

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



TESIS DOCTORAL

**CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS DEL AMBIENTE
PERIGLACIAL DE MONTAÑA Y ESTRUCTURA INTERNA DE
GLACIARES DE ESCOMBROS EN LOS ANDES CENTRALES
DE SAN JUAN.**

LIC. CRISTIAN DANIEL VILLARROEL

DIRECTOR: DR. EDUARDO KRUSE

CO-DIRECTOR: ESP. RUBÉN GIANNI

SAN JUAN, MARZO DE 2019

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi Familia por el amor, la energía y compañía en todos estos años. Ana Paula, a quien amo y admiro profundamente, y con quien caminamos y descubrimos juntos el mismo camino. A Silvestre y Sol, dos almas pequeñas llenas de alegría, cariño y simpleza, que iluminan todos mis días. A ellos tres va especialmente dedicado este trabajo.

A mis viejos, Norma y Lito, que desde chicos nos educaron en el camino de la verdad, honestidad y esfuerzo...a ellos agradecerles su perseverancia para que nos podamos formar como profesionales. Para mí son un ejemplo de cómo se debe afrontar la vida. Agradecer también a mis hermanos, Gastón y Gisela, y a Juan, mi cuñado, quienes siempre han colaborado e incentivado el desarrollo humano y profesional. A Ruth y Daniel, por su constante apoyo en el camino elegido.

Un agradecimiento especial para mí Director, Dr. Eduardo Kruse, quien me ha mostrado como se debe transitar este camino, respetando y aconsejando en su justa forma. A mí co-Director, Esp. Rubén Gianni, quien también ha sido una guía en este camino y compañero de campo. La culminación de este trabajo refleja la labor realizada por ambos.

Agradecer a los jurados, Dra. Ana Lía Ahumada, Dr. Mateo Martini y Dra. María Laura Gómez, por sus sugerencias y observaciones críticas que han permitido mejorar de manera sustancial este trabajo. Asimismo, agradecerles la posibilidad de discusión, la cual considero es muy enriquecedora a nivel profesional.

Un párrafo especial para todos los compañeros y amigos que han colaborado en las duras y productivas campañas de campo. Ellos son, David, Germán, Martín, Marcos, Ivan, Yaki, Matias, Juan Ignacio y Carla. Agradecerles por su predisposición para trabajar, su buena onda en el campo y su compromiso con este trabajo. Además, un agradecimiento especial, para la Lic. Agustina Ortiz, quien con su espíritu trabajador, luchador e inagotable, colabora desde el año 2017 en los estudios geofísicos del permafrost de montaña.

Al Dr. Guillermo Tamburini Beliveau, por la estancia laboral compartida, por las discusiones profesionales y vivencias compartidas y por la amistad que nos une. También agradecer nuevamente a Ana Paula con quien discutimos e intercambiamos ideas y conceptos día a día en este proceso de crecimiento.

Agradecer al Dr. Andrés López Hidalgo y Dr. Armando Imhof, quienes han colaborado enormemente con el préstamo desinteresado de parte de su equipo geofísico personal, sin lo cual no hubiera sido posible realizar los estudios geofísicos descriptos en este trabajo. Además, agradecer también a la Mg. Mónica Morvillo por su colaboración en el tratamiento estadístico de los datos.

Agradecimiento a algunas instituciones que han permitido llevar adelante esta tarea. En primera instancia a CONICET por la posibilidad de realizar este doctorado a través de su programa de becas. Al INA-CRAS por los análisis químicos realizados en su laboratorio y por el apoyo logístico en campañas de campo. Al CIPCAMI, Ing. Marisa Elizondo, por los análisis químicos realizados en su laboratorio. A CONAE, Dra. Graciela Salmuni, por las imágenes satelitales entregadas. Al proyecto Pachón, por compartir los datos climáticos de sus 3 estaciones meteorológicas y datos de aforo, por su hospitalidad durante el alojamiento en su campamento y por la buena predisposición para acceder al área de estudio. Al Departamento de Geología por brindar un espacio para la realización diaria de mis tareas.

Por último, agradecer al sistema de educación público de nuestro país que nos permite formarnos como profesionales de grado y posgrado. La mejor defensa de este sistema es la formación de excelencia de sus profesionales y el ejercicio honesto y responsable de su profesión.

RESUMEN

En la provincia de San Juan el ambiente periglacial se desarrolla en forma extensa en la cabecera de las cuencas andinas, las cuales constituyen las fuentes de recarga de los sistemas hídricos que abastecen de agua a toda la población. Si bien los aspectos geomorfológicos, hidrológicos, climáticos y paleoclimáticos, entre otros, del ambiente periglacial han recibido mayor atención en los últimos años, aún resta mucho para comprender las complejas interrelaciones entre los diferentes procesos actuantes. En este sentido, el presente trabajo constituye la primera investigación que combina estudios hidrológicos, hidroquímicos, isotópicos, geofísicos, geomorfológicos y dinámicos en una cuenca netamente periglacial con el objetivo de determinar los patrones espacio-temporales de los flujos superficiales, las características y el origen de las diferentes fuentes de agua que constituyen los ríos cordilleranos e identificar la estructura interna de glaciares de escombros y sus flujos de circulación. Para lo cual, se han considerados dos escalas de trabajo, escala de cuenca y escala de geoforma (glaciar de escombros).

El tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz, área de estudio del presente trabajo, es una cuenca con condiciones actuales netamente periglaciales. Habiendo sufrido en el pasado condiciones glaciarias, evidenciado a partir de diferentes rasgos morfológicos. Existe una amplia variedad de geoformas periglaciales que van desde la micro a la meso escala. Entre ellas se tiene a los glaciares de escombros, los cuales constituyen una de las geoformas más notorias. De los 180 glaciares de escombros inventariados, 83 son activos, 90 inactivos y el resto fósiles o relictos. Los cuales ocupan un área de 8,15 Km², 4,34 Km² y 0,37 Km² respectivamente, y presentan una distribución altitudinal que varía desde 3576 y 3438 m s.n.m. hasta 4673 y 4571 m s.n.m. para los límites inferior y superior de los glaciares de escombros activos e inactivos, respectivamente. Además, se han inventariado 210 geoformas consideradas como pro talus rampart, las cuales poseen en conjunto un área de 1,54 Km² y una altura promedio de 3980 m s.n.m.

La fusión nival constituye uno de los principales componentes del hidrograma de ríos cordilleranos y muestra su pico de descarga a finales de primavera o principio de verano, con caudales cercanos a los 6 m³/s en el río Santa Cruz, que decaen a casi la mitad durante el período de sequía hídrica (2010-2015). Otro aspecto importante a destacar del hidrograma es la presencia de una pequeña inflexión (aumento) en la curva de caudales a finales de verano-principios de otoño (marzo-abril). Este aumento estaría vinculado a la fusión del hielo subterráneo presente principalmente en capa activa de áreas con permafrost, el cual presenta un retardo respecto a la fusión nival. En los períodos de sequía, el caudal aportado por fusión de hielo subterráneo llegaría a representar hasta el 63% del flujo total.

Los valores de conductividad eléctrica de las diferentes fuentes de agua constituyen una buena aproximación para determinar su origen. Existe una alta variabilidad entre los valores de diferentes fuentes, pero también en ocasiones existe alta variabilidad entre muestras de la misma fuente de agua. Por lo cual, es un parámetro que necesita ser

complementado. El río Santa Cruz presenta un comportamiento de decaimiento en sus valores de conductividad a partir de valores altos cerca de la cabecera de la cuenca, influenciado principalmente por los flujos salinos provenientes de la quebrada donde se localiza el glaciar de escombros El Gigante. Mientras que en su tramo medio e inferior los valores de conductividad van disminuyendo, debido a la buena calidad de sus afluentes, los cuales tienen sus cabeceras en sectores elevados. Los termokarst o estructuras deprimidas, sobre glaciares de escombros, constituyen una de las fuentes de agua con mayor variabilidad entre sus valores, indicando la presencia de diferentes orígenes del agua y procesos. Por su parte, los valores de temperatura permiten identificar agua proveniente de la fusión de nieve o hielo subterráneo o en contacto con el permafrost.

El contenido iónico de las diferentes fuentes de agua indica un tipo de agua bicarbonatada y sulfatada sódica, con alta variabilidad en el contenido de los aniones. La mayor correlación lineal se observa entre los valores de SO_4^{2-} y Ca^+ con desplazamiento hacia valores enriquecidos de SO_4^{2-} , indicando disolución de formaciones evaporíticas y oxidación de sulfuros. Los valores más elevados de concentración iónica fueron detectados en las muestras de glaciares de escombros, indicando que estos actúan como un medio de concentración.

Por su parte, la composición isotópica de las diferentes fuentes de agua también constituye un trazador natural que permite, en combinación con la hidroquímica y los parámetros físico-químicos, determinar el origen del agua. Los manchones de nieve son los que presentan mayor variabilidad en su composición, con valores de entre $-13,3\text{‰}$ y $-22,1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ y de $-104,2\text{‰}$ y $-172,2\text{‰}$ $\delta^2\text{H}$. Además, se ha identificado el control de la elevación en la composición isotópica de la nieve a través del coeficiente de determinación (r^2) con un valor de 0,58 y 0,68 para $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ respectivamente. Mientras que, procesos de redistribución isotópica por metamorfismo y fusión de la nieve han sido evidenciados principalmente en los bancos de nieve en la raíz de un glaciar de escombros. Los principales afluentes del río Santa Cruz reflejan en su composición la altitud de sus cabeceras, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ más empobrecidos en los afluentes con sus cabeceras más elevadas.

La aplicación de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), el método geofísico más ampliamente utilizado en permafrost de montaña, ha permitido identificar la presencia de hielo en glaciares de escombros y determinar su estructura interna. Sobre el glaciar de escombros El Gigante se han desarrollado 8 perfiles de entre 110 y 130 m de longitud en diferentes sectores del mismo. En general, la capa activa presenta una geometría irregular con espesores que varían de 3 a 10 m y valores de resistividad entre 200 y 8000 $\Omega\cdot\text{m}$ e incluso llegando a valores de hasta 30K $\Omega\cdot\text{m}$. En los sectores de capa activa donde las resistividades disminuyen hasta valores de 80-90 $\Omega\cdot\text{m}$ se infiere la presencia de agua.

La capa de permafrost también presenta una geometría irregular con zonas de discontinuidad espacial y con valores de resistividad que varían entre 8 y 150 K $\Omega\cdot\text{m}$. Si

bien estos valores se encuentran en el rango bajo de los registrados para otros glaciares de escombros, la cantidad, granulometría y tipo de detrito presente tendría una influencia importante. A pesar de no poder realizar una comparación directa con otros glaciares de escombros debido al contexto geológico local donde se desarrolla El Gigante, si ha sido posible identificar sitios con mayor contenido de hielo sobre la misma geoforma.

Por su parte, el perfil de TRE realizado sobre el glaciar de escombros Ojotas I, de claro origen criogénico, indica una capa activa con espesor de 2 a 6 m y valores de resistividad de 700 a 20.000 Ω .m. Por debajo se desarrolla la capa de permafrost que alcanza los 172 K Ω .m de resistividad.

