito o número a cada unidad o polígono glaciar. Los mismos pueden verse en la tabla III.V., mientras que la tabla del Anexo Digital I incluye la totalidad de los glaciares relevados en la presente Tesis.

### 3.6.9. Estudio de fluctuaciones y cambio de área glaciar

Una vez realizado el inventario de glaciares en base a la imagen satelital más reciente e idónea según sus condiciones de nieve estacional, cobertura nubosa y ganancias (sección 3.1.1), se realizó de la manera antes descrita el inventario de glaciares correspondiente a la/s imagen/es más antigua que presentase/n buenas condiciones de mapeo. De esta manera, en el caso del Monte San Lorenzo se trabajó con imágenes Landsat para evaluar los cambios de área en el período 1985-2008, en el Volcán Domuyo se utilizó otra imagen Landsat de 1990 que fue comparada con el inventario correspondiente al año 2009 en base a una imagen ALOS AVNIR2, y finalmente en la zona del Nevado de Cachi se utilizaron imágenes Landsat de 1988 y 2000 como base de comparación para el inventario correspondiente a la imagen ASTER de 2009.

Antes de realizar el álgebra de bandas para clasificar la nieve y hielo de las imágenes, las mismas fueron georreferenciadas en todos los casos mediante procesos de georreferenciación *imagen a imagen* hasta que la diferencia en la geolocalización entre imágenes fuera imperceptible. La superficie de cada glaciar de la imagen más antigua fue tomada como referencia (100%) y se calculó la reducción porcentual para cada cuerpo y para la totalidad de la superficie englazada. Debe mencionarse que para calcular efectivamente el retroceso glaciar individual en lugar de cuantificar la variación intra-clase areal, el área de aquellos glaciares que se fragmentan en dos o más cuerpos debe ser calculada sumando las áreas de cada uno de los mismos, por más que éstos correspondan a una clase areal de menor superficie.

### 3.7. Identificación y mapeo de glaciares de escombros y lóbulos de talud

#### 3.7.1. Digitalización manual y obtención de parámetros morfométricos

Dado que los glaciares de escombros no suelen estar vinculados espacialmente a crestas y aristas no es necesaria la delimitación de cuencas de drenaje para delimitarlos. En otro sentido, las geoformas coalescentes fueron identificadas como unidades únicas y aquellas compuestas, dispuestas en forma escalonada, fueron separadas y mapeadas de forma individual según su grado de actividad. La extracción de los parámetros morfométricos se realizó de la misma manera que para los glaciares convencionales. Los glaciares de escombros muestran cambios de volumen y longitud de magnitud considerablemente menores que los glaciares convencionales, de manera que el efecto de desfase temporal entre los MDEs y las imágenes satelitales no debería tener un efecto tan importante como en estos últimos. Sin embargo, los glaciares de escombros suelen ser, en términos generales, cuerpos de menores dimensiones y de rango altitudinal más estrecho, por lo cual es preferible implementar MDEs de alta resolución en ellos. La extracción de los parámetros topográficos-morfométricos de los glaciares de escombros en

las tres zonas de estudio (altura máxima, media y mínima, pendiente media, orientación) se realizó con los MDE ALOS PRISM generados, que tienen una resolución espacial de 10 metros. En algunos pocos casos, donde las geoformas coincidían con agujeros de estas grillas de elevación, los valores topográficos se extrajeron del GDEM v2. Por otra parte, se calculó la superficie que ocupan las geoformas activas según rangos altitudinales de 200 m para estimar la densidad espacial de las mismas en las diferentes zonas de estudio.

### 3.7.2. Clasificación

Las clasificaciones utilizadas para los glaciares de escombros se basan en criterios morfológicos, dado que la clasificación genética, según su origen criogénico o glaciogénico no ha sido aceptada formalmente por la IPA. En el presente trabajo los glaciares de escombros y lóbulos de talud se clasificaron según su grado de actividad y presencia de permafrost en activos, inactivos y fósiles.

La presencia de permafrost y el contenido de hielo debe ser confirmada mediante mediciones directas como sondeos y perforaciones (Haeberli *et al.*, 2006) pero tan sólo unas pocas han sido realizadas en los Andes hasta el momento (Trombotto y Borzotta, 2009). Por otra parte, el movimiento de los glaciares de escombros puede ser constatado y cuantificado mediante diversas técnicas (geofísicas, geodésicas entre otras) (Haeberli *et al.*, 2006), pero desafortunadamente no se disponen de datos al respecto para ninguna de las zonas de estudio. Dado que el enfoque del presente trabajo se realizó a partir de imágenes satelitales, la identificación y clasificación de las geoformas tuvo su enfoque en los indicadores geomorfológicos (Wahrhaftig y Cox, 1959; Haeberli, 1985; Baroni *et al.*, 2004; Roer y Nyenhuis, 2007).

Los glaciares de escombros activos se diferenciaron de los inactivos debido a (1) la mayor inclinación de los taludes frontales, (2) pocas o ninguna señal de degradación de la superficie, (3) escasa o nula acumulación de bloques de gran tamaño a los pies de los taludes frontales. Y (4) material fino en las pendientes frontales, lo cual es indicativo de un ángulo superior al ángulo de reposo del material suelto, que a su vez indica que el frente se encuentra en avance.

Adicionalmente, las siguientes características fueron consideradas para la identificación de geoformas fósiles: (1) topografía de superficie degradada y pobre preservación de las crestas y surcos transversales, (2) importante cantidad de vegetación herbácea creciendo en los taludes frontales y laterales de la geoforma, (3) la presencia de material fino en los taludes frontales y acumulaciones de bloques de gran tamaño a sus pies. La tabla del anexo digital II incluye la totalidad de los glaciares de escombros y lóbulos de talud relevados en la presente Tesis, destacando su forma, relación con otros elementos del paisaje y grado de actividad.

### 3.7.3. Caso de estudio metodológico 3: identificación y mapeo de glaciares de escombros en escenas ASTER, ALOS AVNIR2 y PRISM en los Nevados de Cachi

Debido a que el proceso de identificación y mapeo de glaciares de escombros se realiza mediante digitalización manual, se investigaron los resultados de una ronda de digitalización en base a imágenes satelitales de diferente resolución espacial, para conocer en que medida la pérdida de resolución afecta el mapeo de los mismos. En este caso, la ronda de digitalizaciones contó con una composición RGB 321 tanto para ASTER (15 m de resolución) como para ALOS AVNIR2 (10 m de resolución), y una imagen pancromática ALOS PRISM (2,5 m de resolución) para digitalizar 10 glaciares de escombros por parte de ocho operadores. A pesar de que la base para la interpretación es diferente (composiciones falso color e imágenes pancromáticas según el caso), pueden brindar información acerca del potencial de los distintos sensores en cuanto a la identificación de glaciares de escombros.

Se eligieron geoformas de diversos tamaños y litologías, para proveer diferentes respuestas espectrales. Los valores de referencia de las áreas de las geoformas fueron las provistas por los mapeos sobre imágenes de los satélites WorldView, de 50 cm de resolución espacial y disponibles en Google Earth<sup>TM</sup>, y posteriormente corregidos tras los trabajos de campo.

Debe hacerse una aclaración respecto de los glaciares de escombros. Los mismos resultan de la acumulación de detrito rocoso y su posterior congelamiento; asimismo constituyen, si son activos, un sistema transporte de sedimentos, y por lo tanto sus límites tienen una interpretación por demás subjetiva. Por otra parte, al tratarse estas geoformas de sistemas naturales, existe toda clase de estadios intermedios entre los términos “activo”, “inactivo” y “fósil”. Por ejemplo, glaciares de escombros complejos pueden presentar algunos frentes con movimiento y otros frentes del mismo cuerpo no (Darío Trombotto, comunicación personal). También puede ocurrir que en procesos de degradación del permafrost discontinuo de montaña, el mismo se encuentre ausente en la mayor parte del la geoforma y quede circunscrito a la zona de raíz (Vespremeanu-Stroe *et al.*, 2012). Por lo tanto, la presencia del permafrost y el movimiento de los glaciares de escombros deben ser comprobados mediante técnicas específicas (ver arriba). En base a esto, se decidió evaluar únicamente las áreas de las geoformas producidas por los operadores de la ronda de digitalización, sin considerar la clasificación de las mismas en activas, inactivas o fósiles.

**Tabla III.V.** Parámetros propuestos para caracterizar la morfología de los glaciares según la clasificación expandida de GLIMS. Adaptado de Rau *et al.* (2005).

	<b>Dígito 1 Clasificación Primaria</b>	<b>Dígito 2 Forma</b>	<b>Dígito 3 Características frontales</b>	<b>Dígito 4 Perfil longitudinal</b>	<b>Dígito 5 Fuente de alimentación</b>	<b>Dígito 6 Actividad de la lengua</b>	<b>Dígito 7 Morenas código 1</b>	<b>Dígito 8 Morenas código 2</b>	<b>Dígito 9 Cobertura detrítica</b>
<b>0</b>	Incierto o misceláneo	Incierto o misceláneo	Normal o misceláneo	Incierto o misceláneo	Desconocido	Incierto	Sin Morenas	Sin morenas	Incierto
<b>1</b>	Sábana de hielo	Cuencas compuestas	Piedemonte	Regular	Nieve	Retroceso marcado	Morenas terminales	Morenas terminales	Libre de detrito
<b>2</b>	Campo de hielo	Cuenca compuesta	Expandido	Colgante	Avalanchas	Retroceso leve	Morenas laterales o medias	Morenas laterales o medias	Parcialmente cubierto
<b>3</b>	Domo de hielo	Cuenca simple	Lobado	Cascada de hielo	Hielo sobrepuesto	Estacionario	Morenas de empuje	Morenas de empuje	mayormente cubierto
<b>4</b>	Glaciar de descarga	Circo	Calving	Interrumpido		Avance leve	Combinación de 1 y 2	Combinación de 1 y 2	Completamente cubierto
<b>5</b>	Glaciar de valle	Nicho	Coalescente			Avance marcado	Combinación de 1 y 3	Combinación de 1 y 3	
<b>6</b>	Glaciar de montaña	Cráter				Posible Surge	Combinación de 2 y 3	Combinación de 2 y 3	
<b>7</b>	Glaciarete y manchón de nieve	Colgante				Surge conocido	Combinación de 1, 2 y 3	Combinación de 1, 2 y 3	
<b>8</b>	Barrera de hielo	Grupo				Oscilante	Detrito, incierto si es morénico	Detrito, incierto si es morénico	
<b>9</b>	Glaciar de roca	Remanente					Morena, tipo incierto	Morena, tipo incierto	
<b>10</b>	Corriente de hielo								

### 3.8. Control de campo y revisión

Además del relevamiento de GCP para la rectificación de imágenes satelitales y validación de MDEs, el control sobre el terreno tuvo como objetivo fundamental el chequeo y corrección del mapeo de cuerpos de los cuerpos de hielo, la clasificación de los glaciares, geoformas y elementos del paisaje e interpretaciones y mapeos geomorfológicos. Se realizaron campañas en el Monte San Lorenzo (marzo 2010, febrero 2012 y 2013), Volcán Domuyo (marzo de 2012 y 2013) y Nevados de Cachi (octubre 2012) a fines de: (1) identificar cuerpos de hielo (hielo cubierto por detrito, manchones de nieve y protalus rampart mayormente) y otras geoformas como morenas no detectados en la clasificación de las imágenes satelitales en gabinete; (2) comprobar el carácter permanente o estacional de los manchones de nieve; (3) verificar la clasificación de los glaciares de escombros y lóbulos de talud según su grado de actividad mediante criterios morfológicos de detalle y medición del ángulo de los taludes con clinómetro; (4) reconocer formas y procesos del ambiente glacial y periglacial que por su pequeño tamaño no son identificables en las imágenes satelitales.

La medición de los límites de glaciares y geoformas mediante GPS diferencial en modo dinámico no fue posible debido a la lejanía de las estaciones GPS permanentes respecto de las áreas de estudio (lo cual impide que el posprocesamiento diferencial arroje resultados confiables) y la peligrosidad de la tarea por el grado de exposición, dimensiones y rango altitudinal de los glaciares y geoformas. En algunos pocos casos se relevaron los límites de geoformas con GPS de tipo navegador cuya precisión es aceptada en torno a los 10 m en el plano horizontal.

### 3.9. Flujo de Trabajo

La figura 3.6 muestra a modo de resumen un diagrama de flujo donde se ve el proceso de generación de los polígonos de glaciares y glaciares de escombros y la base de datos (volcada en los anexos digitales I y II), y que constituye la información básica que debe ser ingresada en las bases de datos de GLIMS o el WGMS. El mismo se encuentra integrado por cuatro circuitos menores que se integran entre ellos en diferentes puntos del proceso.

El primero de los circuitos es el correspondiente al procesamiento y tratamiento de las imágenes satelitales. Las imágenes que sirven de base para el inventario de glaciares se seleccionan desde los diferentes archivos de Landsat, ASTER y ALOS, teniendo en cuenta la fecha de adquisición, que se encuentra relacionada con las condiciones de nieve estacional, y la cobertura nubosa. Las imágenes satelitales anteriores, que se utilizan para realizar el cálculo de fluctuaciones glaciarias, son georreferenciadas mediante un proceso *imagen a imagen* respecto de la imagen base del inventario. Las imágenes son clasificadas para identificar el hielo descubierto y

cubierto de acuerdo a su procedencia: clasificación supervisada (ALOS AVNIR2 y ASTER pos-2008), cocientes de bandas (ASTER y Landsat), y métodos combinados, que pueden ser implementados con distintas imágenes donde se realice una clasificación multispectral y un Modelo Digital de Elevación. La clasificación puede ser filtrada para eliminar el ruido, y posteriormente se sectorizan los resultados para obtener los polígonos preliminares. En el caso de los glaciares de escombros, los límites provienen directamente de la digitalización manual sobre la imagen satelital óptica.

El tratamiento de los GCP es sencillo: inicialmente se planifica tentativamente su ubicación en el gabinete, la cual puede ser avalada o modificada en el terreno de acuerdo a diversas circunstancias como la imposibilidad de acceso o un reconocimiento dificultoso. Nuevamente en el gabinete, se efectúa el procesamiento diferencial de la coordenada. Los GCP son utilizados para verificar y/o corregir la geolocalización de la imagen base para los inventarios y para realizar una validación y ajuste altimétrico de los MDEs.

Los MDEs (SRTM y GDEM) son seleccionados de su propio archivo y la elección de uno u otro se lleva a cabo mediante el proceso descrito en la sección 4.4, considerando la presencia de artefactos y la georreferenciación y el trazado de cuencas. Eventualmente, cuando se cuenta con un MDE de referencia, que debido a su mayor resolución probablemente cubra una extensión menor que SRTM o GDEM, puede realizarse el ajuste planialtimétrico entre los mismos.

Una vez ajustado el MDE, se trazan las cuencas de drenaje, que en mayor o menor medida deben ser usualmente corregidas manualmente. Las cuencas de drenaje sirven para delimitar cada polígono como glaciar individual y establecer los límites hielo-hielo.

En el circuito de salida, los polígonos preliminares de los glaciares y glaciares de escombros son clasificados: tanto la clasificación como los límites mismos de los polígonos son verificados en el terreno y eventualmente son corregidos manualmente. Una vez que los contornos se transforman en los definitivos, se realiza la extracción de los parámetros topográficos a partir del MDE corregido, uniéndose a los polígonos para conformar la base de datos final.

### **3.10. Análisis de los registros instrumentales de variables climáticas**

Con el objetivo de conocer la variabilidad y tendencias en la precipitación de los meses de invierno y la temperatura del verano en las últimas décadas, a la vez que vincularlas a cambios de área en los glaciares de las zonas estudiadas, se analizaron datos de las estaciones meteorológicas más próximas a los mismos, y se incorporaron además datos provenientes de reanálisis. La información provista por los registros instrumentales y reanálisis han sido utilizadas en trabajos sobre tendencias climáticas a escala regional, los cuales fueron retomados en el presente trabajo de Tesis en el contexto de los sitios de estudio.

### 3.9.1. Temperatura

La temperatura del aire fue registrada por un datalogger HOBBO situado en la morena orográfica izquierda del glaciar San Lorenzo Sur entre los años 2002-2013. Para encontrar tendencias a largo plazo se amplió el período de estudio a 1931-2013, correlacionando las temperaturas de los meses de verano (influyentes en la economía de los glaciares) con las anomalías de temperatura estival de un promedio de estaciones meteorológicas de la zona meridional de la Patagonia (Lago Argentino, Balmaceda, Ushuaia, Río Gallegos, Lord Cochrane), donde se obtuvo  $r=0,94$ . Medias móviles de cinco años se calcularon para reconocer períodos cálidos y fríos.

### 3.9.2. Precipitación

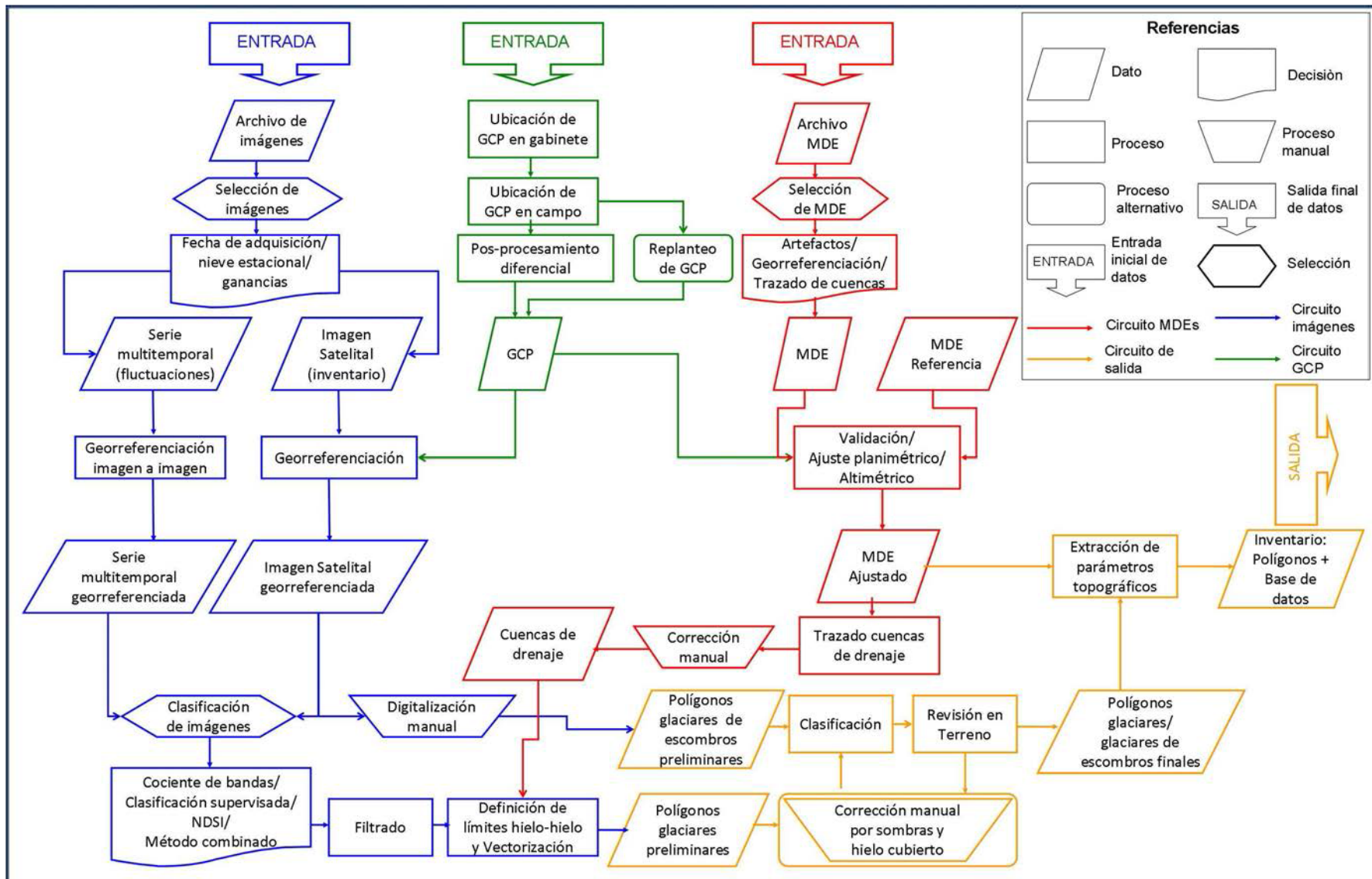
Para la zona del Volcán Domuyo se obtuvieron datos de la precipitación sólida (equivalente agua-nieve o EAN) para la estación nivométrica Pampa de Chacaico ( $36^{\circ} 28' S - 70^{\circ} 36' O$ , 2580 m s.n.m., provistos por la Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Negro y Neuquén ([www.aic.gov.ar](http://www.aic.gov.ar)) para el período 1997-2013. Los valores máximos anuales de EAN se correlacionaron con aquellos obtenidos para un conjunto de ocho estaciones situadas entre Argentina y Chile en los Andes Centrales por Masiokas *et al.* (2013), siendo  $r=0,89$ .

### 3.9.3. Cálculo de la isoterma de $-1^{\circ} C$

Con el objetivo de conocer la distribución altitudinal de los glaciares de escombros y el permafrost discontinuo de montaña en relación al régimen térmico imperante, se calculó para cada sitio de estudio la elevación de la isoterma de  $-1^{\circ} C$ , que según los estudios pioneros de Haerberli (1985) se corresponde con la cota mínima de la altura del permafrost de montaña (APM).

Debido a que las estaciones meteorológicas se encuentran en los tres casos siempre muy por debajo de las franjas altitudinales donde se encuentran los glaciares de escombros, los valores de temperatura media fueron extrapolados para calcular la altura de la isoterma de  $-1^{\circ} C$  utilizando un gradiente de temperatura adiabático teórico de  $0,65^{\circ} C/100 m$ .

Las alturas de la APM obtenidas mediante dichas extrapolaciones (así como los pisos altitudinales de las geoformas activas obtenidas del análisis en un entorno SIG) fueron comparadas con estudios previos de carácter regional que se ocupan del límite altitudinal del permafrost de montaña a diversas latitudes de la Cordillera de los Andes. Finalmente, se calcularon las variaciones temporales de la isoterma de  $-1^{\circ} C$  para comprobar si la misma ha permanecido estable o por el contrario ha sufrido variaciones en respuesta al cambio climático.



**Figura 3.6.** Diagrama del flujo de datos e información, ilustrando los procesos automáticos y manuales, instancias de decisión, caminos alternativos y los datos o productos de entrada, intermedios y de salida. Los mismos se dividen en tres circuitos de datos: circuito de MED, imágenes y GCP, que se integran en el circuito de salida de datos. Ver texto para mayor detalle.

**Tabla III.VI.** Ubicación geográfica, elevación y períodos analizados de las estaciones hidrometeorológicas utilizadas para el cálculo del valor altitudinal de la isoterma de  $-1^{\circ}$  C y su tendencia temporal, temperaturas, precipitación y escurrimiento superficial.

<b>Estaciones meteorológicas – Monte San Lorenzo</b>				
	ubicación/elevación	temperatura media diaria	temperatura media diaria	
Lord Cochrane	47° 14' S – 72° 35' O/190m	1970-2013		
Datalogger HOBO	47° 42' S - 72°19' O/1140m		2002-2009, 2012-2014	
<b>Estaciones meteorológicas – Volcán Domuyo</b>				
	ubicación/elevación	temperatura media mensual	precipitación diaria	Equivalente Agua Nieve
Puente Andacollo	37° 11' S – 70° 40' O/1017 m	1980-2011	1972-2011	1971-2011
Pampa de Chacaico	36° 28' S – 70° 36' O/ 2580 m	2000-2013	1997-2013	
<b>Estaciones meteorológicas – Nevados de Cachi</b>				
	ubicación/elevación	temperatura media mensual	precipitación diaria	Caudal diario
Salta Aeropuerto	24° 51' S - 65° 29' O/1200m	1958-2012		
Dique Los Sauces	25° 51' S - 65°57' O/1673m			1930-1960
Cachi	25° 07' S – 66° 09' O/2355m		1973-1990	

## Capítulo 4. Resultados

### 4.1. Error de geolocalización de las imágenes satelitales

El error de geolocalización en imágenes ALOS PRISM en los modos de adquisición nadir-, forward- y backward-looking ha sido reportado en 8,1 m, 7,4 m y 9,3 m respectivamente por Tadono *et al.* (2009). Mediante los GCP relevados se comprobó un error cuadrático medio (RMSE) en las imágenes PRISM de las tres zonas de estudio de 6,1 m (Monte San Lorenzo), 1,4 m (Volcán Domuyo) y 1,9 m (Nevados de Cachi). Por lo tanto, los errores de georreferenciación de las imágenes utilizadas se hallan dentro de los rangos de error reconocidos. Además, y debido a las dificultades en la cuantificación de la programación del ángulo de adquisición (lo cual causa un error geométrico absoluto importante en las imágenes ALOS AVNIR2), las mismas presentan un error de 72 m en el sentido perpendicular a la dirección de avance (across track), pero menor a 7,5 m en el sentido paralelo a la misma (along track) (Tadono *et al.*, 2009). A pesar de ello, no se encontraron diferencias de geolocalización importantes entre las imágenes ALOS PRISM y AVNIR2, por lo que no se consideró necesario realizar el proceso de georreferenciación imagen a imagen de las mismas .

La tabla IV.I muestra el error cuadrático medio expresado en píxeles, metros (referidos a las imágenes Landsat) y el número de GCP usados en los procesos de georreferenciación imagen a imagen en todos los procesos de corrección de imágenes Landsat y ALOS para cada área de estudio. En general, se observó que un número mayor de GCPs no necesariamente garantiza un error cuadrático medio menor para la corrección de imágenes.

**Tabla IV.I.** Valores hallados en las diferencias de georreferenciación entre imágenes Landsat y ALOS PRISM para las zonas de estudio.

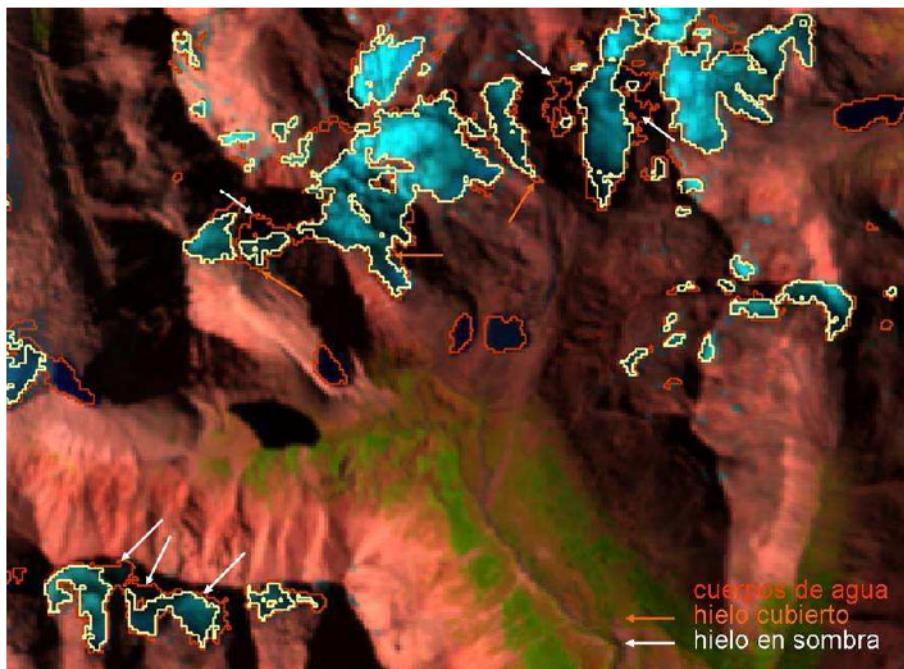
Área	RMSE (pixel)	metros	GCP
Monte San Lorenzo	0,7	21	15
Volcán Domuyo	0,4	12	15
Nevados de Cachi	0,3	9	17

### 4.2. Comparación de métodos multispectrales y morfométricos para la identificación de glaciares

4.2.1. Caso de estudio metodológico 1a: cocientes de bandas y digitalización manual en imágenes Landsat y PRISM en el monte San Lorenzo

#### Cocientes de bandas

Las figuras 4.1 y 4.2 ilustran las diferencias más notables entre los cocientes Landsat TM3/TM5 y TM4/TM5 en cuanto a la detección de cuerpos de agua, hielo en sombra y hielo cubierto. Puede observarse como los sectores de hielo o nieve y roca en sombra son más fácilmente identificados y discriminados en TM3/TM5, es decir, este cociente responde mejor en las pendientes que se orientan hacia las sombras, mientras que TM4/TM5 lo hace en aquellas que se orientan al sol. Por el contrario, la mayor desventaja del cociente TM3/TM5 es la mayor captación de hielo en forma de témpanos sobre lagos y/o lagunas proglaciales, así como del agua misma en general, ya sea limpia en cuerpos de agua vecinos no relacionados con cuerpos glaciares o bien turbia en los lagos proglaciales. Estos artefactos, salvo los que corresponden a pequeños cuerpos de agua turbia pueden ser eliminados con relativa sencillez mediante una máscara de agua y el índice de agua NDWI (ver abajo).

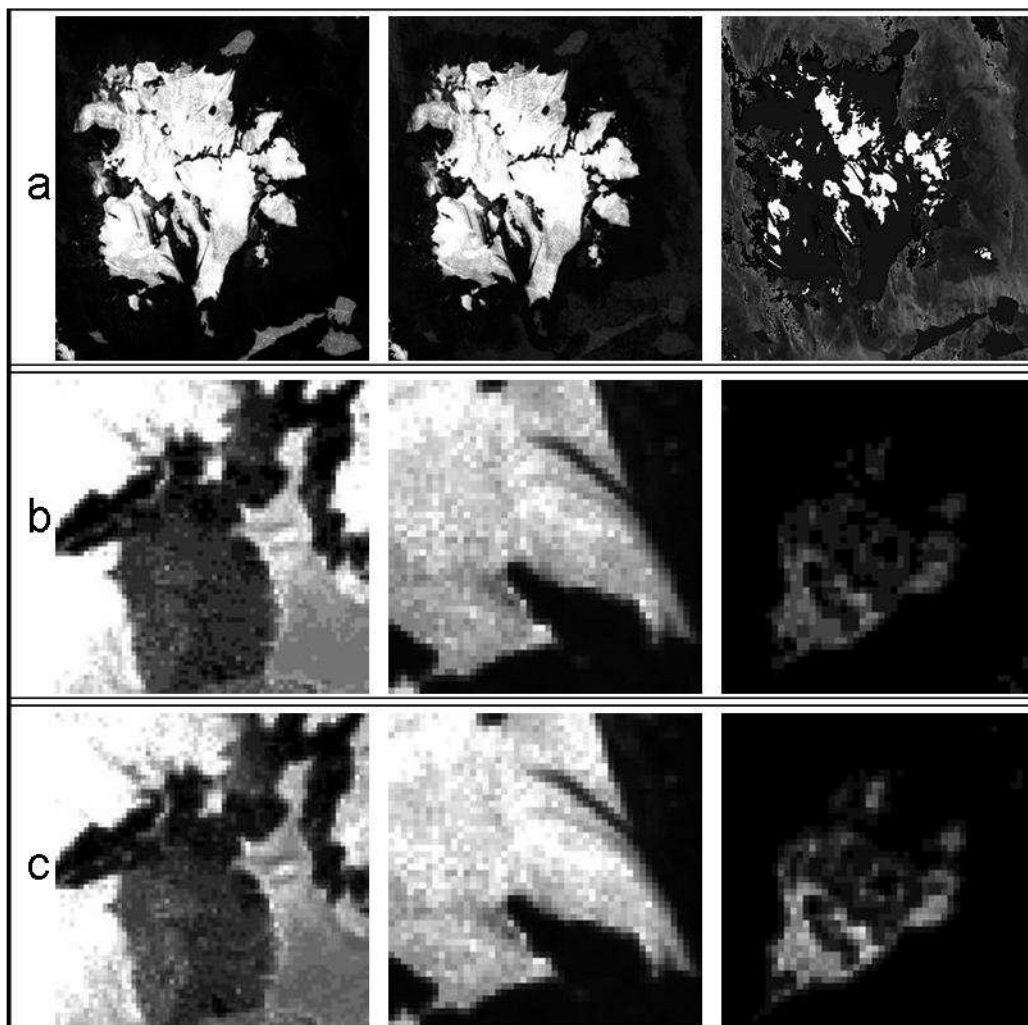


**Figura 4.1.** Diferencias entre los cocientes TM3/TM5 (rojo) vs. TM4/TM5 (amarillo).

Por otro lado, las zonas de hielo limpio de las zonas de ablación de los glaciares se destacan de mejor manera en el cociente TM4/TM5, por lo que es más confiable para estimar la altura de la línea de nieve transitoria para un año en particular. Si bien puede resultar algo trabajoso, puede sectorizarse la implementación de un cociente u otro según la orientación en función de un mapa de orientación de las laderas.

La figura 4.3 muestra un detalle de los glaciares del Cerro W y glaciar Sobral, donde una inspección visual pormenorizada indica que la totalidad del hielo se halla esencialmente desprovisto de detrito. En primer lugar, se verifica que el cociente TM4/TM5 clasifica menor cantidad de píxeles como hielo y nieve que el TM3/TM5, generando polígonos de glaciares de menor superficie. Teniendo en cuenta 31,12 km<sup>2</sup> digitalizados manualmente en este sector en

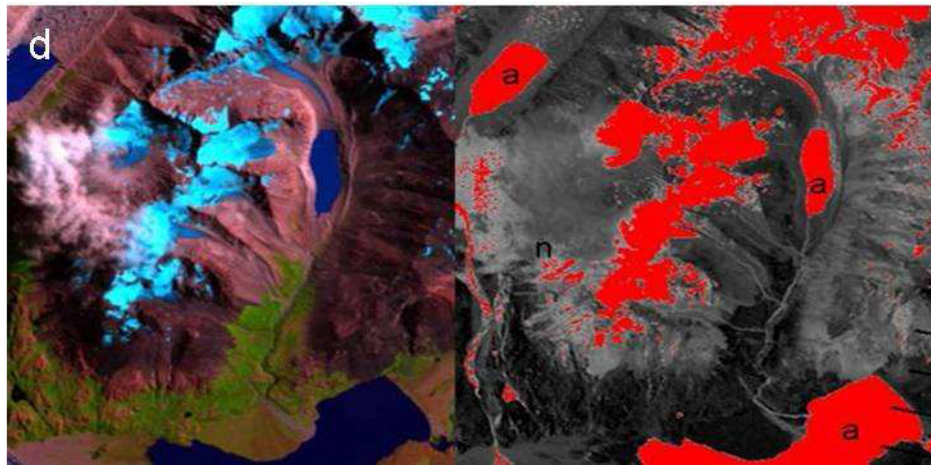
particular, el cociente TM3/TM5 clasificó hielo en exceso (101,37%, es decir +1,37%), mientras que TM4/TM5 lo hizo en defecto (96,72 %, o sea -3,27%). Para un  $n=15$  glaciares, los desvíos estándar del porcentaje de píxeles clasificados como hielo fueron de 17,1% y 20,5 % para los cocientes TM3/TM5 y TM4/TM5 respectivamente. Para ambos cocientes, existe una amplia dispersión porcentual respecto de la digitalización manual en la identificación de glaciares ya sea en déficit como en exceso para los cuerpos de hielo más pequeños ( $<0,1 \text{ km}^2$ ), tendencia que se reduce notablemente a medida que aumenta el tamaño de los glaciares, siendo los valores hallados para ambos cocientes mucho más próximos a los de la digitalización manual (figura 4.4).



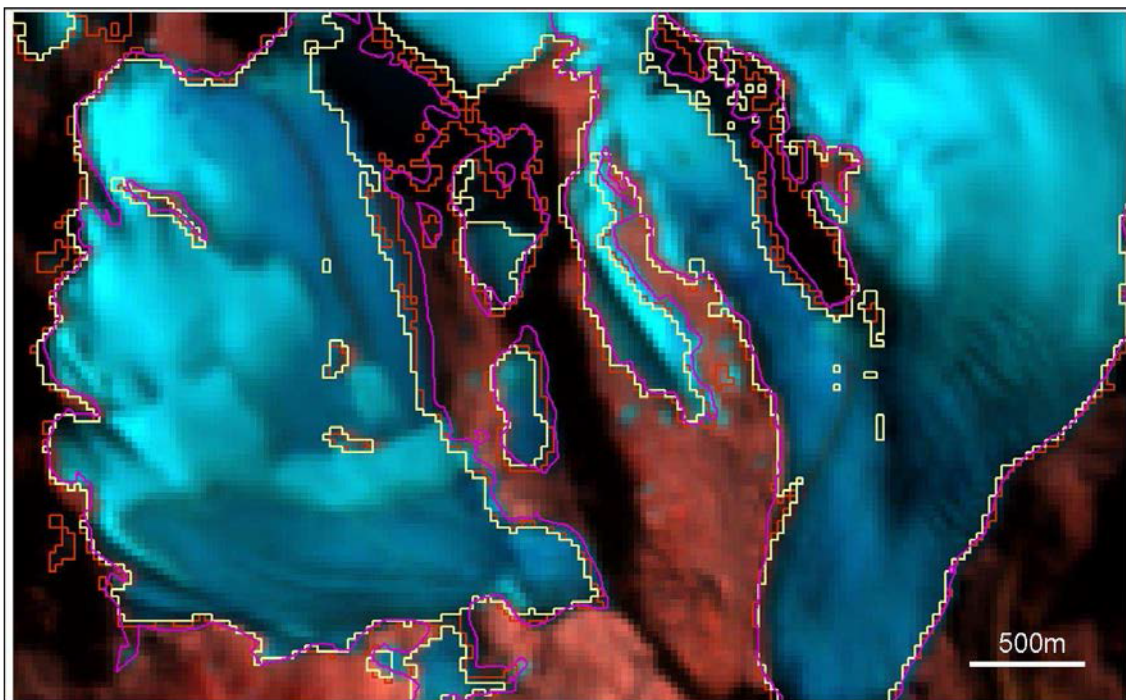
**Figura 4.2.** (a) Cociente de bandas Landsat TM3/TM5, TM4/TM5 y NDSI en la zona del Monte W. (b) y (c) Detalles de áreas en sombra, zona de ablación y lagos proglaciales para los cocientes TM3/TM5 y TM4/TM5 respectivamente.

Si bien lo anterior es válido para los sectores bien iluminados de los glaciares, donde los límites generados mediante uno y otro cociente difieren poco, las diferencias entre ambos se amplían en las zonas menos iluminadas o en sombra. En estos casos el cociente TM3/TM5 funciona mejor,

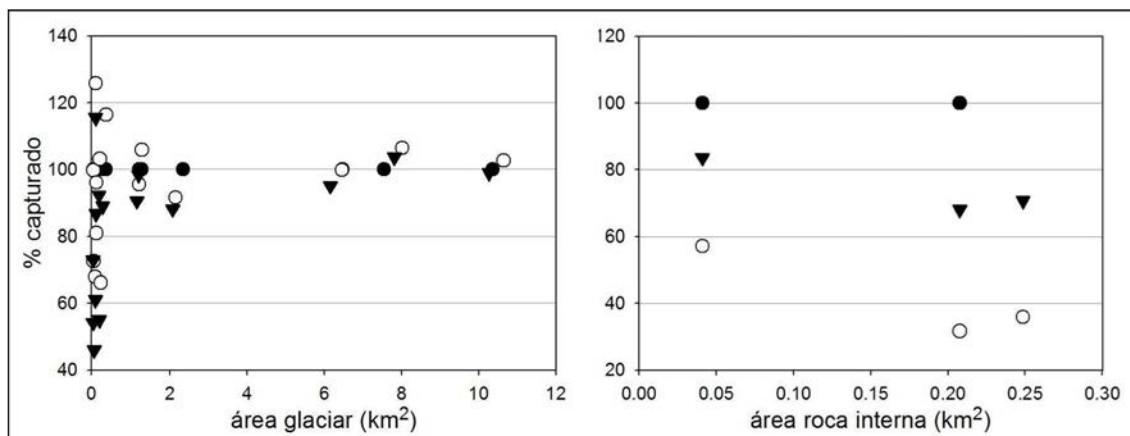
aunque frecuentemente incorpora erróneamente píxeles en exceso, clasificando roca en sombra como hielo.



**Figura 4.2** (continuación). (d) El NDSI puede discriminar y separar la nieve de la cobertura de nubes (n), pero como desventaja incluye la mayoría de los cuerpos de agua (a).



**Figura 4.3.** Detalle del trazado de los límites de glaciares mediante los cocientes TM3/TM5 en rojo, TM4/TM5 en amarillo y la digitalización manual en fucsia. Ver texto para mayores explicaciones.



**Figura 4.4.** A la izquierda se aprecian las diferencias en el tamaño de los glaciares entre los valores de referencia dados por la digitalización manual (círculos negros al 100% en el gráfico) y los cocientes de bandas TM3/TM5 (círculos blancos) y TM4/TM5 (triángulos), medidas en el macizo del Cerro W. A la derecha se aprecian los valores de la superficie de rocas internas discriminadas por la digitalización manual (círculos negros), TM3/TM5 (círculos blancos) y TM4/TM5 (triángulos negros).

En cuanto a la posibilidad de distinguir y eliminar los píxeles que componen los afloramientos de roca dentro de los polígonos glaciares, se capturó el 35,85% de los píxeles en el cociente TM3/TM5 y 70,6% con el TM4/TM5, mientras que el desvío estándar fue de 18% y 10,9% respectivamente. Asimismo, para un mismo umbral de DN seleccionado en ambos cocientes, la captación de sectores donde alguna porción pequeña de hielo ligeramente cubierto por detrito está presente es levemente menor en el cociente TM4/TM5 que en el TM3/TM5.

Puede decirse entonces que ambos cocientes de bandas Landsat captan una cantidad similar de hielo descubierto y ambos son eficientes para su mapeo. En términos de la captación de hielo libre de detrito propiamente dicho, TM3/TM5 es ligeramente mejor que TM4/TM5, mientras que en la no incorporación de artefactos en forma de otro tipo de coberturas (internas o cuerpos de agua), TM4/TM5 tiene una mejor performance.

### NDSI

A la derecha del todo de la figura 4.2a puede verse cómo este índice capturó únicamente las partes del glaciar con nieve seca, dejando de lado gran cantidad de cobertura de hielo a un lado de la clasificación. Por otra parte y como se vio anteriormente, el NDSI resulta muy útil para separar la nieve y el hielo de las nubes. El mayor inconveniente que presenta este índice es que captura en gran medida los cuerpos de agua, sean lagos o ríos. Esto es especialmente problemático para aquellos glaciares de valle o descarga que terminan en cuerpos de agua importantes o en lagos proglaciares y presentan un frente con calving. Para solucionarlo, existen al menos dos alternativas para identificar y aislar los cuerpos de agua para luego eliminarlos. El método más simple es aplicar un umbral a la banda NIR, dado que esta porción del espectro electromagnético es fuertemente absorbida por el agua pero reflejada por la vegetación y suelo. Para el sensor Landsat, dicho umbral se estableció en  $DN < 0,11$ . La segunda posibilidad consiste

en aplicar otro índice normalizado, el NDWI, aunque lamentablemente este índice incorpora a su clasificación, y de manera errónea, píxeles de las zonas de ablación de los glaciares, pequeños cuerpos de agua supraglaciarios en las facies de termokarst en glaciares cubiertos y hielo en sombra, por ejemplo.

#### Ronda de digitalización sobre Landsat TM

Se llevaron a cabo una serie de rondas de digitalización con 12 operadores según lo descrito en la sección 3.6.7. Los valores de los estadísticos básicos (área máxima, mínima, media y desvío) que resultan de dichas rondas se muestran en la tabla IV.II para cada glaciar y para 9 de los 11 glaciares de la ronda de digitalización (algunos operadores no digitalizaron el glaciar de los ejemplos "d" y/o "e" de la figura 4.5). La figura 4.5 muestra sobrepuestos en varios colores los polígonos generados en la primera ronda de digitalización, junto a la clasificación según el cociente de bandas TM3/TM5 (en blanco), para nueve de los once glaciares digitalizados. Excepto en lugares donde la cobertura detrítica o las sombras cubren la superficie glaciar, los resultados son muy consistentes; puede decirse que en términos generales varían en no más de 1 píxel, es decir  $\pm 15$  m.

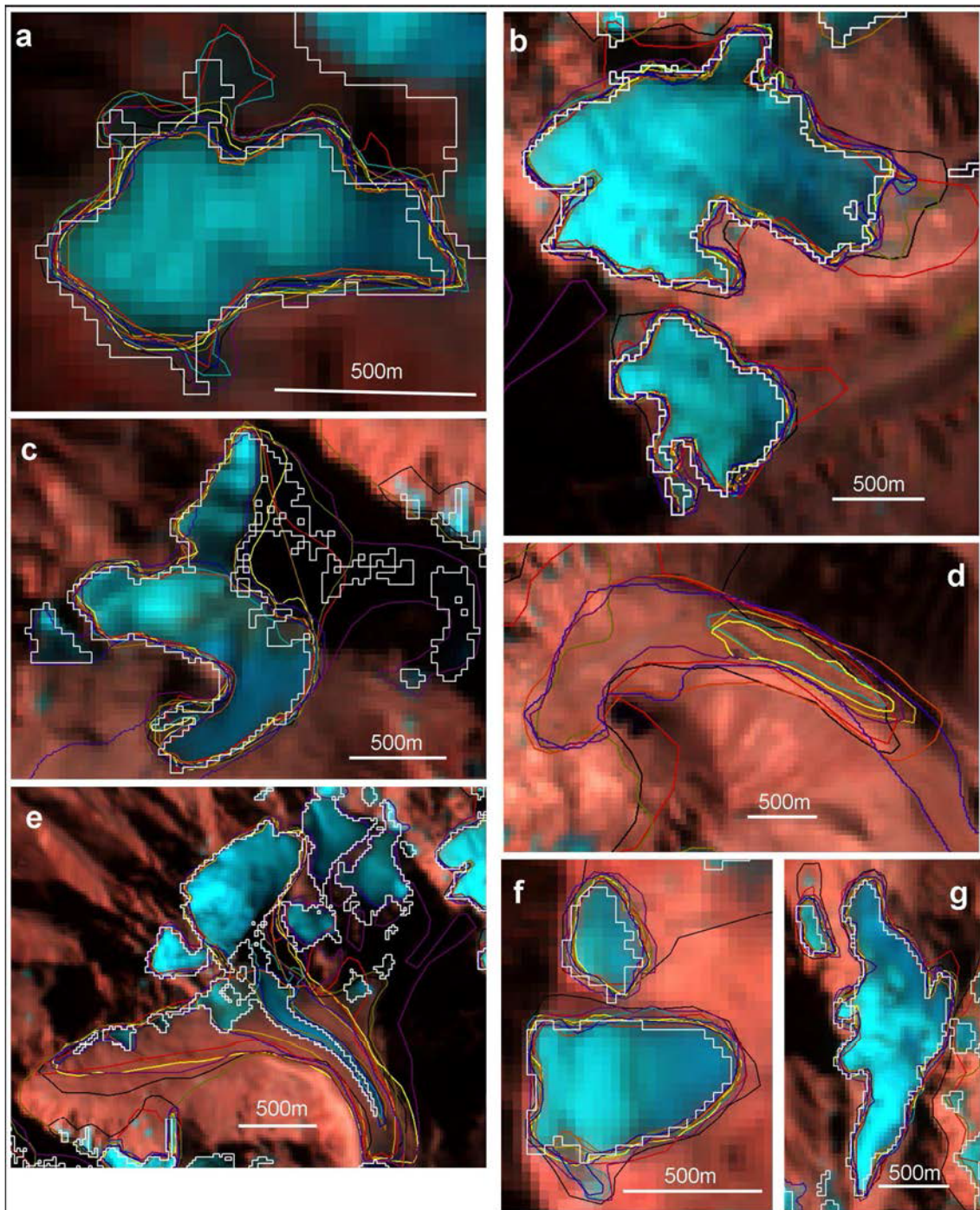
La primera ronda de digitalización tuvo un desvío estándar de entre  $\sim 6$ -85%, siendo la media de los desvíos  $\sim 27,5\%$  (ver tabla IV.II). El valor del límite superior (85%) está fuertemente sesgado debido a las importantes diferencias de interpretación en los glaciares "d" y "e" (glaciares 2 y 3 de la tabla IV.II, respectivamente). Concretamente, esto se debe a que entre todas las digitalizaciones manuales, siempre suele haber al menos una de ellas donde el límite queda muy por afuera de la media, sobre todo en los glaciares cubiertos (figura 4.5 c, d, f, g).

Ahora bien, si se consideran únicamente los glaciares compuestos por hielo libre de detrito, la media del desvío estándar es del 13%.

Por otra parte, si se considera el total de área glaciar evaluada (excepto los glaciares 3 y 8, que no fueron digitalizados por todos los operadores, el desvío estándar es  $\sim 32\%$ , valor que disminuye al  $\sim 13\%$  si adicionalmente se elimina el glaciar "d" (es decir eliminando los tres glaciares con importante cobertura detrítica). La segunda y tercera ronda de digitalización tuvieron desvíos estándar similares del  $\sim 31\%$ , por lo que se desprende que la variabilidad en las múltiples digitalizaciones no disminuye considerablemente ronda tras ronda, a pesar de un "mejor" conocimiento de la zona.

Los contornos generados por el cociente de bandas se hallan mayormente dentro de la variabilidad de las digitalizaciones manuales (excepto en el glaciar "d" de la figura 4.5, donde el glaciar se halla cubierto en su totalidad por detrito y nada de hielo puede ser captado por el cociente), y son normalmente más pequeños. La diferencia promedio entre los valores de área obtenidos mediante el cociente de bandas TM y los valores promedio de las digitalizaciones manuales en Landsat TM es del  $-15\%$  (rango entre 0 a  $-43\%$ ), es decir, los polígonos del

cociente de bandas son en término medio un 15% más pequeños que la media de las digitalizaciones manuales.



**Figura 4.5.** Digitalización por múltiples operarios sobre imagen Landsat en colores; la línea blanca representa la clasificación según el cociente de bandas TM3/TM5. El tamaño del píxel es de 30 m.

Considerando solamente los glaciares cubiertos de detrito, la diferencia también es del 15%, valor que se ve de alguna manera sobredimensionado al tratarse de glaciares de relativamente

**Tabla IV.II.** Comparación de las áreas de los glaciares de las rondas de digitalización sobre imágenes Landsat en la zona del Monte San Lorenzo.  $n$  se refiere a la cantidad de operadores de la ronda. TM= cociente de bandas Landsat.  $\bar{X}$  se refiere al promedio de los glaciares considerados individualmente; los valores entre paréntesis se refieren a los glaciares sin cobertura detrítica. TOTAL considera la suma de la totalidad de los glaciares. (\*3-8) indica que no se considera a los glaciares número 3 y 8 de la tabla para el cálculo.

	glaciar	min (km <sup>2</sup> )	max (km <sup>2</sup> )	media (km <sup>2</sup> )	desvío estándar (km <sup>2</sup> )	desvío %	Diferencia: media-TM	Diferencia %
Monte San Lorenzo Landsat TM $n=12$ Ronda de digitalización #1	1	0,88	1,06	0,96	0,05	5,7	0,06	-7,4
	2	0,3	6,11	3,43	2,1	61,1	0,57	-20
	3	0,12	2,57	1,06	0,9	85,0		
	4	0,54	1,67	0,98	0,36	36,6	-0,01	0,6
	5	0,24	0,32	0,27	0,02	9,5	0,03	-12,4
	6	0,04	0,08	0,06	0,01	20,1	0,02	-42,2
	7	1,18	1,6	1,33	0,11	8,6	0,11	-9,3
	8	0,12	0,38	0,18	0,07	39,5		
	9	0,29	0,44	0,35	0,05	13,6	-0,01	1,3
	10	0,06	0,09	0,07	0,01	14,2	0,01	-23,7
	11	0,4	0,5	0,44	0,04	8,9	0,04	-11,3
	$\bar{X}$				0,34 (0,08)	27,5 (13)	0,09 (0,04)	-14,8 (11,3)
TOTAL (*3-8)	4,12	11,54	7,9	2,53	32	0,85	-12	

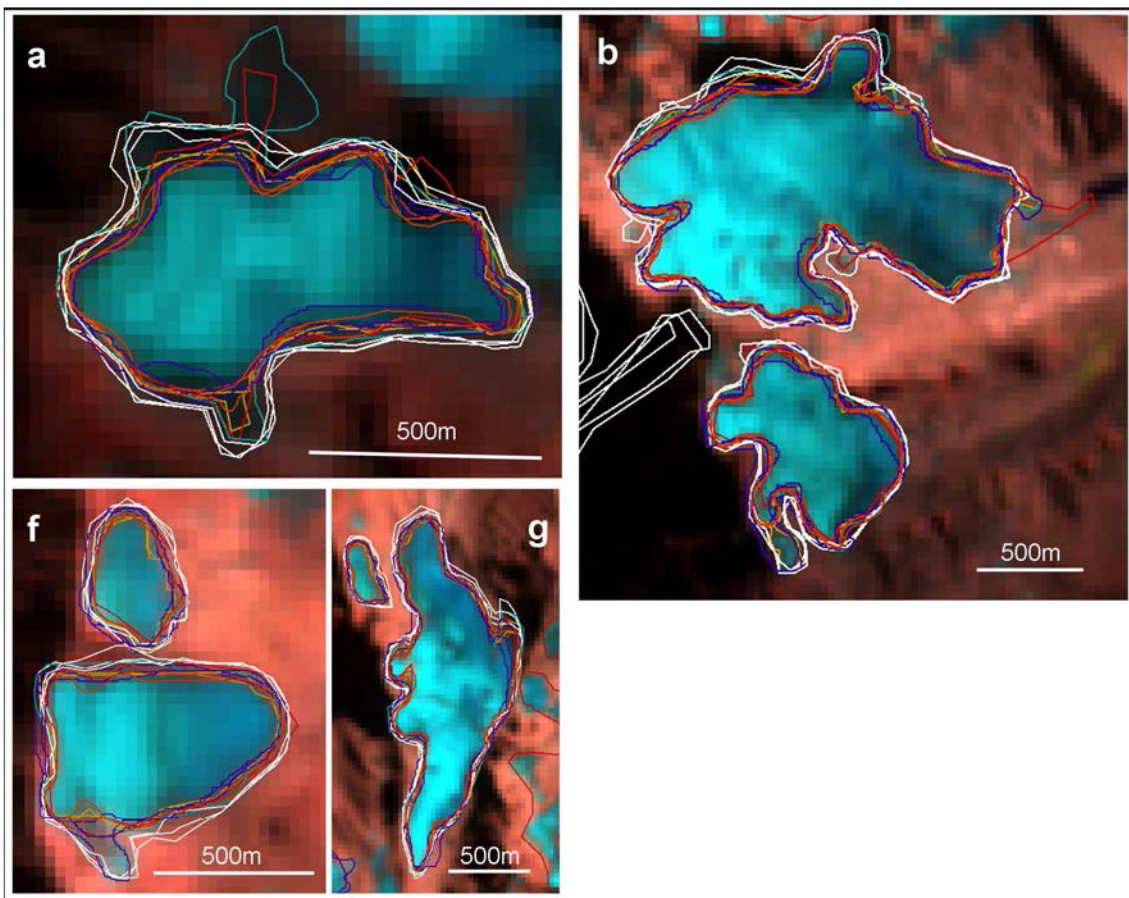
pequeño tamaño. En la segunda y tercera ronda, los valores de desvío estándar se sitúan próximos al ~13%. Como es de esperar, cuanto mayor es la proporción de hielo libre de detrito de un glaciar, mayor coincidencia habrá entre el cociente y las digitalizaciones manuales, a la vez que la variabilidad interna de las mismas será menor. Adicionalmente, al comparar las áreas de los glaciares digitalizados manualmente respecto del cociente TM3/TM5 (tabla IV.III), se desprende que (1) debido a la amplia variabilidad y al signo positivo o negativo de las diferencias (el rango de diferencias fluctúa entre -42 a 1%), debe considerarse el valor absoluto de las mismas. De esta manera se arriba a un valor de  $\pm 15,1\%$ , ( $\pm 13$ ,  $\pm 13,6\%$  para la segunda y tercer ronda). (2) Si se considera la suma del área de los glaciares, la diferencia entre los valores de referencia y los hallados mediante el cociente de bandas se sitúa en -12%, -5% y -4% en cada una de las rondas de digitalización.

**Tabla IV.III.** Diferencias entre la media de las digitalizaciones manuales y el cociente de bandas TM para las rondas de digitalización.  $\bar{X}$  se refiere al promedio de los glaciares considerados individualmente. (\*) indica que no se considera los glaciares cubiertos para el cálculo. (ABS) emplea valores de valor absoluto. TOTAL considera la suma de la totalidad de los glaciares. R1, R2 y R3 se refieren a cada una de las rondas de digitalización.

	R1	R2	R3
$\bar{X}$ (*)	(-15)	-12,6	(-12,8)
$\bar{X}$ (*) (ABS)	$\pm 15,1$	$\pm 13$	$\pm 13,6$
TOTAL	-12	-5,7	-4

A medida de validación, la variabilidad interna (intra-operador) en la digitalización manual sobre la escena Landsat se aprecia en la figura 4.6, donde se observan tres digitalizaciones de tres usuarios diferentes escogidos al azar. Esta comparación demuestra que la variabilidad interna muestra las mismas características, pero es diferente en magnitud que la variabilidad multi-usuario. Por ejemplo, la media de los desvíos de cada operador considerando los glaciares individualmente es de  $\sim 6.5\%$ , y de igual valor teniendo en cuenta la suma de las áreas los glaciares digitalizados por todos los usuarios.

Los tiempos de digitalización fueron desde 10 segundos a 10 minutos según el glaciar, y el total de tiempo insumido para la totalidad de los glaciares varió entre 13 a 43 minutos en la primera ronda, 6-33 minutos para la segunda, y 8-30 minutos en la tercera.



**Figura 4.6.** Se muestran cuatro ejemplos de las digitalizaciones manuales de los glaciares de la figura 4.5 (a, b, f, g), también sobre la imagen Landsat, correspondientes a tres usuarios, cada uno de ellos en un color (líneas blancas, azules y rojas).

#### Ronda de digitalización sobre ALOS PRISM

Para entender el papel de la resolución espacial en la digitalización manual y verificar si la precisión del mapeo aumenta a medida que lo hace la resolución, se realizó una nueva ronda de digitalización con 11 operadores. A su vez, el promedio de las digitalizaciones manuales sobre la imagen ALOS PRISM provee el valor de referencia para cuantificar la exactitud de los

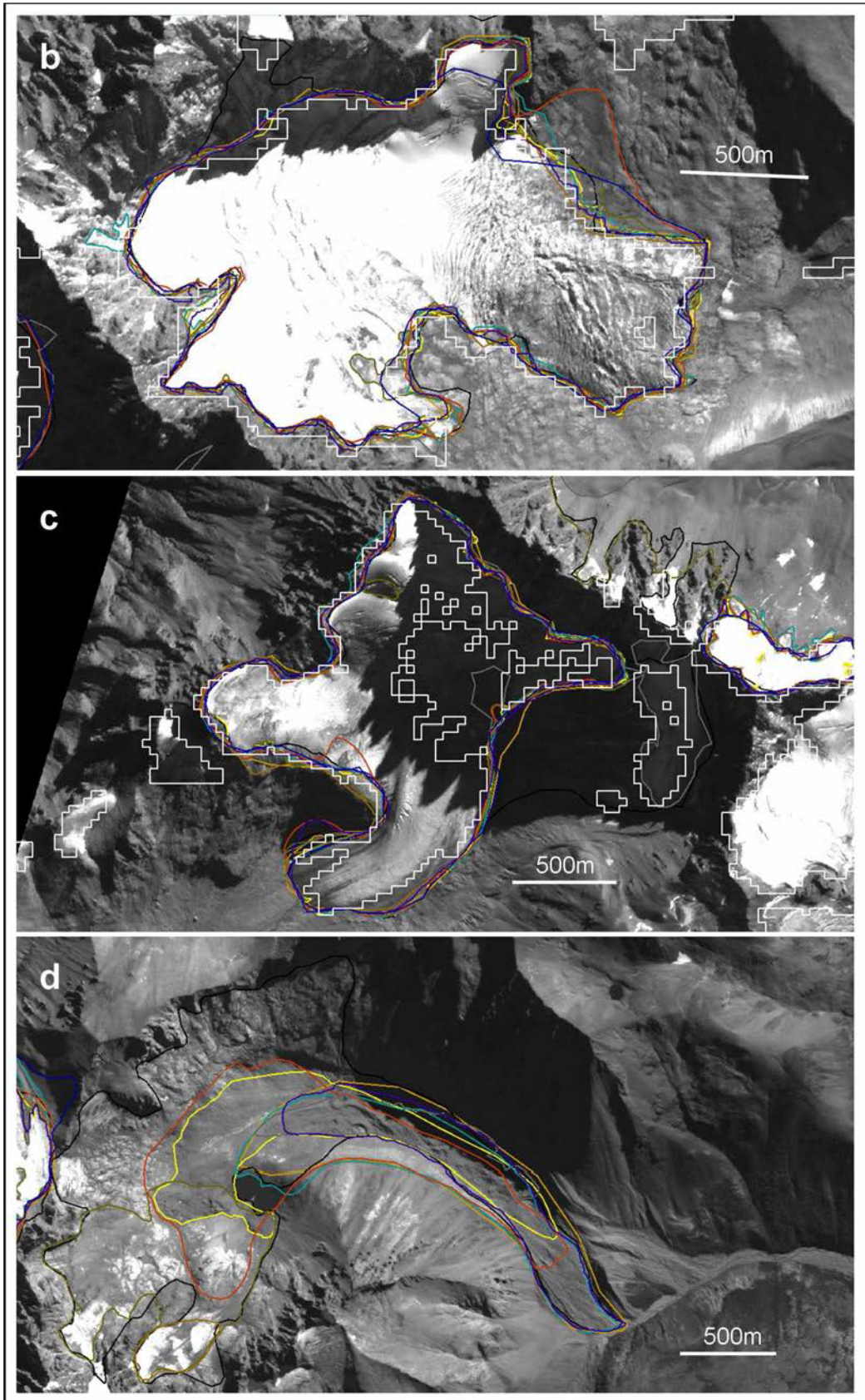
contornos obtenidos por el cociente de bandas TM3/TM5. Los valores de los estadísticos básicos de esta ronda de digitalización para cada glaciar se muestran en la tabla IV.IV.

Si se descarta el glaciar más complejo (glaciar "e" de la figura 4.5), la media del desvío estándar de la ronda de digitalización es del ~14%, mientras que si se lo incluye resulta del ~17%, debido a que para este glaciar en particular,  $\sigma \sim 45\%$ . Para los glaciares de hielo libre de detritos, el desvío estándar varía entre 4-14% aproximadamente (media=8,8%). Debido a la aparición de mayor cantidad de detalles en la imagen ALOS PRISM respecto de la Landsat, los tiempos de digitalización se incrementan notablemente, empleándose entre 18 y 91 minutos para completar la ronda de digitalización de todos los glaciares.

**Tabla IV.IV.** Comparación de las áreas de los glaciares de las rondas de digitalización sobre imágenes ALOS PRISM en la zona del Monte San Lorenzo.  $n$  se refiere a la cantidad de operadores de la ronda. TM= cociente de bandas Landsat  $\bar{X}$  se refiere al promedio de los glaciares considerados individualmente. TOTAL considera la suma de la totalidad de los glaciares. (\*3-8) indica que no se considera a los glaciares número 3 y 8 de la tabla para el cálculo.

	glaciar	min (km <sup>2</sup> )	max (km <sup>2</sup> )	media (km <sup>2</sup> )	desvío estándar (km <sup>2</sup> )	desvío %	diferencia: media-TM	diferencia %
Monte San Lorenzo ALOS PRISM $n=11$	1	0,84	1,1	0,94	0,07	7,7	0,04	-4,5
	2	1,55	6,55	4,22	1,74	41,3	1,36	-47,6
	3	0,32	1,22	0,7	0,32			
	4	1,22	1,34	1,26	0,04	3,1	0,28	-28,0
	5	0,22	0,29	0,26	0,02	7,2	0,02	-6,8
	6	0,05	0,06	0,05	0	8,3	0,01	-9,5
	7	1,18	1,37	1,26	0,05	4	0,04	-3,2
	8	0,12	0,2	0,15	0,02			
	9	0,3	0,96	0,41	0,18	44,8	0,06	-15,6
	10	0,06	0,08	0,07	0,01	8,4	0,01	-11,1
	11	0,35	0,42	0,38	0,02	5,4	-0,02	4,5
	$\bar{X}$				0,22	14,4	0,2	-13,5
TOTAL (3-8)		5,96	11,14	8,84	1,87	21,2	1,78	-25,2

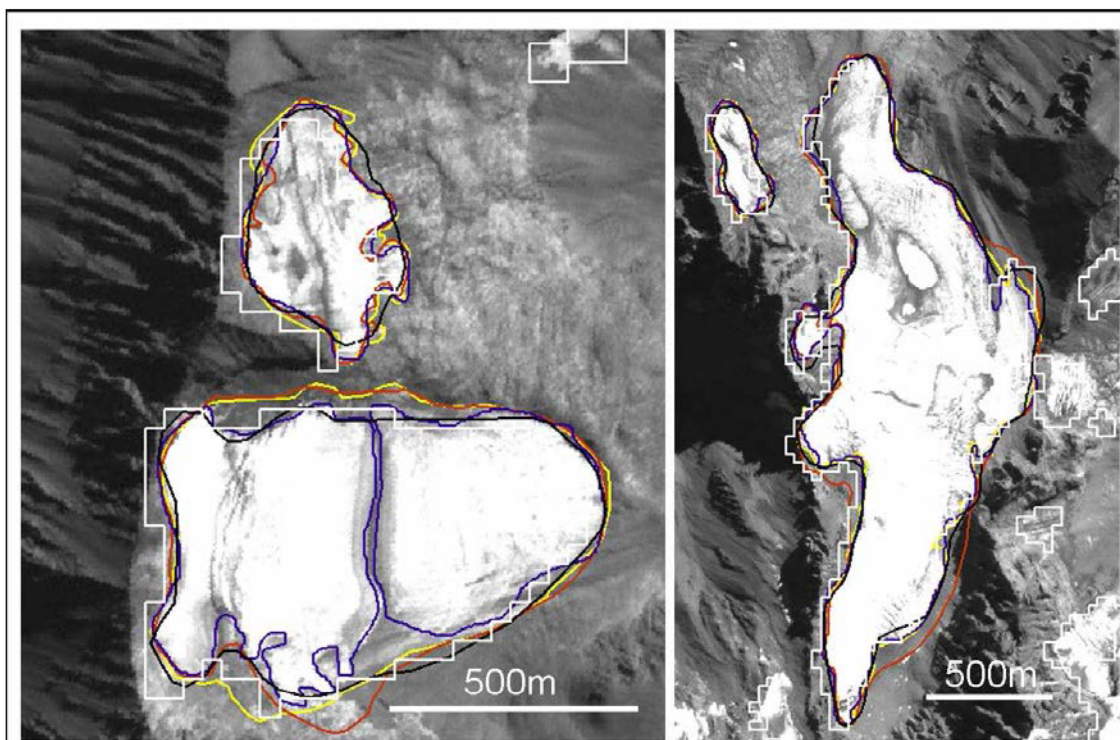
De lo anterior se desprende que la interpretación de los contornos glaciares generados por digitalización manual sobre imágenes de alta resolución como ALOS PRISM (2,5 m) revela entonces las mismas limitaciones que en el caso de la digitalización sobre Landsat: para glaciares compuestos por hielo libre de detrito y con buen contraste, los contornos de todos los operadores se asemejan considerablemente (figura 4.7b) y las múltiples digitalizaciones son consistentes. En el glaciar ejemplificado en la figura 4.7b, los contornos generados por la clasificación del cociente de bandas de Landsat en las zonas con buen contraste se aprecian visualmente similares a las digitalizaciones manuales exceptuando algunos píxeles en la zona de



**Figura 4.7.** Digitalización manual de la ronda de digitalización (líneas en colores) de tres glaciares (d, c, d) sobre la imagen ALOS PRISM de referencia. La clasificación según el cociente de bandas TM3/TM5 se muestra en línea blanca.

cabecera. Sin embargo, a medida que la cobertura detrítica y la complejidad morfológica de un glaciar es mayor, la variabilidad en la interpretación aumenta. En el caso 4.7d, donde el glaciar está completamente cubierto por detrito, las diferencias en la porción terminal del glaciar superan los 500 m. Esto es especialmente importante, debido a que un retroceso de tal magnitud podría no ser detectado si diferentes operadores proveen los límites de los glaciares para diferentes años de toma de la imagen. Adicionalmente, las áreas de hielo en sombra también pueden ser omitidas por algunos operadores (4.7c). De esto se desprende que la alta resolución no garantiza una “mejor” o “más clara” interpretación de los límites de los glaciares.

Teniendo en cuenta la gran variabilidad en la interpretación de estas imágenes de alta resolución, se derivó el tamaño de referencia para los glaciares a partir de las imágenes ALOS. Como puede apreciarse en la figura 4.8, la variabilidad en la interpretación indica que la creación de un contorno o tamaño de referencia es ciertamente complejo. Si no se cuenta con un dato (contorno o área) de referencia, no es posible calcular la exactitud de otros polígonos generados. Sin embargo, se asumió aquí que el valor medio de las digitalizaciones se aproxima considerablemente a “verdad” y por tal motivo ha sido elegida como referencia.



**Figura 4.8.** Superposición de tres digitalizaciones manuales seleccionadas al azar sobre ALOS PRISM (líneas amarilla, roja y azul), el cociente de bandas TM en blanco y una digitalización manual sobre Landsat en negro (elegida también al azar).

La comparación de las áreas de los glaciares a partir del valor de referencia dado por el promedio de las digitalizaciones manuales sobre la imagen ALOS PRISM respecto del cociente de bandas TM3/TM5 indica que estos últimos resultan en término medio un ~13,5% más

pequeños. Para los glaciares compuestos íntegramente por hielo libre de detritos, la diferencia disminuye al 4,8%. En base a esta última aseveración y considerando que para glaciares de hielo descubierto, la variabilidad de la digitalización manual sobre imágenes Landsat fue del 13%, puede decirse que el cociente TM3/TM5 tiene una mejor performance en la identificación de hielo libre de detrito respecto de la digitalización manual.

Por otra parte, si se tiene en cuenta el área total, los polígonos generados por el cociente de bandas resultan sorpresivamente un 25% más pequeños, en lugar de un 12% solamente en el caso de las imágenes Landsat.

#### 4.2.2. Caso de estudio metodológico 1b: digitalización manual y clasificación supervisada de imágenes ASTER y cocientes de bandas Landsat en la cuenca del Río Tunuyán

##### Ronda de digitalización y cociente de bandas sobre Landsat TM

En la figura 4.9 puede observarse, al igual que en el caso de estudio anterior, la consistencia de los resultados de las múltiples digitalizaciones sobre imágenes Landsat. A diferencia del caso de estudio anterior, y probablemente debido a la mayor cobertura detrítica sobre los bordes de los glaciares en comparación con el área del Monte San Lorenzo, la variabilidad de las digitalizaciones multi-operador es algo mayor, y fue estimada en 1-2 píxeles, es decir  $\pm 30$  m. Los valores de desvío estándar fueron del 19%, 12% y 13% para cada una de las rondas de digitalización. Asimismo, excepto en los sitios de hielo cubierto por detrito (ejemplo c y d) o en sombra, la clasificación según el cociente de bandas TM3/TM5 (línea blanca en la figura 4.9) se halla siempre dentro de la variabilidad de las digitalizaciones manuales. Comparando las áreas individuales de los glaciares digitalizados manualmente respecto del cociente TM3/TM5 (tabla IV.VI), se desprende que:

- los glaciares digitalizados por el cociente de bandas resultan en término medio un  $\sim 3,5\%$  más pequeños (1,6% y 3,5% más grandes en la segunda y tercera ronda). Si se excluye el glaciar número 4 de la tabla (con una alta proporción de hielo cubierto), dichos valores pasan a 1,9%, 6,5% y 9,5% más pequeños para cada ronda de digitalización respectivamente.
- debido a la amplia variabilidad y al signo positivo o negativo (el rango de diferencias fluctúa entre -32 a 34%) y considerando el valor absoluto de las diferencias, se arriba a un valor de  $\pm 15,5\%$ , ( $\pm 19\%$ ,  $\pm 20\%$  para la segunda y tercer ronda). Eliminando el glaciar número 4, las diferencias son del  $\pm 11,5$ ;  $\pm 15,5$  y  $\pm 17\%$ .
- para los glaciares de hielo limpio, las diferencias entre la digitalización manual y el cociente de bandas es de -5,6% en promedio para las tres rondas de digitalización (y de  $\pm 7,6\%$  en valor absoluto) Este valor resulta prácticamente igual al encontrado en el caso de estudio anterior.

- si se considera el área total, los glaciares digitalizados por el cociente de bandas resultan un ~16% más pequeños (12% y 9% en la segunda y tercera ronda).

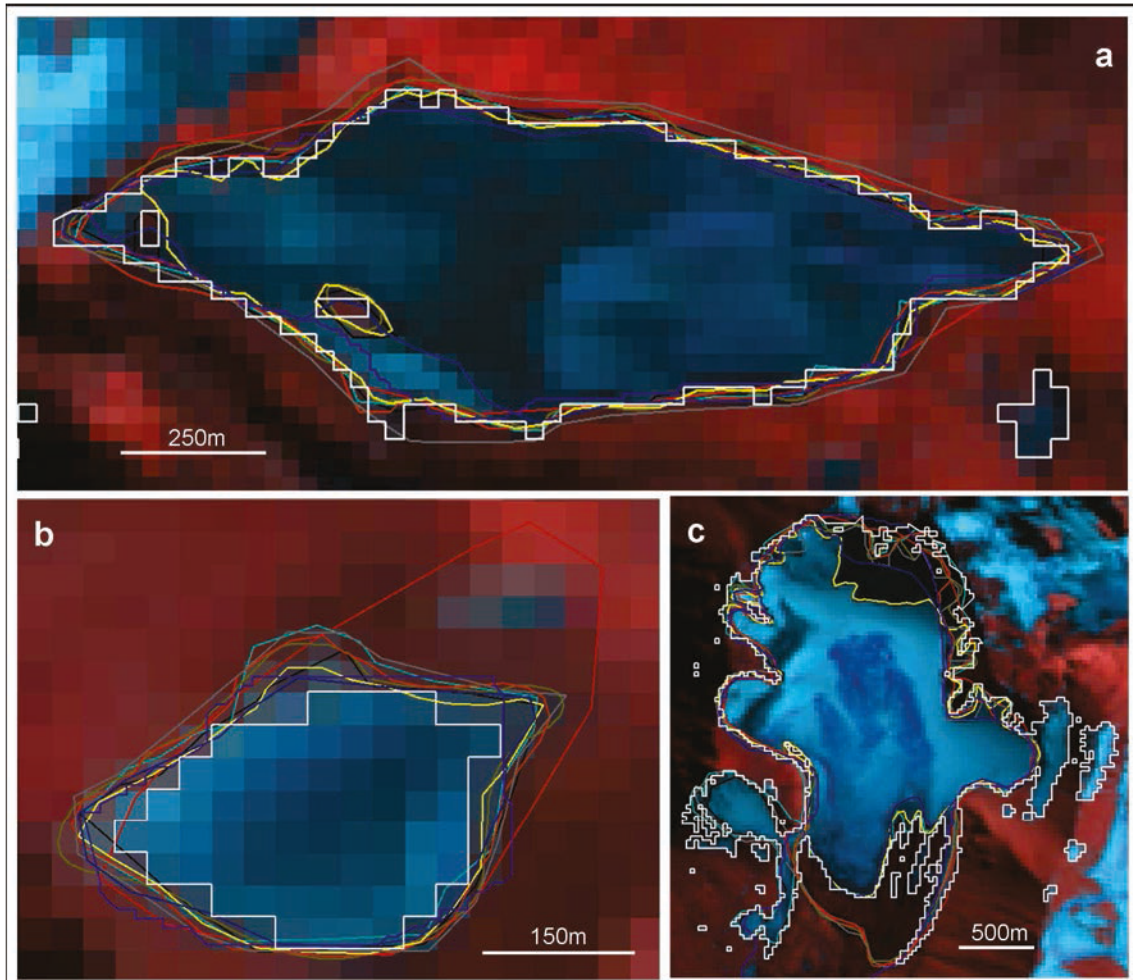


Figura 4.9. Ejemplos de digitalización por múltiples operarios sobre la imagen Landsat en líneas de colores; la línea blanca representa la clasificación según el cociente de bandas TM3/TM5 con un umbral  $DN > 1$ . El tamaño del píxel es de 30 m.

Tabla IV.V. Comparación de las áreas de los glaciares de las rondas de digitalización sobre imágenes Landsat en la cuenca del río Tunuyán.  $n$  se refiere a la cantidad de operadores de la ronda. TM= cociente de bandas Landsat

	glaciar	min (km <sup>2</sup> )	max (km <sup>2</sup> )	media (km <sup>2</sup> )	desvío estándar (km <sup>2</sup> )	desvío %	diferencia: media- TM	diferencia %
Tunuyán Landsat $n=10$	1	0,46	0,7	0,55	0,08	14,5	0,03	5,7
	2	1,66	4,79	2,69	0,85	31,5	-0,86	-32
	3	0,07	0,11	0,08	0,01	18,1	0,03	34,2
	4	18,95	21,61	19,9	0,87	4,4	10,3	51,8
	5	3,09	5,44	4,16	0,6	14,6	-0,3	-7,2
	6	0,86	1,59	1,07	0,2	19,3	-0,1	-9,2
	7	0,5	0,66	0,57	0,05	9,1	0,02	3,4
	8	2,32	3,65	2,77	0,34	12,3	-0,02	-0,9
	9	0,1	0,33	0,14	0,06	44,8	0	0,2
	10	0,25	0,91	0,71	0,17	24,5	-0,08	-11,8
	$\bar{X}$				0,32	19,3	0,9	3,5
	TOTAL	9,72	36,79	28,235	9,04	32	4,58	16,2

**Tabla IV.VI.** Diferencias (%) entre la media de las digitalizaciones manuales y el cociente de bandas TM para las rondas de digitalización.  $\bar{X}$  se refiere al promedio de los glaciares considerados individualmente. (\*4) indica que no se considera al glaciar número 4 de la tabla IV.V para el cálculo. (ABS) considera valores de valor absoluto. TOTAL considera la suma de la totalidad de los glaciares. R1, R2 y R3 se refieren a cada una de las rondas de digitalización.

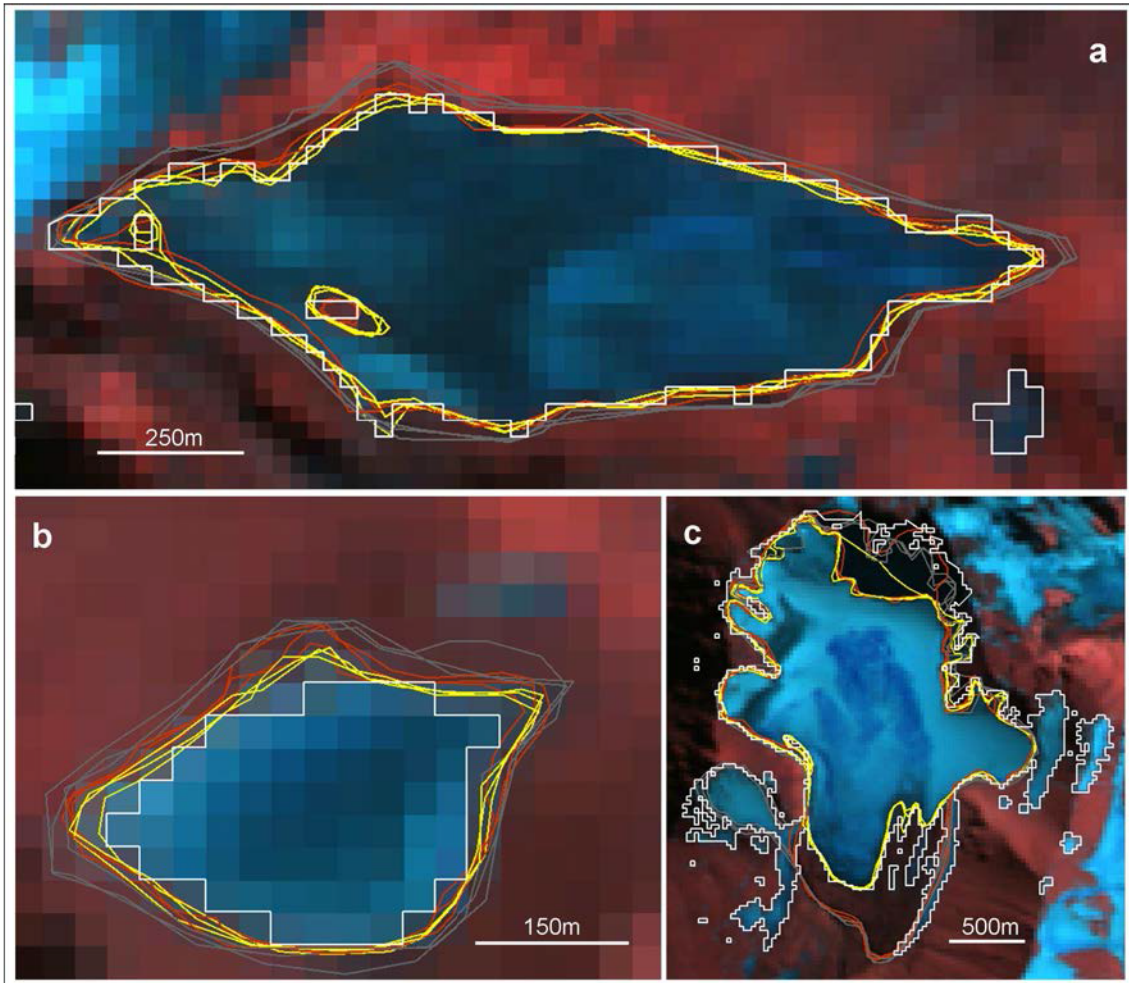
	<b>R1</b>	<b>R2</b>	<b>R3</b>
$\bar{X}$ (*4)	3,5 (-1,9)	-1,6 (-6,5)	-3,5 (-9,5)
$\bar{X}$ (*ABS)	±15,5	±19	±20
$\bar{X}$ (*4) (ABS)	±11,5	±15,5	±17
TOTAL	16,2	12	9

A modo de validación, la variabilidad interna intra-operador en la digitalización (figura 4.10), medida como la media de los desvíos de cada operador considerando los glaciares individualmente, es de ~6,6%, y de ~3,2% teniendo en cuenta la suma de las áreas de los glaciares digitalizados por todos los usuarios. Estos valores resultan a su vez muy similares al caso de estudio del Monte San Lorenzo. A pesar de esto, puede apreciarse también como algunos operadores omiten importantes porciones de hielo cubierto, o bien incorporan parte del terreno por delante de la lengua glaciar como hielo cubierto. La omisión del hielo cubierto tendrá consecuencias importantes y se subestimarán en gran medida el área total englazada, debido a que en sitios como los Andes Centrales estas facies predominan sobre el hielo libre de detrito (ver Corte y Espizúa, 1981 o Espizúa, 1983).

Los tiempos de digitalización fueron desde 30 segundos a 5 minutos según el glaciar, y el total de tiempo insumido para la totalidad de los glaciares varió entre 8 y 24 minutos en la primera ronda, y entre 8-20 minutos para la segunda y tercera.

#### Clasificación supervisada y ronda de digitalización sobre ASTER

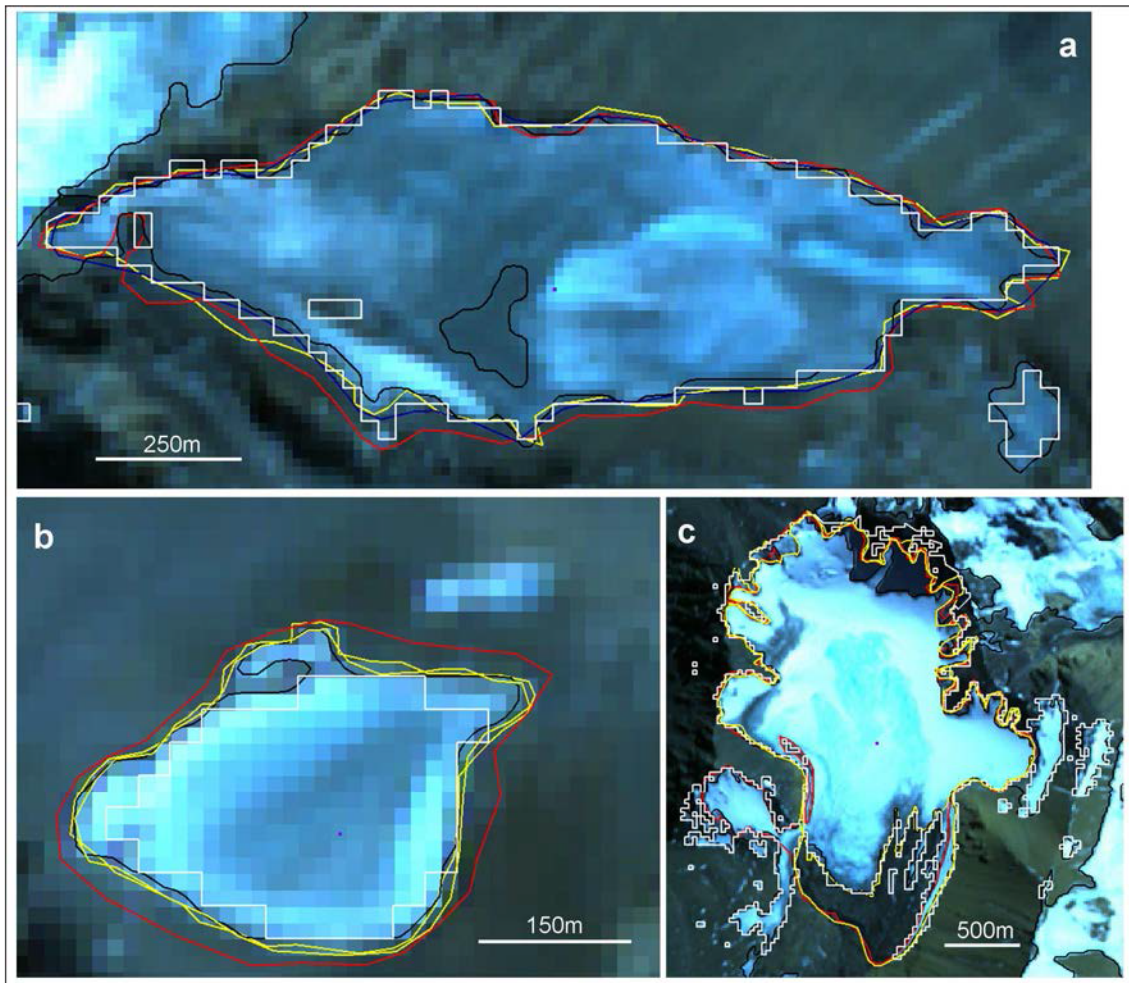
Debido a que no se contaba con imágenes de alta resolución para la zona del Río Tunuyán, se recurrió a imágenes ASTER para generar contornos por digitalización manual que representen el valor de área de referencia. En la figura 4.11 se aprecia una serie de digitalizaciones manuales sobre ASTER en líneas amarilla, roja y azul, junto a la clasificación supervisada de la misma imagen (en verde), y cociente de bandas TM en blanco a modo de referencia. Los valores de los estadísticos básicos correspondientes a estas rondas de digitalización se muestran para cada glaciar en la tabla IV.VII. El desvío estándar fue del ~12%, valor que resulta más bajo que el 14% hallado para las imágenes ALOS PRISM del caso de estudio anterior y el 12-19% del desvío estándar hallado para las tres rondas de digitalización sobre imágenes Landsat en la cuenca del Tunuyán.



**Figura 4.10.** Ejemplos de digitalizaciones manuales de los glaciares de la figura 4.9 (a, b, c) sobre la imagen Landsat, correspondientes a tres usuarios, cada uno de ellos en un color (líneas amarillas, grises y rojas).

La digitalización de los polígonos de los glaciares insumió entre 30 segundos a 4 minutos, mientras que el total de tiempo empleado para el total de los glaciares estuvo comprendido entre 16 y 23 minutos. Respecto de la clasificación supervisada, los contornos digitalizados manualmente resultaron en promedio el  $\sim 13\%$  más grandes debido a la imposibilidad de la clasificación supervisada de identificar el hielo cubierto. Considerando el valor absoluto de las diferencias, puede decirse que se encontró que la diferencia entre ambos métodos es del  $\pm 19,5\%$ . La diferencia entre la digitalización manual y la clasificación supervisada sobre la suma del área total de los glaciares fue del  $40\%$ .

Los valores medios de las digitalizaciones manuales sobre Landsat y ASTER y sus diferencias se muestran en la tabla IV.VIII. En promedio, la diferencia en la digitalización sobre imágenes ASTER produjo contornos más pequeños en tan solo un  $\sim 2,7\%$  respecto de aquellos producidos para las imágenes Landsat, mientras que fue aún menor ( $\sim 1,5\%$ ) para el total de la superficie. Teniendo en cuenta los valores absolutos de las diferencias, los contornos realizados sobre ambas imágenes difieren en un  $\pm 4,6\%$ .



**Figura 4.11.** Digitalizaciones manuales sobre ASTER seleccionadas al azar (líneas amarilla, roja y azul), la clasificación supervisada de la misma imagen (en negro), y cociente de bandas TM en blanco a modo de referencia.

Respecto de la comparación entre la ronda de digitalización sobre ASTER y los cocientes de bandas en Landsat, puede decirse en primer lugar que las áreas de los glaciares, respecto del cociente de banda TM, resultan en término medio un  $\sim 9\%$  más grandes, y para los glaciares compuestos mayormente por hielo libre de detritos, la diferencia permanece en valores similares. En segundo lugar, si consideráramos el valor absoluto de las diferencias (debido a que al menos teóricamente podrían existir digitalizaciones manuales con contornos más grandes o bien más pequeños que los generados por el cociente de bandas), podríamos expresar dicha diferencia como el  $\pm 15,4\%$ .

**Tabla IV.VII.** Comparación de las áreas de los glaciares de las rondas de digitalización sobre imágenes ASTER en la cuenca del Río Tunuyán. *n* se refiere a la cantidad de operadores de la ronda. CS= clasificación supervisada.  $\bar{X}$  se refiere al promedio de los glaciares considerados individualmente. TOTAL considera la suma de la totalidad de los glaciares.

	glaciar	min (km <sup>2</sup> )	max (km <sup>2</sup> )	media (km <sup>2</sup> )	desvío estándar (km <sup>2</sup> )	desvío %	diferencia: media-CS	diferencia %
Tunuyán ASTER <i>n</i> =9 Ronda de digitalización #1	1	0,47	0,69	0,56	0,07	12,7	0,34	61,3
	2	1,87	3,59	2,65	0,62	23,4	-0,03	-1
	3	0,08	0,11	0,08	0,01	14,7	0,01	15,6
	4	18,36	21,8	20,02	1,17	5,8	16,11	80,5
	5	3,60	4,25	3,88	0,2	5,1	-0,03	-0,8
	6	0,81	1,05	0,93	0,08	8,6	-0,17	-18,9
	7	0,55	0,65	0,59	0,03	5,4	0,06	10,2
	8	2,33	3,07	2,68	0,2	7,4	-0,17	-6,2
	9	0,12	0,17	0,13	0,02	13,6	0	2,3
	10	0,35	0,97	0,74	0,18	24,4	0,03	4,3
	$\bar{X}$				0,26	12,1	1,62	14,7
TOTAL	11,4	34,23	27,8	8,92	32,1	11,71	42,1	

**Tabla IV.VIII.** Comparación entre áreas promedio obtenidas por digitalización manual y métodos semiautomáticos en imágenes Landsat y ASTER.  $\bar{X}$  se refiere al promedio de los glaciares individuales y TOTAL a la sumatoria de sus áreas. TM=cociente de bandas. CS=clasificación supervisada

glaciar	media Landsat-media ASTER			Landsat TM – CS ASTER	
	km <sup>2</sup>	%	% ABS	km <sup>2</sup>	%
1	-0,01	-1,2	1,2	0,3	41,5
2	0,05	1,7	1,7	0,88	75,2
3	0,00	2,9	2,9	-0,01	124,6
4	-0,12	-0,6	0,6	5,69	40,7
5	0,29	6,9	6,9	0,55	87,6
6	0,15	13,6	13,6	0,07	94,1
7	-0,01	-2,5	2,5	0,03	95,3
8	0,10	3,4	3,4	-0,04	101,6
9	0,01	9,6	9,6	0,02	88,4
10	-0,03	-4,0	4,0	0,08	89,6
$\bar{X}$	0,04	2,7	±4,6	0,76	83,9
TOTAL	0,43	1,5		7,57	68

Los métodos semiautomáticos para imágenes Landsat y ASTER muestran mayores diferencias que las digitalizaciones manuales. Por ejemplo, la clasificación supervisada captura un área menor de hielo y genera polígonos más pequeños respecto del cociente de bandas en Landsat. Sobre el total de área englazada evaluada, se encontró que la clasificación supervisada captura el ~68% de lo hecho por el cociente de bandas, y nada más que un 26% del área promedio de referencia de las digitalizaciones manuales sobre ASTER. De todas las comparaciones entre metodologías realizadas, el rango de variación entre la clasificación supervisada y el cociente de bandas es aquél donde mayor amplitud se registra (casi el 84% en promedio, siempre con contornos de mayor tamaño en el cociente de bandas).

#### 4.2.3. Caso de estudio metodológico 2: método multiespectral/morfométrico para la identificación de hielo cubierto en el Monte San Lorenzo y Volcán Domuyo

##### Monte San Lorenzo

El presente método logra mediante el árbol de decisiones y los diferentes umbrales separar diferentes coberturas: vegetación, cuerpos de agua, hielo libre de detrito, terreno demasiado “caliente” y terreno demasiado inclinado. Se generan sin embargo, artefactos (píxeles clasificados erróneamente como hielo cubierto) de distinto tipo y por diferentes causas.

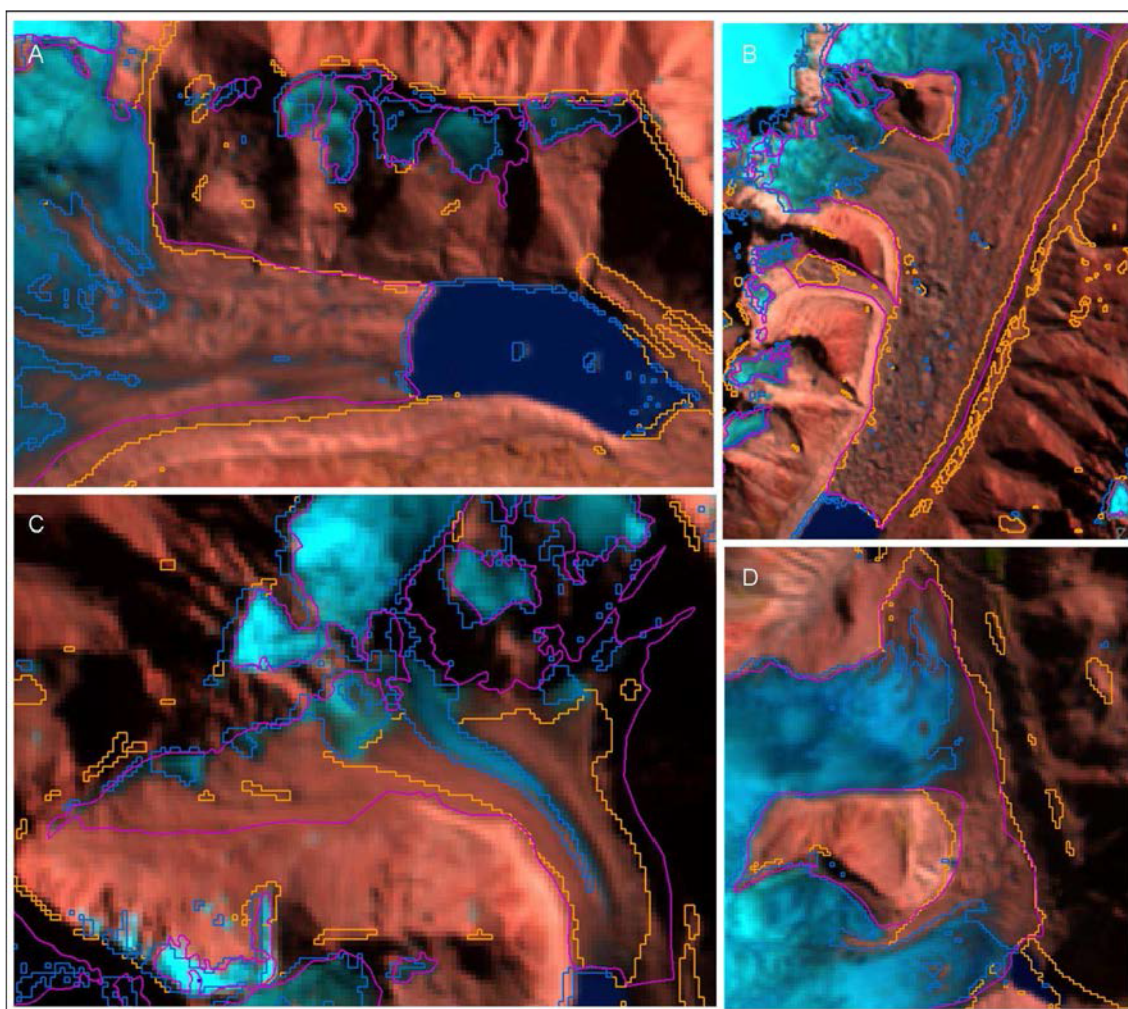
Un tipo de artefactos se encuentra en las crestas montañosas de poca pendiente (incluyendo crestas de morenas laterales) que no son eliminadas por el umbral de pendiente. Por este motivo quedan incluidos también algunos sectores de planicies glaciales y terreno plano adyacente al frente de los glaciares (“glacier forefield”). Otras veces se encuentran en zonas en sombra o poco iluminadas, por lo que la temperatura en superficie es baja y no pueden ser discriminadas por el umbral de temperatura. Por otra parte, los pequeños cuerpos de agua turbia, cargados de sedimentos en suspensión o con fragmentos y témpanos de hielo en superficie, como así también pequeños estanques de termokarst sobre el hielo cubierto, tampoco pueden ser eliminados de la clasificación mediante el NDWI.

La tabla IV.IX muestra los porcentajes de hielo cubierto captados por el método combinado respecto a la digitalización manual para los cuatro glaciares mostrados en la figura 4.12 (y adicionalmente el glaciar Penitentes Este, cubierto en su totalidad) una vez eliminados los artefactos de la clasificación. La variabilidad en el grado de captura de hielo cubierto es considerablemente amplia y no depende del área de hielo cubierto del glaciar, sino de la distribución espacial y combinación de los factores de decisión mismos del árbol. En primer lugar, y debido a que el hielo no alcanza a “enfriar” el detrito suprayacente, la temperatura en superficie no resulta del todo eficiente para delimitar el hielo cubierto. En consecuencia, el factor fundamental de clasificación en el árbol de decisiones es la inclinación de las porciones de hielo cubierto de un glaciar: si el hielo cubierto tiene una pendiente mayor al umbral establecido, es excluido de la clasificación.

**Tabla IV.IX.** Porcentaje de hielo cubierto captado por el método combinado respecto de la digitalización manual en los principales glaciares cubiertos de la zona del Monte San Lorenzo.

glaciar	hielo cubierto - superficie digitalización manual (km <sup>2</sup> )	hielo cubierto - superficie método combinado (km <sup>2</sup> )	%
San Lorenzo Sur	11,36	11,41	100,4
Penitentes	2,25	1,15	51,1
Penitentes Este	0,97	0,15	15,5
Río Lácteo	3,46	5,11	147,7
Río Oro	1,32	1,89	143,2

El valor de reflectancia de un píxel resulta del promedio de reflectancia de los elementos encerrados por el mismo y por lo tanto, el espesor o cantidad de detrito en cada píxel determinará en mayor o menor medida la posibilidad de que sea clasificado como hielo libre de detrito. Con el conocimiento de campo de la zona y de sus glaciares cubiertos, el hielo parcialmente sucio fue clasificado como hielo limpio, pero con el método combinado es clasificado como hielo cubierto. En los glaciares San Lorenzo Sur y Río Lácteo, donde hay sectores con distribución algo caótica del hielo cubierto y limpio, el método combinado clasifica mayor número de píxeles como hielo cubierto que la digitalización manual.



**Figura 4.12.** Detalle de la clasificación de hielo cubierto lograda mediante el método combinado (naranja) para los cuatro glaciares principales de la zona del Monte San Lorenzo donde se desarrolla en mayor medida la cobertura detrítica sobre los glaciares. (A) Glaciar Río Lácteo (B) San Lorenzo Sur (C) Penitentes y (D) Río Oro. El trazo en fucsia corresponde a la digitalización manual y el azul al cociente de bandas utilizado en el método combinado.

La distribución de las zonas en sombra está condicionada por la topografía misma y la hora de adquisición de la imagen. En el caso de los sensores Landsat en esta región, la hora de

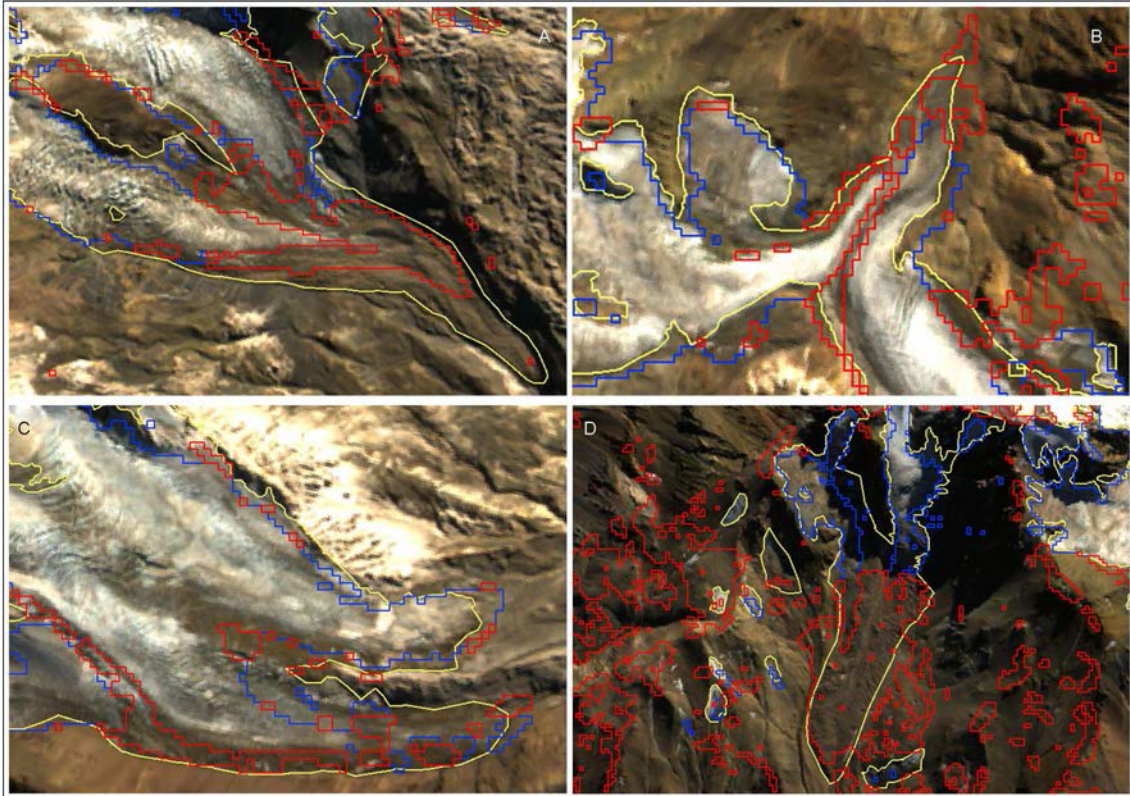
adquisición es 14:15 aproximadamente, por lo que el sol se encuentra cercano al cenit y las zonas en sombra son relativamente reducidas.

La comparación de ambos límites (la digitalización manual y el método combinado) con imágenes de alta resolución sobre Google Earth™ mostró que en algunos lugares el método combinado supera la calidad del mapeo manual en pantalla. No solamente eso, sino que al ser el árbol de decisiones un procedimiento replicable, produciendo los mismos resultados a partir de las mismas imágenes, MDEs y umbrales, se generan mejores resultados. Aún así, una vez realizada la clasificación con el árbol de decisiones, las correcciones manuales son en todos los casos necesarias. Ejecutada sobre imágenes Landsat (que cubren un área de 185 x 170 km) y/o a nivel regional, esta clasificación provee una base importante sobre la cual pueden focalizarse los procesos de edición y corrección manual, simplificando la tarea y acortando significativamente los tiempos de identificación y mapeo de hielo cubierto.

#### Volcán Domuyo

En este caso, debido a la mayor inclinación media de los glaciares cubiertos, se utilizó un umbral de inclinación de 20° en lugar de los 15° utilizados en el caso anterior. El problema de aumentar el umbral de pendiente reside en que de esta manera se va adicionando una extensión cada vez mayor de terreno inclinado según el umbral pero no englazado, que empeora la clasificación agregando artefactos.

La figura 4.13 muestra en detalle las porciones terminales de los glaciares cubiertos más importantes de la región. Se observa a simple vista como la cantidad de hielo cubierto capturado por el método combinado es menor que en el caso de estudio del Monte San Lorenzo, así como mucho mayor la presencia de artefactos. En comparación con dicho sitio, la superficie englazada relativamente menor y la menor cobertura vegetal hacen que exista mayor cantidad de terreno que puede ser excluido de los umbrales de hielo limpio y vegetación, y en consecuencia ser clasificado erróneamente como hielo cubierto.



**Figura 4.13.** Clasificación de hielo cubierto en los glaciares cubiertos del Volcán Domuyo. (A y C) Glaciares del Chadileo (B) Glaciar del Turbio y (D) Glaciar del Covunco. La digitalización manual se muestra en línea amarilla, y el azul y rojo al hielo descubierto y cubierto del método combinado respectivamente.

### 4.3. Identificación de glaciares de escombros en imágenes satelitales

#### 4.3.1. Caso de estudio metodológico 3: identificación y mapeo de glaciares de escombros en escenas ASTER, ALOS AVNIR2 y PRISM en los Nevados de Cachi

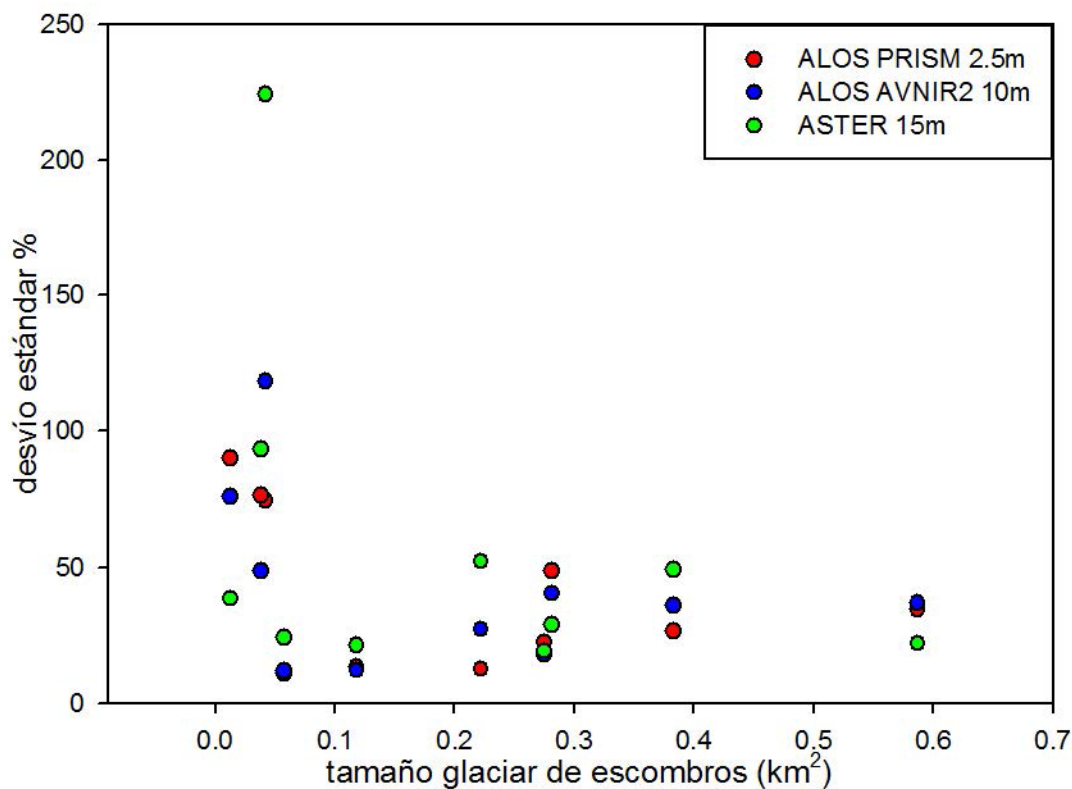
Los resultados de la ronda de digitalización en imágenes ASTER, ALOS AVNIR2 y ALOS PRISM se vuelcan en la tabla IV.X.

En las figuras 4.15 y 4.16 se exponen dos situaciones diferentes que ocurren con frecuencia en los inventarios de glaciares de escombros. La primera de ellas muestra una geoforma de pequeño tamaño ( $0,038 \text{ km}^2$ ) y con una topografía de la superficie suave, sin crestas y surcos. Este tipo de geoformas, justamente por estas dos características, son difíciles de identificar y mapear, por lo que el desvío estándar de las digitalizaciones aumentará. El segundo ejemplo consiste en un glaciar de escombros lenguado de importante tamaño ( $0,587 \text{ km}^2$ ), con crestas y surcos en su superficie, por lo que podrá ser identificado con mayor facilidad y el desvío estándar es menor. Si se analizan los desvíos estándar en función del tamaño de las geoformas (figura 4.14), se encuentra que la variabilidad o dispersión de los mismos es amplia para las geoformas de pequeño tamaño, y disminuye a medida que aumenta el tamaño de las mismas. En términos generales y considerando el total de glaciares de escombros, las dispersiones resultaron

mayores en ASTER (media~56%) que en ambos tipos de imágenes ALOS (medias ~43% y ~42% respectivamente).

Los contornos digitalizados en las imágenes ASTER resultan, respecto de aquellos de referencia obtenidas en el mapeo sobre las imágenes WorldView de Google Earth™, excesivamente grandes, y fueron en término medio un ~36% más grandes. Considerando el valor absoluto de las diferencias, la variabilidad es notablemente mayor y fue calculada en un  $\pm 76\%$ . Individualmente, en geformas de pequeño tamaño, menores a  $0,1 \text{ km}^2$ , las diferencias pueden alcanzar hasta un 400%. De los diez glaciares de escombros digitalizados, tres de ellos tuvieron diferencias mayores al 100% de su tamaño en relación a las superficies de referencia.

En las imágenes AVNIR2 los glaciares de escombros digitalizados fueron en promedio solamente un ~4% más pequeños que en Google Earth™, mientras que considerando el valor absoluto, la variabilidad es del  $\pm 33\%$ . En las imágenes PRISM, el promedio fue levemente mayor (~11%) pero con una variabilidad del 22% en valor absoluto. En ambos tipos de imágenes ALOS, en ningún caso hubo diferencias que superen el 100% del tamaño de referencia, siendo del 68% y 38% las mayores diferencias para las imágenes AVNIR2 y PRISM respectivamente.



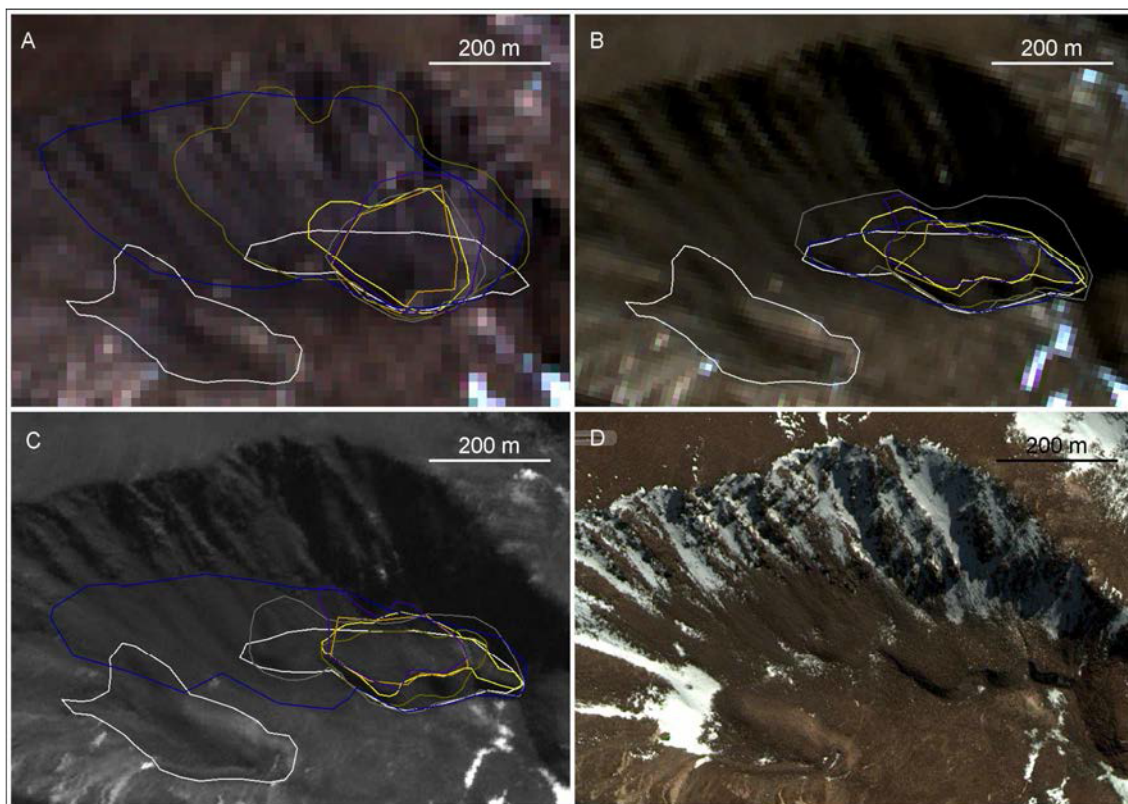
**Figura 4.14.** Desvíos estándar porcentuales en función del área de los glaciares de escombros, según el sensor óptico utilizado.

**Tabla IV.X.** Listado de los glaciares de escombros digitalizados y diferencias entre las superficies de referencia digitalizadas en Google Earth™ (media km<sup>2</sup>) y las respectivas imágenes ASTER, AVNIR2 y PRISM en los Nevados de Cachi. Los valores en paréntesis indican la diferencia % en valor absoluto.

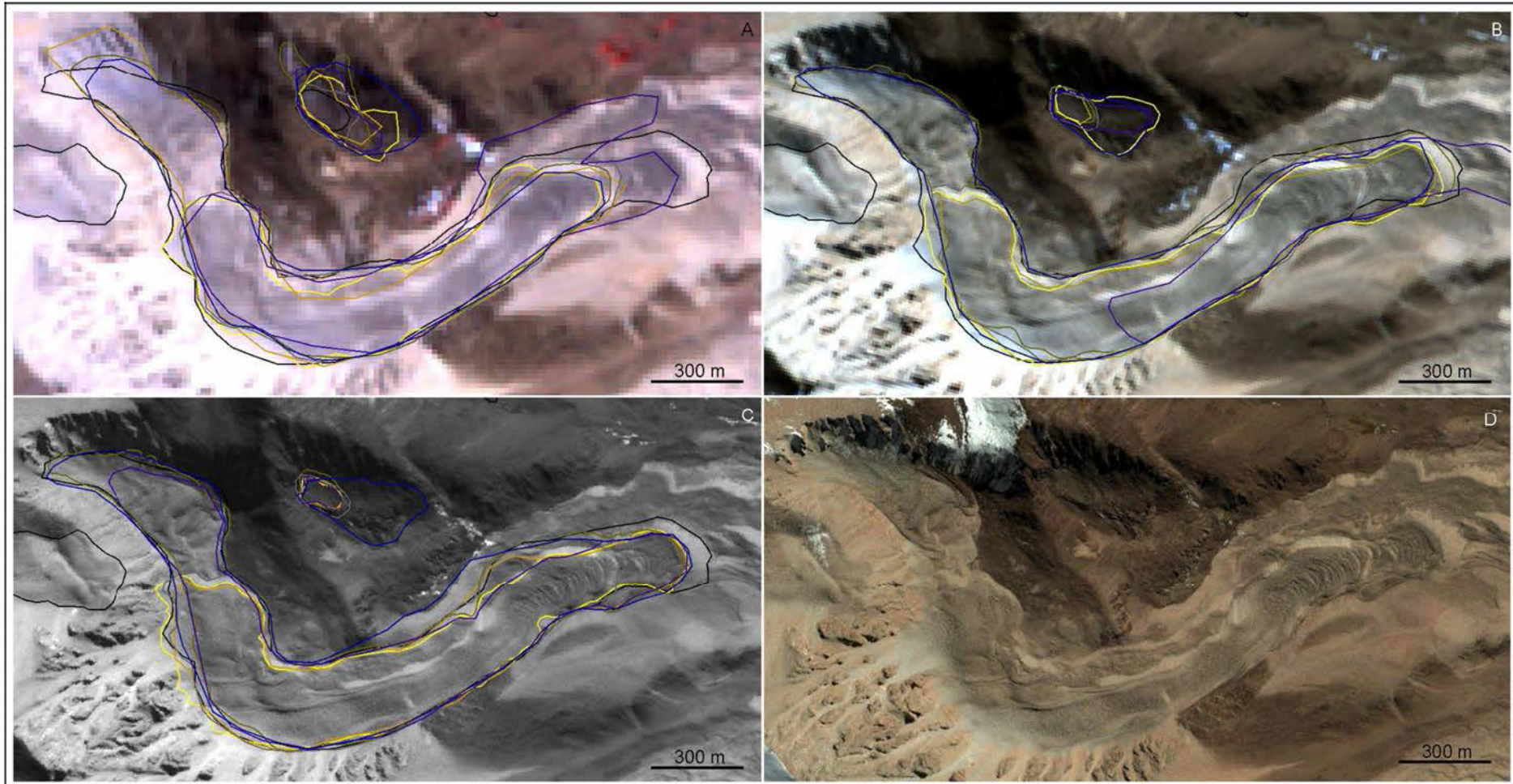
	glaciar	min (km <sup>2</sup> )	max (km <sup>2</sup> )	media (km <sup>2</sup> )	desvío estándar (km <sup>2</sup> )	desvío %	diferencia: media-ASTER	diferencia %
Nevados de Cachi ASTER $r=8$	1	0,121	0,260	0,181	0,052	28,9	0,100	35,4
	2	0,333	0,674	0,453	0,100	22,0	0,134	22,9
	3	0,014	0,919	0,151	0,339	224,1	-0,109	-259,9
	4	0,024	0,075	0,041	0,016	38,4	-0,028	-216,3
	5	0,047	0,255	0,126	0,061	49,0	0,258	67,2
	6	0,084	0,154	0,109	0,023	21,4	0,009	7,8
	7	0,049	0,094	0,061	0,015	24,1	-0,003	-5,6
	8	0,025	0,192	0,067	0,063	93,4	-0,029	-77,3
	9	0,022	0,270	0,154	0,080	52,1	0,068	30,8
	10	0,144	0,245	0,180	0,035	19,2	0,095	34,5
	$\bar{X}$			0,152	0,078	57,3	0,049	-36 (±75,8)
	TOTAL	1,074	2,615	1,481	0,484	32,7	0,536	26,6

	glaciar	min (km <sup>2</sup> )	max (km <sup>2</sup> )	media (km <sup>2</sup> )	desvío estándar (km <sup>2</sup> )	desvío %	diferencia: media-AVNIR2	diferencia %
Nevados de Cachi ALOS AVNIR2 $r=8$	1	0,100	0,255	0,145	0,059	40,3	0,136	48,3
	2	0,286	0,868	0,481	0,176	36,7	0,106	18,0
	3	0,018	0,173	0,044	0,052	118,3	-0,002	-5,7
	4	0,007	0,080	0,031	0,024	75,8	-0,018	-141,3
	5	0,067	0,354	0,238	0,085	35,8	0,145	37,8
	6	0,093	0,128	0,108	0,013	12,1	0,010	8,4
	7	0,046	0,064	0,055	0,007	12,0	0,003	5,0
	8	0,018	0,065	0,033	0,016	48,6	0,005	12,5
	9	0,075	0,229	0,179	0,049	27,2	0,044	19,6
	10	0,138	0,243	0,185	0,033	17,8	0,091	32,9
	$\bar{X}$			0,150	0,051	42,5	0,052	3,5 (±33)
	TOTAL	0,867	1,965	1,500	0,352	23,5	0,517	25,6

	glaciar	min (km <sup>2</sup> )	max (km <sup>2</sup> )	media (km <sup>2</sup> )	desvío estándar (km <sup>2</sup> )	desvío %	diferencia: media-PRISM	diferencia %
Nevados de Cachi ALOS PRISM $r=8$	1	0,079	0,354	0,171	0,083	48,4	0,110	39,2
	2	0,407	0,944	0,526	0,182	34,5	0,061	10,4
	3	0,017	0,095	0,034	0,025	74,5	0,008	19,3
	4	0,008	0,052	0,018	0,017	89,9	-0,005	-41,3
	5	0,113	0,359	0,265	0,070	26,6	0,118	30,9
	6	0,084	0,120	0,103	0,014	13,2	0,015	12,5
	7	0,041	0,056	0,051	0,006	10,8	0,007	11,9
	8	0,019	0,117	0,044	0,034	76,5	-0,006	-15,8
	9	0,159	0,219	0,190	0,024	12,5	0,032	14,5
	10	0,119	0,263	0,197	0,044	22,5	0,079	28,5
	$\bar{X}$			0,160	0,050	41,0	0,042	11,0 (±22,4)
	TOTAL	1,144	2,036	1,599	0,311	19,4	0,419	20,7



**Figura 4.15.** Se visualizan en líneas de colores los contornos de glaciares de escombros coalescentes digitalizados manualmente por distintos operadores en imágenes ASTER (A), AVNIR2 (B), PRISM (C), y la misma vista en imágenes de muy alta resolución en Google Earth™ (D). Los contornos blancos representan los límites de referencia.



**Figura 4.16.** Glaciar de escombros lenguado en la zona del Peñón Blanco (ver anexo 7, Mapa 3b), con los respectivos contornos de digitalizados manualmente en imágenes ASTER (A), AVNIR2 (B), PRISM (C) y Google Earth™ (D). Puede observarse también un pequeño lóbulo de talud de la ronda de digitalización. Los contornos negros representan los límites de referencia.

#### 4.4. Criterios de comparación y selección de Modelos Digitales de Elevación para la extracción de parámetros topográficos y morfométricos de glaciares y glaciares de escombros

En esta sección, se evalúan los MDEs SRTM, GDEM y APRISM en términos de: (1) una comparación cualitativa entre los tres MDEs (incluyendo las dos versiones de GDEM); (2) el error absoluto y el desvío estándar de los valores de elevación de los MDEs respecto de los GCP relevados en campo (ver tabla IV.XII); (3) el error absoluto y desvío estándar en la extracción de parámetros morfométricos de los glaciares en GDEM y SRTM respecto de un MDE de alta resolución de referencia, representado en este caso por el MDE elaborado a partir de pares estereoscópicos del sensor ALOS PRISM, de 10 m de resolución; (4) los efectos del remuestreo de GDEM y SRTM en los valores de los parámetros topográficos de los cuerpos de hielo, remuestreando el SRTM a 30 metros y el GDEM (v2) a 90 metros.

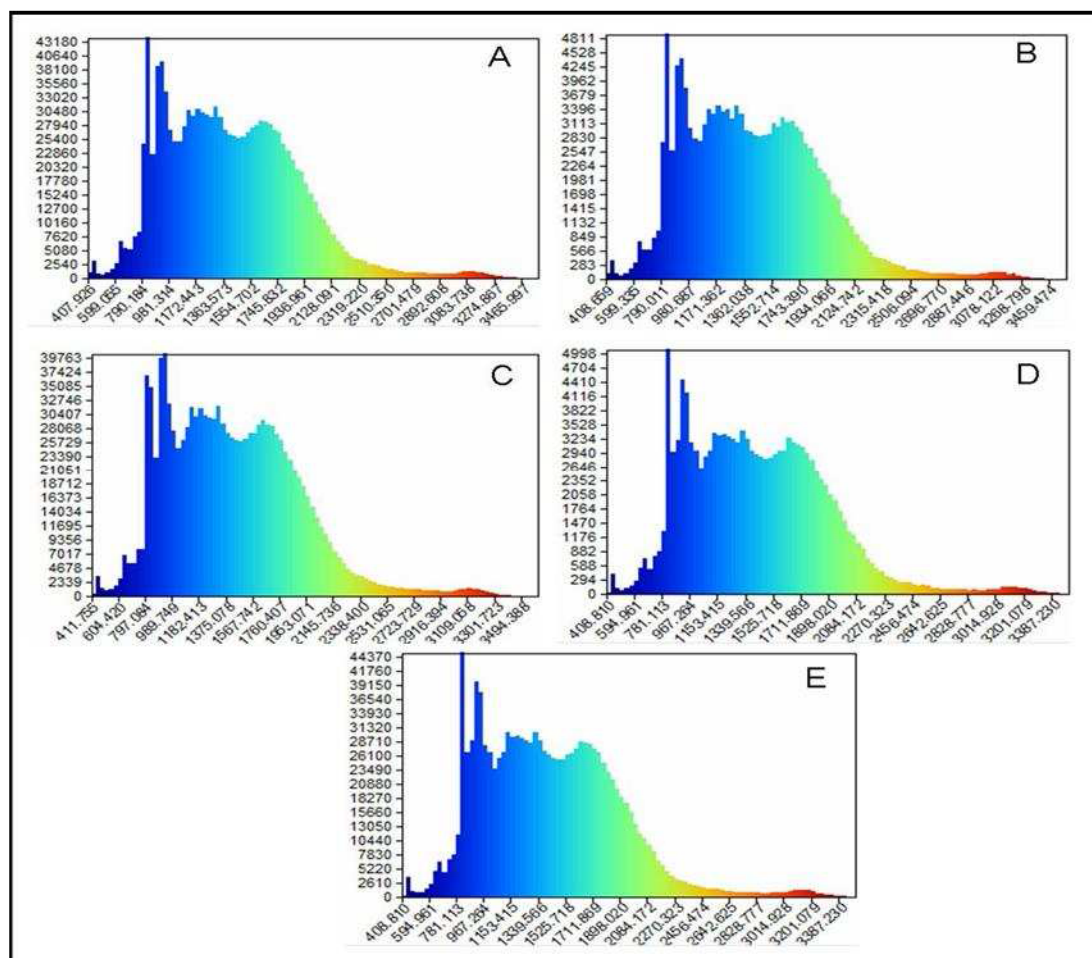
**Tabla IV.XI.** MDEs utilizados.

	<b>SRTM</b>	<b>ASTER GDEM</b>	<b>ALOS PRISM</b>
Fecha de adquisición	2000	2000+	2008 (San Lorenzo) 2009 (Volcán Domuyo) 2009-2010 (Nevados de Cachi)
Método de adquisición/generación	Interferometría (radar de apertura sintética)	Mosaico de estereopares ópticos	1 estereopar óptico
Resolución (m)	90	30	10

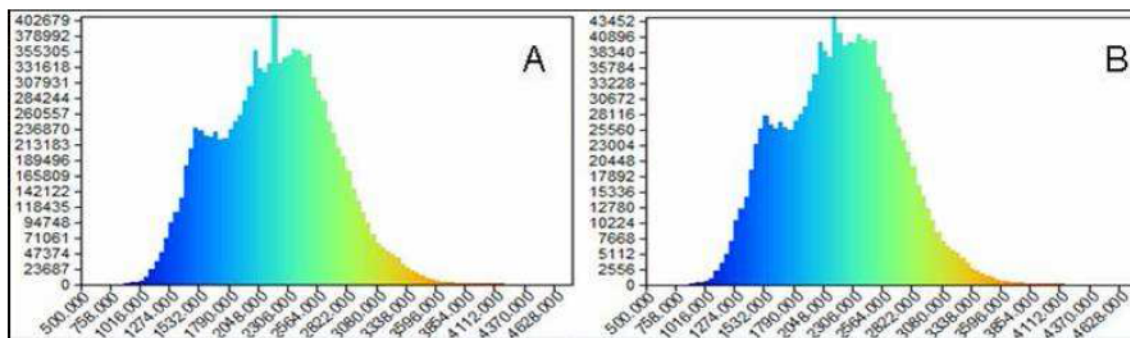
##### 4.4.1 Inspección visual - características generales de los MDEs

Las figuras 4.17-19 muestran los histogramas de frecuencia de elevaciones para la zona del Monte San Lorenzo, Volcán Domuyo y Nevados de Cachi para los MDEs SRTM y GDEM. Obviando las diferencias de frecuencia de píxeles debido a las diferencias de resolución entre ambos MDEs, la figura de los histogramas se aproxima notablemente, lo cual indica que a nivel regional ambos MDEs describen el terreno de manera similar.

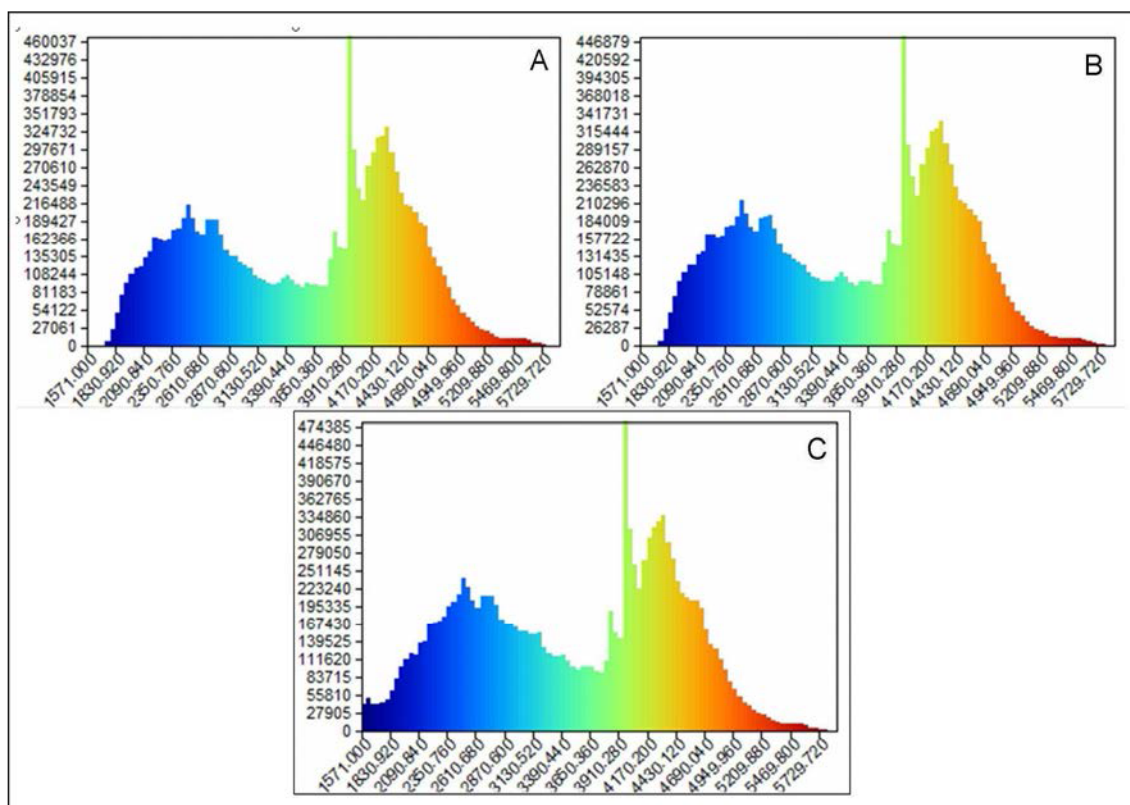
El SRTM presenta un aspecto de la superficie suave y continua, sin artefactos notorios como depresiones u hoyos sobre laderas o crestas montañosas. La baja resolución de este MDE afecta especialmente las crestas montañosas, que son estrechas por naturaleza y donde el trazado de los límites de las divisorias de cuencas puede situarse sobre los glaciares en lugar de envolverlos (ver abajo). Otro tipo de inconveniente que surge a raíz de la propia metodología de adquisición por interferometría radar y procesamiento interferométrico son los fenómenos de *foreshortening*, *layover* y *shadowing*, y *desenrollado de la fase interferométrica* ([www.srtm.usgs.gov](http://www.srtm.usgs.gov)). Como consecuencia, existen faldeos montañosos donde no se adquiere información del terreno. En el momento de adquisición del SRTM, puede optarse por una versión incompleta (con espacios vacíos sin información) o bien completa, donde los espacios vacíos han sido posteriormente rellenados utilizando diversos algoritmos matemáticos en el pos-procesamiento. Este relleno se aprecia visualmente por su aspecto difuso y ocurre especialmente en aquellas laderas muy abruptas y verticales.



**Figura 4.17.** Histogramas de frecuencia (número de píxeles) vs. elevación(m) para la región del Monte San Lorenzo: (A) ASTER GDEM v1, (B) ASTER GDEM v1 90m, (C) ASTER GDEM v2 (D) SRTM, (E) SRTM 30m.



**Figura 4.18.** Histogramas de frecuencia (número de píxeles) vs. elevación (m) para el ASTER GDEM v2 (A), y SRTM (B) para la zona del volcán Domuyo.

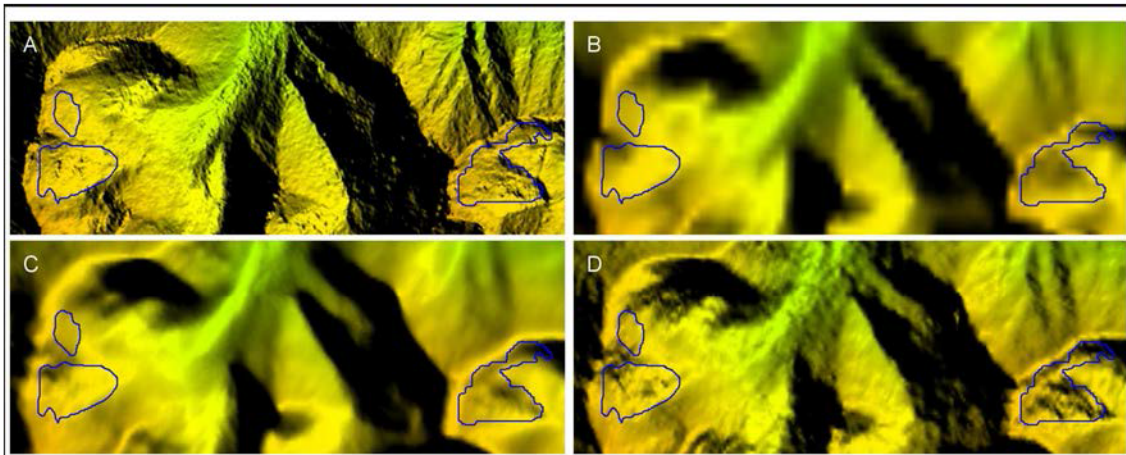


**Figura 4.19.** Histogramas de frecuencia (número de píxeles) vs. elevación (m) para la región de Nevados de Cachi: (A) GDEM v1, (B) GDEM v2 (C) SRTM.

Son típicos del GDEM v1 grandes y numerosos artefactos en forma de depresiones u hoyos sobre laderas y crestas montañosas o bien picos en sectores de relieve suave. Cuando los artefactos se sitúan predominantemente sobre laderas de exposición sur, cabría esperar que se debiera a la presencia de sombras en las imágenes que componen los pares estereoscópicos utilizadas en la generación del MDE. Frecuentemente, estos artefactos se localizan donde se sitúan los glaciares (figuras 4.20 y 4.23), alterando los valores de los parámetros morfométricos de los mismos. Esto podría estar relacionado probablemente al poco contraste óptico de las superficies englazadas en los pares estereoscópicos ASTER que se utilizan para generar el GDEM. Si bien ocurren con baja frecuencia, los artefactos pueden ser en ocasiones muy groseros, al punto de que en lugar de haber una abra entre dos cordones o una cresta por donde

desagua un curso de agua, tendremos un único cordón, o bien la situación contraria, donde un pico montañoso aparezca cortado en dos picos menores. La situación de los artefactos mejora en el GDEM v2, donde los mismos ocurren con menor frecuencia (aunque en sitios diferentes) y presentan en general menor tamaño respecto del GDEM v1 (figura 4.20 y 4.22).

Respecto del SRTM, el GDEM presenta una textura más rica, capturando con mayor detalle las características del terreno.



**Figura 4.20.** Efecto del ruido y artefactos sobre los MDEs en las superficies de glaciares del Monte San Lorenzo (contornos azules). (A) Modelo ALOS PRISM de 10 m de resolución mostrando un importante nivel de detalle pero incorporando ruido; el caso opuesto se observa en el SRTM (B). A su vez, el nivel de ruido es mayor en GDEM v2 (D) que en v1 (C).

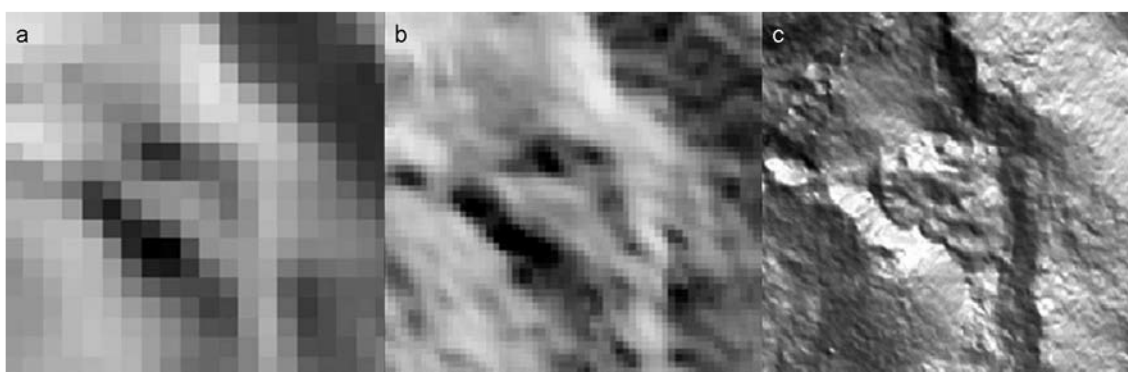
El MDE generado a partir de un par estéreo de imágenes ALOS PRISM (APRISM en adelante) posee una resolución original de 2,5 metros. Esta alta resolución posibilita que se capturen de gran manera las características del terreno y mesoformas tales como por ejemplo morenas laterales, glaciares de escombros y termokarst, grietas y ojivas sobre los glaciares. En comparación con el SRTM y GDEM, donde las inflexiones leves del terreno resultan difíciles de identificar y mesoformas tales como glaciares de escombros son representadas groseramente y poco discernibles, los mismos pueden ser identificados con un gran grado de detalle en el MDE APRISM (ver figuras 4.20 y 4.21). Los artefactos en forma de hoyos existen pero son de menor tamaño y mucho menos frecuentes que en el SRTM. Asimismo, este MDE puede captar ángulos de inclinación mayores que los MDEs globales.

El MDE APRISM, sin embargo, presenta un aspecto granulado fino (“speckle” en inglés) visible como artefactos de pequeño tamaño, a la vez que se observan facetas o rasgos lineales que otorgan al MDE una textura poco natural. Esto se traduce en histogramas de inclinación y orientación de las laderas con distribuciones multimodales, con picos de frecuencia para valores puntuales de orientaciones e inclinaciones, lo cual no representa de manera realista el terreno montañoso. Por tal motivo este MDE APRISM fue remuestreado a una resolución de 10 m mediante el método de interpolación bilineal.

En el caso del área de estudio de los Nevados de Cachi, los glaciares de escombros alcanzan tales dimensiones que pueden ser reconocidos en el SRTM y GDEM (figura 4.23), lo cual no ocurre en el caso del Monte San Lorenzo o Volcán Domuyo. Sin embargo, de los MDEs APRISM generados para cada área de estudio, el MDE correspondiente a la zona de Nevados de Cachi es el que muestra mayor cantidad de ruido, concentrándose el mismo en las laderas de orientación sur y en sectores de baja pendiente.

#### 4.4.2. Puntos de control de campo

Los puntos de control de campo se relevaron sobre terreno no englazado, el cual se considera estable y sin cambios de elevación a los fines del presente trabajo. La sustracción de los valores de elevación en metros (altura elipsoidal) se muestra en la tabla IV.XII para cada zona de estudio. Las mayores diferencias entre los MDEs y el terreno relevado mediante los GCP ocurren para el área del Volcán Domuyo, y se sitúan entre los 50-60m. Llamativamente, esto se verifica para todos los MDEs, sin importar el sensor o metodología de adquisición. En el caso de la media de los errores absolutos, puede verse que el SRTM presenta valores menores que el GDEM v1 en el caso del Monte San Lorenzo y Nevados de Cachi, pero ocurre lo contrario en el caso del Volcán Domuyo. Esto quiere decir que los valores de elevación del SRTM son en promedio más cercanos al terreno según lo relevado con los Puntos de Control. Sin embargo, en todos los casos el  $\sigma$  del SRTM es mayor que en el GDEM v1, por lo que el grado de dispersión del error es mayor. Exceptuando el sitio del Volcán Domuyo, la versión 2 del GDEM muestra valores de media aritmética y desvío estándar del error menores a la versión 1 del mismo y a su vez también del SRTM en los sitios del Monte San Lorenzo y Volcán Domuyo.



**Figura 4.21.** Detalle de glaciar de escombros al sur del Volcán Domuyo visto en el SRTM (a), GDEM v2 (b) y ALOS PRISM (c).

En el caso de los MDEs APRISM, cabe notar como para las áreas del Monte San Lorenzo y Cachi, donde el MDE es absoluto (es decir, se utilizaron puntos de control de terreno en la fase de elaboración), los mismos presentan valores positivos del error, lo cual indica que el MDE se

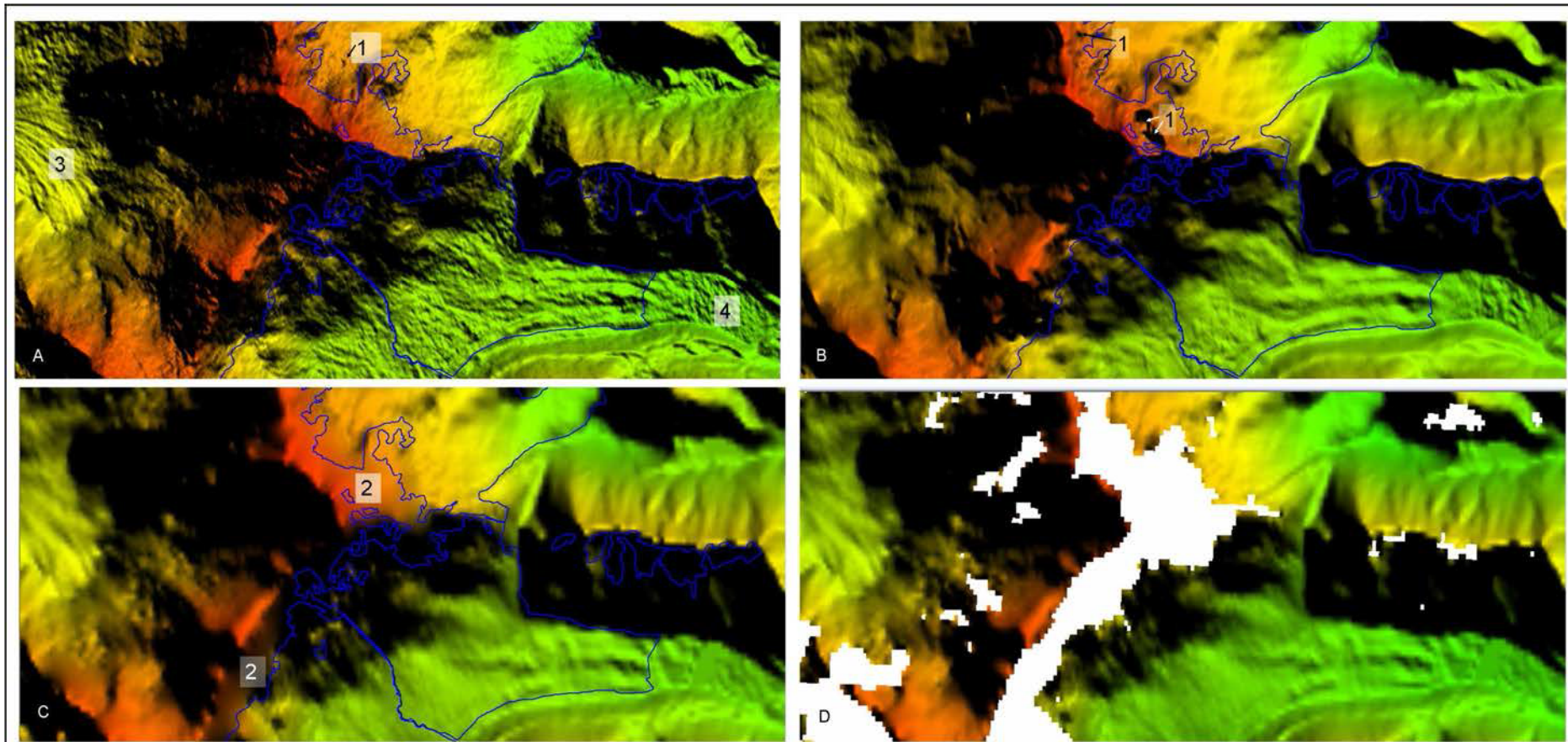
**Tabla IV.XII.** Diferencias de elevación (expresadas en metros) de los valores de altura elipsoidal extraídos de los diferentes MDEs respecto del relevamiento de los GCP con GPS diferencial.

<b>Monte San Lorenzo</b>					
<b>GCP</b>	<b>SRTM</b>	<b>GDEM v1</b>	<b>GDEM v2</b>	<b>APRISM</b>	<b>altura GPS (m)</b>
1	1	-6	-2	-13	879
3	1	7	13	+9	933
5	3	3	2	+12	1131
6	7	-2	2	+8	878
7	-7	-12	-3	+6	1081
9	6	5	-7	*	843
10	-23	-18	-16	+6	1317
11	-22	-16	-9	+10	1066
12	-2	-6	-1	0	1226
13	3	-2	3	+7	1269
14	2	5	9	+11	970
15	-5	-3	12	*	848
17	-6	1	3	+14	869
18	7	-2	-2	+9	1256
21	-11	-14	-9	+2	1043
22	-6	2	3	+7	913
25	4	3	7	*	1059
$\bar{X}$	-2,8	-3,2	0,2	6,7	
$\sigma$	9	7,7	7,7	6,6	

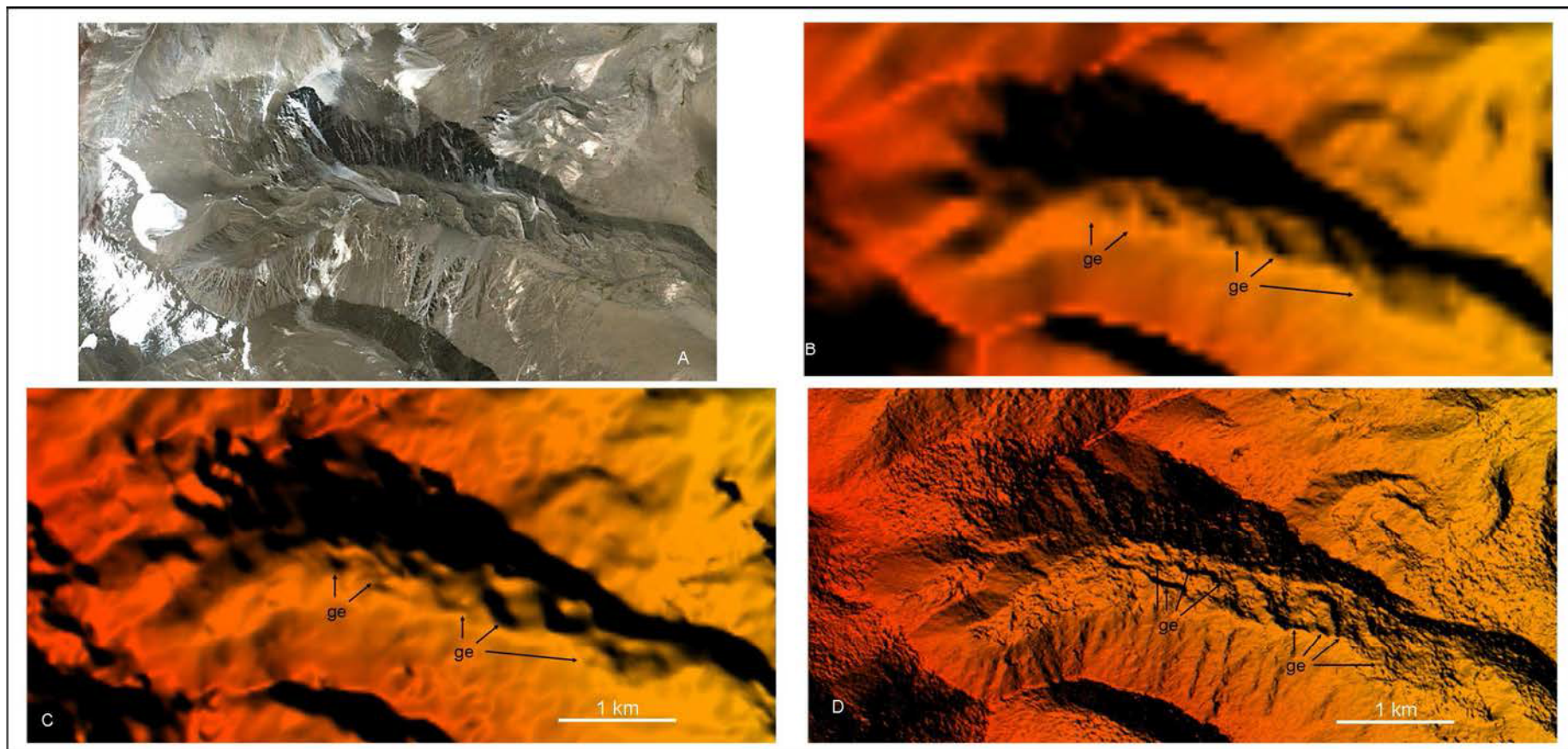
\* El GCP se sitúa sobre un espacio vacío (sin información) en el MDE.

<b>Volcán Domuyo</b>					
<b>GCP</b>	<b>SRTM</b>	<b>GDEM v1</b>	<b>GDEM v2</b>	<b>APRISM</b>	<b>altura GPS (m)</b>
2	-54	-65	-73	-29	3838
3	-24	-52	-49	-25	3071
4	-30	-58	-59	-31	2571
6	-27	-44	-44	-30	3921
7	-8	-49	-52	-24	2524
$\bar{X}$	-28,6	-27,6	-29,4	-27,8	
$\sigma$	16,5	8,1	11,2	2,8	

<b>Nevados de Cachi</b>					
<b>GCP</b>	<b>SRTM</b>	<b>GDEM v1</b>	<b>GDEM v2</b>	<b>APRISM</b>	<b>altura GPS (m)</b>
3	-49	-56	-38	+4	4668
4	-61	-65	-62	+1	4071
5	-47	-76	-62	+11	4810
19	-48	-71	-64	+2	3406
21	-43	-63	-63	+3	2941
22	-24	-40	-35	+7	3152
24	-30	-39	-30	+4	2876
25	-51	-60	-36	+2	2684
28	-37	-44	-37	+5	2913
29	-39	-52	-37	+5	2819
$\bar{X}$	-1,9	-15,6	-5,4	+4,4	
$\sigma$	10,7	12,7	14,2	2,7	



**Figura 4.22.** Diferentes tipos de artefactos en los MDEs del Monte San Lorenzo. En (A) se aprecia cómo se ha reducido el tamaño de los artefactos (1) en el GDEM v2 respecto del v1 (B), a la vez que su ubicación también cambia. Si bien la topografía en los cuerpos de agua de mayor tamaño ha sido eliminada en GDEM v2, no resulta así con los pequeños lagos proglaciales y lagunas de altura (4). El aumento de resolución (de 114 a 72 m entre GDEM v1 y GDEM v2) puede observarse en (3), donde se destacan estructuras de flujo en el glaciar Calluqueo no observables claramente en el GDEM v1. El recorte SRTM en (C) muestra zonas de relieve vertical donde los valores de elevación de los espacios sin información originales (D); los mismos tienen en general orientación sur y se los puede identificar por su textura difusa (2).



**Figura 4.23.** Detalle de los MDEs para la zona del anfiteatro Kühn en el Nevado de Cachi (A) (imagen captura de Google Earth™). Los frentes de los glaciares de escombros son claramente visibles tanto en SRTM (B) como en GDEM (C). El MDE APRISM (D), con un grado de detalle mucho mayor y una textura más rica, logra distinguir y separar mayor cantidad de lóbulos que el SRTM y GDEM.

sitúa por encima del elipsoide de referencia, mientras que en el caso del MDE del Volcán Domuyo, con un MDE relativo (sin puntos de control) el error es negativo y el MDE se sitúa por debajo del elipsoide. Los MDEs APRISM muestran en todos los casos un menor promedio en los errores y desvío estándar, por lo que queda justificada su elección como MDE de referencia para la comparación con los MDEs globales SRTM y GDEM.

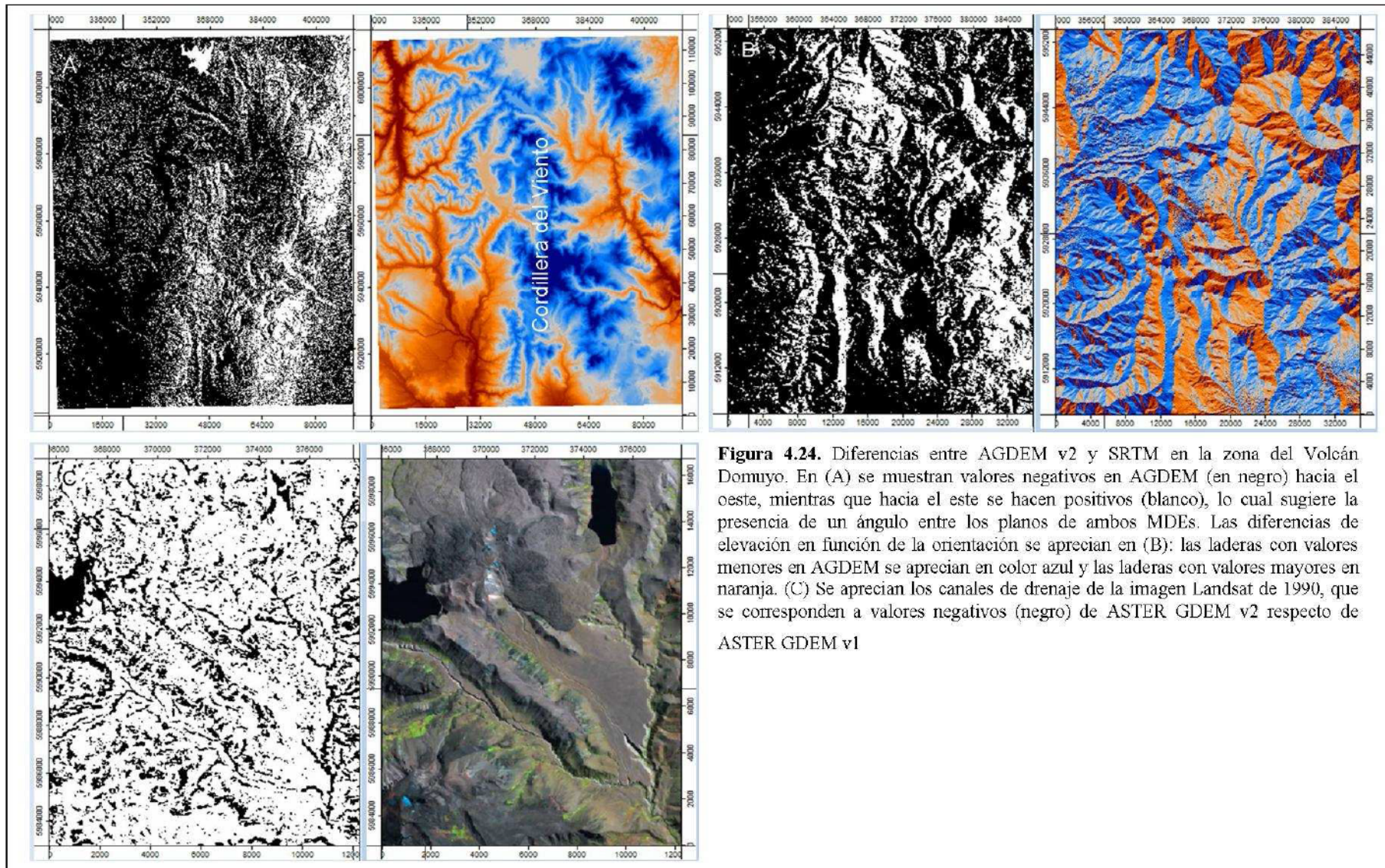
De este análisis de errores y desvío estándar, puede concluirse que la mejor o peor medida en que un MDE resulta representativo de una porción de la superficie terrestre está ligado mayormente al  $\sigma$  antes que a la media del error. En este sentido, utilizando los puntos de control de terreno una grilla SRTM o GDEM puede ser regenerada sumando a todas sus celdas el valor de la media del error, por lo que la magnitud de ésta no resulta tan relevante. Si no se cuenta con puntos de control, es relativamente seguro decir que en términos generales el GDEM v2 es, entre los MDEs globales evaluados el que mejor se ajusta al terreno.

#### 4.4.3. Delimitación de cuencas hidrográficas y ajuste planialtimétrico de los MDEs

Resulta importante considerar la distribución de las diferencias entre MDEs. En la figura 4.24 se aprecia la diferencia entre GDEM v2 y SRTM para la zona del Volcán Domuyo. ASTER GDEM v2 muestra valores negativos hacia el oeste que tienden a hacerse positivos hacia el este respecto del SRTM. Esto indica que aún sin considerar el probable desajuste en la geolocalización entre ambos MDEs, podemos ver que los mismos se encuentran inclinados o basculados entre sí. Se observa además que las diferencias se distribuyen en función de la altura: las diferencias positivas a favor de ASTER GDEM v2 están asociadas a las mayores elevaciones mientras que las diferencias negativas se asocian a las elevaciones menores. Finalmente, puede apreciarse también que las diferencias de altura también están ligadas a la curvatura de la ladera: en las superficies cóncavas como los fondos de valle y canales de drenaje las alturas de ASTER GDEM v2 son mayores que las del SRTM, mientras que en las superficies convexas como las crestas y aristas ocurre lo contrario.

##### 4.4.3.1. Monte San Lorenzo

En casos como el del Monte San Lorenzo, donde las divisorias se encuentran sobre aristas glaciarias muy agudas, el trazado de los límites de cuencas puede verse considerablemente afectado por los artefactos presentes, la resolución de los MDEs y su georreferenciación. En la figura 4.25(A) se observan sectores donde el SRTM muestra gran coincidencia con ambas versiones del GDEM y APRISM; las diferencias menores reflejan las diferencias de resolución. Por el contrario, en otros sectores se encontraron desvíos o errores que pueden alcanzar algunos cientos de metros entre el SRTM y la referencia dada por el MDE APRISM (B y C). En (D) se observa la cresta divisoria entre el glaciar Calluqueo y Río Lácteo. Esta divisoria de aguas está



**Figura 4.24.** Diferencias entre AGDEM v2 y SRTM en la zona del Volcán Domuyo. En (A) se muestran valores negativos en AGDEM (en negro) hacia el oeste, mientras que hacia el este se hacen positivos (blanco), lo cual sugiere la presencia de un ángulo entre los planos de ambos MDEs. Las diferencias de elevación en función de la orientación se aprecian en (B): las laderas con valores menores en AGDEM se aprecian en color azul y las laderas con valores mayores en naranja. (C) Se aprecian los canales de drenaje de la imagen Landsat de 1990, que se corresponden a valores negativos (negro) de ASTER GDEM v2 respecto de ASTER GDEM v1

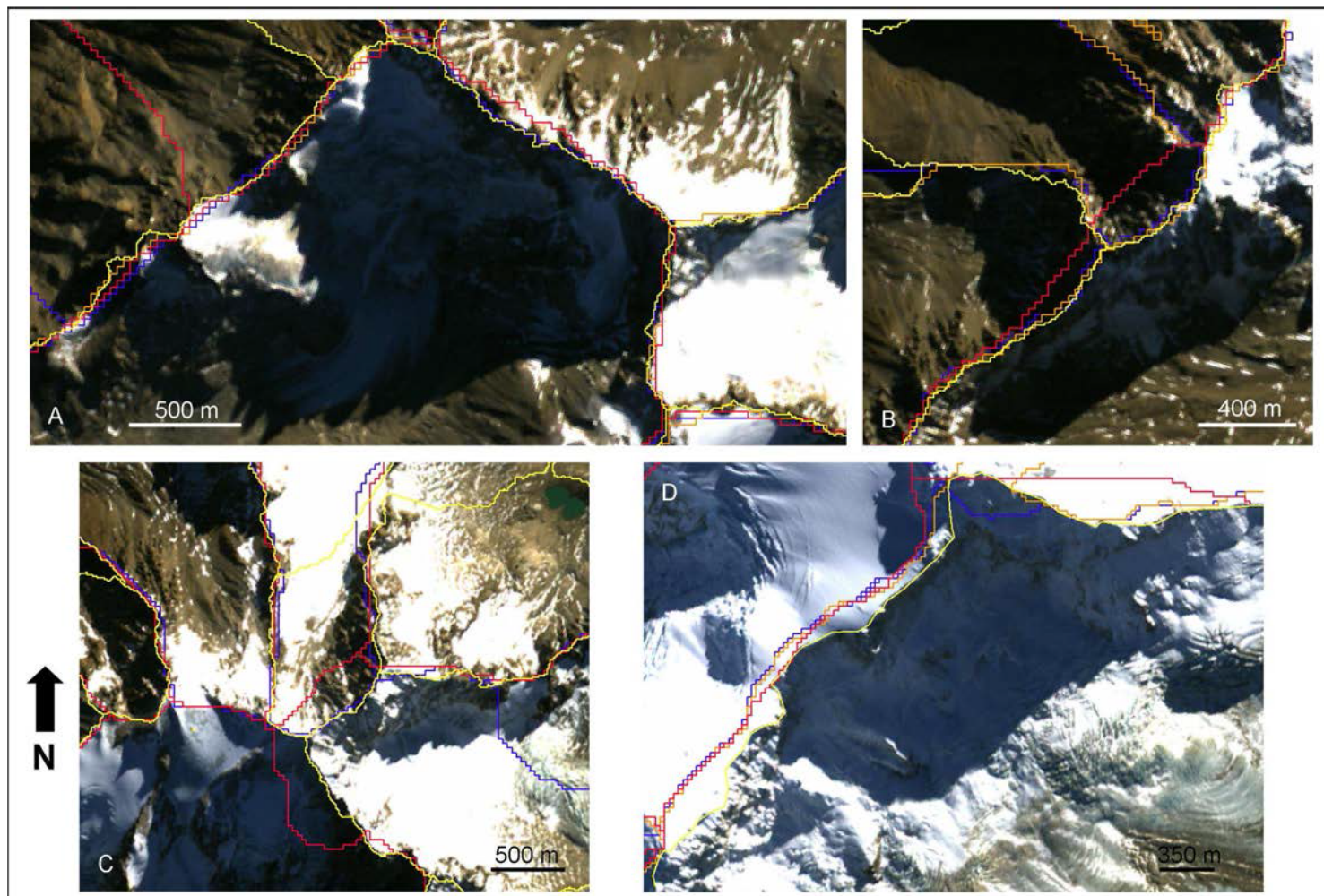


Figura 4.25. Delimitación de cuencas en el Monte San Lorenzo. Ver texto para mayores detalles.

caracterizada por importantes artefactos en forma de hoyos o depresiones en el GDEM v1, que han sido removidas en gran parte en la v2. En tanto el SRTM presenta en este particular sector falta de información en la versión original donde los espacios vacíos no han sido rellenados (ver figura 4.22d). En general, exceptuando algunos glaciares colgantes de pequeño tamaño o pequeñas porciones de glaciares mayores, los cuerpos de hielo no se sitúan en pendientes tan abruptas.

Las tablas IV.XIII a, b y c muestran los valores de desplazamiento entre el GDEM, SRTM y el modelo APRISM de referencia, según lo calculado mediante el procedimiento de Berthier *et al.* (2007).

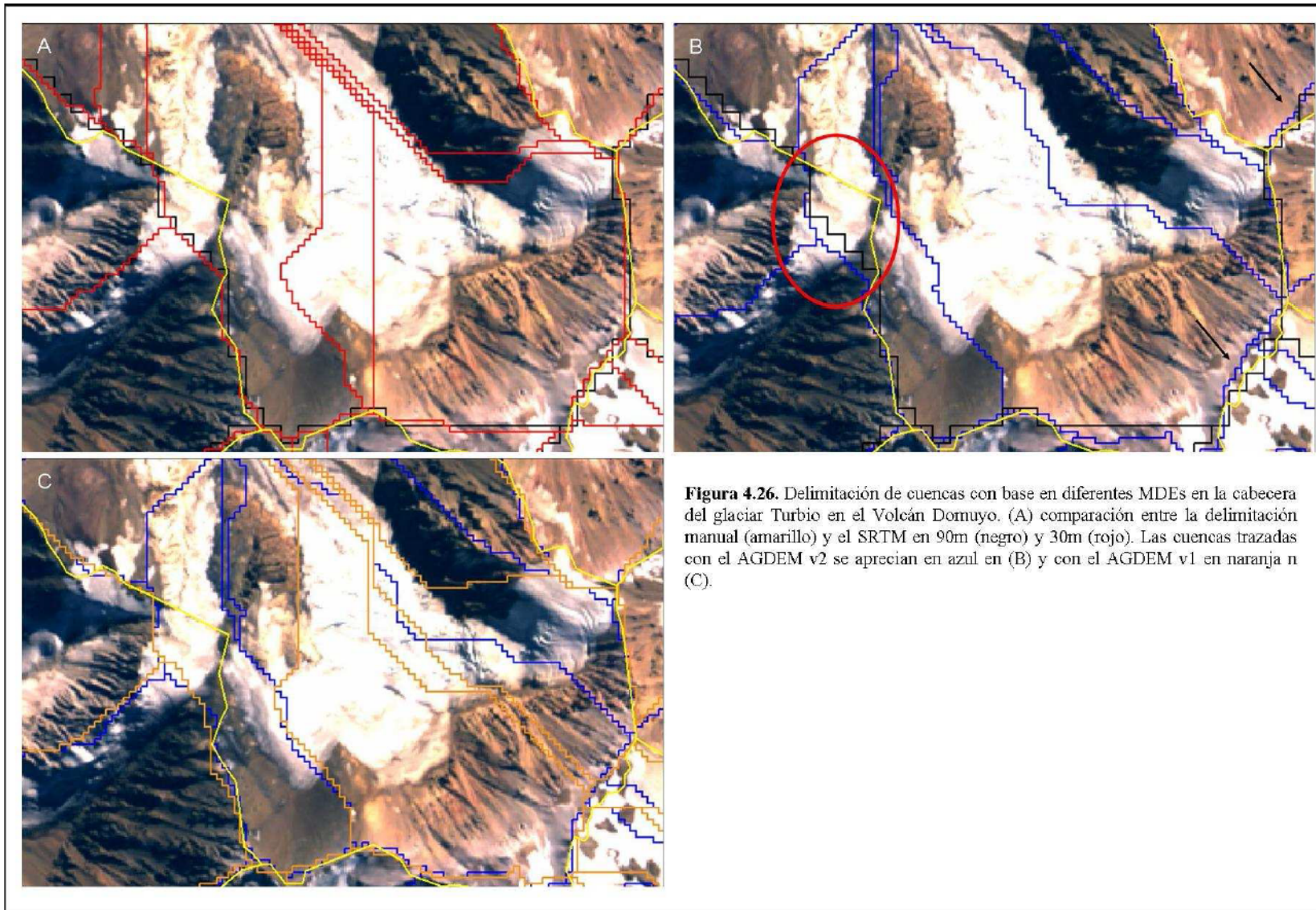
En el caso del área del Monte San Lorenzo, se observa que la georreferenciación de sendas versiones de GDEM es muy parecida planimétricamente, situándose el error en  $\frac{1}{2}$  píxel de 30 m, en tanto que en el SRTM el desplazamiento puede alcanzar  $\frac{1}{2}$  píxel de 90 m. El error en la componente vertical es similar y varía entre 10-13 m.

**Tabla IV.XIIIa.** Desfasaje en metros entre los diferentes MDEs y el APRISM de referencia en la zona del Monte San Lorenzo.  $\Delta x$  se refiere al desplazamiento en sentido este-oeste (positivo al E),  $\Delta y$  es el desplazamiento norte-sur (positivo al N) y  $\Delta z$  representa la diferencia de altura (positivo hacia arriba).

APRISM	GDEMv1			GDEMv2			SRTM		
	$\Delta x$	$\Delta y$	$\Delta z$	$\Delta x$	$\Delta y$	$\Delta z$	$\Delta x$	$\Delta y$	$\Delta z$
	1,6	15	-13,2	1,6	13,3	-10,1	-20	45	-9,8

#### 4.4.3.2. Volcán Domuyo

La figura 4.26 muestra un detalle de la delimitación de cuencas en la cabecera del glaciar Turbio para el SRTM, GDEM y la traza según la digitalización manual. En primer lugar se observa que a pesar de tener los mismos valores para la longitud de los canales de drenaje y superficie mínima de las unidades de cuenca, el mayor tamaño de píxel del SRTM a 90 metros generará subcuencas más grandes que el GDEM (B y C). Se deberá por lo tanto reducir el tamaño mínimo de subcuenca con el objetivo de que cada una de ellas circunscriba en, lo posible un único cuerpo de hielo. En segundo lugar se aprecia que el remuestreo a una mayor resolución (de 90 a 30 m) sí favorece el trazado de cuencas, dado que si bien los límites de cuenca para ambas resoluciones tienen un trazado similar, el trazo rojo, correspondiente al SRTM remuestreado a 30 m muestra una mayor proximidad al trazo amarillo de la digitalización manual que el SRTM en su resolución original de 90 m en trazo negro (A). Aún así algunos polígonos pequeños deben ser unidos para conformar las cuencas únicas de los glaciares más grandes.



**Figura 4.26.** Delimitación de cuencas con base en diferentes MDEs en la cabecera del glaciar Turbio en el Volcán Domuyo. (A) comparación entre la delimitación manual (amarillo) y el SRTM en 90m (negro) y 30m (rojo). Las cuencas trazadas con el AGDEM v2 se aprecian en azul en (B) y con el AGDEM v1 en naranja n (C).

En (B) se presentan las cuencas generadas por el GDEM v2 y SRTM. En términos generales puede verse que, exceptuando las secciones de límites de cuenca situados sobre artefactos del SRTM, éste se aproxima más a las cuencas generadas por el MDE APRISM que el ASTER GDEM V2. Ocasionalmente las crestas divisorias de hielo se presentan convexas en dos direcciones o cóncavo-convexas o bien pueden tener una tendencia a aplanarse: en estos casos los errores son importantes para ambos MDE (elipse roja en la 4.26b). Las flechas negras indican tramos de divisorias donde el SRTM muestra sin embargo un mejor ajuste que el GDEM v2.

Se pone de manifiesto en la tabla IV.XIIIb una mejor geolocalización del GDEM respecto del SRTM; en el caso de los GDEM el desplazamiento se sitúa en valores cercanos a 1 píxel. Por el contrario, se encontró que el SRTM muestra menores diferencias en la altimetría, hallándose valores de 7,5-8 y ~12-14 m del SRTM y GDEM respectivamente por debajo del APRISM.

**Tabla IV.XIIIb.** Desfasaje en metros entre los diferentes MDEs y el APRISM de referencia en la zona del Volcán Domuyo.

APRISM	GDEMv1			GDEMv2			SRTM		
	$\Delta x$	$\Delta y$	$\Delta z$	$\Delta x$	$\Delta y$	$\Delta z$	$\Delta x$	$\Delta y$	$\Delta z$
	-30	-13	-14,4	-24	-13	-11,8	-30	45	-7,5

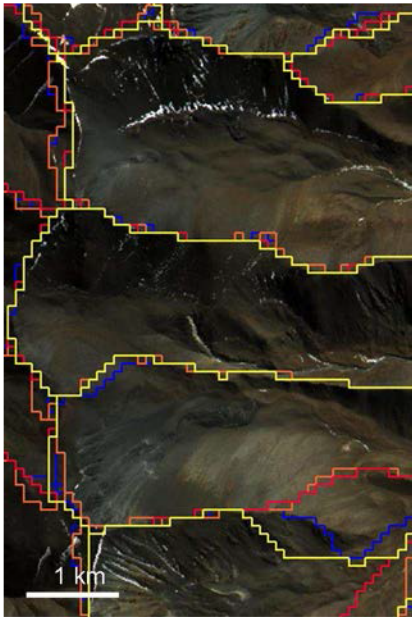
#### 4.4.3.3. Nevados de Cachi

La delimitación de cuencas de forma visual en el área de Cachi muestra en general una gran coincidencia para los cuatro MDEs evaluados. Además, no se detectaron en los límites de cuenca errores groseros relacionados a artefactos. Entre las tres zonas de estudio evaluadas, este es el sitio donde existen las menores diferencias entre los mismos. Existen pequeñas variaciones entre los MDEs, pero dado lo insignificante de las diferencias, no es factible aseverar si un MDE en particular se desempeña mejor que el resto.