Por último, la combinación de métodos hidroquímicos, isotópicos, geofísicos, geomorfológicos y dinámicos sobre una misma geoforma, el glaciar de escombros El Gigante, ha permitido identificar los flujos internos de circulación de agua a través de canales preferenciales, sin conexión entre ellos en algunos casos. Además, se ha podido establecer los sectores que presentan degradación de permafrost y determinar el diferente grado de actividad de los diferentes sectores de esta geoforma.

ABSTRACT

In the province of San Juan, the periglacial environment develops extensively in the headwaters of the Andean basins, which are the sources of recharge of the water systems that supply water to the entire population of the province. Although the geomorphological, hydrological, climatic and paleoclimatic aspects, among others, of the periglacial environment have received more attention in recent years, there is still much to understand the complex interrelations between the different processes involved. In this sense, the present work constitutes the first research that combines hydrological, hydrochemical, isotopic, geophysical, geomorphological and dynamic studies in a clearly periglacial basin with the objective of determining the spatio-temporal patterns of surface flows, characteristics and origin of the different sources of water that make up the Andean rivers and identify the internal structure of debris glaciers and their circulation flows. For which, two scales of work have been considered: basin scale and landform scale (debris glacier).

The upper section of the Santa Cruz river basin, the study area of this work, is a basin with clearly periglacial current conditions. Having suffered in the past glacial conditions, evidenced from different morphological features. There is a wide variety of periglacial landforms ranging from the micro to the meso scale. Among them are the rock glaciers, which are one of the most notorious ones. Of the 180 inventoried rock glaciers, 83 are active, 90 inactive and the rest fossils or relicts, occupying an area of 8.15 km², 4.34 km² and 0.37 km² respectively, with an altitudinal distribution that varies from 3576 and 3438 meters to 4673 and 4571 m.a.s.l. for the lower and upper limits of the active and inactive rock glaciers respectively. In addition, 210 landforms considered as protalus rampart have been inventoried, which together have an area of 1.54 km² and an average height of 3980 meters above sea level.

The snow melt is one of the main components of the cordilleran river hydrograph and shows its discharge peak at the end of spring or early summer, with flows close to 6 m³/s in the Santa Cruz River, which fall by almost half during the period of water drought (2010-2015). Another important aspect of the hydrograph is the presence of a small inflection (increase) in the flow curve in late summer-early autumn (March-April). This increase would be linked to the melting of the underground ice present mainly in the active layer of areas with permafrost, which presents a delay with respect to the snow melt. In periods of drought, the flow contributed by melting underground ice would reach up to 63% of the total flow.

The electrical conductivity values of the different water sources are a good approximation to determine their origin. There is a high variability between the values of different sources, but there is also sometimes high variability between samples from the same water source. Therefore, it is a parameter that needs to be complemented. The Santa Cruz River shows a behavior of decay in its conductivity values from high values near the head of the basin, influenced mainly by the saline flows coming from the area where the El Gigante rock glacier is located. While in the middle and lower sections the

conductivity values are decreasing, due to the good quality of its tributaries, which have their headwaters in high sectors. Thermokarst is one of the sources of water with high variability between its values, indicating the presence of different origins of water and processes. On the other hand, the temperature values allow identifying water coming from the melting of snow or underground ice or in contact with the permafrost.

The ionic content of the different water sources indicates a type of bicarbonated and sulphated sodium water, with high variability in the content of the anions. The highest linear correlation is observed between the values of SO_4^{2-} and Ca^{+2} with displacement towards enriched values of SO_4^{2-} , indicating dissolution of evaporite formations and oxidation of sulfides. The highest values of ionic concentration are found in the samples of rock glaciers, indicating that these act as a means of concentration.

For its part, the isotopic composition of the different water sources also constitutes a natural tracer that allows, in combination with hydrochemical and physical-chemical parameters, to determine the origin of water. The snow patches are those that present greater variability in their composition, with values between -13.3‰ and -22.1‰ $\delta^{18}\text{O}$ and -104.2‰ and -172.2‰ $\delta^2\text{H}$. In addition, control of the elevation in the snow isotopic composition has been identified through the coefficient of determination (R^2) with a value of 0.58 and 0.68 for $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ respectively. While, isotopic redistribution processes by metamorphism and melting snow have been evidenced mainly in the snow banks at the root of a debris glacier. The main tributaries of the Santa Cruz River reflect in their composition the altitude of their headwaters, with more depleted values in the tributaries with their higher headwaters.

The use of Electrical Resistivity Tomography (TER), the most widely used geophysical method in mountain permafrost, has made it possible to identify the presence of ice in rock glaciers and determine its internal structure. On the El Gigante rock glacier, 8 profiles of 110 m to 130 m in length have been developed in different sectors of the same. In general, active layer presents an irregular geometry with thicknesses ranging from 3 to 10 m and values of resistivity between 200 and 8000 $\Omega\cdot\text{m}$ and even reaching values of up to 30K $\Omega\cdot\text{m}$. In the active layer sectors where the resistivities decrease to values of 80-90 $\Omega\cdot\text{m}$, the presence of water is inferred.

While, the permafrost layer also presents an irregular geometry with zones of spatial discontinuity and with values of resistivity that vary between 8 and 150 K $\Omega\cdot\text{m}$. Although these values are in the low range of those registered for other debris glaciers, the amount, granulometry and type of debris present would have an important influence. Despite not being able to make a direct comparison with other rock glaciers due to the local geological context where El Gigante is developed, it has been possible to identify sites with higher ice content on the same landform.

On the other hand, the TRE profile made on a Talus rock glacier of clear periglacial origin indicates an active layer with a thickness of 2 to 6 m and resistivity values of 700

to 20,000 Ω .m. Underneath, the permafrost layer that reaches 172 K Ω .m of resistivity is developed.