Sin embargo, el cálculo según el procedimiento informático reveló en realidad las mayores diferencias entre los MDEs globales y el APRISM de referencia con diferencias de entre 20-30 m en planimetría en el caso del GDEM (y entre 35-55 m en el SRTM), mientras que las diferencias en cota se situaron entre 39-44 m y 30 m respectivamente.

**Tabla IV.XIIIc.** Desfasaje en metros entre los diferentes MDEs y el APRISM de referencia en la zona del Nevado de Cachi.

APRISM	GDEMv1			GDEMv2			SRTM		
	$\Delta x$	$\Delta y$	$\Delta z$	$\Delta x$	$\Delta y$	$\Delta z$	$\Delta x$	$\Delta y$	$\Delta z$
	-15	10	-19,2	-15	11,6	-12,5	-40	60,4	-4,5



**Figura 4.27.** Delimitación de cuencas en el Nevado de Cachi.

#### 4.4.4. Extracción de parámetros morfométricos

Las diferencias en los valores absolutos de seis parámetros topográficos (elevación máxima, mínima y media, inclinación media, orientación media y sector cardinal) para los glaciares ubicados en los Cerros Penitentes y Hermoso (debido a que el MDE ALOS PRISM no cubre la totalidad de la zona relevada) e inventariados para el año 2008 fueron calculados para los diferentes MDEs en distintas resoluciones respecto de los valores de referencia dados por el MDE ALOS PRISM. El mismo procedimiento se realizó para los glaciares de escombros del Volcán Domuyo. Las diferencias máximas, las medias aritméticas de las diferencias y los desvíos estándar se listan en las tablas IV.XIII y IV.XIV.

Una primera observación interesante está referida a las alturas máximas y mínimas. En el caso del SRTM puede verificarse que la media de las diferencias de altura mínima tiene signo negativo. Sin considerar cambios de volumen en los glaciares, esto constituye una sobrestimación de los valores de elevación relativamente bajos en SRTM (tal cual lo reportado por Bethier *et al.*, 2006).

En GDEM, sin embargo, las diferencias de altura mínima tienen signo positivo. Si bien como se mencionó anteriormente para la diferenciación entre los MDEs no se consideraron los cambios de elevación de superficie, es de esperar que entre el año 2000 (SRTM) o >2000 (GDEM) y el 2008 (APRISM) se haya producido un adelgazamiento en las porciones terminales de las lenguas glaciarias, efecto que contribuiría a la señal negativa entre APRISM y SRTM. Es importante notar como, una vez corregida la georreferenciación de los MDEs globales, las diferencias en las alturas mínimas son en todos los casos negativas, destacando la importancia de efectuar las correcciones planialtimétricas entre MDEs con propósitos glaciológicos.

Por otra parte, las alturas máximas pueden disminuir con el tiempo (debido a que puede haber algo de pérdida de hielo en las cabeceras de los glaciares por menor acumulación de nieve, avalanchas y la influencia de la radiación de onda larga de las paredes rocosas (Benn y Evans, 2010) y la diferencia de altura entre APRISM y los MDEs globales ser negativa; sin embargo, la tabla IV.XIV arroja valores positivos en todos los casos. Esto podría deberse a una subestimación de los valores de altura relativamente altos en SRTM y GDEM debido a su menor resolución espacial, o bien debería considerarse eventualmente el caso exactamente opuesto en el modelo APRISM.

Considerando siempre las alturas máximas, diferencias mayores a 50 m se encuentran en el doble de casos en el SRTM respecto del GDEM; diferencias mayores a 100 m aparecen también en el SRTM y están probablemente vinculadas a la presencia de artefactos en el mismo. Tanto en las alturas máximas como las mínimas, los desvíos estándar son mayores en el SRTM que en ambas versiones del GDEM. En el caso de las alturas máximas, que representan las zonas de acumulación de los glaciares, esto puede deberse al grado de penetración de la banda C en el pack de nieve, dependiendo de las propiedades físicas y eléctricas de la nieve (Rignot *et al.*, 2001), en tanto que GDEM refleja la superficie misma del pack de nieve.

Para comprobar el efecto del remuestreo y detectar tendencias que dependen de la resolución en la extracción de los parámetros morfométricos, el SRTM fue remuestreado de 90 a 30 m y GDEM de 30 a 90 m. Se observó que un aumento de la resolución (píxel más pequeño) produce un aumento en las alturas máximas y una disminución en las alturas mínimas, mientras que con un decrecimiento de la resolución (píxel más grande) las alturas mínimas aumentan y las alturas máximas bajan. Esta tendencia se apreció más fuertemente en el caso de las alturas máximas. Finalmente, puede decirse que los desvíos estándar de las diferencias entre MDEs son menores en las resoluciones originales de los mismos que en las versiones remuestreadas, tanto sea con un aumento de la resolución al pasar el SRTM de 90 a 30 metros como con una disminución de la misma al pasar el GDEM de 30 a 90 metros. Lo contrario ocurre para la altura e inclinación media, aunque con valores menores de desviación estándar respecto de las alturas máximas y mínimas, probablemente debido a que se evalúa un conjunto de celdas y no valores únicos de las mismas, las celdas individuales de las grillas se compensan unas con otras. En el caso de la inclinación media, la dispersión en los valores de diferencias es mucho mayor para los glaciares menores a  $0,1 \text{ km}^2$ , lo cual es esperable teniendo en cuenta que estos cuerpos pueden ubicarse de por sí en situaciones topográficas muy variables (desde pequeños manchones remanentes en superficies levemente inclinadas hasta pequeños glaciares colgantes) respecto de los cuerpos de mayores tamaño, representados por pequeños glaciares de circo o valle, con inclinaciones más bajas y homogéneas.

Además de la orientación promedio de los glaciares expresada en grados, y para simplificar su interpretación, cada una de las orientaciones se atribuyó a uno de los ocho sectores cardinales,

**Tabla IV.XIV.** Diferencias entre los parámetros morfométricos entre MDES globales respecto del MDE APRISM en la zona del Monte San Lorenzo. El cálculo se realiza según APRISM - MDE global (sea SRTM o GDEM), por lo que valores negativos en la tabla significan elevaciones menores del MDE APRISM respecto de los MDE globales y viceversa. Los términos “shift” y “no shift” se refieren a MDEs con y sin la corrección plani-altimétrica aplicada respectivamente.

MDE		SRTM no shift	SRTM shift	SRTM	GDEM2 no shift	GDEM2 shift	GDEM2	GDEM no shift	GDEM shift
<b>resolución (m)</b>		<b>90</b>	<b>90</b>	<b>30</b>	<b>30</b>	<b>30</b>	<b>90</b>	<b>30</b>	<b>30</b>
<b>Elev mín (m)</b>	<b>Dif (+) max</b>	62,8	122,1	141,9	32,1	5,6	32,1	38,2	6,5
	<b>Dif (-) max</b>	-68,9	-34,3	-183,1	-34,7	-60,4	-155,1	-44,4	-78,5
	<b>media</b>	-18,7	-0,6	-47,2	12,3	-17,3	-8,0	11,2	-22,1
	<b>Des std</b>	20,1	21,8	42,4	12,7	12,9	27,9	15,7	15,4
<b>Elev máx (m)</b>	<b>Dif (+) max</b>	223,0	223,0	230,9	97,5	52,6	171,4	84,9	59,5
	<b>Dif (-) max</b>	-51,5	-59,1	-91,1	-9,6	-38,4	-7,7	-21,2	-51,5
	<b>media</b>	48,6	27,5	20,3	36,5	5,1	59,6	37,3	2,7
	<b>Des std</b>	39,5	35,3	44,4	20,6	19,6	31,5	21,3	21,4
<b>Elev med (m)</b>	<b>Dif (+) max</b>	76,8	87,1	90,0	37,9	9,2	50,9	39,1	1,7
	<b>Dif (-) max</b>	-17,7	-11,3	-116,9	-12,2	-37,8	-8,7	-19,3	-54,1
	<b>media</b>	9,6	7,6	-17,5	20,4	-9,8	19,9	19,3	-14,5
	<b>Des std</b>	15,8	13,4	26,3	8,2	7,5	11,7	10,3	9,6
<b>Inclinación (°)</b>	<b>Dif (+) max</b>	17,6	20,8	18,2	9,8	12,5	15,7	16,8	19,1
	<b>Dif (-) max</b>	-15,7	-13,3	-13,4	-4,7	-5,0	-5,5	-7,7	-7,5
	<b>media</b>	3,0	2,7	2,7	1,9	1,9	2,5	2,7	2,7
	<b>Des std</b>	5,2	4,8	5,5	3,1	3,4	3,8	4,7	4,8
<b>Orientación (°)</b>	<b>Dif (+) max</b>	46,1	331,1	92,1	38,7	348,2	59,5	348,0	347,7
	<b>Dif (-) max</b>	-25,3	-353,7	-64,9	-19,4	-22,0	-26,3	-26,2	-43,0
	<b>media</b>	1,5	1,1	-0,6	1,1	6,2	0,6	5,2	5,4
	<b>Des std</b>	11,2	56,2	18,5	8,8	39,9	11,2	40,6	40,7
<b>Sector Cardinal</b>	<b>Dif (+) max</b>	1	2	2	1	1	2	2	2
	<b>Dif (-) max</b>	-7	-1	-2	-1	-1	-1	-1	-1
	<b>media</b>	0,02	0,03	0,02	0	0,04	0,02	0,01	-0,01
	<b>Des std</b>	0,9	0,46	0,57	0,31	0,38	0,44	0,48	0,46

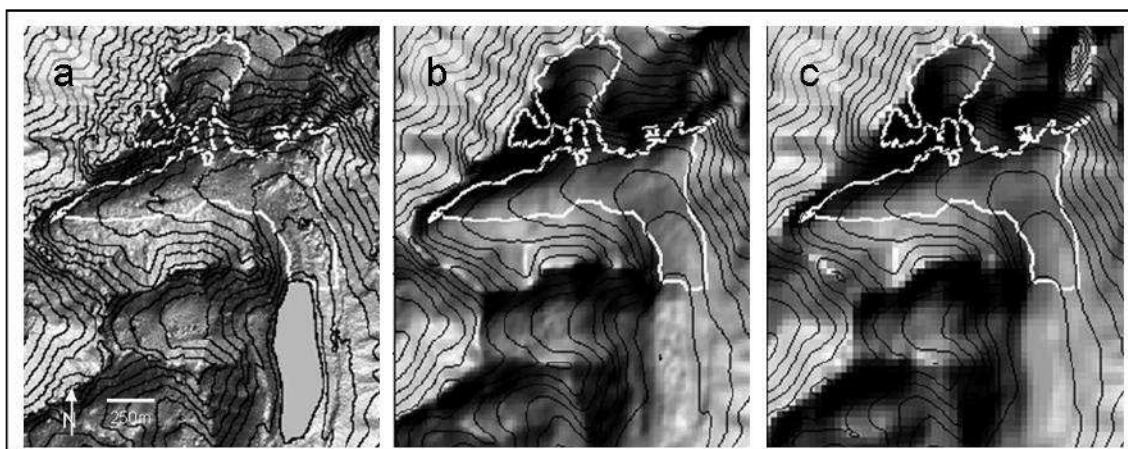
**Tabla IV.XV.** Diferencias entre los parámetros morfométricos entre MDES globales respecto del MDE APRISM para los glaciares de escombros en la zona del Volcán Domuyo. El cálculo se realiza según APRISM - MDE global (sea SRTM o GDEM), por lo que valores negativos en la tabla significan elevaciones menores del MDE APRISM respecto de los MDE globales y viceversa. Los términos “shift” y “no shift” se refieren a MDEs con y sin la corrección plani-altimétrica aplicada respectivamente.

MDE		SRTM no shift	SRTM shift	SRTM	GDEM2 no shift	GDEM2 shift	GDEM2	GDEM no shift	GDEM shift
resolución (m)		90	90	30	30	30	90	30	30
Elev mín (m)	Dif (+) max	33,1	23,0	33,6	47,2		36,1	49,1	
	Dif (-) max	-23,3	-78,7	2,0	3,6		-66,4	3,1	
	media	10,3	-35,7	17,0	27,2		12,7	25,9	
	Des std	12,1	21,7	7,9	7,8		17,4	9,6	
Elev máx (m)	Dif (+) max	138,4	95,7	120,9	141,6		152,3	143,1	
	Dif (-) max	-78,5	-99,7	-99,5	-70,4		-31,7	-71,7	
	media	52,7	0,3	27,0	38,5		57,6	38,0	
	Des std	32,7	32,3	27,5	24,5		26,8	25,2	
Elev med (m)	Dif (+) max	57,8	21,7	45,8	54,0		56,4	56,9	
	Dif (-) max	-137,5	-188,3	-145,2	13,8		-138,1	13,5	
	media	24	-24,3	19,2	32,6		27,0	31,8	
	Des std	30,2	29,2	24,9	6,2		31,2	7,9	
Inclinación (°)	Dif (+) max	13,6	14,2	13,8	7,7		12,1	14,7	
	Dif (-) max	-4,8	-8,3	-6,2	-4,5		-7,1	-6,7	
	media	2,4	0,5	1,4	1,0		1,6	1,4	
	Des std	4,9	4,1	3,6	2,3		3,0	3,4	
Orientación (°)	Dif (+) max	21,8	52,4	35,9	11,8		19,0	25,6	
	Dif (-) max	-14	-31,3	-16,0	-12,6		-21,1	-16,3	
	media	2,4	2,0	3,7	-0,2		-0,8	0,7	
	Des std	6,7	14,0	9,3	5,8		8,1	8,8	
Sector Cardinal	Dif (+) max	1	2,0	1,0	1,0		1,0	1,0	
	Dif (-) max	-1	-1,0	-1,0	-1,0		-1,0	-1,0	
	media	0,08	0,0	0,1	0,0		0,0	0,0	
	Des std	0,4	0,6	0,4	0,3		0,4	0,3	

que llevan los números 1 a 8 en sentido horario y representan a los rumbos norte, noroeste, este, etc.

Los ocho sectores cardinales de orientación media muestran en general muy buena coincidencia entre todos los MDEs, encontrándose usualmente diferencias de entre  $\pm 1$  sector cardinal. Diferencias ocasionales de  $\pm 2$  sectores pueden deberse a artefactos de dimensiones importantes (la diferencia de -7 encontrada en el SRTM es en realidad una diferencia de 1 sector hacia el este de diferencia).

La hipsometría de los glaciares es similar para todos los MDEs evaluados, y diferencias locales en los mismos tienen una influencia muy pequeña en los grandes glaciares, mientras que las diferencias más grandes pueden ocurrir en glaciares de pequeño tamaño situados en laderas con exposición sur, en las zonas de sombra de radar del SRTM o del GDEM. La figura 4.28 muestra como ejemplo el caso del glaciar de valle del Cerro Penitentes, donde los artefactos locales, aunque de pequeño tamaño, se hallan en el MDE APRISM. Debido a que ni SRTM ni GDEM presentan artefactos importantes, las diferencias en los valores de los parámetros morfométricos no son importantes en ningún caso: +43 m (altura máxima), +16,7 (altura mínima), +3,3° (inclinación media) y +0,6° (orientación media).



**Figura 4.28.** Relieve sombreado y curvas de nivel con equidistancia de 100m del glaciar Penitentes para los diferentes MDEs: (a) ALOS PRISM, (b) GDEM2, (c) SRTM.

A manera de contraste, también se calcularon los mismos seis parámetros topográficos/morfométricos para los glaciares de escombros de la zona del Volcán Domuyo. De esta manera se elimina el efecto del cambio de volumen (debido a que los cambios del mismo en los glaciares de escombros son despreciables en comparación a los glaciares tradicionales a la escala de trabajo, ver Abermann *et al.*, 2010), lo cual equivale a evaluar las diferencias entre MDEs sobre terreno no englazado. Descartando los posibles efectos de los cambios volumétricos dentro de los polígonos de los glaciares de escombros, se espera que las

diferencias en los valores de los parámetros investigados se deban exclusivamente a las diferencias de las características de los MDEs, especialmente la resolución espacial.

La primera diferencia notable respecto al caso de estudio de los glaciares del Monte San Lorenzo reside en que las diferencias en las alturas mínimas resultan positivas en todos los casos (SRTM y GDEM). Debido a que en los glaciares de escombros no hay un adelgazamiento importante y descartando aquí la señal negativa que el mismo conllevaría, es de esperar que por la menor resolución espacial, las alturas mínimas resulten sobrestimadas (especialmente en SRTM) y el signo de las diferencias sea negativo. Esto es precisamente lo que ocurre cuando se aplica la corrección planialtimétrica a los MDEs globales, y a su vez ejemplifica una vez más la utilidad de realizar dicha corrección entre MDEs.

En general, se encontró que el orden de magnitud de las diferencias entre el MDE APRISM y los MDEs globales para los parámetros (que son promediados sobre el total de celdas y considerando tanto las diferencias máximas como las medias y los desvíos), es menor en el caso de la zona del Volcán Domuyo que en el área del Monte San Lorenzo. Se observa también para estos glaciares de escombros dos fenómenos descritos anteriormente ligados al efecto de la resolución y el remuestreo: (1) la subestimación de los valores de altura máxima debido a la menor resolución espacial y (2) el aumento de las alturas máximas y la disminución de las alturas mínimas con un aumento de la resolución, tendencia que se acentúa en el caso de las alturas máximas.

#### **4.5. Inventario de glaciares y glaciares de escombros**

##### 4.5.1. Monte San Lorenzo

###### 4.5.1.1. Inventario de glaciares

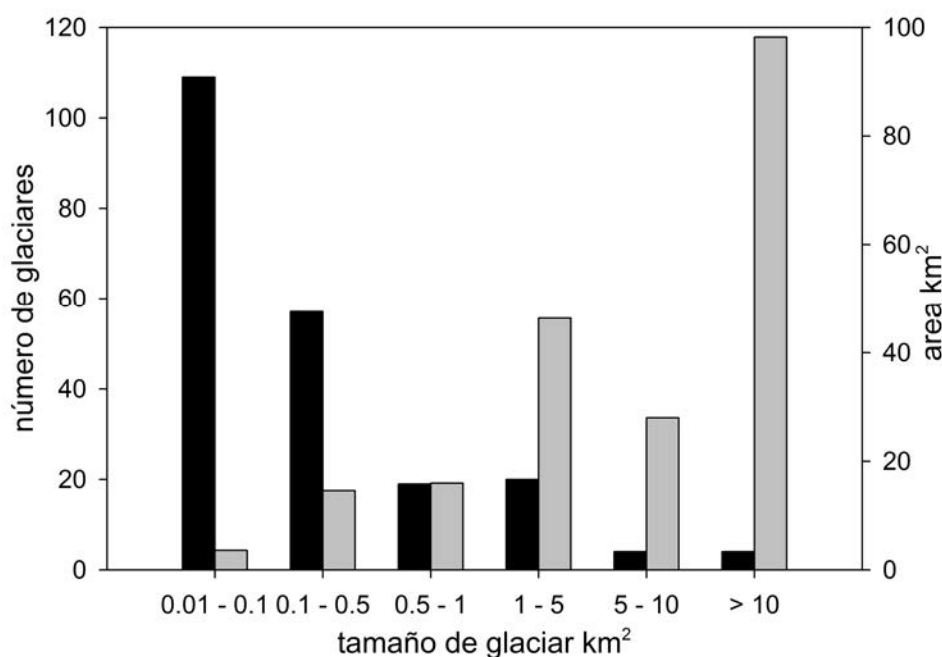
Se inventariaron un total de 213 cuerpos glaciares mayores a  $0,01 \text{ km}^2$ , que representan un área cubierta de hielo de aproximadamente  $206,87 \text{ km}^2$  (tabla IV.XVI).

Los glaciares de pequeño tamaño (es decir las clases de  $0,01-0,1 \text{ km}^2$  y  $0,1-0,5 \text{ km}^2$ , los cuales consisten en manchones de nieve, glaciaretos o pequeños glaciares colgantes) son mucho más numerosos que los glaciares de montaña y de valle de las clases de área mayores ( $5-10 \text{ km}^2$  y  $>10 \text{ km}^2$ ), pero representan un área englazada considerablemente menor (figura 4.29). En efecto, más del 51% del total de glaciares son menores a  $0,1 \text{ km}^2$  pero constituyen menos del 2% del área englazada total. En comparación, los glaciares mayores a  $5 \text{ km}^2$  contribuyen en no más del 0,4% al inventario en número pero representan más del 61% del área total cubierta de hielo.

**Tabla IV.XVI.** Número de glaciares y su correspondiente área para la región del Monte San Lorenzo y alrededores para 2005-2008. El Total de la región 2005 no incluye el macizo del Cerro Hermoso y la subcuenca del Río Tranquilo.

subcuenca/sector	número de glaciares por clase (km <sup>2</sup> )						TOTAL
	0,01-0,1	0,1-0,5	0,5-1	1-5	5-10	>10	
Total Región 2005	78	43	12	15	4	4	156
Cerro Hermoso 2008	24	12	5	0	0	0	41
Río Tranquilo 2008	7	2	2	5	0	0	16
TOTAL	109	57	19	20	4	4	213
%	51,17	26,66	8,92	9,38	1,87	1,87	100

subcuenca/sector	clase de superficie (km <sup>2</sup> )						TOTAL
	0,01-0,1	0,1-0,5	0,5-1	1-5	5-10	>10	
Total Región (km <sup>2</sup> ) 2005	2,6	10,6	10,4	34,2	28	98,2	184,1
Cerro Hermoso 2008	0,7	3,1	4,0	0	0	0	7,8
Río Tranquilo 2008	0,3	0,9	1,6	12,2	0	0	15
TOTAL km <sup>2</sup>	3,6	14,6	16,0	46,4	28	98,2	206,9
Área %	1,8	7	7,7	22,4	13,6	47,5	100



**Figura 4.29.** Inventario de glaciares de la región del Monte San Lorenzo mostrando la relación entre el número de glaciares (barras negras) y el área cubierta por las diferentes clases de área (barras grises).

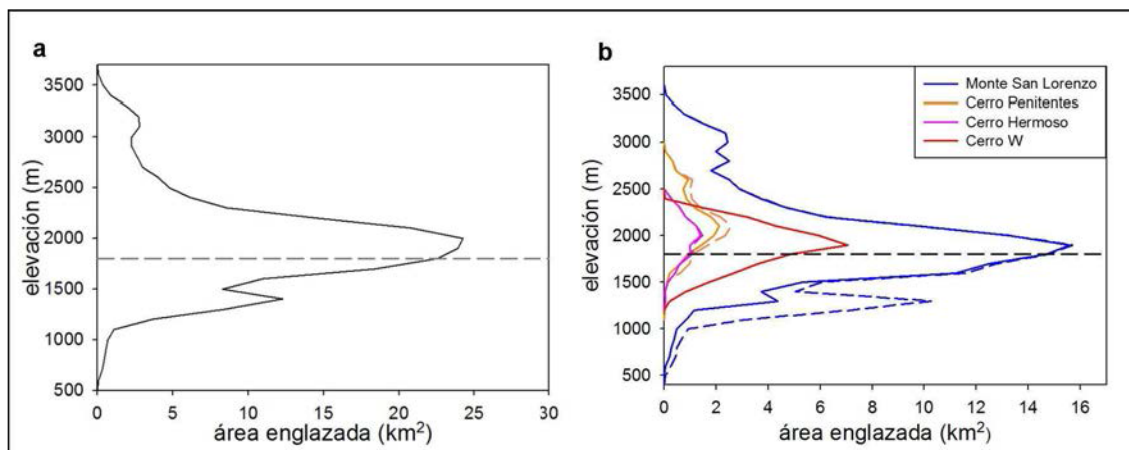
En el Monte San Lorenzo propiamente dicho se identificaron un total de 102 glaciares, los cuales totalizan un área cubierta de hielo de 139,34 km<sup>2</sup>, siendo el glaciador Calluqueo (Chile) con un área de 45,3 km<sup>2</sup> en 2005 el cuerpo de mayor tamaño identificado en la zona. El macizo del Cerro Penitentes se caracteriza por presentar glaciares de circo, con áreas comúnmente

comprendidas entre 1-5 km<sup>2</sup> en término medio y varias lenguas de hielo cubierto por detrito. El glaciar de valle que fluye hacia el este (ver mapa n°1) es un cuerpo formado íntegramente por hielo cubierto, motivo por el cual su contorno debió ser mapeado manualmente en su totalidad, dado que no presenta ninguna porción de hielo descubierto que pueda ser identificado mediante los métodos de clasificación multiespectrales. Esto constituye en si mismo una excepción, dado que mayormente el hielo cubierto se presenta en un continuo con el hielo descubierto, raramente aislado por completo. Los 37 glaciares en este macizo cubrían en el año 2005 un total de 14,9 km<sup>2</sup>. El macizo del Cerro Hermoso es el sector con la menor cobertura glaciar con 7,8 km<sup>2</sup> distribuidos entre 41 cuerpos de hielo que consisten en su mayoría en glaciaretos de pequeño tamaño. Existen asimismo unos pocos glaciares de montaña y de circo, en su mayoría orientados hacia el sur, con áreas levemente mayores a 2 km<sup>2</sup> en algunos casos y con las porciones terminales de sus lenguas cubiertas por detrito.

Situado directamente al sur del Monte San Lorenzo, el macizo del Cerro W contiene los mayores glaciares fuera del mismo, con un total de 23 glaciares y 36,7 km<sup>2</sup> de hielo mayormente libre de detrito.

#### 4.5.1.1.1. Hipsometría, pendiente y distribución de orientaciones

La figura 4.30 ilustra la distribución hipsométrica (Jiskoot *et al.*, 2009) para el total del área englazada, diferenciándose hielo limpio de hielo cubierto de detrito. Los valores de elevación fueron extraídos del MDE SRTM y son usados para estimar la hipsometría, pendiente y orientación de los glaciares mapeados en las imágenes ASTER y Landsat 2005 y 2008 respectivamente. Los glaciares se distribuyen en un amplio rango altitudinal, entre 520 m aproximadamente, en el frente del glaciar Calluqueo y 3700 m, en la cima misma del Monte San Lorenzo. En la medida de lo posible, se estimaron también las líneas transitorias de nieve o neviza (transient snowline) para la imagen Aster de 2005, las cuales fueron mapeadas manualmente y fueron sobrepuestas al MDE SRTM para obtener la altura media. Se detectó una asimetría local, atribuida al marcado gradiente de precipitación en esta región: en el sector oeste la línea de nieve transitoria se identificó entre 1700-1750 m de elevación, mientras que en el sector este, más seco, se ubicó a una altura levemente mayor, a unos 1800 m aproximadamente (el desvío estándar alcanzó valores de hasta 42 m para líneas de neviza individuales). Estos valores coinciden en término general con las determinaciones de Wenzens (2002) para esta región.



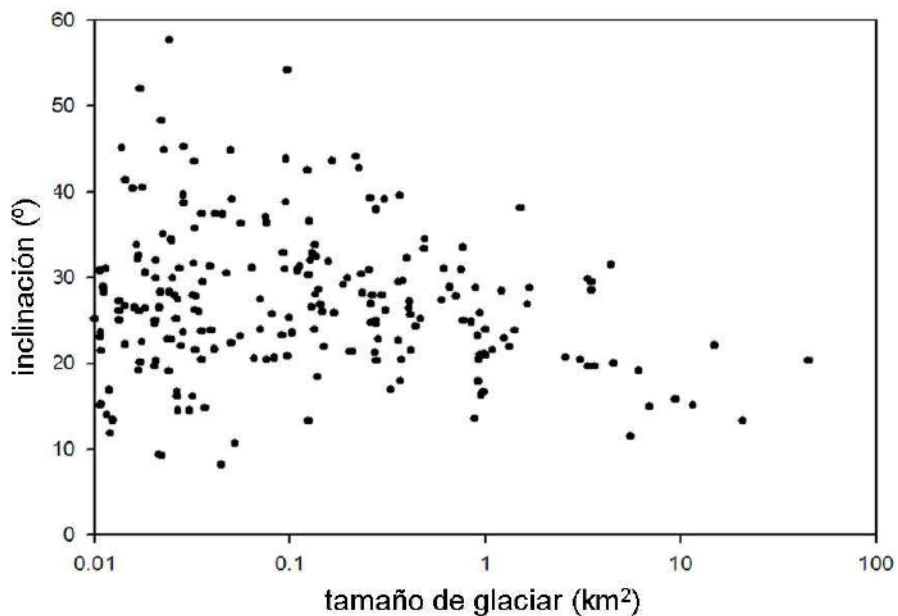
**Figura 4.30.** Distribución altitudinal del área cubierta de hielo en el Monte San Lorenzo. En (a) se visualiza (en trazo gris continuo) la cobertura total de la misma y la ELA. En (b) se aprecian las hipsometías de los principales glaciares de la región, discriminando el hielo cubierto en trazo de líneas cortadas.

Mediante el MDE SRTM se derivó la hipsometría (Furbish *et al.*, 1984, Rivera *et al.*, 2011) para los cuatro glaciares de valle mayores. Tomando la línea transitoria de nieve como sustituto de la verdadera ELA, se determinaron las relaciones de área de acumulación (Accumulation Area Ratios, AAR), que arrojaron patrones contrastantes. Los glaciares de valle Río Oro, Río Lácteo y San Lorenzo tienen áreas de acumulación simples (Rau *et al.*, 2005) con AAR pequeño (entre 0,1 y 0,5) y el rango de elevación está comprendido entre 900 m y 3700 m. En contraste, un valor de AAR=0,77 fue hallado para el glaciar Calluqueo, el cual se sitúa entre 520 m a 3700 m de elevación y presenta un área de acumulación compuesta con numerosos circos. Este valor de AAR es inesperadamente alto para un glaciar que se encuentra en un estado de rápido retroceso, lo cual probablemente refleje la reciente y drástica reducción de la porción terminal del área de ablación. En este sentido, la formación y rápido crecimiento de un lago proglacial puede haber estado relacionada con el retroceso acelerado del glaciar.

El Cerro W presenta glaciares de montaña que no alcanzan alturas similares a las de los glaciares previamente mencionados y tienen una distribución altitudinal más homogénea: la hipsometría de los dos glaciares más grandes en este sector indica que la mayor parte del hielo se concentra a elevaciones relativamente altas (1900 m, aproximadamente), mientras que en el caso de los glaciares Río Oro, Río Lácteo y San Lorenzo la curva hipsométrica muestra un máximo a los 1500 m, y por lo tanto por debajo de la ELA regional reportada por Wenzens (2002) en 1800 m.

La figura 4.31 muestra la dispersión de la pendiente media de los glaciares respecto de su tamaño. Los glaciares de mayor tamaño tienen en general pendientes suaves, y aquellos de menor tamaño muestran un mayor rango de dispersión en los valores de pendiente, pero suelen tener mayor inclinación que los glaciares de pequeño tamaño. Esto es razonable dado que los glaciares pequeños son frecuentemente glaciares colgantes u ocupan *couloirs* escarpados,

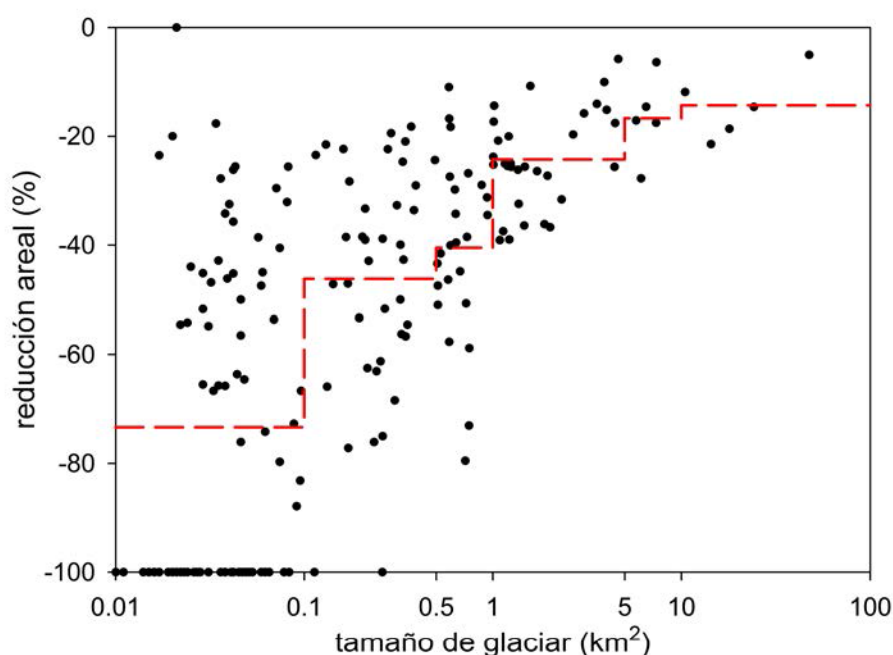
mientras que los glaciares grandes ocupan los fondos de valle con lenguas más planas. Los resultados muestran también que la mayor parte del área englazada tiene una orientación al sureste (figura 4.33), de manera consistente con otras regiones en el Hemisferio Sur. Los glaciares con orientación norte muestran menor dispersión altitudinal que los vecinos con orientación sur, lo cual sugiere que la elevación media de los glaciares responde en mayor medida a la exposición a la radiación solar por sobre factores topográficos particulares. Sin embargo, se encontró que independientemente de las variaciones en la orientación, las diferencias en elevación media resultan más notorias entre glaciares situados al oeste y este de la región estudiada (estando ubicados los glaciares al oeste normalmente más altos), probablemente debido al efecto orográfico de la cordillera y el gradiente de precipitación O-E.



**Figura 4.31.** Variación de la inclinación media vs. tamaño de glaciar.

#### 4.5.1.2. Cambios de área

Utilizando de base la imagen Landsat del año 1985, se realizó un inventario de glaciares para dicho año y se lo comparó con el inventario de la imagen Landsat de 2008 para estimar la variación del área cubierta por los glaciares. El total de área cubierta de hielo en la región de estudio ha disminuido en un 18,6% para ese período, lo cual significa un 0,8% de reducción por año. Por otra parte, el inventario de glaciares para los años 1985 y 2008 indica que el número de unidades ha disminuido a raíz de la desaparición total de algunos glaciares de pequeño tamaño a lo largo del período de estudio (figura 4.32).



**Figura 4.32.** Cambios relativos entre 1985 y 2008 para glaciares de diversos tamaños en la región del Monte San Lorenzo. La línea cortada roja representa la pérdida promedio por cada clase de superficie. En términos porcentuales, los glaciares de mayor tamaño han experimentado la menor reducción.

**Tabla IV.XVII.** Clases de glaciares por superficie con su respectivo recuento y área para 1985 y 2008. Retroceso, tamaño promedio relativo al año 2008 y contribución relativa al total de área englazada.

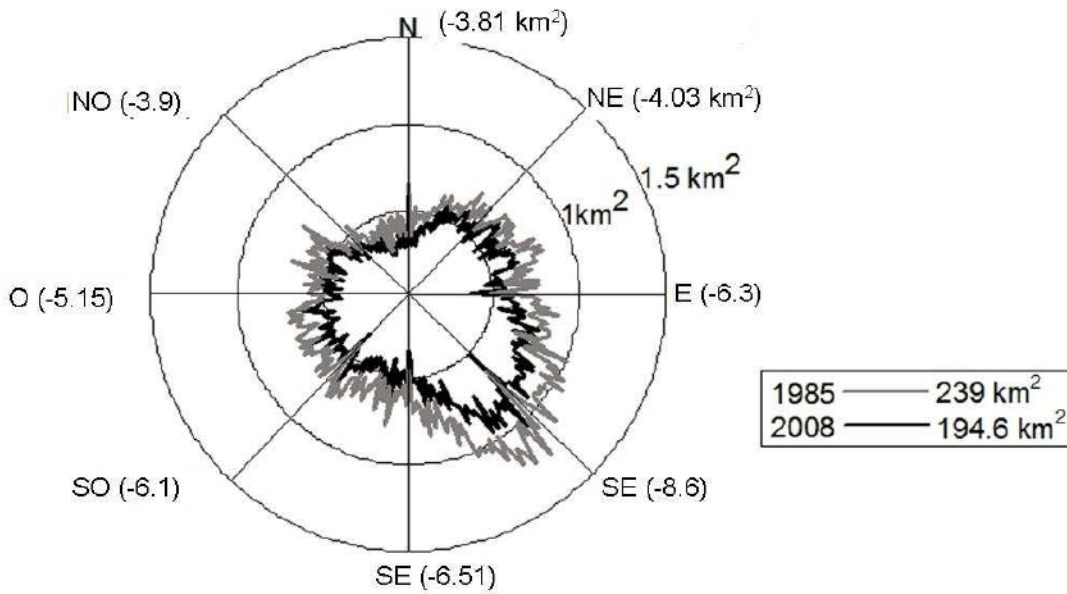
clase (km <sup>2</sup> )	1985		2008	diferencia		tamaño medio (km <sup>2</sup> )	área (%)
	n	km <sup>2</sup>	km <sup>2</sup>	km <sup>2</sup>	%		
0,01-0,1	86	3,4	1	-4,3	-70,6	0,02	0,5
0,1-0,5	39	9,9	5,6	-5,6	-43,4	0,16	2,9
0,5-1	25	15	9,4	-2,4	-37,3	0,45	4,8
1-5	31	63,4	50	-13,4	-21,1	1,6	25,7
5-10	6	33	28	-5	-15,2	4,67	14,4
>10	5	114,2	100,6	-13,6	-11,9	20,12	51,7
TOTAL	192	238,9	194,6	-44,3	-18,6	1,37	100

**Tabla IV.XVIII.** Superficie cubierta de hielo, cambios de área relativos y reducción anual

área (km <sup>2</sup> )			reducción 1985 – 2008		Tasa o velocidad de reducción anual (km <sup>2</sup> /año)		
1985	2000	2008	km <sup>2</sup>	%	1985 – 2000	2000 – 2008	Total 1985 – 2008
239	215,4	194,6	-44,4	-18,6	-1,6	-2,6	-1,9

Sin embargo, mientras que algunos cuerpos desaparecen, otros nuevos se forman a expensas de los glaciares mayores por fragmentación de los mismos, de manera que el número de glaciares no es un indicador significativo de la reducción del área cubierta por hielo. En términos generales, las laderas orientadas al sur y sureste han experimentado las mayores pérdidas de

hielo respecto de laderas con otras orientaciones (figura 4.33). Adicionalmente, el análisis de los cambios de área muestra que la reducción no se restringe a las áreas de ablación, situadas en las alturas más bajas, sino que también ha ocurrido en las áreas de acumulación por *dry calving* en laderas escarpadas donde los glaciares colgantes se degeneran rápidamente. Este mismo patrón puede observarse en las áreas de acumulación de los glaciares de mayor tamaño, los cuales muestran afloramientos de rocas internas progresivamente más grandes a lo largo del período de estudio (figura 4.35). La figura 4.33 muestra la orientación de las laderas que han experimentado pérdidas de hielo. La tendencia dominante es que las laderas con orientación este a sureste han sufrido las mayores pérdidas en términos absolutos, mientras que las laderas orientadas al oeste-noroeste representan una pérdida de área cubierta de hielo considerablemente menor en términos absolutos ( $\text{km}^2$ ) pero máximo en valores de porcentaje.

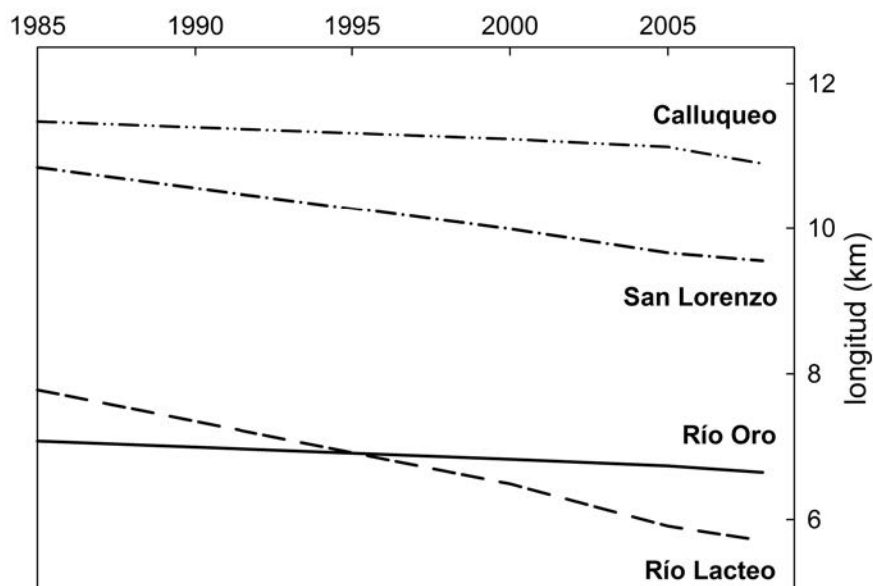


**Figura 4.33.** Orientación del área englazadas en la región del Monte San Lorenzo en 1985 (gris) y 2008 (negro). Los valores entre paréntesis indican las pérdidas de hielo absolutas en  $\text{km}^2$  para cada sector cardinal. A pesar de que la mayoría de los glaciares se orienta al sureste, el porcentaje de reducción es aproximadamente similar para todos los sectores cardinales, variando entre 14% y 23%.

El amplio grado de dispersión en el porcentaje de reducción es notable en glaciares de pequeño tamaño, pero resulta menos variable y marcadamente menor en cuerpos de hielo de mayor tamaño (figura 4.32). Al menos 40 glaciares han desaparecido desde 1985, siendo la mayoría de ellos de superficies menores a  $0,1 \text{ km}^2$  (el glaciar desaparecido de mayor tamaño tenía un área de  $0,26 \text{ km}^2$ , figura 4.32). Las unidades de pequeño tamaño pueden encontrarse en diferentes contextos, a veces expuestos en laderas abiertas pero también en circos, couloirs y nichos en sombra que favorecen su preservación, haciéndolos menos susceptibles a la variabilidad climática.

Las tasas de retroceso de los glaciares en la región del Monte San Lorenzo han sido aproximadamente similares en términos relativos (considerando el retroceso total de los frentes

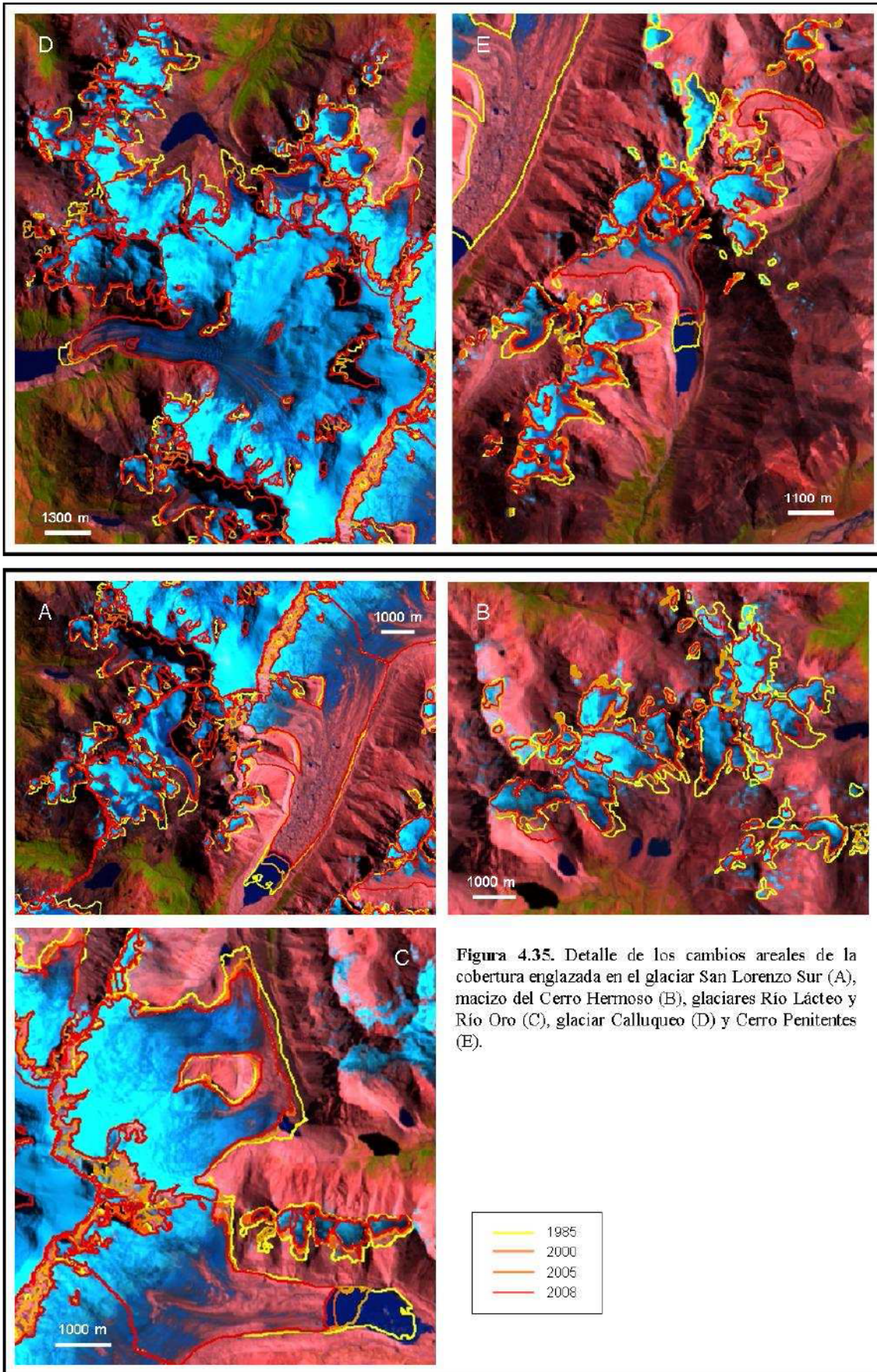
vs. longitud total del glaciar). Sin embargo, la pérdida de hielo es claramente más importante en el caso de los glaciares de valle que en las unidades más pequeñas. La pérdida total de área cubierta de hielo fue estimada en 44,3 km<sup>2</sup> entre 1985 y 2008. Respecto de este total, unos 14,4 km<sup>2</sup> (o 32%) ocurrieron en los cuatro grandes glaciares de valle. En la mayoría de los casos, el retroceso frontal de los mismos ha sido promovido por el rápido crecimiento de lagos proglaciales (figura 4.35) y fue estimado respectivamente en 1300 m, 2070 m, 430 m, y 580 m para los glaciares San Lorenzo, Río Oro, Río Lácteo y Calluqueo para las últimas tres décadas (figura 4.34). Estos valores corresponden a un retroceso promedio anual de 56 m, 90 m, 19 m y 25 m para estos glaciares. El análisis adicional de fotografías aéreas y de terreno históricas sugiere que adicionalmente a la pérdida en área de masa de hielo, gran parte de estos glaciares han experimentado pérdida de volumen por adelgazamiento de las lenguas cubiertas de detrito.

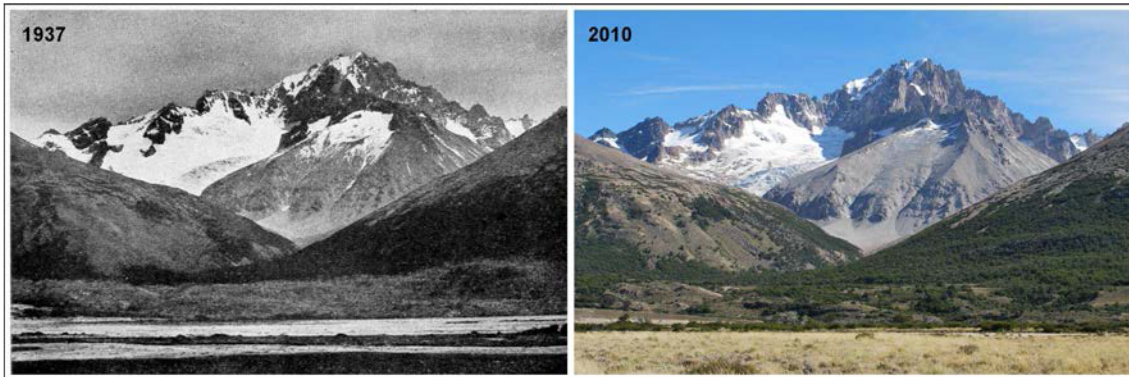


**Figura 4.34.** Cambios de longitud de los principales glaciares del Macizo del Monte San Lorenzo.

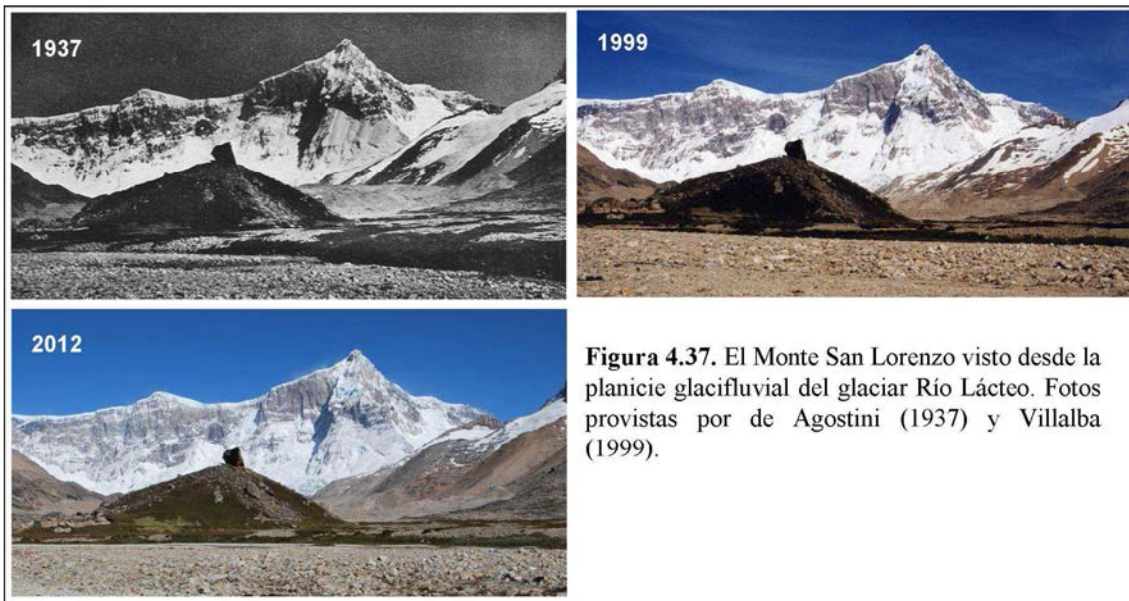
#### 4.5.1.3. Inventario de glaciares de escombros

Al contrario de lo que ocurre en los Andes Centrales y Áridos, donde los extensos glaciares de escombros han sido ampliamente estudiados, en algunos casos exhaustivamente, los mismos han recibido en la Patagonia comparativamente mucha menor atención. Tal vez por su menor tamaño o por la presencia de los Campos de Hielo y los grandes glaciares de descarga como el Perito Moreno, que concentraron históricamente los esfuerzos de los glaciólogos, los glaciares de escombros han sido considerablemente poco estudiados.

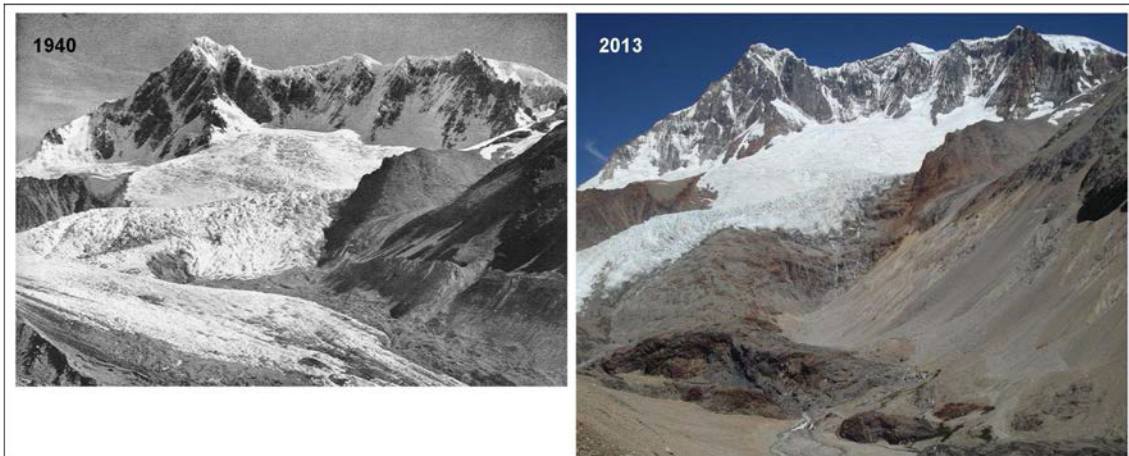




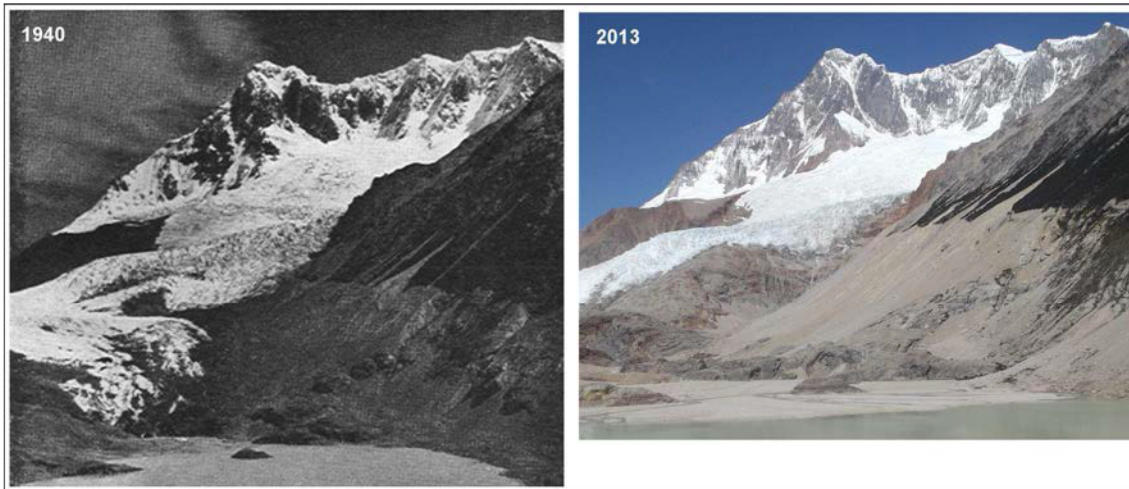
**Figura 4.36.** El Cerro Penitentes, visto desde el valle del Río Lácteo. Fotos provistas por de Agostini (1937) y Villalba (2010).



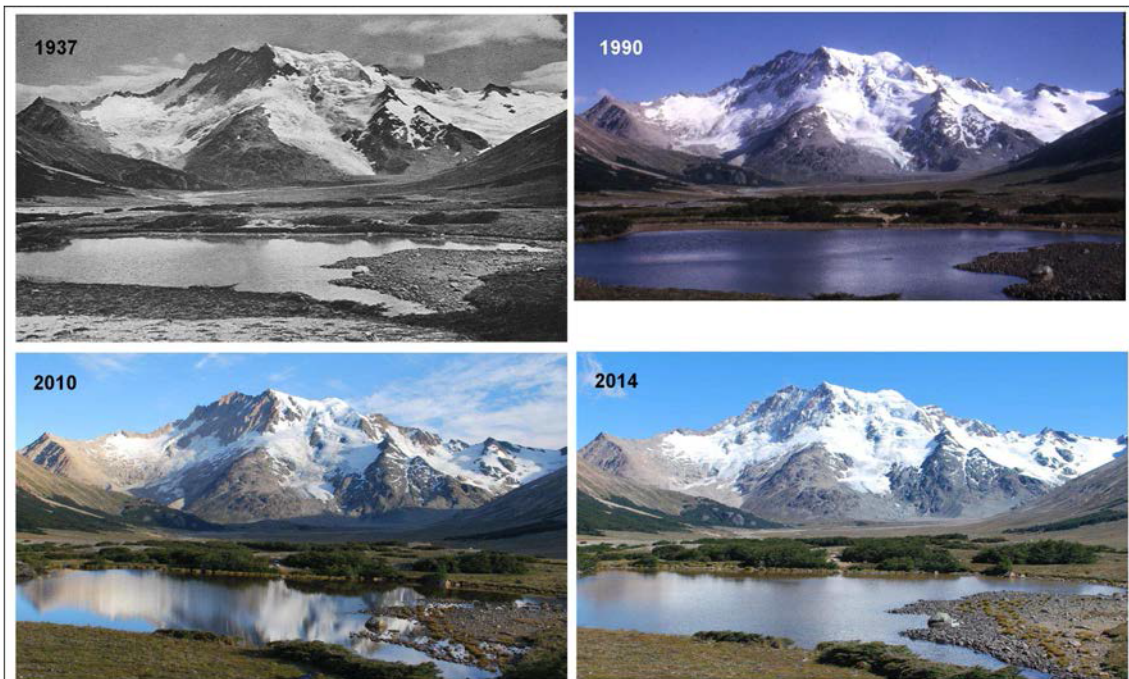
**Figura 4.37.** El Monte San Lorenzo visto desde la planicie glacifluvial del glaciar Río Lácteo. Fotos provistas por de Agostini (1937) y Villalba (1999).



**Figura 4.38.** Monte San Lorenzo y Glaciar Río Oro. Foto provista por de Agostini (1940).



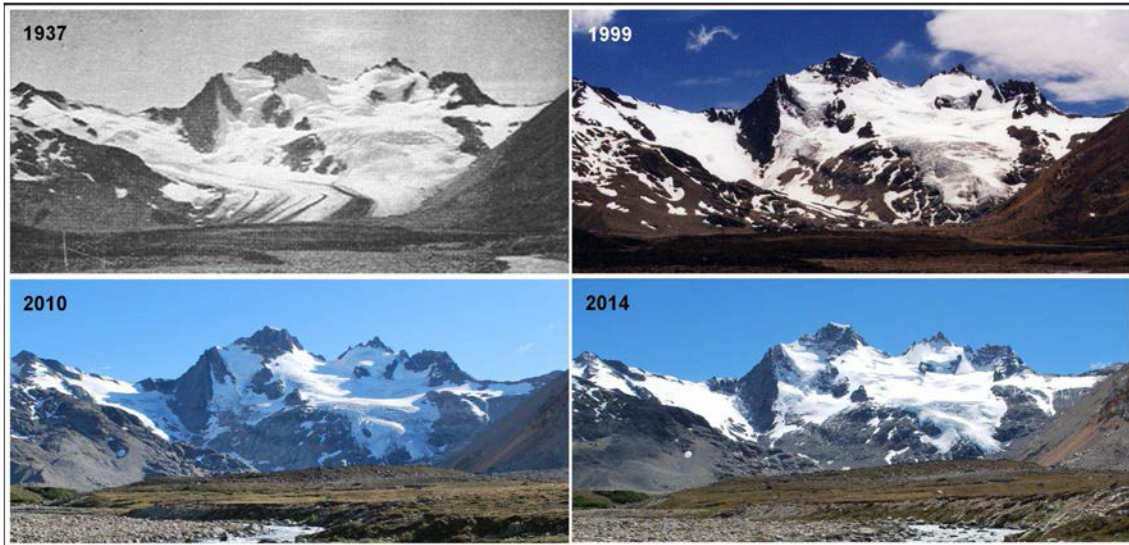
**Figura 4.39.** Otra vista del Monte San Lorenzo y Glaciar Río Oro. Foto provista por de Agostini (1940).



**Figura 4.40.** Cerro Hermoso. Fotos provistas por de Agostini (1937), Mercer (1990) y Villaba (2010 y 2014).

Debido a la presencia de abundantes precipitaciones en la zona, tanto nivales como pluviales, los procesos de soli/gelifluxión se hallan espacialmente muy distribuidos.

Algunas de las características morfológicas superficiales de los glaciares de escombros, como crestas y surcos transversales a la dirección de flujo se hayan ausentes; en cambio pueden apreciarse crestas longitudinales cercanas a los márgenes de las geofomas que indican flujo extensivo antes que compresivo. Los frentes se visualizan redondeados, con poco desarrollo (alcanzando como máximo 40 m), y los glaciares de escombros alcanzan un desarrollo horizontal comparativamente mucho mayor al espesor, por lo que el volumen de permafrost no sería muy importante. Por estos motivos, las geofomas de esta área de estudio fueron clasificadas en intactas (activas e inactivas) y fósiles.



**Figura 4.41.** Cerro Dos Picos. Fotos provistas por de Agostini (1937) y Villaba (1999, 2010 y 2014).

Se inventariaron un total de 177 geoformas que totalizaron a 11,31 km<sup>2</sup> de superficie. De ese total de geoformas, 141 de ellas corresponden a glaciares de escombros y 36 a lóbulos de talud. Entre las primeras, 130 (9,86 km<sup>2</sup>, 87%) son geoformas intactas, ricas en permafrost, mientras que las restantes 47 (1,45 km<sup>2</sup>, 13%) son geoformas fósiles o relícticas.

Los glaciares de escombros activos representan el tipo de geoforma más abundante, con 104 cuerpos identificados y un área de 9,57 km<sup>2</sup>. El glaciar de escombros intacto (presumiblemente activo también) de mayor tamaño tiene una superficie de 1,2 km<sup>2</sup>, aunque debe aclararse que se trata de una geoforma coalescente. Sorprendentemente, y al contrario de lo que ocurre en las otras dos zonas de estudio (ver más adelante), tanto el tamaño máximo como el tamaño medio de los glaciares de escombros intactos sobrepasa ampliamente el tamaño máximo y medio de aquellos fósiles. El resumen del inventario de glaciares de escombros, indicando la cantidad y área de las geoformas en relación a su grado de actividad y forma se presenta en la tabla IV.XVIV y el anexo digital II.

Respecto de la morfología, en general se trata de glaciares de escombros de forma lengua (73%) y coalescentes y lobados en mucho menor medida. Las geoformas son normalmente individuales o simples; no se observaron geoformas compuestas, es decir que tienen los lóbulos más recientes cabalgando o sobrepuestos a otros más viejos. Asimismo, una gran cantidad de glaciares de escombros (66%) (y sobre todo los de mayor tamaño) se sitúan en nichos y circos glaciarios con su eje mayor paralelo al valle, destacando la función que cumplen estos últimos como captadores y acumuladores de criosedimentos y avalanchas de nieve que forman y proveen de detrito y hielo a los glaciares de escombros. Las morenas laterales de los glaciares San Lorenzo Sur y Penitentes muestran evidencias de criogenización de los depósitos de till, conformando glaciares de escombros (fósiles todos ellos) coalescentes. Estas dos formas de

glaciares de escombros, (los dispuestos en circos y los originados a partir de morenas laterales) son clasificadas como “debris rock glaciers” dado que transportan primariamente till glaciar.

**Tabla IV.XXIV.** Resumen del inventario de glaciares de escombros en la región del Monte San Lorenzo según su actividad y forma.

actividad	glaciares de escombros		lóbulos de talud		total
	intactos	fósiles	intactos	fósiles	
número	104	37	26	10	177
superficie (km <sup>2</sup> )	9,57	1,34	0,29	0,11	11,31
tamaño medio (km <sup>2</sup> )	0,092	0,036	0,011	0,011	
tamaño máximo (km <sup>2</sup> )	1,21	0,3	0,028	0,031	
elevación máxima (m)	2155	2030	2029	1812	
elevación media (m)	1752	1702	1710	1602	
elevación mínima (m)	1335	1267	1372	1373	

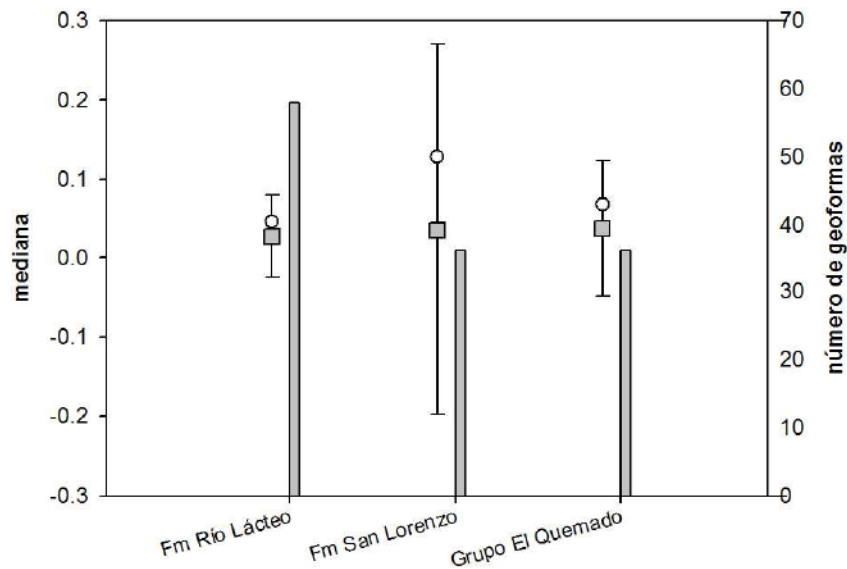
forma	glaciares de escombros			lóbulos de talud			total
	lenguada	lobada	coalescente	lenguada	lobada	coalescente	
número	104	8	29	7	23	6	177
superficie (km <sup>2</sup> )	6,96	0,25	3,7	0,08	0,25	0,07	11,31

La composición litológica de las geoformas fue derivada de las Hojas Geológicas a escala 1:250.000 de Giacosa y Franchi (2001) y comprobada en imágenes satelitales multiespectrales de alta resolución disponibles de forma gratuita en Google Earth™ y el sitio web Bing Maps ([www.bing.com/maps](http://www.bing.com/maps)), así como relevada directamente en los trabajos de campo. En cuanto a la composición litológica de los glaciares de escombros y lóbulos de talud, puede decirse que las litologías que intervienen corresponden a grandes rasgos a tres grandes grupos: plutónicas, volcánicas y metamórficas (metasedimentitas). Debido a que los mayores afloramientos en la zona corresponden a las metamorfitas de la Fm Río Lácteo, la mayor parte de las geoformas están compuestas por rocas de esta unidad litológica. Sin embargo, el tamaño promedio de las mismas es el menor respecto de aquellas compuestas por los otros dos tipos litológicos, siendo los glaciares de escombros de mayor tamaño de composición granítica.

**Tabla IV.XX.** Distribución de los glaciares de escombros y lóbulos de talud intactos según su composición litológica. Granitoides San Lorenzo: granitos, dioritas y tonalitas. Fm Río Lácteo: metagrauvascas, pizarras y filitas. Grupo El Quemado: ignimbritas, brechas y lavas riolíticas a andesíticas.

litología	glaciares de escombros			lóbulos de talud		
	granitoides San Lorenzo	metamorfitas Río Lácteo	vulcanitas El Quemado	granitoides San Lorenzo	metamorfitas Río Lácteo	vulcanitas El Quemado
número	28	47	29	8	11	7
superficie (km <sup>2</sup> )	4,49	2,63	2,45	0,123	0,105	0,064

El tamaño de la mediana de los glaciares de escombros graníticos intactos (Fm San Lorenzo) es  $0,036 \text{ km}^2$ , mientras que aquellos compuestos por metamorfitas (Fm Río Lácteo) y vulcanitas (Fm El Quemado) tienen tamaños de  $0,028 \text{ km}^2$  y  $0,039 \text{ km}^2$  respectivamente. Estas diferencias resultaron no significativas en un test de Kruskal-Wallis con un nivel de confianza del 99% ( $\chi^2 = 2,301$ ,  $df = 2$ ,  $p = 0,316$ ).

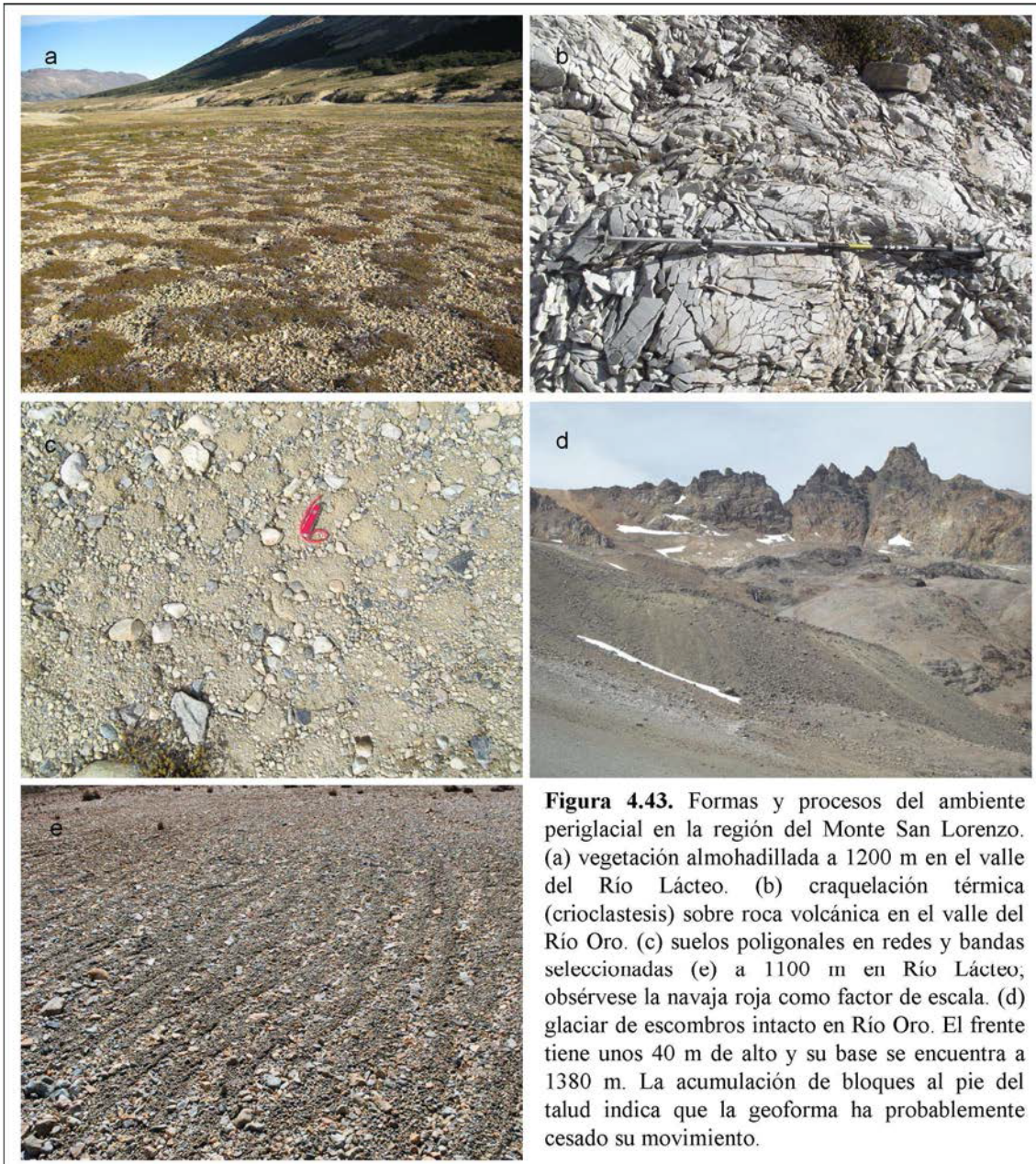


**Figura 4.42.** Mediana (cuadrados grises), media (círculos blancos) y desvío estándar del área ocupada por las geoformas intactas según su litología en la región del Monte San Lorenzo.

#### 4.5.2. Volcán Domuyo

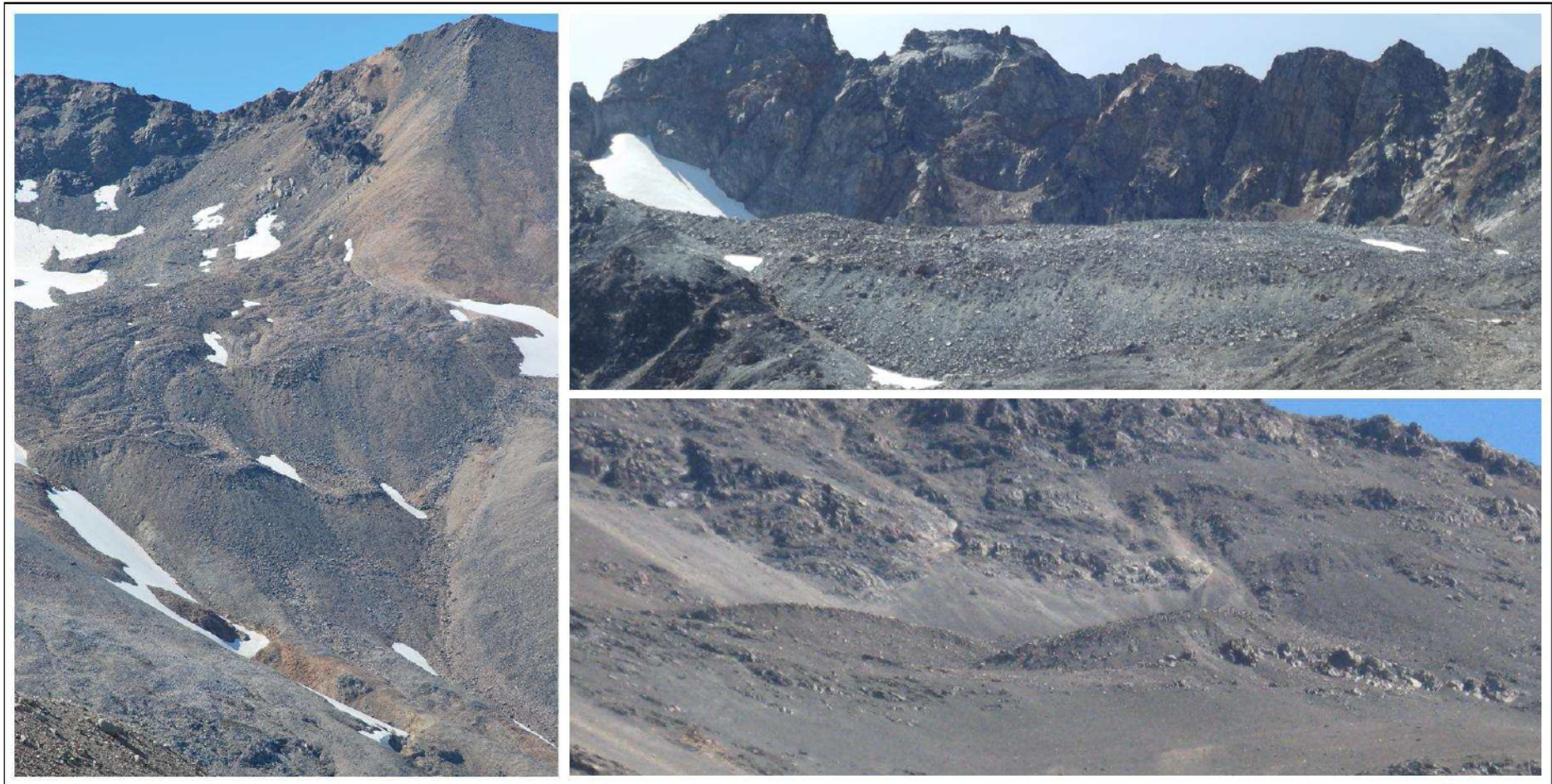
##### 4.5.2.1. Inventario de glaciares

En la zona del Volcán Domuyo se inventariaron un total de 122 cuerpos glaciares mayores a  $0,01 \text{ km}^2$  sobre la base de la imagen ALOS AVNIR2 del mes de abril de 2009. La distribución del número de cuerpos de hielo por tamaño de superficie se resume en la figura 4.37, y presenta a grandes rasgos las mismas características que la región del Monte San Lorenzo: las clases de menor tamaño ( $0,01-0,1 \text{ km}^2$  y  $0,1-0,5 \text{ km}^2$ ) consisten principalmente en manchones de nieve permanente y pequeños glaciares. Resultan más numerosos que los glaciares de mayor tamaño ( $>1 \text{ km}^2$ ) pero representan una fracción muy pequeña del total del área cubierta de hielo. El 82% aproximadamente de los glaciares tiene áreas inferiores a  $0,1 \text{ km}^2$  y representan solamente un ~11% del total de área englazada.

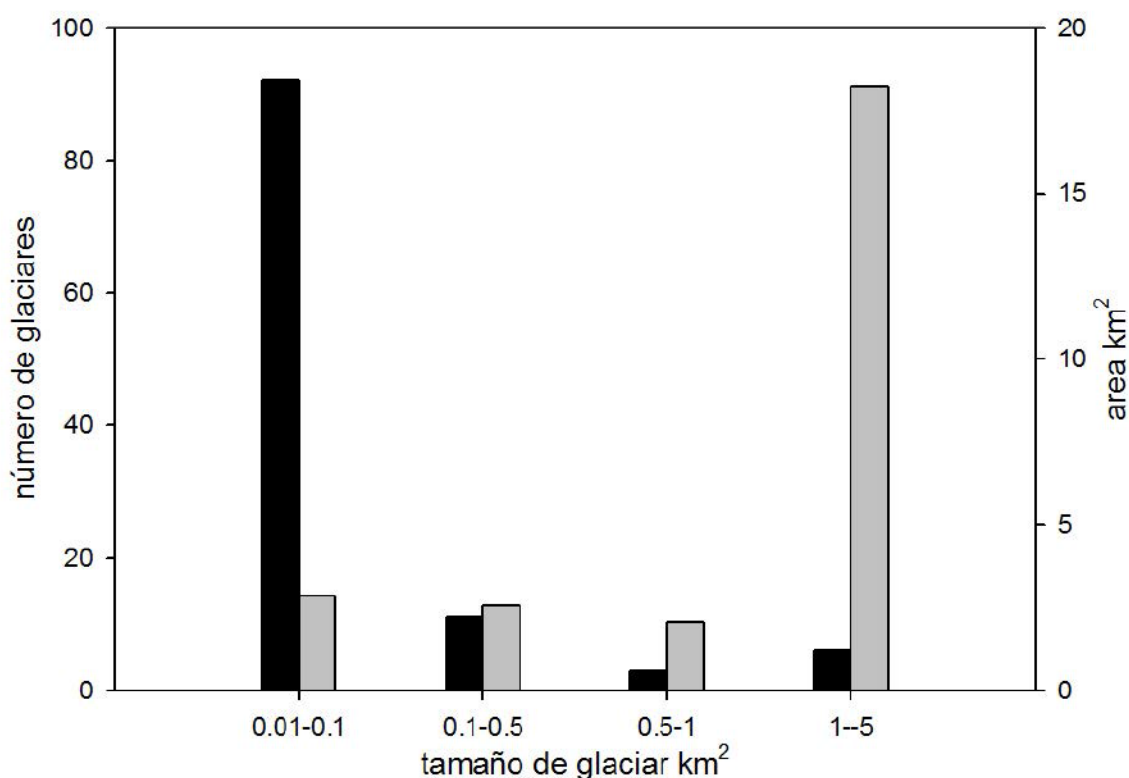


**Figura 4.43.** Formas y procesos del ambiente periglacial en la región del Monte San Lorenzo. (a) vegetación almohadillada a 1200 m en el valle del Río Lácteo. (b) craquelación térmica (crioclastesis) sobre roca volcánica en el valle del Río Oro. (c) suelos poligonales en redes y bandas seleccionadas (e) a 1100 m en Río Lácteo; obsérvese la navaja roja como factor de escala. (d) glaciar de escombros intacto en Río Oro. El frente tiene unos 40 m de alto y su base se encuentra a 1380 m. La acumulación de bloques al pie del talud indica que la geoforma ha probablemente cesado su movimiento.

Los glaciares colgantes no son abundantes, dado que no existen sobre el Volcán Domuyo laderas tan escarpadas como en el Monte San Lorenzo. En comparación, los glaciares con áreas mayores a  $1 \text{ km}^2$  contribuyen con no más de un 5,3% en número al inventario pero constituyen un ~71% del total de área cubierta por hielo. A pesar de que existen numerosas crestas morénicas en las paredes de los valles que denotan la existencia de glaciares de valle



**Figura 4.44.** Glaciares de escombros y lóbulos de talud en el sector del Cerro Hermoso y Penitentes. En las imágenes de la derecha pueden distinguirse las capas activas, con mayor granulometría y de coloración más oscura que el resto de la geoforma por la mayor circulación de agua e intensidad de los procesos de oxidación.



**Figura 4.45.** Inventario de glaciares de la región del Volcán Domuyo mostrando la relación entre el número de glaciares (barras negras) y el área cubierta por las diferentes clases de área (barras grises).

**Tabla IV.XXI.** Número de glaciares y su correspondiente área para la región del Volcán Domuyo 2009.

	número de glaciares por clase (km <sup>2</sup> )					TOTAL
	0,01-0,1	0,1-0,5	0,5-1	1-5	5-10	
Total 2009	92	11	3	6	-	112
%	82,14	9,82	2,68	5,36	-	100

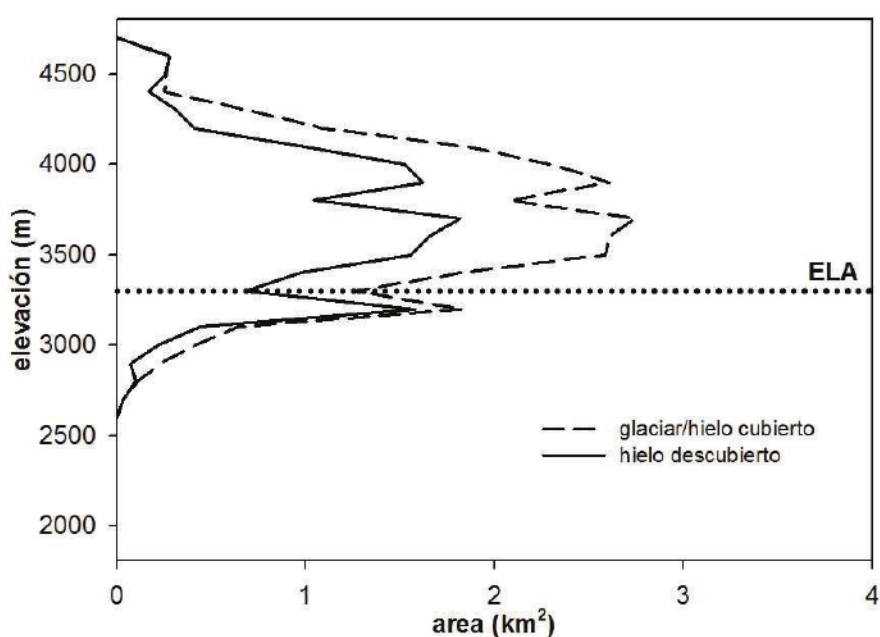
	área cubierta de hielo (km <sup>2</sup> )					TOTAL
	0,01-0,1	0,1-0,5	0,5-1	1-5	5-10	
Total 2009	2,84	2,53	2,06	18,23	-	25,66
%	11,07	9,87	8,05	71,01	-	100

(restringidos por la topografía) en períodos de mayor extensión de la glaciación respecto de la actualidad (particularmente en los valles de los arroyo Turbio y Covunco), no existen en la actualidad importantes glaciares de valle. Los glaciares de mayor tamaño de la región son clasificados primariamente como del tipo glaciares de montaña, adosados a las paredes del mismo Volcán Domuyo, sin áreas de acumulación claramente definidas, no limitadas por la topografía. Estos glaciares muestran en su mayoría porciones importantes cubiertas por detrito. Resulta interesante notar que esta carpeta de detritos no se desliza y se concentra en las porciones distales de las lenguas glaciarias, más planas, sino que puede acumularse también en

las cabeceras y sectores medios de los glaciares, que presentan inclinaciones de la ladera superiores a 30°. Glaciares cubiertos por detrito de fuerte inclinación son comunes en los Andes Centrales pero no muy corrientes en los Andes Patagónicos Australes u otras cadenas montañosas con importante cobertura glaciaria como el Himalaya, Karakorum, los Alpes europeos o Alaska.

#### 4.5.2.1.1. Hipsometría, pendiente y distribución de orientaciones

La distribución hipsométrica (Jiskoot *et al.*, 2009) para el total de área cubierta de hielo puede verse en la figura 4,46, incluyendo la separación entre hielo limpio y hielo cubierto por detrito. Los valores de elevación fueron mayormente extraídos del MDE ALOS PRISM. Dado que la extensión del mismo cubre una superficie menor a la imagen ALOS AVNIR2 sobre la cual se basó el inventario de glaciares, los parámetros topográficos de algunos cuerpos pequeños fueron obtenidos del MDE ASTER GDEM V2. Si bien se encontraron pequeños manchones de nieve a alturas tan bajas como 2100 m, los frentes de los glaciares mayores alcanzan alturas mínimas de unos 2700 m.



**Figura 4.46.** Distribución hipsométrica del hielo cubierto y descubierto en el Volcán Domuyo. La línea de equilibrio se encuentra graficada según Condom *et al.*, 2007.

En esta región se encontraron para estos glaciares patrones similares a los hallados en la región del Monte San Lorenzo, a saber:

- Los glaciares pequeños exhiben un mayor grado de dispersión respecto de los glaciares de mayor tamaño en términos de elevación media, sugiriendo que glaciares con áreas

aproximadamente equivalentes pueden diferir en espesor y volumen de hielo (Paul y Svoboda, 2009). Por otra parte, los glaciares con orientación norte muestran menor dispersión en su rango altitudinal respecto de los cuerpos pequeños, lo cual responde primariamente a la exposición a la radiación solar y no a factores topográficos particulares.

- La relación entre el tamaño de glaciar e inclinación media muestra una tendencia con glaciares pequeños con valores mayores de inclinación (así como una mayor variabilidad de dichos valores) respecto de los glaciares de mayor tamaño. Esto ocurre debido a que los glaciares pequeños ocupan flancos escarpados o nichos, mientras que los glaciares de mayor tamaño se sitúan en las cabeceras y a lo largo de los valles. Se aprecia en general para el Volcán Domuyo valores medios menores de inclinación de los cuerpos de hielo.

#### 4.5.2.2. Cambios de área

La figura 4.47 muestra las pérdidas absolutas de área cubierta de hielo en función de ocho sectores cardinales. Para una selección de 112 glaciares (descartando 10 glaciares pequeños del inventario ALOS AVNIR2 2009, que totalizan 0,26 km<sup>2</sup> y se encuentran fuera de la imagen Landsat de 1990 y por lo tanto no se mapearon), se estimó una pérdida de área cubierta de hielo de 34,52 km<sup>2</sup> en 1990 a 25,66 km<sup>2</sup> en 2009. Esto representa una reducción de ~25,6% aproximadamente en un período de 19 años, es decir 0,46 km<sup>2</sup> ó ~1,3% por año.

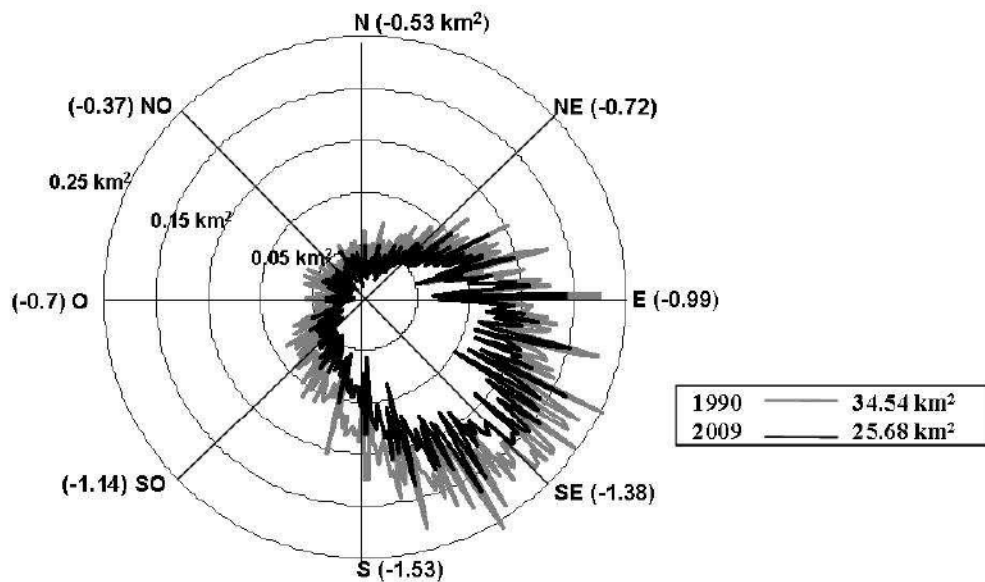
**Tabla IV.XXII.** Clases de glaciares por superficie con su respectivo recuento y área para 1990 y 2009. Retroceso, tamaño promedio y contribución relativa al total de área englazada.

clase (km <sup>2</sup> )	1990		2009	diferencia		tamaño medio	área
	n	km <sup>2</sup>	km <sup>2</sup>	km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%
0,01-0,1	84	3,67	1,79	-1,68	-45,8	0,03	6,97
0,1-0,5	20	3,86	2,09	-1,77	-45,8	0,23	8,14
0,5-1	5	3,8	2,68	-1,12	-29,5	0,68	10,44
1-5	6	17,65	14,12	-3,53	-20	2,65	55,02
5-10	1	5,54	4,98	-0,56	-10,1	4,98	19,4
TOTAL	116	34,52	25,66	-8,86	-25,6	1,37	100

Las unidades de pequeño tamaño en la región del Volcán Domuyo consisten frecuentemente en manchones de nieve, masas de nieve transportadas por el viento que se ubican en nichos estrechos y concavidades del terreno protegidas del viento, cuyo tamaño y forma pueden variar en gran medida de año a año en función de las condiciones de viento; la dirección prevaleciente de los vientos controla ampliamente su formación y subsistencia. A pesar de la cambiante forma de estos cuerpos y la diferente resolución espacial de las imágenes ALOS y Landsat, lo cual

puede conducir a un juicio erróneo respecto de su extensión real, resulta razonablemente convincente que su tamaño ha disminuido a lo largo de las dos últimas décadas.

Al igual que en la región del Monte San Lorenzo, el análisis de los inventarios de 1990 y 2009 para el Volcán Domuyo revela una serie de procesos y patrones: (1) el número de glaciares puede cambiar significativamente a lo largo de un período de estudio de unos pocos años y en consecuencia es un factor de poca importancia al momento de evaluar cambios de área en los glaciares, dado que muestra únicamente la variabilidad intra-clase. (2) mientras algunos glaciares, mayormente pequeños manchones de nieve, han desaparecido completamente, otros se han originado a expensas de los glaciares mayores por fragmentación. (3) en los glaciares de mayor tamaño, la pérdida de hielo no se ha restringido a las porciones más bajas de las lenguas, sino que también es visible en las áreas de acumulación, donde se observa que los afloramientos de rocas internas han aumentado su tamaño progresivamente entre 1990-2009.

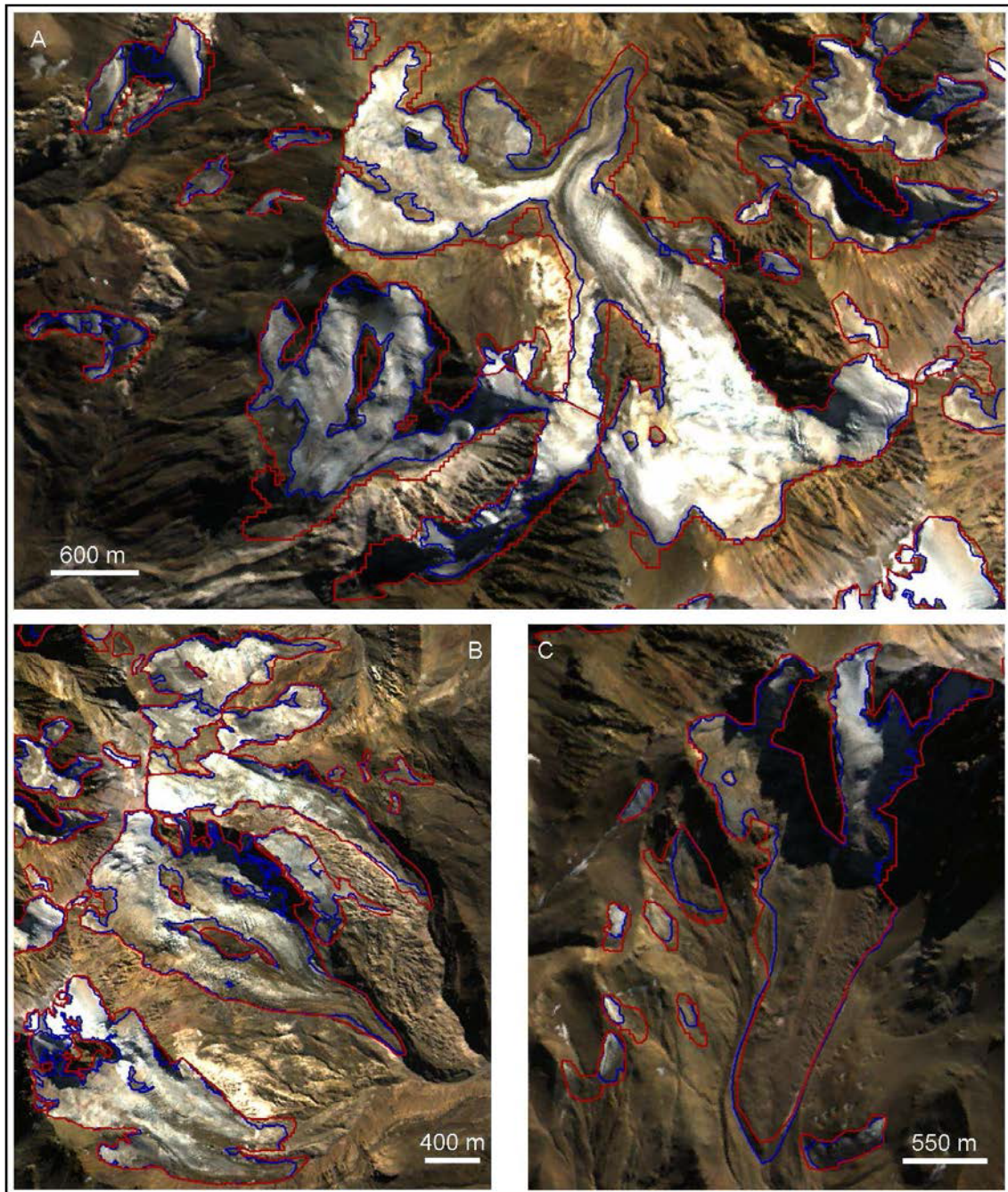


**Figura 4.47.** Orientación del área englazada en la región del Volcán Domuyo en 1990 (gris) y 2009 (negro). Los valores entre paréntesis indican las pérdidas de hielo absolutas en km<sup>2</sup> para cada sector cardinal.

No se identificaron lagos proglaciales en el término de los glaciares más grandes del Volcán Domuyo, por lo que los procesos de calving deben ser descartados como un factor de importancia en el retroceso de los cuerpos de hielo. Las pendientes máximas sobre los flancos del Volcán Domuyo no son demasiado escarpadas, razón por la que los glaciares colgantes no son abundantes; en consecuencia, los procesos de dry calving tampoco pueden explicar una pérdida importante de área cubierta de hielo.

El glaciar situado en la cabecera del Arroyo Covunco es particularmente estable, por lo que no es posible encontrar evidencias de un eventual retroceso de su frente en el período 1985-2009. Por el contrario, esta lengua glaciaria parece encontrarse en estado de equilibrio o leve avance.

En el valle del arroyo Chadileo, el glaciar principal se comporta como una lengua estancada, de hielo muerto, habiendo retrocedido solo unos 125 m desde 1968 de acuerdo a fotos aéreas, pero evidenciando una importante pérdida de volumen por adelgazamiento.



**Figura 4.48.** Retroceso de los glaciares entre 1990 (rojo) y 2009 (azul) en la faz norte del Volcán Domuyo (A), glaciares de la pared oriental (B) y glaciar de la pared meridional (C), donde se observa un pequeño avance.

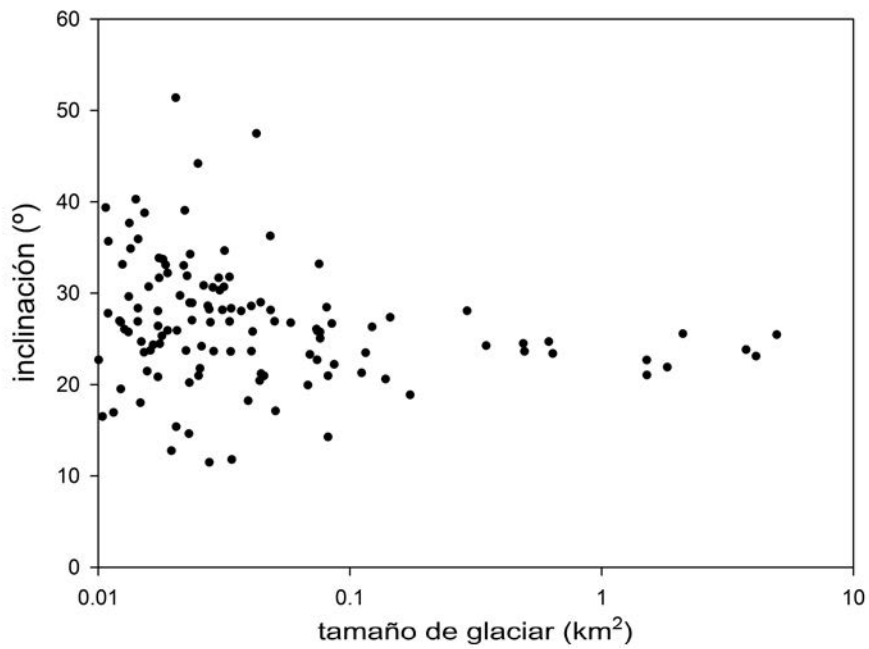


Figura 4.49. Variación de la inclinación media vs. tamaño de glaciar.

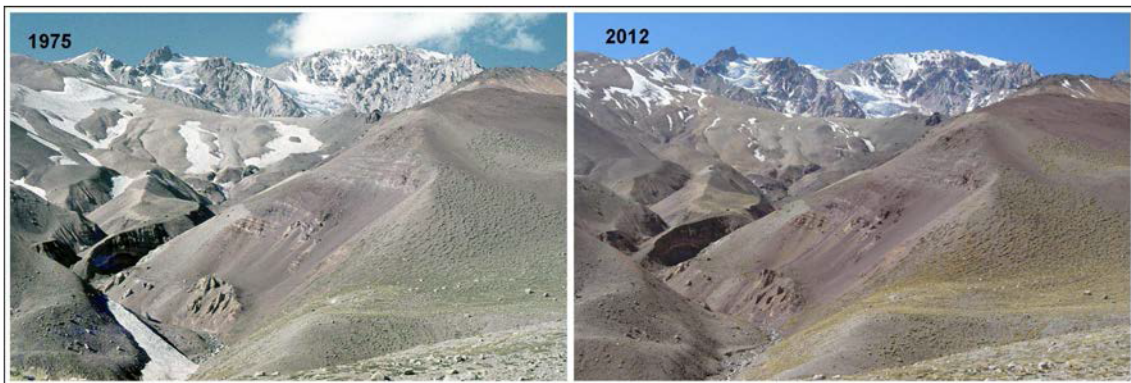


Figura 4.50. Disminución de la superficie ocupada por manchones de nieve en las cabeceras del arroyo Covunco. Fotos cortesía de Eduardo Llambías (1975) y Samuel Nussbaumer (2012).

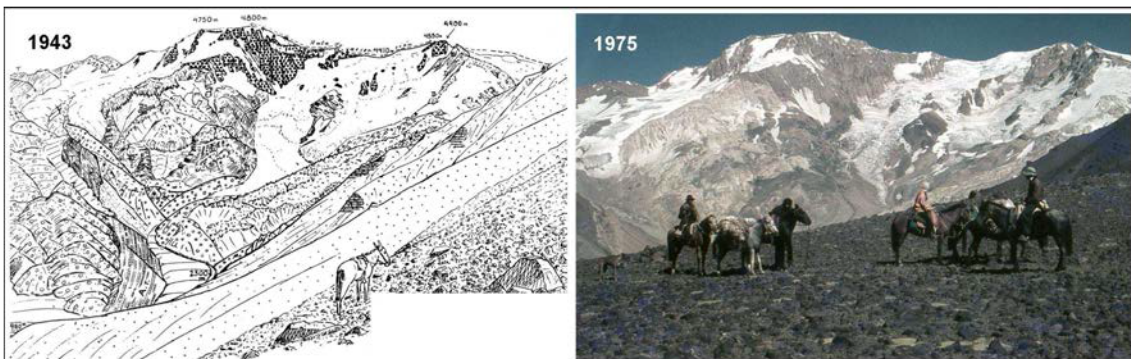


Figura 4.51. Retroceso de los glaciares en las nacientes del arroyo Chadileo (faz oriental del Volcán Domuyo) en el año 1943 según el esquema de Groeber y en 1975. Foto cortesía de Eduardo Llambías (1975).



**Figura 4.52.** Vista sobre el “sistema glaciar” con exposiciones de hielo masivo glaciar (hg), fenómenos de termokarst (tk) y los frentes del glaciar de escombros (líneas negras) en la porción inferior. El detalle a la izquierda muestra la geoforma vista en la imagen ALOS PRISM: la flecha blanca indica la dirección de observación de la figura



**Figura 4.53.** Glaciares de escombros coalescentes con su zona de aporte de detrito (za) en la pared rocosa situada por detrás y un manchón de nieve como proveedor de agua y hielo (mn). Los frentes activos (a) tienen una inclinación entre 38°-47° y los inactivos 32°-35°.

#### 4.5.2.3. Otras formas y procesos glaciales

Además de la presencia de glaciares de montaña sobre el Volcán Domuyo, la Cordillera del Viento y la Sierra de Cochico muestran un relieve labrado de manera importante por la acción glaciaria en el Pleistoceno. Al sur del Volcán Domuyo, la Cordillera del Viento corre en sentido norte-sur, con alturas por debajo de los 3000 m. Presenta un perfil transversal asimétrico, con fuertes pendientes al oeste, mientras que al este las mismas son más suaves. Sobre estas últimas laderas, se desarrollan circos glaciares, mayormente compuestos y dispuestos a diferentes alturas, lo que se relaciona con las variaciones de la línea de nieve y el mejoramiento climático tras las glaciaciones del Pleistoceno. En unos pocos casos permanecen aún los últimos remanentes en forma de pequeños manchones de nieve y glaciaretos, con pocas evidencias de flujo glaciar. Los glaciares en los circos se conectaban con los glaciares de valle troncales que descendían al norte (Laguna Atreuco), hacia el sur (a la latitud de la localidad de Las Ovejas) y hacia el sureste, dando lugar a extensas planicies glaciares, hoy disectadas por la acción fluvial) a la altura del paraje Tricao Malal. En cambio, el flanco oeste de la Cordillera del Viento carece en mayor medida de un sistema bien desarrollado de circos, valles colgantes y valles troncales, lo cual se debe probablemente a que los *westerlies* transportaban humedad desde el oeste, acumulándose la nieve a sotavento en lugares protegidos del viento en las laderas con orientación al este, donde ocurrían los procesos de nivación y formación de glaciares.

En la Sierra de Cochico, también se desarrolló un sistema de glaciación alpino -glaciares Varvarco, de la Burra, Malvarco, Benítez- (González Díaz *et al.* 2000), asentado sobre un relieve volcánico mesetiforme, evidenciado por la subsistencia de divisorias amplias y planas, en un paisaje de circos glaciares que recuerda al de Islandia o partes de Groenlandia, por ejemplo.

#### 4.5.2.4. Inventario de glaciares de escombros

Fueron inventariados un total de 224 glaciares de escombros y lóbulos de talud, los cuales totalizan un área de  $\sim 17,5 \text{ km}^2$ . Las geoformas intactas, unas 173 en total, comprenden 89 y 64 formas activas e inactivas respectivamente, que representan  $4,963 \text{ km}^2$  y  $6,355 \text{ km}^2$ . Por otro lado, los glaciares de escombros y lóbulos de talud fósiles totalizan 51 cuerpos y  $6,251 \text{ km}^2$  de superficie.

Los glaciares de escombros intactos (activos e inactivos) representan el tipo de geoforma más abundante, con 133 cuerpos (casi el 60% de las geoformas inventariadas) y un área de  $10,8 \text{ km}^2$ , mientras que los glaciares de escombros fósiles totalizan 44 unidades y  $6,2 \text{ km}^2$ . El área promedio de los glaciares de escombros activos y fósiles ( $\sim 0,089 \text{ km}^2$  y  $0,14 \text{ km}^2$ , respectivamente) sugiere que en el pasado estas crioformas fueron más importantes respecto de

la actualidad, evidenciando condiciones climáticas más frías y aptas para su desarrollo. El glaciar de escombros activo de mayor tamaño, con un área de 0,38 km<sup>2</sup> es asimismo el único glaciar de escombros que se clasificó como de tipo “debris rock glacier”. Al contrario que en la zona del Monte San Lorenzo y Nevados de Cachi (ver más adelante), no se identificaron glaciares de escombros o lóbulos de talud originados a partir de la criogenización del till que conforma las morenas laterales. Esta geoforma es un ejemplo de lo que Milana (2010) denominó “sistemas glaciares” para las transiciones entre glaciares descubiertos, cubiertos y de escombros. Muestra en su parte superior afloramientos de hielo masivo apenas cubierto por detrito, mientras que súbitamente por debajo la pendiente se aplanan y se cubren por completo de detritos, siendo visible el hielo masivo solamente en las lagunas de termokarst, para culminar con sucesivos frentes de glaciares de escombros que se cabalgan unos a otros (figura 4.52). En los Andes Centrales de Mendoza y San Juan, estos sistemas glaciares y sus transiciones fueron descritos en geoformas relativamente grandes, de unos pocos kilómetros de longitud; por el contrario en el presente ejemplo la transición se completa en tan solo unos 500 m aproximadamente. En la tabla IV.XXIV se resume la distribución de los glaciares de escombros en función de su forma y el grado de actividad.

**Tabla IV.XXIII.** Resumen del inventario de glaciares de escombros en la región del Volcán Domuyo según su actividad y forma.

actividad	glaciares de escombros			lóbulos de talud			total
	activos	inactivos	fósiles	activos	inactivos	fósiles	
número	68	65	44	21	19	7	224
superficie (km <sup>2</sup> )	5,8	4,7	6,2	0,3	0,2	0,1	17,3
tamaño medio (km <sup>2</sup> )	0,089	0,072	0,14	0,013	0,012	0,011	
tamaño máximo (km <sup>2</sup> )	0,382	0,392	0,589	0,06	0,029	0,029	
elevación máxima (m)	3968	3526	3340	3691	3047	2800	
elevación media (m)	3077	2844	2665	3026	2743	2488	
elevación mínima (m)	2664	2165	2144	2780	2441	1955	

forma	glaciares de escombros			lóbulos de talud			total
	lenguada	lobada	coalescente	espatulada	lobada	coalescente	
número	93	21	61	2	30	17	224
superficie (km <sup>2</sup> )	8,2	0,7	7,6	0,2	0,3	0,3	17,3

Respecto de la morfología de las geoformas, las lenguadas son las más abundantes (41%).

La composición litológica de las geoformas fue derivada de las Hojas Geológicas a escala 1:250.000 de Narciso *et al.* (2001) y Zanettini *et al.* (2001) y comprobada en imágenes satelitales multiespectrales de alta resolución disponibles de forma gratuita en Google Earth<sup>TM</sup> y el motor de búsqueda [www.bing.com/maps](http://www.bing.com/maps), así como relevada directamente en los trabajos de campo. La gran diversidad y complejidad de las unidades litológicas aflorantes en la región hace que también los glaciares de escombros y lóbulos de talud se compongan de una gran variedad

de litologías; la mayoría de las geofomas están compuestas por lavas riolíticas (Riolita Cerro Domo), pero intervienen también en la formación de glaciares de escombros litologías tales como lavas dacíticas (Dacita Turbio) a basandesíticas (Fm Cayanta, Fm Pelan, Fm Tilhué), basaltos olivínicos (Fm Choyoco), lavas y aglomerados volcánicos andesíticos (Fm Cajón Negro, Grupo Molle), brechas, areniscas y pelitas (Grupos Cuyo y Mendoza), pelitas negras (Fm Vaca Muerta), granitoides (Grupo Domuyo) y excepcionalmente evaporitas (Fm Auquilco). Respecto de estas últimas, se identificó únicamente una sola geofoma. La ubicación remota de la misma impidió su visita en el terreno, por lo que no se pudo constatar si está compuesta efectivamente por yesos. Aún las imágenes de mayor resolución disponibles en Google Earth™ impiden reconocer si de hecho se trata de evaporitas (su coloración blanquecina así lo indicaría) o de los términos silicoclásticos de la Formación Auquilco. En la cuenca del Río Grande, al sur de la Provincia de Mendoza, los afloramientos de evaporitas y rocas volcánicas se encuentran en sentido altitudinal ampliamente distribuidos. Allí, ocurre la formación de glaciares de escombros compuestos por vulcanitas. Sin embargo, no se desarrollan glaciares de escombros sobre yeso, probablemente debido a los procesos de disolución que ocurren en el mismo, impidiéndose así la producción de fragmentos rocosos de gran tamaño que conforman los glaciares de escombros. Johnson (2006) argumenta que dados valores de insolación suficientemente bajos, los glaciares de escombros pueden desarrollarse también sobre litologías en principio desfavorables como carbonatos y evaporitas.

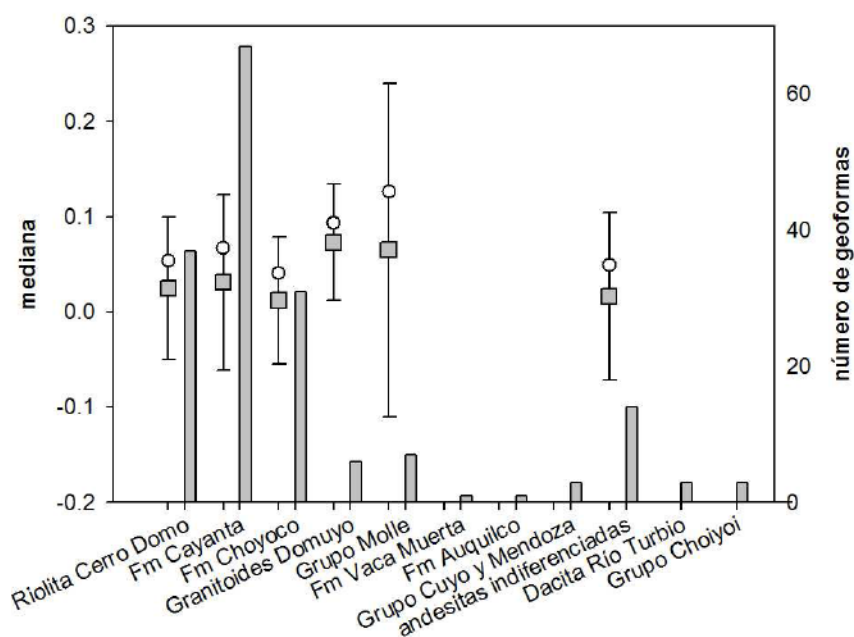
**Tabla IV.XXIV.** Distribución de los glaciares de escombros y lóbulos de talud según su composición litológica. (a) andesitas, basandesitas, tobas y brechas de las Fm Cayanta, Fm Pelan, Fm Tilhué; (b) lavas riolítico-dacíticas (Riolita Cerro Domo); (c) basaltos olivínicos (Fm Choyoco); (d) Dacita Río Turbio; (e) granitoides Cerro Domuyo; (f) pelitas negras (Fm Vaca Muerta); (g) evaporitas y fangolitas (Fm Auquilco); (h) aglomerados andesíticos (Fm Cajón Negro, Grupo Molle); (i) areniscas, pelitas, calizas (Grupo Cuyo y Mendoza); (j) lavas andesítico-riolíticas (Grupo Choiyoi); (k) aglomerados andesíticos indiferenciados.

<b>glaciares de escombros</b>											
	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
activos	24	18	3	2	4	1	1	4	2	-	9
inactivos	24	12	19	1	2	-	-	1	-	2	4
fósiles	15	7	14	2	4	-	-	1	1	-	-
número	66	38	36	4	10	1	1	6	3	2	13
superficie (km <sup>2</sup> )	6,449	2,495	2,78	1,109	0,651	0,089	0,037	1,008	0,336	0,008	0,482

<b>lóbulos de talud</b>										
	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j
activos	11	5	3	-	-	-	-	1	1	-
inactivos	8	2	6	-	-	-	-	2	-	1
fósiles	5	-	-	2	-	-	-	-	-	-
número	24	7	9	2	-	-	-	-	1	1
superficie (km <sup>2</sup> )	0,342	0,058	0,148	0,011	-	-	-	0,086	0,006	0,005

En los glaciares de escombros formados por lavas riolíticas -masivas, brechadas o vesiculadas-, los fragmentos rocosos tienen en general diámetros inferiores a 50 cm y forman glaciares de escombros de tipo “pebbly rock glacier”, con material fino y texturas matriz-soportadas en sus capas activas.

El tamaño de las medianas de los glaciares de escombros intactos para los tipos litológicos con un  $n > 5$  es de 0,025 km<sup>2</sup> (Riolita Cerro Domo), 0,031 km<sup>2</sup> (Fm Cayanta), 0,12 km<sup>2</sup> (Fm Choyoco), 0,073 km<sup>2</sup> (Granitoides Domuyo), 0,016 (Grupo Cuyo y Mendoza) respectivamente. Estas diferencias resultaron significativas en un test no paramétrico de Kruskal-Wallis con un nivel de confianza del 99% ( $\chi^2 = 13,114$ ,  $df=5$ ,  $p = 0,022$ ).



**Figura 4.54.** Mediana (cuadrados grises), media (círculos blancos) y desvío estándar del área ocupada por las geoformas intactas según su litología en la región del Volcán Domuyo. Las unidades litológicas con una frecuencia menor a  $n=5$  fueron desestimadas para realizar el análisis.

### 4.5.3. Nevados de Cachi

#### 4.5.3.1. Inventario de glaciares y cambios areales

Dada la extrema aridez de la región, los cuerpos de hielo glaciario están prácticamente ausentes. Se identificaron un total de 14 manchones de nieve permanentes de pequeño tamaño (menos de 10 hectáreas), glaciares de cornisa, frecuentemente colgantes de aristas glaciarias, mayormente por encima de los 6000 m. Existen unos pocos manchones de nieve permanentes de mayor tamaño, particularmente en las cimas del Nevado El Libertador y Hoygaard (figura 4.55). Se ubican en circos de poca profundidad y nichos de nivación y no presentan grietas u otros signos

de movimiento. El examen de antiguas fotos aéreas reveló la presencia de pequeñas estructuras tipo penitentes (Lliboutry, 1953) sobre los mismos. De acuerdo a la imagen ASTER de octubre de 2009 la superficie ocupada por estos cuerpos era de 0,2 km<sup>2</sup>. La identificación de nieve y hielo mediante cocientes de bandas TM4/TM5 y NIR3/SWIR4 en imágenes Landsat y ASTER respectivamente, determinó que para la totalidad del área de estudio los cuerpos de nieve y hielo cubrían un área de 3,79 km<sup>2</sup> en octubre de 1988, 2,23 km<sup>2</sup> en noviembre de 2000, y 0,9 km<sup>2</sup> en el mes de octubre del año 2009. Esto representa una reducción aproximada del ~76 % en un período de 21 años.

#### 4.5.3.1.1. Otras formas y procesos glaciales

Como se mencionó más arriba, las condiciones frías y áridas en la región determinan que el área esté prácticamente exenta de hielo glaciar y existan solamente manchones de nieve permanentes de pequeño tamaño, generalmente en cotas superiores a los 6000 m (figura 4.55). Sin embargo, y a pesar de la ausencia de grandes glaciares de montaña, existen claras evidencias del paso de las glaciaciones durante el Pleistoceno. Las geoformas principales identificadas en el área incluyen circos, valles y aristas glaciares, y morenas terminales (laterales y frontales) y basales o de fondo.



**Figura 4.55.** Zona de cumbre del cordón Cachi y manchones de nieve recongelada (mn). Foto cortesía Mario López.

En los circos, el hielo glaciar ha desaparecido por completo pero allí se alojan los glaciares de escombros de mayor tamaño en la región. El desarrollo de los mismos se expresa de mejor manera en los flancos montañosos con orientación este, lo cual sugiere que la nieve era transportada por vientos provenientes del oeste y se acumulaba en zonas a barlovento al este. Esta situación sería contraria al patrón de circulación en el momento de la máxima expansión

del hielo, en el cual la humedad habría proveniendo de una fuente Atlántica (Amazónica, en consecuencia siguiendo el patrón actual de circulación de las masas de aire) según lo estipulado por Schellenberger *et al.* (1998). El fondo de los circos pueden alcanzar elevaciones tan bajas como 4700 m pero se emplazan generalmente por encima de 5000 m. En la Quebrada de las Pailas, pueden encontrarse signos de avances glaciarios (bloques erráticos, por ejemplo) ligeramente por debajo de los 3000 m, mientras que a elevaciones menores el valle ha sido modificado por campos de cosecha y en consecuencia los avances glaciarios más externos son difíciles de reconocer. En este sector Schellenberger *et al.* (1998) propusieron dos fases adicionales de avance glaciario representados por morenas terminales a 4000 m y 3600 m respectivamente.

Por el contrario, el flanco oeste del cordón Cachi-Palermo exhibe un relieve glaciar considerablemente menos desarrollado, donde se aprecia una menor cantidad de circos y de menor tamaño. Los valles presentan perfiles transversales en “U” valle abajo, donde la morfología de las morenas laterales adquiere su mejor desarrollo, pero las secciones superiores muestran un perfil transversal en “V”, lo cual sugiere que el labrado de los mismos es por procesos de soli/gelifluxión y procesos fluviales, en lugar de procesos de erosión y/o agradación glaciaria. Las morenas terminales más bajas se encontraron por encima de los 4200 m., pero debe suponerse que muchas de ellas han sido probablemente removilizadas y erosionadas por la acción del agua y procesos de remoción en masa (ver González *et al.*, 2004), por lo que resulta difícil identificar y mapear la expansión máxima del hielo en el pasado.

De esta manera, se entiende que la orientación N-S del Cordón Cachi-Palermo controló los procesos de acumulación de nieve y posterior englazamiento, imprimiendo características diferentes a uno y otro lado del macizo. Por un lado, sobre los flancos orientales se desarrollaron importantes glaciares de valle, con cuencas de acumulación amplias y compuestas, recibiendo un aporte adicional de hielo por parte de otras lenguas que ocupaban los valles transversales y se unían a las lenguas principales fluyendo hacia el sureste. El importante volumen de hielo imprimió mayor velocidad a las lenguas, pudiéndose expandir a menores alturas y transportando gran cantidad de sedimento. A su vez, la carga producida por el hielo llevaría al mismo a la temperatura de fusión por presión, por lo que los glaciares habrían sido de base húmeda (o politermales eventualmente), erosionando y generando un volumen de sedimentos notable acumulado en las morenas terminales y basales. Por el otro lado, el menor desarrollo de los circos en los flancos orientados al oeste del macizo indican que los glaciares eran pequeños cuerpos de tipo nicho o circo, con poca acumulación de nieve y espesor de hielo. De esta manera, el menor volumen de hielo involucrado y la baja carga estática impedían el alcance del punto de fusión por presión del hielo. Los glaciares eran probablemente de base fría y con una reducida capacidad erosiva, impidiendo el transporte de una cantidad importante de sedimentos y la formación de grandes morenas terminales. En unos pocos casos, se

desarrollaron glaciares de valle que alcanzaron el eje del actual Río Luracatao, al oeste del cordón de Cachi.

#### 4.5.3.2. Inventario de glaciares de escombros

Se inventariaron un total de 488 glaciares de escombros y lóbulos de talud, los cuales cubren un área de 59 km<sup>2</sup> aproximadamente. La tabla IV.XXV presenta un resumen de los resultados, indicando la cantidad y área de las geoformas en relación a su grado de actividad y composición litológica. Cabe aclarar que las unidades identificadas no son estrictamente geoformas individuales, dado que existe una gran cantidad de formas coalescentes y compuestas.

Una vez más, los glaciares de escombros activos representan el tipo de geoforma más abundante, con 219 cuerpos identificados y un área de 22,4 km<sup>2</sup>. El glaciar de escombros activo de mayor tamaño tiene un área de 0,9 km<sup>2</sup>. Sin embargo, el área promedio de los glaciares de escombros activos y fósiles (0,09 km<sup>2</sup> y 0,3 km<sup>2</sup>, respectivamente) sugiere que estas criofomas fueron arealmente más importantes en el pasado respecto de la actualidad, evidenciando condiciones climáticas más favorables para su desarrollo.

Las geoformas ricas en hielo (glaciares de escombros y protalus rampart activos e inactivos) totalizan aproximadamente un 66% (38,7 km<sup>2</sup>) del área total inventariada, mientras que las geoformas fósiles o relicto cubren un área estimada de 19,9 km<sup>2</sup>. El área cubierta por la suma de los glaciares de escombros y protalus activos (23,7 km<sup>2</sup>) muestra que la densidad de geoformas activas por encima de la cota de 4600 m es de ~ 2,2%. Si se considera el criterio de Gorbunov (1983), el cual estipula que la densidad de glaciares de escombros se calcula como el cociente entre el área total de glaciares de escombros y el área total por sobre la elevación del talud frontal de la geoforma más baja (la cual es 4258 m en el área de estudio), entonces la densidad promedio se reduce a 1,3% aproximadamente.

**Tabla IV.XXV.** Resumen del inventario de glaciares de escombros en la región de los Nevados de Cachi según su actividad y composición litológica

actividad	glaciares de escombros			lóbulos de talud			total
	activos	inactivos	fósiles	activos	inactivos	fósiles	
número	219	89	60	80	34	6	488
superficie (km <sup>2</sup> )	22,4	14,1	19,6	1,3	0,9	0,3	58,6
tamaño medio (km <sup>2</sup> )	0,102	0,158	0,326	0,016	0,026	0,044	
tamaño máximo (km <sup>2</sup> )	0,922	1,170	1,875	0,134	0,211	0,100	
elevación máxima (m)	5908	5563	5397	5696	5450	5165	
elevación media (m)	5000	4786	4704	5065	4822	4606	
elevación mínima (m)	4258	4183	4072	4387	4421	4294	

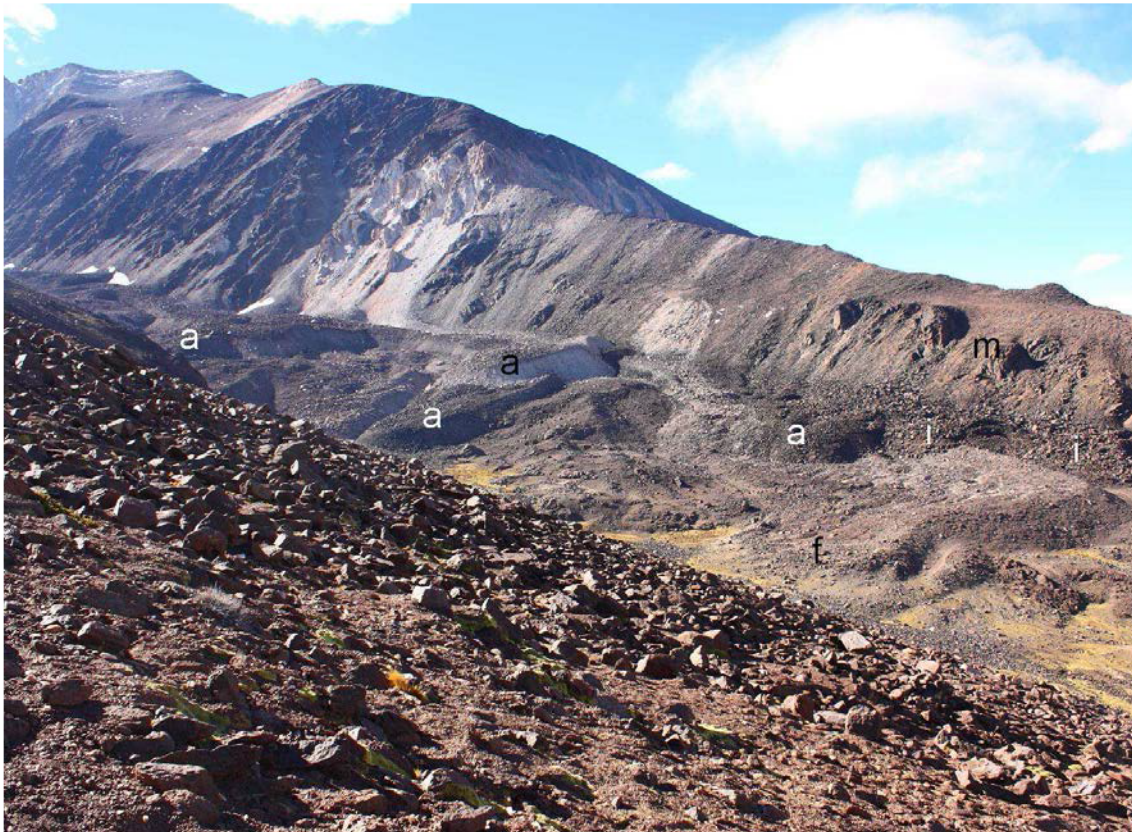
litología	glaciares de escombros				glóbulos de talud			
	granito	esquistos	vulcanita	mezcla	granito	esquistos	vulcanita	mezcla
número	40	274	34	20	25	89	5	1
superficie (km <sup>2</sup> )	9,2	41,25	2,6	3	0,5	1,9	0,1	0,05

Únicamente 8 de los 308 glaciares de escombros inventariados son del tipo glaciar de escombros de valle, ocupando longitudinalmente el fondo de antiguos valles labrados por la acción glaciaria; la gran mayoría (los restantes 300) se disponen sobre las paredes de los valles. A pesar de que los glaciares de escombros de valle son de mayor tamaño respecto de los glaciares de escombros situados sobre los flancos de los valles (~ 0,5 km<sup>2</sup> vs. 0,1 km<sup>2</sup> en promedio), los mismos representan solamente 1,1 km<sup>2</sup> del total de 38,7 km<sup>2</sup> de área cubierta por glaciares de escombros. Los glaciares de escombros de valle tienen sus zonas de alimentación directamente bajo circos glaciarios. Sin embargo, no existe en el presente relación alguna de estas geoformas con hielo glaciar, un rasgo comúnmente encontrado en los Andes Centrales de Mendoza y San Juan (Corte, 1976; Barsch y King, 1989). La conexión areal entre hielo descubierto, hielo cubierto y glaciares de escombros, una característica frecuente de los Andes de Mendoza (Corte, 1983; Trombotto *et al.*, 1999) no ha podido ser observada en los Nevados de Cachi.

Se identificaron glaciares de escombros originados tanto a partir de taludes como de morenas laterales (talus y debris rock glaciers, respectivamente; Barsch, 1996). Estas últimas geoformas podrían haberse formado en morenas laterales afectadas por procesos criogénicos después de la deglaciación. En los nevados de Cachi, una serie de glaciares de escombros y protalus rampart fósiles se disponen adosados a la conspicua morena lateral de la quebrada de Las Pailas valle arriba hasta el circo glaciario en la cabecera del valle en un continuo de geoformas fósiles, inactivas y activas (figura 4.56). A excepción de un único caso, sorpresivamente no se identificaron morenas laterales compuestas por roca granítica, de manera que hay una ausencia total de glaciares de escombros graníticos derivados de morenas laterales.

Los glaciares de escombros y lóbulos de talud coalescentes son asimismo muy comunes en la región; muchas veces se localizan a los pies de extensas laderas afectadas por soliflucción y presentan morfologías elongadas, donde el eje transversal de la geoforma compuesta no resulta paralelo a la máxima pendiente.

Los análisis de las imágenes satelitales y los MDEs en el entorno SIG sugirieron una altura de 4300 m como el límite inferior aproximado de los glaciares de escombros intactos y de 4100 m para aquellos fósiles en la vertiente este del área de estudio, valores posteriormente confirmados en los trabajos de campo. Comparativamente, el flanco oeste de la Cordillera Oriental, el cual recibe una cantidad menor de precipitaciones, exhibe una cantidad mucho menor de geoformas, y exceptuando unos pocos glaciares de escombros graníticos de gran tamaño, las mismas son consistentemente más pequeñas que aquellas situadas sobre el flanco oriental. Asimismo, no se



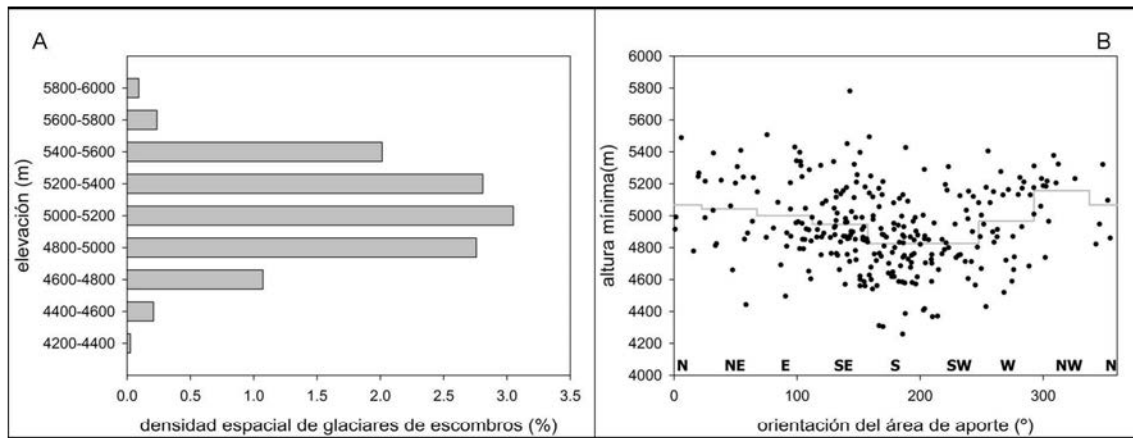
**Figura 4.56.** Sección media del anfiteatro Kühn, mostrando una zona de permafrost esporádico (Brenning, 2005) con glaciares de escombros polimórficos activos (a), inactivos (i) y fósiles) y la morena lateral (m), a partir de la cual se originan algunos lóbulos.

identificaron geformas compuestas, y los frentes activos aparecen a mayor elevación, por encima de 4650 m.

La figura 4.57b muestra la elevación mínima de un grupo de 284 geformas intactas (descartando aquellas coalescentes o compuestas con lóbulos parcialmente escondidos) y la orientación de sus respectivas áreas de aporte. Los glaciares de escombros con áreas de aporte orientadas al sur alcanzan en promedio elevaciones menores (~4800 m) que aquellas con exposición norte (5200 m para el sector noroeste). Estas diferencias se relacionan a la variable cantidad de radiación solar incidente y la incidencia de la topografía en la distribución de la isoterma de 0° C, precipitación y viento.

La composición litológica de los glaciares de escombros fue derivada de las Hojas Geológicas a escala 1:250.000 de Blasco *et al.* (1996) y Hogn y Seggiaro (2001), complementada con imágenes satelitales de alta resolución disponibles en Google Earth™ y [www.bing.com/maps](http://www.bing.com/maps) y relevada directamente en el terreno. A pesar de que la litología dominante en los glaciares de escombros y sus áreas de aporte está representada por las rocas esquistosas de la Fm La Paya, 65 geformas del total de 488 inventariadas están compuestas por granitos y sienitas blancas de la Fm Cachi y Fm Acay (esta última circunscripta al nevado de Acay específicamente); otras 21 formas se constituyen por una mezcla de granito y esquisto. En el sector norte de la zona de estudio, que comprende el Nevado y Abra del Acay, la litología predominante en las geformas

(39 en total) está dada por rocas volcánicas de composición basáltica a andesítica de las Formaciones Rumibola y Abra del Gallo.

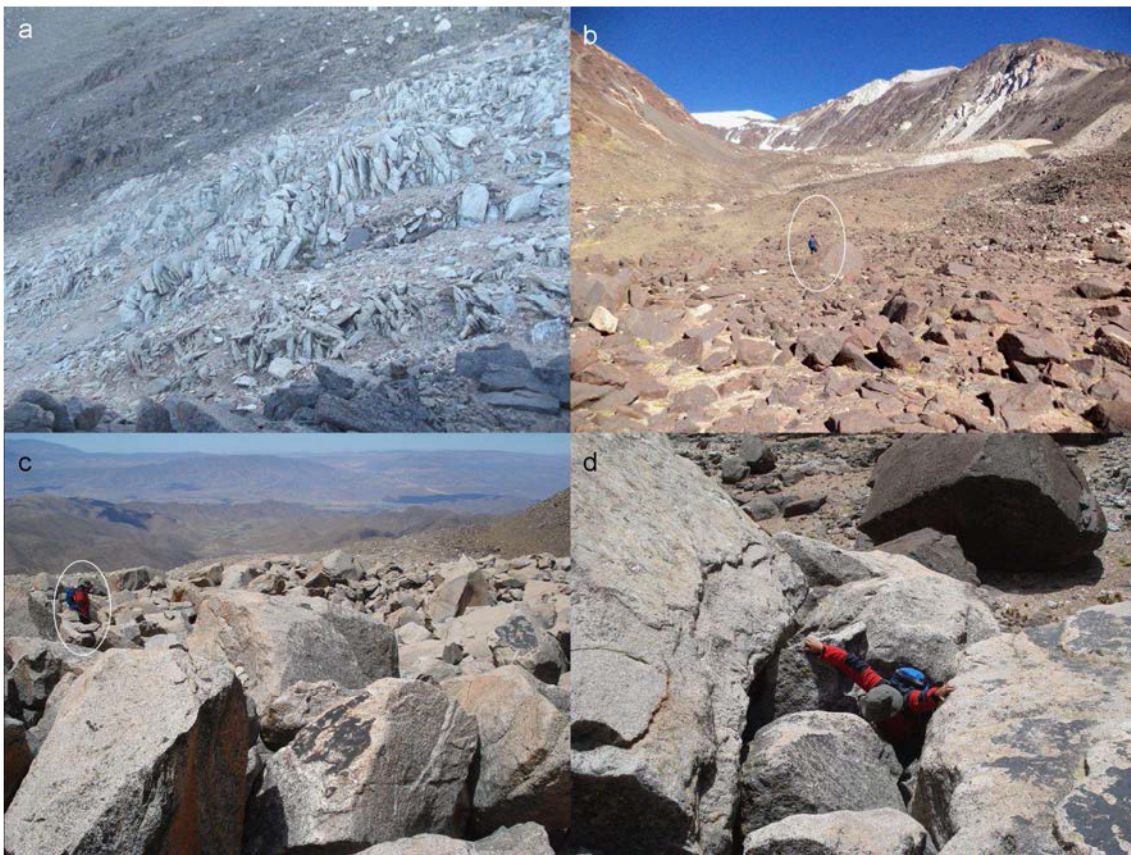


**Figura 4.57.** (A) Densidad espacial de las geoformas activas en función de la elevación. (B) Elevación mínima de geoformas intactas vs. orientación del área de aporte. La línea gris representa la altura promedio para cada sector.

Los glaciares de escombros graníticos fueron identificados específicamente en el sector del cordón de Cachi, mientras que los volcánicos se encuentran circunscriptos al sector norte del área de estudio. El tamaño de la mediana de los glaciares de escombros graníticos intactos es 0,044 km<sup>2</sup>, mientras que aquellos esquistosos, volcánicos y mezcla entre esquisto y granito tienen tamaños de 0,031 km<sup>2</sup>, 0,02 km<sup>2</sup> y 0,095 km<sup>2</sup> respectivamente. Estas diferencias resultaron estadísticamente diferentes según un test de Kruskal-Wallis con un nivel de confianza del 99% ( $\chi^2 = 12,025$ ,  $df=3$ ,  $p = 0,007$ ). Las capas activas de glaciares de escombros compuestos de roca granítica presentan bloques de más de 2 m de diámetro y forman normalmente “bouldery rock glaciers”. Por otro lado, las vulcanitas y esquistos, de consistencia más friable, no pueden generar bloques tan grandes (<50 cm a lo sumo) y forman comúnmente “pebbly rock glaciers” con capas activas matriz soportadas (Ikeda y Matsuoka, 2006). La figura 4.58a ilustra este comportamiento diferente en un afloramiento de roca granítica con intensa crioclastesis a 4700 m de altura, limitado por esquistos que no forman bloques o losas de gran tamaño.

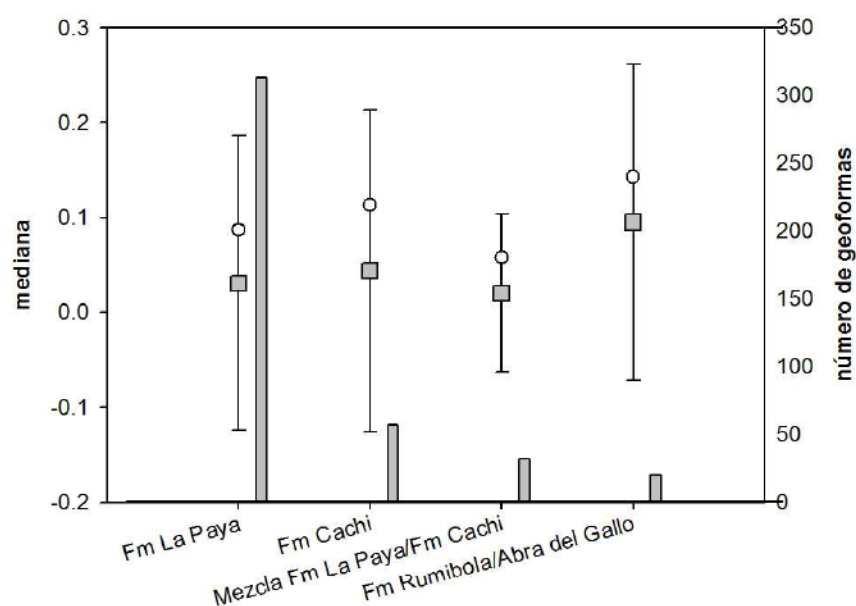
Los glaciares de escombros intactos se disponen en dos cinturones altitudinales, con las geoformas activas normalmente por encima de 4600 m. Unas pocas geoformas aparecen a elevaciones menores, probablemente debido a su localización en circos glaciarios especialmente estrechos con orientación sur. Entre 4100 m y 4600 m, la ocurrencia de glaciares de escombros intactos (incluyendo activos e inactivos) y fósiles podría ser identificada como una zona de permafrost esporádico (Brenning, 2005). De acuerdo a esta delimitación, permafrost de montaña discontinuo, cuyo límite inferior puede ser estimado por la ocurrencia de los frentes activos de

los glaciares de escombros (Barsch, 1977, 1978; Brenning, 2005), podría existir por encima de los 4600 m.



**Figura 4.58.** (a) Crioclastesis intensa en granito a 4700 m. Las lajas tienen en promedio 1 m de diámetro. (b) superficie de glaciar de escombros fósil de esquisto con bloques de pequeño tamaño. (c) y (d) capa activa de bloques graníticos con diámetros que pueden llegar a 5 m. Nótese la elipse blanca mostrando figuras humanas como referencia de escala. Fotos cortesía de Ivanna Pecker (b) y Juan Pablo Scarpa (c y d).

Las geoformas compuestas son comunes y están ampliamente distribuidas en la zona. Las formas individuales adquieren una disposición escalonada y continua, donde los frentes activos se ubican en la parte superior de la geoforma compuesta, pendiente arriba, y cabalgan a los frentes inactivos situados inmediatamente por debajo. Estos a su vez cabalgan a los lóbulos fósiles situados en la sección inferior de la geoforma compuesta. La complejidad de estas formas se ve incrementada adicionalmente por la interdigitación de los distintos lóbulos con distinto grado de actividad y los depósitos de morenas de fondo que subyacen a todo el conjunto. Este esquema de geoformas había sido descrito inicialmente para la región por Igarzábal (1983).



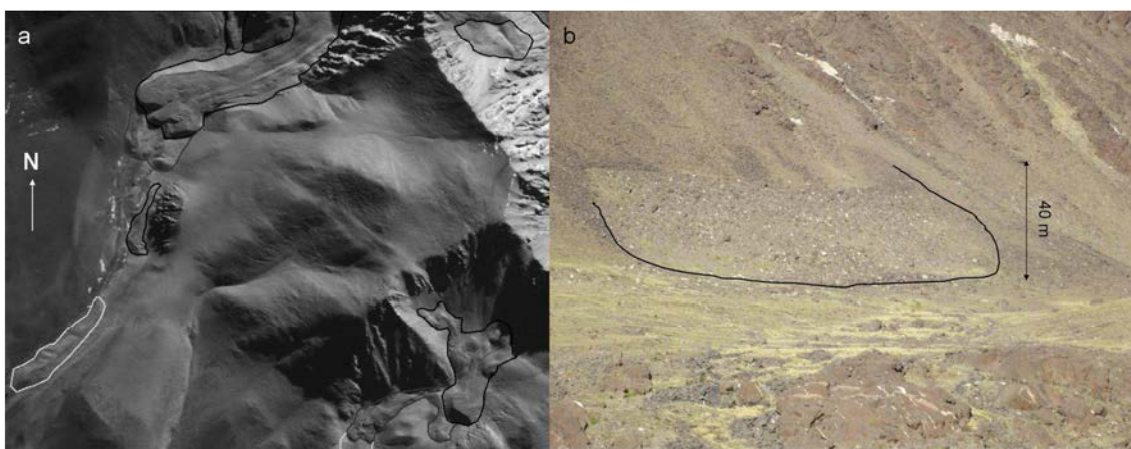
**Figura 4.59.** Mediana (cuadrados grises), media (círculos blancos) y desvío estándar del área ocupada por las geoformas intactas según su litología en la región de Nevados de Cachi.

#### 4.5.3.2.1. Distribución altitudinal y orientación

Las observaciones de campo en la zona de los Nevados de Cachi, respaldados por el análisis del MDE en un entorno SIG sugieren la cota de ~4600 m s.n.m. como el límite inferior de las geoformas activas en la región. Este parámetro es utilizado a su vez como indicador del límite inferior del permafrost discontinuo de montaña en los Andes (Barsch, 1977 y 1978; Brenning, 2005). Sólo unas pocas geoformas interpretadas como activas alcanzan altitudes inferiores, próximas a 4200 m, pero esto está probablemente relacionado a su localización en circos particularmente estrechos con orientación sur. En el flanco oriental del cordón de los Nevados de Cachi, los frentes de los glaciares de escombros inactivos más bajos ocurren entre 4600 m y 4300 m, aunque pueden registrarse a alturas superiores a 5000 m. Geoformas fósiles han sido identificadas en cotas tan bajas como 4100 m. El cinturón altitudinal entre 4600 m y 4100 m, caracterizado por la coexistencia de glaciares de escombros fósiles, inactivos y algunos activos puede entonces establecerse como una zona de permafrost esporádico (Brenning, 2005).

El flanco occidental de la Cordillera Oriental a estas latitudes exhibe un número de glaciares de escombros considerablemente menor y adicionalmente, a excepción de unos pocos glaciares de escombros graníticos de gran tamaño en el Peñón Blanco (figura 4.60). Las geoformas son en término general consistentemente más pequeñas, no adquieren disposiciones compuestas y las geoformas activas aparecen a elevaciones considerablemente mayores, generalmente por encima de 5150 m.

Se observó que la orientación de la ladera en la cual ocurren las crioformas está relacionada con su tamaño y grado de actividad. En la zona del anfiteatro Kühn (figura 4.56), por ejemplo, se identificaron protalus rampart fósiles a >5000 m en laderas con orientación norte, más soleadas y cálidas, mientras que a la misma elevación y en la cara opuesta del valle, las laderas con orientación sur, más protegidas de la radiación solar se disponen glaciares de escombros de talud activos de gran desarrollo. La figura 4.57b muestra la elevación mínima de una muestra de 284 formas activas y la orientación de sus áreas de aporte correspondientes para cada sector cardinal. Se evidencia que las geoformas con áreas de aporte de orientación sur alcanzan alturas menores (~4800 m) respecto de aquellas con áreas de aporte con exposición norte (~5200 m para el sector cardinal suroeste por ejemplo).



**Figura 4.60.** Detalle de imagen ALOS PRISM en la zona del Peñón Blanco. (b) Lóbulo de protalus fósil a ~5000 m con exposición norte en la el anfiteatro Kühn.; la altura del frente supera los 40 m.

#### 4.5.3.2.2. Otras formas y procesos del ambiente periglacial

Además de los glaciares de escombros y lóbulos de talud, otras mesoformas periglaciales identificadas fueron planicies de crioplanación, ríos de piedra (figura 4.62b) asociados a mallines o vegas de altura, guirnaldas de vegetación (figura 4.62a.) y lóbulos de solifluxión y solifluxión en bloque (figura 4.61b.). Por encima de 5000 m, la solifluxión (gelifluxión) es el mecanismo de transporte de sedimentos más importantes, formando amplias planicies cuspidales de crioplanación, que ocupan las zonas cimerales y presentan cubiertas detríticas de criosedimentos gruesos originados por acción mecánica del hielo y crioclastesis intensa. Estas geoformas reflejan una actividad criogénica intensa y fueron relacionados a permafrost de montaña continuo (Scholl, 1992; Trombotto y Ahumada, 2005).

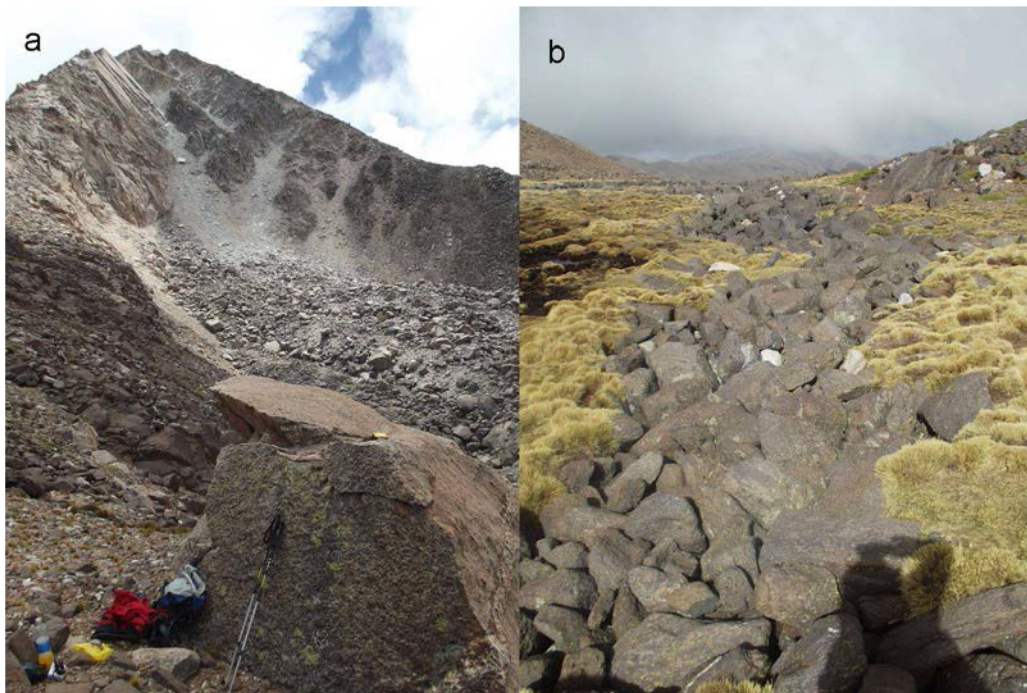
Los valles glaciales transversales presentan perfiles transversales asimétricos. Las laderas con orientación norte, con una mayor exposición a la radiación solar, tienen una inclinación más suave comparadas con las laderas con exposición sur, dado que estas últimas experimentan condiciones climáticas más frías, se ven expuestas con mayor duración y frecuencia a los ciclos de congelamiento y descongelamiento y tienen perfiles más abruptos (Karrasch, 1983). Debido

a este efecto topográfico y a sus condiciones más frías, estas laderas exhiben mayores signos de solifluxión y alojan mayor cantidad de glaciares de escombros respecto de las laderas de orientación norte.



**Figura 4.61.** (a) Guimaldas de vegetación a 4600 m (ancho aproximado: 1 m) en el anfiteatro Kühn en la Quebrada de Las Pailas. (b) Solifluxión en bloque (s); bouldery rock glacier (brg); pebbly rock glacier (prg). Foto cortesía Mariano Castro.

Asociadas a la roca granítica de la Fm Cachi, se identificaron unas pocas caídas de rocas que no contribuyen a la formación de glaciares de escombros. Las rocas esquistosas de las Fm La Paya y Fm Puncoviscana, que componen los afloramientos más extensos de la zona de estudio y resultan más friables, no pueden producir bloques de tamaños similares.



**Figura 4.62.** Caídas de bloques de gran tamaño en la zona de raíz de un glaciar de escombros. Se observa la conspicua foliación de la roca granítica del área de aporte. (b) Ríos de piedra a >4600 m en la Quebrada de Las Pailas.

## Capítulo 5. Discusión

### 5.1. Comparación, evaluación y validación de métodos de identificación y mapeo de glaciares

#### 5.1.1. Métodos Multiespectrales

##### Digitalización manual y cocientes de bandas

Si bien la compilación de inventarios de glaciares y la obtención de sus contornos están ampliamente difundidas, usualmente se encuentran pocos trabajos donde se reporta la precisión de los límites de glaciares producidos. Esto se debe, probablemente, a la baja disponibilidad de imágenes de referencia provenientes de sensores de alta resolución espacial, con condiciones ideales de mapeo y fecha de adquisición coincidente. Esta condición dificulta por consiguiente el correcto cálculo de la precisión en el cálculo de las áreas de los polígonos. Adicionalmente, y a causa de las correcciones manuales necesarias en ciertos sectores de hielo cubierto y en sombra a partir de los resultados crudos de un método semiautomático, dicha comparación revela únicamente la precisión de los contornos generados por el operador y no del algoritmo utilizado.

En la región del Monte San Lorenzo, para glaciares de pequeño tamaño ( $<1 \text{ km}^2$ ) compuestos íntegramente por hielo libre de detrito, las áreas glaciares digitalizadas manualmente en imágenes de alta resolución (en este caso ALOS PRISM de 2,5m) fueron un 4,8% más grandes que aquellas derivadas del cociente de bandas Landsat, valor que coincide con el rango de error de 2-5% encontrado por otros autores en estudios similares (Paul y Kääb, 2005; Andreassen *et al.*, 2008; Paul *et al.*, 2011). Las diferencias relativas de tamaño suelen ser mayores para glaciares pequeños y menores para aquellos más grandes, siempre y cuando se trate de hielo limpio. Por el contrario, cuando se trata de glaciares con importante cobertura detrítica, la precisión y reproducibilidad de los resultados se relaciona a la posibilidad de visualizar dichos sectores antes que al tamaño de los glaciares.

En la zona del Monte San Lorenzo se evaluaron las variabilidades intra- y multi-operador en las imágenes Landsat, y se encontró que ambas difieren en magnitud (6,5% y de 22,5 a 27%, ver sección 4.3). Esto difiere de lo expuesto por Paul *et al.* (2013), quienes encontraron que en imágenes Landsat la variabilidad en la digitalización multi-operador tenía aproximadamente la misma magnitud que la variabilidad intra-operador.

Sorpresivamente, la comparación entre las digitalizaciones manuales en imágenes ASTER y los cocientes de bandas en Landsat en la cuenca del Río Tunuyán (es decir, en imágenes con una resolución más próxima que en caso PRISM-Landsat) produjo mayores diferencias.

cuantificadas en un 9%. Teniendo en cuenta que se digitalizaron glaciares relativamente grandes y compuestos por hielo limpio, se esperaría a priori diferencias aún menores que en el caso PRISM-Landsat. Esto puede estar relacionado a los gains altos de la imagen ASTER utilizada, generando píxeles altamente reflectivos que pueden ser erróneamente digitalizados como hielo por los operadores.

Al margen de la discusión anterior, una ventaja clara de la utilización de los cocientes de bandas para identificar hielo descubierto está dada por los tiempos de realización. La ejecución de un cociente de bandas en un software de procesamiento de imágenes satelitales o SIG demora una fracción de segundo para una escena Landsat completa. A esto debe agregarse al menos una decena de minutos extra para comparar y seleccionar un umbral de DN. Por supuesto, los contornos generados por los cocientes de bandas deben ser corregidos manualmente, pero debe tenerse en cuenta que este tiempo queda incluido en la digitalización manual al completo. Por el contrario, como se vio en la sección 4.3, la digitalización manual insume para un solo glaciar una cantidad variable de minutos, dependiendo de la resolución de la imagen de base. Contrariamente a lo que pueda suponerse, los tiempos de digitalización aumentan a medida que lo hace la resolución, debido a que deben ser interpretados una mayor cantidad de detalles sobre una mayor cantidad de píxeles.

#### Identificación y mapeo de hielo cubierto

En el caso del hielo cubierto, donde en primer lugar se lo reconoce por las características de textura y no espectrales como es el caso del hielo descubierto, la posibilidad de identificación sí se relaciona con la resolución espacial de las imágenes satelitales ópticas utilizadas. En las imágenes Landsat, cuando se trata de lenguas cubiertas extensas, en conexión con hielo descubierto en la cabecera, frecuentemente pueden reconocerse la topografía irregular de su superficie y las lagunas de termokarst, y el hielo cubierto puede ser identificado correctamente. Sin embargo, la baja resolución espacial de las imágenes Landsat también puede conducir a la inclusión de morenas, tanto laterales como basales que circundan a los glaciares, como pudo comprobarse en la ronda de digitalización en la cuenca del Río Tunuyán. Cuando la cobertura detrítica sobre los glaciares es más sutil, en forma de una delgada carpeta de sedimentos sobre la superficie glaciar (y en especial en los bordes), sin el desarrollo de termokarst, la misma será difícilmente identificable en imágenes de esta resolución.

La interpretación de cubiertas detríticas sobre los glaciares no solamente tiene consecuencias en su mapeo e inventario, sino que puede afectar las estimaciones en los cambios en longitud y/o área de los mismos. Como se vio anteriormente, la posición del frente de los glaciares puede variar en hasta cientos de metros ocasionalmente cuando son mapeados por distintos operadores, hecho que incide considerablemente al establecer la significancia de los cambios de área glaciar registrados.

### El cálculo del error de mapeo

Es improbable que se realicen ejercicios del tipo ronda de digitalización para todos los estudios de inventario o fluctuaciones glaciarias utilizando digitalizaciones manuales y métodos semiautomáticos. A modo de perspectiva a futuro, y dada la baja disponibilidad de datos de referencia, es recomendable en este tipo de estudios llevar a cabo una digitalización múltiple de unos pocos glaciares, con diferentes tamaños y grado de cobertura detrítica. De esta manera, el desvío estándar provee una estimación de la variabilidad intra-operador, que puede ser utilizado para validar la significancia de los cambios de área experimentados por los glaciares. En imágenes de media resolución como Landsat y para glaciares descubiertos puede asumirse una variabilidad de 1 píxel en la posición del límite (Paul *et al.*, 2013). Si bien esto puede ser válido en términos generales para imágenes de media resolución, es arriesgado hacer una asunción semejante para imágenes con un píxel de mucho menor tamaño. Los mismos autores sugieren estimar la precisión de los contornos generando en un entorno SIG un buffer de un píxel y calculando luego el cambio relativo de área. Sin embargo, esto producirá un rango de variabilidades relacionado al tamaño y perímetro de cada glaciar. En lugar de asumir una variabilidad de 1 píxel, aquí se propone calcular dicha variabilidad (en píxeles) para distintos tamaños de glaciar, a partir de los tamaños máximos y mínimos digitalizados manualmente.

Al momento de comparar el área de un glaciar en particular obtenido por diferentes metodologías, no solamente es importante realizar una comparación numérica (cuantitativa) de las superficies de los glaciares, dado que el hecho de que tengan áreas numéricamente similares no significa necesariamente que sean completamente equivalentes. Es importante reparar también en las diferencias visuales entre varios contornos, dado que pueden producirse omisiones y/o adiciones sistemáticas de porciones de igual superficie pero en distintos sectores (sobre todo en zonas de hielo cubierto o sombras, por ejemplo) que se compensan mutuamente y producen áreas equivalentes.

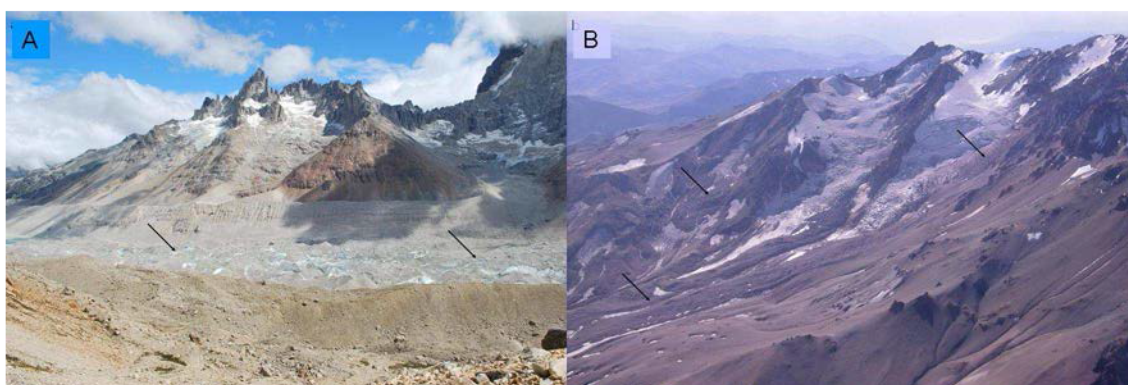
#### 5.1.2. Método combinado multiespectral y morfométrico

A primera vista, el análisis de la temperatura de superficie mediante las bandas termal de los sensores Landsat y ASTER podría resultar un método promisorio para separar el hielo cubierto de la roca de base y sedimentos adyacentes, suponiendo que el hielo debería enfriar el detrito suprayacente. Ranzi *et al.* (2004) mostraron la capacidad de las bandas termal para identificar hielo glaciar cubierto en casos en que el espesor de la cobertura detrítica no superaba 0,5 m. Sin embargo, el uso exclusivo de la información termal en glaciares con una importante densidad y espesor de detrito supraglaciar no resulta suficiente para una correcta delimitación de los límites de los mismos. Adicionalmente, superficies no englazadas en sombra pueden tener temperaturas similares al hielo cubierto, y éste a su vez puede presentar temperaturas considerablemente altas si se ve expuesto a radiación directa. Por otra parte, la comparación de los valores de

temperatura en superficie tras las correcciones atmosféricas respecto de la temperatura “en satélite” obtenida directamente (sin efectuar las mismas) revela diferencias que varían entre 0 y 1,5° K a lo largo y ancho de la banda termal. Dado que a efectos de utilizar la información térmica (no por sí sola sino en un árbol de decisiones) lo importante es detectar variaciones de temperatura entre distintos tipos de cobertura (hielo limpio, hielo cubierto, vegetación, suelo desnudo, roca de base) antes que concentrarse en el valor absoluto de la misma, otros autores (Bolch *et al.*, 2007, Rastner *et al.*, 2013) optan por desestimar las correcciones atmosféricas logrando resultados igualmente convincentes.

Suele ocurrir que los sectores terminales de los glaciares, más planos, acumulen la mayor cantidad de detritos, mientras que en los sectores más elevados, de mayor pendiente, el detrito suele encontrarse en movimiento y se desliza hacia las zonas más bajas del glaciar. Los umbrales de inclinación seleccionados para los casos de estudio en el Monte San Lorenzo y Volcán Domuyo fueron de 15° y 20° respectivamente.

La principal diferencia entre ambos árboles radica en que en el caso del Volcán Domuyo, el hielo cubierto aparece sobre glaciares de montaña (no restringidos por la topografía, al contrario de los glaciares de valle) y sin estar delimitados por morenas laterales nítidamente definidas. Inclusive las porciones más distales de los glaciares de montaña de las nacientes del arroyo Curi Leuvú presentan un espesor de la cobertura detrítica importante en fuerte pendiente. Esto implica que tanto el hielo cubierto como las laderas sin cobertura de hielo que circundan los glaciares tendrán inclinaciones similares, de manera que la inclinación del terreno en el seno del árbol de decisiones tiene poco peso como factor de decisión. Por el contrario, en el caso del Monte San Lorenzo el hielo cubierto aparece en glaciares de valle, limitados en gran manera por la topografía y las morenas laterales y con una pendiente mucho más suave que el entorno (ver figura 5.1).



**Figura 5.1.** Situación del hielo cubierto (flechas negras) en el glaciar San Lorenzo Sur (A) y nacientes del arroyo Covunco, Volcán Domuyo (B). Fotos cortesía Ricardo Villalba y Héctor Valdéz.

La excepción en el caso del Monte San Lorenzo está dada por el glaciar Río Oro, cuyo frente, muy abrupto, no culmina en una laguna proglaciar y en consecuencia no es identificado del todo

satisfactoriamente por la clasificación del árbol de decisiones. Es así que la inclinación del terreno como factor de decisión ejerce una influencia significativamente mayor en el caso del Monte San Lorenzo que en el caso del Volcán Domuyo.

Umbral de inclinación de 25°, 24°, 12° fueron utilizados en propuestas de metodologías combinadas para delimitar glaciares cubiertos (Zollinger, 2003; Paul *et al.*, 2004; Bolch *et al.*, 2007, Rastner *et al.*, 2013). Además de umbrales de inclinación máxima, estos autores incluyeron análisis compuestos de curvaturas y de proximidad, utilizando MDEs de alta resolución, de elaboración nacional como el Swiss Federal Office of Topography (Swisstopo) y otros de menor resolución como ASTER DEM, logrando resultados consistentes para glaciares de Alaska, los Alpes Suizos e Himalaya, donde el hielo cubierto aparece mayoritariamente en glaciares de valle.

Como base para los análisis morfométricos, Paul *et al.* (2004) sugirieron que las prestaciones de MDEs globales como ASTER DEM o SRTM son adecuadas para la identificación de grandes glaciares cubiertos de regiones como Alaska, Himalaya o los Andes Sudamericanos, mientras que se requiere de un MDE de resolución media-alta y una alta precisión vertical para poder separar los glaciares cubiertos de morenas menos prominentes en sectores de los Alpes.

## **5.2. Comparación, evaluación y validación de métodos de identificación y mapeo de glaciares de escombros**

Como se vio en capítulos previos, debido a que la respuesta espectral de los glaciares de escombros es esencialmente la misma que el terreno circundante, no existe la posibilidad de implementar un método semiautomático basado en las diferencias de reflectividad entre distintos tipos de coberturas de la superficie terrestre como los cocientes de bandas. Es por ello que, al contrario del caso de los glaciares convencionales, no existen metodologías simples, basadas en clasificaciones multispectrales, que se hayan difundido ampliamente en la comunidad internacional para la identificación de glaciares de escombros. En consecuencia, los trabajos de mapeo e inventario de este tipo de geofomas continúan realizándose en base a la digitalización manual de imágenes satelitales ópticas de alta resolución o fotografías aéreas.

Si bien la muestra (cantidad de operadores “*n*”) con la que se trabajó es reducida, debido fundamentalmente a la dificultad de encontrar operadores con conocimientos en glaciología, permafrost y SIG, es posible arribar a una serie de resultados parciales.

En las imágenes ASTER (figura 4.16A), de 15 metros de resolución, los cuerpos de pequeño tamaño pueden interpretarse como afloramientos rocosos o simplemente irregularidades del terreno, y las crestas y surcos no pueden ser reconocidas con facilidad. Los frentes de las geofomas resultan poco discernibles, situación que empeora cuando los mismos están poco definidos (geofomas inactivas o fósiles) o el contraste óptico con el entorno es bajo. Muchas veces, los frentes activos de los glaciares de escombros presentan tonos más claros que los

bloques sobre la superficie de los mismos, dado que por la actividad, las superficies de los bloques se presentan frescas, libres de pántinas o barniz del desierto. Este rasgo resulta útil para localizar los taludes frontales y laterales de los glaciares de escombros en imágenes de mediana resolución como ASTER (figura 4.16A).

La estructura de crestas y surcos, así como la mayoría de los frentes activos comienzan a ser visibles en la imagen ALOS AVNIR2 de 10 m de resolución. El mapeo a gran escala de glaciares de escombros pareciera posible, aunque debe tenerse en cuenta que geoformas inactivas o fósiles son aún difíciles de reconocer cuando la reflexión en el terreno circundante es similar en el espectro electromagnético. Paul *et al.* (2003) propone que una resolución de 10 m resulta apta para la validación de mapas de distribución de permafrost obtenidos a partir de MDEs de 25 m de resolución. El nivel de detalle de estas imágenes no puede ser de ninguna manera comparado con el de la imagen PRISM, de 2,5 m de resolución, donde la estructura superficial resulta perfectamente visible y la gran mayoría de los frentes, sean activos, inactivos o fósiles pueden identificarse sin mayores dificultades.

En imágenes de muy alta resolución (<1m), resultan identificables los bloques sobre la superficie y aquellos situados delante de los taludes frontales de los glaciares de escombros, el rastro que dejan los mismos sobre dichos taludes al caer, así como también el material fino que actúa de matriz.

### 5.3. Modelos Digitales de Elevación

#### 5.3.1. Consideraciones respecto de los MDEs y los cambios en la superficie de los glaciares con el tiempo.

Debido a que los MDEs implementados en el presente trabajo tienen diferentes fechas de adquisición, los cambios en los parámetros morfométricos derivados pueden deberse tanto a las diferentes características de los MDEs como a los propios cambios en la superficie de los glaciares. La influencia de las variaciones en longitud y área de los mismos fue eliminada utilizando el mismo paquete de polígonos de glaciares y referido a un mismo año, por lo que los parámetros derivados para cada MDE se refieren a las mismas entidades en el entorno SIG. Sin embargo, la influencia en los cambios de elevación en los glaciares es difícil de estimar, y dado que los tres MDEs provienen de sensores y metodologías de adquisición diferentes, y a su vez con diferente fecha, es de esperar que incluyan en alguna medida dichos cambios.

Durante el retroceso de los glaciares, la altura mínima y media debería aumentar a medida que la porción terminal del glaciar desaparece (Paul *et al.*, 2007). Por otro lado, si el perímetro del glaciar permanece constante, la superficie del mismo baja, produciendo valores menores de estos parámetros. Por lo tanto, manteniendo el área del glaciar constante pero permitiendo la reducción de elevaciones, los procesos deberían neutralizarse o compensarse hasta cierto punto, resultando un efecto neto muy pequeño o nulo. En el presente trabajo se asumió que las

diferencias de elevación entre los diferentes MDEs son debidas exclusivamente a sus diversas características.

Los cambios de volumen acaecidos entre las fechas de adquisición de dos MDEs pueden ser menores en las zonas de acumulación (y por lo tanto las alturas máximas variar relativamente poco). Por otra parte, un retroceso importante de la porción terminal de los glaciares, siempre y cuando sea de una magnitud suficientemente grande para provocar un efecto reconocible, puede resultar en un aumento en la inclinación media, tal cual lo evidenciado por ejemplo en el glaciar de valle del Cerro Penitentes. En general, se observa que los valores de inclinación media en el MDE APRISM son siempre mayores respecto de SRTM y GDEM, lo cual se debe a dos factores. El primero de ellos es el fenómeno glaciológico donde se produce mayor adelgazamiento en las porciones terminales respecto de las áreas de acumulación con el tiempo, mientras que el segundo está dado por el efecto de la mayor resolución, que representa mejor las crestas y depresiones del terreno que la baja resolución.

### 5.3.2. Diferencias entre MDEs

Para las alturas máximas y mínimas, las diferencias entre el MDE APRISM y los MDE globales SRTM y GDEM varían menos entre los distintos tipos de MDE antes que entre las diferentes resoluciones de un mismo MDE (es decir, por ejemplo, SRTM en su resolución original de 90 m se asemeja más a GDEM remuestreado a 90 m antes que el mismo SRTM remuestreado a 30 m), mientras que lo contrario ocurre para en el caso de la elevación, inclinación y orientación media. Sin embargo, Frey *et al.* (2011) encontraron en una zona de estudio en los Alpes suizos, diferencias menores entre distintas resoluciones de un mismo MDE para todos los parámetros morfométricos exceptuando la inclinación media.

Si bien pueden existir diferencias amplias para algunos parámetros en particular de glaciares individuales, las diferencias medias en los parámetros de elevación en la zona del Monte San Lorenzo no superan los  $\pm 18$  m (SRTM) y  $\pm 11$  m (GDEM), valores que se hallan dentro de los estándares de error reportados en otros estudios similares para el SRTM como Carabajal y Harding (2006) o Kääb (2005). Más aún, estas diferencias pueden estar causadas por cambios reales de espesor, considerando la clara señal de adelgazamiento evidenciada en los glaciares de las regiones estudiadas. Una excepción está dada por las alturas máximas tanto en SRTM (diferencia  $\bar{X}=48$ ) como GDEM (diferencia  $\bar{X} \sim 37$  en ambas versiones), aunque aplicando las correcciones planialtimétricas las medias en elevaciones máximas sí se ubican dentro del orden de magnitud del error vertical de estos MDEs (Sun *et al.*, 2003; Jarvis *et al.*, 2008; ASTER GDEM Validation Team, 2009). La altura máxima es el parámetro donde se observan las mayores diferencias absolutas (en todos los MDEs analizados), debido a que las cabeceras de los glaciares son zonas frecuentemente en sombra, de poco contraste (Kääb *et al.*, 2003).

En cambio en la zona del Volcán Domuyo, mientras que SRTM se mantiene dentro de los estándares de error, GDEM mostró diferencias medias que exceden el error reportado en los estudios de validación no solamente en las alturas máximas, sino en las alturas mínimas también.

Respecto al ajuste planialtimétrico de los MDEs, y de acuerdo a la zona de estudio y a los parámetros morfométricos investigados, el mismo produce mejoras en diferentes sentidos. En la zona del Monte San Lorenzo, corrige la media aritmética y desvío estándar de la elevación máxima, media e inclinación para SRTM y las dos versiones de GDEM, mientras que para la elevación mínima produce mejoras sólo en SRTM. En el Volcán Domuyo, produce mejoras en la elevación máxima y la inclinación y orientación media en SRTM.

### 5.3.3. Factores adicionales que afectan los parámetros morfométricos

A lo largo de la Cordillera de los Andes de Argentina, la hora de toma de las imágenes ASTER a bordo del sensor Terra se ubica siempre alrededor de las 14:30 p.m., por lo cual el ángulo de iluminación debería ser esencialmente el mismo para todas las escenas sobre una misma zona. Con el sol ubicado en el cuadrante noreste, las sombras se proyectan sobre las laderas con exposición sur-suroeste, por lo que la calidad de GDEM en estas laderas es inferior comparada a la de las laderas con otras orientaciones y habrá mayor presencia de artefactos. Resulta claro que el nivel de detalle del terreno capturado por el SRTM es menor que en cualquiera de las versiones del ASTER GDEM, debido a una mayor cantidad de artefactos, y una textura rugosa, especialmente en sectores de escasa pendiente como consecuencia de una menor relación señal/ruido. La variabilidad en la calidad de GDEM de región en región probablemente esté relacionada a la cantidad de escenas ASTER utilizadas para generar cada grilla, y, además, hay que considerar que la mayor presencia de cobertura nubosa o nieve estacional también actúa en detrimento de su calidad.

La presencia de irregularidades en la superficie glaciar relacionadas a artefactos afecta los valores de los parámetros topográficos: mientras que el efecto neto es bajo en los parámetros donde pesan el total de celdas -altura, inclinación y orientación medias- (debido al efecto compensador de los valores fuera de rango al realizar un promedio), los parámetros donde cuenta una única celda -altura máxima y mínima- se ven afectados en mayor grado. La elevación máxima y mínima, son afectadas por el tamaño de celda del MDE: ambas tienden a incrementarse y disminuir, respectivamente, como consecuencia del suavizado del terreno en una menor resolución espacial.

GDEM tiene, a escala de glaciares individuales, mayor cantidad de artefactos que el SRTM, debido a que en superficies altamente reflectivas como la nieve y el hielo el contraste óptico es bajo y los algoritmos de correlación pueden fallar (Svoboda y Paul, 2009). Sin embargo, SRTM,

que representa de manera más realista los glaciares que otras superficies libres de hielo en ambientes de montaña (Paul y Haeberli, 2008), tiende a sobrestimar la elevación de los sectores bajos (valles) y subestimar aquellos sectores altos (crestas).

Existe además una relación entre el tamaño del cuerpo de hielo y el desvío: los parámetros topográficos que incluyen la totalidad de las celdas del MDE encerradas por los polígonos de los glaciares (elevación e inclinación media) muestran una distribución con mayor dispersión en los glaciares de menor tamaño que en los más extensos. Por el contrario, para aquellos parámetros que dependen del valor individual de un píxel en particular (elevación máxima y mínima) la superficie de los glaciares parecen no afectar el rango de diferencias. La excepción está dada por la orientación de laderas, dado que a pesar de ser calculado a partir de la totalidad de las celdas de cada glaciar, el desvío estándar no se ve influenciado por el tamaño de los cuerpos.

Las diferencias entre MDEs pueden ser interpretadas en función de dos factores: la técnica de adquisición del MDE y tipo de información registrada, y los cambios de elevación reales en la superficie glaciar entre las fechas de adquisición. Como se vio anteriormente, la banda C del radar tiene cierto grado de penetración en el pack de nieve y hielo (Gardelle *et al.*, 2012) y las zonas en sombra o sobre el hielo, con poco contraste óptico, limitan la calidad de las imágenes ASTER utilizadas en la generación del GDEM.

Las mayores reservas respecto del uso del SRTM en aplicaciones glaciológicas residen en el grado variable de penetración del radar en el pack de nieve seca, aunque, favorablemente para los glaciares del Hemisferio Sur, la fecha de adquisición durante el período de ablación (11-22 febrero 2000) debería reducir en gran medida esta incertidumbre. Por otra parte, las extensiones de la superficie terrestre sin datos en la adquisición original y posteriormente interpoladas para obtener la grilla final pueden tener una influencia importante sobre los parámetros topográficos de los glaciares, especialmente cuando la topografía interpolada ocupa una superficie relativamente extensa de los mismos. La figura 4.22 muestra la ubicación de los espacios vacíos originales del SRTM para la zona de estudio completa en la región del Monte San Lorenzo, e ilustra la relación entre su localización y la topografía: puede apreciarse que los mismos se ubican preferencialmente sobre las laderas de mayor pendiente como la cara este del Monte San Lorenzo.