Finally, the combination of hydrochemical, isotopic, geophysical, geomorphological and dynamic methods on the same landform, El Gigante rock glacier, has allowed to identify the internal flows of water circulation through preferential channels without connection between them in some cases. In addition, it has been possible to establish the sectors that present degradation of permafrost and determine the different degree of activity of the different sectors of this landform.

ÍNDICE

<i>CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN</i>	15
1.1 Importancia de los estudios geocriológicos en San Juan	15
1.2 Motivaciones	16
1.3 Objetivos	17
1.4 Hipótesis de trabajo	17
1.5 Antecedentes del estudio del ambiente periglacial en los Andes sanjuaninos	17
1.6 Descripción de capítulos	20
<i>CAPÍTULO II: MARCO CONCEPTUAL</i>	22
2.1 Definición y características del ambiente periglacial	22
2.2 Definición y características de Permafrost, Capa Activa y Transicional	23
2.3 Características del Permafrost de Montaña	25
2.4 Glaciares de escombros: Características, origen y evolución	26
2.5 Importancia de geoformas periglaciales en el ciclo hidrológico	29
2.6 Estudios químicos del agua en ambiente periglacial	31
2.7 Estudios geofísicos en áreas con permafrost de montaña	32
2.8 Respuesta de Geoformas Periglaciales al calentamiento global	34
<i>CAPÍTULO III: CARACTERÍSTICAS REGIONALES</i>	35
3.1 Consideraciones generales	35
3.1.1 Área de estudio	35
3.2 Geología local	37
3.3 Caracterización climática regional	43
<i>CAPÍTULO IV: CARACTERIZACIÓN CLIMÁTICA Y GEOMORFOLÓGICA LOCAL</i>	47
4.1 Caracterización climática local	47
4.1.1 Estación Pachón-Hidráulica	48
4.1.2 Estación Erizos-Pachón	51
4.1.3 Estación Pachón-Pachón	53
4.1.4 Estación Paso de la Guardia-Pachón	54
4.1.5 Cálculo del gradiente térmico del aire local	56
4.2 Relevamiento, inventario y origen de criofomas periglaciales	58
4.2.1 Morfometría del tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz	58
4.2.2 Inventario y caracterización de glaciares de escombros	62
4.2.3 Inventario y caracterización de protalus rampart	75
4.2.4 Inventario y caracterización de morenas	77
4.2.5 Caracterización de laderas con procesos de soliflucción-geliflucción	78

4.2.6	Caracterización de deslizamientos	80
4.3	Discusiones	82
CAPÍTULO V: ESCORRENTÍA SUPERFICIAL		84
5.1	Introducción y antecedentes	84
5.2	Valores de caudales de estaciones de monitoreo proyecto Pachón	87
5.2.1	Estaciones de monitoreo proyecto Pachón	87
5.3	Metodología de aforos realizados	93
5.4	Resultados caudales año 2015	97
5.5	Resultados caudales año 2016	101
CAPÍTULO VI: QUÍMICA DE IONES E ISÓTOPOS ESTABLES DE DIFERENTES FUENTES DE AGUA		105
6.1	Introducción	105
6.2	Antecedentes estudios químicos del agua en los Andes Áridos	106
6.3	Materiales y metodología del análisis de fuentes de agua	107
6.3.1	Sitios de muestreo	108
6.4	Resultados	115
6.4.1	Diferenciación físico-química de diferentes fuentes de agua	115
6.4.2	Caracterización iónica de diferentes fuentes de agua	123
6.4.3	Caracterización isotópica de diferentes fuentes de agua	128
6.4.4	Análisis de la composición isotópica de diferentes fuentes de agua	131
6.5	Discusiones	134
CAPÍTULO VII: ESTUDIOS GEOFÍSICOS EN GLACIARES DE ESCOMBROS		139
7.1	Introducción	139
7.2	Antecedentes de estudios geofísicos en los Andes Áridos	139
7.3	Materiales y metodología	141
7.3.1	Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)	141
7.3.2	Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)	144
7.3.3	Tomografía Sísmica de Refracción (TSR)	145
7.3.4	Sitios de medición	145
7.4	Resultados e interpretaciones	149
7.4.1	Glaciar de escombros El Gigante	149
7.4.2	Glaciar de escombros Ojotas I	156
7.4.3	Glaciar de escombros El Negro	157
7.4.4	Glaciar de escombros El Colorado	159
7.5	Depósitos glaciares y estructura interna de glaciares de escombros	160
7.6	Discusiones	161
7.6.1	Valores de resistividad y de ondas P	161
7.6.2	Aspectos metodológicos	164

<i>CAPÍTULO VIII: ANÁLISIS INTEGRADO EN GLACIAR DE ESCOMBROS EL GIGANTE</i>	<i>168</i>
8.1 Introducción	168
8.2 Aspectos geomorfológicos	169
8.3 Aspectos dinámicos	175
8.4 Aspectos hidroquímicos e isotópicos	178
8.5 Aspectos geofísicos	185
<i>CAPÍTULO IX: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</i>	<i>189</i>
<i>BIBLIOGRAFÍA</i>	<i>194</i>
<i>ANEXO: Planilla de cálculo de aforos</i>	<i>212</i>