De los valores observados en las tablas IV.XIII y IV.XIV, se desprende que en el cálculo de los parámetros topográficos tanto en la zona del Monte San Lorenzo como el Volcán Domuyo, el MDE GDEM2 es el que muestra menores valores en las medias y desvíos estándar de las diferencias respecto del MDE APRISM de referencia, seguido por el GDEM versión 1 y finalmente el SRTM. Estos resultados difieren de lo encontrado por Frey *et al.* (2011) para los Alpes Suizos pero en sintonía con los estudios de Hayakawa *et al.* (2008), quienes encontraron una mejor respuesta en GDEM respecto de SRTM.

## 5.4. Fluctuaciones glaciarias y clima

### 5.4.1. Monte San Lorenzo

La serie multitemporal de los años 1985, 2000, 2005 y 2008 de imágenes Landsat y ASTER indica que las tasas de retroceso areal de los glaciares en la región del Monte San Lorenzo se ha incrementado en años recientes, siendo 2000-2008 el período con las mayores velocidades de retroceso, a razón de 2,6% de pérdida de hielo por año (tabla IV.XVII). Los glaciares con orientación este han experimentado en términos generales las tasas de retroceso mayores respecto de aquellos con otra orientación (figura 4.33). Asociado al proceso generalizado de retraimiento de las lenguas glaciarias, también se encontraron evidencias de fragmentación de los glaciares de mayor tamaño (y en el ~50% de los cuerpos de hielo en general), lo cual resulta en un incremento de las unidades de pequeño tamaño y en la desaparición completa o casi completa de numerosas entidades pequeñas. A pesar de que el fenómeno de fragmentación de los glaciares conducente a un aumento en la tasa de retroceso de glaciares fue reportado por Paul *et al.* (2004) en los Alpes y Jiskoot *et al.* (2009) en las Rocosas de Canadá, el presente estudio no avala de manera concluyente que dicha fragmentación haya promovido necesariamente un aumento en las tasas de retroceso glaciario. Los fragmentos aislados se encuentran rodeados por roca y se ven sometidos a la radiación que emiten las superficies oscuras, aumetando los efectos de borde. Es así que, descartando los glaciares que han desaparecido por completo desde 1985, aquellos que han experimentado fragmentación tuvieron una reducción media del 43%, mientras que para los glaciares no fragmentados la reducción promedio fue del 37%.

Dejando de lado estas diferencias específicas, el patrón reciente de pérdida de área englazada en la región del San Lorenzo es consistente con la situación observada en otros sitios de los Andes Patagónicos (López *et al.*, 2010; Davies y Glasser, 2012), lo cual sugiere que un forzante de escala regional (como por ejemplo un calentamiento troposférico -Masiokas *et al.*, 2009) relacionado a cambios en la circulación atmosférica, antes que factores de carácter local, podría al menos parcialmente explicar el comportamiento de los glaciares en esta región.

#### Temperatura

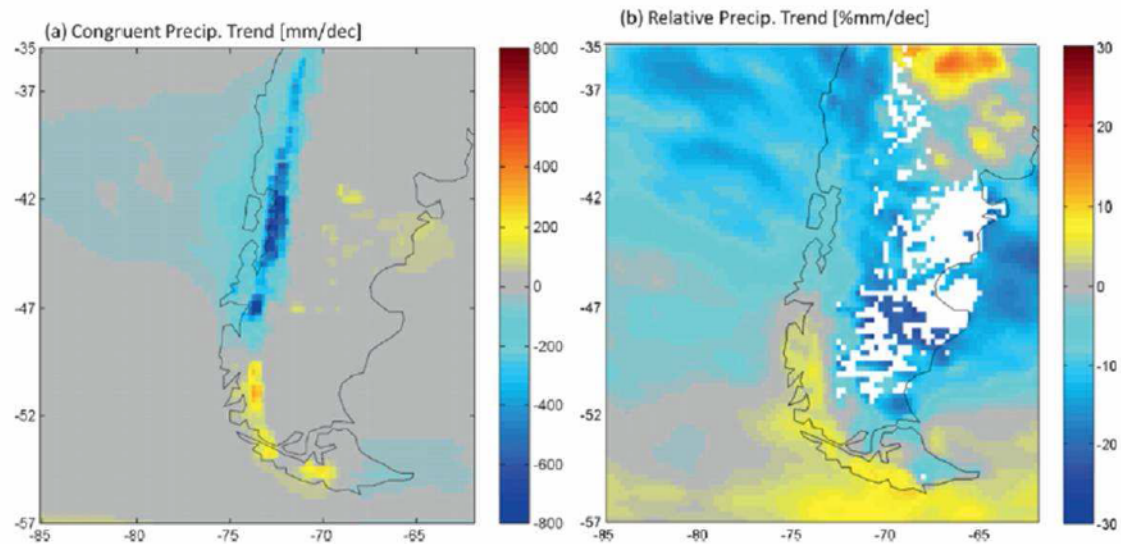
Las pocas estaciones meteorológicas en los Andes Patagónicos llevan registros relativamente completos desde 1985, pero en la mayoría de los casos se localizan alejadas de las proximidades y a menor altura de los glaciares de la región. Los estudios del clima del siglo XX a escala regional en el sur de la Patagonia (Rosenblüth *et al.*, 1995; Villalba *et al.*, 2003) reportaron tendencias de un aumento en la temperatura al sur de los 46° S. Villalba *et al.* (2003) realizaron

reconstrucciones de temperatura basados en técnicas dendrocronológicas y determinaron que el calentamiento observado en décadas recientes en las estaciones meteorológicas más australes era inusual en el contexto de los últimos 400 años. Por el contrario, Carrasco *et al.* (2002) estimaron un aumento en la temperatura en el HPS hasta mediados de la década de 1980, pero ninguna tendencia significativa para las últimas dos décadas; Falvey y Garreaud (2009) tampoco encontraron tendencias en la temperatura de superficie y capa límite entre 37° 30'S y 47° 30'S para el período entre 1976 y 2006.

La figura 5.3 muestra la temperatura media de los meses de verano registrados para un datalogger de temperatura HOBO situado en la morena orográfica izquierda del glaciar San Lorenzo Sur, junto a las anomalías de temperatura estival para un promedio de siete estaciones meteorológicas de la zona meridional de la Patagonia (Lago Argentino, Balmaceda, Ushuaia, Río Gallegos, Lord Cochrane; Chile Chico y Punta Arenas). El coeficiente de correlación entre estas dos series ( $r=0,94$ ) indica que, al menos en términos relativos, las variaciones de temperatura en San Lorenzo podrían ser inferidas a partir de la serie regional. La línea negra, correspondiente a una media móvil de cinco años de la serie regional, caracteriza en general al lapso de estudio de fluctuaciones glaciarias del presente trabajo, 1985-2008, como un período más cálido que las décadas anteriores, mientras que la recta de tendencia a trazo gris muestra un calentamiento de 0,062° C por década para el período 1931-2013.

### Precipitaciones

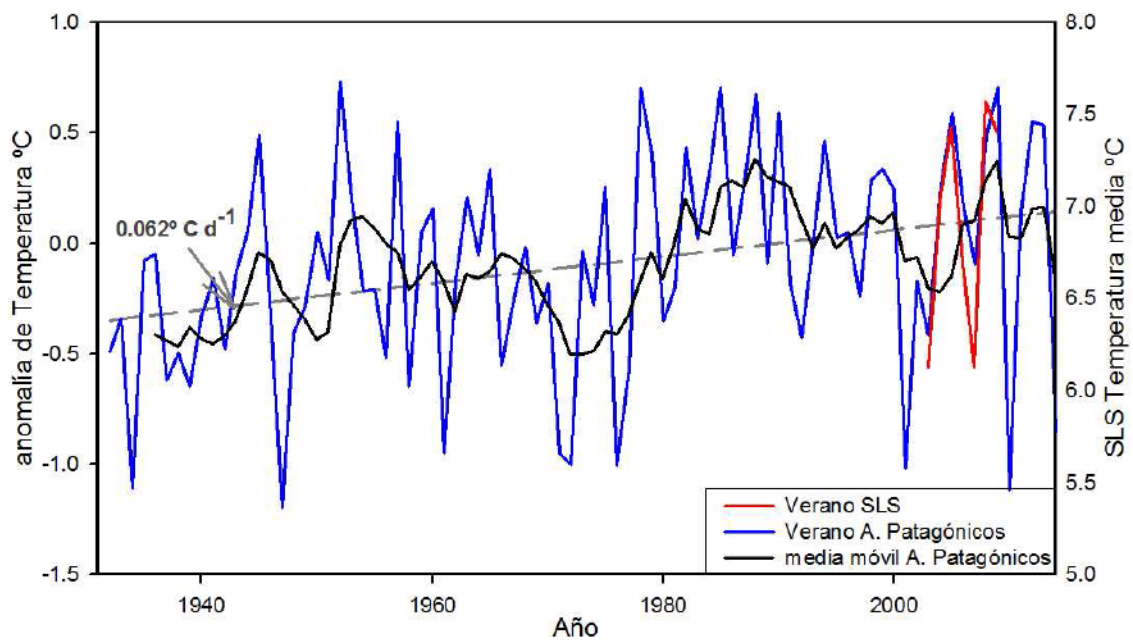
Estimaciones de tendencias en las precipitaciones a escala regional en el sur de la Patagonia han reflejado patrones contrastantes en diferentes áreas y han destacado la falta de datos meteorológicos en la región. En un exhaustivo análisis de los registros disponibles, Carrasco *et al.* (2002) concluyeron que existe una importante variabilidad espacial en las precipitaciones sobre la región patagónica, y que no pueden extraerse conclusiones acabadas a partir de la información disponible respecto de cambios significativos durante el pasado siglo. Aravena y Luckman (2009) reportaron un aumento en las precipitaciones en torno a 1960 para la región al este de los Andes entre 45° S y 47° S, seguido de una tendencia de disminución de las mismas. En una valoración más reciente, Garreaud *et al.* (2013) indicaron una merma en los westerlies sobre los Andes Patagónicos en la Patagonia Norte y Central para el período comprendido entre 1968 y 2001 a partir de datos de reanálisis NNR y ERA40, congruente con una disminución en la precipitación de 300 mm por década en las montañas hacia el oeste en las latitudes del Monte San Lorenzo. Sin embargo, dado el fuerte gradiente de precipitación en la región y la ubicación a unos 170 km al este de la costa del Océano Pacífico hacia las estribaciones más al este de los glaciares del Monte San Lorenzo, es difícil determinar con precisión los cambios relativos de esta variable sobre dichos glaciares en las últimas dos o tres décadas.



**Figura 5.2.** Tendencias en las precipitaciones moduladas por los cambios en los vientos zonales para el período 1968-2001 congruentes con el reanálisis (NNR y ERA-40): (a) cambios absolutos en mm por década y (b) cambios absolutos estandarizados por la precipitación anual a largo plazo (derivada de PRECIS-DGF). Tomado de Garreaud *et al.*, 2013.

Los glaciares ubicados hacia el oeste de la zona de estudio, bajo condiciones más húmedas, se encuentran probablemente en una zona de transición entre condiciones climáticas marítimas y continentales, mientras que aquellos situados hacia el este, frente a la Estepa Patagónica, se hallan bajo un régimen más continental. Sin embargo, una determinación fehaciente de la sensibilidad relativa de estos glaciares a los cambios en las precipitaciones y la temperatura requiere de datos detallados colectados sobre los mismos, así como programas de monitoreo continuo que aseguren un acopio de la información de manera correcta e ininterrumpida en el tiempo. Además de la necesidad de contar con un registro actualizado y en tiempo casi real de estas variables, otros canales de investigación para una mejor comprensión de las interacciones clima-glaciares pueden incluir la incorporación de información previa de las posiciones frontales de los glaciares mediante fotografías aéreas y documentos históricos, así como determinaciones dendrocronológicas, liquenométricas o cosmogénicas, por ejemplo, sobre depósitos morénicos en sitios específicos.

El análisis de los datos climáticos de la estación Lord Cochrane, situada a unos 46 km al noroeste del Monte San Lorenzo, no arroja tendencias definitivas respecto de la precipitación invernal o las temperaturas estivales. Esta estación, sin embargo, se sitúa a escasos 180 m.s.n.m. y por lo tanto no resulta enteramente representativa de las condiciones y cambios climáticos que pueden haber ocurrido a mayores elevaciones, próximas a los glaciares del Monte San Lorenzo.



**Figura 5.3.** Temperatura estival media en la morena izquierda del glaciar San Lorenzo Sur (línea roja) y anomalía de temperatura para cinco estaciones meteorológicas de Patagonia (azul).

#### 5.4.2. Volcán Domuyo

##### Temperatura

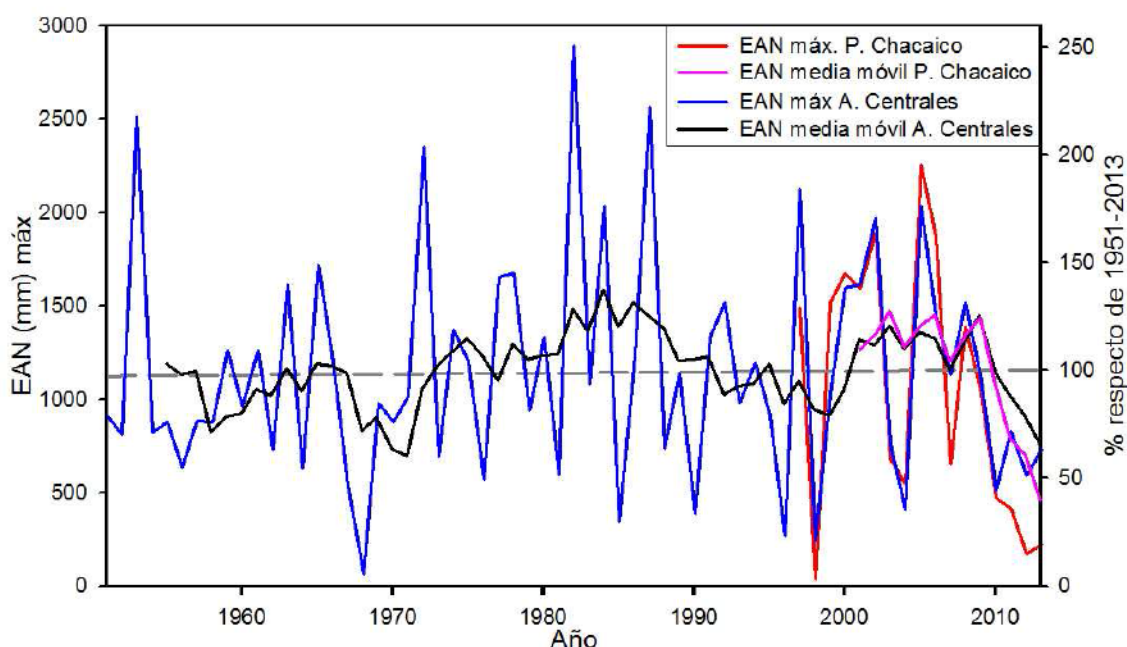
Las mediciones instrumentales de temperatura del aire de las estaciones meteorológicas próximas al Volcán Domuyo no tienen, lamentablemente, un registro prolongado. La estación meteorológica Andacollo se inicia en el año 1981 y contiene varios episodios de datos faltantes, en tanto que las otras estaciones meteorológicas ubicadas en esta zona tienen registros de temperatura aún más breves. Por estos motivos no fue posible estimar una línea de tendencia de temperatura para esta zona de estudio.

##### Precipitación

La figura 5.4 muestra los máximos valores invernales de precipitación sólida expresados en milímetros equivalentes de agua (EAN) y obtenidos para el período 1997-2013 en la estación meteorológica Pampa de Chacaico (36° 28' S – 70° 36' O). Esta estación se encuentra a 2580 m de altura próxima al nacimiento del Arroyo Varvarco al noroeste del Volcán Domuyo. Dichos valores muestran un alto grado de correlación ( $r=0,89$ ) con los valores medios de EAN para una serie regional compuesta por datos de ocho estaciones nivológicas de los Andes Centrales (Quebrada Larga, Portillo, Toscas, Laguna Negra, Laguna del Diamante, Valle Hermoso, Lo Aguirre, Volcán Chillán, entre 30°-37° S) para el período 1951-2013 (actualizada de Masiokas

*et al.* 2012). Se aprecia una gran variabilidad interanual en la precipitación de nieve y alternancia de períodos secos y húmedos, pero ninguna tendencia positiva o negativa a largo plazo. En particular, con posterioridad al 2005 hasta la actualidad se advierte una caída abrupta del EAN.

Dentro del período de estudio de fluctuaciones glaciarias estudiado en el presente trabajo (1990-2009) se registraron algunos de los años más secos (1998, 2004) desde que comenzaron las mediciones de nieve en cordillera en 1951 (Masiokas *et al.* 2012). Por su parte, Garreaud *et al.* (2013) encontraron también para esta zona una disminución en la precipitación ligada a la merma en la actividad de los vientos dominantes del oeste (westerlies) sobre el norte de los Andes Patagónicos (figura 5.2).



**Figura 5.4.** Precipitaciones nivas registradas en la estación meteorológica Pampa de Chacaico. En línea roja se aprecian el EAN máximo anual y la media móvil de 5 años en fucsia. Las tendencias de precipitación sólida para los Andes Centrales encontradas por Masiokas *et al.* (2012) se representan en línea azul y negra. La línea gris en trazo discontinuo muestra que no se evidencia una tendencia clara para la serie de la estación Pampa de Chacaico.

#### 5.4.3. Nevados de Cachi

Los resultados del presente trabajo indicaron que en las pendientes cimaras del Nevado de Cachi, donde se concentra la mayor parte de la cubierta de hielo, se produjo una reducción del 76% de la misma para el período comprendido entre 1988 y 2009, en tanto que Lazar *et al.* (2007) habían estimado una pérdida del área de la cobertura del 52% entre 1986 y 2007. En el estudio exhaustivo de cambios de extensión glaciar probablemente más cercano geográficamente a la zona de estudio, Rabatel *et al.* (2011) reportaron un rápido aumento en la

tasa de retracción de los glaciares en la región de Pascua Lama en Chile a los 29° S desde fines de la década de 1990. Este sitio, sin embargo, se encuentra de una zona con un régimen climático diferente, y recibe humedad primariamente desde el Océano Pacífico (Garreaud, 2009) durante la temporada húmeda del invierno austral. La drástica disminución areal de los cuerpos de hielo de los Nevados de Cachi ha sido reportada también por la población local (Santiago Casimiro, comunicación personal, octubre 2012).

Mientras que Lliboutry *et al.* (1958) argumentaron que estos manchones de nieve se forman por el recongelamiento de la nieve y no presentan una verdadera línea de equilibrio (ELA), sino que dependiendo del año, el cuerpo entero tiene un balance positivo o negativo, Lazar *et al.* (2007) reportaron sin embargo una línea transitoria de nieve en 6200 m. Por lo tanto, se refleja la necesidad de realizar estudios de mayor detalle para comprender la dinámica de estos cuerpos de hielo en esta zona tan particular.

#### Temperatura y precipitación

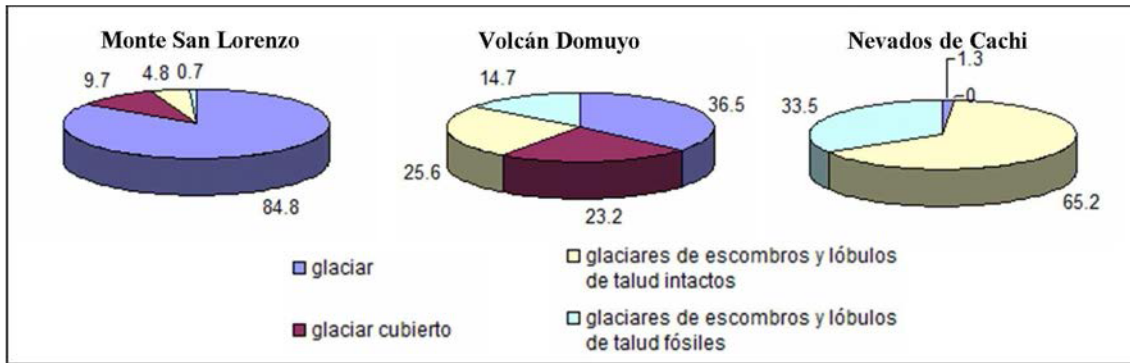
Las tendencias respecto de la temperatura del aire en la zona del Nevado de Cachi fueron estudiadas extrapolando los registros de la estación meteorológica Salta Aeropuerto. La discusión de dichos resultados se encuentra en la sección 5.5.1.3. En cuanto a la precipitación, no se encontraron registros instrumentales suficientemente extensos y completos que permitan estimar tendencias a largo plazo para esta región.

### **5.5. Distribución del tipo de geformas según el área de estudio, clima y elevación**

En el reconocimiento de glaciares y geformas periglaciales y su posterior compilación en un inventario organizado, se han identificado y mapeado glaciares (sean formados por hielo limpio o cubierto por detrito) y también glaciares de escombros y lóbulos de talud activos, inactivos y fósiles en todas las zonas de estudio. Sin embargo, la contribución relativa de cada tipo de cobertura en cuanto a superficie, así como la distribución altitudinal absoluta (el rango de elevación en m s.n.m.) y relativa de los glaciares convencionales vs. los glaciares de escombros varía en función de cada sitio en particular.

**Tabla V.I y figura 5.5.** Contribución absoluta (km<sup>2</sup>) y relativa (%) en superficie de los tipos de cobertura para los sitios de estudio.

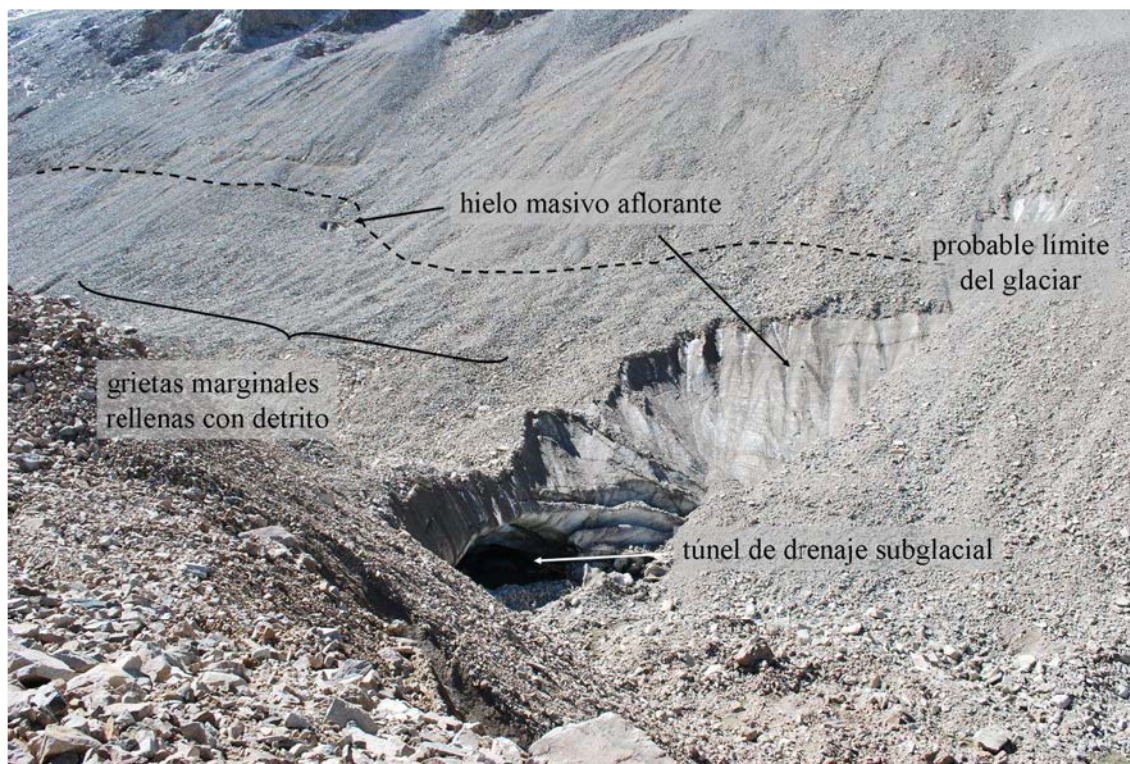
cobertura	hielo limpio		hielo cubierto		GE y LT intactos		GE y LT fósiles	
	(km <sup>2</sup> )	(%)	(km <sup>2</sup> )	(%)	(km <sup>2</sup> )	(%)	(km <sup>2</sup> )	(%)
Monte San Lorenzo	174,6	84,8	19,99	9,7	9,86	4,8	1,45	0,7
Volcán Domuyo	15,68	36,5	9,98	23,2	11	25,6	6,3	14,7
Nevados de Cachi	0,889	1,3	0	0	38,7	65,2	19,9	33,5



**Figura 5.5.**

En el Monte San Lorenzo y los cerros aledaños se desarrolla una glaciación de tipo alpina (activa pero en fase de marcado retroceso), donde el hielo limpio de los glaciares de valle y de montaña representa la cobertura ampliamente dominante (~85%). El hielo cubierto (~10%) se limita mayormente a las porciones terminales de lenguas de los tres grandes glaciares de valle de la vertiente argentina: Lácteo, San Lorenzo Sur y Río Oro. La extensión y espesor de esta cobertura se debe a que la alimentación de estos glaciares ocurre mayoritariamente mediante avalanchas de nieve y hielo que transportan consigo material fragmentado proveniente del escarpado flanco oriental de la montaña. De la comparación entre las imágenes Landsat de 1985 y 2008, no se aprecia que el porcentaje de hielo cubierto haya cambiado significativamente. En cambio, el glaciar Calluqueo, en la vertiente chilena, recibe una mayor cantidad de precipitación y la topografía del cerro no es tan abrupta con paredes de roca desnuda, por lo que no se desarrolla una cobertura detrítica importante.

En la vertiente oriental del Cerro Penitentes existe asimismo un glaciar compuesto exclusivamente por hielo cubierto. Aguas arriba de esta lengua existe una cubeta excavada sobre roca granítica colmada de agua, bordeada por remanentes de hielo cubierto (con túneles de drenaje subglacial inclusive), y más arriba aún, un glaciar de circo sin una lengua bien desarrollada. Fotos aéreas de 1969 revelan que con anterioridad a esta fecha, las masas de hielo por arriba y por debajo de la laguna estaban conectadas y conformaban una única lengua, la cual posteriormente se fragmentó en dos secciones mayores. La inferior, una vez desconectada de la zona de acumulación, permaneció como una lengua de hielo estancada, sin dinámica, disminuyendo rápidamente su espesor en poco tiempo (las paredes laterales del valle que la contienen aún muestran hielo adosado a las mismas que se ha visto separado de la lengua principal) y cubriéndose espectacularmente de detrito; el hielo glaciar sólo es visible en cortes transversales naturales del glaciar donde se desarrollan túneles subglaciales.



**Figura 5.6.** Particularidades en la parte inferior del glaciar cubierto en el Cerro Penitentes.

En términos generales, el desarrollo y la preservación de las coberturas detríticas sobre la superficie de los glaciares se ven favorecidos por el continuo aporte a través de avalanchas y flujos nivogelifluidales (comunes en esta zona), escasa precipitación, una importante tasa de ablación y viento, que van concentrando el detrito supraglacial (Milana, 2010). Adicionalmente, en el caso de los glaciares del San Lorenzo, se suma el efecto de la escasa pendiente de los mismos, que impide la rápida evacuación del detrito.

En la zona del Monte San Lorenzo y los valles que drenan sus principales glaciares, si bien pueden existir glaciares de escombros de importante tamaño, las principales formas de acumulación y erosión en la zona son resultado de procesos glaciares y fluviales. Sobreimpuesto a este paisaje/relieve glacial previo, se desarrolla el ambiente periglacial, donde las geoformas más importantes están representadas por glaciares de escombros y lóbulos de talud intactos. Estos representan una superficie mucho menor respecto de la cobertura glacial (<5% de la superficie total de glaciares de escombros y glaciares inventariada). Probablemente a causa de su menor tamaño y abundancia respecto de los glaciares de escombros en los Andes Centrales, (donde han sido estudiados en detalle desde hace tiempo -Corte, 1983; Trombotto *et al.*, 1999; Brenning, 2005-) y a la menor contribución al caudal de los grandes ríos de la Patagonia en comparación con los grandes glaciares alpinos y de descarga, los glaciares de escombros de esta región han recibido comparativamente poca atención (Ruiz y Trombotto Liaudat, 2012; Matsumoto *et al.*, 2011).

Al menos un 55% de los glaciares de escombros intactos (y otro 65% en el caso de los fósiles) fueron clasificados como de tipo “debris rock glacier”. Los mismos reptan pendiente abajo desde el interior de circos glaciarios, originándose a partir de morenas basales o laterales afectadas por procesos de criogenización, pero su considerable tamaño y abundancia ponen en evidencia la importancia de la acción glaciaria previa para generar las geoformas. Por un lado, los circos actúan como nichos de gestación de glaciares de escombros, capturando y aportando nieve y avalanchas, así como el detrito que se genera por craquelamiento térmico en las paredes rocosas. Por el otro, tienen la pendiente necesaria para que se superen los esfuerzos tangenciales mínimos requeridos para que el permafrost pueda comenzar a reptar (Barsch, 1996) y ofrecen sitios frecuentemente en sombra, al resguardo de la radiación solar. La coexistencia y proximidad de glaciares de escombros de tipo “talus” y “debris”, en los mismos niveles altitudinales, fortalece el concepto de los glaciares de escombros como geoformas criocondicionadas (Berthling, 2011), prescindiendo de interpretaciones genéticas (Clark *et al.*, 1998). En los cordones de menor altura al este de la zona estudiada, los glaciares se han retirado completamente y los circos glaciarios y fondos de valle han sido incididos por procesos fluviales. Aquí las precipitaciones disminuyen y en condiciones de mayor aridez, los procesos periglaciales cobran mayor relevancia; las formas soli/gelifluidales afectan en gran manera las laderas justo por encima de la línea de vegetación, a ~1350 m s.n.m.

En la zona del Volcán Domuyo, la relación en la contribución relativa de las diferentes coberturas cambia sustancialmente en comparación con lo expuesto para la región del Monte San Lorenzo. En las latitudes entre los Campos de Hielo Norte y Sur en la Patagonia Austral y los Andes Centrales, debido a la relativamente baja elevación de la Cordillera de los Andes, los glaciares y cuerpos de hielo permanente están asociados mayoritariamente a importantes edificios volcánicos (Rivera *et al.*, 2012; Trombotto Liaudat *et al.*, 2014), siendo el Volcán Domuyo el más prominente.

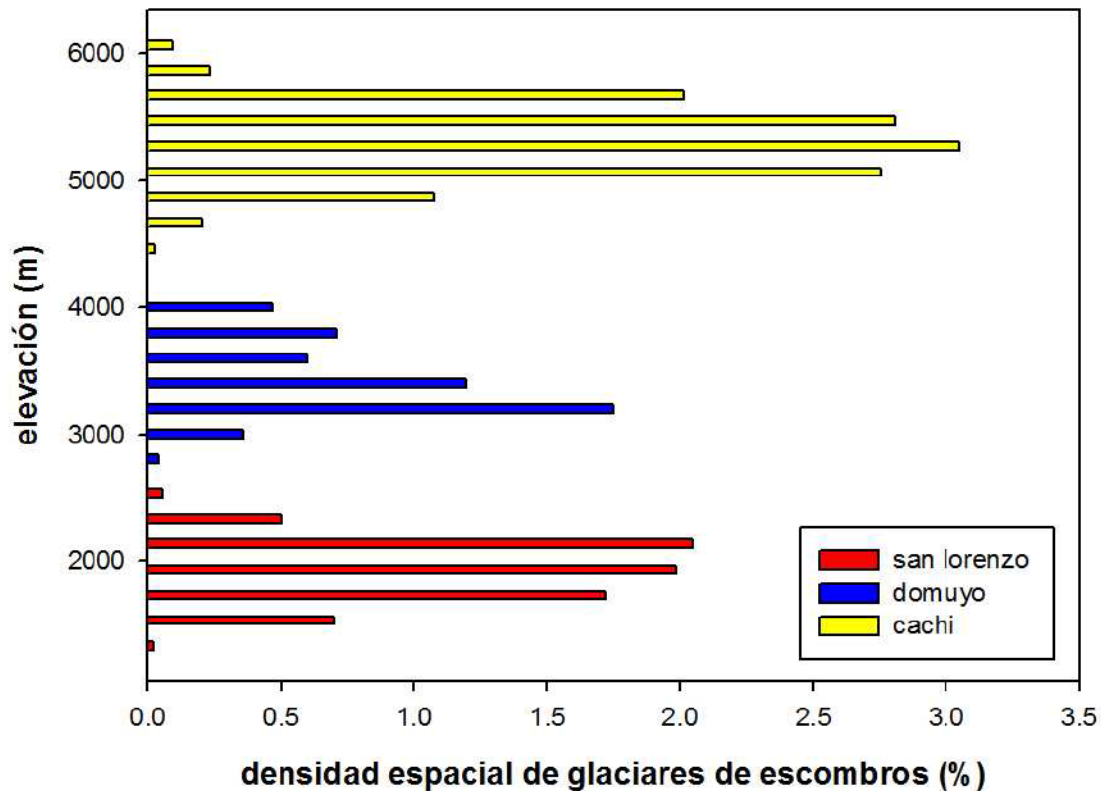
La zona del Volcán Domuyo tiene una menor influencia de los *westerlies*, menor nubosidad y una alta insolación que favorecen la aridización del clima, produciendo una mayor amplitud térmica, una intensificación de los ciclos de congelamiento-descongelamiento, y una mayor tasa de producción de detrito por criometeorización. Como consecuencia, el hielo cubierto de detrito se encuentra en términos porcentuales (23%) en una proporción de al menos el doble de la que se halla en la zona del Monte San Lorenzo. En efecto, pudo observarse durante la etapa de mapeo que la gran mayoría de los glaciares y manchones de nieve perennes presentan una cierta cantidad de su superficie cubierta por detrito.

Además de aumentar la proporción de glaciares cubiertos, las condiciones climáticas mencionadas favorecen el establecimiento de condiciones periglaciales y el mayor desarrollo de permafrost. El área del Volcán Domuyo exhibe glaciares de escombros en tres fases de desarrollo (activos, inactivos y fósiles); tanto las geoformas intactas (~26%) como las fósiles

(~15%) resultan proporcionalmente mucho más importantes que en la zona del Monte San Lorenzo. Junto al accionar de importantes procesos gravitacionales, los glaciares de escombros afectaron y afectan en gran medida la evolución del paisaje, dotando a la región de una criodinámica fuertemente activa. Esta región -actualmente en una fase paraglacial (Ballantyne, 2002)- luego de la deglaciación (la cual condujo a la inestabilidad de las laderas a escala regional), lejos de alcanzar un estado de equilibrio con las condiciones climáticas actuales, propias de un ambiente periglacial, experimentó una serie de deslizamientos y avalanchas de roca de escala casi catastrófica (González Díaz, 2009; González Díaz y Folguera, 2005; 2009 y 2011; González Díaz *et al.*, 2003 y 2006;). El retroceso de las masas glaciarias produjo una falta de sustento lateral, la expansión volumétrica de los flancos rocosos y la generación de nuevos planos de debilidad. Además, la acción de los ciclos de congelamiento-descongelamiento y el crecimiento de cristales de hielo en las fisuras y poros de la roca contribuyó al debilitamiento general de las mismas (González Díaz *et al.*, 2006). La amplia distribución de formas soli/gelifluidales como terrazas y lóbulos en la zona se vincula también al mejoramiento climático y el pasaje a condiciones climáticas más benignas con posterioridad a las glaciaciones cuaternarias.

La transición espacial entre glaciares con hielo libre de detrito hacia glaciares cubiertos y glaciares de escombros comúnmente encontrada en los Andes Centrales de Argentina y Chile fue identificada también en la zona del Volcán Domuyo, y probablemente representa el ejemplo más austral de este tipo de geoformas; no fue posible identificar ejemplos claros de esta naturaleza en los Andes Patagónicos de Argentina.

La figura 5.7 expone otra manera de comparar y valorar la importancia del ambiente periglacial y los glaciares de escombros en los tres sitios de estudio: mediante la densidad espacial de las geoformas activas (intactas en el caso del Monte San Lorenzo) según bandas altitudinales, calculadas como el cociente del área ocupada por las geoformas entre dos curvas de nivel con una equidistancia de 200 m y la superficie total encerrada entre dichas curvas. La densidad media fue calculada utilizando el límite inferior regional de las geoformas activas identificado en el campo y confirmado por los análisis en entorno SIG, descartando alturas inferiores de geoformas que por estar especialmente protegidas de la insolación (en nichos particularmente estrechos, con orientación sur) es de esperar que alcancen cotas inferiores (Gorbunov, 1983), y que disminuirían la densidad espacial de las geoformas.



**Figura 5.7.** Comparación de la distribución altitudinal de los glaciares de escombros en los tres sitios de estudio.

Las densidades máximas ocurren en el Nevado de Cachi, donde se supera el 3%, mientras que la densidad promedio es del 2,2% por encima de la cota de 4600 m. Llamativamente, en la zona del San Lorenzo, si bien la superficie total de glaciares de escombros y lóbulos de talud es menor que en el Volcán Domuyo y representan una cantidad mucho menor del área total de geofomas y glaciares inventariados, pueden alcanzar densidades espaciales mayores (>2%) para algunas bandas altitudinales respecto del Volcán Domuyo. La densidad espacial media es de 0,86% en el Volcán Domuyo por encima de 2800 m y de 1,37% por encima de 1400 m en la vertiente argentina del Monte San Lorenzo. Como medida de comparación, Brenning (2005) establece dentro de la Cordillera de los Andes, las montañas de Mendoza como un de los lugares del mundo con mayor densidad de glaciares de escombros del mundo ( $5 \pm 1,5\%$ ). Bolch (2011) encontró densidades espaciales altas (3%) en el Tien Shan, Kazajstán, mientras que otras regiones montañosas muestran densidades considerablemente menores como en el caso de los Alpes Suizos (0,33%, Barsch, 1977) o la región del Monte Everest en Nepal (0,15%, Gorbunov, 1983). Estos resultados indicarían que la densidad espacial de los glaciares de escombros aumentaría en áreas con menor cantidad de precipitación, aseveración que fue constatada recientemente de manera empírica para distintas zonas de los Alpes (Boeckli *et al.*, 2012) y que

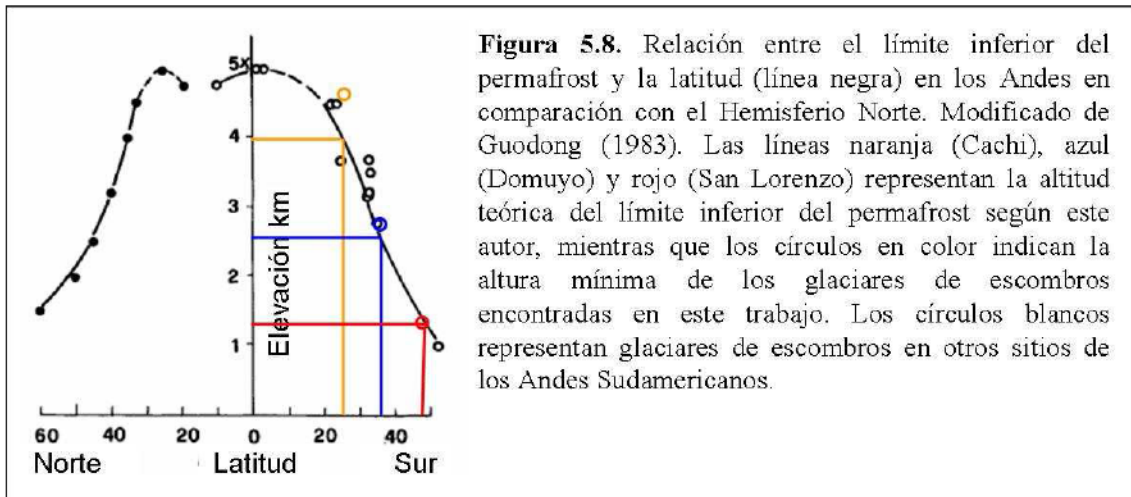
de alguna manera explica la ampliamente expandida noción de que el límite inferior del permafrost de montaña ocurre a baja altura en áreas de clima seco.

El límite inferior del permafrost de montaña se ve influenciado por una serie de factores, por lo que la variación del mismo en función de la latitud es compleja, aunque en términos generales sigue una serie de patrones, aproximándose a la curva de variación altitudinal según la latitud de la isoterma de 0° C (Guodong, 1983). La figura 5.8 muestra la variación de la altura del permafrost de montaña según la latitud para ambos hemisferios; para el hemisferio sur también se muestran las alturas y latitudes obtenidos para las tres zonas de estudio.

En el caso de los Nevados de Cachi, el límite inferior del permafrost fue estimado en 4600 m en base a los frentes de los glaciares de escombros activos, en tanto que la altura teórica según la gráfica superaría en pocos metros la elevación de 4000 m. Esta última altura coincide con las alturas de los frentes de glaciares de escombros activos en latitudes similares estudiados por Ahumada *et al.* (2009) en 4000 m, 4100 m y 4200 m en los Nevados de Aconquija (27° S), Nevados de Chañi (24°S) y Nevados de Catreal (26°S), respectivamente. Llamativamente, en una valoración reciente de los glaciares de escombros de la Cordillera Oriental Argentina, Martini *et al.* (2013) descartaron la presencia de geoformas activas por debajo de los 4500 m.

En la zona del Volcán Domuyo, mientras que los frentes de los glaciares de escombros clasificados como activos se ubicaron a 2800 m, el gráfico de la figura 5.8 sugiere una altura algo más baja, de ~2500 m, como el límite del permafrost de montaña a los 36° S. Asimismo, para el Monte San Lorenzo se puede estimar de la figura 5.8 una altura de ~1400 m para el límite inferior del permafrost de montaña, altura coincidente con los frentes activos más bajos encontrados en este trabajo.

A una misma latitud, el límite inferior del permafrost puede variar significativamente de acuerdo a la cercanía a la fuente de humedad, es decir, la continentalidad (Guodong, 1983). Gorbunov (1988) sugirió que en latitudes tropicales a subtropicales, el límite inferior del permafrost asciende a medida que aumenta la continentalidad. Esto explicaría la diferencia de altura entre los glaciares de escombros del flanco oriental de los Nevados de Cachi (4600 m) y las geoformas del flanco occidental (4850 m). En el primer caso, la geoformas se orientan hacia la fuente de humedad Atlántica-Amazónica, en tanto que en el segundo caso se disponen a sotavento de las tormentas provenientes del este, en el contrafuerte oriental de la Puna y en condiciones de mayor continentalidad.



Justamente sobre el eje andino puneño, Kammer (1998) indica una importante merma en la cantidad de glaciares de escombros donde la Diagonal Árida Sudamericana intercepta la Cordillera de los Andes entre 24° - 27° S, y descarta cualquier posibilidad de actividad de los mismos. Los Andes Áridos, al norte de los Andes Centrales y sobre el eje principal de la Cordillera de los Andes, exhiben condiciones de aún mayor aridez y las exiguas precipitaciones limitan la existencia de glaciares o glaciares de escombros a pesar de contar con elevaciones superiores a los 6000 m s.n.m. A los 25° S aproximadamente, la ubicación de los cuerpos de hielo se desplaza en dirección este a la Cordillera Oriental, al menos 200 km al este del límite argentino-chileno. La humedad proveniente de la cuenca amazónica es suficiente para hacer posible la existencia de grandes glaciares de escombros y unos pocos pequeños glaciares o manchones de nieve permanentes.

El aumento del límite del permafrost con la continentalidad puede apreciarse también a la latitud del Volcán Domuyo. A unos 40 km al este del mismo, en un ambiente ligeramente más continental y árido, se encontraron en el faldeo sur del vecino Volcán Tromen, glaciares de escombros posiblemente activos a ~3000 m, es decir, a alturas levemente mayores, verificándose así lo expuesto por Gorbunov.

Sin embargo, Guodong (1992) sugirió que en altas latitudes (al norte de 40° N del Hemisferio Norte), el límite inferior del permafrost desciende a medida que aumenta la continentalidad. Asumiendo un patrón equivalente para el Hemisferio Sur, para los glaciares de escombros observados en el Monte Zeballos (47° 02' S, 71° 41' O, a ~50 km al este del Monte San Lorenzo y en condiciones de mayor continentalidad sobre la Estepa Patagónica), cabría esperar que sus frentes se encontrasen a menor altura que en el Monte San Lorenzo, pero preliminarmente se observó que los mismos se sitúan a partir de ~1750 m. Probablemente exista sobre la formación y ubicación de los glaciares de escombros en el Monte Zeballos un fuerte control de la topografía, debido a que los mismos se desarrollan mayormente al pie de los taludes verticales que con desniveles de hasta 500 m limitan por el oeste la Meseta del Lago Buenos Aires. De

esta manera, dichos taludes aportan el detrito y proveen un sitio al resguardo de la radiación solar.

5.5.1. La isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  TMAA como indicador del límite inferior del permafrost de montaña discontinuo y su relación con la ELA.

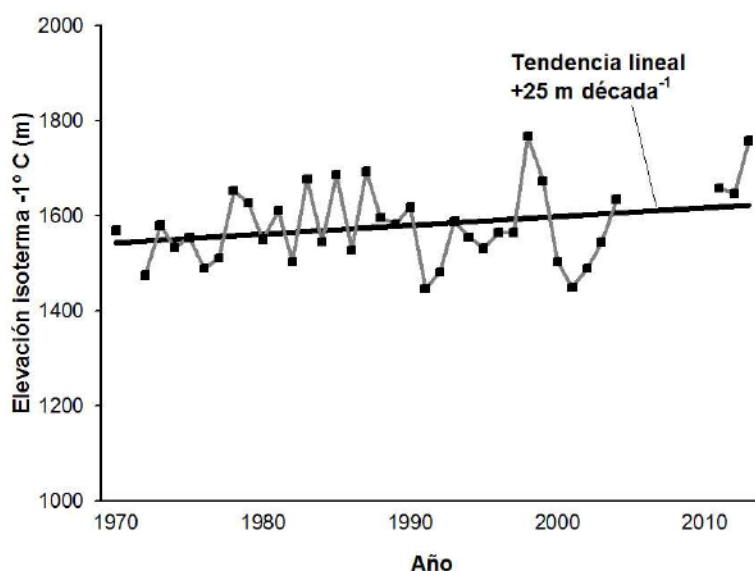
#### 5.5.1.1. Monte San Lorenzo

La hipsometría de los glaciares de escombros identificados como intactos en la zona del Monte San Lorenzo indica una altura de 1400 m como el límite inferior de los frentes de los mismos. De esta manera y de acuerdo a Haerberli (1985), podría aproximarse dicha elevación a la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  de temperatura media anual del aire (TMAA). Trombotto Liaudat (2008) identificó previamente para esta región, de forma preliminar y basado en evidencias geomorfológicas, el límite inferior del permafrost de montaña entre 1600-1700 m.

Extrapolando los datos diarios de temperatura media registrados mediante un datalogger HOBO entre el mes de febrero de 2002 y febrero de 2014 junto al glaciar San Lorenzo Sur (1140 m. s.n.m.,  $3,84^{\circ}\text{C}$  TMAA) y con un gradiente teórico de  $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  se obtuvo un valor de 1774 m de altura para la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$ , mientras que si se extrapola desde la altura de la estación meteorológica Lord Cochrane dicha isoterma se ubica a los 1566 m. Estos valores se encuentran por encima del límite inferior de los glaciares de escombros intactos en el San Lorenzo, y sugieren de manera preliminar que algunos de estos cuerpos se encontrarían en el presente bajo un régimen positivo de temperatura media anual del aire. De hecho, se obtuvo un valor cercano a  $+1,5^{\circ}\text{C}$  TMAA a 1400 m de altura, donde se encuentran los frentes más bajos de los glaciares de escombros intactos. La extrapolación lineal de los datos mensuales de la estación meteorológica Lord Cochrane, muestra un aumento en la elevación promedio de la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  TMAA de 25 metros por década aproximadamente (figura 5.9).

Debido a que los glaciares de escombros son fenómenos resultantes de la reptación del permafrost de montaña, la tasa de movimiento está fuertemente relacionada a las condiciones climáticas, y un aumento de temperatura con el tiempo puede conducir a una marcada pero espacial y temporalmente variable aceleración en la velocidad de los glaciares de escombros (Kääb *et al.*, 2007; Delaloye *et al.*, 2008). Eventualmente, en una fase siguiente, una pérdida importante del contenido de hielo por la degradación del permafrost puede conducir a la reducción de la tasa de deformación de un glaciar de escombros hasta su total desactivación. Adicionalmente, factores tales como la pendiente, la topografía, el espesor de la capa deformada, densidad, y el contenido y distribución relativa del detrito y hielo inciden en la dinámica de los glaciares de escombros (Ikeda *et al.*, 2008). Si bien no existen mediciones de la velocidad de glaciares de escombros en la región del Monte San Lorenzo, no se reconocieron

otros indicadores geomorfológicos de su aceleración tales como la apertura de grietas en la superficie de los mismos, o bien la ruptura o dislocación de la porción inferior de las geformas (Roer *et al.*, 2008), que a su vez puede conducir al colapso total de las mismas. Potenciales ejemplos de colapsos totales, donde el frente del glaciar de escombros se rompe y escapa en forma de flujo o avalancha de detritos han sido identificados en los Andes Chilenos por Iribarren y Bodin (2010).



**Figura 5.9.** Elevación de la isoterma de -1° C de temperatura media anual del aire (TMAA) entre 1970 y 2013, extrapolada a partir de las temperaturas mensuales medias de la estación Lord Cochrane (190 m s.n.m.).

#### 5.5.1.2. Volcán Domuyo

Se encontró que en la región del Volcán Domuyo los frentes de los glaciares de escombros activos se encuentran por encima de 2800 m, estableciéndose preliminarmente esta altura como el límite inferior del APM. Se extrapolaron los datos de temperatura mensual media de las estaciones meteorológicas Andacollo y Pampa de Chacaico con el gradiente de 0,65 °C/100m, obteniéndose los valores de 2845 m y 3387 m de altura para la isoterma de -1° C respectivamente para el período 1997-2013. El primero de estos valores coincide con la altura de APM estimado según las características geomorfológicas, mientras que el segundo valor es, comparativamente, considerablemente más alto. Si la altura del APM obtenida a partir de los datos de la estación Andacollo es de fiar, esto quiere decir que los glaciares de escombros se encuentran aproximadamente en condiciones de TMAA ~-1°C, lo cual respondería a lo expuesto por Haeberli (1985). En contrapartida, si la estación Pampa de Chacaico, ubicada a mayor altura, es más representativa de las condiciones de temperatura del aire en los glaciares de escombros del Volcán Domuyo, podría decirse que los mismos se encontrarían en desequilibrio con el clima actual.

De las estaciones meteorológicas existentes en la alta cuenca del Río Neuquén, la estación Andacollo es aquella con los registros más antiguos de temperatura, iniciando en el año 1980. Sin embargo, el registro contiene algunos años incompletos o faltantes. Al establecer una tendencia lineal desde 1980 a la actualidad (no mostrado), se encontraría sorpresivamente un dramático aumento de 700 m en la altura de la isoterma de  $-1^{\circ}$  C. Esto parecería indicar que la década de 1980 hasta mediados de 1990 sería un período inusualmente cálido y seco en la región (ver Masiokas *et al.*, 2012), elevando fuertemente la altura de la isoterma de  $-1^{\circ}$  C.

Como corolario, puede decirse que aunque no existen trabajos precedentes respecto de la distribución altitudinal del permafrost de montaña en esta región en particular, el límite de la APM en 2800 m se encuentra en concordancia con las investigaciones de Trombotto *et al.* (2014), quienes trabajando poco más al norte del Volcán Domuyo, en el cercano Volcán Peteroa ( $35^{\circ} 15' S$ ), establecieron en 2900 m – 3000 m el límite del permafrost discontinuo de montaña.

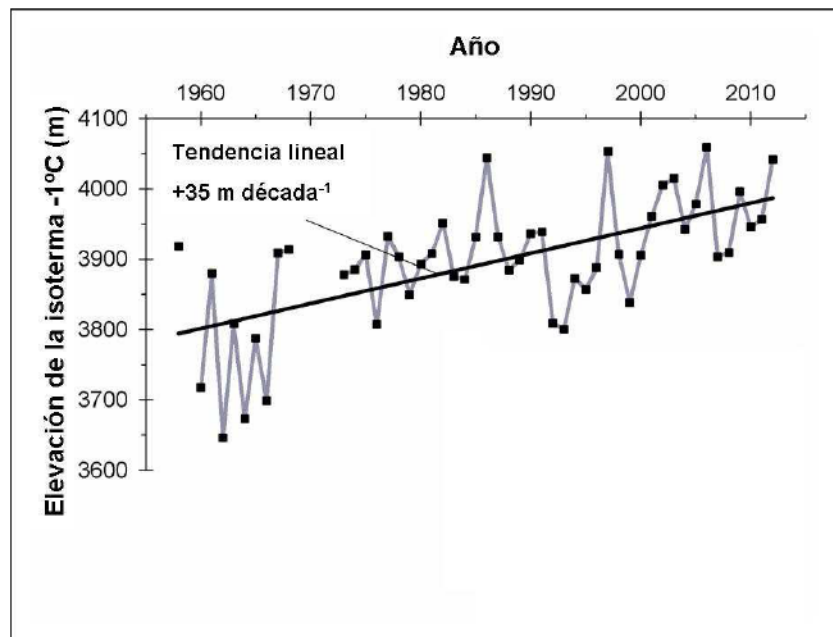
#### 5.5.1.3. Nevados de Cachi

Los análisis hipsométricos indican que el conjunto de glaciares de escombros activos, inactivos y fósiles en los Nevados de Cachi pueden ser separadas por límites transicionales en 4600 m, 4300 m y 4100 m respectivamente. Sólo unas pocas geoformas interpretadas como activas alcanzan una altitud mínima de 4200 m, pero esto está relacionado a su ubicación en circos particularmente estrechos con orientación sur. La franja altitudinal entre 4600 m y 4100 m, caracterizada por la coexistencia de glaciares de escombros fósiles, inactivos y activos puede por lo tanto ser identificada como una zona de permafrost esporádico (Brenning, 2005). Estos resultados difieren de alguna manera con aquellos presentados por Lazar *et al.* (2007), quienes visitaron también la zona del anfiteatro Kühn y ubicaron el límite inferior del permafrost discontinuo de montaña en 4800 m y probablemente a  $>5000$  m para laderas con exposición norte. Sin embargo, los resultados aquí expuestos se aproximan considerablemente a las investigaciones de Schellenberger *et al.* (1998), quienes ubicaron el límite inferior de las formas activas en 4650 m y el de las formas fósiles en 4300 m. Asimismo, esta elevación de 4600 m para los glaciares de escombros activos resulta un poco superior a la de otros ubicados a latitudes similares. Por ejemplo, los taludes activos fueron encontrados a 4000 m, 4100 m y 4200 m en los Nevados de Aconquija, Nevados de Chañi y Nevados de Catreál respectivamente (Ahumada *et al.*, 2009).

Se ha sugerido que la presencia de glaciares de escombros en el Noroeste Argentino en cotas por encima de los 4000 m no es consistente con la presente elevación de la isoterma de  $-1^{\circ}$  C TMAA (Ahumada *et al.*, 2005b, 2006). Trombotto y Ahumada (2005) consideraron la presencia de estos depósitos periglaciales como permafrost insular en un estado de equilibrio precario pero con resiliencia ante cambios en las condiciones presentes de temperaturas y

precipitaciones. Este permafrost de montaña, que se encontraría próximo a condiciones de descongelamiento, puede sufrir la degradación en respuesta a variaciones en la temperatura del suelo como consecuencia de cambios en el clima, resultando potencialmente en una serie de riesgos naturales como inestabilidad de laderas y deslizamientos, flujos de barro y detritos y subsidencia del terreno (Ahumada *et al.*, 2004).

La extrapolación lineal basada en datos de la estación meteorológica de Salta Aeropuerto (la única estación con un registro extendido y completo de temperatura próxima a la región de los Valles Calchaquíes, ver figura 5.10), muestra una elevación promedio de la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  TMAA de aproximadamente 4000 m.s.n.m. (cálculos en base a un gradiente de  $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ; figura 5.10). Esta elevación se sitúa varios cientos de metros por debajo del límite inferior de los glaciares de escombros activos inventariados para esta región. Kammer (1998) produjo un inventario de  $\sim 120$  glaciares de escombros activos, inactivos y fósiles para el rango latitudinal comprendido entre  $18^{\circ}\text{ S}$  y  $30^{\circ}\text{ S}$  para los Andes Chilenos y estimó una elevación de 4600 m.s.n.m. para la isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$  a los  $25^{\circ}\text{ S}$ . Desafortunadamente, debido a la no disponibilidad de registros extensos de temperatura provenientes de estaciones meteorológicas de altura en el área de estudio, resulta difícil determinar concluyentemente las razones de esta discrepancia.



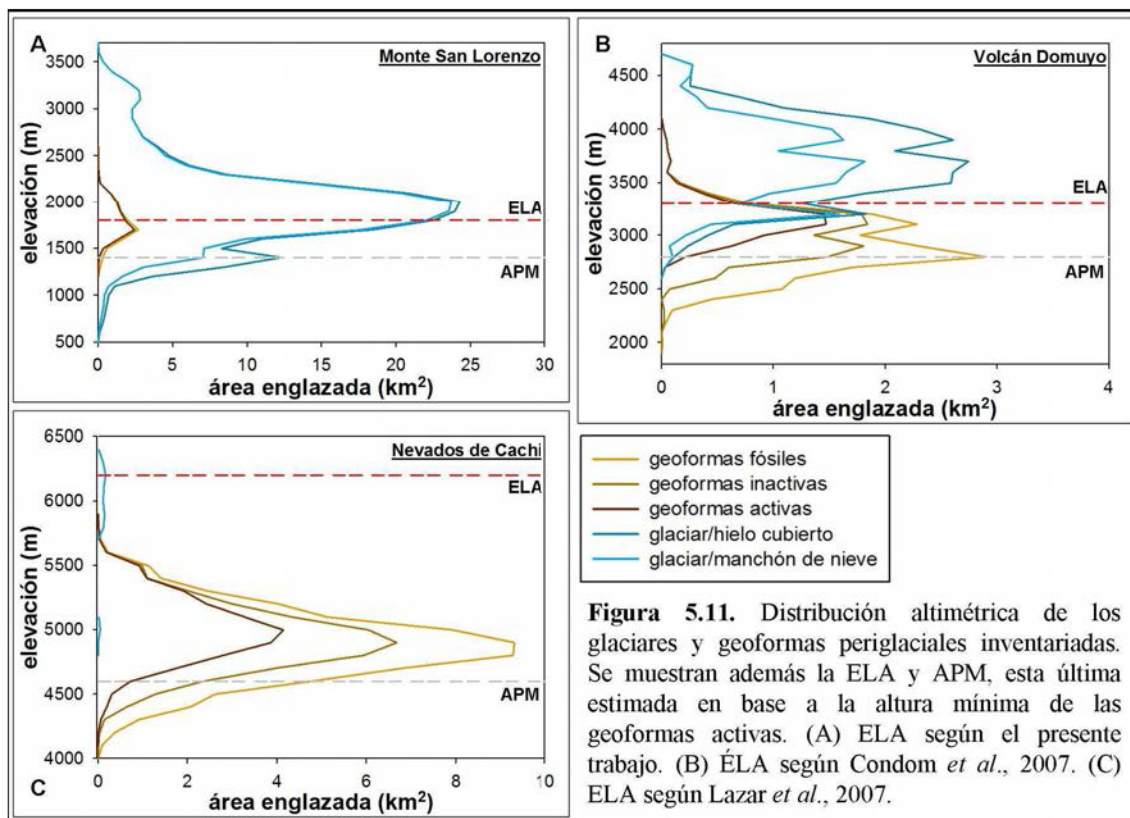
**Figura 5.10.** Cambios en la elevación de la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  de temperatura media anual del aire (TMAA), extrapolada a partir de las temperaturas mensuales medias de la estación Salta Aeropuerto (1200 m s.n.m.) entre 1958 y 2012.

#### 5.5.2. Variación de la relación entre la línea de equilibrio y la altura del permafrost de montaña entre las áreas de estudio

En los Nevados de Cachi, los pequeños glaciares presentes se sitúan por encima de los 5700 m (figura 5.11), en tanto que en las imágenes de los archivos Landsat y ASTER no se identificaron líneas de nieve transitorias durante la realización de este trabajo, es decir, la ELA se encontraría

por completamente por encima de la cota más elevada de los glaciares en el Nevado de Cachi. Ya en el año 1958 Lliboutry aseguraba que estos cuerpos de hielo y nieve recongelada tienen en los años secos un balance negativo en toda su superficie, insinuando que la línea de equilibrio se encuentra por encima de las cumbres más altas (Lliboutry *et al.*, 1958). Sin embargo, Lazar *et al.* (2007) reportan de manera informal una ELA en 6200 m. Por otro lado, Condom *et al.* (2007) calcularon la altura de la línea de equilibrio en la Cordillera de los Andes para una transecta entre (10° N–55° S) en base a la isoterma de 0° C y las precipitaciones según las grillas climáticas de New *et al.* (2000) para el período 1961-1990. A la latitud de los Nevados de Cachi (25° S), estos autores computan una altura de la ELA de ~4300 m para la Cordillera Oriental, aumentando hasta 6200 m en los Andes puneños, citando la menor influencia de la fuente de humedad amazónica para explicar tal ascenso. Sin embargo, una altura de 4300 m de la ELA para los Nevados de Cachi parece ciertamente inadecuada.

Por lo tanto, teniendo en cuenta una ELA de 6200 m, una altura de 4600 m para los frentes más bajos de los glaciares de escombros activos y una altura de 3900 m calculada para la isoterma de -1° C según los datos de la estación Salta Aeropuerto (figura 5.11), existiría una diferencia de más de 1000 m de altura entre la APM y la ELA en los Nevados de Cachi.



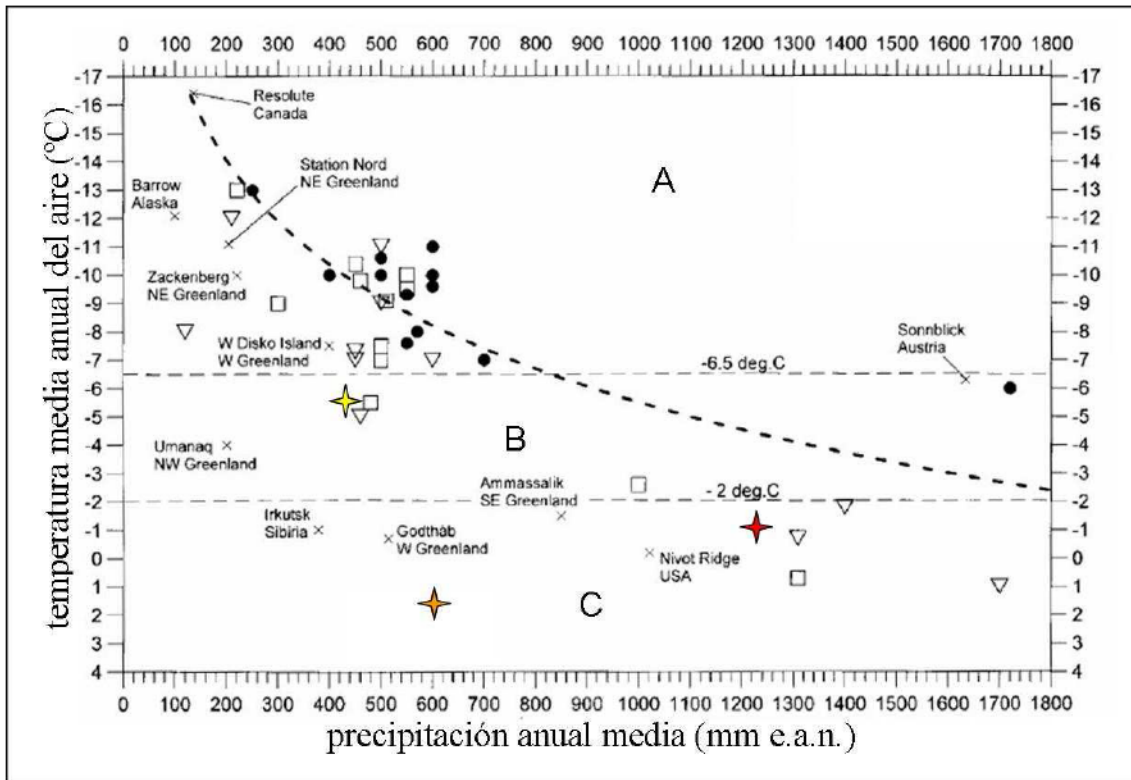
Debido a la extensa cobertura detrítica en los glaciares del Volcán Domuyo, inclusive en los sectores más elevados, no fue posible determinar una línea de nieve transitoria a partir de las

imágenes satelitales. Condom *et al.* (2007) estimaron una altura de la ELA a ~3300 m a los 36° S, donde se encuentra el Volcán Domuyo. Mientras que la altura mínima de los frentes de los glaciares de escombros activos se encontró a 2800 m, la APM se encuentra, según Guodong (1992), a los 2500 m, mientras que según los cálculos instrumentales utilizados en el presente trabajo la isoterma de -1° C se calculó en ~2845 m. En cualquier caso, la diferencia altitudinal entre la isoterma de 0° C y la ELA ronda los 500 m, lo cual resulta considerablemente menor que los más de 1000 m estimados para la región de Nevados de Cachi.

En el Monte San Lorenzo, la isoterma de -1° C calculada a partir de la extrapolación de los datos del datalogger HOBO (2002-2014) en la morena del glaciar San Lorenzo Sur y la estación meteorológica Cochrane en Chile se encuentra a una altura de 2197 m, mientras que la ELA, según Condom *et al.* (2007), se encuentra a una altura de ~1900. Teniendo en cuenta que los glaciares de escombros pueden desarrollarse únicamente por debajo de la ELA y por encima de la APM (Etzelmüller y Ove Hagen 2005), el valor de la APM resulta demasiado alto, y podría estar sugiriendo dos posibles situaciones: (1) la altura de la ELA resulta subestimada o la isoterma de -1° C utilizada como aproximación de la APM está sobrestimada, o bien (2) las condiciones climáticas actuales no son las adecuadas para la iniciación y formación de glaciares de escombros y los mismos se encuentran en una situación de desequilibrio y representan geoformas cuyo origen refleja episodios climáticos anteriores más fríos. De cualquier modo, Humlum (1998) apunta a que en una región con un clima moderadamente húmedo, la proximidad de ambas (ELA y APM) indica que las condiciones climáticas generales en sitios ocupados por glaciares de escombros no difieren significativamente de las encontradas en la ELA de los glaciares convencionales, y que las condiciones climáticas para la iniciación y crecimiento de los glaciares de escombros no son necesariamente continentales, como típicamente se ha argumentado. Mientras que los glaciares se sitúan en lugares donde existe una alta tasa de acumulación de nieve y escaso aporte de detrito originado por crioclastesis, ocurre lo opuesto en el caso de los glaciares de escombros. Por ende, la diferente localización de glaciares y glaciares de escombros deberían estar relacionadas de manera más fuerte a las variaciones topoclimáticas antes que ser el resultado de diferencias climáticas regionales.

La figura 5.12 muestra la relación entre la temperatura media anual del aire (TMAA) y la precipitación para una transecta árido-húmedo sobre un área continental a marítima e ilustra la relación de los glaciares y glaciares de escombros en diferentes zonas de permafrost según Haeberli (1995) y Barsch (1996). Debe considerarse que este gráfico muestra la posición de los glaciares y glaciares de escombros en un contexto climático regional, pero sin considerar factores topoclimáticos particulares. Además, el cálculo de la TMAA y la isoterma de -1° C fueron realizadas a partir de estaciones meteorológicas distantes de los glaciares o glaciares de escombros y a niveles altitudinales usualmente menores, por lo que deben tomarse como aproximativas. Estas estimaciones no pueden reemplazar en ningún caso mediciones de la

temperatura del aire sobre la superficie de los glaciares de escombros (Kääb *et al.*, 2007). En el gráfico se han planteado las condiciones climáticas actuales para los glaciares de escombros activos de las tres zonas de estudio. Las geformas en los Nevados de Cachi se encuentran en la zona de permafrost discontinuo, cerca del límite con la zona de permafrost continuo. Tanto en la zona del Monte San Lorenzo como del Volcán Domuyo los glaciares de escombros se encuentran fuera de la zona de permafrost discontinuo. Esto puede estar significando dos posibilidades: (1) estas geformas se encuentran en desequilibrio con las condiciones climáticas actuales o bien (2) los glaciares de escombros en algunos sectores de la Cordillera de los Andes pueden desarrollarse en la actualidad bajo un régimen de temperaturas superiores a 0° C, como fuera sugerido anteriormente (Lliboutry, 1986; Schrott, 1996; Trombotto *et al.*, 1997; Brenning, 2005).



**Figura 5.12.** Diagrama temperatura media anual del aire (TMAA) vs. precipitación en una transecta árido-húmedo que ilustra la relación de los glaciares y glaciares de escombros en diferentes zonas de permafrost. La línea a trazos representa la relación empírica entre la temperatura media anual del aire y la precipitación anual a la altura de las líneas de equilibrio modernas según Haeberli (1985) y Barsch (1996). La isoterma de  $-6,5^{\circ}\text{C}$  se aproxima al límite inferior del permafrost continuo, mientras que la de  $-2^{\circ}\text{C}$  a la del permafrost discontinuo. Permafrost esporádico puede hallarse a temperaturas ligeramente por encima de  $-2^{\circ}\text{C}$ . La zona A es aquella donde se desarrollan potencialmente las glaciaciones, B constituye la zona periglacial con permafrost discontinuo y C es la zona no englazada y sin permafrost o con permafrost de montaña esporádico. Las estrellas de color muestran la ubicación de los glaciares de escombros en los nevados de Cachi (amarillo), Monte San Lorenzo (naranja) y Volcán Domuyo (rojo). Los círculos negros representan glaciares convencionales. Los cuadrados y triángulos indican glaciares de escombros de tipo debris y talus respectivamente, y los de la parte derecha del cuadro representan casos geformas de ambiente netamente marítimo (Georgias del Sur e Islandia). Modificado de Humlum (1998).

### 5.5.3. El papel de la litología y los ciclos de congelamiento-descongelamiento en la formación de glaciares de escombros

Glaciares de escombros compuestos por las más diversas litologías han sido descritos por varios autores para diferentes regiones montañosas de la superficie Terrestre. Los tipos litológicos mencionados pueden ser metamórficos (grauvacas, esquistos, anfibolitas, metacuarcitas, gneisses -Trombotto, 1991; André, 1994), sedimentarios (calizas, margas, areniscas -Barsch, 1969, Evin, 1987), volcánicos (riolíticas -Buk, 1983; Ahumada, 1986) y plutónicos (granitoides en general -Trombotto 1991). Acaso por tal variedad de litologías que componen los glaciares de escombros, Barsch (1996) sugirió que no existe un tipo más favorable para su formación. Sin embargo, el mismo autor argumentó que si las condiciones son desfavorables para el desarrollo del permafrost de montaña y glaciares de escombros, los tipos rocosos que se fragmentan en bloques voluminosos son más aptos para la formación de glaciares de escombros que aquellos capaces de producir solamente sedimentos finos. La producción intensiva de material fino favorece el transporte por solifluxión y flujos de detrito, los cuales están particularmente ausentes en las cabeceras de los bouldery rock glaciers (Ikeda y Matsuoka, 2006).

Por otra parte, las capas activas que consisten en grandes bloques forman macro-espacios de aire que actúan como capa aislante (Barsch, 1996), siendo más efectivas para prevenir el descongelamiento del permafrost subyacente que aquellas capas activas de tipo pebbly. Sin embargo, estos espacios pueden rellenarse con material fino, en cuyo caso el comportamiento térmico esperado es exactamente el opuesto (Brenning *et al.*, 2012). Asimismo, Delaloye y Lambiel (2005) describen el “efecto chimenea” en glaciares de escombros con capas activas de detrito grueso, efecto por el cual se produciría un sobreenfriamiento en la base de los mismos, y por lo tanto estas geoformas podrían localizarse a elevaciones menores de la altura teórica de la isoterma de 0° C.

En la zona de los Nevados de Cachi, debido a que las rocas metamórficas de las Formaciones La Paya y Puncoviscana constituyen los afloramientos más extensos en la zona, la mayor parte de los glaciares de escombros se componen de dicha litología y los “pebbly rock glaciers” son la tipología más común de geoforma. Ikeda y Matsuoka (2006) indicaron que la principal diferencia entre bouldery and pebbly rock glaciers reside en las características heredadas del tipo rocoso del área de aporte. La figura 4.61 muestra un ejemplo de “bouldery rock glacier” donde las caídas de roca granítica de gran volumen alimentan su raíz. Puede verse que el tamaño promedio de los bloques es mayor al espaciado entre fisuras del granito del área de aporte, lo cual sugiere que el mecanismo principal de aporte es por caídas de roca de importante volumen. Por el contrario, los pebbly rock glaciers se originan a partir de caídas de roca pequeñas, dado que las dimensiones del detrito son menores al espaciado promedio de las

fisuras. Rocas sedimentarias y metamórficas con foliaciones apretadas son particularmente proclives a generar detritos que integran la matriz de sus capas activas (Calkin *et al.*, 1987). Estudios recientes de crioclastismo (Matsuoka y Murton, 2008) revelaron que la magnitud de las tasas de producción de detrito y crioclastismo se relacionan a las grietas y fisuras preexistentes en la roca antes que al tipo litológico en particular. Un segundo factor que afecta la intensidad de la crioclastesis es la disponibilidad de humedad, la cual controla la expansión volumétrica y los procesos de hidrofracturamiento; las fisuras llenas de agua pueden ensancharse y la roca de base puede levantarse a través de la expansión volumétrica. Sin embargo, las inusuales condiciones requeridas (rocas saturadas de agua y rápido congelamiento en todas las direcciones) han llevado a proponer la segregación de hielo como el principal mecanismo causante de fracturas en roca en regiones frías (Matsuoka y Murton, 2008). Adicionalmente, la repetición y alternancia de los ciclos de congelamiento-descongelamiento no es necesaria, más bien materiales a temperaturas bajo cero y condiciones de congelamiento sostenidas pueden ser más eficientes para acumular daño en las rocas a través de formación de hielo.

---

## Capítulo 6. Conclusiones y recomendaciones

---

El presente trabajo de Tesis Doctoral representa la primera instancia en Argentina donde se realiza una evaluación y revisión pormenorizada de los materiales y métodos necesarios para la compilación de un inventario completo de glaciares y glaciares de escombros. Si bien el mismo se focalizó en tres áreas en particular de los Andes Argentinos, provee información de base perfectamente extrapolable a toda la extensión de la Cordillera de los Andes y sienta bases metodológicas consistentes para la realización de un inventario nacional de glaciares. A propósito, el inventario completo de glaciares y glaciares de escombros de la República Argentina es llevado a cabo en la actualidad de manera conjunta por el Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales y la Secretaría de medio Ambiente de la Nación; los inventarios parciales generados en el presente trabajo serán cedidos a esta iniciativa.

Para este trabajo se inventariaron los cuerpos de hielo de tres regiones de los Andes Argentinos. En ellas existía muy poca información previa referida a la composición del sistema criosférico como, por citar un ejemplo, sobre la abundancia absoluta y relativa de glaciares y glaciares de escombros. No solo eso sino que también, en base a registros instrumentales disponibles, se cuantificaron los cambios de las áreas de los glaciares ocurridos en décadas recientes.

Los cuerpos de hielo representan reservas estratégicas de agua en estado sólido, y por ello este tipo de inventarios constituye una base fundamental para su protección y gestión para diversas instituciones públicas y privadas, la comunidad científica, educadores, tomadores de decisiones y público en general.

A continuación, se mencionan de manera sintética las principales conclusiones y recomendaciones derivadas de esta investigación.

### 6.1. Procedimientos y metodologías de mapeo

#### 6.1.1. Georreferenciación de imágenes satelitales y MDEs

GLIMS recomienda, en términos generales, utilizar imágenes Landsat como base de georeferenciación. En efecto, se pudo constatar en el desarrollo de este trabajo, que el error de geolocalización de las mismas en base a puntos de control relevados con GPS en modo diferencial es menor al valor de 1 píxel. Sin embargo, y debido a que en imágenes de alta resolución como ALOS los GCP pueden ubicarse con mayor precisión, es conveniente tomar como base para la georreferenciación la imagen de mayor resolución espacial.

Por otra parte, en el caso de análisis de fluctuaciones glaciarias, donde se utilizan imágenes de distinta fecha de adquisición y provenientes de diferentes sensores, se requiere realizar la corregestración entre las mismas. Por ello, en el presente trabajo se utilizó como base de georreferenciación las imágenes ALOS PRISM, y tanto las escenas ASTER como Landsat se corregestraron respecto a las mismas. Es conveniente que los GCP a utilizar en la corregestración de una serie multitemporal sean en lo posible siempre los mismos, dado que de esta manera todas las imágenes sufrirán deformaciones similares en el proceso de georreferenciación. No existe un número fijo de GCP requeridos para realizar una georreferenciación de imagen a imagen eficientemente; de manera empírica se pudo establecer una cantidad de entre 15 y 20 GCP (a veces menos) son suficientes para lograr una georreferenciación imagen a imagen entre escenas Landsat y ASTER o ALOS, logrando un error cuadrático medio (Mean Root Square Error, RMSE) menor al valor de 1 píxel de cada tipo de imagen.

Una deficiente georreferenciación del MDE respecto de la imagen a partir de la cual serán cartografiados los cuerpos de hielo puede generar errores no solamente en cuanto a la posición de los límites de cuencas, sino también pueden incorporarse erróneamente partes de un determinado cuerpo de hielo a otra cuenca o cuerpo. En estos casos, se generarán valores erróneos de inclinación y orientación de ladera o cualquier otro parámetro morfométrico.

### **6.1.2. Mapeo de glaciares y glaciares de escombros en imágenes satelitales**

#### **6.1.2.1. Imágenes Landsat: cocientes de bandas y digitalización manual**

A partir de lo expuesto en la sección 4.3.1, puede aseverarse que ambos cocientes de bandas Landsat, TM3/TM5 y TM4/TM5, tienen una respuesta consistente en la identificación de hielo descubierto. Si bien ambos cocientes de bandas proveen resultados sólidos y muy similares entre sí, el primero de ellos muestra una mejor respuesta en donde los glaciares se sitúan a la sombra. Si por algún motivo debiera efectuarse una estimación preliminar y rápida de la superficie cubierta de hielo de una región en particular, prescindiendo de los tiempos prolongados de la digitalización y corrección manual, el cociente TM4/TM5 da una aproximación más conservadora, a la vez que evita mayormente la sobrestimación de superficie englazada al no incorporar los cuerpos de agua. En contraposición, utilizando el NDSI se corre el riesgo de capturar únicamente la nieve seca y no la superficie total de nieve+hielo, pero resulta de utilidad en el caso de que se deba trabajar forzosamente con imágenes donde exista cobertura nubosa, para diferenciar las nubes de los glaciares.

La identificación de hielo desprovisto de detrito por cocientes de bandas resulta, en la mayor parte de los casos, en un porcentaje levemente menor (y en consecuencia, contornos más pequeños) respecto de las áreas de referencia de la digitalización manual. Las diferencias se concentran en los píxeles del borde, que en las imágenes de menor resolución tienen un carácter

mixto (hielo+otras superficies), y que son omitidos por el cociente de bandas. Por lo tanto, en la selección de un umbral para un cociente de bandas, es aconsejable seleccionar el más bajo posible, con el objetivo de incluir la mayor cantidad de hielo cubierto por detrito. Puede decirse además que la identificación de hielo a partir de un cociente de bandas tiene la gran ventaja de ser más rápido y generar resultados no generalizados (debido a que se trazan contornos glaciares por los límites de los píxeles) y reproducible o replicable (se obtienen los mismos resultados a partir de las mismas imágenes y umbrales aplicados), lo cual es fundamental para un inventario. Por el contrario, los contornos generados por digitalización manual insumen una gran cantidad de tiempo y no pueden ser replicados con exactitud, variando en cada sesión de digitalización la forma, el número de vértices y segmentos para un determinado polígono glaciar, inclusive para cuando el mismo analista reitera la ronda de digitalización manual.

Respecto de la precisión de los resultados obtenidos en el análisis comparativo entre estos métodos de mapeo de glaciares, se concluye que el mapeo semiautomático de glaciares mediante cocientes de bandas es, para glaciares y hielo descubierto, al menos tan preciso como la digitalización manual. Debe notarse que esta aseveración se deduce en base a la comparación de una exactitud (diferencia respecto de un valor de referencia - digitalización manual vs. cociente de bandas  $TM3/TM5=13\%$ ) y una precisión (variabilidad interna de las digitalizaciones múltiples= $5\%$ ).

En base a lo expuesto, se concluye que es preferible utilizar los cocientes de bandas para delimitar el hielo libre de detrito, restringiendo únicamente la digitalización manual para las correcciones requeridas en las partes incorrectamente mapeadas como el hielo cubierto y en sombras. Es aconsejable la utilización de imágenes de muy alta resolución disponibles gratuitamente en Google Earth<sup>TM</sup> o el servidor [www.bing.com](http://www.bing.com), como asistencia para el mapeo de sectores de hielo cubierto o sombras, por más de que las mismas no coincidan temporalmente con la imagen de base del inventario. Sin embargo, como se vio en la sección 4.2.1, debe tenerse en cuenta que la utilización de este tipo de imágenes como base para la digitalización manual no produce, en todos los casos, precisiones mayores a la digitalización manual sobre imágenes de menor resolución. En este sentido, el bajo contraste en imágenes pancromáticas y la aparición de mayor grado de detalle a medida que aumenta la resolución espacial dificultan la interpretación de los límites de los glaciares. Por lo tanto, al momento de validar los resultados de un inventario de glaciares mediante imágenes de alta resolución (es decir, imágenes de mucho mayor resolución a la imagen de base utilizada para el inventario) debe tenerse en cuenta que la variabilidad en el tamaño de los glaciares digitalizados manualmente es en buena medida independiente de la resolución espacial, haciendo más difícil la cuantificación del error. En ausencia de datos o imágenes de referencia, es importante y recomendable realizar una medición de la variabilidad de los contornos glaciares corregidos manualmente mediante una ronda de digitalización de unos pocos glaciares de diferente tamaño y grado de cobertura detrítica y

calcular la precisión de los mismos a partir de su desvío estándar. Esto último proporciona asimismo una idea de lo estadísticamente significativos son los cambios relativos de área glaciaria.

Debido a la gran extensión que cubren las imágenes Landsat, estas resultan ideales para realizar inventario de glaciares en zonas de grandes extensiones de hielo limpio como el Hielo Patagónico Sur y los grandes glaciares de descarga que de él se desprenden. La cobertura detrítica en estas zonas es muy baja, por lo que en principio no será necesario un gran volumen de correcciones manuales, y la resolución de las imágenes Landsat no resulta un factor negativo muy relevante. Aún sin efectuar correcciones manuales a una clasificación lograda mediante un cociente de bandas, no se dejaría una superficie de hielo importante sin clasificar en esta región, debido al bajo error de los cocientes de bandas ( $\pm 2-5\%$  respecto de la digitalización manual en zonas de hielo libre de detrito, ver sección 4.2.1), y a que la superficie englazada se halla en el orden de los miles de kilómetros cuadrados en esta región.

Preferiblemente, las imágenes Landsat deben ser preferiblemente descartadas para el mapeo de hielo cubierto mediante la digitalización manual, debido a que en ellas pueden reconocerse los cuerpos de hielo sólo donde la topografía irregular y los termokarst se desarrollan extensamente, mientras que las coberturas detríticas más delgadas de los glaciares de montaña no son completamente identificables mediante la interpretación visual en estas imágenes.

#### 6.1.2.2. Imágenes ASTER y ALOS AVNIR2

Cocientes de bandas similares a los utilizados en la presente Tesis pueden ser implementados para la identificación de glaciares en imágenes ASTER previas al año 2008, debido a la equivalencia de las longitudes de onda del espectro electromagnético de sus bandas con las de Landsat (tabla II.II). Los resultados así generados son tan sólidos como los provistos por los cocientes de bandas Landsat, recomendándose utilizar preferentemente el cociente VNIR2/SWIR4 que el VNIR3/SWIR4 de ASTER. Los inconvenientes encontrados son, en consecuencia, los mismos que para Landsat: hielo cubierto o en sombra, nubes, cuerpos de agua, etc. Lamentablemente no se encontraron imágenes ASTER previas a 2008 aptas para el mapeo de glaciares y coincidentes en su fecha de adquisición con imágenes de otros sensores. Si bien la compilación de un inventario de glaciares previo al año 2008 resulta en la actualidad (2014) algo desactualizada, pueden existir casos donde así se requiera por falta de imágenes más recientes con buenas condiciones de mapeo. En este sentido, las imágenes ASTER pueden ser aún de utilidad.

Entre los métodos semiautomáticos de mapeo de glaciares implementados y/o evaluados en la presente Tesis, la clasificación supervisada sobre imágenes ASTER realizada en la cuenca del Río Tunuyán fue la metodología que capturó la menor proporción de hielo. Cualitativamente, en

la zona del Volcán Domuyo la clasificación supervisada brindó una mejor sobre imágenes ALOS AVNIR2, aunque al no contar con imágenes ASTER coetáneas, no se pudo realizar una comparación cuantitativa. Hay que destacar que, ante la falla del sistema SWIR de ASTER en 2008 y la imposibilidad de realizar cocientes de bandas equivalentes a Landsat, una clasificación supervisada provee igualmente una base sobre la cual puede comenzarse a efectuar las correcciones manuales. Como desventaja, especialmente en sitios donde el hielo cubierto es abundante, el volumen de correcciones manuales generará contornos no replicables, lo cual es de fundamental importancia para un inventario técnicamente eficiente.

#### 6.1.2.3. Mapeo de hielo cubierto y glaciares de escombros

El árbol de decisiones generado para la detección de hielo cubierto es una metodología simple y suficientemente efectiva. Al igual que en los métodos multiespectrales que detectan hielo libre de detrito, los umbrales de temperatura, inclinación de la pendiente, NDVI y NDWI deben ser elegidos y fijados interactivamente, y es ésta la tarea que mayor tiempo requiere. Una vez armado, el árbol se ejecuta y se obtiene una imagen clasificada en pocos segundos. La clave para la identificación de hielo cubierto mediante el método geomorfométrico propuesto reside en el umbral de inclinación seleccionado: para que el método sea mayormente exitoso la parte cubierta de los glaciares no debe exceder dicho umbral, mientras que las laderas montañosas libres de vegetación y hielo sí deben hacerlo para poder por lo tanto ser excluidas de la clasificación. Si su inclinación resulta menor a dicho umbral, quedarán incluidas.

Mediante esta metodología quedan inevitablemente, como remanentes, artefactos y píxeles aislados que deben ser eliminados manualmente para llegar a los contornos definitivos. Adicionalmente, esta metodología puede ser replicada arribando al mismo resultado bajo los mismos umbrales, y representa, respecto de la digitalización manual un ahorro de tiempo importante para el inventario de glaciares con abundante cobertura detrítica en regiones extensas. Por el contrario, la digitalización manual es poco práctica, no replicable y con tiempos de ejecución prolongados. Árboles de decisiones similares han sido propuestos por otros autores (Racoviteanu *et al.*, 2009; Rastner *et al.*, 2013) incluyendo otros factores de decisión como la curvatura, aplicando máscaras de nubes, rangos de elevación absoluta (para lo cual debería conocerse a priori el rango altitudinal de distribución de los glaciares cubiertos para cada zona en particular), o inclusive contornos de glaciares de inventarios previos, por ejemplo.

Respecto de los MDEs utilizados, puede decirse que una resolución espacial de 30 m como es el caso de ASTER GDEM resulta adecuada para ser utilizada en el tipo de análisis morfométrico llevado a cabo en esta Tesis. Se realizaron pruebas con MDEs de mayor resolución (ALOS, 10 m) sin lograr una mejoría muy significativa, mientras que las pruebas con el MDE SRTM, de 90 m de resolución, empeoran la calidad de la clasificación lograda con GDEM, obteniéndose como resultado una imagen clasificada más grosera. Esto coincide con lo realizado por

Racoviteanu y Williams (2012), quienes utilizaron un MDE ASTER de 30 m. Paul *et al.* (2004), sugirieron una resolución mínima de 25 m del MDE para llevar a cabo un clasificación morfométrica de estas características basada en la pendiente.

No solamente las imágenes Landsat se prestan para lograr una clasificación de hielo cubierto mediante este método. También es factible utilizar cualquier tipo de imagen satelital óptica multiespectral como ASTER; ALOS AVNIR2 o SPOT, donde puedan llevarse a cabo cocientes de bandas equivalentes a Landsat o clasificaciones supervisadas, junto a un MDE de resolución adecuada.

Si bien la resolución espacial del MDE es una condición importante, el factor limitante es el tipo de glaciar y la topografía asociada al hielo cubierto: los glaciares de valle con lenguas relativamente planas son susceptibles de ser identificadas, mientras que en los glaciares de montaña, con lenguas de hielo cubierto con topografía más abrupta, resulta lo contrario.

El método combinado no constituye una metodología válida para la identificación de glaciares de escombros. En primer lugar, la vegetación puede estar presente en los tres tipos de geoformas: activas, inactivas y en mayor medida en las fósiles, por lo que no es posible separar la vegetación de los glaciares de escombros y lóbulos de talud. Por otra parte, la pendiente de los mismos puede ser en muchos casos pronunciada, por lo que los umbrales de inclinación tampoco logran diferenciarlos de laderas sin glaciares de escombros. Al contrario del hielo cubierto, los glaciares de escombros no guardan una relación estrecha con el hielo descubierto, y en consecuencia no pueden eliminarse los polígonos que no se hallan en contacto con él. Finalmente, la temperatura del hielo intersticial en el permafrost de los glaciares de escombros queda oculta por la capa activa, por lo que las bandas térmicas sobre los glaciares de escombros no aportan información relevante.

En cuanto al mapeo de glaciares de escombros en diferentes imágenes ópticas, puede decirse en términos generales que una resolución de 15 m resulta apropiada únicamente para la identificación de geoformas activas, de frentes bien definidos, y con áreas mayores a 0,1 km<sup>2</sup>, siempre y cuando exista un buen contraste con el entorno. Por tal motivo, se propone entonces aquí la utilización de imágenes de entre 2,5 m a 5 m de resolución para la producción de inventarios de glaciares de escombros y lóbulos de talud con superficies mayores a 0,001 km<sup>2</sup> (1000 m<sup>2</sup> o 0,1 ha) y la clasificación geomorfológica de los mismos. Imágenes con resoluciones de 1 m o mayor, por su elevado costo en la actualidad (2014), deberían reservarse para estudios de mayor detalle.

A pesar de que sus limitaciones en la determinación del grado de actividad de los glaciares de escombros basada en evidencia geomorfológica *per se*, la interpretación morfológica puede proveer información válida y contribuye a la comprensión de la actividad de los mismos a escala regional.

Adicionalmente, los relevamientos geofísicos y geoeléctricos pueden contribuir a diferenciar geoformas intactas de aquellas fósiles (Kääb *et al.*, 1997; Ikeda y Matsuoka, 2003; Kneisel y Kääb, 2007), además de estimar el espesor de los glaciares de escombros. Por otra parte, el flujo de los mismos puede ser investigado a través de DInSAR (Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar) (Kenyi, 2003; Liu *et al.*, 2013), relevamientos fotogramétricos detallados (Janke, 2005; Kääb y Vollmer, 2000; Kääb y Weber, 2004; Kääb y Kneisel, 2006), o mediciones terrestres o aerotransportadas de láser (LiDAR) (Kääb *et al.*, 2003). Finalmente, las perforaciones en glaciares de escombros (Haeberli *et al.*, 2006) y el registro de temperatura subsuperficial del suelo deberían arrojar nueva luz sobre los ciclos de congelamiento y descongelamiento, el aumento de la temperatura del permafrost y los cambios de espesor de la capa activa. Esta información puede resultar particularmente útil debido a que un acelerado descongelamiento del permafrost puede contribuir en un futuro a aumentar la provisión de agua dulce a las regiones de gran estrés hídrico, pero al mismo tiempo podrían disparar riesgos naturales como ser flujos de barro o detritos con potenciales riesgos para poblaciones humanas y obras de ingeniería cercanas (Kääb *et al.*, 2005 y 2005b; Kääb, 2008).

#### 6.1.3. Modelos Digitales de elevación y extracción de parámetros morfométricos

Ambos MDEs globales de resolución media disponibles en forma gratuita en la actualidad (SRTM y GDEM) son aptos y técnicamente reconocidos para la extracción de parámetros topográficos/morfométricos, y pueden ser utilizados satisfactoriamente cuando no existen MDEs locales de mayor resolución y mejor calidad (caso que ocurre mayoritariamente en Argentina). En ese sentido, y teniendo en cuenta que si bien tanto SRTM como ASTER GDEM tienen potencial suficiente para ser utilizados en la compilación de inventarios de glaciares, no debe elegirse uno u otro de manera automática. En la sección 4.4 se propuso una serie de criterios que permite evaluar cual es el MDE que mejor se ajusta para un sitio en particular.

Es recomendable que la fecha de adquisición del MDE utilizado como base para la extracción de los parámetros topográficos/morfométricos de los glaciares se aproxime en la mayor medida posible a la de la imagen satelital de la cual se obtienen los límites o contornos de los mismos, debido a que los cambios areales afectan directamente a dichos parámetros. Adicionalmente, si tanto el MDE como la imagen satelital óptica provienen del mismo sensor, se limita o disminuye los problemas de georreferenciación entre ambos. Los cambios de elevación en fases de avance o retroceso glaciar son especialmente fuertes en las porciones terminales de los glaciares. En particular y en la medida que sea posible, en períodos de retroceso de las lenguas glaciarias, la altura mínima de los glaciares debería ser calculada con un MDE adquirido con posterioridad al contorno de los glaciares, dado que de otro modo la elevación mínima se calcularía sobre la superficie antigua y sería por lo tanto demasiado elevada.

Puede decirse que los artefactos, errores y desvíos de SRTM y GDEM se encuentran ligados a diferentes factores del terreno: la alta pendiente en el SRTM y la orientación en GDEM. En el SRTM, la frecuencia, ubicación y tamaño de los espacios vacíos se encuentra más fuertemente relacionada a la pendiente que a la orientación. Por eso, su performance es mejor para extraer parámetros morfométricos de glaciares de escombros antes que de glaciares convencionales, en los que las pendientes generales son menores. En el caso del GDEM, la mayor desventaja está dada por la fecha de adquisición indefinida, dado que las elevaciones representan una interacción entre imágenes ópticas ASTER adquiridas entre 2000 y 2009.

Diferencias locales importantes en los parámetros morfométricos a escala de glaciares individuales pueden ocurrir, relacionadas a la presencia de artefactos, que pueden ser atenuados o eliminados mediante procesos de filtrado y suavizado (Toutin, 2001; 2002). Las diferencias respecto de los valores de referencia son mayores para los parámetros que dependen del valor de una única celda (elevación máxima y mínima), que para los parámetros que son promediados por el área total del glaciar.

Es aconsejable remuestrear el MDE utilizado para la extracción de los parámetros morfométricos de los glaciares a la misma resolución espacial que la imagen satelital óptica, para que exista correspondencia entre los píxeles. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que la resolución del MDE influye en mayor medida los parámetros con valores únicos: el remuestreo de un MDE a una menor resolución disminuye la elevación máxima y aumenta la altura mínima y viceversa, mientras que los restantes parámetros no cambian significativamente. Debería evitarse la utilización del SRTM en inventarios de glaciares posteriores al año 2010. En regiones donde se observan rápidos cambios de área y retroceso de las lenguas, la derivación de los parámetros topográficos se verá fuertemente afectada, en especial la elevación mínima, la cual resultará demasiado elevada en caso de que el espesor del glaciar disminuya. Sino se cuenta con un MDE local, GDEM2 puede ser utilizado en lugar de SRTM.

Puede decirse entonces que el punto más saliente del presente trabajo de Tesis, respecto de las metodologías de identificación y mapeo de glaciares, es la introducción a una serie de modificaciones a la propuesta de GLIMS para la elaboración de inventarios de glaciares. Entre las más importantes se destacan:

- el uso de puntos de control de terreno (GCP) para la validación de MDEs y la georeferenciación de imágenes satelitales ópticas.
- el establecimiento de una serie de criterios de comparación para seleccionar, de manera no aleatoria o imparcial, el MDE que mejor se ajusta a las características de una región en particular.

- el ajuste planialtimétrico de los MDEs globales SRTM y AGDEM con un modelo de referencia de alta resolución, que mejorará la calidad de los datos topográficos extraídos para los glaciares.
- la introducción de una propuesta metodológica para la identificación de hielo cubierto, que genera resultados consistentes, es replicable, representa un ahorro significativo de tiempo respecto de la digitalización manual, y constituye una base del mapeo sobre la cual se requieren correcciones menores.
- la cuantificación de los márgenes de error de las herramientas y métodos utilizados y la elaboración de una propuesta de validación de los contornos de los glaciares mediante rondas de digitalización.

#### 6.1.4. Perspectivas a futuro sobre la implementación de imágenes satelitales y MDEs en inventarios de glaciares

##### 6.1.4.1. Imágenes satelitales ópticas

Como se mencionó anteriormente, la vida útil de los sensores Landsat 1-7 y ALOS utilizados en la presente Tesis ha llegado a su fin antes de la finalización de la misma. El sensor ASTER continúa su adquisición de imágenes a pesar del fallo del sistema SWIR. La gran cantidad de escenas y su cobertura temporal permite la compilación de trabajos de inventarios de glaciares en gran medida actualizados para regiones montañosas de todo el Globo terrestre tanto con Landsat como con ASTER.

El sensor LDCM (Landsat Data Continuity Misión), a bordo de Landsat 8, fue lanzado en el mes de febrero de 2013. La diferencia más saliente respecto de su antecesor, el ETM+, es que se trata de un sensor tipo pushbroom, de manera que no presentará errores con el Scan Line Corrector (SLC). Si bien presenta características similares al sensor previo de Landsat 7, el ETM+, con longitudes de onda similares para las bandas espectrales 1-7, se incorporan otras dos bandas adicionales específicamente diseñadas para la investigación de recursos hídricos y zonas costeras y la detección de nubes de tipo cirros. La resolución espacial para las bandas 1-7 permanecerá sin cambios, es decir de 30 m y 15 m para la banda pancromática. Cada producto final estará acompañado de una banda extra con la función de valoración de la calidad de la imagen al proveer información sobre el agua, nieve y cobertura nubosa. La calidad de los datos (relación señal/ruido) así como una resolución radiométrica mejorada (12 bits vs. 8 bits de las misiones Landsat precedentes) deberían garantizar una mejor capacidad de detección de cambios en la superficie terrestre. Un resumen completo de las características de Landsat 8 pueden encontrarse en [http://landsat.usgs.gov/about\\_ldcm.php](http://landsat.usgs.gov/about_ldcm.php) (USGS, 2013).

Por otra parte, la agencia espacial japonesa (Japan Aerospace Exploration Agency, JAXA), responsable de la misión ALOS, prevé el lanzamiento de dos misiones subsiguientes, ALOS-2 y

ALOS-3. Con el objetivo de independizar los sistemas ópticos y radar para simplificar la tecnología instalada a bordo, JAXA eligió separar cada sistema en misiones independientes. De esta manera se espera también evitar que pérdidas de corriente en la plataforma puedan afectar a todos los sistemas ópticos y radar en su conjunto por igual (Takeo Tadono, comunicación personal). El instrumental de radar, montado en el sensor PALSAR-2, entró en órbita con la misión ALOS-2 en mayo de 2014, mientras que los sistemas ópticos serán lanzados a bordo del ALOS-3 en el año 2017. La banda pancromática de ALOS-3 tendrá una resolución de 0,8 m (80 cm) en visión nadir y <2,5 m en visión hacia atrás (backward). La capacidad estereoscópica estará provista por dos telescopios, y al contrario del sensor PRISM, no existirá la posibilidad de la captura de imágenes en visión hacia delante (forward), para la generación de tripletes estereoscópicos. El área capturada sobre la superficie terrestre será de 50 km y el ángulo de adquisición de  $\pm 60^\circ$ . El satélite contará, además, con sensores multiespectrales con una resolución espacial de 5 m, sensores hiperespectrales y termales. Dentro de los objetivos primordiales de la misión ALOS-3 se destacan en forma explícita el monitoreo de glaciares y lagos glaciales vinculados.

#### 6.1.4.2. Modelos Digitales de Elevación

El MDE SRTM se encuentra disponible en la actualidad en su cuarta versión, con una resolución espacial de 90 m a escala global, exceptuando los Estados Unidos, donde se provee a una resolución de 30m. NASA trabaja en la elaboración de una nueva versión desarrollada con nuevos algoritmos de interpolación para alcanzar una resolución de 30 m en el resto de la Tierra (Carabajal, comunicación personal, noviembre 2012). Aún así, SRTM representa un hito notable en el desarrollo de inventarios de glaciares a nivel mundial y es probable que su uso continúe en años venideros. Además, el hecho de que esté referido a una fecha precisa (y más aún considerando que la misma se halla dentro del período de ablación en el hemisferio sur) lo convierte en una herramienta sumamente útil respecto del GDEM en la compilación de inventarios de glaciares y estudios de balance de masa, por ejemplo. Aún queda aclarar a la comunidad científica si las correcciones debidas a la penetración del radar en el pack de nieve deben ser aplicadas indefectiblemente en su pre-procesamiento.

#### El sistema TanDEM-X y TerraSAR-X

Puesto en órbita por iniciativa del centro Aeroespacial Alemán (DLR), esta misión de satélites gemelos tiene como principal objetivo la confección de un nuevo modelo digital de terreno mundial (incluyendo las áreas polares), el WorldDEM, disponible a partir del año 2014. Al igual que el SRTM, la adquisición y generación del MDT se realiza mediante la técnica de InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), con una resolución y precisión sin precedentes para

un MDE global. Durante la fase de adquisición de información en terrenos montañosos, son necesarios al menos 3-4 sobrevuelos en pasadas ascendentes y descendentes para eliminar los problemas causados por los efectos de sombra y layover. El producto final estándar, cuenta con una resolución de 12 m, una precisión vertical y horizontal absoluta menor a 10 m, versiones de 30 y 90m de resolución, con inclusive mayor precisión vertical también estarán disponibles. La calibración del MDE se llevó a cabo mediante GCPs extraídos de la misión ICESat, con un desvío estándar de los mismos inferior a 2 m. A escala experimental y para sitios específicos, se prevé la generación de MDEs con una resolución mayor a los 12 m del producto estándar (Roth, 2014). Además de la grilla de elevación, se provee, entre otros, un mapa del error en elevación para cada píxel, un mapa de consistencia (que brinda información sobre diferencias importantes en altura en los diversos momentos de adquisición de datos), un mapa con la información de las superficies con problemas de layover, y una máscara con la cobertura de cuerpos de agua.

### ALOS WORLD 3D

La Agencia Espacial Japonesa (JAXA) ha comenzado el desarrollo de un MDE global en base a más de 3 millones de imágenes satelitales ópticas ALOS PRISM. Una vez compilado, se espera que el ALOS WORLD 3D constituya el MDS global de mayor resolución y precisión disponibles, con un píxel de 5 m y otros 5 m de error vertical, con el objetivo de contribuir al mapeo, seguimiento y cuantificación de daños en desastres naturales y manejo de recursos hídricos, entre otros. Previo a su finalización en marzo de 2014, la NTT Data Corporation ([www.alos-world3d.jp](http://www.alos-world3d.jp)) puso a disposición una versión de 30 m de distribución gratuita.

## **6.2. Fluctuaciones glaciarias y clima**

Teniendo en cuenta lo limitado de los registros meteorológicos disponibles, la ubicación en mayor o menor medida distante de las estaciones meteorológicas respecto de los glaciares y glaciares de escombros, y las extrapolaciones realizadas en base a gradientes teóricos, podrían extraerse una serie de conclusiones preliminares.

El retroceso glaciario registrado en la región del San Lorenzo ocurre en un contexto de aumento de temperatura para las últimas ocho décadas, en sintonía con lo registrado en otras zonas de la Patagonia Austral y los Andes Patagónicos. En cuanto a las precipitaciones, más allá de la disminución mencionada por Garreaud *et al.* (2013), no hay evidencias de una merma de las mismas en los registros de la estación Lord Cochrane.

En la zona del Volcán Domuyo, si bien la última década ha visto una abrupta caída de las precipitaciones, no pueden vincularse las fluctuaciones glaciarias a tendencias significativas en

las precipitaciones. Se observó además una inusual elevación de la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$ , lo cual podría estar vinculado a un aumento regional de la temperatura del aire.

Asimismo, se registró una elevación de dicha isoterma en la región de los Nevados de Cachi, en tanto que las tendencias de precipitación no pudieron ser evaluadas antela ausencia de registros de precipitación extensos y completos para la región.

También de manera preliminar, ante la falta de mediciones *in situ* que puedan confirmarlo, se encontró que mientras que en los Nevados de Cachi los glaciares de escombros se encuentran en un régimen negativo de temperatura, lo contrario ocurre con algunas geoformas en la región del Monte San Lorenzo. En el Volcán Domuyo, dependiendo cual estación meteorológica se tome como referencia, las geoformas podrían estar bajo un régimen positivo o negativo de temperatura.

Durante el estudio de los registros hidro-meteorológicos de las tres áreas de estudio abordadas en el marco de la presente Tesis y tal cual lo discutido a lo largo de los varios capítulos, se verificó un factor constante que actúa como gran limitante a la hora de obtener información glaciológica y meteorológica detallada para estos sitios en particular: la falta de datos continuos, confiables, y de larga data provenientes de los registros meteorológicos.

Más aún, la falta de una verdadera red de estaciones meteorológicas, convenientemente ubicadas altitudinal y geográficamente próximas a la localización de los glaciares y geoformas periglaciales, no se restringe a estos tres sitios de estudio en particular, sino que por el contrario es el factor común a la mayoría de las cuencas andinas en la Argentina, que se hallan pobremente instrumentadas. En general, también a nivel mundial, sólo en muy pocos casos existen estaciones meteorológicas en el rango altitudinal de los glaciares de escombros activos o a altitudes menores en sus proximidades (Belloni *et al.* 1988), que permitan analizar e identificar la existencia de controles climáticos contemporáneos. Por tal motivo, se debe subrayar la imperiosa necesidad de contar con información meteorológica detallada, *in situ* para determinar de manera más acertada la influencia relativa y específica de los cambios climáticos recientes en el comportamiento del sistema criosférico a lo largo de los Andes Argentinos y sus áreas englazadas. La creación, mantenimiento y análisis de datos provenientes de una red de estaciones meteorológicas de altura debe considerarse una prioridad en estudios futuros tendientes a incrementar la información de base sobre las reservas de agua en estado sólido en la Cordillera de los Andes. En este sentido debe mencionarse el plan de instalación de una serie de estaciones meteorológicas de altura llevado a cabo por el convenio IANIGLA-EVARSA y el Inventario Nacional de Glaciares a cargo de IANIGLA y la Secretaría de Medio Ambiente de la Nación.

En el primer caso, se instalaron estaciones meteorológicas en Paso Garibaldi (Tierra del Fuego), seccional de guardaparques de la localidad de El Chaltén (Santa Cruz) y en el cercano glaciar Túnel, mientras que aún está pendiente en la actualidad la instalación de una estación adicional

en la seccional de guardaparques del Parque Nacional Perito Moreno en la misma provincia. En la zona del Monte Tronador (Río Negro), fueron instaladas estaciones meteorológicas en el paraje Pampa Linda y el sitio denominado “La Almohadilla” sobre el faldeo del Monte. En la provincia de Mendoza, la cuenca del río homónimo cuenta con estaciones meteorológicas y nivométricas en los parajes de Cristo Redentor, Las Cuevas, Plaza de Mulas y Vallecitos al igual que en el Paso Agua Negra, provincia de San Juan. Otras estaciones serán instaladas en la cuenca del Río Jaya (Nevados de Aconquija, Tucumán), Tuctuca (Quebrada de Humahuaca, Jujuy) y Los Toldos (Sierra de Santa Victoria, Jujuy). Por su parte el Inventario Nacional de Glaciares de Argentina ha puesto en funcionamiento estaciones meteorológicas completas en el Monte Tronador y en el Glaciar de los Tres (Cerro Fitz Roy), y se planea instalar una estación adicional en la zona de la Laguna del Diamante en la provincia de Mendoza.

Por otra parte, puede decirse también que se requiere llevar a cabo estudios más detallados para el monitoreo del espesor de la capa activa y profundidad de la tabla de permafrost, entender las interacciones entre clima y glaciares de escombros y evaluar la contribución de estas geformas a la escorrentía superficial y recarga de acuíferos en zonas de montaña.

### **6.3. Variación de la relación entre la línea de equilibrio e isoterma de $-1^{\circ}\text{C}$ entre las áreas de estudio**

Una valoración básica de los cambios estacionales en los caudales en Cachi (figura 5.7) sugiere que la fusión de la nieve y descongelamiento del suprapermafrost podría tener un rol importante en el régimen hidrológico local, proveyendo agua adicional durante los meses del verano tardío (estos análisis se ven nuevamente limitados por la baja calidad de los registros hidroclimáticos disponibles y por la distribución particular de las precipitaciones en esta región, en donde el máximo de las mismas coincide con la temporada de fusión de nieve y descongelamiento de la capa activa, ver figura 5.7). Sin embargo, teniendo en cuenta que si las precipitaciones se concentran en el verano austral y el descongelamiento de la capa activa de los glaciares de escombros y la fusión de nieve estacional ocurren contemporáneamente, la contribución relativa de los glaciares de escombros podría ser relativamente menos significativa en esta región que en otras porciones de los Andes donde la estación seca corresponde al verano austral (Brenning, 2005; Azócar y Brenning, 2010; Brenning y Azócar, 2010).

A pesar de las limitaciones encontradas en los registros instrumentales en la zona de los Valles Calchaquíes, la significativa correlación positiva entre las temperaturas de Salta Aeropuerto y las temperaturas grilladas modeladas por el reanálisis ERA Interim al nivel de 500 mb de altura geopotential ( $\sim 5000$  m. s.n.m.) sugiere que aún el registro a baja altura de la estación Salta Aeropuerto podría ser representativo, al menos en términos relativos, de los cambios recientes de temperatura en la región de los Valles Calchaquíes. En este contexto, el notable aumento de temperatura ( $\sim 0,25^{\circ}$  por década) observada en Salta Aeropuerto entre 1958 y 2012 indicaría un

aumento en la elevación de la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  TMAA de aproximadamente 35 m por década durante este período. Mediciones *in situ* complementadas con estudios y evaluaciones geocriológicas son claramente necesarias para mejorar el entendimiento de la relación entre la distribución altitudinal de los glaciares de escombros, TMAA y el estado actual del permafrost de montaña discontinuo en el extremo sur de la Cordillera Oriental. Además de las variaciones en la temperatura e isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$  TMAA, otros factores influyentes adicionales, como los cambios en las precipitaciones, los vientos prevalecientes e irradiación solar, deben también ser considerados para una valoración correcta de las interacciones clima-permafrost en la región de los Valles Calchaquíes. Los mismos dependen a su vez de la altitud, latitud, continentalidad y patrones climáticos sinópticos (Perucca y Angillieri, 2008)

En la sección 5.5.2 se vio cómo los glaciares de escombros activos han sido identificados en un amplio rango de condiciones climáticas en la superficie terrestre, sea tanto en cuanto a la temperatura como a la precipitación (figura 5.9), o bien su continentalidad. Dentro de esta variabilidad, no hay duda de que el primer factor condicionante para la existencia de glaciares de escombros son las bajas temperaturas del aire, y por lo tanto se considera a los glaciares de escombros como geoformas crio-condicionadas (Berthling, 2011). Esto es, independientemente de la precipitación, debe haber condiciones de permafrost (y no condiciones periglaciales o de congelamiento estacional únicamente) para el inicio o formación de glaciares de escombros activos. Respecto de la precipitación, Boeckli *et al.* (2012) mostraron que un aumento de la misma se correlaciona más fuertemente con la probabilidad de que un glaciar de escombros sea intacto (en contraposición a fósil), y que, adicionalmente, el límite altitudinal entre glaciares de escombros intactos y fósiles descienda.

A lo largo de la Cordillera de los Andes, condiciones relativamente similares de precipitación y temperatura donde existen glaciares de escombros pueden encontrarse a diversas latitudes. La abundancia relativa de los glaciares de escombros respecto de los glaciares convencionales se vincula en gran medida a la relación entre la altura de la línea de equilibrio de los glaciares (ELA) y la altura del permafrost de montaña (APM). Ambas se ven afectadas no solo por la precipitación y temperatura, sino por la influencia que la topografía local ejerce sobre ellas. A su vez, la topografía no solamente controla la redistribución, dispersión y acumulación de la nieve. Los circos glaciarios, por ejemplo, proveen no sólo la nieve y detrito necesarios para la formación de los glaciares de escombros, sino también una superficie cóncava donde la nieve y los criosedimentos pueden acumularse. En la zona de los Nevados de Cachi (y en menor medida en el volcán Domuyo) se ejemplificó cómo la existencia previa de circos glaciarios favorece la formación y al tamaño de los glaciares de escombros.

Una vez que estas condiciones se cumplen, la litología puede actuar como factor adicional en la formación de glaciares de escombros.

## El control litológico en la formación de glaciares de escombros

A pesar de que los tamaños de clastos y el espaciado de las foliaciones metamórficas y tectónicas no fueron medidos exhaustivamente en el terreno, existe una relación entre el tamaño del detrito producido y la litología, ejemplificado claramente en la sección 4.8.3 para los Nevados de Cachi. Las observaciones de campo de las unidades litológicas formadoras de glaciares de escombros en las zonas de estudio y las descripciones de las mismas en las hojas geológicas permiten concluir que las rocas graníticas producen clastos más grandes que los demás tipos rocosos. Los fragmentos de roca más grandes favorecen los procesos de convección que producen enfriamiento, disminuyendo la conducción (calentamiento), mientras que los grandes espacios creados entre los mismos imposibilitan la penetración de aire caliente en la capa activa (ventilación de Bach, Barsch, 1996 y favorecen el efecto chimenea, Delaloye y Lambiel, 2005).

En los tests estadísticos no paramétricos de Kruskal Wallis efectuados para las tres zonas estudiadas, se encontró una relación estadísticamente significativa entre el tamaño de los glaciares de escombros y la litología para las zonas de Nevados de Cachi y Volcán Domuyo, mientras que fueron no significativas en el caso del Monte San Lorenzo. En los dos primeros casos, para una misma elevación y orientación de la ladera, las geoformas graníticas son en promedio más grandes que las geoformas en áreas de las otras unidades litológicas. El patrón observado en la distribución del tamaño de los glaciares de escombros respalda fuertemente la formación preferencial de los mismos a partir de rocas cristalinas (granitos) que en otros tipos rocosos.

Si bien la relación entre el tipo litológico fue testeada como estadísticamente significativa en las áreas de Nevados de Cachi y del Volcán Domuyo y no significativa en el Monte San Lorenzo, existen también otros factores que influyen en la formación de glaciares de escombros que han sido omitidos en estos análisis como la magnitud de la insolación (Brenning y Trombotto, 2006), la conductividad térmica de la roca, la tasa de producción de detrito, porosidad y circulación de agua (Haeberli, 1985), y el rumbo y buzamiento de diacalzas y foliaciones deberían ser investigados en profundidad para tener una idea más acabada de su importancia para la iniciación y crecimiento de glaciares de escombros.

### **6.4. Apreciaciones finales y perspectivas de trabajos a realizar a futuro**

En el presente trabajo se generó un volumen importante de información respecto del número, área, morfología y ubicación geográfica de los cuerpos de hielo existentes en tres zonas de la Cordillera de los Andes. En su conjunto, estos resultados brindan información de base fundamental respecto de la situación del sistema criosférico en estos sectores de los Andes. El

conocimiento del balance de masa de un glaciar brinda en general un nivel de conocimiento más profundo y acabado respecto de la relación con el clima respecto del que brinda el estudio de las fluctuaciones areales.

El balance de masa llevado a cabo por el método glaciológico, donde se miden la acumulación y ablación año tras año mediante una serie de balizas enterradas en el hielo, brinda una gran resolución temporal, pero es altamente costoso y en general, aplicable a glaciares de pequeño tamaño. Más aún, las particularidades topográficas del sitio donde se emplaza un glaciar (como su orientación respecto de los vientos predominantes y la radiación solar) pueden afectar significativamente su respuesta a las condiciones climáticas. Por lo tanto, el balance de masa tradicional en glaciares pequeños representa cambios a escala puntual y puede no ser enteramente representativo de los cambios climáticos a nivel regional (Paul, 2010).

El balance de masa geodésico, por el contrario, utiliza MDEs que pueden abarcar una superficie de entre decenas y centenas de kilómetros, evaluando los cambios volumétricos en los glaciares para una extensión mucho mayor respecto del método glaciológico (y que por lo tanto responden a patrones climáticos regionales y no puntuales o locales), aunque probablemente con una menor resolución temporal.

En el caso de los glaciares de escombros y lóbulos de talud, tanto la distinción entre geoformas intactas y fósiles como entre activas e inactivas fue realizado en el presente trabajo en base a criterios geomorfológicos, que a su vez son de carácter indirecto. Sin embargo, las condiciones que actúan como factores limitantes (la presencia o ausencia de permafrost en el primer caso y el movimiento en el segundo), no pueden ser fehacientemente demostradas en base a una imagen satelital única *per se*. Por lo tanto, parte de los trabajos a realizar en el futuro deberían apuntar a validar la clasificación de las geoformas aquí presentada. Por un lado, mediante métodos directos como las perforaciones (Haeberli *et al.*, 2006; Trombotto y Borzotta, 2009) y otros indirectos como los geofísicos por el otro, pueden diferenciarse glaciares de escombros intactos de fósiles, así como el espesor de las geoformas (Ikeda y Mitsuoka, 2003). El movimiento de los glaciares de escombros, por otro lado, puede ser estimado mediante la técnica de Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar (DInSAR; Kenyi, 2003), o relevamientos fotogramétricos (Kääb y Kneisel, 2006).

No solamente es importante determinar si los glaciares se encuentran en fase de retraimiento, equilibrio o avance, sino también determinar los forzantes climáticos implicados. Como se mencionó en capítulos anteriores, es imperiosa la necesidad de contar con una red de estaciones nivo-meteorológicas moderna para medir y monitorear las variables que influyen sobre el balance de masa (radiación solar, viento, precipitación, temperatura, entre otros) en distintos niveles altitudinales y en la proximidad de los glaciares. De la misma manera, también es importante conocer y evaluar la evolución temporal de la temperatura media del aire y del suelo, la profundidad de la capa activa y la tabla del permafrost, como consecuencia de los cambio

climáticos observados recientemente (Trombotto y Borzotta, 2009). La degradación del permafrost y la desestabilización de los glaciares de escombros conducirán a un aumento del escurrimiento superficial y el caudal de los ríos de montaña, lo cual es especialmente relevante en regiones áridas como los Andes Centrales y Desérticos. A su vez, estos fenómenos llevan una serie de riesgos asociados tales como la inestabilidad de laderas (Kääb *et al.*, 2005), generando movimientos de remoción en masa que pueden poner en peligro poblaciones, rutas y obras de infraestructura en general.

## Referencias

- Abermann, J., Fischer, A., Lambrecht, A., y Geist, T., 2010. On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments. *The Cryosphere* 4: 53–65.
- Aguado, C. J., 1982. Inventario de glaciares de la cuenca del Río de los Patos. Provincia de San Juan.
- Aguado, C. J., 1983. Comparación del inventario de glaciares de la cuenca del río de Los Patos con otros inventarios de los Andes Centrales de Argentina, con énfasis en glaciares de escombros. En: Actas de la primera reunión del grupo periglacial Argentino (ed.). IANIGLA-CONICET. Mendoza. 1. 3-87 pp.
- Ahumada, A. L., 1986. Procesos criogénicos y mineralógicos. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán, 208 p'.
- Ahumada, A. L., 2002. Periglacial phenomena in the high mountains of northwestern Argentina. *South African Journal of Science* 98: 166-170.
- Ahumada, A. L., Ibáñez Palacios, G. P., y Páez, S. V., 2009. El permafrost andino, reducto de la criósfera en el borde oriental de la Puna, NO de la Argentina. En: Actas XXIV Reunión Científica de la AAGG Geofísica Aplicada 1a ed. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Ciencias de la Tierra I: Buenos Aires; 249-255.
- Ahumada, A. L., Ibáñez Palacios, G. P. y Páez, S. V., 2006. Rock Glaciers in the Andean Criolithozone at the 27°S. Symposium on Climate Change: Organizing the Science for the American Cordillera (CONCORD). Mendoza; 51-52.
- Ahumada, A. L., Ibáñez Palacios, G. P., y Páez, S. V., 2005. Los glaciares de escombros en el Noroeste Argentino, acuíferos de altura en riesgo ante los cambios globales. XX Congreso Nacional del Agua, CONAGUA-2005, III Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur. Mendoza.
- Ahumada, A. L., Ibáñez Palacios, G. P., y Páez, S. V., 2004. Cambios climáticos, variaciones de la sedimentación en cuencas de alta montaña en el Norte de Argentina. X Reunión Argentina de Sedimentología, San Luis – Actas 12.
- Ahumada, A. L., Ibáñez Palacios, G., y Páez, S., 2002. Inventario de glaciares de escombros en la ladera oriental de la Sierra del Aconquija, Tucumán, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. Actas. Calafate, Argentina. SEGEMAR. 4 pp.
- Alonso, V., y Trombotto Liaudat, D., 2013. Mapping and permafrost altitudes in a periglacial environment: the Laguna del Diamante Reserve (Central Andes, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie* 57 (2): 171-186.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Palma, M., y Ramos, V. A., 1982. Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25° - 27° S), Argentina. En: 5to Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 499-518.
- Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K., y Messerli, B., 2001. Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172: 313–326.
- André, M. F., 1994. Rock Glaciers in Svalbard. *Geogr. Ann.* 76A (4):235-245.
- Andreassen, L. M., Paul, F., Kääb, A., y Hausberg, J. E., 2008. Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s. *The Cryosphere* 2: 131–145.
- Aniya, M., 1996. Holocene variations of Ameghino Glacier, Southern Patagonia. *Holocene* 6: 247-252.
- Aniya, M., Barcaza, G., y Kamusoko, C., 2007. Recent variations of some outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America, using ALOS and Landsat data. En: Proceedings of the First Joint PI Symposium of ALOS Data Nodes for ALOS Science Program in Kyoto, November 19-23.

- Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., y Casassa, G., 1996. Remote sensing application to inventorying glaciers in a large, remote area-Southern Patagonia Icefield. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62: 1361–1369.
- Aniya, M., y Skvarca, P., 2012. Little Ice Age advances of Glaciar Perito Moreno, Hielo Patagónico Sur, South America. *Bulletin of Glaciological Research*, 30: 1-8.
- Aravena, J. C., 2007. Reconstructing climate variability using tree rings and glacier fluctuations in the southern Chilean Andes. Ph.D. thesis, University of Western Ontario, 236 pp.
- Aravena, J. C., Sagredo, E., y Luckman, B., 2013. Contrasting results on moraine dating using tree rings, radiocarbon and cosmogenic methods at Mount San Lorenzo, southern Chile. IAI CRN 2047B Documenting, understanding and projecting changes in the hydrological cycle in the American Cordillera. En: *Abstract Volume Science Meeting*. Uspallata, Argentina, 2013.
- ASTER GDEM Validation Team, 2009. ASTER global DEM validation summary report. METI & NASA, 28pp.
- Ayoub, F., Leprince, S., y Keene, L., 2009. User's Guide to COSI-CORR Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation. California Institute of Technology 1200 East California Blvd, Pasadena, CA 91125, USA.
- Azócar, G. F. y 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.
- Bahmbri, R., y Bolch, T., 2009. Glaciar mapping: a review with special reference to the Indian Himalayas. *Progress in Physical Geography* 33(5): 672–704.
- Baker, P. A., Rigsby, C. A., Seltzer, G. O., Fritz, S. C., Lowenstein, T. K., Bacher, N. P., y Veliz, C., 2001. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature* 409: 698-701.
- Ballantyne, C. K., 2002. A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene* 12: 371–376.
- Ballantyne, C. K., 1987. Some observations on the morphology and sedimentology of two active proglacial ramparts, Lyngen, northern Norway. *Arct. Alp. Res.* 19: 167-174.
- Baroni, C., Carton, A., y Seppi, R., 2004. Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello-Presanella Massif (Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 243-295.
- Barsch, D., 1969. Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. *Zeitschrift für Geomorphologie*. Supplementband 8: 11-30.
- Barsch, D., 1996. Rock glaciers. Indicators for the Permafrost and Former Geocology in High Mountain Environment. Springer: Berlin; 331.
- Barsch, D., 1992. Permafrost Creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 175-188.
- Barsch, D., 1978. Active rockglaciers as indicators of discontinuous permafrost: an example from the Swiss Alps. En 3<sup>rd</sup> International Conference on Permafrost. Natural Resources Center, Natural Resources Council Canada: Ottawa; 349-352.
- Barsch, D., 1988. Rockglaciers. En: Clark, M. J. (ed.). *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, New York: 69-90.
- Barsch, D., 1987. The problem of the ice-cored rock glacier. En: Giardino, J. R., Shroeder, J. F., y Vitek, J. D. (eds.). *Rock glaciers*. Allen & Unwin, London: 45-53.
- Barsch, D., 1977. Alpiner Permafrost – ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. En *Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator*, Poser H (ed). Göttingen: 118-141.
- Barsch, D., 1971. Rock glaciers and ice-cored moraines. *Geographiska Annaler* 53A: 203-206.
- Barsch, D., 1969. Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. *Zeitschrift für Geomorphologie* 8: 11-30.
- Barsch, D., y King, L., 1989. Origin and geoelectrical resistivity of rockglaciers in the semi-arid subtropical mountains (Andes of Mendoza, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie NF Suppl* 61: 25-37.

- Barsi, J. A., Schott, J. R., Palluconi, F. D., y Hook, S. J., 2005. Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments. *Proc. SPIE* vol 5882.
- Bayr, K. J., Hall, D. K., y Kovalick, W. M., 1994. Observations on glaciers in the eastern Austrian Alps using satellite data. *International Journal of Remote Sensing* 15(9): 1733-1752.
- Bishop, M. P., Colby, J. D., Luvall, J. C., Quattrochi, D., y Rickman, D. L., 2004. Remote-sensing science and technology for studying mountain environments. In: Bishop, M.P. and Shroder Jr., J.F. (eds.). *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*, Springer, Praxis, Chichester, UK, 147- 187.
- Bertone, M., 1960: Inventario de los glaciares existentes en la vertiente Argentina entre los paralelos 47° 30' y 51° S. Buenos Aires, Argentina: Instituto Nacional del Hielo Continental Patagónico, 103 pp.
- Bell, C. M., y Suárez, M., 2000. Río Lácteo Formation of southern Chile. *Journal of South American Earth Science*, 13.
- Benn, D. I., y Evans, D. J. A. 2010. *Glaciers and glaciation*. 2<sup>nd</sup> edition. Hodder Education.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Baratoux, D., Vincent, C., y Rémy, F., 2006. Biases of SRTM in high-mountain areas. Implications for the monitoring of glacier volume changes. *Geophysical Research Letters* 31, L174031.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., y Chevallier, P., 2007. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment* 108: 327-338.
- Berthier, E., Le Bris, R., Mabileau, L., Testut, L., y Remy, F., 2009. Ice wastage on the Kerguelen Islands (49S, 69E) between 1963 and 2006. *Journal of Geophysical Research*, 114(F3), F03005. DOI: 10.1029/008JF001192
- Berthier, E., Vadon, H., Baratoux, D., Arnaud, V., Vincent, C., Feigl, K. L., Remy, F., y Legresy, B., 2005. Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery, *Remote Sensing of Environment*, 95, 14–28.
- Berthling, I., 2011. Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology* 131: 98–106. DOI:10.1016/j.geomorph.2011.05.002
- Berthling, I., y Etzelmüller, B., 2011. The concept of cryo-conditioning in landscape evolution. *Quaternary Research* 75: 378–384.
- Blasco, G., Zappettini, E., y Hongn, F., 1996. Hoja Geológica 2566-I (1: 250.000) San Antonio de los Cobres, provincias de Salta y Jujuy. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Argentina, boletín N° 217; 126.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., y Noetzi, J. A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere* 6: 125–140. DOI:10.5194/tc-6-125-2012
- Bolch, T., 2011. Assessment of Cryospheric Variations in Different Climatic Regimes and Their Impacts Using Geomatics. Habilitation Thesis. Technische Universität Dresden; 274.
- Bolch, T., Buchroithner, M. F., Kunert, A., y Kamp, U., 2007. Automated delineation of debris-covered glaciers based on ASTER data. En: *Geoinformation in Europe*. M. A. Gomasasca (eds.), Millpress, Netherlands.
- Bolch, T., Menounos, B., y Wheate, R., 2010. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005. *Remote Sensing of Environment* 114: 127–137.
- Bolch, T., Yao, T., Kang, S., Buchroithner, M. F., Scherer, D., Maussion, F., Huintjes, E., y Schneider, C., 2010. A glacier inventory for the western Nyainqentanglha Range and the Nam Co Basin, Tibet, and glacier changes 1976-2009. *The Cryosphere* 4: 419-433.
- Bottero, R., 2002. Inventario de glaciares de Mendoza y San Juan. En: IANIGLA, 30 años de investigación básica y aplicada en Ciencias Ambientales. Trombotto, D., y Villalba, R. (eds.). Mendoza.
- Bown, F., Rivera, A., y Acuña, C., 2008. Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology* 48: 43-48.
- Braithwaite, R. J., y Raper, S. C. B., 2007. Glaciological conditions in seven contrasting regions estimated with the degree-day model. *Annals of Glaciology* 46: 297–302.

- Brenning, A., 2009. Benchmarking classifiers to optimally integrate terrain analysis and multispectral remote sensing in automatic rock glacier detection. *Remote Sensing of Environment* 113: 239–247.
- Brenning, A., 2005. Geomorphological, Hydrological and Climatic Significance of Rock Glaciers in the Andes of Central Chile (33–35° S). *Permafrost and Periglacial Processes* 16: 231–240. DOI: 10.1002/ppp.528
- Brenning, A., 2003. La importancia de los glaciares de escombros en los sistemas geomorfológico e hidrológico de la Cordillera de Santiago: fundamentos y primeros resultados. *Revista de Geografía Norte Grande* 30: 7–22.
- Brenning, A., y Azócar, G. F., 2010. Statistical Analysis of Topographic and Climatic Controls and Multispectral Signatures of Rock Glaciers in the Dry Andes, Chile (278–338S). *Permafrost and Periglacial Processes* 21: 54–66. DOI: 10.1002/ppp.670
- Brenning, A., Long, S., y Fieguth, P., 2012. Detecting rock glacier flow structures using Gabor filters and IKONOS imagery. *Remote Sensing of Environment* 125: 227–237.
- Brenning, A., Peña, M. A., Long, S., y Soliman, A., 2012. Thermal remote sensing of ice-debris landforms using ASTER: an example from the Chilean Andes. *The Cryosphere* 6: 367–382. DOI:10.5194/tc-6-367-2012
- Brenning, A., y Trombotto, D., 2006. Logistic regression modeling of rock glaciers and glacier distribution: Topographic and climatic controls in the semi-arid Andes. *Geomorphology* 81: 141–154. DOI:10.1016/j.geomorph.2006.04.003
- Bronge, L. B., y Bronge, C., 1999. Ice and snow-type classification in the Vestfold Hills, East Antarctica, using Landsat-TM data and ground radiometer measurements. *International Journal of Remote Sensing* 20: 225–240.
- Buk, E., 1983. Glaciares de escombros y su significación hidrológica. *Acta Geocriogénica* 1: 22–38.
- Calkin, P. E., Haworth, L. A., y Ellis, J. M., 1987. Rock glaciers of central Brooks Range, Alaska, USA. En: Giardino, J. R., Shroeder, J. F., y Vitek, J. D. (eds.). *Rock glaciers*. Allen & Unwin, London: 65–82.
- Carabajal, C., y Harding, D. J., 2006. SRTM C-Band and ICESat laser altimetry elevation comparisons as a function of tree cover and relief. *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* 72: 287–298.
- Carrasco, J., Casassa, G., y Rivera, A., 2002. Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Icefield. En Casassa, G., Sepulveda, F., y Sinclair, R. (eds.). *The Patagonian Ice Fields: a Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies*. New York: Kluwer Academic/Plenum Publishers, 29–41.
- Catalano, L., 1926 Contribución al conocimiento de los fenómenos geofísicos atmosféricos. Dirección General de Minas. *Geología e Hidrología*. Buenos Aires, 24: 78p.
- Chepstow-Lusty, A., Bush, M. B., Frogley, M. R., Baker, P. A., Fritz, S. C., y Aronson, J., 2005. Vegetation and climate change on the Bolivian Altiplano between 108,000 and 18,000 yr ago. *Quaternary Research* 63: 90–98.
- Clapperton, C. M., Clayton, J. D., Benn, D. I., Marden, C. J., y Argollo, J., 1997. Late Quaternary glacier advances and palaeolake highstands in the Bolivian Altiplano. *Quaternary International* 38–39: 49–59.
- Clark, D. H., Clark, M. M., y Gillespie, A. R., 1994. Debris-covered glaciers in the Sierra Nevada, California, and their implications for snowline reconstructions. *Quaternary Research* 41: 139–153.
- Clark, D. H., Steig, E. J., Potter, N. Jr., y Gillespie, A. R., 1998. Genetic variability of rock glaciers. *Geographiska Annaler* 80A: 175–182.
- Clayton, J. D., y Clapperton, C. M., 1997. Broad synchrony of a lateglacial glacier advance and the highstand of palaeolake Tauca in the Bolivian Altiplano. *Journal of Quaternary Science* 12: 169–182.
- Cobos, D. R., 1985. Inventario de los cuerpos de hielo en la cuenca del río Malargüe, Provincia de Mendoza, República Argentina. Bases para un racional manejo de los recursos naturales en ecosistemas desérticos. IANIGLA-CONICET. 20 p.

- Cobos, D., 1983. Inventario de glaciares de la cuenca del Río Atuel. IANIGLA-CONICET. Mendoza, Argentina. 29 p.
- Cogley, J. G., Hock, G. R., Rasmussen, L. A., Arendt, A. A., Bauder, A., Braitwaite, R. J., Jansson, P., Kaser, G., Moller, M., Nicholson L., y Zemp, M., 2011. Glossary of glacier mass balance and related terms. IHP-II Technical Documents in Hydrology 86, IACS Contribution 2, UNESCO-IHP, Paris.
- Coll, C., Galve, J. M., Sánchez, J. M., y Caselles, V., 2010. Validation of Landsat-7/ETM+ Thermal-Band Calibration and Atmospheric Correction With Ground-Based Measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 48 (1): 547-555.
- Condom, T., Coudrain, A., Sicart, J. E., y Théry, S., 2007. Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N–55°S). *Global and Planetary Change* 59: 189–202.
- Corte, A. E., 1983. Geocriología. El frío en la Tierra. Ediciones Culturales de Mendoza: Mendoza; 398.
- Corte, A. E., 1976. Rock glaciers. *Biul Peryglacjalny* 26: 175-197.
- Corte, A. E., y Buk, E., 1976. Hidrología glacio-nival del sector oriental de la Cordillera Frontal del Cordón del Plata. Memoria Anual 1976 IANIGLA, CONICET. Mendoza, 63-72.
- Corte, A. E., y Espizúa, L., 1981. Inventario de Glaciares de la Cuenca del Río Mendoza. IANIGLA-CONICET, Imprenta Farras, Mendoza.
- Corte, A. E., Trombotto, D. T. A., y Ahumada, A. L., 1982. Relevamiento de la geomorfología criogénica del NW Argentino. Informe Inédito, IANIGLA-CRICYT, Mendoza.
- Crippen, R. E., 2009. Spatial resolution of the ASTER global elevation model (GDEM). Presentation at the 35th ASTER Science Team Meeting, Kyoto, Japan.
- Dall, J., Madsen, J. N., Keller, K., y Forsberg, R., 2001. Topography and penetration of the Greenland ice sheet measured with airborne SAR interferometry. *Geophysical Research Letters* 28 (9) 1703-1706.
- Davies, B. J., y Glasser, N. F., 2012. Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age (AD 1870) to 2011. *Journal of Glaciology*, Vol. 58, No. 212, 2012 DOI: 10.3189/2012JoG12J026
- De Agostini, A. M., 1945. Andes Patagónicos. Viajes de exploración a la Cordillera Patagónica Austral. 2a edición. Buenos Aires: Guillermo Kraft, 445 pp.
- Delaloye, R., y Lambiel, C., 2005. Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps): *Norwegian Journal of Geography*, 59/2, 194-203.
- Della Ventura, A., Rampini, A., y Serandrei Barbero, R., 1987. Development of a satellite remote sensing technique for the study of alpine glaciers. *International Journal of Remote Sensing* 8: 203–215.
- Denton, G. H., Heusser, C. J., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Andersen, B. G., Heusser, L. E., Schlüchter, C., y Marchant, D. R., 1999. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska Annaler, Series A- Physical Geography* 81 (2), 107–153.
- Díaz, J. I., y Miserendino Fuentes, A., 1988. El ámbito deposicional y tectónico del Grupo Payogastilla (Provincia de Salta, República Argentina). *Actas, V Congreso Geológico Chileno*, Santiago 5, C87-C103.
- Dozier, J., 1987. Remote sensing of snow characteristics in the southern Sierra Nevada, Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover. *Proceedings of the Vancouver SymPosium*, August 1987, FANS, 166, pp, 305-314.
- Dozier, J., 1989. Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*, 28: 9-22.
- Duncan, C. C., Klein, A. J., Masek, J. G., y Isacks, B. L., 1998. Comparison of late Pleistocene and modern glacier extents in central Nepal based on digital elevation data and satellite imagery. *Quaternary Research* 49 (3): 241–254.
- Dyurgerov, M. B., y Meier, M. F., 2000. Twentieth century climate change: evidence from small glaciers. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 97 (4), 1406–1411.

- Escobar, F., Vidal, F., y Garín, C., 1992. Water balance in the Patagonia Icefield. *Bulletin of Glacier Research* 4: 109–120.
- Esper Angillieri, Y., 2009. A preliminary inventory of rock glaciers at 30° S latitude, Cordillera Frontal of San Juan, Argentina. *Quaternary International* 195: 151-157. DOI:10.1016/j.quaint.2008.06.001
- Espizúa, L., 1983. Glacier and moraine inventory on the eastern slopes of Cordón del Plata and Cordón del Portillo, Central Andes, Argentina. INQUA Symposia on the genesis and lithology of Quaternary deposits. USA, Argentina. 1981-1982. A. Balkema. 381-395 pp.
- Espizúa, L. E., y Maldonado, G. I., 2007. Glacier Fluctuations in the Central Andes of Mendoza, Argentina from 1894/1896 to 2006. Scarpati, O. E., Jones, A. A. (eds.) *Environmental Change and Rational Water USE*. Orientación gráfica Editora S.R.L Buenos Aires, 353-366.
- Espizúa, L. E., y Pitte, P., 2009. The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35°S), Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 345–350.
- Etzelmüller, B., y Subelak, J. R., 2000. Developments in the use of digital elevation models in periglacial geomorphology and glaciology. *Physiche Geographie. Jahrestagung Winterthur Vol 41*.
- Etzelmüller, B., y Ove Hagen, J., 2005. Glacier-permafrost interaction in Arctic and alpine environments with examples from southern Norway and Svalbard. *Geological Society, London, Special Publications* 242: 11-27. DOI:10.1144/GSL.SP.2005.242.01.02
- Evin, M., 1987. Lithology and fracturing control of rock glaciers in Southwestern Alps of France and Italy. En: Giardino, J., Shroder, J. Jr., y Vitek, J. (eds.). *Rock Glaciers*. Allen and Unwin, Winchester, Massachusetts, USA: 83-106.
- Falvey, M., y Garreaud, R. D., 2009. 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*, 114: D04102. DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2008JD010519>.
- Favier, V., Wagon, P., y Ribstein, P., 2004. Glaciers of the outer and inner tropics: a different behavior but a common response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters* 31: 1–5.
- Filippi, R., Notarnicola, C., Carturan, L., Seppi, R., Gabrielli, P., Zebisch, M., Lanzinger, M., y Dinale, R., 2011. Semi-automatic glacier mapping on the Ortles-Cevedale glaciers (Italy) by using ETM+ and TM Landsat images. En: *15th Alpine Glaciology Meeting 2011, Munich, Germany*
- Fortes, L. P., Lauria, E., Brunini, C., Amaya, W., Sanchez, L., Drenes, H., y Seemeller, W., 2006. Current status and future developments of the SIRGAS project. *Wiss. Arb. der Fachr. Vermessungswesen der Univ. Hannover*, 258: 59-70.
- French, H. M., 2007. *The Periglacial Environment*. 3<sup>rd</sup> edition. John Wiley and Sons, England: 458p.
- Frey, H. y Paul, F., 2012. On the suitability of the SRTM DEM and ASTER GDEM for the compilation of topographic parameters in glacier inventories. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 18, 480-490. DOI:10.1016/j.jag.2011.09.020.
- Frey, H., Paul, F., y Strozzi, T., 2012. Compilation of a glacier inventory for the western Himalayas from satellite data: methods, challenges, and results. *Remote Sensing of Environment* 124, 832-843.
- Fritz, S. C., Baker, P. A., Lowenstein, T. K., Seltzer, G. O., Rigsby, C. A., Dwyer, G.S., Tapia, P. M., Arnold, K. K., Ku, T., y Luo, S., 2004. Hydrologic variation during the last 170,000 years in the southern hemisphere tropics of South America. *Quaternary Research* 61: 95-104.
- Fujita, K., 2008. Influence of precipitation seasonality on glaciers mass balance and sensitivity to climate change. *Annals of Glaciology* 48: 88–92.
- Furbish, D. J., y Andrews, J. T., 1984: The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, 30 (105): 199-211.

- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of Geological Society of London* 129: 93-131.
- García-Zamora, G., Villalba, R., Delgado, S., Trombotto, D., Masiokas, M., Calí, S., Ripalta, A., y Hernández, J., 2004. Glacier fluctuations during the past centuries in the Argentinean sector of Cerro San Lorenzo (47°40'S), southern Patagonia. 2nd Symposium on Mass Balance of Andean Glaciers, Glacier Shrinkage in the Andes and Consequences for Water Resources. Huaraz, Peru.
- Gardelle, J., Berthier, E., y Arnaud, Y., 2012. Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing. *Journal of Glaciology* 58 (208): 419-422
- Garibotti, I. A., y Villalba, R., 2013. Dating Neoglacial events in Monte San Lorenzo, Argentina, using lichenometric methods. IAI CRN 2047B Documenting, understanding and projecting changes in the hydrological cycle in the American Cordillera. Abstract Volume Science Meeting. Uspallata, Argentina, 2013.
- Garleff, K., 1977. Höhenstufen der argentinischen Anden in Cuyo, Patagonien und Feuerland. *Göttinger Geographische bhandlungen*, 68, Göttingen, 150 p.
- Garleff, K., y Stingl, H., 1983. Hangformen und Hangformung in der periglazialen Höhenstufe der argentinischen Anden zwischen 27° und 55° südlicher Breite. En: *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse. Dritte Folge Nr. 35*, Poser H, Schunke E (eds.). Vandenhoeck & Ruprecht: Göttingen; 425-434.
- Garleff, K., y Stingl, H. 1986. Geomorphologische Aspekte aktuellen und vorzeitlichen Permafrostes in Argentinien. *Zentralblatt fuer Geologie und Palaeontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie Heft 9/10*, 1367-1374.
- Garleff, K., y Stingl, H. 1988. Geomorphologische Untersuchungen in der nivalen und subnivalen Stufe der argentinischen Anden –Ergebnisse und paläoklimatische Interpretation. *Deutscher Geographentag München, Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen*, 46, Stuttgart, 419-425.
- Garreaud, R. D., 2009. The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences* 7, 1-9.
- Garreaud, R., López, P., Minvielle, M. y Rojas, M., 2013. Large scale control on the Patagonia climate. *Journal of Climate* 26: 215-230.
- GCOS, 2006. Systematic observation requirements for satellite-based products for climate. Supplemental details to the satellite-based component of the Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC. GCOS Report 107 (and WMO/TD No. 1338).
- Giacosa, R., y Franchi, R., 2001. Hojas Geológicas 4772-III y 4772-IV, Lago Belgrano y Lago Posadas. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 256-68 p. Buenos Aires.
- Giardino, J., Shroeder, J. Jr., y Vitek, L. (eds.) *Rock Glaciers*. Allen & Unwin, Winchester, Mass. USA: 355p.
- Godoy, E., Davidson, J., Hervé, F., y Kawashita, K., 1984. Deformación sobreimpuesta y metamorfismo progresivo en un prisma de acreción paleozoico: Archipiélago de los Chonos, Aysen, Chile. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 4: 211-232. Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 2009. Deslizamientos al norte de la población de Tricao Malal, noroeste del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(3): 545-550.
- González Díaz, E. F., Costa, C. H., y Giaccardi, A. D., 2003. El complejo deslizamiento de Ailenco-Cerro Papas-Las Olletas (Departamento Minas, norte del Neuquén, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (2): 194-200.
- González Díaz, E. F., Fauque, L. E., Giaccardi, A. D., y Costa, C. H., 2000. Las lagunas de Varvar Co Campos y Varvar Co Tapia (N. del Neuquén, Argentina): su relación con avalanchas de rocas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3): 147-164. Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., y Folguera, A., 2011. Análisis geomorfológico del tramo Medio e inferior de la cuenca de drenaje del río Curri Leuvú, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68 (1): 17 – 32.

- González Díaz, E. F., y Folguera, A., 2009. Los Deslizamientos de la Cordillera Neuquina al sur de los 38° S: su inducción. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 569 - 585.
- González Díaz, E. F., y Folguera, A., 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36°-38°S: una propuesta de inducción sísmica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2): 197-217, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., y Folguera, A., 2005 Reconocimiento y descripción de avalanchas de rocas prehistóricas en el área neuquina delimitada por los paralelos 37°15' y 37°05'S y los meridianos 70°55' y 71°05'O. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (3): 446-460, Buenos Aires.
- Gorbunov, A. P., 1988. The alpine permafrost zone in the USSR. En: *Proceedings, Fifth International Conference on Permafrost, Vol 1. Tapir Publishers, Trondheim*; 154-158.
- Gorbunov, A. P., 1983. Rock glaciers in the mountains of Middle Asia. En: *Proceedings of the fourth International Conference on Permafrost, National Academy press: Whashington DC*; 359-362.
- Gosse, J. C., y Phillips, F. M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and applications. *Quaternary Science Reviews* 20: 1475–1560.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(3): 177-208.
- Grosjean, M., Geyh, M., Messerli, B., y Schotterer, U., 1995. Lateglacial and Early Holocene lake sediments, groundwater formation and climate in the Atacama Altiplano. *Journal of Paleolimnology* 14: 241- 252. DOI: 10.1007/BF00682426
- Guglielmin, M., y Smiraglia, C., 1998. the rock glacier inventory of the Italian Alps. En: *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost. Yellowknife, Canada, Collection Nordicana vol 55.*
- Guodong, C., 1992. Distribution of Mountain Permafrost and Climate. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 83-91.
- Hall, D. K., Bayr, K. J., Bindschadler, R. A., y Shöner, W., 2001. Changes in the Pasterze Glacier, Austria, as measured from the ground and space. 58th Eastern Snow Conference, Ottawa, Canada.
- Hall, D. K., Bayr, K. J., Schöner, W., Bindschadler, R. A., y Chien, J. Y. L., 2003. Consideration of the errors inherent in mapping historical glacier positions in Austria from ground and space (1893–2001). *Remote Sensing of Environment*, 86(4): 566–577. DOI: 10.1016/S0034-4257(03)00134-2
- Hall, D. K., y Martinec, J., 1985. *Remote Sensing of ice and snow. New York, Chapman and Hall*, 189 p.
- Hall, D. K., Williams, R. S. Jr., y Bayr, K. J., 1992. Glacier recession in Iceland and Austria. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 73, 129, 135 and 141.
- Haerberli, W., 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. En *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich* 77: 142.
- Haerberli, W., 1983. Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps - today and in the past. *Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost*, 415-420. Fairbanks Alaska.
- Haerberli, W., 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Fltielapass und Piz Grialetsch (Graubünden). En: *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich* 77: 17.
- Haerberli, W., y Burn, C. 2002. Natural hazards in forests - glacier and permafrost effects as related to climate changes. En: Sidle, R. C. (ed.) *Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests. IUFRO Research Series* 9: 167-202.
- Haerberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., y Vonder Mühl, D., 2006. Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 189–214. DOI: 10.1002/ppp.561

- Haeberli, W., y Hoelzle, M., 1995. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology* 21: 206–212.
- Hayakawa, Y. S., Oguchi, T., y Lin, Z., 2008. Comparison of new and existing global digital elevation models: ASTER G-DEM and SRTM-3. *Geophysical Research Letters* 35: L17404.
- Heid, T., y Kääh, A., 2012. Repeat optical satellite images reveal widespread and long term decrease in land-terminating glacier speeds *The Cryosphere* 6: 467–478. DOI:10.5194/tc-6-467-2012
- Hervé, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, 11:183-188.
- Hervé, F., y Suárez, M., 2000. The Southern Andes. *Tectonic Evolution of South America*. 31 Congr. Geol. Int., Rio de Janeiro.
- Hijmans, R. J., Cameron, S. E., Parra, J. L., Jones, P. G., y Jarvis, A., 2005. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 25 (15): 1965-1978.
- Hock, R., De Woul, M., Radić, V., y Dyurgerov, M., 2009. Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution. *Geophysical Research Letters* 36, L07501.
- Hoelzle, M., Chinn, T., Stumm, D., Paul, F., Zemp, M., y Haeberli, W., 2007. The application of glacier inventory data for estimating past climate change effects on mountain glaciers: A comparison between the European Alps and the Southern Alps of New Zealand. *Global and Planetary Change* 56: 69–82.
- Hollingsworth, B., Chen, L., Reichenbach, S., y Irish, R., 1996. Automated cloud cover assessment for Landsat TM images. En: *Proceedings of the SPIE Conference* vol 2819, *Imaging Spectrometry II*: 170–179.
- Hongn, F. D., y Seggiaro, R. E., 2001. Hoja Geológica 2566-III (1: 250.000) Cachi, provincias de Salta y Catamarca. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Argentina, boletín N° 248; 94.
- Howat, I. M., Smith, B. E., Joughin, I., y Scambos, T. A., 2008. Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations. *Geophys. Res. Lett.* 35: L17505. DOI: 10.1029/2008GL034496, 2008.
- Humlum, O., 1998. The Climatic Significance of Rock Glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 375-395.
- Igarzábal, A., 1983. El sistema glaciológico de la cuenca superior del Río Juramento, provincia de Salta. En VIII Congreso Geológico Argentino - Actas IV; 167-183.
- IGM, 1997. Volcán Domuyo, Provincias de Neuquén y Mendoza. Carta Topográfica Hoja 3769-7 Escala 1:100000.
- IGM, 1982. Cerro Pico Agudo, Provincia de Santa Cruz. Carta Topográfica Hoja 4772-27 Escala 1:100000.
- IPCC, 2001. Third assessment report, Working Group 1. Cambridge University Press, Cambridge.
- IRN, 2013. Provincia de Salta – Clima y Meteorología. Inventario de los Recursos Naturales, Secretaría de Minería de la Nación, Argentina. Informe disponible en Internet en el sitio web <http://www.mineria.gov.ar/estudios/irn/salta/t-2-3-5.asp#titulo>. Accedido el día 5 de Mayo de 2013.
- Ikeda, A., y Matsuoka, N., 2003. A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the permafrost belt in the Swiss Alps. En: *Permafrost*, Phillips, Springman, Arenson (eds.). Swets & Zeitlinger: Lisse; 455-460.
- Ikeda, A., y Matsuoka, N., 2002. Degradation of Talus-derived Rock Glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost Periglacial Processes* 13: 145–161. DOI: 10.1002/ppp.413
- Iturraspe, R., y Iturraspe, R., 2010. Categorización de cuencas de Tierra del Fuego según su vulnerabilidad a la recesión glaciaria en base al balance de masa y el inventario de glaciares. Seminario “Tecnología Satelital para reducir la Incertidumbre de los Escenarios Climáticos

- e Hidrológicos – identificación y monitoreo de Glaciares”, CONAE, Barreal, San Juan, 9-13 Agosto 2010.
- Ives, R. L., 1940. Rock galciers in teh Colorado Front Range. *Bull. Geol. Soc. Am. Abstr.* 50: 1913-1914.
- Janke, J. R., 2005. Photogrammetric analisys of front range rock glacier flow rates. *Geografiska Annaler*, 87A (4): 515–526.
- Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A., y Guevara, E., 2008. Hole-filled seamless SRTM data V4, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), available from <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- Jarvis, A., Rubiano, J., Nelson, A., Farrow, A., y Mulligan, M., 2004. Practical use of SRTM data in the tropics – Comparisons with digital elevation models generated from cartographic data. Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT), 2004. 32 p.
- JAXA, 2012. URL: [http://www.jaxa.jp/projects/sat/alos/index\\_e.html](http://www.jaxa.jp/projects/sat/alos/index_e.html)
- JAXA/EORC, 2010. DSM/ORI Product Output Files of DOGS-AP Data Format Control Book.
- Jiskoot, H., Curran, C. M., Tessler, D. L., y Shenton, L. R., 2009: Changes in Clemenceau Icefield and Chaba Group glaciers, Canada, related to hypsometry, tributary detachment, length-slope and area-aspect relations. *Annals of Glaciology*, 50 (53): 133-143.
- Johnsosl, B., 2006. The Effect of Topography, Latitude, and Lithology on the Distribution of Rock Glaciers in the Lemhi Range, central Idaho. Master of Science in Geology Thesis. Idaho State University.
- Johnson, P. G., 1984. Rock glacier formation by high-magnitude low-frequency slope processes in the Southwest Yukon. *Annals of the Association of American Geographers* 74: 408–419.
- Johnson, P. G., 1983. Rock glaciers: A case for change in nomenclature. *Geographiska Annaler* 65A: 27-34.
- Joughin, I., Smith, B. E., y Waleed Abdalati, W., 2008. Glaciological advances made with interferometric synthetic aperture radar *Journal of Glaciology* Vol. 56, No. 200: 1026-1042.
- Kääb, A., 2008. Remote Sensing of Permafrost-related Problems and Hazards. *Permafrost and Periglacial Processes* 19: 107–136. DOI: 10.1002/ppp.619
- Kääb, A., 2005. Remote Sensing of Mountain Glaciers and Permafrost Creep. Habilitation Thesis. Geographishes Institut der Universität Zurich.
- Kääb, A., 2005. Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya, *Remote Sensing of Environment*, 94 (4): 463-474.
- Kääb, A., Frauenfelder, R., y Roer, I., 2007. On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change* 56: 172–187.
- Kääb, A., Haeberli, W., y Gudmundsson, G. H., 1997. Analysing the Creep of Mountain Permafrost using High Precision Aerial Photogrammetry: 25 Years of Monitoring Gruben Rock Glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 8: 409-426.
- Kääb, A., Huggel, C., Fischer, L., Guex, S., Paul, F., Roer, I., Salzmann, N., Schlaefli, S., Schmutz, K., Schneider, D., Strozzi, T., y Weidmann, Y., 2005. Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5: 527–554.
- Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Wessels, R., Raup, B., Kieffer, H., y Kargel, J., 2003. Glacier monitoring from ASTER imagery: accuracy and applications. *EARSeLe Proceedings* 2: 43-53 (CDROM).
- Kääb, A., Kaufmann, V., Ladstädter, R., y Eiken, T., 2003. Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. En: *Permafrost*. Phillips, Springman & Arenson (eds.) Swets & Zeitlinger, Lisse: 501-506.
- Kääb, A., y Kneisel, C., 2006. Permafrost Creep within a Recently Deglaciaded Glacier Forefield: Muragl, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 79–85. DOI: 10.1002/ppp.540
- Kääb, A., Reynolds, J. M., y Haeberli, W., 2005. Glacier and Permafrost Hazards in High Mountains. In *Global Change and Mountain Regions*, Huber UM. et al. (eds.). Springer: The Netherlands; 225-234.

- Kääb, A., y Vollmer, M., 2000. Surface Geometry, Thickness Changes and Flow Fields on Creeping Mountain Permafrost: Automatic Extraction by Digital Image Analysis Permafrost Periglacial Processes 11: 315–326.
- Kääb, A., y Weber, W., 2004 Development of Transverse Ridges on Rock Glaciers: Field Measurements and Laboratory Experiments Permafrost and Periglacial Processes 15: 379–391. DOI: 10.1002/ppp.506
- Kammer, K., 1998. Rock glaciers, Western Andes, Chile. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.
- Karrasch, H., 1983. Die periglaziale Tal- und Reliefsymmetrie. En: Poser, H., y Schunke, E. (eds.). Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum: 310-370. Göttingen.
- Kaser, G., 2001. Glacier-climate interaction at low latitudes. Journal of Glaciology 47 (157): 195–204.
- Kaser, G., y Osmaston, H., 2002. Tropical glaciers. Cambridge Univ Pr. 207 pp.
- Keidel, J., 1943. El Ordovícico inferior en los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 36: 140-229. Córdoba.
- Kellerer-Pirkbauer, A., Lieb, G. K., y Kleinfischer, H., 2012. A new rock glacier inventory of the eastern European Alps. Austrian Journal of earth Science 105 (2): 78-93.
- Kenyi, L. W., 2003. Measuring rock glacier surface deformation using SAR interferometry. In Permafrost, Phillips, Springman, Arenson (eds.). Swets & Zeitlinger: Lisse; 537-541.
- Keshri, A. K., Shukla, A., y Gupta, R. P., 2009. ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping. International Journal of Remote Sensing 30: 2519-2524.
- Khromova, T. E., Osipova, G. B., Tsvetkov, G. V., Dyrgerov, M. B., y Barry, R. G., 2006. Changes in glacier extent in the eastern Pamir, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery Remote Sensing of Environment 102: 24–32. DOI:10.1016/j.rse.2006.01.019
- Klein, A. G., y Isacks, B. L., 1996. Glaciers: tracking change in the central Andes Mountains. GIS World 9 (10): 48–52.
- Klein, A. G., Seltzer, G. O., y Isacks, B. L., 1999. Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Perú, Bolivia and northern Chile. Quaternary Science Reviews 18: 63–84.
- Kneisel, C., y Kääb, A., 2007. Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach. Earth Surface Processes and Landforms 32, 1797–1810. DOI: 10.1002/esp.1488
- Korona, J., Berthier, E., Bernard, M., Rémy, F., y Thouvenot, E., 2009. SPIRIT. SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice: Reference Images and Topographies during the fourth International Polar Year (2007–2009). ISPRS J. Photogramm. Remote S. 64: 204– 212. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2008.10.005, 2009.
- Krainer, K., y Ribis, M., 2012. A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). Austrian Journal of earth Science 105 (2): 32-47.
- Krimmel, R. M., y Meier, M. F., 1975. Glacier applications of ERTS-1 images. Journal of Glaciology 15: 391–402.
- Krishna, A. P., 2005. Snow and glacier cover assessment in the high mountains of Sikkim Himalaya. Hydrological Processes 19 (22): 2375-2383.
- Lazar, R., Kellerer-Pirkbauer, A., Sulzer, W., y Zenkl, G., 2007. Observations on periglacial Landforms at Nevado de Cachi, NW–Argentina. En: Geomorphology for the future – Conference Proceedings, Innsbruck University Press: Innsbruck; 129-136.
- Le Bris, R., Paul, F., Frey, H., y Bolch, T., 2011. A new satellite-derived glacier inventory for western Alaska. Annals of Glaciology 52 (59): 135-143.
- Le Bris, R., y Paul, F., 2013. An automatic method to create flow lines for determination of glacier length: A pilot study with Alaskan glaciers. Computers & Geosciences 52: 234–245. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2012.10.014>
- Lenzano, M. G., 2011. Estudio de geofomas glaciarias en los Andes Centrales Argentinos. Tesis Doctoral, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza.
- Leprince, S., Barbot, S., Ayoub, F., y Avouac, J. P., 2007. Automatic and Precise Orthorectification, Coregistration, and Subpixel Correlation of Satellite Images, Application

- to Ground Deformation Measurements, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45(6): 1529-1557.
- Leprince, S., Berthier, E., Ayoub, F., Delacourt, C., y Aavouac, J-P., 2008. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*. Vol 89 (1).
- Li, Z., Sun, W., y Zeng, Q., 1998. Measurements of glacier variation in the Tibetan plateau using Landsat data. *Remote Sensing of Environment* 63: 258-264.
- Lilleøren, K. S., y Etzelmüller, B., 2011. A regional inventory of rock glaciers and ice-cored moraines in Norway. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 93: 175–191. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2011.00430.x
- Liu, L., Millar, C. I., Westfall, R. D., y Zebker H. A., 2013. Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case study using InSAR. *The Cryosphere* 7: 1109–1119. DOI:10.5194/tc-7-1109-2013
- Llambías, E., Palacios, M., Danferder, J. C., y Brogioni, N., 1978a. Petrología de las rocas ígneas cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes, Provincia del Neuquén. VII Congreso Geológico Argentino, Actas II, 553-568.
- Llambías, E., Palacios, M., Danferder, J. C., y Brogioni, N., 1978b. Las rocas ígneas cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes. VII Congreso Geológico Argentino, Actas II, 569-584.
- Lliboutry, L., 1986. Rock glaciers in the dry Andes. En *Proceedings, International Symposium 'Glacier mass balance, fluctuations and runoff'*, Alma-Ata, 30 September–5 October 1985. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy [Data on glaciological studies* 58: 18–25, 139–144.
- Lliboutry, L., 1956. Nieves y glaciares de Chile, fundamentos de glaciología. Universidad de Chile, 472 p., Santiago de Chile.
- Lliboutry, L., 1953. El origen de los penitentes. En *Informaciones Geográficas*, volumen III. Santiago, Chile.
- Lliboutry, L., Gonzalez, O., y Simken, J., 1958. Les glaciers du desert Chilien. En: *General Assmly of Toronto Vol. 4, Publication No 46, IUGG Internat. Assoc. Sci. Hydrology, Gentbrugge*.
- Losinski, W. von, 1912. Die perigalziale fazies der mechanischen Verwitterung. *Comptes Rendus, XI Congrès Internationale Géologie, Stockholm 1910*: 1039-1053.
- Losinski, W. von, 1909. Über die mechanische Verwitterung Sandsteine im gemässigten klima. *Bulletin Internationale de l'Academie de Sciences de Cracovie class des Siences Mathematique et Naturalles* 1: 1-25.
- López, P., Chevallier, P., Favier, V., Pouyau, B., Ordenes, F., y Oerlemans, J., 2010: A regional view of fluctuations in glacier length in southern South America. *Global and Planetary Change*, 71: 85–108.
- Lowell, T. V., 2000. As climate changes, so do glaciers. *Proceedings of the Nacional Academy of Sciences* 97 (4): 1351–1354.
- Lowell, T. V., Heusser, C. J., Andersen, B. G., Moreno, P. I., Hauser, A., Heusser, L. E., Schlüchter, C., Marchant, D. R., y Denton, G. H., 1995. Interhemispheric correlation of the late Pleistocene glacial event. *Science, New Series* 269 (5230): 1541–1549.
- Martínez Carretero, E., 2006. Payunia. Reserva Natural y Provincia Fitogeográfica. *Volúmen especial* 61, 217-235.
- Martini, M. A., Strelin, J. A., y Astini, R. A., 2013. Inventario y caracterización morfoclimática de los glaciares de roca en la Cordillera Oriental argentina (entre 22° y 25° S). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30 (3): 569-581.
- Masiokas, M. H., Rivera, A., Espizúa, L. E., Villalba, R., Delgado, S., y Aravena, J. C., 2009. Glacier Fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 242–268.
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Christie, D. A., Betman, E., Luckman, B. H., Le Quesne, C., Prieto, M. R., y Mauget, S., 2012. Snowpack variations since AD 1150 in the Andes of Chile and Argentina (30°–37°S) inferred from rainfall, tree-ring and documentary records. *Journal of Geophysical Research* 117, D05112, DOI:10.1029/2011JD016748

- Mathieu, R., Chinn, T., y Fitzharris, B., 2013. Detecting the equilibrium - line altitudes of New Zealand glaciers using ASTER satellite images. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 52 (3): 209-222. DOI: 10.1080/00288300909509887
- Matsumoto, T., Aoyama, M., y Bournon, F., 2011. Rock glaciers in the central Patagonian Andes. XVIII INQUA Congress. Bern, Zwitterland.
- McFadden, E. M., Ramage, J., y Rodbell, D. T., 2011. Landsat TM and ETM+ derived snowline altitudes in the Cordillera Huayhuash and Cordillera Raura, Peru, 1986–2005. *The Cryosphere* 5: 419–430. DOI:10.5194/tc-5-419-2011
- Meier, M. F. 1962. Proposed definitions for glacier mass budget terms. *Journal of Glaciology* 4 (33): 252-263.
- Mercer, J. H., 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, 6, 125-166.
- Mercer, J. H., 1970. Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial: II. *American Journal of Science* 269:1-25.
- Mercer, J. H., 1968. Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial: I. *American Journal of Science* 266:91-109.
- Mercer, J., 1967. Southern Hemisphere Glacier Atlas. Technical Report, American Geographical Society, Earth Science Laboratory ES – 33. United States Army, Natick Laboratories, New York.
- Metzeltin Buscaini, S., 2005. El Macizo del San Lorenzo. *Fondazione Giovanni Angelini (eds.)*. Belluno, Italia.
- Mihalcea, C., Brock, B. W., Diolaiuti, G., D'Agata, C., Citterio, M., Kirkbride, M. P., Cutler, M. E. J., y Smiraglia, C., 2008. Using ASTER satellite and ground-based surface temperature measurements to derive supraglacial debris cover and thickness patterns on Miage Glacier (Mont Blanc Massif, Italy). *Cold Regions Science and Technology* 52: 341–354.
- Milana, J. P., 2010. Hielo y Desierto. Los glaciares áridos de San Juan. *Elite Ediciones*, San Juan: 192 p.
- Milana, J. P., y 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.
- Millar, C. I., y Westfall, R. D., 2008. Rock glaciers and related periglacial landforms in the Sierra Nevada, CA, USA; inventory, distribution and climatic relationships. *Quaternary International* 188: 90–104.
- Moholdt, G., Nuth, C., Hagen, J. y Kohler, J., 2010. Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry, *Remote Sens. Environ.* 114: 2756–2767. DOI: 10.1016/j.rse.2010.06.008.
- Moreno, F. P., 1900. Exploraciones en Patagonia. *Boletín del Instituto Geográfico Argentino*, XX: 342- 394. Buenos Aires.
- Muller, S. W., 1947. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. *Strategic Engineering Study 62*, U.S. Army Engineers. Ann Harbor, Michigan: 231p.
- Narama, C., Käab, A., Duishonakunov, M., y Abdrakhmatov, K., 2010. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. *Global and Planetary Change* 71: 42-54.
- Narciso, V., Santamaría, G., y Zanettini, J., 2001. Hoja Geológica 3769-I, Barrancas. Provincias de Mendoza y Neuquen. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 253*, p. Buenos Aires.
- NASA, 2002. Landsat 7 - Science Data user handbook, URL: [http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/IAS/handbook/handbook\\_toc.html](http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/IAS/handbook/handbook_toc.html), access: 19 Sep 2002.
- New, M., Lister, D., Hulme, M., y Makin, I., 2000. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Clim. Res.* 21: 1–25.
- Nuimura, T., Fujita, K., Yamaguchi, S., y Sharma, R. R., 2012. Elevation changes of glaciers revealed by multitemporal digital elevation models calibrated by GPS survey in the

- Khumbu region, Nepal Himalaya, 1992–2008. *Journal of Glaciology* 58 (210). DOI: 10.3189/2012JoG11J061.
- Nuth, C., y Käab, A., 2011. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*, 5, 271–290. DOI:10.5194/tc-5-271-2011.
- Nuth, C., Moholdt, G., Kohler, J., Hagen, J. O., y Käab, A.: Svalbard glacier elevation changes and contribution to sea level rise. *J. Geophys. Res.-Earth* 115: F01008. DOI: 10.1029/2008JF001223, 2010.
- Nyenhuis, M., y Hoeltzle, M., 2005. Rock glacier mapping and permafrost distribution modelling in the Turtmanntal, Valais, Switzerland. *Zeitschrift für geomorphologie* 49 (3): 275-292.
- Oerlemans, J., 2010. *The microclimate of Valley Glaciers*. Igitur, Utrecht University, 138pp. ISBN 987-90-393-5305-5
- Oerlemans, J., 2005. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science* 308, 675–677.
- Oerlemans, J., 2001. *Glaciers and Climate Change*. Balkema, Lisse.
- Oerlemans, J., 1994. Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science* 264 (5156): 243–245.
- Oerlemans, J., y Fortuin, J. P. F., 1992. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science* 258: 115–117.
- Ohmura, A., Kasser, P., y Funk, M. 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38: 397–411.
- Østrem, G., 1975, ERTS-1 data in glaciology—an eVort to monitor glacier mass balance from satellite imagery. *Journal of Glaciology* 15: 403–415.
- Outcalt, S. I., y Benedict, J. B., 1965. Photo interpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, USA. *Journal of Glaciology* 5: 849-856.
- Paterson, W. S. B. 2001. *The Physics of Glaciers*. Tercera Edición. Pergamon Press, Oxford, 480p.
- Paul, F., 2003. *The new Swiss Glacier Inventory: Application of Remote Sensing and GIS*. Dissertation zur Erlangung der naturwissenschaftlichen Doktorwürde. Universität Zürich
- Paul, F., 2002. Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969 and 1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data. *Int. J. remote sensing* 23 (4): 787–799.
- Paul, F., 2010. The influence of changes in glacier extent and surface elevation on modeled mass balance. *The Cryosphere* 4: 569–581. DOI:10.5194/tc-4-569-2010
- Paul, F., y Andreassen, L. M., 2009. A new glacier inventory for the Svartisen region, Norway, from Landsat ETM+ data: challenges and change assessment. *Journal of Glaciology*, 55(192): 607-618.
- Paul, F., y Svoboda, F., 2009. A new glacier inventory on southern Baffin Island, Canada, from ASTER data: II. Data analysis, glacier change and applications. *Annals of Glaciology*, 50 (53): 22-31.
- Paul, F., Barrand, N. E., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., Frey, H., Joshi, S. P., Kononov, V., Le Bris, R., Mölg, N., Nosenko, G., Nuth, C., Pope, A., Racoviteanu, A., Rastner, P., Raup, B., Scharer, K., Steffen, S., y Winsvold, S., 2013. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, 54(63): 171-182. DOI: 10.3189/2013AoG63A296
- Paul, F., Barry, R. G., Cogley, J. G., Frey, H., Haeberli, W., Ohmura, A., Ommanney, C. S. L., Raup, B., Rivera, A., y Zemp, M., 2010. Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources. *Annals of Glaciology*, 50 (53): 119-126.
- Paul, F., Frey, H., y Le Bris, R., 2011. A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: challenges and results. *Annals of Glaciology* 52(59): 144–152. DOI: 10.3189/172756411799096295
- Paul, F., y Haeberli, W., 2008. Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models. *Geophysical Research Letters* 35: L21502.F.

- Paul, F., Huggel, C., y Käab, A., 2004. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers. *Remote Sensing of Environment*, 89: 510-518.
- Paul, F., Huggel, C., Käab, A., Kellenberger, T., y Maisch, M., 2002. Comparison of TM-derived glacier areas with higher resolution data sets. *Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space*, Bern.
- Paul, F., y Käab, A., 2005. Perspectives on the production of a glacier inventory from multispectral satellite data in Arctic Canada: Cumberland Peninsula, Baffin Island. *Annals of Glaciology* 42: 59–66. DOI: 10.3189/172756405781813087
- Paul, F., Käab, A., y Haerberli, W., 2007. Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change* 56: 111-122.
- Paul, F., Käab, A., y Haerberli, W., 2003. Mapping of rock glaciers with optical satellite imagery. En: *8th International Conference on Permafrost, Zürich, Switzerland. Extended Abstracts on Current Research and Newly Available Information*, 125-126.
- Paul, F., Maisch, M., Rothenbühler, C., Hoelzle, M., y Haerberli, W., 2007. Calculation and visualisation of future glacier extent in the Swiss Alps by means of hypsographic modelling. *Global and Planetary Change* 55 (4): 343–357.
- Perucca, L., y Esper Angillieri, Y., 2008. A preliminary inventory of periglacial landforms in the Andes of La Rioja and San Juan, Argentina, at about 28°S. *Quaternary International* 190: 171-179. DOI:10.1016/j.quaint.2007.10.007
- Pettersson, R., 2004. Dynamics of the Cold Surface Layer of Polythermal Storglaciären, Sweden. Phd Thesis, Department of Physical Geography and Quaternary Geology. Stockholm University.
- Pfeffer, W. T., Arendt, A. A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J. G., Gardner, A. S., Hagen, J. O., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., Miles, E. S., Moholdt, G., Mölg, N., Paul, F., Radić, V., Rastner, P., Raup, B. H., Rich, J., Sharp, M. J., y The Randolph Consortium, 2014. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology* 60 (221): 537-552. DOI: 10.3189/2014JoG13J176
- Porter, S. C., 2001. Snowline depression in the tropics during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews* 20: 1067–1091.
- Potter, N., Jr., 1972. Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* 83: 3025-3058.
- Pritchard, H. D., Arthern, R. J., Vaughan, D. G., y Edwards, L. A., 2009. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature* 461: 971–975. DOI: 10.1038/nature08471.
- Prohaska, F., 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In: Schwerdfeger, W. (Ed.), *Climates of Central and South America*. Elsevier, Amsterdam, pp. 13– 112.
- Rabatel, A., Castebrunet, H., Favier, V., Nicholson, L., y Kinnard, C., 2011. Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29° S): recent mass balance and 50 yr surface area variations. *The Cryosphere* 5: 1029–1041. DOI:10.5194/tc-5-1029-2011
- Rabassa, J., 1981, *Inventario de glaciares y cuerpos de nieve permanente en los Andes Patagónicos Septentrionales, Argentina*. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 4, 109-122.
- Rabassa, J., Suárez, J., y Rubulis, S., 1979, *Trabajo inédito del Glaciar del Cerro Hielo Azul*. Archivo del World Glacier Inventory, Zürich, Suiza.
- Rabassa, J., Rubulis, S., y Suárez, J., 1978a. Los glaciares del Monte Tronador. *Anales de Parques Nacionales XIV*, 259–318.
- Rabassa, J., Rubulis, S., y Suárez, J., 1978b. El glaciar del Circo Sur del Cerro Bonete, Parque Nacional Nahuel Huapi, Río Negro. *Anales de Parques Nacionales XIV*, 319–332.
- Rabassa, J., Rubulis, S., y Suárez, J., 1978c. *Glacier Inventory of the northern Patagonian Andes, Argentina between latitude 39°S and latitude 42° 20' S*. Internal report to the Temporary technical Secretariat (TTS) for World Glacier Inventory, Swiss Federal Institute of technology, Zürich.

- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., y Bamler, R., 2003. The shuttle radar topography mission: a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar, *ISPRS J. Photogrammetry*, 57.
- Racoviteanu, A. E., Manley, W. F., Arnaud, Y., y Williams, M. W., 2007. Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change* 59, 10–125.
- Racoviteanu, A. E., Paul, F., Raup, B., Khalsa, S. J. S., y Armstrong, R., 2009. Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. *Annals of Glaciology*, 50: 53–69.
- Racoviteanu, A. E., y Williams, M. W., 2012. Decision Tree and Texture Analysis for Mapping Debris-Covered Glaciers in the Kangchenjunga Area, Eastern Himalaya. *Remote Sensing* 4 (10): 3078-3109. DOI: 10.3390/rs4103078
- Racoviteanu, A. E., Williams, M. W., y Barry, R. G., 2008. Optical remote sensing of glacier characteristics: a review with focus on the Himalaya. *Sensors* 8(5): 3355-3383.
- Radić, V., y Hock, R., 2010. Regional and global volumes of glaciers derived from statistical upscaling of glacier inventory data. *Journal of Geophysical Research* 115, F01010.
- Ramos, V. A., y Kay, S. M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205, 261– 282.
- Ramos, V. A., 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En: *Geología Argentina. Anales nº 29*. Roberto Caminos (ed.) Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1989. Andean foothills structures in Northern Magallanes basin, Argentina. *Bulletin American Association Petroleum Geologist*, 73 (7): 887-903.
- Ranzi, R., Grossi, G., Iacovelli, L., y Taschner, T., 2004. Use of multispectral ASTER images for mapping debris-covered glaciers within the GLIMS Project. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Vol. II*, 1144-1147.
- Raper, S. C. B., y Braithwaite, R. J., 2006. Low sea level rise projections from mountain glaciers and icecaps under global warming. *Nature* 439: 311–313.
- Rastner, P., Bolch, T., y Notarnicola, C., 2013. A Comparison of Pixel- and Object-Based Glacier Classification With Optical Satellite Images. *IEEE Journal of selected topics in applied earth Observation and Remote Sensing*. DOI 10.1109/JSTARS.2013.2274668
- Rau, F., Mauz, F., Vogt, S., Khalsa, S. J. S., y Raup, B., 2005. Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual - Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory. GLIMS Regional Center 'Antarctic Peninsula', 36 p.
- Raup, B., y Khalsa, S. J. S., 2007. GLIMS data analysis tutorial. [http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS\\_Analysis\\_Tutorial\\_a4.pdf](http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf).
- Rees, G. W., 2006. Remote sensing of snow and ice. CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Raton, Florida.
- Reverberi, V. O., 1956. Informe geológico de la Hoja 52a Paso Roballos, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional Geología y Minería, (inédito). Buenos Aires.
- Riccardi, A., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo de la Plata (nueva serie)*, 7, 61 p. La Plata.
- Riccardi, A., y Roller, O., 1980. Cordillera Patagónica Austral. *Geología Regional Argentina, II Simp. Acad. Nac. Sc.*, Córdoba, Argentina.
- Riggs, J. C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 12 (2): 65-97. Buenos Aires.
- Rignot, E., Echelmeyer, K., y Krabill, W., 2001. Penetration depth of interferometric synthetic aperture-radar signals in snow and ice. *Geophysical Research Letters* 28 (18) 3501-3504 .
- Rignot, E., y Kanagaratnam, P., 2006. Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet, *Science*, 311, 986–990.
- Rivera, A., y Bown, F., 2013. Recent glacier variations on active ice capped volcanoes in the Southern Volcanic Zone (37° - 46° S), Chilean Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 345-356.
- Rivera, A., Bown, F., Carrión, D., y Zenteno, P. 2012. Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile. *Environmental Research Letters* 7 014036: 1-10.

- Rivera, A., Cawkwell, F., Rada, C., y Bravo, C., 2011: Hypsometry. En: Singh, V., P. Singh, P., and Haritashya, U. (eds.). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. The Netherlands: Springer, 551-554.
- Rivera, A., Casassa, G., Bamber, J., y Kääh, A., 2005. Ice-elevation changes of Glaciar Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial photographs and GPS data. *Journal of Glaciology*, Vol. 51, No. 172.
- Rodbell, D. T., 1992. Lichenometric and radiocarbon dating of Holocene glaciation. Cordillera Blanca, Peru. *The Holocene* 2 (1): 19–29.
- Roer, I., y Nyenhuis, M., 2007. Rockglacier activity studies on a regional scale: comparison of geomorphological mapping and photogrammetric monitoring. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (12): 1747-1758.
- Roig, F., 1986. Tundra y tundrización en el SW de Santa Cruz, Argentina. *Acta geocriogénica (Mendoza)* 4: 129-140.
- Rosenblüh, B., Casassa, G., y Fuenzalida, H., 1995. Recent climatic changes in western Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 13: 127–132.
- Roth, A., 2014. TANDEM-X mission and products. DUE Permafrost 2014 Workshop. Frascati, Italy, 11-13 February 2014.
- Rott, H., 1994. Thematic studies in alpine areas by means of polarimetric SAR and optical imagery. *Advances in Space Research* 14(3): 217-226.
- Rott, H., 1976. Analyse der Schnee ächen auf Gletschern der Tiroler Zentralalpen aus Landsat Bildern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12: 1–28.
- Ruiz, L., 2013. Análisis geomorfológico, sedimentológico y crono-estratigráfico, de depósitos glaciales, periglaciales y glaciogénicos, en la Cordillera de los Andes y zonas adyacentes entre el paralelo 42° y el 43° LS, desde la última glaciación. Tesis Doctoral de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.
- Ruiz, L., 2009. Inventario Preliminar de Glaciares de las Cuencas Alerce, Tigre, Blanco y Villegas Oeste. Informe inédito. Dirección General de Bosques y Parques de la Provincia de Chubut, Esquel. 21p.
- Ruiz, L., Masiokas, M. H., y Villalba, R., 2012. Fluctuations of Glaciar Esperanza Norte in the north Patagonian Andes of Argentina during the past 400 yr. *Clim. Past*, 8, 1079–1090. DOI:10.5194/cp-8-1079-2012
- Ruiz, L., y Trombotto Liaudat, D., 2012. Glaciares de Escombros Fósiles en el Cordón Leleque, Noroeste de Chubut: significado paleoclimático. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (3): 418-435.
- Ruiz, L., Trombotto, D., y Villalba, R., 2010. A preliminary remote sensing glacier inventory for the Wet Andes, Argentine and Chile, between 42°S and 42°10'S. *VICC2010 International Glaciological Conference Ice and Climate Change: A View from the South Valdivia, Abstract Book*, pp 36.
- Rupper, S., y Roe, G., 2008. Glacier changes and regional climate: a mass and energy balance approach. *Journal of Climate* 21: 5384–5401.
- Rupper, S., Roe, G., y Gillespie, A., 2009. Spatial patterns of Holocene glacier advance and retreat in Central Asia. *Quaternary Research* 72 (3): 337–346.
- Ryder, J. M., 1971. The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 279–298.
- Salfity, J. A., Gorustovich, S. A., González, R. E., Monaldi, C. R., Marquillas, R. A., Galli, C. I., y Alonso, R. N., 1996a. Post-Eocene Basins of the Argentine Central Andes. *Sixth International Symposium on Andean Geodynamics*, 485–488.
- Salfity, J. A., Gorustovich, S. A., González, R. E., Monaldi, C. R., Marquillas, R. A., Galli, C. I., y Alonso, R. N., 1996b. Las cuencas terciarias posincaicas de los andes centrales de la Argentina. *13° Congreso Geológico Argentino*, 1, 453–471. Buenos Aires.
- Scotti, R., Brardinoni, F., Alberti, S., Frattini, P., y Crosta, G. B., 2013. A regional inventory of rock glaciers and protalus ramparts in the central Italian Alps. *Geomorphology* 186: 136–149.

- Schellenberger, A., Mailänder, R., Stingl, H., y Veit, H., 1998. Investigations on Late Quaternary landscape and climate evolution en la Sierra de Cachi (Province of Salta, NW-Argentina). *Terra Nostra* 5: 144-145.
- Scherler, D., Leprince, S., y Strecker, M. R., 2008. Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery-Accuracy improvement and quality assessment. *Remote Sensing of Environment* 112: 3806–3819. DOI:10.1016/j.rse.2008.05.018
- Scholl, K. H., 1992. Geomorphologische Kartierung im Einzugsgebiet des oberen Agua Negra, cuyanische Hochgebirge, Argentinien. Diplomarbeit. Universität Heidelberg; 81.
- Schrott, L., 1996. Some geomorphological-hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 104,161-173.
- Seluchi, M. E., Saulo, C., Nicolini, M., y Satyamurty, P., 2003. The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events, *Mon. Weather Rev.*, 131, 2361–2378.
- Shukla, A., Gupta, R. P., y Arora, M. K., 2010. Delineation of debris-covered glacier boundaries using optical and thermal remote sensing data. *Remote Sensing Letters*, 1 (1): 11-17.
- Silverio, W., y Jaquet, J. M., 2005. Glacial cover mapping (1987-1996) of the Cordillera Bianca (Peru) using satellite imagery. *Remote Sensing of Environment* 95(3): 342-350.
- Singh, V. P., Sing, P., y Haritashya, U. K. (eds.), 2011. *Encyclopedia of ice, snow and glaciers*. Springer, The Netherlands.
- Skvarca, P., y De Angelis, H., 2002. Fifteen Year Changes of Southern Patagonia Icefield Glaciers, Argentina-Chile, Detected from Landsat TM Mosaics. En: *Proceedings of 29th International Symposium on Remote Sensing of Environment*, Buenos Aires.
- Slymaker, O., 2009. Proglacial, periglacial or paraglacial? En: Knight, J., y Harrison, S. (eds.). *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments*. Geological Society, London, Special Publications, 320.
- Sobrino, J. A., Raissouni, N., y Li, Z. L., 2001. A Comparative Study of Land Surface Emissivity Retrieval from NOAA Data. *Remote Sensing of Environment* 75 (2): 256-266.
- SSRH, 2013. Sistema Nacional de Información Hídrica, Subsecretaría de Recursos Hídricos, Argentina. Datos disponibles en Internet en el sitio web [http://www.hidricosargentina.gov.ar/acceso\\_bd.php](http://www.hidricosargentina.gov.ar/acceso_bd.php). Accedido el día 15 de Mayo de 2013.
- Steffen, H., 1910. Viajes e Exploración y Estudio en la Patagonia Occidental 1892-1902. Tomo II. *Anales Universidad de Chile*, Santiago.
- Stokes, C. R., Popovnin, V., Aleynikov, A., Gurney, S. D., y Shahgedanova, M., 2007. Recent glacier retreat in Caucasus Mountains, Russia, and associated increase in supraglacial debris cover and supra-proglacial lake development. *Annals of Glaciology* 46: 95-213.
- Suárez, M., y Welkner, D. R., 1999. Los plutones del área del Cerro San Lorenzo. *Actas I, XIV Congreso Geológico Argentino*, Salta.
- Sun, G., Ranson, K. J., Kharuk, V. I., y Kovacs, K., 2003. Validation of surface height from shuttle radar topography mission using shuttle laser altimeter, *Remote Sensing Environ.*, 88(4).
- Svoboda, F., y Paul, F., 2009. A new glacier inventory on southern Baffin Island, Canada, from ASTER data: I. Applied methods, challenges and solutions. *Annals of Glaciology*, 50(53): 11–21. DOI: 10.3189/172756410790595912
- Sydjak, R. W., y Wheate, R. D., 1999. Glacier mapping of Illecillewaet icefield, British Columbia, Canada, using Landsat TM and digital elevation data. *International Journal of Remote Sensing* 20 (2): 273-284.
- Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Vildary, S., Causse, C., Fournier, M., y Ybert, J. P., 1999. Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18–23 S) during lateglacial time and the Early Holocene. *Quaternary Research* 51: 54-66.
- Tachikawa, T., Kaku, M., y Iwasaki, A., 2009. ASTER GDEM validation. Presentation at the 35th ASTER Science Team Meeting, Kyoto, Japan.
- Tachikawa, T., Kaku, M., Iwasaki, A., Gesch, D., Oimoen, M., Zhang, Z., Danielson, J., Krieger, T., Curtis, B., Haase, J., Abrams, M., Crippen, R., y Carabajal, C., 2011. *ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results*. [www.ersdac.or.jp](http://www.ersdac.or.jp)

- Tadono, T., Shimada, M., Murakami, H., y Takaku, J., 2009. Calibration of PRISM and AVNIR-2 Onboard ALOS "Daichi". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 47 (12): 4042-4050.
- Takaku, J., y Tadono, T., 2009. PRISM On-Orbit Geometric Calibration and DSM Performance. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, VOL. 47, NO. 12.
- Toutin, T., 2001. Elevation modeling from satellite visible and infrared (VIR) data. *International Journal of Remote Sensing* 22 (6): 1097–1125.
- Toutin, T., 2002. Three-dimensional mapping with ASTER stereo data in rugged topography. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40 (10): 2241–2247.
- Trombotto, D., 1991. Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der Lagunita del Plata, Mendoza, Argentinien. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Heidelberg, Heft 90, 171 p.
- Trombotto, D., 2002. Inventory of fossil cryogenic forms and structures in Patagonia and the mountains of Argentina beyond the Andes, *South African Journal of Science* 98: 171-180.
- Trombotto, D., 2000. Survey of Cryogenic Processes, Periglacial Forms and Permafrost Conditions in South America. *Revista do Instituto Geológico* 21: 33-55.
- Trombotto, D., y Ahumada, A. L., 2005. Los fenómenos periglaciales. Identificación, determinación y aplicación. *Opera Lilloana* 45. Fundación Miguel Lillo, Tucumán: 131.
- Trombotto, D., y 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. DOI: 10.1016/j.coldregions.2008.08.009
- Trombotto, D., Buk, E., y Hernández, J., 1999. Rock glaciers in the Southern Central Andes (approx. 33° S – 34° S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. In *Beiträge zur quartären Landschaftsentwicklung Südamerikas, Festschrift zum 65. Geburtstag von Professor Dr. Karsten Garleff*. (Bamberger Geographische Schriften 19), Schäbitz F, Liebricht H (eds.). Bamberg; 145-173.
- Trombotto, D., Buk, E., y Hernández, J., 1997. Monitoring of mountain permafrost in the Central Andes, Cordón del Plata, Mendoza, Argentina: *Permafrost Periglacial Processes* 8: 123-129.
- Trombotto Liaudat, D., 2008. Geocryology of Southern South America. En: Jorge Rabassa (Editor) "Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego". *Developments in Quaternary Sciences* 11: 255-268.
- Trombotto Liaudat, D., Lenzano, M. G., y Castro, M., 2012. Inventory and Monitoring of Rock Glaciers and Cryogenic Processes in the Central Andes of Mendoza, Argentina: Birth and Extinction of a Periglacial Lake. En: *Tenth International Conference on permafrost – Proceedings*. Salekhard, Russia; 419-425.
- Trombotto Liaudat, D., Penas, P., y Aloy, G., 2014. Impact of volcanic processes on the cryospheric system of the Peteroa Volcano, Andes of southern Mendoza, Argentina. *Geomorphology* 208: 74–87.
- Trombotto Liaudat, D., Wainstein, P., y Arenson, L. U., 2014. *Guía Terminológica de la Geocriología Sudamericana/Terminological Guide of the South American Geocryology*. Vazquez Mazzini Editores, 127 páginas, Buenos Aires.
- Universidad Nacional de San Juan, 2010. Relevamiento inicial de los glaciares de San Juan. Informe final, Instituto de geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, San Juan.
- Van de Griend, A. A., y Owe, M., 1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized different vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing* 14 (6): 1119–1131.
- Vespremeanu-Stroe, A., Urdea, P., Popescu, R., y Vasile, M., 2012. Rock Glacier Activity in the Retezat Mountains, Southern Carpathians, Romania. *Permafrost and Periglacial Processes* 23 (2): 127-137. DOI: 10.1002/ppp.1736
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmainer, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Silva Dias, P. L., y

- Zhang, C., 2006. Toward a unified view of the American Monsoon System: *Journal of Climate* 19: 4977-5000.
- Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J. A., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J. C., Roig, F. A., Schmelter, A., Wolodarsky, A., y Ripalta, A., 2003. Large-scale temperature changes across the Southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years. *Climatic Change*, 59: 177–232.
- Vitry, C., 2008. *El Nevado de Cachi - 3a ed.* Palloni Ediciones: Río Cuarto; 135.
- Vuille, M., y Ammann, C., 1997. Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. *Climate Change* 36: 413–423.
- Wahrhaftig, C., y Cox, A., 1959. Rock glaciers in the Alaska Range. *Bulletin of the Geological Society America* 70: 383-436.
- Welkner, D. R., 2000. Geocronología de los plutones del área del Cerro San Lorenzo. *Actas Vol 2, IX Congreso Geológico Chileno.*
- Whalley, W. B., 1974. Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris-transport system. Geography Department, University of Reading.
- Whalley, W. B., y Azizi, F., 2003. Rock glaciers and protalus landforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research - Planets* 108. DOI:10.1029/2002JE001864.
- Whalley, W. B., y Martin, H. E., 1992. Rock glaciers. 2. Models and mechanisms. *Progress in Physical Geography* 16: 127–186.
- White, S. E., 1971. Debris falls at the front of Arapaho rock glacier, Colorado Front Range, USA. *Geographiska Annaler* 53A: 86-91.
- Williams, R. S. Jr., 1987. Satellite remote sensing of Vatnajoˆkull, Iceland. *Annals of Glaciology* 9: 119–125.
- Williams, R. S., Jr., Hall, D. K., y Benson, C. S., 1991. Analysis of glacier facies using satellite techniques. *Journal of Glaciology* 37: 120–127.
- Wolf, P. R., y DeWitt, B. A., 2000. *Elements of photogrammetry with applications in GIS.* 3 ed. Mc Graw-Hill, New York.
- Wolff, I. W., Glasser, N., y Hubbard, A., 2013. The reconstruction and climatic implication of an independent palaeo ice cap within the Andean rain shadow east of the former Patagonian ice sheet, Santa Cruz Province, Argentina. *Geomorphology* 185: 1–15.
- Xing, Q., Li, Z., Zhou, J., y Zhang, P., 2011. Comparison of ASTER GDEM and SRTM DEM in deriving the thickness change of small Dongkemadi glacier on Qinghai-Tibetan Plateau. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International.* 3171-3174.
- Yrigoyen, M. R., 1972. Cordillera Principal. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina.* Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694, Córdoba.
- Yu, H., 2010. *Monitoring Glacier Elevation Changes Over the Tibetan Plateau Using ALOS PRISM and ICESat.* Master of Science Geomatics. Optical & Acoustic Remote Sensing Section, Department of Remote Sensing, Faculty of Aerospace Engineering, Delft University of Technology, The Netherlands.
- Zech, R., Kull, C., y Veit, H., 2006. Late Quaternary glacial history in the Encierro Valley, northern Chile (29° S), deduced from <sup>10</sup>Be surface exposure dating. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234: 277-286. DOI:10.1016/j.palaeo.2005.10.011
- Zemp, M., Hoelzle, M., y Haeberli, W. 2007: Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. *Global and Planetary Change* 56: 83-100.
- Zemp, M., Jansson, P., Holmlund, P., Gärtner-Röer, I., Koblet, T., Thee, P., y Haeberli, W., 2010. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959-99) – Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balance. *The Cryosphere* 4, 345-357.
- Zhou, J., y Lau, K. M., 1998. Does a Monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* 11: 1020-1040.
- Zipprich, M., Reizner, B., Veit, H., Zech, W., y Stingl, H., 1998. Upper Quaternary climate and landscape evolution in the Sierra de Santa Victoria (Cordillera Oriental, northwestern Argentina) deduced from geomorphologic and pedologic studies. *Terra Nostra* 5: 180-181.

- Zollinger, S., 2003. Ableitung von Parametern für die Identifikation und Beobachtung gefährlicher Gletscherseen in Nepal aus ASTER Satellitendaten. Diploma Thesis, Geogr. Inst., Universität Zürich: 172 pp.
- Zollner, W., y Amos, A., 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero-Geológico, Boletín 143, 89 p., Buenos Aires.
- Zwally, H. J., Schutz, B., Abdalati, W., Abshire, J., Bentley, V. C., Brenner, A., Bufton, J., Dezio, J., Hancock, D., Harding, D., Herring, T., Minster, B., Quinn, K., Palm, S., Spinhirne, J., y Thomas, R., 2002. ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land, *J. Geodynam.*, 34, 405–445. DOI: 10.1016/S0264-3707(02)00042-X, 2002.

## Anexo I - Tabla Inventario de glaciares

Nota: La clasificación de glaciares de la columna “Código GLIMS” puede encontrarse en la sección 3,6,1 de la presente Tesis o bien en (Rau *et al.*, 2005),

Área I: Monte San Lorenzo, Provincia de Santa Cruz\*

\*En la tabla se presentan solamente los glaciares situados en territorio Argentino

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Longitud (m)	Altura máxima (m)	Altura mínima (m)	Altura media (m)	Pendiente media (°)	Orientación media (°)	Sector Cardinal	Código GLIMS	Año
Lago Pueyrredón	-47,552560	-72,224765	0,025	231	2022	1942	1985	27,2	307,9	8	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2008
Lago Pueyrredón	-47,551162	-72,236970	0,015	86	1946	1876	1910	25	11,4	1	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2008
Lago Pueyrredón	-47,546391	-72,211001	0,336	1138	2269	1857	2049	26,3	59,9	2	6-4-0-1-1-2-0-1-1	2008
Lago Pueyrredón	-47,543260	-72,179525	0,097	529	2211	2025	2113	25,5	2,2	1	7-9-0-1-1-2-0-1-2	2008
Lago Pueyrredón	-47,553682	-72,231740	0,039	335	2231	2077	2156	33,2	28,4	2	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2008
Lago Pueyrredón	-47,539788	-72,177490	0,052	342	2055	1989	2023	13	285,1	7	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2008
Lago Pueyrredón	-47,564323	-72,161150	0,032	217	2111	1995	2055	33,4	46,2	2	7-4-0-1-1-2-0-1-1	2008
Lago Pueyrredón	-47,556520	-72,168626	0,032	236	1852	1704	1780	33	81,2	3	7-4-0-1-1-2-0-1-1	2008
Lago Pueyrredón	-47,547519	-72,161866	0,308	908	1766	1366	1549	25,7	140,8	4	6-4-0-1-1-2-0-1-2	2008
Lago Pueyrredón	-47,548628	-72,168745	0,487	1292	2080	1566	1821	33,6	108,7	3	6-4-0-1-1-2-0-1-1	2008
Río Mayer – Lago San	-47,571696	-72,165421	0,039	304	1940	1858	1897	27,4	107,5	3	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2008

Martín												
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,550331	-72,187354	0,125	682	2198	1711	1883	35,2	205,1	6	7-9-0-1- 1-2-0-1-2	2008
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,551978	-72,179398	0,844	1600	2201	1489	1883	25,8	200,2	5	6-4-0-1- 1-2-0-1-1	2008
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,554921	-72,206208	0,937	1852	2331	1511	1857	26,4	112,1	3	6-4-0-1- 1-2-0-1-2	2008
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,551498	-72,194705	0,408	1622	1972	1433	1735	27,9	158,7	5	6-4-0-1- 1-2-0-1-2	2008
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,537615	-72,171940	0,618	1263	2182	1518	1827	30,1	70,3	3	6-4-0-1- 1-2-0-1-1	2008
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,561774	-72,212782	0,752	1922	2375	1385	1813	31,5	156,	4	6-4-0-1- 1-2-0-1-2	2008
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,550432	-72,203778	0,07	417	2000	1851	1928	27,2	180,4	5	6-4-0-1- 1-2-0-1-1	2008
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,566439	-72,169981	0,031	361	2013	1935	1973	22,7	211	6	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2008
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,571600	-72,170540	0,125	928	1928	1736	1849	13,5	224,7	6	7-9-0-1- 1-2-0-1-1	2008
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,567535	-72,152477	0,357	138	1960	1486	1751	30,5	164,9	5	7-9-0-1- 1-2-0-1-1	2008
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,686095	-72,411833	0,064	368	1947	1788	1872	30,3	130,6	4	7-4-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer –	-	-72,363518	0,137	658	1967	1624	1831	29,1	167,6	5	7-5-0-1-	2005

Lago San Martín	47,684368										1-2-0-1-1	
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,681468	-72,406093	0,276	1118	2150	1615	1849	35,9	126,4	4	7-5-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,667826	-72,381257	0,024	222	2810	2669	2738	12,9	274,4	7	7-4-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,663849	-72,385255	0,095	400	2752	2477	2639	37,2	71,1	3	7-5-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,654646	-72,352891	0,035	712	2346	2133	2214	53,2	133,2	4	7-7-0-2-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,667763	-72,270171	0,304	950	2199	1624	1887	35,8	112,4	3	6-4-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	47,670011	-72,347115	0,016	106	2125	2010	2077	34	65,5	2	7-5-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,670654	-72,252814	0,095	470	1965	1683	1823	38	11,9	1	7-5-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,668267	-72,401173	0,178	629	1878	1533	1702	32,6	65,4	2	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,641730	-72,347928	0,017	89	2987	2513	2819	56,2	142,8	4	7-7-0-2-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,640396	-72,352648	0,164	605	3317	2716	3101	50	152,9	4	7-7-0-2-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,647437	-72,365325	0,013	149	2329	2192	2266	46,2	115,1	4	7-7-0-2-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer –	-	-72,357024	0,108	483	2542	1912	2133	33,4	138,28	4	7-7-0-2-	2005

Lago San Martín	47,683066										1-2-0-1-1	
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,626656	-72,336724	19,919	10152	2479	1016	1375	13,4	153,3	4	5-2-4-1-2-1-0-2-3	2005
			0,048		2488	2194	2327					2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,652805	-72,354683	0,032	252	2893	2693	2797	39,4	52,7	2	7-4-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,672044	-72,250138	0,056	352	2142	1984	2069	35,3	66,8	2	7-5-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,658388	-72,248120	0,014	90	2246	2198	2225	34,1	25,8	2	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,639864	-72,263786	0,02	100	1805	1696	1747	31,4	139,7	4	7-4-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,633558	-72,258456	0,016	235	1741	1612	1678	34,5	156,5	4	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,596688	-72,222467	0,011	114	1671	1622	1642	18,2	194,6	5	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,596538	-72,253505	0,094	452	1962	1669	1839	30,9	245,3	6	7-5-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,597483	-72,248090	0,011	204	1562	1503	1529	29,5	110	3	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,609715	-72,280654	0,041	287	3362	2809	2949	44,6	90,4	3	7-7-0-2-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San	- 47,593814	-72,272571	11,605	6485	3455	1138	1503	16,1	126,4	4	5-3-4-1-2-1-0-2-3	2005

Martín												
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,652071	-72,255874	1,005	2268	2589	1798	2152	21,6	16,6	1	6-4-0-1- 1-2-0-1-2	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,647283	-72,262572	0,358	797	2158	1860	1985	25,2	75,9	3	6-5-0-1- 1-2-0-1-2	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,600689	-72,238710	0,394	1007	2009	1442	1779	34	183,5	5	6-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,600689	-72,238710	0,534	1066	2047	1486	1789				6-5-0-1- 1-2-0-1-2	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,596450	-72,265108	0,134	496	1957	1715	1834	35,7	137,3	4	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,598660	-72,233103	0,264	597	1976	1717	1854	32,1	175,2	5	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Lago Pueyrredón	- 47,704112	-72,241561	0,0268	168	3034	2866	2954	40,1	150,6	4	7-7-0-2- 1-2-0-1-1	2005
Lago Pueyrredón	- 47,592962	-72,298681	0,016	95	3530	3210	3415	43,2	72,7	3	7-7-0-2- 1-2-0-1-1	2005
Lago Pueyrredón	- 47,590112	-72,310606	14,915	6897	3098	902	1778,	22,1	62,8	2	6-3-4-1- 1-2-0-1-1	2005
Lago Pueyrredón	- 47,570445	-72,288228	0,295	1058	1966	1645	1822	29,9	108	3	7-4-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,740414	-72,300588	0,92	1422	2161	1549	1905	23,5	132,1	4	6-4-0-1- 1-2-0-1-2	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,728612	-72,295721	1,385	1823	2253	1619	1920	22	104	3	6-4-0-1- 1-2-0-1-2	2005
Río Mayer –	-	-72,274763	1,088	1703	2133	1646	1907	21,5	105	3	6-4-0-1-	2005

Lago San Martín	47,708789										1-2-0-1-2	
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,702931	-72,289467	0,015	250	2327	2140	2282	38,6	20,7	1	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,681484	-72,247920	0,024	333	2530	2075	2266	43,1	194,1	5	7-9-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,681669	-72,260536	0,226	638	2543	2103	2322	33,7	180,8	5	6-7-0-2-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,677898	-72,251962	0,364	860	2896	2242	2599	34,1	150,8	4	6-7-0-2-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,690063	-72,265036	4,072	4253	2714	1352	1900	21,4	155,1	4	5-2-4-1-2-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,718514	-72,281454	0,796	1388	2136	1605	1877	25	131,4	4	6-4-0-1-1-2-0-1-2	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,704069	-72,279938	0,168	959	2317	1918	2114	30,7	22,3	1	7-9-4-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,674334	- 72,2578391	0,329	1028	2904	2524	2743	19,2	235,3	6	6-7-0-2-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,685675	-72,231432	0,377	1009	2333	1783	2045	29,4	96,7	3	6-4-0-1-1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,675878	-72,232484	1,21	1822	2467	1516	2012	29,5	94,3	3	6-4-0-1-1-2-0-1-2	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,668390	-72,222269	0,156	414	2069	1801	1938	32,8	147	4	7-5-0-1-1-2-0-1-1	2005

Río Mayer – Lago San Martín	- 47,654805	-72,238694	0,062	622	2555	2165	2377	38,8	136,7	4	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,667370	-72,232242	0,129	559	2270	1929	2074	31,7	44,4	2	6-4-0-1- 1-2-0-1-2	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,658802	-72,240643	0,047	257	2080	1907	2005	35,4	97,1	3	7-9-4-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,667216	-72,238917	0,075	462	2147	1886	2024	45,9	50,9	3	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,647156	-72,222183	0,05	196	2035	1850	1927	39,1	169,3	5	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,639721	-72,213743	0,367	1066	2166	1865	2012	20,8	101,7	3	6-4-0-1- 1-2-0-1-2	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,644271	-72,216298	0,02	247	2116	2064	2091	26,5	131	4	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,646393	-72,210957	0,023	229	2104	2012	2055	25,9	222,3	6	7-4-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,502142	-72,237909	0,013	131	1815	1708	1770	32,3	175,4	5	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,714712	-72,286888	0,036	384	2149	2084	2119	14	307,1	8	7-4-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,712783	-72,324407	0,012	132	1854	1822	1840	15,2	197,4	5	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San	- 47,711659	-72,320681	0,03	308	1895	1823	1861	12,8	182,6	5	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005

Martín												
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,708266	-72,315923	0,01	119	2046	1990	2024	23,9	182,5	5	7-9-4-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,707577	-72,289100	1,356	1908	2331	1545	1886	24,6	189,1	5	5-3-0-1- 2-2-0-1-2	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,730422	-72,311007	9,401	5710	2167	976	1715	16,8	173,9	5	5-3-0-1- 2-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,777333	-72,455276	0,149	696	1678	1414	1519	20,9	186,5	5	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,759499	-72,441403	0,259	989	2166	1681	1854	27,4	209,7	6	7-5-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,751263	-72,443626	5,347	4314	2179	1317	1697	13,6	133,8	4	5-3-0-1- 2-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,748174	-72,418701	0,01	204	1648	1623	1635	36,3	30	2	7-9-4-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,760203	-72,392027	0,234	463	1925	1623	1778	31,1	88	3	7-4-0-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,746803	-72,389305	0,092	501	2004	1678	1863	35,4	71,2	3	7-9-4-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,740844	-72,392920	1,66	2013	2050	1302	1679	27,5	104,2	3	6-4-0-1- 1-2-0-1-2	2005
Río Mayer – Lago San	- 47,758994	-72,396086	0,94	1433	1920	1383	1608	21,8	130,2	4	6-4-0-1- 1-2-0-1-2	2005

Martín												
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,725574	-72,408507	0,981	1847	1667	1584	1620	21,6	37	2	6-3-4-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,723507	-72,399597	0,026	314	1637	1596	1616	20	153	4	7-9-4-1- 1-2-0-1-1	2005
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,716112	-72,399125	0,011	175	2110	1430	1749	36,3	94,2	3	7-9-4-1- 1-2-0-1-1	2005

Área II: Volcán Domuyo, Provincia de Neuquén

<b>Cuenca</b>	<b>Latitud S</b>	<b>Longitud O</b>	<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Longitud (m)</b>	<b>Altura máxima (m)</b>	<b>Altura mínima (m)</b>	<b>Altura media (m)</b>	<b>Pendiente media (°)</b>	<b>Orientación media (°)</b>	<b>Sector Cardinal</b>	<b>Código GLIMS</b>	<b>Año</b>
Río Barrancas	- 36,580454	- 70,425769	0,030	355	3579	3380	3481	30,3	51,5	2	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,606695	- 70,483346	0,144	919	3609	3332	3515	26,4	191,5	5	7-7-0-2- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,607991	- 70,488258	0,074	601	3486	3316	3404	21,5	171,6	5	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,608372	- 70,421271	0,033	111	4315	4242	4288	19,7	358,3	1	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,613879	- 70,398459	1,820	4177	4398	3083	3844	21	104,6	3	5-3-0-1- 1-2-0-1-2	2009
Río Barrancas	- 36,628245	- 70,401053	4,575	5305	4438	2706	3640	23,8	129,5	4,	5-3-0-1- 1-2-0-1-2	2009
Río Barrancas	- 36,622639	- 70,393611	0,606	1907	4019	3222	3614	23,9	139,8	4,	6-0-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,599069	- 70,408133	1,499	2547	4213	3274	3922	20	71,5	3	6-4-0-1- 1-2-0-0-2	2009
Río Barrancas	- 36,609099	- 70,415639	0,072	302	4331	4205	4267	23,8	46,2	2	6-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009

Río Barrancas	- 36,603932	- 70,398818	0,633	1531	4119	3562	3835	22,8	74,6	3	6-4-0-1- 1-2-0-0-2	2009
Río Varvarco	- 36,610990	- 70,474102	0,024	398	3888	3705	3802	28,1	243,8	6	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,615412	- 70,432522	0,347	1736	4285	3604	3903	23,2	275,3	7	6-4-0-1- 1-2-0-0-2	2009
Río Varvarco	- 36,615425	- 70,440782	0,025	145	3687	3641	3661	20,5	317,6	8	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,616678	- 70,407875	0,012	263	4234	4025	4145	44,8	166,2	5	7-7-0-2- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,618185	- 70,403022	0,024	210	4090	3908	4005	44,7	190,2	5	7-7-0-2- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,617852	- 70,443707	0,012	70	3653	3626	3642	26,5	276,3	7	7-5-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,624963	- 70,427555	0,013	112	4467	4376	4423	37,1	119,9	4	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,631742	- 70,279578	0,045	851	3181	2979	3087	20,9	106,2	3	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,633800	- 70,305711	0,033	637	3276	3221	3240	11,9	127,7	4	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,639097	- 70,434414	0,027	280	4667	4640	4648	9,1	349,7	1	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,658953	- 70,463822	0,013	216	3613	3527	3568	29,8	119,4	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,661963	- 70,507562	0,058	259	3149	3003	3074	26,3	129,9	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,666660	- 70,512111	0,023	128	3044	2944	2997	34,6	142,1	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Curi Leuvú	- 36,693869	- 70,434341	0,033	144	3296	3219	3257	26,5	144,7	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,698692	- 70,456339	0,11	399	3290	3144	3202	23,5	108,2	3	7-4-0-1- 1-2-0-1-1	2009
Río Curi Leuvú	- 36,705252	- 70,440881	0,031	147	3310	3225	3262	27,3	122,1	4	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Curi Leuvú	- 36,708476	- 70,446775	0,081	327	3173	3071	3124	20,4	164,8	5	7-4-0-1- 1-2-0-0-2	2009

Río Varvarco	- 36,576732	- 70,438965	0,068	527	3586	3495	3560	19,6	217	6	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,581560	- 70,439386	0,173	768	3566	3372	3501	18,7	201,8	5	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,585376	-70,43354	0,031	344	3803	3648	3730	34,3	237,6	6	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,583842	- 70,414621	0,039	592	3731	3585	3661	17,6	319,3	8	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,588709	- 70,411326	0,041	397	3939	3761	3838	25,2	359,4	1	7-4-0-1- 1-2-0-0-2	2009
Río Barrancas	- 36,589260	- 70,426356	0,289	351	3896	3637	3804	27,4	50,8	2	6-4-0-1- 1-2-0-0-2	2009
Río Varvarco	- 36,591947	- 70,432298	0,075	436	3749	3477	3619	32,9	219,8	6	6-7-0-2- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,590444	- 70,404815	0,022	291	4009	3821	3926	39	111,5	3	7-5-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,597094	- 70,418591	0,017	88	4176	4104	4139	27,5	343,9	1	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,604887	- 70,469684	0,0143	105	3766	3688	3726	27,2	40,7	2	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,609466	- 70,438228	0,010	58	3679	3637	3658	15,9	274,4	7	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,612301	- 70,336940	0,012	113	3446	3369	3392	23,2	142,9	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,613389	- 70,481033	0,043	364	3564	3424	3490	19,9	240,7	6	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,614654	- 70,476879	0,021	413	3814	3616	3708	29,4	256,7	7	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,618733	- 70,439376	0,022	283	3975	3830	3894	31,9	270,1	7	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,632223	- 70,334129	0,023	379	3336	3209	3281	28	164,1	5	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,653858	- 70,460495	0,028	274	3709	3618	3665	30,4	117,4	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,661696	- 70,463963	0,036	287	3520	3394	3452	27,4	168,4	5	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009

Río Varvarco	- 36,666881	- 70,447340	0,080	265	3406	3195	3290	27,7	199,7	5	7-5-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,691955	- 70,475246	0,010	122	3160	3129	3149	21,1	194	5	7-9-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,693126	- 70,486170	0,011	103	3070	3037	3048	16,5	171,1	5	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Curi Leuvú	- 36,696394	- 70,435150	0,044	330	3234	3126	3180	20,7	133,3	4	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,697568	- 70,485194	0,022	100	2951	2865	2911	23,4	146,2	4	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,627144	- 70,466560	1,464	1469	4123	3343	3738	21,9	217,2	6	6-2-0-1-1-2-0-0-2	2009
Río Varvarco	- 36,624169	- 70,457970	0,024	258	4032	3925	3972	27,6	8,3	1	7-9-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,624263	- 70,459763	0,018	169	3979	3944	3965	14,2	299,8	8	7-9-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,621235	- 70,447104	3,551	3454	4466	3132	3826	22,6	5,7	1	5-1-0-1-1-2-2-1-2	2009
Río Barrancas	- 36,648731	- 70,417528	4,010	3642	4676	3139	3910	23,7	125	4	5-2-0-1-1-2-0-1-2	2009
Río Varvarco	- 36,605083	- 70,430474	0,065	368	3963	3827	3899	24,8	269,2	7	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,609680	- 70,431372	0,373	1475	4251	3695	3914	23	291,9	7	6-4-0-1-1-2-0-0-2	2009
Río Barrancas	- 36,621097	- 70,399399	0,022	144	3842	3600	3748	51,4	196,4	5	6-7-0-2-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,651190	- 70,449498	2,061	3318	4614	3179	3771	25,8	184,7	5	6-2-0-1-1-2-1-1-3	2009
Río Varvarco	- 36,651307	- 70,457884	0,101	601	3864	3603	3705	26,3	170,2	5	7-4-0-1-1-2-0-0-2	2009
Río Barrancas	- 36,611804	- 70,335138	0,010	106	3416	3343	3384	34	159,8	5	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,611020	- 70,339566	0,012	200	3513	3449	3486	26,1	156,6	4	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,659004	- 70,458569	0,015	225	3521	3425	3467	30	130,4	4	7-5-0-1-1-2-0-0-1	2009

Río Varvarco	- 36,665533	- 70,509328	0,017	218	3021	2906	2959	33,2	162,2	5	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	-36,61055	- 70,389711	0,025	125	3759	3695	3724	20,4	120	4	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,611889	- 70,333230	0,018	166	3367	3249	3311	32,5	129,6	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Curi Leuvú	- 36,728739	- 70,469690	0,081	109	2859	2758	2810	13,6	164,1	5	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,416828	- 70,387468	0,013	114	3277	3224	3251	24,9	84,7	3	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,433098	- 70,380586	0,490	447	3216	2951	3100	22,8	141	4	6-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,439596	- 70,386879	0,076	226	3205	3065	3126	24,5	123,9	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,573594	- 70,202889	0,017	73	3007	2955	2982	25	134,4	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,614509	- 70,203409	0,076	205	2992	2909	2948	25,3	131,2	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Curi Leuvú	- 36,741562	- 70,461233	0,028	153	2672	2618	2647	22,9	143,3	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,421654	- 70,408526	0,014	92	3042	2963	3004	38,8	150,3	4	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,569790	- 70,200159	0,014	117	2980	2953	2967	15	111,5	3	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,608095	- 70,227101	0,040	142	2892	2841	2869	23,6	192,6	5	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,608469	- 70,237012	0,017	119	2849	2799	2817	23,5	172,9	5	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,610553	- 70,380324	0,073	416	3666	3483	3583	23,9	134,7	4	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,610182	- 70,385385	0,017	259	3721	3631	3663	19,2	159,4	5	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,620234	- 70,204633	0,014	73	2870	2815	2842	17,6	224,9	6	7-9-0-1- 1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,653786	- 70,463504	0,019	223	3737	3704	3720	11,7	160,1	5	7-4-0-1- 1-2-0-0-1	2009

Río Varvarco	- 36,774063	- 70,545388	0,015	143	2742	2674	2712	36,5	113,1	4	7-9-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,647027	- 70,461790	0,027	310	4040	3900	3970	27,7	206,6	6	7-9-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,427486	- 70,415910	0,017	83	3143	3063	3095	25,1	160,4	5	7-9-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Barrancas	- 36,614232	- 70,381095	0,022	247	3540	3501	3513	13,4	118,5	4	7-9-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,622186	- 70,433929	0,048	224	4295	4087	4196	35,4	10,1	1	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Varvarco	- 36,648706	- 70,433812	0,010	91	4293	4208	4248	38,1	146,3	3	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009

Área III: Valles calchaquíes – Nevados de Cachi, Provincia de Salta

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Pendiente media (°)	Orientación media (°)	Sector Cardinal	Código GLIMS	Año
				máxima	mínima	media					
Río Luracatao - Juramento-Salado	- 24,815008	-66,406400	0,011	5971	5908	5945	23,3	185,7	5	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Cachi	- 24,964992	-66,370162	0,013	5841	5759	5802	32,8	172,0	5	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Cachi	- 24,943835	-66,384768	0,014	6215	6123	6172	21,3	206,2	6	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,941502	-66,377259	0,019	6202	6105	6163	28,5	35,9	2	7-4-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Luracatao - Juramento-Salado	- 24,997915	-66,407884	0,021	5117	4971	5042	17,7	210,5	6	7-0-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,930270	-66,391278	0,024	6358	6242	6305	25,9	8,2	1	7-0-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Cachi	- 24,949214	-66,365200	0,034	6104	5988	6044	29,2	77,3	3	7-0-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Cachi	- 24,955994	-66,377242	0,049	5976	5841	5918	23,6	193,1	5	7-0-0-1-1-2-0-0-1	2009
Río Calchaquí -	-	-66,351580	0,056	5072	4938	5008	11,5	112,9	4	7-0-0-1-1-2-	2009

Juramento-Salado	24,919959									0-0-1	
Río Cachi	- 24,953129	-66,375705	0,059	6112	5993	6056	22,7	175,5	5	7-0-0-1-1-2- 0-0-1	2009
Río Cachi	- 24,944001	-66,387848	0,073	6268	6042	6145	25,3	182,6	5	7-0-0-1-1-2- 0-0-1	2009
Río Cachi	- 24,963321	-66,365382	0,114	5925	5762	5852	19,0	177,0	5	7-0-0-1-1-2- 0-0-1	2009
Río Cachi	- 24,953961	-66,362640	0,158	5977	5732	5860	27,3	112,2	3	7-4-0-1-1-2- 0-0-1	2009
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,935488	-66,388937	0,251	6387	6086	6268	27,4	102,6	3	7-4-0-1-1-2- 0-4-1	2009

## Anexo II -Tabla Inventario de glaciares de escombros y lóbulos de protalus

Area I: Monte Fm San Lorenzo, Provincia de Santa Cruz

### Glaciares de escombros

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Lago Pueyrredón	- 47,493748	-72,110314	0,003	1603	1565	1584	284,2	7	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,652513	-72,194472	0,006	1669	1591	1628	188,6	5	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,685141	-72,360425	0,009	1812	1745	1778	<b>225,0</b>	<b>6</b>	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,542552	-72,211817	0,009	2050	2020	2037	84,5	3	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,801444	-72,343619	0,010	1721	1641	1681	350,9	1	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,567185	-72,166864	0,010	2045	2004	2023	240,5	6	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,375107	-72,132685	0,010	1679	1625	1648	244,7	6	Grupo El Quemado	lobado	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,390462	-72,104926	0,011	1653	1547	1598	218,0	6	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,801913	-72,353574	0,012	1717	1627	1671	326,5	8	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,715498	-72,102486	0,013	1669	1570	1620	245,5	6	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,565269	-72,025628	0,013	1708	1654	1685	321,2	8	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,507239	-72,105922	0,015	1752	1724	1738	246,4	6	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,424225	-72,192406	0,016	1814	1707	1754	188,3	5	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,107738	-72,107738	0,018	1864	1776	1814	203,1	6	Fm Río	lengua	intacto

	47,540424								Lácteo		
Lago Pueyrredón	- 47,522468	-72,210768	0,018	1768	1618	1692	224,8	6	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,568417	-72,171930	0,019	1959	1939	1950	178,3	5	Fm Río Lácteo	lobado	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,356872	-72,077945	0,019	1698	1635	1673	185,6	5	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,726369	-72,231542	0,019	1951	1801	1875	262,4	7	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,809015	-72,352238	0,020	1666	1588	1624	180,3	5	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,652265	-72,191432	0,020	1694	1565	1630	168,7	5	Fm San Lorenzo	coalescente	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,621659	-72,061340	0,020	1925	1850	1891	114,4	4	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,387923	-72,116592	0,020	1614	1514	1563	254,6	7	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,703029	-72,242744	0,021	1633	1554	1593	251,3	7	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,751465	-72,297792	0,023	1754	1693	1721	144,7	4	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,652516	-72,245091	0,024	2097	2016	2062	258,7	7	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,523294	-72,106034	0,024	1832	1712	1759	276,8	7	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,715199	-72,195020	0,024	1957	1849	1904	124,8	4	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,423151	-72,135715	0,026	1617	1491	1559	194,5	5	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,533428	-72,298877	0,026	1795	1705	1750	<b>225,0</b>	<b>6</b>	Fm San Lorenzo	coalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,814315	-72,270073	0,026	1740	1665	1693	119,9	4	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,427702	-72,184270	0,026	1595	1471	1529	173,8	5	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	-	-72,101978	0,026	1610	1514	1559	191,8	5	Fm Río	lengua	intacto

	47,391961								Lácteo		
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,595702	-72,128484	0,027	1919	1841	1882	227,9	6	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,477352	-72,053045	0,027	1838	1695	1746	38,5	2	Fm San Lorenzo d	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,809314	-72,355411	0,027	1634	1567	1597	171,4	5	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,650689	-72,102866	0,030	2029	1950	1987	158,9	5	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,541132	-72,215295	0,031	2028	1895	1963	331,5	8	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,708747	-72,234532	0,033	1756	1643	1701	251,4	7	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,814453	-72,333199	0,033	1708	1555	1626	282,3	7	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,614101	-72,010236	0,034	1815	1709	1758	150,9	4	Grupo El Quemado	coalescente	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,538720	-72,210243	0,036	1919	1751	1832	351,2	1	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,725571	-72,080253	0,036	1814	1713	1767	272,5	7	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,809715	-72,281284	0,037	1878	1733	1793	67,3	2	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,576955	-72,033167	0,037	1824	1739	1790	171,7	5	Grupo El Quemado	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,704220	-72,239187	0,037	1753	1586	1684	223,1	6	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,527995	-72,195903	0,037	1814	1731	1761	223,9	6	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,388970	-72,109511	0,037	1691	1506	1607	185,8	5	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,637832	-72,192766	0,039	1780	1678	1717	63,2	2	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,531147	-72,113144	0,039	1777	1640	1714	317,7	8	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	-	-72,289354	0,039	1551	1468	1509	<b>225,0</b>	<b>6</b>	Fm San	lengua	intacto

	47,526321								Lorenzo		
Lago Pueyrredón	- 47,496093	-72,086065	0,040	1814	1687	1754	298,0	8	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,684310	-72,195792	0,042	1895	1803	1842	104,0	3	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,486476	-72,107317	0,043	1650	1514	1576	298,4	8	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,713144	-72,102292	0,044	1737	1609	1666	235,2	6	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Chile	- 47,373947	-72,156100	0,044	1900	1775	1835	300,6	8	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,404871	-72,051951	0,045	1772	1647	1717	209,3	6	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,426728	-72,187488	0,045	1692	1532	1609	167,0	5	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,729597	-72,230984	0,045	1990	1817	1903	280,8	7	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,475599	-72,051379	0,048	1748	1623	1671	52,0	2	Fm San Lorenzo d	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,685822	-72,080752	0,048	2029	1983	2006	147,8	4	Fm Río Lácteo	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,812337	-72,341758	0,048	1688	1502	1606	157,9	5	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,484990	-72,047244	0,049	1786	1668	1734	234,6	6	Grupo El Quemado	coalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,814899	-72,336588	0,055	1618	1370	1500	258,3	7	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,670720	-72,288034	0,058	1961	1724	1855	286,6	7	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,681517	-72,191770	0,059	1754	1611	1679	109,5	3	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,646934	-72,211668	0,066	2155	1958	2041	197,6	5	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,425692	-72,198696	0,067	1715	1499	1597	284,2	7	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Chile	-	-72,148422	0,067	1792	1628	1695	229,3	6	Grupo El	lengua	intacto

	47,355419								Quemado		
Lago Pueyrredón	- 47,612627	-72,016277	0,069	1890	1780	1841	201,3	5	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,659463	-72,106048	0,070	1992	1822	1906	138,3	4	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,535156	-72,297790	0,072	1794	1599	1696	225,0	6	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,516522	-71,986166	0,075	1773	1586	1682	296,2	8	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,497890	-72,065427	0,083	1723	1575	1652	253,5	7	Grupo El Quemado	coalescente	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,379840	-72,155592	0,084	1911	1790	1839	159,8	5	el quemaod	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,543149	-72,295096	0,087	1655	1483	1569	<b>225,0</b>	<b>6</b>	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,580580	-72,171055	0,099	1890	1754	1831	238,5	6	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,783151	-72,449094	0,103	1664	1365	1514	<b>225,0</b>	<b>6</b>	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,506164	-72,238680	0,105	1740	1553	1632	197,5	5	Grupo El Quemado	coalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,728003	-72,202068	0,108	2001	1784	1899	118,2	4	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,804500	-72,302020	0,113	1920	1466	1666	86,7	3	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,507293	-72,109764	0,113	1770	1644	1695	212,9	6	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,518319	-72,194068	0,116	1829	1654	1729	12,5	1	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,547062	-72,223302	0,120	2094	1740	1928	310,2	8	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,671115	-72,292932	0,125	1918	1444	1688	296,3	8	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,575810	-72,023839	0,126	1836	1657	1730	180,9	5	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- -72,079725	-72,079725	0,126	1794	1584	1691	212,6	6	Fm Río	lengua	intacto

	47,401860								Lácteo		
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,609649	-72,121616	0,134	1965	1715	1868	213,9	6	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,779750	-72,447886	0,136	1809	1476	1642	<b>225,0</b>	<b>6</b>	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,510701	-72,195369	0,141	1765	1608	1673	113,1	4	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,636529	-72,226951	0,157	2020	1793	1895	263,1	7	Fm San Lorenzo	coalescente	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,406161	-72,151282	0,167	1684	1531	1613	203,2	6	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,561206	-72,170647	0,172	1906	1739	1800	291,8	7	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,641107	-72,228405	0,173	1973	1733	1855	284,5	7	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,504050	-72,245216	0,185	1696	1534	1615	225,0	6	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,406468	-72,062126	0,186	1854	1599	1730	170,5	5	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,688941	-72,358880	0,210	1742	1465	1603	<b>225,0</b>	<b>6</b>	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,525412	-72,205620	0,276	1739	1404	1597	219,1	6	Grupo El Quemado	coalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,576337	-72,175198	0,288	1944	1587	1772	266,6	7	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,666934	-72,280935	0,318	2174	1673	1936	301,9	8	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,505725	-72,176632	0,412	1667	1335	1541	144,8	4	Grupo El Quemado	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,757614	-72,391098	0,452	1687	1510	1598	<b>225,0</b>	<b>6</b>	Fm San Lorenzo	coalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,663120	-72,276313	0,488	2225	1681	1974	294,2	8	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,689919	-72,299001	0,580	2251	1505	1899	281,9	7	Fm San Lorenzo	lengua	intacto

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Lago Pueyrredón	- 47,511133	-72,200128	0,006	1749	1713	1734	142,1	4	Grupo El Quemado	lengua	fósil
Río Chico	- 47,716447	-72,055646	0,008	1855	1797	1825	174,5	5	Fm Río Lácteo	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,425502	-72,133674	0,008	1460	1405	1438	174,7	5	Grupo El Quemado	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,424503	-72,134803	0,009	1515	1466	1495	188,1	5	Grupo El Quemado	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,657216	-72,326805	0,009	0	0	0	150,2	4	Fm San Lorenzo	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,717601	-72,255864	0,009	1481	1438	1458	152,7	4	Fm San Lorenzo	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,752609	-72,240064	0,009	1491	1440	1469	152,8	4	Fm Río Lácteo	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,654721	-72,296613	0,011	1389	1364	1375	217,5	6	Fm San Lorenzo	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,477328	-72,051676	0,011	1778	1696	1732	14,1	1	Fm San Lorenzo	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,648400	-72,292763	0,012	1420	1364	1403	309,6	8	Fm San Lorenzo	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,352272	-72,124220	0,012	1620	1571	1599	196,1	5	Grupo El Quemado	coalescente	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,494701	-72,066365	0,013	1719	1681	1702	164,0	5	Grupo El Quemado	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,752411	-72,238229	0,014	1492	1406	1445	159,0	5	Fm Río Lácteo	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,489347	-72,040644	0,019	1677	1590	1635	175,0	5	Grupo El Quemado	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,408338	-72,050990	0,019	1674	1578	1618	201,4	5	Fm Río Lácteo	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,403225	-72,056501	0,021	1823	1774	1787	119,1	4	Fm Río Lácteo	lengua	fósil

Lago Pueyrredón	- 47,515842	-71,993611	0,023	1534	1441	1483	0,0	0	Grupo El Quemado	lobado	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,536275	-72,299266	0,023	1775	1707	1741	57,0	2	Fm San Lorenzo	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,401170	-72,056699	0,024	1869	1801	1822	133,8	4	Fm Río Lácteo	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,483231	-72,037137	0,026	1776	1662	1715	126,7	4	Grupo El Quemado	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,406053	-72,056631	0,027	1770	1659	1709	130,0	4	Fm Río Lácteo	coalescente	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,664048	-72,328478	0,029	1323	1272	1297	106,6	3	Fm San Lorenzo	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,486932	-72,038934	0,030	1822	1624	1730	127,3	4	Grupo El Quemado	coalescente	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,664665	-72,302173	0,031	1363	1324	1347	262,6	7	Fm San Lorenzo	coalescente	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,644922	-72,103716	0,032	2030	1986	2010	271,2	7	Fm Río Lácteo	lobado	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,536093	-72,288481	0,033	1562	1481	1521	140,7	4	Fm San Lorenzoi	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,522855	-72,110477	0,037	1634	1581	1608	277,8	7	Fm Río Lácteo	lobado	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,417869	-72,114245	0,042	1499	1411	1453	214,2	6	Fm Río Lácteo	lengua	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,534382	-72,293137	0,043	1697	1593	1645	161,7	5	Fm San Lorenzo	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,898460	-72,169888	0,046	1874	1784	1820	44,6	2	Fm Río Lácteo	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,708581	-72,114142	0,046	1493	1348	1408	230,6	6	Fm Río Lácteo	coalescente	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,664326	-72,355863	0,047	2012	1942	1977	305,4	8	Fm San Lorenzo	lobado	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,614488	-72,028290	0,056	1670	1540	1606	176,5	5	Grupo El Quemado	coalescente	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,726723	-72,264178	0,069	1566	1432	1512	206,7	6	Fm San Lorenzo	lengua	fósil

Río Mayer – Lago San Martín	- 47,671749	-72,305618	0,094	1335	1267	1312	233,8	6	Fm San Lorenzo	coalescente	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,722725	-72,245728	0,099	1462	1306	1394	239,0	6	Fm San Lorenzo	coalescente	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,756784	-72,307895	0,301	1686	1290	1535	177,9	5	Fm San Lorenzo	coalescente	fósil

### Lóbulos de protalus

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Lago Pueyrredón	- 47,353263	-72,124880	0,001	1540	1533	1537	196,8	5	Grupo El Quemado	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,801636	-72,341985	0,003	1726	1699	1711	344,7	1	Fm Río Lácteo	lobado	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,391313	-72,098470	0,005	1663	1612	1641	218,3	6	Fm Río Lácteo	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,709871	-72,107934	0,005	1579	1541	1556	258,0	7	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,396405	-72,087906	0,006	1667	1618	1639	213,0	6	Fm Río Lácteo	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,822309	-72,278063	0,006	1602	1580	1591	198,3	5	Fm Río Lácteo	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,805100	-72,309121	0,006	1859	1809	1835	357,1	1	Fm San Lorenzo	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,665298	-72,216199	0,006	1885	1828	1851	100,9	3	Fm San Lorenzo	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,699917	-72,195954	0,007	1754	1704	1726	200,4	5	Fm Río Lácteo	lobado	intacto
Río Chico	- 47,644498	-72,048965	0,008	2016	1958	1983	168,3	5	Fm Río Lácteo	lengua	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,525070	-72,216273	0,008	1464	1372	1413	199,5	5	Grupo El Quemado	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,697310	-72,267729	0,008	1866	1831	1846	352,8	1	Fm San Lorenzo	lobado	intacto
Lago Pueyrredón	- -	-72,217525	0,008	1497	1411	1454	215,3	6	Grupo El	lobado	intacto

	47,524121								Quemado		
Lago Pueyrredón	- 47,507026	-72,233221	0,009	1754	1687	1719	244,1	6	Grupo El Quemado	lobado	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,504717	-72,096827	0,011	1763	1727	1744	92,9	3	Grupo El Quemado	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,835173	-72,302897	0,011	1548	1449	1496	209,7	6	Fm San Lorenzo	lobado	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,439489	-72,183996	0,013	1765	1664	1714	151,2	4	Grupo El Quemado	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,812354	-72,284631	0,014	2016	1976	1998	71,6	3	Fm San Lorenzo	lobado	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,501245	-72,170523	0,014	1548	1503	1532	61,8	2	Grupo El Quemado	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,675025	-72,188599	0,015	1695	1621	1653	104,3	3	Fm Río Lácteo	lobado	intacto
Lago Pueyrredón	- 47,401569	-72,054451	0,017	1839	1791	1811	211,3	6	Fm Río Lácteo	coalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,813841	-72,263320	0,017	1641	1561	1603	182,9	5	Fm Río Lácteo	copalescente	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,676583	-72,189575	0,018	1740	1635	1680	115,4	4	Fm Río Lácteo	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,647815	-72,278138	0,024	1931	1831	1879	282,2	7	Fm San Lorenzo	lobado	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,642522	-72,273628	0,026	2029	1896	1975	274,5	7	Fm San Lorenzo	lengua	intacto
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,652883	-72,273156	0,028	1978	1819	1885	208,2	6	Fm San Lorenzo	lengua	intacto

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Lago Pueyrredón	- 47,615034	-72,007443	0,002	1665	1633	1653	172,4	5	Fm Río Lácteo	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,658757	-72,214829	0,004	1604	1569	1586	45,5	2	Fm San Lorenzo	lengua	fósil
Río Mayer – Lago	-	-72,210396	0,004	1538	1501	1521	63,0	2	Fm San	coalescente	fósil

San Martín	47,660508								Lorenzo		
Lago Pueyrredón	- 47,422890	-72,130833	0,005	1616	1578	1597	177,6	5	Fm Río Lácteo	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,660024	-72,212655	0,006	1625	1553	1580	43,5	2	Fm San Lorenzo	lengua	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,658501	-72,218443	0,012	1706	1617	1671	21,8	1	Fm San Lorenzo	coalescente	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,668503	-72,208023	0,012	1436	1373	1397	114,4	4	Fm San Lorenzo	lobado	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,507991	-71,988990	0,015	1701	1588	1634	281,2	7	Fm Río Lácteo	lobado	fósil
Río Mayer – Lago San Martín	- 47,629371	-72,228720	0,018	1812	1678	1727	346,6	1	Fm San Lorenzo	coalescente	fósil
Lago Pueyrredón	- 47,562754	-72,024064	0,031	1720	1604	1659	280,5	7	Grupo El Quemado	lobado	fósil

Área II: Volcán Domuyo, Provincia de Neuquén

**Glaciares de escombros**

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Barrancas	- 36,351048	-70,406329	0,003	3228	3212	3220	141,9	4	aglomerado andesítico	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,587652	-70,531067	0,004	3071	3035	3054	216,8	6	Riolita Cerro Domo	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,660203	-70,506284	0,006	3169	3107	3135	139,0	4	Riolita Cerro Domo	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,564210	-70,527662	0,006	3065	3027	3042	134,2	4	aglomerado andesítico	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,530778	-70,454029	0,007	3019	2957	2986	244,1	6	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,355750	-70,485903	0,008	3021	2964	2996	132,3	4	aglomerado andesítico	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,411353	-70,385955	0,009	3263	3218	3241	175,7	5	Fm Cayanta	lenguada	activo

Río Varvarco	- 36,564944	-70,529072	0,009	3082	3044	3067	104,5	3	aglomerado andesítico	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,365828	-70,505461	0,010	2939	2891	2917	76,3	3	Fm Choyoco	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,260123	-70,538718	0,011	3137	3094	3119	238,2	6	Fm Cayanta	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,350217	-70,478937	0,012	3094	3059	3078	163,5	5	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,580115	-70,521198	0,013	2993	2928	2957	137,6	4	Riolita Cerro Domo	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,563156	-70,525731	0,015	3035	2980	3010	116,7	4	aglomerado andesítico	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,261011	-70,554633	0,015	3009	2970	2991	176,5	5	Fm Cayanta	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,538145	-70,450119	0,016	3041	2983	3011	243,0	6	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,691756	-70,484662	0,017	3153	3101	3118	203,9	6	Riolita Cerro Domo	lobada	activo
Río Barrancas	- 36,688836	-70,368400	0,017	3167	3093	3129	183,5	5	Riolita Cerro Domo	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,698090	-70,478854	0,018	3003	2954	2976	191,6	5	Riolita Cerro Domo	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,587485	-70,514402	0,019	3020	2920	2979	225,1	6	aglomerado andesítico	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,616820	-70,204337	0,019	2944	2899	2919	117,8	4	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,280824	-70,499559	0,019	3068	2949	3009	226,0	6	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,580668	-70,542363	0,020	2825	2764	2786	167,4	5	aglomerado andesítico	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,660779	-70,504233	0,021	3140	3057	3092	167,7	5	Riolita Cerro Domo	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,392574	-70,441644	0,022	3129	3040	3092	171,1	5	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,274294	-70,506167	0,024	3466	3366	3408	133,0	4	Fm Cayanta	lenguada	activo

Río Barrancas	- 36,682010	-70,370894	0,026	3274	3183	3225	95,0	3	Grupo Molle	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,675518	-70,474856	0,026	3085	2972	3032	172,5	5	Riolita Cerro Domo	lobada	activo
Río Curi Leuvú	- 36,694318	-70,432507	0,027	3267	3199	3235	153,0	4	Riolita Cerro Domo	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,702066	-70,484890	0,030	2911	2837	2868	116,5	4	Riolita Cerro Domo	lobada	activo
Río Barrancas	- 36,415518	-70,417879	0,031	3429	3317	3363	100,7	3	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,582058	-70,381693	0,037	3266	3097	3171	264,3	7	Fm Auquilco	lenguada	activo
Río Curi Leuvú	- 36,874782	-70,289756	0,042	3347	3135	3231	192,5	5	Granitoides Domuyo	coescente	activo
Río Varvarco	- 36,671239	-70,494046	0,045	2968	2786	2875	173,6	5	Riolita Cerro Domo	lenguada	activo
Río Curi Leuvú	- 36,876055	-70,293734	0,046	3273	3145	3212	144,6	4	Granitoides Domuyo	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,589631	-70,537746	0,047	2975	2818	2872	193,2	5	Riolita Cerro Domo	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,592714	-70,392109	0,048	3388	3180	3289	34,9	2	Grupo Cuyo/Mendoza	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,380021	-70,584657	0,049	2948	2828	2885	149,5	4	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,345328	-70,434405	0,051	3333	3099	3188	150,0	4	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,554276	-70,509044	0,051	2925	2776	2841	72,4	3	Dacita Río Turbio	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,378559	-70,501522	0,057	2863	2766	2802	189,8	5	Fm Choyoco	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,585290	-70,528663	0,058	3135	3003	3053	131,9	4	Riolita Cerro Domo	espatulado	activo
Río Varvarco	- 36,573223	-70,536111	0,058	2971	2907	2938	153,1	4	aglomerado andesítico	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,285597	-70,515794	0,062	3088	2941	3020	195,5	5	Fm Choyoco	lenguada	activo

Río Barrancas	- 36,488975	-70,434421	0,062	3108	2933	3010	125,4	4	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,602338	-70,284739	0,066	2995	2890	2943	171,2	5	Grupo Molle	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,367343	-70,569848	0,069	2945	2796	2865	149,0	4	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,574214	-70,516652	0,081	3214	3006	3101	139,0	4	Riolita Cerro Domo	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,547942	-70,327955	0,085	2968	2839	2895	196,6	5	Grupo Molle	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,662861	-70,389658	0,089	3473	3284	3370	66,8	2	Fm Vaca Muerta	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,283971	-70,510359	0,097	3098	3033	3104	61,2	2	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,442028	-70,385756	0,099	3221	2981	3080	98,3	3	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Curi Leuvú	- 36,888836	-70,305395	0,100	3136	2754	2910	268,5	7	Granitoides Domuyo	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,580796	-70,525814	0,116	3133	2991	3058	152,9	4	Riolita Cerro Domo	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,271078	-70,470440	0,120	3318	3047	3147	97,8	3	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Varvarco	- 36,257370	-70,543386	0,122	3250	3038	3111	213,8	6	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,279187	-70,480891	0,142	3345	3144	3241	85,4	3	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,285498	-70,482302	0,142	3287	3155	3208	124,9	4	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Curi Leuvú	- 36,712148	-70,441450	0,152	3149	2980	3075	205,1	6	Riolita Cerro Domo	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,572570	-70,522946	0,152	3178	2996	3092	291,7	7	Riolita Cerro Domo	coalescente	activo
Río Curi Leuvú	- 36,880427	-70,292823	0,169	3293	3099	3176	74,3	3	Granitoides Domuyo	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,697091	-70,472800	0,191	3197	2934	3026	196,4	5	Riolita Cerro Domo	lenguada	activo

Río Barrancas	- 36,584752	-70,413421	0,253	3968	3395	3715	323,7	8	Grupo Cuyo/Mendoza	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,277139	-70,474987	0,332	3242	3054	3143	123,0	4	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,292105	-70,480434	0,336	2988	2664	2801	158,1	5	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,335119	-70,435372	0,340	3394	3097	3205	111,5	3	aglomerado andesítico	coalescente	activo
Río Curi Leuvú	- 36,715962	-70,458403	0,383	3185	3016	3120	164,5	5	Dacita Río Turbio	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,327794	-70,420718	0,406	3189	2906	3055	69,1	3	Fm Cayanta	lenguada	activo
Río Barrancas	- 36,615144	-70,336367	0,511	3548	3112	3351	109,8	3	Grupo Molle	lenguada	activo

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Varvarco	- 36,630231	-70,494160	0,002	3046	3017	3031	190,0	5	Riolita Cerro Domo	lenguada	inactivo
Río Curi Leuvú	- 36,781053	-70,457722	0,002	2802	2627	2708	214,8	6	Fm Cayanta	lobada	inactivo
Río Barrancas	- 36,358729	-70,607352	0,004	2645	2601	2621	154,8	4	Fm Choyoco	lenguada	inactivo
Río Curi Leuvú	- 36,718142	-70,466497	0,004	3141	3023	3080	180,7	5	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,281259	-70,553450	0,005	2746	2657	2696	136,6	4	Riolita Cerro Domo	lenguada	inactivo
Río Barrancas	- 36,373549	-70,504695	0,007	2976	2907	2938	115,6	4	Fm Choyoco	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,360455	-70,557006	0,007	2792	2751	2770	211,2	6	aglomerado andesítico	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,447221	-70,384781	0,010	2993	2947	2964	199,5	5	Fm Choyoco	lobada	inactivo
Río Barrancas	- 36,512249	-70,438841	0,010	2964	2849	2920	143,1	4	Fm Choyoco	lobada	inactivo

Río Varvarco	- 36,586727	-70,526681	0,010	3004	2959	2985	104,9	3	Grupo Choyoi	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,667388	-70,505745	0,012	3061	2765	2867	152,0	4	Fm Choyoco	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,366810	-70,502130	0,012	2847	2777	2808	69,1	3	Fm Choyoco	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,378980	-70,504784	0,013	2858	2794	2825	120,7	4	Fm Choyoco	lobada	inactivo
Río Varvarco	- 36,624744	-70,495734	0,014	3200	3127	3156	213,2	6	Riolita Cerro Domo	lenguada	inactivo
Río Barrancas	- 36,486148	-70,385056	0,016	2965	2804	2893	140,1	4	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Barrancas	- 36,428375	-70,418692	0,016	3193	3147	3170	132,6	4	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,369044	-70,567945	0,017	2827	2751	2783	156,7	4	Fm Choyoco	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,352170	-70,603772	0,018	2758	2686	2715	152,0	4	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,624802	-70,493324	0,019	3237	3154	3199	214,2	6	Riolita Cerro Domo	coalescente	inactivo
Río Curi Leuvú	- 36,876642	-70,349514	0,020	2262	2165	2205	188,3	5	Fm Choyoco	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,588674	-70,512525	0,020	3036	2954	2988	195,2	5	Fm Choyoco	lenguada	inactivo
Río Barrancas	- 36,270259	-70,442649	0,021	2827	2470	2647	82,0	3	Fm Choyoco	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,263152	-70,561298	0,025	2827	2586	2737	242,2	6	Fm Choyoco	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,621847	-70,489985	0,026	3355	3328	3342	214,6	6	Riolita Cerro Domo	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,676393	-70,477304	0,027	3010	2985	2998	177,4	5	Fm Choyoco	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,396822	-70,555544	0,030	2596	2505	2550	144,0	4	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,362402	-70,559576	0,031	2720	2514	2615	142,1	4	Fm Cayanta	coalescente	inactivo

Río Barrancas	- 36,275691	-70,470948	0,037	3203	3034	3100	132,5	4	aglomerado andesítico	lenguada	inactivo
Río Curi Leuvú	- 36,878270	-70,293345	0,037	3274	3115	3176	91,8	3	Riolita Cerro Domo	lenguada	inactivo
Río Barrancas	- 36,539523	-70,392722	0,038	2937	2739	2813	152,4	4	Fm Cayanta	lobada	inactivo
Río Varvarco	- 36,284805	-70,565484	0,038	2810	2743	2771	163,2	5	Fm Cayanta	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,295347	-70,576711	0,039	2815	2791	2807	180,2	5	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,570807	-70,534405	0,039	3021	2928	2972	143,3	4	Granitoides Domuyo	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,781350	-70,548174	0,044	2909	2687	2807	188,0	5	Fm Choyoco	lenguada	inactivo
Río Barrancas	- 36,325140	-70,503750	0,045	2868	2802	2839	294,9	8	Fm Choyoco	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,591594	-70,537992	0,045	2864	2748	2801	186,9	5	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,693340	-70,470814	0,046	3229	3163	3199	138,5	4	Fm Cayanta	coalescente	inactivo
Río Curi Leuvú	- 36,690016	-70,431065	0,051	3527	3297	3404	161,6	5	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Curi Leuvú	- 36,853707	-70,496909	0,051	2766	2584	2653	117,0	4	Fm Cayanta	lobada	inactivo
Río Varvarco	- 36,629008	-70,541012	0,054	2977	2758	2845	188,6	5	Dacita Río Turbio	coalescente	inactivo
Río Barrancas	- 36,328437	-70,488639	0,061	2908	2836	2864	131,1	4	Fm Choyoco	coalescente	inactivo
Río Barrancas	- 36,805183	-70,542163	0,069	2800	2723	2767	48,3	2	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,581443	-70,522446	0,071	3053	2896	2958	131,1	4	Grupo Choiyoi	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,529331	-70,511724	0,072	2921	2755	2840	138,5	4	Riolita Cerro Domo	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,483463	-70,471032	0,073	2622	2553	2595	174,7	5	Riolita Cerro Domo	lenguada	inactivo

Río Barrancas	- 36,488947	-70,429766	0,074	2948	2854	2894	143,7	4	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Barrancas	- 36,241033	-70,521812	0,082	3176	3005	3079	152,5	4	aglomerado andesítico	lenguada	inactivo
Alto Río Neuquén	- 36,812345	-70,539780	0,083	2868	2800	2835	200,2	5	Riolita Cerro Domo	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,362890	-70,502079	0,086	2925	2748	2829	136,5	4	aglomerado andesítico	lenguada	inactivo
Río Barrancas	- 36,576661	-70,521904	0,100	3181	3023	3088	159,5	5	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,410627	-70,535992	0,104	2582	2555	2571	171,2	5	Riolita Cerro Domo	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,506867	-70,447451	0,111	2843	2775	2812	229,0	6	Fm Cayanta	lobada	inactivo
Río Barrancas	- 36,381596	-70,389354	0,120	2919	2817	2879	145,4	4	Fm Cayanta	coalescente	inactivo
Río Curi Leuvú	- 36,720013	-70,429925	0,120	2929	2820	2863	162,4	5	Riolita Cerro Domo	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,581223	-70,535330	0,129	3091	2638	2826	273,1	7	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,582947	-70,544905	0,130	2782	2651	2717	206,4	6	Fm Cayanta	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,383333	-70,584563	0,147	2920	2719	2814	167,9	5	Grupo Molle	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,576272	-70,539208	0,166	2986	2831	2888	159,3	5	Granitoides Domuyo	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,560196	-70,510225	0,168	3061	2917	2987	97,1	3	Fm Cayanta	espatulada	inactivo
Río Varvarco	- 36,581283	-70,551743	0,203	2611	2467	2556	248,9	7	Fm Choyoco	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,392250	-70,439970	0,252	3146	3024	3090	160,1	5	Fm Choyoco	lenguada	inactivo
Río Varvarco	- 36,388985	-70,440075	0,256	3295	3201	3238	132,6	4	Fm Choyoco	coalescente	inactivo
Río Barrancas	- 36,349524	-70,601644	0,330	2765	2675	2705	157,8	5	Fm Cayanta	lenguada	inactivo

Río Varvarco	- 36,578497	-70,519269	0,369	3006	2956	2981	153,2	4	Fm Cayanta	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,322288	-70,533887	0,393	2768	2721	2743	201,1	5	Riolita Cerro Domo	coalescente	inactivo

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Varvarco	- 36,579204	-70,518703	0,004	2960	2939	2949	156,0	4	Riolita Cerro Domo	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,581093	-70,520539	0,010	2934	2899	2915	161,9	5	Riolita Cerro Domo	lenguada	fósil
Río Curi Leuvú	- 36,873640	-70,349007	0,014	2378	2283	2320	170,4	5	Granitoides Domuyo	lenguada	fósil
Río Barrancas	- 36,298283	-70,474478	0,018	2751	2700	2727	228,5	6	Fm Choyoco	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,593496	-70,538966	0,019	2784	2700	2734	215,1	6	Riolita Cerro Domo	legua	fósil
Río Varvarco	- 36,481995	-70,514256	0,022	2405	2336	2375	206,1	6	Fm Cayanta	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,342378	-70,549593	0,023	2673	2601	2626	113,3	4	Fm Choyoco	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,325471	-70,544664	0,024	2568	2502	2534	191,5	5	Fm Choyoco	lenguada	fósil
Río Curi Leuvú	- 36,878358	-70,350141	0,025	2188	2144	2162	154,9	4	Granitoides Domuyo	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,296029	-70,576552	0,026	2813	2768	2787	159,2	5	Fm Choyoco	lobada	fósil
Río Varvarco	- 36,626330	-70,709664	0,029	2711	2648	2678	207,3	6	Fm Cayanta	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,308576	-70,577636	0,029	2691	2630	2653	170,8	5	Fm Choyoco	coalescente	fósil
Río Barrancas	- 36,296566	-70,452616	0,035	2685	2648	2670	120,9	4	Fm Cayanta	lobada	fósil
Río Varvarco	- 36,579439	-70,537581	0,036	2810	2772	2785	153,4	4	Fm Cayanta	coalescente	fósil

Río Curi Leuvú	- 36,774757	-70,456516	0,036	2805	2753	2777	24,1	2	Grupo Cuyo/Mendoza	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,695087	-70,468897	0,044	3203	3058	3119	204,2	6	Riolita Cerro Domo	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,263719	-70,555443	0,075	2947	2873	2908	153,6	4	Fm Cayanta	coalescente	fósil
Río Curi Leuvú	- 36,790840	-70,448606	0,075	2537	2382	2441	191,5	5	Fm Cayanta	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,575059	-70,535682	0,079	2931	2857	2891	167,2	5	Fm Cayanta	coalescente	fósil
Río Curi Leuvú	- 36,874494	-70,291699	0,090	3340	3151	3247	170,3	5	Granitoides Domuyo	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,275401	-70,567769	0,091	2672	2590	2628	302,8	8	Fm Choyoco	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,303135	-70,590204	0,109	2758	2679	2720	199,2	5	Fm Choyoco	lenguada	fósil
Río Barrancas	- 36,277830	-70,467296	0,111	3069	2955	3005	120	4	Fm Cayanta	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,673202	-70,518679	0,112	2854	2622	2720	179,9	5	Riolita Cerro Domo	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,240210	-70,618509	0,116	2483	2348	2418	143,6	4	Fm Choyoco	lenguada	fósil
Río Barrancas	- 36,499899	-70,378236	0,121	2487	2334	2418	141,6	4	Fm Cayanta	coalescente	fósil
Río Barrancas	- 36,272919	-70,465356	0,132	3109	2970	3010	128,8	4	Fm Cayanta	lenguada	fósil
Río Barrancas	- 36,327820	-70,484363	0,135	2860	2773	2818	85,9	3	Fm Choyoco	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,689477	-70,509626	0,141	2640	2481	2554	349,4	1	Riolita Cerro Domo	lobada	fósil
Río Varvarco	- 36,226077	-70,590168	0,149	2504	2420	2472	243,9	6	Fm Choyoco	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,311831	-70,576063	0,157	2540	2349	2451	169,7	5	Fm Choyoco	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,232220	-70,615895	0,169	2505	2427	2462	114,8	4	Fm Choyoco	lenguada	fósil

Río Varvarco	- 36,561140	-70,604806	0,175	2812	2693	2749	151,3	4	Grupo Molle	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,364285	-70,559607	0,183	2704	2582	2616	111,9	3	Fm Choyoco	lenguada	fósil
Río Curi Leuvú	- 36,721529	-70,467101	0,202	3113	2900	2992	183,4	5	Riolita Cerro Domo	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,233161	-70,612376	0,218	2490	2336	2421	105,6	3	Fm Cayanta	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,611507	-70,706130	0,220	2672	2516	2592	165,3	5	Fm Cayanta	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,242045	-70,619022	0,248	2522	2264	2360	128,9	4	Fm Cayanta	lenguada	fósil
Río Barrancas	- 36,297640	-70,479631	0,365	2963	2561	2697	185,0	5	Fm Choyoco	lenguada	fósil
Río Barrancas	- 36,491219	-70,379434	0,374	2850	2694	2763	119,2	4	Fm Cayanta	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,533189	-70,508950	0,416	2936	2586	2772	54,7	2	Dacita Río Turbio	coalescente	fósil
Río Barrancas	- 36,486782	-70,378048	0,449	2935	2723	2795	148,4	4	Fm Cayanta	lenguada	fósil
Río Curi Leuvú	- 36,886993	-70,282727	0,475	3118	2784	2997	105,3	3	Granitoides Domuyo	lenguada	fósil
Río Varvarco	- 36,546205	-70,508765	0,590	2922	2408	2646	83,3	3	Dacita Río Turbio	coalescente	fósil

#### Lóbulos de protalus

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Varvarco	- 36,659001	-70,504189	0,002	3198	3183	3191	191,7	5	Riolita Cerro Domo	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,360957	-70,567107	0,004	2875	2830	2849	109,9	3	Riolita Cerro Domo	lobada	activo
Río Barrancas	- 36,444271	-70,386665	0,004	3078	3045	3064	175,2	5	Fm Cayanta	lobada	activo
Río	-	-70,416005	0,005	3073	3028	3052	178,2	5	Fm Cayanta	lobada	activo

Barrancas	36,331064										
Río Varvarco	- 36,693709	-70,485850	0,005	3073	3063	3069	205,4	6	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,700863	-70,470097	0,005	2967	2909	2942	246,5	6	aglomerado andesítico	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,265307	-70,539629	0,005	2914	2875	2893	233,9	6	Fm Cayanta	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,264460	-70,552242	0,006	2894	2815	2842	187,3	5	Fm Choyoco	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,667354	-70,507101	0,007	2947	2841	2883	173,4	5	Fm Cayanta	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,361004	-70,569516	0,007	2955	2936	2945	188,5	5	Grupo Cuyo/Mendoza	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,259417	-70,531575	0,007	3069	3017	3049	164,2	5	Fm Choyoco	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,690549	-70,482448	0,008	3239	3170	3192	191,9	5	Fm Cayanta	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,377506	-70,581807	0,012	2933	2912	2923	154,9	4	Riolita Cerro Domo	lobada	activo
Río Varvarco	- 36,373346	-70,578376	0,012	2926	2890	2907	133,9	4	Riolita Cerro Domo	lobada	activo
Río Barrancas	- 36,288577	-70,475368	0,012	3046	3023	3034	209,7	6	Riolita Cerro Domo	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,583928	-70,418424	0,012	3691	3646	3671	337,4	8	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,567113	-70,531761	0,013	3090	3055	3073	175,1	5	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,403364	-70,419943	0,016	3356	3284	3318	124,6	4	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,588553	-70,313693	0,032	2945	2844	2897	50,5	2	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Barrancas	- 36,269172	-70,471024	0,047	3198	3173	3185	148	4	Fm Cayanta	coalescente	activo
Río Varvarco	- 36,259413	-70,529288	0,060	3043	3024	3033	176,3	5	Fm Choyoco	lobada	activo

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Varvarco	- 36,323207	-70,531884	0,002	2755	2734	2743	199,2	5	Fm Choyoco	lobada	inactivo
Río Barrancas	- 36,293418	-70,475198	0,003	2891	2860	2875	238,4	6	Fm Cayanta	lobada	inactivo
Río Varvarco	- 36,409229	-70,533502	0,003	2602	2570	2588	144,5	4	Fm Choyoco	lobada	inactivo
Río Varvarco	- 36,386896	-70,574979	0,004	2786	2762	2774	208,5	6	Fm Cayanta	lobada	inactivo
Río Curi Leuvú	- 36,779665	-70,458562	0,005	2751	2723	2741	181,3	5	Fm Cayanta	lobada	inactivo
Alto Río Neuquén	- 36,875102	-70,550182	0,006	2783	2736	2758	190,2	5	Grupo Choiyoi	lobada	inactivo
Río Varvarco	- 36,323458	-70,542328	0,006	2662	2642	2652	169,8	5	Fm Choyoco	lobada	inactivo
Río Varvarco	- 36,699162	-70,468972	0,007	3014	2979	2998	240,1	6	Riolita Cerro Domo	lobada	inactivo
Río Varvarco	- 36,382069	-70,506079	0,009	2852	2816	2834	37,6	2	Fm Choyoco	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,289997	-70,561042	0,010	2481	2441	2462	181,0	5	Fm Choyoco	lobada	inactivo
Río Curi Leuvú	- 36,716107	-70,437295	0,010	3047	2979	3002	234,9	6	Riolita Cerro Domo	lobada	inactivo
Río Varvarco	- 36,407914	-70,531663	0,012	2604	2572	2590	137,2	4	Fm Choyoco	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,630674	-70,702150	0,014	2842	2762	2802	87,5	3	Fm Cayanta	lobada	inactivo
Río Barrancas	- 36,292291	-70,496240	0,016	2889	2805	2844	241,8	6	Fm Cayanta	lobada	inactivo
Río Varvarco	- 36,380809	-70,536913	0,021	2831	2719	2769	287,6	7	Fm Cayanta	lobada	inactivo
Río Barrancas	- 36,549156	-70,327892	0,022	2878	2835	2846	157,5	5	Grupo Molle	coalescente	inactivo