LISTA DE ABREVIATURAS

ALOS	Advanced Land Observing Satellite
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AVNIR	Advanced Visible and Near Infrared Radiometer
CBERS	China-Brazil Earth Resources Satellite
CONAE	Comisión Nacional de Actividades Espaciales
DGPS	Differential Global Position System
ENSO	El Niño Southern Oscillation
<i>et al.</i>	<i>Et alii</i> (y otros)
GEA	Glaciar de Escombros Activo
GEI	Glaciar de Escombros Inactivo
GPR	Ground Penetrating Radar
HRC	High Resolution Camera
IANIGLA	Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales
IPA	International Permafrost Association
ING	Inventario Nacional de Glaciares
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
ka	Kilo años
LANDSAT	Land Remote-Sensing Satellite
Ma	Millones de años
MED	Modelo de Elevación Digital
m s.n.m.	Metros sobre el nivel del mar
NASA	National Aeronautics and Space Administration of United States
NOA	Nor-Oeste Argentino
SEV	Sondeo Eléctrico Vertical
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre

TMAA	Temperatura Media Annual del Aire
TMMA	Temperatura Media Mensual del Aire
T _{max}	Temperatura Máxima del Aire
T _{min}	Temperatura Mínima del Aire
TRE	Tomografía Resistiva Eléctrica
TSR	Tomografía Sísmica de Refracción
UTM	Universal Transversal Mercator

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Importancia de los estudios geocriológicos en San Juan

La provincia de San Juan se encuentra en una posición geográfica de sotavento y de continentalidad respecto a las masas húmedas provenientes del océano Pacífico y Atlántico, respectivamente. Además, su sector cordillerano, se localiza inmediatamente hacia el sur de la Diagonal Árida Sudamericana, la cual con sus condiciones de extrema aridez, atraviesa la cordillera de Los Andes en el sector norte de Argentina, ingresando al valle del Tulum (Zech *et al.*, 2008). Esta situación particular le confiere a la provincia de San Juan características especiales donde se destaca la escasez de los recursos hídricos.

Dos sistemas hídricos principales (río San Juan y río Jachal) son los que conforman la red hídrica de la provincia. Ambos ríos tienen sus nacientes en la cordillera de los Andes, donde los procesos criogénicos están estrechamente vinculados con las fuentes de agua.

Históricamente, las cuencas hidrográficas en la provincia de San Juan han sido consideradas del tipo nival y/o nivo-glacial (Minetti y Sierra, 1989). Sin embargo, estas consideraciones están basadas en estudios de poco detalle. La medición del manto nival acumulado durante el invierno en escasos puntos de la cordillera de San Juan es la metodología utilizada para estimar los pronósticos de derrame, lo cual genera una alta incertidumbre (Departamento de Hidráulica, <http://www.hidraulica.sanjuan.gov.ar/>). Si bien las precipitaciones níveas explican en gran medida la varianza de los caudales en el período de derretimiento, esta relación no es tan ajustada en los extremos, particularmente cuando es un año de escasas precipitaciones (Boninsegna y Villalba, 2007).

El caudal de los ríos en cuencas andinas estaría controlado por la fusión nival y de los cuerpos de hielo glaciares y periglaciares (Leiva *et al.*, 1986). Dentro del ambiente glacial, los escasos estudios en esta región se han concentrado en los glaciares y glaciares cubiertos (Milana, 1998), dejando de lado algunas geoformas tales como las morrenas que pueden contener aún un núcleo de hielo. Por su parte, en el ambiente periglacial, los estudios hidrológicos se han focalizado principalmente en los glaciares de escombros (Lecomte *et al.*, 2008; Schrott, 1991), dejando de lado los protalus rampart y laderas de geliflucción, entre otras geoformas, con alto potencial en contenido de hielo (García *et al.*, 2017). Además, en áreas con permafrost el rol de capa activa como regulador del recurso hídrico no ha sido lo suficientemente estudiado.

Los Andes Centrales (Lliboutry, 1986) en la provincia de San Juan constituyen una de las regiones del planeta de mayor densidad de glaciares de escombros (Corte, 1976; Brenning, 2005). El ambiente periglacial posee un desarrollo areal más extenso que el ambiente glacial (Trombotto *et al.*, 1997). Además, a diferencia de los glaciares, los

cuales en su mayoría se encuentran en retroceso, los glaciares de escombros y otras geoformas son muy activas y dinámicas (Kääb *et al.*, 2007; Villarroel *et al.*, 2018). Cabe resaltar también que muchas de las cuencas andinas solo poseen geoformas de ambiente periglacial en su interior.

El aumento progresivo de la población implica una mayor demanda de uso de agua para consumo humano, agrícola, industrial y recreativo-turístico. Por su parte, el marcado retroceso de los glaciares genera una importancia cada vez mayor del ambiente periglacial y sus geoformas asociadas por su gran extensión areal, dinámica activa, gran almacén de reserva de agua en estado sólido y regulador anual de los recursos hídricos a través de sus ciclos de congelamiento-descongelamiento.

Por lo tanto, es necesario y vital para un conocimiento adecuado de la influencia de los procesos criogénicos en la regulación de los caudales cordilleranos, estudios hidrológicos del ambiente periglacial.

1.2 Motivaciones

Los párrafos precedentes resumen de manera muy breve la posición geográfica de la provincia de San Juan y su incidencia climática, como así también la importancia de los procesos criogénicos en la conformación de los caudales de ríos cordilleranos.

Tanto desde el ámbito académico-científico, como del ámbito gubernamental con sus diferentes reparticiones, existe un desconocimiento llamativo sobre la participación de los procesos y geoformas periglaciales en el ciclo hidrológico. Los estudios periglaciales, principalmente desarrollados en el ámbito científico, se han centrado mayoritariamente en la realización de inventarios de geoformas a diferentes escalas (Trombotto *et al.*, 2012; Tapia y Trombotto, 2015; Forte *et al.*, 2016; Zalazar *et al.*, 2017; entre otros). Dejando de lado, casi por completo, estudios hidrológicos, hidroquímicos, de estructura interna, de datación, de modelado de distribución de permafrost, entre otros. Ante esta situación, el conocimiento integral de los procesos periglaciales dentro del ciclo hidrológico en la provincia de San Juan dista mucho de ser comprendido.