Alto Río Neuquén	- 36,857139	-70,514756	0,026	2707	2614	2654	251,6	7	Fm Cayanta	coalescente	inactivo
Río Curi Leuvú	- 36,811613	-70,457638	0,027	2642	2467	2564	190,6	5	Fm Cayanta	coalescente	inactivo
Río Varvarco	- 36,556035	-70,581290	0,030	2650	2620	2635	183,3	5	Grupo Molle	coalescente	inactivo

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Varvarco	- 36,522265	-70,554435	0,001	2800	2794	2797	198,5	5	Dacita Río Turbio	lobada	fósil
Río Varvarco	- 36,610360	-70,707127	0,005	2612	2595	2603	186,4	5	Fm Cayanta	lobada	fósil
Río Varvarco	- 36,580909	-70,638751	0,006	1968	1955	1962	206,6	6	Fm Cayanta	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,539529	-70,500585	0,011	2607	2554	2578	152,7	4	Dacita Río Turbio	coalescente	fósil
Río Varvarco	- 36,614627	-70,693749	0,015	2495	2470	2481	190,7	5	Fm Cayanta	lobada	fósil
Río Varvarco	- 36,613707	-70,697249	0,016	2532	2487	2511	179,8	5	Fm Cayanta	lobada	fósil
Río Barrancas	- 36,289462	-70,450387	0,029	2821	2767	2790	229,7	6	Fm Cayanta	coalescente	fósil

Área III: Valles calchaquíes – Nevados de Cachi, Provincia de Salta

**Glaciares de escombros**

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Cachi	- 24,914170	-66,339256	0,004	4843	5428	4705	184,2	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao -	-	-66,382872	0,006	5534	5375	5379	327,2	8	Fm La Paya	lenguada	activo

Juramento-Salado	24,880934										
Salinas Grandes	- 24,566089	-66,107396	0,006	5152	4981	5074	229,7	6	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,628977	-66,343464	0,006	5033	5126	4995	230,8	6	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,487925	-66,235867	0,006	5421	5160	5156	238,9	6	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,689570	-66,115923	0,007	5390	4978	5271	193,6	5	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,628723	-66,320212	0,009	5473	4871	5386	185,5	5	Fm La Paya	lobada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,597681	-66,129373	0,01	5057	4590	4914	262,5	7	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,544936	-66,273153	0,011	5224	5055	5177	241,4	6	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,424492	-66,150108	0,011	4869	4724	4758	275,2	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,430452	-66,115705	0,012	5173	4984	4885	191,8	5	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	activo
Salinas Grandes	- 24,408708	-66,184700	0,012	5106	4752	4904	247,6	7	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,570122	-66,271641	0,013	5221	4727	5021	199,5	5	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,666221	-66,365532	0,013	5368	4867	5157	139,6	4	Fm La Paya	lobada	activo

Río Cachi	- 25,014956	-66,320253	0,013	5058	4912	4978	5,4	1	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,705331	-66,358457	0,013	5487	5169	5396	274,7	7	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,625567	-66,329971	0,013	5073	4933	4978	111,3	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,427553	-66,117554	0,014	5033	4957	4995	134,2	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 25,004520	-66,328036	0,014	5224	5131	5177	129,7	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Salar de Pastos Grandes	- 24,710701	-66,425388	0,014	5396	5278	5343	96,5	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,549648	-66,271651	0,014	<b>5076</b>	5016	<b>5042</b>	173,9	5	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	activo
Salar de Pastos Grandes	- 24,700233	-66,423996	0,014	5567	5316	5386	252,4	7	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,838768	-66,422185	0,014	5534	4862	5379	279,7	7	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,992292	-66,326718	0,015	5013	4586	4863	28,3	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,446583	-66,163465	0,015	4898	5122	4836	219,3	6	Fm La Paya	lobada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,995659	-66,339344	0,015	5428	5059	5077	207,4	6	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,978205	-66,372309	0,015	5312	5247	5213	190,1	5	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,667617	-66,364048	0,015	5612	4703	5411	173,0	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Salar de Pastos Grandes	- 24,990880	-66,335552	0,015	5073	4788	4970	258,0	7	Fm La Paya	coalescente	activo

Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,414732	-66,170853	0,016	5428	5020	5077	123,1	4	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,895366	-66,396928	0,016	5487	4757	5396	244,5	6	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,911839	-66,401789	0,016	4843	<b>4705</b>	<b>4758</b>	78,9	3	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,425342	-66,138756	0,017	5428	4757	5077	170,8	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,932688	-66,357417	0,017	5421	4713	5156	249,2	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,558153	-66,266405	0,017	5152	4953	5074	189,3	5	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,534863	-66,242059	0,018	5221	5279	5021	268,3	7	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,523191	-66,247050	0,018	5428	4544	5077	199,4	5	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,610531	-66,312886	0,02	5106	5133	4904	203,7	6	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,433546	-66,145175	0,02	5152	5004	5074	250,4	7	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,847917	-66,431464	0,02	5073	5320	4978	329,8	8	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,665752	-66,354363	0,02	4793	4619	4662	110,6	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,435637	-66,118008	0,02	5224	4878	5177	187,2	5	Fm La Paya	lenguada	activo

Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,936302	-66,323162	0,021	5578	4857	5437	99,0	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,611269	-66,303503	0,021	5154	5210	4925	116,0	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,749692	-66,408629	0,021	5224	5077	5177	254,6	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,844265	-66,426877	0,022	5057	4932	4914	180,3	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,484801	-66,237763	0,022	4758	4768	4724	247,2	6	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,574491	-66,133189	0,022	5567	4915	5386	273,1	7	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,970662	-66,334897	0,023	4598	4930	4396	160,6	5	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,612728	-66,315153	0,024	5396	4607	5343	227,1	6	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,624476	-66,109982	0,024	5057	4546	4914	260,2	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,828851	-66,425509	0,025	5390	5151	5271	141,1	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,990990	-66,309127	0,025	4843	4473	4705	182,6	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,508936	-66,143056	0,025	5125	5497	5033	184,8	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Salinas Grandes	- 24,413312	-66,173217	0,025	5137	5097	5076	350,2	1	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo

Salar de Pastos Grandes	- 24,704109	-66,424119	0,025	5578	4691	5437	274,6	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,552852	-66,271024	0,026	5125	4972	5033	249,0	7	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,933644	-66,324393	0,026	5546	4713	5262	121,9	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,884703	-66,392130	0,026	5137	5484	5076	80,6	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,454666	-66,160922	0,027	5080	4704	4980	276,4	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,558129	-66,261339	0,027	5390	4681	5217	191,4	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,979692	-66,329179	0,028	4772	5217	4694	104,7	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,568413	-66,102433	0,028	5080	4755	4980	149,0	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,841664	-66,426828	0,028	5013	4802	4863	292,1	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,826482	-66,389566	0,029	5396	5270	5343	52,4	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,783860	-66,406928	0,029	5546	5782	5262	136,8	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,599878	-66,102355	0,029	5223	4762	5157	126,8	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,716797	-66,354758	0,029	5546	4887	5262	190,9	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí -	-	-66,393616	0,03	5082	4959	5020	114,6	4	Fm La Paya	lenguada	activo

Juramento-Salado	24,905335										
Río Cachi	- 25,016663	-66,324707	0,03	5223	5093	5157	94,0	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,814949	-66,385158	0,03	5298	4836	5218	130,5	4	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento-Salado	- 24,879491	-66,389813	0,03	5058	5205	4978	276,6	7	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,804831	-66,399748	0,031	5473	5310	5386	47,6	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,884487	-66,401706	0,032	5082	5224	5020	190,4	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,500156	-66,120950	0,032	4845	4703	4666	93,0	3	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,974835	-66,339447	0,033	4598	4730	4396	157,6	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,546218	-66,271351	0,033	5223	4849	5157	161,6	5	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,625805	-66,320513	0,033	5368	5000	5157	202,1	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,557391	-66,096911	0,035	5487	4969	5396	298,6	8	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,521677	-66,125490	0,035	5058	4431	4978	239,6	6	Fm La Paya	coalescente	activo
Salinas Grandes	- 24,415009	-66,176467	0,035	5154	4891	4925	69,2	3	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo

Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,727766	-66,312711	0,036	5473	4764	5386	126,0	4	Fm Cachi	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,544132	-66,119380	0,037	5106	4865	4904	93,4	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,688489	-66,419862	0,039	5421	4679	5156	122,4	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,627161	-66,323156	0,039	5152	5113	5074	167,4	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,853017	-66,401342	0,039	4845	4810	4666	129,5	4	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,415967	-66,109109	0,039	5223	5231	5157	201,1	5	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,661231	-66,355110	0,039	4793	5258	4662	126,1	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,425099	-66,177361	0,039	4845	5248	4666	78,8	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,612315	-66,118587	0,04	5080	5237	4980	185,1	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,822922	-66,392996	0,04	5546	4748	5262	29,0	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,619774	-66,311487	0,04	5390	4790	5271	137,1	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,782492	-66,377140	0,041	5428	4947	5077	9,4	1	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,981681	-66,352965	0,041	5082	5340	5020	33,2	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,975801	-66,342754	0,041	5037	5157	4886	71,8	3	Fm La Paya	coalescente	activo

Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,454739	-66,242755	0,041	5058	4617	4978	213,2	6	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,725488	-66,378016	0,042	4758	4676	4724	178,3	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,493333	-66,240589	0,042	4598	4658	4396	210,0	6	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,945558	-66,404066	0,043	5033	5178	4995	231,1	6	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,545796	-66,246958	0,044	5073	4926	4978	68,6	3	Fm Cachi	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,729797	-66,317228	0,044	5298	4853	5218	89,1	3	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,829431	-66,374169	0,045	5152	4999	5074	31,5	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,415619	-66,197085	0,045	5612	4664	5411	142,9	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Tastil	- 24,430262	-66,121886	0,045	5298	5026	5210	111,2	3	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 25,019119	-66,401124	0,045	4898	5108	4836	120,3	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,918951	-66,414799	0,046	5298	5129	5218	265,7	7	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,937211	-66,325842	0,046	4758	4936	4724	98,5	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	-	-66,314003	0,049	4772	4628	4694	150,3	4	Fm La Paya	coalescente	activo

	25,029340										
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,424992	-66,218109	0,049	4843	4640	4705	144,1	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,793134	-66,375747	0,049	5221	4837	5021	146,4	4	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,918756	-66,390991	0,05	5013	5398	4863	21,7	1	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,985820	-66,393327	0,051	5073	4919	4970	157,5	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,977535	-66,322543	0,051	5298	5325	5210	120,1	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,699498	-66,114398	0,052	5073	4620	4970	175,0	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,977824	-66,331806	0,052	5546	4963	5262	186,0	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,936521	-66,330723	0,053	5390	5208	5271	87,3	3	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,443926	-66,127577	0,055	5390	5196	5217	219,3	6	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Tastil	- 24,428838	-66,146372	0,055	4843	4879	4705	136,4	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,633418	-66,107516	0,056	5073	4870	4970	123,1	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 25,017748	-66,323879	0,056	5312	5197	5213	42,9	2	<b>Fm Cachi</b>	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,828262	-66,371685	0,056	4598	4867	4396	42,1	2	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	activo
Quebrada de Tastil	- 24,415930	-66,122681	0,056	5298	4887	5210	57,5	2	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	-	-66,318429	0,058	4898	4793	4836	102,4	3	Fm Cachi	lenguada	activo

	25,028866										
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,916379	-66,348192	0,059	5390	4902	5217	126,2	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,601566	-66,098960	0,06	4793	4820	4662	120,7	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,837165	-66,421787	0,06	5368	4834	5157	183,3	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,845783	-66,371223	0,06	5037	4918	4886	185,2	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,877935	-66,396511	0,063	5487	5322	5396	21,2	1	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,747092	-66,404000	0,063	5578	5209	5437	3,3	1	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 25,040801	-66,324073	0,064	4602	4409	4519	203,4	6	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,776826	-66,403031	0,064	5612	5083	5411	235,5	6	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,442304	-66,159461	0,065	5033	4869	4995	233,9	6	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,552041	-66,247677	0,065	5473	4659	5386	122,1	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,979570	-66,344504	0,066	5080	4870	4980	141,4	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,856450	-66,379820	0,066	5192	4748	4894	143,1	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 25,000572	-66,324878	0,067	4984	4810	4885	88,1	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí -	-	-66,168920	0,068	5312	4851	5213	204,0	6	Fm	lenguada	activo

Juramento-Salado	24,425965									Rumibola/Abra del Gallo		
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,565440	-66,262491	0,071	5125	5023	5033	194,5	5		Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,952148	-66,346490	0,071	5473	4586	5386	135,0	4		Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,984402	-66,330076	0,071	5390	4855	5217	69,8	3		Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,840475	-66,424783	0,072	5106	5234	4904	352,2	1		Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,879388	-66,422998	0,074	4984	4914	4885	124,2	4		Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 25,005107	-66,353225	0,075	5057	4800	4914	248,2	7		Fm Cachi	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,776114	-66,362428	0,075	5033	4861	4995	16,8	1		Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,789971	-66,409361	0,085	5137	5420	5076	68,3	3		Fm Cachi	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,918845	-66,386861	0,085	5312	5410	5213	14,1	1		Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 25,006690	-66,336411	0,087	5298	5150	5210	55,3	2		Fm Cachi	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,929273	-66,365119	0,088	5534	5371	5379	107,9	3		Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,563144	-66,276862	0,088	5396	4371	5343	194,9	5		Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 25,007801	-66,322305	0,09	5473	5348	5386	89,9	3		Fm Cachi	lenguada	activo

Salado											
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,431489	-66,123740	0,094	5192	4831	4894	212,4	6	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,445192	-66,165802	0,095	5013	4739	4863	287,0	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,889172	-66,404541	0,096	5082	4714	5020	120,2	4	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lobada	activo
Río Cachi	- 25,019389	-66,328335	0,097	5137	4988	5076	45,1	2	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,558725	-66,140911	0,097	4898	4783	4836	179,1	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,559367	-66,123216	0,103	5368	4894	5157	85,0	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,552759	-66,253102	0,103	5396	4655	5343	132,3	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,518954	-66,139074	0,105	5073	4844	4978	163,5	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,792008	-66,372368	0,107	4793	4562	4662	150,5	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,931632	-66,364740	0,11	4984	5392	4885	50,6	2	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,589188	-66,105277	0,113	5221	4368	5021	193,4	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,597715	-66,097748	0,115	4602	4572	4519	216,9	6	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,983336	-66,311463	0,119	4845	4570	4666	126,9	4	Fm Cachi	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,587700	-66,091347	0,121	5192	4604	4894	107,8	3	Fm La Paya	lenguada	activo

Quebrada de Capillas	- 24,442219	-66,138960	0,124	5082	5042	5020	132,8	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,587008	-66,125530	0,131	5223	4851	5157	104,2	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,957851	-66,319610	0,134	5487	4739	5396	175,7	5	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,755556	-66,375722	0,138	5058	4900	4978	109,9	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,536393	-66,109402	0,143	5534	4871	5379	98,3	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,612103	-66,306343	0,144	4602	4869	4519	158,2	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,716869	-66,374165	0,147	5073	4881	4978	108,3	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,514771	-66,127398	0,148	5421	4962	5156	111,5	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,558155	-66,112539	0,15	5567	5132	5386	134,6	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,997186	-66,322904	0,151	5057	5401	4914	85,7	3	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,555216	-66,276182	0,159	5224	4692	5177	89,0	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 25,045517	-66,316138	0,161	4598	4258	4396	170,7	5	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,546732	-66,151269	0,162	5154	4581	4925	203,8	6	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,566041	-66,116047	0,167	5037	4912	4886	113,1	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-	- 24,826058	-66,392994	0,171	5578	5239	5437	54,3	2	Fm La Paya	lenguada	activo

Salado											
Río Cachi	- 24,952705	-66,341540	0,181	5312	5116	5213	130,0	4	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,544473	-66,144011	0,184	5137	4589	5076	173,2	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,792044	-66,383546	0,186	5106	4719	4904	152,4	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,554773	-66,269029	0,186	5390	4602	5271	125,9	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,421280	-66,213939	0,187	5125	4947	5033	252,7	7	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,421302	-66,140359	0,187	5073	5142	4970	150,2	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,606370	-66,097605	0,188	5125	4814	5033	49,3	2	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,432853	-66,138193	0,189	4793	4855	4662	108,0	3	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,772316	-66,395923	0,21	5567	5211	5386	131,0	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Tastil	- 24,508752	-66,148145	0,213	4772	4822	4694	356,9	1	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo
Quebrada de Tastil	- 24,408025	-66,140928	0,214	4898	4532	4836	8,8	1	Fm Cachi	coalescente	activo
Río Cachi	- 25,025570	-66,337652	0,219	5037	4763	4886	228,5	6	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Cachi	- 25,015752	-66,326468	0,223	5154	4726	4925	292,9	8	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Cachi	- 25,019031	-66,395443	0,225	5013	4724	4863	133,8	4	Fm La Paya	lenguada	activo

Quebrada de Capillas	- 24,624168	-66,117409	0,229	5192	4566	4894	128,7	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,741483	-66,407487	0,232	5534	5245	5379	105,0	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,593461	-66,141103	0,235	5298	4630	5218	71,1	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,711850	-66,396323	0,239	5154	5008	4925	177,3	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,626812	-66,327265	0,244	5080	4792	4980	96,3	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,839084	-66,379535	0,249	5546	4989	5262	139,5	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,612608	-66,309091	0,257	5298	4567	5218	230,6	6	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,534169	-66,151719	0,267	4984	4418	4885	178,0	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,947674	-66,321876	0,275	5221	4843	5021	96,6	3	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,743163	-66,393890	0,279	5368	4990	5157	23,7	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,912571	-66,397132	0,281	5612	5199	5411	44,5	2	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,802050	-66,393333	0,286	5428	4827	5077	63,4	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,423322	-66,148029	0,34	5578	4834	5437	262,2	7	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	activo

Quebrada de Capillas	- 24,572225	-66,140692	0,366	4602	4538	4519	137,3	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Quebrada de Tastil	- 24,460734	-66,085022	0,367	5037	4865	4886	51,2	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,578496	-66,114958	0,371	5298	4851	5210	145,4	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,956833	-66,350800	0,384	5612	5223	5411	67,8	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,819364	-66,391484	0,418	5390	5046	5217	89,8	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,954367	-66,331613	0,464	5567	4867	5386	149,2	4	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,760003	-66,382488	0,521	5421	4965	5156	81,6	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,587589	-66,123470	0,545	4845	4765	4666	122,9	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,536090	-66,141725	0,588	5396	4664	5343	61,1	2	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Cachi	- 25,007366	-66,348877	0,622	5192	4639	4894	-182,7	-2	Fm Cachi	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,550558	-66,104448	0,677	4758	4562	4724	129,9	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,602360	-66,298874	0,724	4772	4653	4694	100,9	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Quebrada de Capillas	- 24,462317	-66,095691	0,923	4772	4872	4694	85,3	3	Fm La Paya	lenguada	activo

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Quebrada de Capillas	- 24,465217	-66,093733	0,005	4447	4408	4427	201,6	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí -	-	-66,137456	0,005	5039	4990	5018	219,1	6	Fm La Paya	lenguada	inactivo

Juramento-Salado	24,589581											
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,573472	-66,136916	0,006	4870	4803	4832	239,8	6	Fm La Paya	lenguada	inactivo	
Quebrada de Capillas	- 24,440879	-66,097054	0,010	4749	4701	4726	264,5	7	Fm La Paya	coalescente	inactivo	
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,667265	-66,353020	0,010	4776	4723	4754	176,8	5	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	inactivo	
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,473068	-66,235266	0,010	4930	4879	4904	174,0	5	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	inactivo	
Quebrada de Capillas	- 24,599524	-66,100617	0,010	4615	4570	4594	161,1	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo	
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,935047	-66,328636	0,010	5242	5135	5192	101,8	3	Fm La Paya	coalescente	inactivo	
Quebrada de Capillas	- 24,659948	-66,110773	0,010	4568	4512	4543	195,1	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo	
Río Cachi	- 24,991984	-66,306983	0,012	4496	4436	4460	185,4	5	Fm La Paya	lobada	inactivo	
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,565851	-66,328140	0,013	5239	5172	5210	162,3	5	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	inactivo	
Quebrada de Capillas	- 24,663611	-66,107558	0,013	4457	4380	4422	191,2	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo	
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,560254	-66,262073	0,014	4718	4662	4688	288,2	7	Fm La Paya	coalescente	inactivo	
Río Luracatao - Juramento-Salado	- 24,881118	-66,424599	0,015	5281	5177	5230	289,7	7	Fm La Paya	lenguada	inactivo	
Quebrada de Capillas	- 24,456116	-66,109096	0,017	4572	4522	4549	232,6	6	Fm La Paya	coalescente	inactivo	
Río Calchaquí -	-	-66,381831	0,017	5169	5083	5120	143,4	4	Fm La Paya	lenguada	inactivo	

Juramento-Salado	24,755994										
Quebrada de Capillas	- 24,610547	-66,092696	0,018	4350	4286	4316	200,4	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,549706	-66,150442	0,020	4719	4658	4691	290,4	7	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,452420	-66,180075	0,020	4590	4510	4560	254,7	7	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,552990	-66,103972	0,022	4860	4795	4834	186,3	5	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,717224	-66,361577	0,022	4859	4707	4769	186,6	5	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,738141	-66,399598	0,024	5232	5182	5202	148,5	4	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 24,976110	-66,398732	0,024	5339	5177	5259	111,0	3	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,657534	-66,115737	0,025	4725	4650	4690	148,3	4	Fm La Paya	lobada	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,633250	-66,335080	0,026	4796	4555	4655	174,7	5	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,731652	-66,291574	0,026	4703	4562	4635	133,4	4	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,621705	-66,303618	0,026	4771	4656	4715	162,0	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,609265	-66,083830	0,027	4456	4361	4410	221,2	6	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,557011	-66,272909	0,028	4884	4796	4838	73,8	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo

Río Cachi	- 25,009294	-66,307757	0,032	4408	4316	4365	125,9	4	Fm Cachi	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,611954	-66,116700	0,032	5033	4921	4984	54,6	2	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,658059	-66,119714	0,033	4860	4772	4820	88,2	3	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 25,046423	-66,322221	0,035	4369	4186	4293	201,6	5	Fm Cachi	coalescente	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,602975	-66,092060	0,036	4627	4463	4560	218,1	6	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,523953	-66,243839	0,040	4792	4606	4694	105,7	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,573107	-66,144018	0,040	4719	4497	4605	248,9	7	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Cachi	- 25,019983	-66,399108	0,040	5037	4862	4933	86,1	3	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,878680	-66,394327	0,042	5058	4883	4962	146,2	4	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,604681	-66,093861	0,043	4581	4441	4520	162,4	5	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,716371	-66,363933	0,044	4900	4765	4832	146,5	4	Fm La Paya	lobada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,618144	-66,118580	0,046	5050	4943	4989	74,0	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Cachi	- 25,001615	-66,321204	0,047	4860	4694	4767	74,6	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,533357	-66,236823	0,047	4661	4515	4595	91,4	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Quebrada de Tastil	- 24,421146	-66,113162	0,050	4825	4729	4765	113,3	4	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	-	-66,338427	0,051	5209	5098	5152	40,0	2	Fm La Paya	coalescente	inactivo

	24,956608										
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,755859	-66,371568	0,055	4950	4840	4893	90,4	3	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,717807	-66,389090	0,055	4999	4905	4955	199,1	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 25,007637	-66,316478	0,075	4819	4529	4673	86,9	3	Fm Cachi	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,445932	-66,164106	0,075	4752	4644	4699	242,4	6	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 24,985862	-66,343426	0,076	5564	5446	5485	62,3	2	Fm Cachi	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,681635	-66,117201	0,080	4825	4655	4744	109,3	3	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,899811	-66,391277	0,083	5191	5003	5071	50,3	2	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,426288	-66,172270	0,086	5041	4858	4950	259,0	7	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Cachi	- 24,999900	-66,317565	0,086	4783	4576	4691	148,0	4	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,763172	-66,376448	0,086	5102	4967	5040	64,1	2	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 25,001594	-66,357163	0,092	5126	4945	5041	176,8	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 24,989481	-66,312160	0,095	4721	4468	4573	182,3	5	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 25,013071	-66,358263	0,097	4733	4408	4634	229,0	6	Fm Cachi	lobada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,849362	-66,368140	0,098	4854	4990	4759	216,1	6	Fm La Paya	coalescente	inactivo

Río Cachi	- 25,028720	-66,343578	0,107	4794	4803	4714	223,0	6	Fm Cachi	lenguada	inactivo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 25,199540	-66,499863	0,108	4593	4701	4508	231,2	6	Fm Cachi	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,420313	-66,194981	0,118	4885	4723	4793	209,9	6	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,553498	-66,250961	0,120	4992	4879	4863	77,4	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,595255	-66,140413	0,122	4875	4570	4791	164,8	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 24,957551	-66,325903	0,125	4934	5135	4883	127,6	4	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,881570	-66,384348	0,129	4863	4512	4783	173,0	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,800844	-66,396004	0,140	5336	4436	5070	52,8	2	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,633295	-66,112566	0,149	4893	5172	4794	99,4	3	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,629123	-66,321810	0,151	4806	4380	4661	168,0	5	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,639481	-66,101289	0,168	4551	4662	4452	149,9	4	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,579270	-66,118450	0,175	5296	5177	5125	92,3	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,556428	-66,105813	0,249	4954	4522	4794	64,3	2	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,646303	-66,113016	0,262	4855	5083	4687	135,1	4	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí -	-	-66,388221	0,292	5171	4286	4976	135,4	4	Fm La Paya	coalescente	inactivo

Juramento-Salado	24,736075										
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,535172	-66,147941	0,360	5042	4658	4864	260,7	7	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,627087	-66,104003	0,364	4903	4510	4610	112,9	4	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,507082	-66,126110	0,394	5080	4795	4712	96,4	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,560354	-66,140400	0,398	5034	4707	4832	227,6	6	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 24,988838	-66,377849	0,426	4964	5182	4838	237,9	6	Fm Cachi	lobada	inactivo
Río Cachi	- 25,005450	-66,314763	0,503	4922	5177	4600	85,3	3	Fm Cachi	lenguada	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,906772	-66,389431	0,617	5283	4650	5066	48,8	2	Fm Cachi	lenguada	inactivo
Río Cachi	- 25,012809	-66,313529	0,654	4796	4555	4565	84,1	3	Fm Cachi	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,587700	-66,108031	0,688	4966	4562	4776	145,1	4	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	lenguada	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,822035	-66,365645	0,690	5022	4656	4654	63,7	2	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,818410	-66,383026	0,706	5157	4361	4939	69,6	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,569637	-66,105975	0,774	5172	4796	4816	97,8	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,590130	-66,115858	0,818	5108	4316	4901	116,5	4	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Ríuo Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,603095	-66,288001	0,831	5062	4921	4729	96,6	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo

Quebrada de Capillas	- 24,521095	-66,123420	1,170	5294	4772	4937	49,3	2	Fm La Paya	coalescente	inactivo
----------------------	----------------	------------	-------	------	------	------	------	---	------------	-------------	----------

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,434195	-66,222057	0,012	4841	4765	4801	133,8	4	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,449361	-66,164740	0,016	4690	4630	4661	243,2	6	Fm La Paya	coalescente	fósil
Quebrada de Capillas	- 24,609225	-66,094206	0,027	4383	4312	4349	199,6	5	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,621986	-66,306036	0,029	4815	4732	4784	78,3	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,468555	-66,248437	0,032	5224	5185	5210	301,2	8	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,483327	-66,231051	0,033	4951	4772	4857	88,9	3	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	fósil
Quebrada de Capillas	- 24,451702	-66,129068	0,048	4969	4850	4907	97,5	3	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,555330	-66,269450	0,049	4798	4660	4722	196,1	5	Fm La Paya	coalescente	fósil
Quebrada de Capillas	- 24,597920	-66,105557	0,050	4644	4567	4600	125,6	4	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Cachi	- 25,011536	-66,302182	0,054	4221	4164	4197	162,7	5	Fm Cachi	coalescente	fósil
Río Cachi	- 24,991530	-66,319583	0,060	4813	4655	4735	47,7	2	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí -	-	-66,273510	0,061	4924	4750	4844	80,9	3	Fm La Paya	lenguada	fósil

Juramento-Salado	24,563497										
Río Cachi	- 24,969013	-66,296830	0,061	4505	4407	4455	203,1	6	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,887708	-66,404103	0,067	5398	5175	5235	61,8	2	Fm La Paya	lobada	fósil
Río Cachi	- 25,049258	-66,317220	0,069	4335	4091	4200	198,5	5	Fm Cachi	lenguada	fósil
Río Cachi	- 25,003740	-66,305798	0,074	4469	4323	4396	95,0	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,883899	-66,394077	0,076	5012	4918	4972	59,8	2	Fm La Paya	lenguada	fósil
Quebrada de Capillas	- 24,686558	-66,109324	0,077	4773	4426	4611	75,8	3	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Cachi	- 25,035526	-66,306461	0,079	4521	4333	4421	89,9	3	Fm Cachi	lenguada	fósil
Río Cachi	- 24,960140	-66,319455	0,083	4833	4749	4776	178,0	5	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,933706	-66,313384	0,084	4715	4529	4619	110,0	3	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,936976	-66,310368	0,088	4611	4429	4534	110,5	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,600520	-66,141234	0,090	4749	4564	4637	213,6	6	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Cachi	- 24,999715	-66,321529	0,091	4873	4688	4776	98,5	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,563506	-66,264165	0,092	4604	4385	4522	198,7	5	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Calchaquí - Juramento-	- 24,895145	-66,391107	0,104	5253	4940	5071	120,5	4	Fm La Paya	lenguada	fósil

Salado											
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,864899	-66,406921	0,106	5250	5011	5139	92,5	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,554060	-66,246479	0,111	4846	4530	4718	77,7	3	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,600732	-66,133957	0,112	4852	4624	4729	228,9	6	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,565967	-66,145534	0,118	4735	4442	4622	239,7	6	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,452516	-66,183379	0,119	4572	4364	4468	277,8	7	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lobada	fósil
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 25,220172	-66,521449	0,121	4404	4206	4308	243,6	6	Fm Cachi	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,549180	-66,151536	0,121	4790	4539	4672	234,3	6	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Cachi	- 24,987638	-66,382167	0,124	4848	4691	4759	215,3	6	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,548854	-66,273331	0,127	5023	4780	4879	159,5	5	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,934969	-66,318573	0,143	4881	4650	4755	83,1	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,614021	-66,294386	0,160	4876	4470	4684	128,3	4	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	coalescente	fósil
Quebrada de Capillas	- 24,441371	-66,143278	0,170	4996	4865	4930	123,9	4	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Calchaquí -	-	-66,401528	0,172	5322	4974	5132	56,1	2	Fm La Paya	coalescente	fósil

Juramento-Salado	24,880918										
Quebrada de Capillas	- 24,612745	-66,085104	0,176	4446	4218	4323	193,9	5	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,428496	-66,176539	0,230	4992	4739	4837	288,2	7	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,616111	-66,296155	0,250	4846	4633	4736	74,7	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Quebrada de Capillas	- 24,681109	-66,111475	0,283	4740	4408	4611	39,0	2	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,438657	-66,218325	0,332	4830	4532	4681	189,6	5	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,816622	-66,361188	0,410	4823	4169	4413	53,9	2	Fm La Paya	lenguada	fósil
Quebrada de Capillas	- 24,573258	-66,087706	0,466	4657	4095	4366	67,9	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Quebrada de Capillas	- 24,616174	-66,106738	0,538	4987	4465	4706	72,4	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Cachi	- 25,036227	-66,347113	0,565	4634	4072	4395	213,1	6	Fm Cachi	coalescente	fósil
Río Cachi	- 25,037754	-66,330572	0,627	4900	4275	4629	146,1	4	Fm Cachi	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,801135	-66,380042	0,647	4913	4362	4642	89,9	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,812330	-66,370668	0,706	4780	4208	4521	52,8	2	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,707373	-66,351717	0,713	5157	4545	4850	105,5	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Quebrada de	-	-66,133142	0,727	5138	4465	4771	49,3	2	Fm La Paya	lenguada	fósil

Tastil	24,401779										
Río Cachi	- 24,967849	-66,304337	0,789	4780	4254	4509	155,3	4	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,614272	-66,305014	0,794	5108	4728	4910	113,4	4	Fm La Paya	lenguada	fósil
Quebrada de Capillas	- 24,540391	-66,107261	1,286	5207	4177	4792	74,8	3	Fm La Paya	coalescente	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,741612	-66,397848	1,467	5826	4819	5174	57,1	2	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,895650	-66,372999	1,681	4992	4506	4753	48,0	2	Fm Cachi	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,758520	-66,367346	1,728	5146	4519	4816	69,4	3	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,775526	-66,386778	1,876	5552	4718	5126	96,9	3	Fm La Paya	lenguada	fósil

### Lóbulos de protalus

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,825654	-66,373904	0,001	4970	4957	4963	89,7	3	Fm La Paya	lobada	activo
Río Cachi	- 25,025595	-66,309389	0,001	4668	4648	4657	146,3	4	Fm La Paya	lobada	activo
Quebrada de Tastil	- 24,452183	-66,060428	0,001	4691	4673	4682	68,6	3	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,489857	-66,234314	0,001	4781	4753	4765	218,9	6	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lobada	activo
Río Cachi	-	-66,325722	0,002	5019	4991	5005	181,4	5	Fm La Paya	coalescente	activo

	24,980442										
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,825236	-66,373471	0,002	4955	4919	4934	90,0	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Brealito	- 25,173028	-66,396240	0,002	4415	4387	4403	178,0	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,453597	-66,154568	0,003	4895	4871	4882	259,1	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Salinas Grandes	- 24,416994	-66,171798	0,003	5261	5235	5246	38,9	2	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,730166	-66,332214	0,003	4896	4865	4883	151,0	4	Fm Cachi	lenguada	activo
Quebrada de Tastil	- 24,422121	-66,125176	0,003	5258	5216	5239	28,6	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,824613	-66,373312	0,003	4960	4916	4940	97,6	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,956399	-66,343432	0,004	5242	5226	5235	10,3	1	Fm Cachi	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,754640	-66,389876	0,004	5456	5429	5441	123,2	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,561409	-66,134576	0,004	5111	5083	5098	295,8	8	Fm La Paya	lobada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,953060	-66,405406	0,004	5209	5166	5187	249,9	7	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,883262	-66,425605	0,005	5254	5188	5225	276,6	7	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-	- 24,734506	-66,328575	0,005	4777	4721	4742	248,9	7	Fm Cachi	lenguada	activo

Salado											
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,802661	-66,403926	0,006	5533	5509	5519	89,5	3	Fm La Paya	lobada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,892885	-66,428587	0,006	5180	5085	5131	280,2	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,807446	-66,398876	0,006	5488	5439	5464	36,3	2	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,828649	-66,397280	0,006	5654	5604	5628	33,0	2	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,569802	-66,132519	0,007	5169	5110	5145	259,6	7	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,543387	-66,144955	0,007	5023	4949	4994	242,0	6	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,966804	-66,390761	0,007	5165	5108	5138	158,5	5	Fm Cachi	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,708885	-66,360950	0,007	5064	5033	5050	45,2	2	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,706587	-66,362537	0,007	5142	5092	5110	91,5	3	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,554933	-66,130396	0,008	5215	5161	4120	-182,7	-2	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,720914	-66,383781	0,008	4906	4850	4878	212,3	6	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,438412	-66,156248	0,008	5008	4954	4982	198,0	5	Fm La Paya	lobada	activo

Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,577148	-66,134916	0,008	5044	4985	5017	314,9	8	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,439729	-66,154172	0,008	5055	5011	5034	284,9	7	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,953645	-66,351557	0,009	5511	5396	5444	126,3	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,422047	-66,185636	0,009	4899	4830	4863	248,1	7	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,750051	-66,372346	0,009	5022	4956	4988	112,1	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,628898	-66,342542	0,009	4837	4758	4797	234,1	6	Fm La Paya	lobada	activo
Río Cachi	- 24,994727	-66,390312	0,009	4903	4850	4878	111,9	3	Fm La Paya	lobada	activo
Río Cachi	- 24,999711	-66,333466	0,009	5224	5179	5204	141,1	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,926831	-66,362751	0,010	5411	5348	5383	67,0	2	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,791512	-66,368207	0,010	4627	4546	4592	137,2	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,921519	-66,365229	0,010	5528	5452	5496	64,3	2	Fm Cachi	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,852585	-66,398533	0,010	5161	5091	5131	189,9	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,857054	-66,391635	0,011	4922	4856	4895	241,3	6	Fm La Paya	lenguada	activo

Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,733311	-66,327850	0,011	4830	4746	4782	235,7	6	Fm Cachi	coalescente	activo
Río Cachi	- 25,001486	-66,339295	0,012	5358	5286	5318	95,1	3	Fm Cachi	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,854279	-66,396432	0,012	5045	4987	5016	185,7	5	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,961778	-66,391742	0,012	5390	5339	5364	138,8	4	Fm Cachi	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,887664	-66,406401	0,012	5376	5283	5330	96,0	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,716265	-66,357228	0,012	4873	4772	4829	160,0	5	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,925500	-66,409407	0,013	5370	5313	5341	239,2	6	Fm Cachi	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,662862	-66,356913	0,014	4939	4881	4910	172,5	5	Fm La Paya	lobada	activo
Río Cachi	- 24,996241	-66,350394	0,015	5332	5290	5310	210,5	6	Fm La Paya	lobada	activo
Salar de Pastos Grandes	- 24,715544	-66,425967	0,015	5259	5184	5221	-182,7	-2	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,847573	-66,423834	0,016	5696	5575	5637	330,3	8	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 25,028072	-66,328035	0,017	4942	4883	4915	153,2	4	Fm Cachi	coalescente	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,925988	-66,406160	0,017	5558	5401	5467	255,4	7	Fm Cachi	coalescente	activo
Quebrada de Capillas	- 24,577474	-66,109825	0,017	5088	4997	5038	167,8	5	Fm La Paya	coalescente	activo

Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,809003	-66,371050	0,018	4497	4442	4468	63,9	2	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,625533	-66,322704	0,018	4846	4761	4804	203,0	6	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,533651	-66,141423	0,019	5160	5079	5128	236,2	6	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,849989	-66,431058	0,019	5359	5232	5286	289,1	7	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 24,849271	-66,430357	0,020	5421	5236	5307	284,1	7	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,717257	-66,369665	0,022	4956	4848	4888	152,4	4	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,551787	-66,275076	0,023	4960	4900	4932	87,5	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,921840	-66,358575	0,024	5277	5117	5189	106,7	3	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Cachi	- 24,987614	-66,374242	0,026	5050	4902	4966	227,9	6	Fm Cachi	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,587521	-66,147189	0,028	4801	4665	4740	220,0	6	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,938584	-66,328332	0,028	5166	5084	5128	80,5	3	Fm La Paya	lobada	activo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,605553	-66,341367	0,032	5285	5155	5222	188,3	5	Fm Cachi	coalescente	activo
Río Calchaquí -	-	-66,389965	0,033	5466	5317	5403	99,0	3	Fm La Paya	lenguada	activo

Juramento-Salado	24,756678										
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,863201	-66,411835	0,033	5422	5307	5378	106,8	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 25,018039	-66,358863	0,034	4624	4519	4563	264,8	7	Fm Cachi	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,982811	-66,337823	0,036	5355	5228	5285	62,6	2	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,998480	-66,323810	0,037	4944	4812	4878	97,5	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,826814	-66,397354	0,040	5690	5518	5611	77,2	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,623506	-66,129829	0,040	4909	4694	4774	221,8	6	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,771949	-66,385981	0,046	5198	5057	5134	136,8	4	Fm La Paya	lenguada	activo
Río Luracatao - Juramento-Salado	- 24,944708	-66,408535	0,069	5229	5035	5140	223,2	6	Fm Cachi	lenguada	activo
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,919312	-66,354902	0,078	5183	5047	5095	99,8	3	Fm La Paya	coalescente	activo
Río Cachi	- 24,967530	-66,384911	0,134	5364	5034	5183	238,4	6	Fm La Paya	coalescente	activo

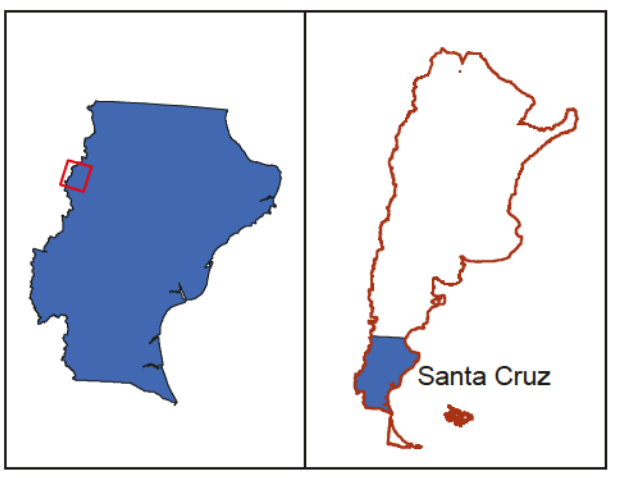
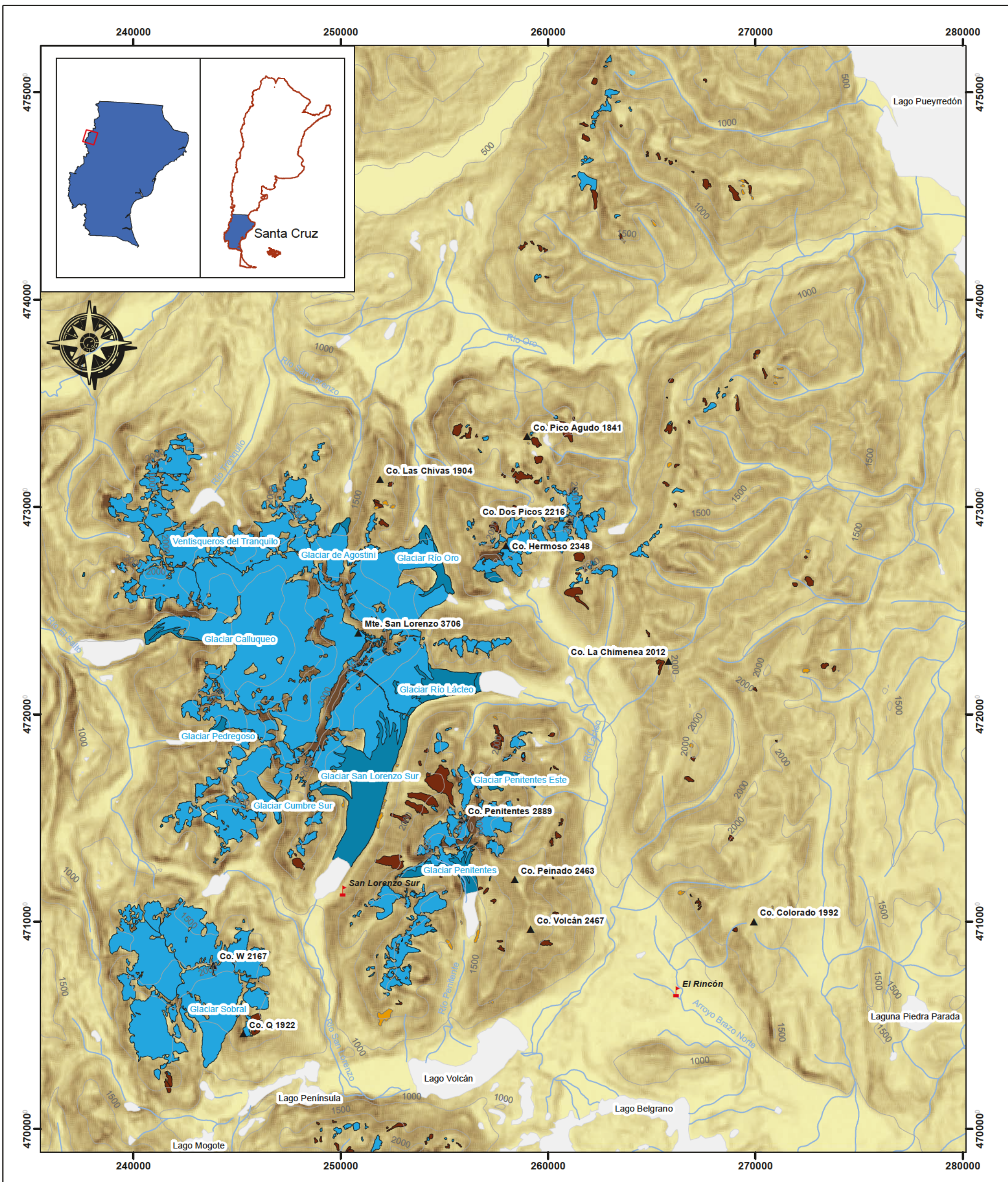
Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,566123	-66,330002	0,003	5234	5214	5225	197,9	5	Fm Rumibola/Abra del Gallo	lobada	inactivo
Quebrada de	-	-66,111706	0,003	4784	4759	4772	174,9	5	Fm La Paya	lobada	inactivo

Capillas	24,600774										
Río Cachi	- 24,956399	-66,343432	0,004	5242	5226	5235	10,3	1	Fm Cachi	lobada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,797291	-66,350658	0,006	4601	4541	4574	188,9	5	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,548116	-66,148009	0,006	4815	4752	4785	262,9	7	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 24,956377	-66,342237	0,006	5257	5222	5237	22,4	1	Fm La Paya	lobada	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,599800	-66,113641	0,006	4855	4817	4837	182,3	5	Fm La Paya	lobada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,910631	-66,401306	0,009	5451	5399	5424	90,5	3	Fm Cachi	lenguada	inactivo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 25,196621	-66,501543	0,010	4661	4631	4648	179,1	5	Fm Cachi	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,421841	-66,189052	0,011	4837	4765	4803	224,3	6	Fm Cachi	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,520156	-66,161567	0,012	4457	4425	4441	263,4	7	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,886182	-66,404844	0,013	5295	5235	5263	112,4	3	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 24,958874	-66,330107	0,013	5006	4922	4960	40,1	2	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,634446	-66,337858	0,014	4623	4561	4593	166,2	5	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,931174	-66,319725	0,014	4933	4863	4894	161,9	5	Fm La Paya	lenguada	inactivo

Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,932989	-66,317159	0,017	4795	4695	4740	139,5	4	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,917214	-66,349553	0,018	5009	4967	4988	100,4	3	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 25,212363	-66,519854	0,019	4547	4482	4516	275,2	7	Fm Cachi	coalescente	inactivo
Quebrada de Capillas	- 24,552408	-66,113729	0,020	5196	5126	5158	108,3	3	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,802637	-66,341216	0,020	4556	4448	4499	220,1	6	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,856245	-66,367001	0,020	4670	4606	4635	258,4	7	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 25,219483	-66,515901	0,020	4452	4421	4438	264,8	7	Fm Cachi	lobada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,800024	-66,342263	0,021	4651	4547	4604	210,7	6	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,803636	-66,338510	0,025	4622	4505	4571	225,7	6	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,624709	-66,128917	0,026	4841	4697	4784	268,1	7	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,916063	-66,346637	0,028	4950	4892	4919	134,8	4	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Cachi	- 24,985857	-66,320924	0,030	4950	4783	4842	178,8	5	mezcla Fm Cachi/Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento-	- 24,919118	-66,353402	0,031	5085	5025	5058	121,5	4	Fm La Paya	coalescente	inactivo

Salado											
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,798171	-66,343727	0,037	4724	4579	4653	216,7	6	Fm La Paya	lenguada	inactivo
Río Cachi	- 24,989111	-66,330772	0,039	5148	5003	5072	109,5	3	Fm La Paya	coalescente	inactivo
Río Calchaquí - Juramento- Salado	- 24,432278	-66,220705	0,041	4971	4792	4864	198,0	5	Fm Rumibola/Abra del Gallo	coalescente	inactivo
Río Luracatao - Juramento- Salado	- 25,217254	-66,514284	0,045	4543	4463	4509	242,1	6	Fm Cachi	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 25,032420	-66,326738	0,089	4913	4720	4798	252,6	7	Fm Cachi	coalescente	inactivo
Río Cachi	- 25,021593	-66,389084	0,211	4753	4475	4638	140,4	4	Fm La Paya	coalescente	inactivo

Cuenca	Latitud S	Longitud O	Área (km <sup>2</sup> )	Altura (m)			Orientación media (°)	Sector Cardinal	Litología	Forma	Actividad
				máxima	mínima	media					
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,455657	-66,180648	0,002	4490	4467	4482	273,6	7	Fm Cachi	lenguada	fósil
Río Cachi	- 24,965390	-66,318639	0,037	4842	4738	4787	41,2	2	Fm La Paya	lobada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,907025	-66,393921	0,039	5166	5097	5138	73,5	3	Fm La Paya	lobada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,804752	-66,341899	0,042	4482	4294	4385	216,9	6	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Calchaquí - Juramento-Salado	- 24,800169	-66,349129	0,048	4552	4346	4439	174,1	5	Fm La Paya	lenguada	fósil
Río Cachi	- 25,025406	-66,364058	0,100	4481	4316	4407	248,8	7	Fm La Paya	coalescente	fósil

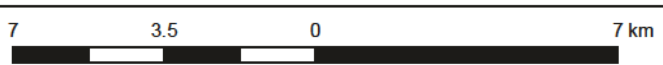


### Referencias

- |  |   |  |   |
|--|---|--|---|
|  | Estación meteorológica                              |  | Cima  |
|  | Río/arroyo  |  | Curva de nivel                                    |
|  | Glaciar/manchón de nieve                            |  | Glaciar cubierto                                  |
|  | Glaciar de escombros/<br>lóbulo de proталus intacto |  | Glaciar de escombros/<br>lóbulo de proталus fósil |
|  | Lago/laguna   |  |   |

## MAPA N° 1 - Monte San Lorenzo

Mapa Inventario de glaciares y  
geformas periglaciales

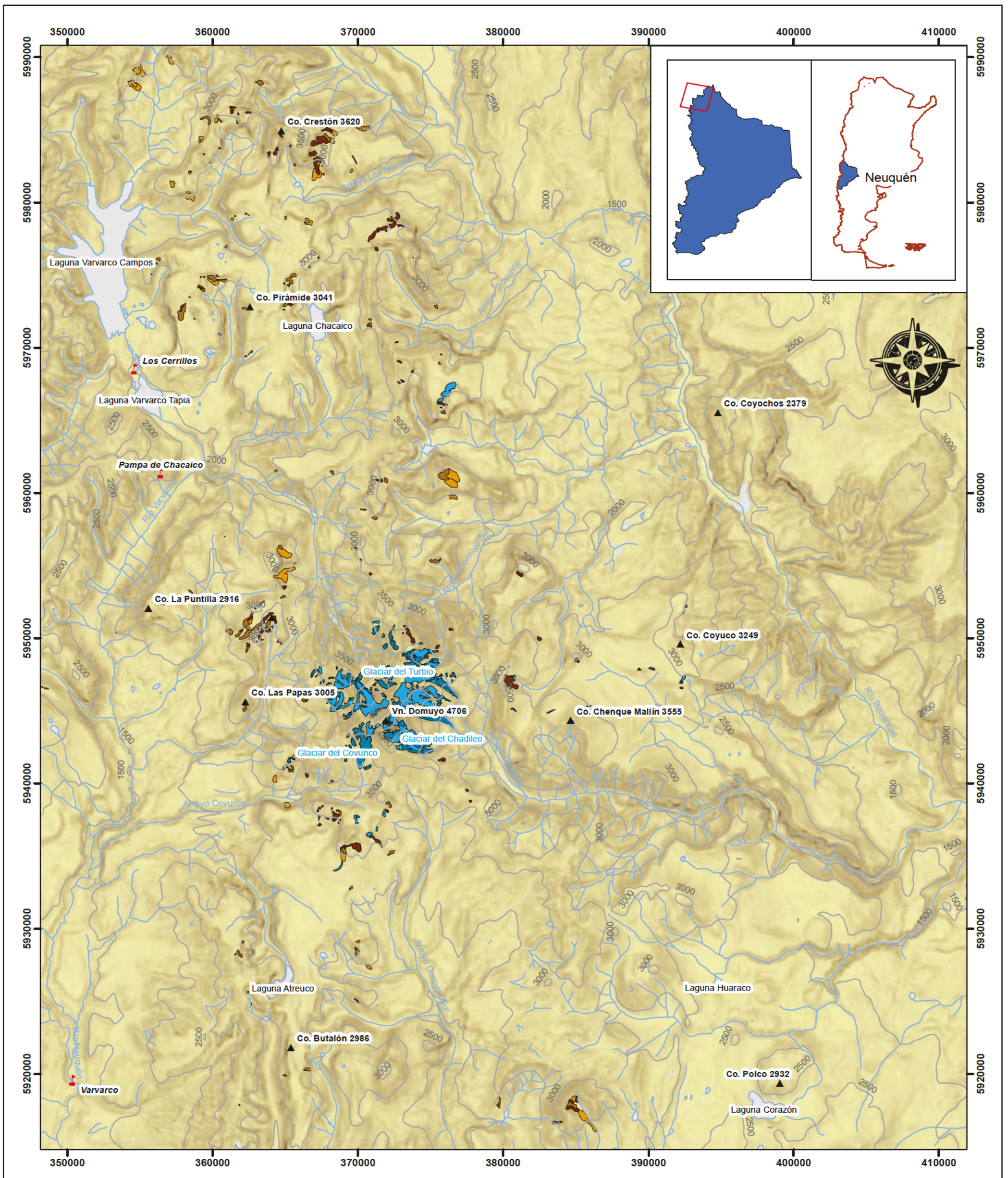


1:175.000










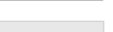
Sistema de Proyección: UTM Zona 18S  
Marco de Referencia: WGS84

Altura: SRTM  
Equidistancia: 500 m

Fecha de elaboración: Mayo 2014    Elaborado por: Lic. Daniel Falaschi



### Referencias

	Estación meteorológica		Cima
	Río/arroyo		Curva de nivel
	Glaciar/manchón de nieve		Glaciar/hielo cubierto
	Glaciar de escombros/ lóbulo de proталus activo		Glaciar de escombros/ lóbulo de proталus inactivo
	Glaciar de escombros/ lóbulo de proталus fósil		Lago/laguna

## MAPA N° 2 - Volcán Domuyo

Mapa Inventario de glaciares y  
geformas periglaciales



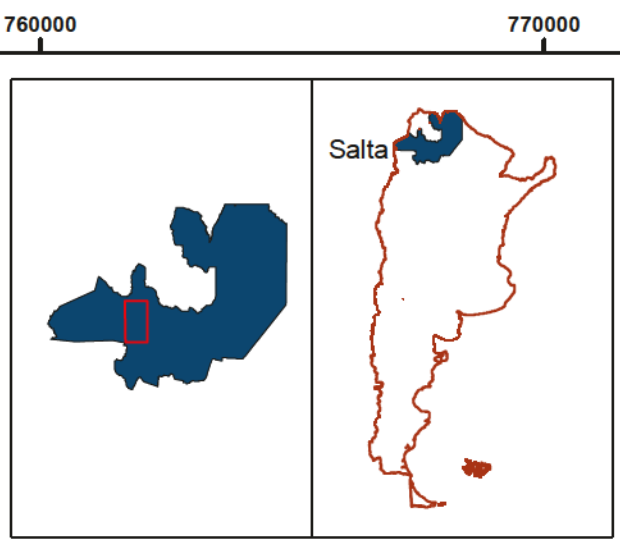
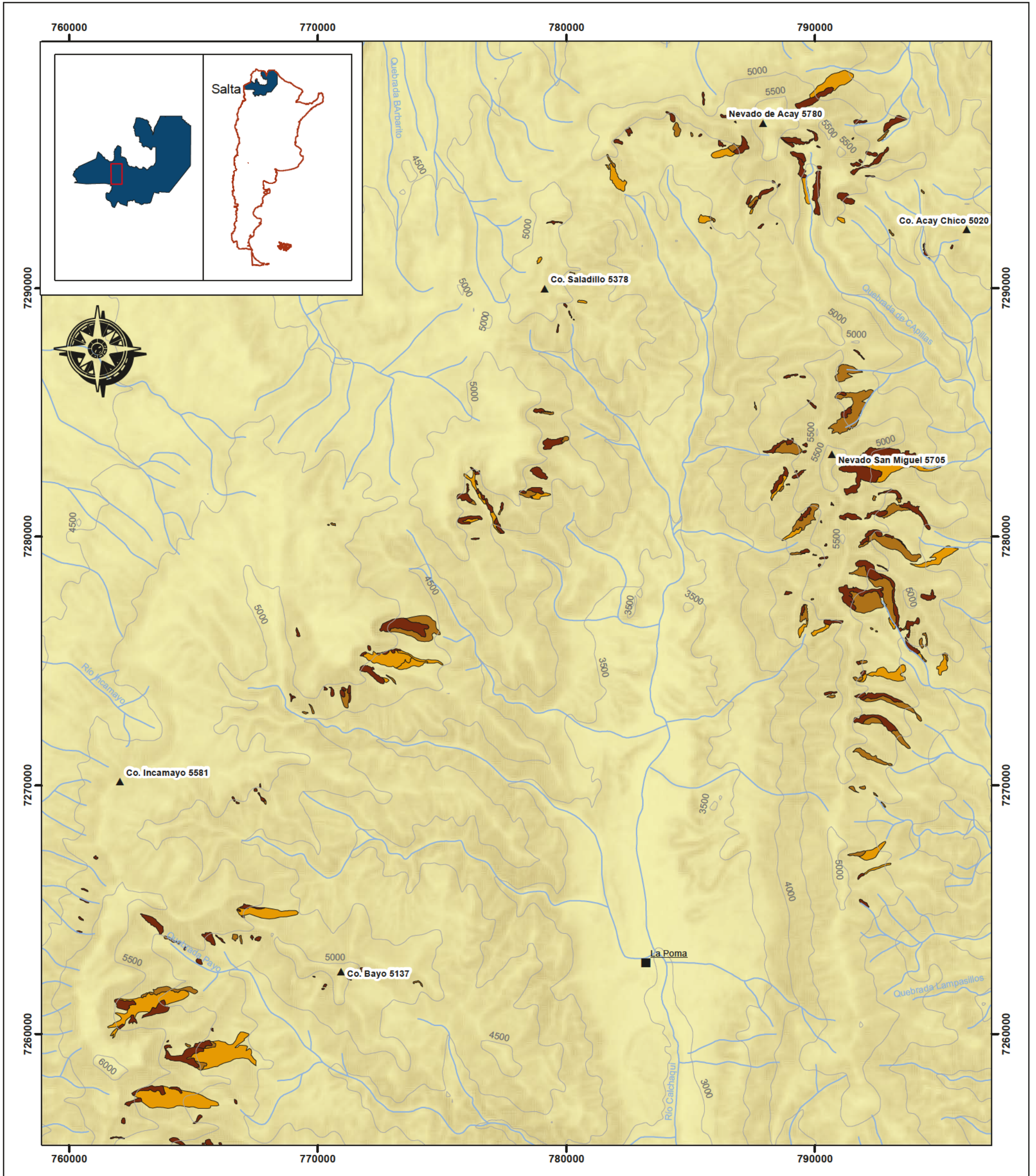
1:250.000

Sistema de Proyección: UTM Zona 19S  
Marco de Referencia: WGS84










Altura: SRTM  
Equidistancia: 500 m

Fecha de elaboración: Mayo 2014

Elaborado por: Lic. Daniel Falaschi

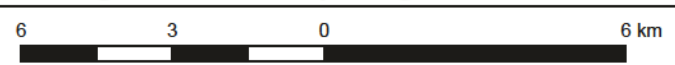


**Referencias**

- |   |  |   |  |
|---|--|---|--|
|  | Estación meteorológica                               |  | Cima   |
|  | Pueblo/ciudad  |  | Río/arroyo   |
|   | Curva de nivel                                       |  | Glaciar de escombros/<br>lóbulo de proталus activo |
|   | Glaciar de escombros/<br>lóbulo de proталus inactivo |  | Glaciar de escombros/<br>lóbulo de proталus fósil  |
|   | Glaciar/manchón de nieve                             |   |  |

**MAPA N° 3a - Nevados de Cachi y Valles Calchaquíes - Zona Norte**

Mapa Inventario de glaciares y geformas periglaciales

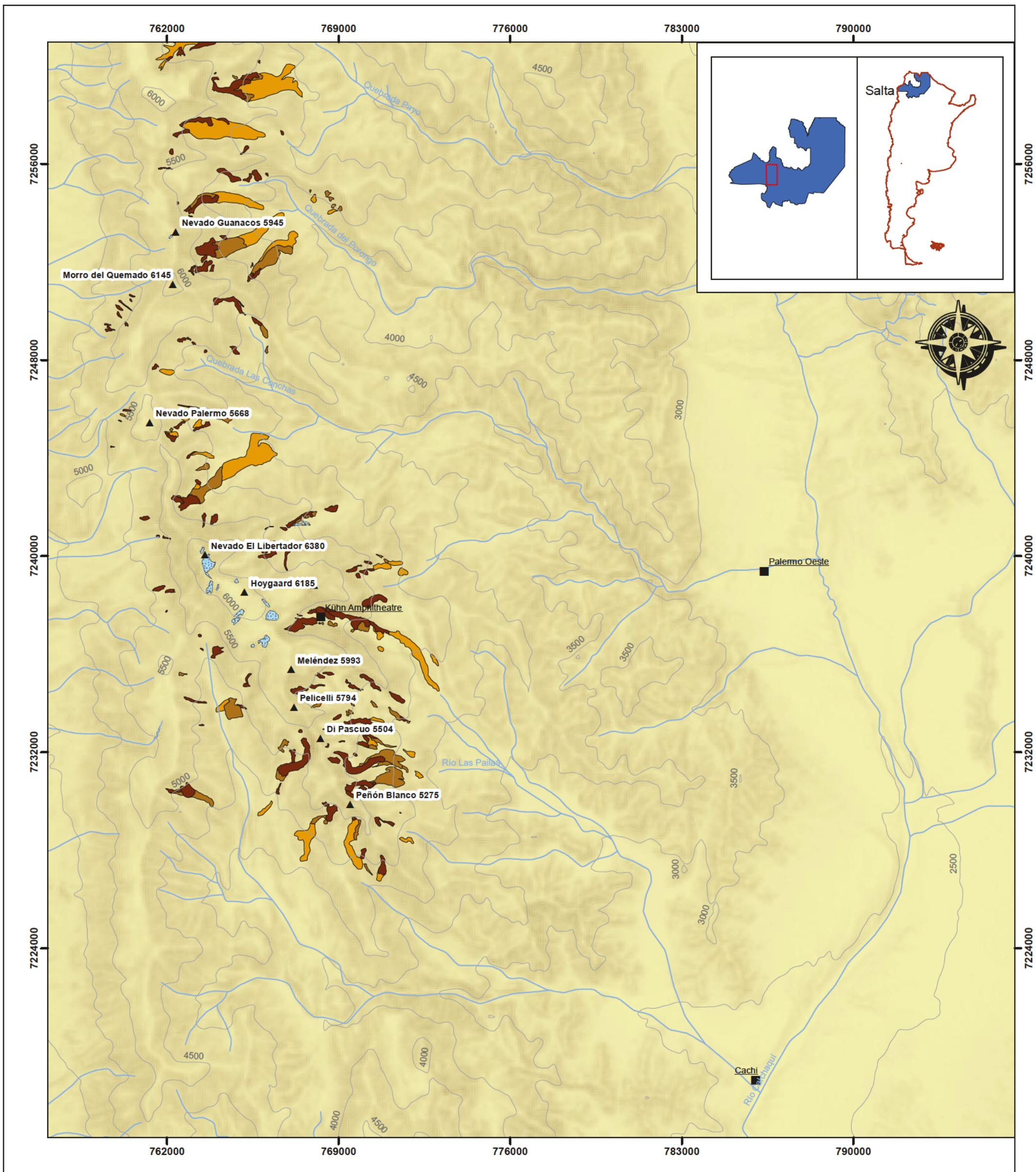


**1:150.000**

Sistema de Proyección: UTM Zona 19S  
Marco de Referencia: WGS84

Alturas: SRTM  
Equidistancia: 500 m

Fecha de elaboración: Mayo 2014    Elaborado por: Lic. Daniel Falaschi



### Referencias

- |  |  |  |  |
|--|--|--|--|
|  | Estación meteorológica                               |  | Cima   |
|  | Pueblo/ciudad  |  | Río/arroyo   |
|  | Curva de nivel                                       |  | Glaciar de escombros/<br>lóbulo de proталus activo |
|  | Glaciar de escombros/<br>lóbulo de proталus inactivo |  | Glaciar de escombros/<br>lóbulo de proталus fósil  |
|  | Glaciar/manchón de nieve                             |  |  |

## MAPA N° 3b - Nevados de Cachi y Valles Calchaquíes - Zona Sur

Mapa Inventario de glaciares y geformas periglaciales

5 2.5 0 5 km

1: 150.000

Sistema de Proyección: UTM Zona 19S  
Marco de Referencia: WGS84

Altura: SRTM  
Equidistancia: 500 m

Fecha de elaboración: Mayo 2014

Elaborado por: Lic. Daniel Falaschi

## Anexo VIII. Glosario

Nota: Muchos de los términos glaciológicos y geocriológicos listados abajo están avalados por la nomenclatura y las definiciones utilizadas por el NSIDC y por la Internacional Permafrost Association (IPA), asociación internacional que reúne a los especialistas más importantes del mundo en la disciplina de la Geocriología, y de la cual Argentina es un país asociado desde sus orígenes como cuerpo colegiado en 1983.

### *AAR (Accumulation Area Ratio)*

Es el cociente entre el área de acumulación y el área total de un glaciar, y refleja en buena medida el estado de avance o retroceso del mismo.

### *ablación – período de ablación*

Conjunto de procesos por los cuales un glaciar pierde masa. Incluye derretimiento, sublimación y evaporación. El período de ablación es el momento del año en el que los procesos de ablación se intensifican y predominan por sobre la acumulación.

### *acuicludo*

Formación geológica poco permeable a impermeable, por lo que el agua no se transmite por su interior y no es posible su extracción.

### *acumulación – período de acumulación*

Conjunto de procesos por los cuales un glaciar gana masa. Incluye las precipitaciones níveas, avalanchas y nieve dispersada por el viento. El período de acumulación es el momento del año en el que los procesos de acumulación se intensifican y predominan por sobre la ablación. En Sudamérica existen tanto glaciares con su período de acumulación en los meses de invierno del Hemisferio Sur como otros glaciares que ganan masa durante los meses de verano.

### *altura de permafrost de montaña o APM*

Altura o límite altitudinal inferior del permafrost discontinuo de montaña.

### *ambiente periglacial, periglacial*

El término periglacial se refiere a un ambiente de clima frío, criogénico pero no glaciario, por arriba del límite superior del bosque si es que éste existe, regido por procesos geomórficos también no glaciarios, como los ciclos de congelamiento y descongelamiento, que involucran tanto al material rocoso como a la porción del suelo próxima a la superficie. En los Andes, el límite con el ambiente glaciario puede ser difuso, pero el límite con el ambiente no periglacial está claramente marcado por la ocurrencia de permafrost en profundidad, entrampado y preservado en condiciones naturales por largo tiempo.

### *ASTER GDEM (ASTER Global Digital Elevation Model)*

Modelo Digital de Elevación desarrollado en conjunto por el METI (Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan) y la NASA (National Aeronautics and Space Administration of United States). Fue creado a partir de 1,3 millones de imágenes estereoscópicas del sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), con una resolución espacial de 30 m y una cobertura global entre 83° N y 83° S.

### *bouldery rock glacier*

Glaciar de escombros con su capa activa compuesta por bloques y sedimentos gruesos, sin material fino cementante, formados usualmente por avalanchas de rocas.

*calving – dry calving*

Proceso por el cual se produce el resquebrajamiento de la porción terminal de un glaciar con su término en un cuerpo de agua, para finalmente quebrarse de forma súbita desprendiendo fragmentos como témpanos de hielo. Se produce como resultado de esfuerzos longitudinales controlados por la fricción en los márgenes del glaciar, su geometría y la presión hidráulica en su base. El dry calving consiste en el mismo proceso, pero sin la presencia de un cuerpo de agua; ocurre generalmente en glaciares colgantes y cascadas de hielo.

*campo de hielo*

Masa de hielo glaciar, confinada topográficamente, que tiene una superficie relativamente plana, y de la cual fluyen glaciares de descarga.

*capa activa*

Capa superior del terreno que está sujeta al ciclo anual de congelamiento y descongelamiento en áreas con permafrost.

*circo glaciar*

Cabecera de valle glaciar en forma de anfiteatro con paredes laterales abruptas y piso de poca pendiente, abierto hacia la pendiente cuesta abajo, formado por la erosión glaciar retrocedente.

*coregistración*

Proceso de ajuste planimétrico (georeferenciación o geolocalización) entre dos o más imágenes satelitales o Modelos Digitales de Elevación.

*couloir*

Término francés que se refiere a corredores o gargantas estrechas en terreno montañoso.

*crioclastesis, crioclastismo o craquelamiento térmico*

Término colectivo que comprende los procesos de erosión mecánica inducidos por esfuerzos generados por el congelamiento del agua en hielo. Actúa a diferente escala temporal y espacial, desde minutos a años y desde granos minerales a grandes bloques rocosos.

*criósfera, sistema criosférico*

Parte de la Tierra donde el agua se encuentra en estado sólido, en forma de nieve o hielo. Se incluyen las áreas con hielo al descubierto (sábanas de hielo y glaciares), las regiones con permafrost y regiones sujetas a temperaturas por debajo de 0° C gran parte del año.

*DN, digital number*

Número que representa el valor de intensidad de un píxel, digitalizado y almacenado como un número finito de bits (dígito binario). El número de bits determina la resolución radiométrica de un sensor o imagen. El valor de intensidad representa una magnitud física como ser la radiancia solar en una banda de longitud de onda reflejada por la superficie terrestre, la radiación infrarroja emitida o la intensidad de la retrodispersión radar. Dicho valor es normalmente el promedio de la superficie total cubierta por un píxel.

*firn, neviza o nevé*

Nieve vieja, de más de un año, que se ha recrystalizado en una sustancia de una densidad superior a 0.55 g/cm<sup>3</sup>. La nieve sufre una transformación por compresión y densificación de los cristales de las capas superiores en un material más denso pero aún poroso denominado “firn” y, si este proceso de “firmificación” continúa, terminará por transformarse en hielo.

*frente del glaciar*

Extremo inferior de un glaciar.

*geoforma - crioforma*

Elemento discreto del paisaje, con forma y tamaño característicos, vinculados a los procesos que lo generan. El conjunto de geoformas constituye el continuo de la superficie terrestre. El término *crioforma* hace referencia a la geoforma asociada u originada por procesos periglaciales.

*georeferenciación, geolocalización*

Identificación de la localización geográfica de un objeto en el mundo real (punto sobre la superficie terrestre, imagen satelital, Modelo Digital de Elevación, etc.). El término puede referirse a la práctica o al proceso mismo de definir o corregir la localización o a la localización en sí misma.

*glaciar*

Cuerpo de nieve y de hielo que se mueve pendiente abajo por acción de la gravedad bajo su propio peso, formado por la recristalización de nieve y visible por más de dos años. El flujo del glaciar transfiere el exceso de nieve y hielo desde el área de acumulación, en la parte superior del glaciar hacia el área de ablación, en la parte inferior del mismo.

*glaciar cubierto*

Glaciar que muestra una carpeta de sedimentos de espesor variable y que cubre parcial o totalmente su superficie, provenientes de las avalanchas mismas que alimentan al glaciar y diversos tipos de procesos gravitacionales.

*glaciar/ hielo descubierto o libre de detrito*

Glaciar o hielo desprovisto mayormente de sedimento o detrito sobre su superficie.

*glaciar de escombros, litoglaciar, glaciar de rocas o glaciar rocoso*

Mesoforma de forma lobada o lengua compuestos por material no consolidado permanentemente congelado, sobresaturado en hielo intersticial, que se mueve pendiente abajo por reptación como consecuencia de la deformación del hielo contenido en su interior. Representan la expresión geomorfológica visible de la reptación del permafrost de montaña sobresaturado en hielo en el material no consolidado y son rasgos característicos de flujo cohesivo.

*glaciar de descarga*

Glaciar de valle que fluye o nace desde el interior de un campo de hielo, domo de hielo y/o sabana de hielo, transfiriendo masa hacia las zonas más bajas.

*glaciar de montaña*

Glaciar que se encuentra confinado por la topografía del terreno montañoso que lo rodea; frecuentemente localizado en un circo o nicho (Müller et al., 1977). Incluye glaciares de circo, de nicho y de cráter.

*glaciar de piedemonte*

Lóbulo de hielo de grandes dimensiones, con forma de abanico y que es significativamente más ancho que la porción superior de la lengua glaciar.

*glaciar politermal*

Glaciar donde partes del mismo están muy por debajo de 0° C y otras en las que las temperaturas rondan los 0° C. Los glaciares politermales tienen en general áreas de acumulación de base fría y áreas de ablación o parte de ellas con hielo templado.

*glaciar en surge, surge glaciar*

Glaciar que alterna fases de flujo rápido y lento en forma de ciclos de pocos años a varias décadas. La aceleración del flujo y la transferencia de masa de la zona de acumulación a la de ablación resulta usualmente en un dramático avance del glaciar.

*glaciar templado, temperado o de base templada*

Glaciar donde la temperatura de la mayor parte del hielo está cercana a los 0° C, y por lo tanto próximos a la fusión por presión. Los glaciares templados, por estar cerca del punto de fusión por presión del hielo, en general tienen mucha agua en su base, por lo que no sólo se mueven por deformación plástica del hielo sino también por deslizamiento basal.

*glaciar reservorio*

Glaciares en general de pequeño tamaño, con una dinámica poco significativa, donde no hay una ELA definida, por lo que la totalidad de su superficie gana o pierde masa según el balance de masa sea positivo o negativo. Crecen verticalmente y se expanden arealmente en los años nivales buenos y disminuyen su espesor vertical y se contraen en los años malos.

*glaciar de valle*

Glaciar con un área de acumulación bien definida, cuya lengua está encauzada y fluye valle abajo.

*GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space)*

Proyecto internacional creado con el objetivo de compilar y promover el desarrollo de inventarios de glaciares a nivel mundial principalmente a través del uso de imágenes satelitales, principalmente ASTER. Nace como un proyecto del ASTER Science Team para guiar y optimizar la adquisición de imágenes ASTER para el monitoreo de los glaciares en la superficie terrestre. Además, GLIMS ha desarrollado y diseminado herramientas informáticas y metodologías apropiadas para la realización de inventarios de glaciares, y ha facilitado la distribución de las imágenes satelitales necesarias en forma gratuita a los miembros del programa y Centros Regionales en al menos 60 países. Los datos relevados por cada centro regional se almacenan en una base de datos global implementada en el National Snow and Ice Center, Colorado, USA.

*graupel*

Término alemán referido a la precipitación formada por gotas de agua superenfriadas, congeladas sobre un copo de nieve y formando partículas de 2-5 mm de diámetro.

*guirnalda de vegetación*

Formas solifluvidales, de tipo aterrazadas, con frentes contenidos o demarcados por vegetación. Son formas de reptación detenidas o interceptadas por la vegetación.

*hielo muerto*

Lengua glaciaria o cuerpo de hielo sin movimiento o flujo. El glaciar pierde volumen y termina por desintegrarse en el lugar.

*hielo perenne*

Agua en estado sólido, formado por compactación de la nieve. Para ser considerado perenne el hielo tiene que permanecer en un sitio por dos o más años.

*hummocky*

Topografía caracterizada por montículos o lomas que conforman una superficie irregular en extremo, con morfologías y sedimentologías altamente variables.

*línea de equilibrio*

Línea teórica que separa la zona o área de acumulación de la zona de ablación de un glaciar. Sobre esta línea de equilibrio, el balance de masa del glaciar es igual a 0. La altitud de la línea de equilibrio (ELA, por sus siglas en inglés *Equilibrium Line Altitude*) debe ser derivada del estudio de balances de masa, aunque para algunos glaciares puede aproximarse la ubicación de la misma a partir de la línea de nieve o firn.

*línea de nieve transitoria o línea de firm*

Límite que separa el área por encima de la cual la nieve depositada durante el período de acumulación se mantiene durante el verano siguiente. Para glaciares templados la altura de la línea de nieve del final del período de ablación se aproxima en buena medida a la altura de la línea de equilibrio.

*lóbulo de solifluxión*

Protuberancia o lengua adosada a las pendientes, producto de la macrosolifluxión o solifluxión de pendiente. Pueden presentar selección vertical en la parte más superficial, frentes rocosos y estar combinados con grietas de circulación de agua de descongelamiento en la base frontal (Trombotto y Ahumada, 2005).

*lóbulo de talud, protalus lobe*

Glaciar de escombros embrionario, con forma de crestas o terrazas frente a taludes como resultado de la reptación de detrito congelado sobresaturado en hielo, que se vuelve inestable tan pronto como los umbrales de volumen de hielo y esfuerzo de cizalla son superados.

*mallín*

zona de terreno generalmente deprimido, inundable, que funciona como pequeño ecosistema, donde la recarga hídrica ocurre fundamentalmente por aporte de arroyos de montaña o fusión de nieve en el verano.

*manchón de nieve permanente o perenne, glaciarete*

Masa de nieve y hielo de forma poco definida, existente durante al menos dos años consecutivos y sin evidencias claras de flujo visibles. Mayormente se localizan en depresiones y laderas protegidas del viento. En general se desarrollan a partir de nieve barrida por el viento, avalanchas y/o fuertes acumulaciones en varios años.

*modelo digital de terreno (MDT), modelo digital de elevación (MDE), modelo digital de superficie (MDS)*

Un Modelo Digital de Terreno (Digital Terrain Model o DTM en inglés) es un modelo simbólico que representa mediante una serie de datos numéricos una característica o variable de la superficie Terrestre. Se lo puede definir como la representación digital de la distribución espacial de una variable continua y cualitativa, mediante coordenadas XYZ de los puntos que la definen.

Un Modelo Digital de Elevación ( Digital Elevation Model o DEM, en inglés) es un modelo en donde el valor de la coordenada Z que acompaña a XY corresponde a un valor altimétrico del terreno. Se define como tal al modelo que representa la pendiente y la topografía del lugar en forma de valles, montañas, planicies, y demás características topográficas de una zona.

Un Modelo Digital de Superficie (MDS) ( Digital Surface Model o DSM, en inglés) representa el valor más alto de las elevaciones, es decir la superficie reflectiva, que incluye a los árboles, edificios y construcciones en general.

*modelo digital de elevación absoluto*

MDE construido con el apoyo de puntos de control de terreno (Ground Control Points o GCP, en inglés) para su generación. En consecuencia, el modelo se encuentra anclado a dichos puntos y las diferencias en la posición, escala y rotación de las coordenadas geodésicas respecto del terreno (sistema de referencia horizontal) y el nivel medio del mar (sistema de referencia vertical) es exigua.

*modelo digital de elevación relativo*

MDE construido sin el apoyo de puntos de control de terreno. Pueden presentar diferencias importantes en la posición, escala y rotación de las coordenadas geodésicas en el terreno (sistema de referencia horizontal) y el nivel medio del mar (sistema de referencia vertical).

*National Snow and Ice Data Center (NSIDC)*

Centro de investigación (Boulder Colorado, USA), promotor de la investigación en los ambientes fríos de la Tierra: nieve, glaciares, suelos congelados e interacciones climáticas que conforman la criósfera terrestre. Gestiona y distribuye información científica y brinda asistencia a usuarios, y lleva adelante programas de investigación y educación del público en general sobre la criósfera.

*nicho de nivación*

Concavidad semicircular u ojival, resultado de una serie de procesos periglaciales. soliflucción, levantamiento del tope del permafrost, lavado subnival, etc.

*nunatak*

Pico montañoso aislado, rodeado por un campo de hielo.

*ortorectificación*

Proceso de remoción o eliminación de los efectos de la perspectiva de una imagen y los efectos del terreno a fines de generar una imagen planimétricamente correcta. La imagen resultante tiene una escala constante en toda su extensión y los objetos están representados en su posición verdadera o real, permitiendo la medición precisa de distancias, ángulos y superficies.

*palsa*

Montículo de permafrost de carácter turboso, con un núcleo de capas alternantes de hielo de segregación y turba o suelo mineral.

*pebbly rock glacier*

Glaciar de escombros con su capa activa con textura matriz soportada, compuesta por gravas y sedimentos finos, formados por procesos de soliflucción, flujos de detritos y pequeñas avalanchas de rocas.

*permafrost o suelo congelado permanente*

Estado térmico del suelo y roca, incluyendo hielo y material orgánico, que permanece en condiciones naturales por debajo de 0 ° C por más de dos años consecutivos. El contenido de hielo puede ir desde prácticamente nada (situación criótica en un estado denominado permafrost seco), hasta una sobresaturación en hielo o con capas de hielo masivo. Si bien para algunos autores del hemisferio norte el permafrost no representa un elemento “*sine qua non*” del ambiente periglacial, sí lo es para los geocriólogos que trabajan en la Cordillera de los Andes, y por lo tanto debe mencionarse y especificarse.

*permafrost continuo*

Permafrost de distribución zonal (cobertura areal > 80%) situado por debajo de la superficie terrestre, a excepción de los sedimentos modernos no consolidados que han sufrido cambios en el régimen térmico del suelo, alcanzando en zonas polares hasta 1 km de espesor.

*permafrost discontinuo*

Permafrost de distribución zonal (cobertura areal entre 30 - 80%) con su límite sobreimpuesto, difuso, con el permafrost continuo. Su espesor varía entre 10 cm a 100 m y la capa activa no llega hasta el tope del permafrost.

*permafrost esporádico*

Permafrost que aparece en ciertos lugares a modo de parches o islas (cobertura < 30%)

*pingo*

Domo de congelamiento permanente con un núcleo de hielo masivo, producido primariamente por inyección de agua, y cubierto por suelo o vegetación.

*planicie de crioplanación*

Pendiente amplia y suave con poco espesor de roca criofragmentada, interviniendo la solifluxión de manera somera.

*protalus rampart*

Rampa o cresta compuesta por detrito grueso, ubicada frente o al pie de una pendiente o talud, y formada por la acumulación de detrito proveniente de las paredes rocosas situadas por encima de la misma, que se moviliza deslizándose sobre un manchón de nieve.

*punto de control de terreno* (Ground Control Points o GCP, en inglés)

Puntos relevados sobre la superficie terrestre con ubicación conocida mediante algún tipo de levantamiento topográfico, fijos dentro de un sistema y marco de referencia y sistema de coordenadas, utilizados como apoyo para la generación de modelos digitales de elevación, georeferenciación y ortorectificación de archivos en formato raster o conocer el error de georeferenciación o geolocalización de las diversas fuentes de imágenes satelitales.

*radiancia espectral*

Radiación térmica emitida por los cuerpos calientes registrada en todo el espectro electromagnético.

*recristalización de la nieve*

Proceso de transformación de los cristales de nieve por aumento del tamaño de grano, ruptura de los brazos de los cristales y compactación, que conducen al aumento de la densidad del pack de nieve.

*reflectancia o reflectividad*

Fracción de radiación incidente reflejada por una superficie determinada.

*remuestreo, resampleo*

Proceso de transformación de una imagen satelital o Modelo Digital de Elevación desde un sistema de coordenadas a otro y/o cambio del tamaño del pixel. Los dos sistemas de coordenadas se relacionan por una función de transformación espacial, y los píxeles de la imagen resultante cuentan con una nueva coordenada en el nuevo sistema de proyección.

*rimaya o bergschrund*

Grieta estrecha y profunda situada en la cabecera de un glaciar de circo, formada al separarse el hielo glaciar en movimiento del hielo inmóvil en el talud del circo.

*río de piedra*

Acumulación de bloques generalmente angulosos de bloques sin material fino entre los mismos, formados como resultado de la combinación de procesos de meteorización, solifluxión, craquelamiento térmico y lavado.

*sistema criosférico*

*SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)*

Modelo Digital de Elevación resultado de un proyecto conjunto entre NASA (National Aeronautics and Space Administration) y las agencias espaciales de Italia y Alemania, comprendido entre 57° S y 60° N, elaborado mediante la técnica de Interferometría radar o InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar).

*solifluxión, gelifluxión*

Movimiento de reptación de un suelo saturado pendiente abajo, por congelamiento y descongelamiento en regiones criogénicas. El término *geliflujión* se restringe a ñla *soliflujión* en áreas con permafrost.

*suelo estructurado*

*tabla del permafrost*

Superficie o límite superior del suelo congelado permanente, que lo separa de la capa activa. Coincide con la isoterma anual de 0° C.

*talik*

Capa o cuerpo de suelo no congelado que ocurre en un area de permafrost debido a una anomalía local en las condiciones termales, hidrológicas, hidrogeológicas o hidroquímicas.

*termokarst, laguna de termokarst*

Los lagos de termokarst son pequeños cuerpos de agua, usualmente someros, formados en depresiones por descongelamiento del permafrost. También se generan en glaciares cubiertos, en sitios donde la cobertura detrítica es muy delgada y el hielo queda desprotegido y expuesto a la radiación solar con mayor intensidad que la superficie glaciar donde el espesor de la capa detrítica es mayor.

*terrazza de soliflujión*

Banco o escalón con un frente arqueado o rectilíneo bajo, el cual refleja las diferencias de velocidad en el movimiento de soliflujión.

*thufur*

Montículos permanentes formados en la capa activa de áreas con permafrost o en el suelo congelado estacionalmente en áreas sin permafrost.

*westerlies*

Vientos prevalentes en latitudes medias de ambos hemisferios terrestres (entre 30° - 60° S), que soplan desde los centros de alta presión en las latitudes subtropicales desde el Oeste hacia el Este y hacia los polos.

*World Glacier Monitoring Service (WGMS)*

Organismo encargado de coleccionar y estandarizar todas las observaciones de cambios de masa, área, volumen y largo de los glaciares a través del tiempo, además de la información estadística asociada con la distribución de los glaciares y masas de hielo perennes en el planeta. Dicha información representa variables altamente prioritarias en el monitoreo del sistema climático y constituye la información de base para el modelado hidrológico respecto de los posibles efectos del cambio climático.

## Siglas y abreviaciones

ALOS Advanced Land Observing Satellite

AVNIR Advanced Visible and Near Infrared Radiometer

APM Altura del permafrost de montaña

ASTER Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

DEM Digital Elevation Model

DN Digital Number

DSM Digital Surface Model

ELA Equilibrium line altitude

ETM Enhanced Thematic Mapper

GCP Ground Control Point

GLIMS Gloibal Land Ice Measurement from Space  
JAXA Japan Aerospace Exploration Agency  
JICA Japan International Cooperation Agency  
LIDAR Laser Imaging Detection and Ranking  
MDE Modelo digital de elevación  
MDT Modelo digital de terreno  
MSS Multispectral Scanner  
NDSI Normalized difference snow index  
NDWI Normalized difference water index  
NDVI Normalized difference vegetation index  
NIR Near infra red  
PRISM Panchromatic Remote-Sensing Intrument for Stereo Mapping  
RMSE Root Mean Square Error  
SAR Synthetic Aperture Radar  
SIG Sistema de Información Geográfica  
SRTM . Shuttle Radar Topography Mission  
SWIR Short wave infra red  
TM matic Mapper)  
TMAA Temperatura media anual del aire  
USGS United status Geological Survey  
WGMS World Glaciar Monitoring Service