En este sentido, la motivación principal de este trabajo es aportar conocimiento sobre la química de los iones e isótopos estables en las diferentes fuentes de agua de una cuenca periglacial y de la estructura interna en glaciares de escombros activos e inactivos. Convirtiéndose en el primer trabajo en la provincia que logra mantener por al menos dos años consecutivos el monitoreo químico (iones mayoritarios e isótopos estables) de las fuentes de agua. Sin embargo, a pesar del incremento de investigaciones en esta temática en los últimos años, aún quedan muchos interrogantes. Este trabajo desarrolla información clave para el manejo de los recursos hídricos en los Andes Centrales de Argentina.

1.3 Objetivos

El presente trabajo tiene como objetivo general aportar al conocimiento del comportamiento hidrológico del ambiente periglacial en la cuenca superior del río Santa Cruz en la provincia de San Juan. Para lo cual, se plantean como objetivos específicos, analizar la distribución espacio-temporal de la escorrentía, evaluar las características químicas e isotópicas de las diferentes fuentes de agua de los ríos cordilleranos presentes en una cuenca de ambiente periglacial y reconocer la estructura interna de glaciares de escombros activos e inactivos y determinar la configuración del flujo supra, intra y subpermafrost.

1.4 Hipótesis de trabajo

En este trabajo se considera que los aspectos hidrológicos de una cuenca enmarcada en ambiente periglacial poseen complejas interrelaciones con las diferentes geoformas presentes y los procesos actuantes. Si bien las geoformas periglaciales serían las de mayor relevancia por ser los dominantes en la cuenca, otras geoformas también tendrían algún grado de participación. En este sentido, algunas geoformas glaciarias heredadas de pasados eventos climáticos fríos tendrían una importante implicancia en la hidrología de la región. Por lo tanto, las características de los ríos cordilleranos serían el resultado de estas complejas interrelaciones.

La hipótesis de este trabajo es que, el origen distinto de las fuentes de humedad, las diferencias litológicas y geológicas, y los diversos procesos actuantes sobre las fuentes de agua, permiten su diferenciación a través de los iones e isótopos estables del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$). Además, los glaciares de escombros, como una de las manifestaciones del permafrost reptante más notorias, constituyen importantes reservas hídricas y tienen participación anual en el ciclo hidrológico a través principalmente de sus ciclos de congelamiento-descongelamiento de capa activa. Por último, en una meso-escala, el flujo dentro de un glaciar de escombros seguiría ciertos "canales preferenciales".

1.5 Antecedentes del estudio del ambiente periglacial en los Andes sanjuaninos

Los estudios sobre el ambiente periglacial datan en Argentina de aproximadamente hace 100 años (Ahumada *et al.*, 2017). Pero con la particular característica de la discontinuidad temporal en sus diversas líneas de investigación. Lo cual no ha permitido que hoy en día se cuente con un conocimiento profundo sobre los aspectos criogénicos de nuestra cordillera. A partir de la década del 70, puede considerarse a Arturo Corte como uno de los grandes impulsores por desarrollar algunas líneas de investigación del ambiente periglacial en los Andes argentinos (Corte, 1976a, 1976b, 1983, 1987).

En la provincia de San Juan, el mismo Corte (1980) y Aguado (1983) son los que realizan los primeros inventarios de geoformas periglaciares utilizando fotografías aéreas. Posteriormente, Botero (2002) realiza un inventario de glaciares de escombros y otras geoformas con hielo en la provincia de San Juan y Mendoza. Mientras que, Scholl (2002) realiza un mapeo geomorfológico de la cuenca de Agua Negra. Otros inventarios fueron desarrollados por Perucca y Esper Angillieri (2007) a través de pares estereoscópicos de fotografías aéreas e imágenes satelitales ASTER en el Cerro El Potro y alrededores, donde reconocen diversas geoformas glaciares y periglaciares, constituyendo un avance en el conocimiento de la cantidad, características y distribución de estos cuerpos. Esper Angillieri (2009) realiza un inventario preliminar de 140 glaciares de escombros a los 30° de latitud sur en cordillera Frontal, encontrando que el 90% de ellos son intactos. Nuevamente, Perucca y Esper Angillieri (2011), en la región situada alrededor de los 28° de latitud sur en la cordillera Frontal, realizan un análisis de la distribución de las geoformas considerando la altitud, orientación y pendiente con técnicas de sensores remotos ópticos. Por su parte, un inventario de glaciares de escombros en el área del proyecto Del Carmen es desarrollado por Perucca *et al.* (2011).

Más recientemente y debido a la sanción de la Ley Nacional 26.639 de "Presupuestos Mínimos para la Preservación de los Glaciares y del Ambiente Periglacial", se han desarrollado varios trabajos referidos especialmente a la elaboración de inventarios. Entre ellos podemos citar: Carelli y Peralta (2014), Forte y Villarroel (2015), Forte *et al.* (2017), García *et al.* (2017), Alcayaga *et al.* (2017) y Taillant *et al.* (2017).

Estudios focalizados en parámetros como la radiación solar global y la temperatura del suelo han sido desarrollados por Schrott (1991). Otros estudios sobre el origen de los "Molards" y su génesis producto del fallamiento de terreno con permafrost y el posterior descongelamiento de los bloques ha sido estudiado en los Andes Centrales de San Juan (Milana, 2015). La identificación de variables topo-climáticas y su grado de influencia en la ocurrencia de glaciares de escombros ha tomado fuerza en los últimos años. En este sentido, Esper Angillieri (2010) emplea modelos estadísticos y mapeo geomorfológico para analizar la distribución de glaciares de escombros activos respecto a varias variables a los 30° de latitud sur. Mientras que, Forte *et al.* (2017) también analizan las variables de mayor influencia a través de un análisis estadístico en el sector norte de los Andes Centrales.

Por último, cabe mencionar una línea de investigación de desarrollo más reciente que son los modelos de distribución de permafrost. En esta línea han hecho su aporte reciente, Forte *et al.* (2016), Esper Angillieri (2017) y Tapia (2018) con la elaboración de modelos a partir de la consideración de geoformas como glaciares de escombros y variables topo-climáticas.

Si se consideran los objetivos de este trabajo, se reconoce que los estudios previos vinculados a los aspectos hidrológicos del ambiente periglacial o a la estructura interna de glaciares de escombros son también muy escasos.

Corte (1976) fue uno de los primeros en destacar la importancia de los glaciares de escombros en la hidrología de montaña. Luego, Schrott (1991, 1996 y 2002) realiza un estudio sobre la hidrología del permafrost de montaña y su relación con la radiación solar en la cuenca de Agua Negra. Encontrando que los glaciares de escombros aportarían el 13% del flujo total medio para los meses de verano. Además, al considerar otras fuentes potenciales de agua en las áreas de permafrost se produce un incremento de hasta el 30% en el volumen de agua producto del agua liberada de la capa activa y de la superficie congelada estacionalmente. Por su parte, Barsch *et al.* (1994) analizan la relación entre el caudal y el sedimento suspendido y su variación diurna y anual durante 5 meses en la cuenca de Agua Negra. Un estudio novedoso fue el realizado por Lecomte *et al.* (2008) en la cuenca de Agua Negra donde analizan la hidroquímica del agua de fusión de glaciares y glaciares de escombros. Siendo los procesos de oxidación de sulfuros los de mayor relevancia en el suministro de sulfuros. Más recientemente, Mendoza *et al.* (2016) enfocan sus estudios en los aspectos hidrológicos y en la distribución espacial de la escorrentía en el tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz. Otros estudios referidos a aspectos hidrológicos en ambiente periglacial han sido desarrollados en la vecina provincia de Mendoza (Buk, 1983; Sileo *et al.*, 2015).

Los primeros estudios geofísicos en la región fueron realizados por Fournier *et al.* (1985) y Barsch y King (1989). En el primer caso, realizan sondeos eléctricos y magneto-telúricos en un glaciar cubierto en la zona de Vallecitos (Mendoza). Mientras que Barsch y King (1989) llevan a cabo varios sondeos geoelectrónicos en glaciares de escombros para identificar su estructura interna y posible origen en la cordillera Frontal de Mendoza. Mientras que, en la provincia de San Juan los primeros estudios geofísicos sobre glaciares de escombros para reconocer su estructura se han realizado en el año 2002. Dos métodos geofísicos, refracción sísmica y prospección geoelectrónica (sondeo eléctrico vertical), han sido desarrollados sobre el glaciar de escombros El Paso en la cuenca de Agua Negra en diferentes estaciones del año (Croce y Milana, 2002). Identificando una estructura de 3 capas con espesor máximo de la capa de permafrost de 18.5 metros. Posteriormente, este trabajo fue ampliado a los glaciares de escombros Dos Lenguas y Agua Negra, donde además se aplicó la técnica de Tomografía Resistiva Eléctrica (TRE) con el objetivo de conocer sus estructuras internas con énfasis en el contenido en hielo (Croce y Milana, 2006). Según los resultados, la TRE es el método más conveniente de acuerdo a los costos, tiempo y calidad de los resultados. Otros autores también han aplicado métodos geofísicos en el estudio de glaciares de escombros. Este es el caso de Arenson *et al.* (2010) y Forte *et al.* (2013) quienes aplican principalmente sísmica de refracción y prospección geoelectrónica en diferentes glaciares de escombros en la cuenca del río Blanco.

Estos estudios han permitido identificar y conocer la estructura interna de algunos glaciares de escombros indicando sus valores de espesor y resistividad de las diferentes capas que los conforman. También ha sido posible analizar la variación estacional de capa activa evidenciando sus procesos de congelamiento-descongelamiento. Asimismo,

ha sido posible discriminar su origen (criogénico o glaciogénico) a través de la inferencia en la presencia de hielo intersticial o masivo.

1.6 Descripción de capítulos

La presente tesis doctoral ha sido dividida en 9 capítulos, de los cuales, en el primero de ellos se realiza una introducción al tema considerando la importancia de estudios geocriológicos en la provincia de San Juan. Además se establecen las principales motivaciones de este trabajo y los objetivos e hipótesis que han sido consideradas, como así también, un repaso breve sobre los principales antecedentes de la temática en la región de estudio. Por su parte, en el segundo capítulo, se desarrolla a modo general todos los conceptos teóricos vinculados al tema de estudio.

El tercer capítulo analiza los principales antecedentes climáticos a escala regional y los aspectos geológicos locales de relevancia. Mientras que, a escala local, en el cuarto capítulo, se ha focalizado en las características climáticas, geomorfológicas y geocriológicas en base al procesado y análisis de datos meteorológicos, geomorfológicos, morfométricos y criogénicos.

En el quinto capítulo se realiza un análisis de los principales aspectos referidos a la escorrentía superficial en el área de estudio a partir de datos de aforo realizados en dos campañas de verano (2015 y 2016) y también datos de aforos pertenecientes al proyecto Pachón.

El sexto capítulo, el cual incluye los resultados de 2 campañas de muestreo (2016-2017), está referido exclusivamente a la hidroquímica de iones e isótopos estables de las diferentes fuentes de agua. Se describen las características principales de acuerdo a la composición de iones mayoritarios e isótopos estables del H y O de cada una de las fuentes de agua que han sido muestreadas. En cuanto a los resultados específicos se hace una caracterización y diferenciación de los parámetros físico-químicos y del contenido iónico e isotópico según las diferentes fuentes de agua, como así también el análisis de variaciones espaciales y temporales.

Los resultados de la tomografía de resistividad eléctrica, sondeo eléctrico vertical y tomografía sísmica de refracción son presentados en el séptimo capítulo. Al igual que en el capítulo anterior, se incluyen apartados para la descripción de los equipamientos y metodologías utilizadas, como así también de la descripción de los sitios seleccionados para la ubicación de los perfiles de medición. Entre los resultados se incluye el análisis de la distribución espacial tanto de capa activa como de permafrost, los valores de resistividad y velocidad de onda P que presentan y los posibles orígenes del hielo que contienen.

El glaciar de escombros El Gigante es una de las geoformas de mayores dimensiones en los Andes Centrales y claramente el de mayor área en el sector de estudio. Es una geoforma periglacial que presenta características morfológicas, morfométricas,

hidroquímicas y dinámicas particulares. Un análisis combinado de los aspectos geomorfológicos, dinámicos, químicos (iones e isótopos) y geofísicos es presentado en el capítulo VIII.

Finalizando, en el capítulo IX, se encuentran las principales conclusiones y recomendaciones que se han obtenido a partir del trabajo realizado.

CAPÍTULO II: MARCO CONCEPTUAL

2.1 Definición y características del ambiente periglacial

Aproximadamente un cuarto de la superficie terrestre experimenta actualmente condiciones periglaciales. Durante el Pleistoceno esta superficie se vio incrementada en una quinta parte (French, 2007).

El término periglacial fue utilizado por primera vez en 1909 por el geólogo polaco Walery von Lozinski en el contexto de la desintegración mecánica de areniscas de los montes Cárpatos. Posteriormente, en el XI Congreso Geológico de Estocolmo (1910) el mismo autor introduce el término “zona periglacial” para hacer referencia a las condiciones climáticas y geomorfológicas de las áreas periféricas a los glaciares y casquetes de hielo del Pleistoceno.

De acuerdo con French (2007) son dos los criterios principales para hacer referencia al ambiente periglacial. Por un lado, Tricart (1968) establece que, en el ambiente periglacial, los procesos de congelamiento-descongelamiento son dominantes. Mientras que, por otro lado, Péwé (1969) menciona que permafrost es el común denominador del ambiente periglacial y es prácticamente omnipresente en la zona periglacial activa.

Washburn (1979) coincide con que el ambiente periglacial y de permafrost tienen mucho en común pero hacerlos sinónimo sería muy restrictivo, ya que muchas geoformas tales como laderas con soliflucción y suelos estructurados están relacionadas a la acción del congelamiento, y son comúnmente asociadas al ambiente periglacial pero no necesariamente asociadas con permafrost.

Por su parte, Knight (2009) establece que la presencia de permafrost y actividad intensa de ciclos de congelamiento definen al ambiente periglacial, y que estos ambientes se ajustan a un régimen promedio de desarrollo de permafrost y de magnitudes y frecuencia de ciclos de congelamiento-descongelamiento.

En la región andina, Trombotto *et al.* (2014) definen el ambiente periglacial como un ambiente frío y criogénico, pero no glaciario. Además mencionan la presencia de ciertos indicadores, tales como ocurrencia de permafrost o suelo congelado permanente, dominio de ciclos de congelamiento-descongelamiento y presencia de soliflucción/geliflucción u otros procesos criogénicos. Sin embargo, indican al permafrost como un elemento *sine qua non* para la cordillera de los Andes.

Los procesos periglaciares comúnmente se pueden observar en asociación con procesos glaciares, pero en determinados ambientes, como los Andes Áridos y semiáridos, los fenómenos periglaciales pueden ocurrir en completa ausencia de glaciares, debido a la escasez de humedad. Además, esta región se caracteriza por una extrema extensión vertical de los ambientes periglaciales. Entre los 25° y 35° S el “cinturón” periglacial

varía entre los 1500 y 2000 m de desarrollo vertical y ocupa un área mucho más grande que la ocupada por glaciares (Schrott y Götz, 2013).

La definición de los límites superior e inferior del ambiente periglacial o “cinturón” periglacial ha sido objeto de varios estudios (Garleff y Stingl, 1985). Si se considera solamente la extensión del permafrost se estaría subestimando el área periglacial. Por su parte, Karte (1979) sugiere el uso de ocurrencia de al menos dos características periglaciales (polígono de cuña de hielo, polígonos de congelamientos estacionales, palsas, pingos, suelos ordenados o estructurados, soli-geliflución, glaciares de escombros, geoformas relacionadas a la fusión de permafrost rico en hielo, etc.) para definir el área periglacial.

2.2 Definición y características de Permafrost, Capa Activa y Transicional

Permafrost es una condición térmica y como tal es definido en base a la temperatura y es sinónimo de terreno perennemente criótico. Se define como el suelo y/o roca, incluyendo hielo y materia orgánica si existiesen, que permanece a una temperatura de 0°C o menos, por lo menos dos años consecutivos. Permafrost no se encuentra necesariamente congelado, ya que el punto de congelamiento del agua contenida puede estar deprimido en varios grados bajo 0°C o presentar un contenido mínimo de agua. La humedad en forma de agua o de hielo puede o no estar presente en el permafrost. Por lo tanto, todo suelo perennemente congelado es permafrost, pero no todo permafrost está perennemente congelado. Cuando se habla del estado del permafrost se hace referencia a su condición de congelado o no congelado. En este caso, el permafrost puede estar completamente congelado, parcialmente o no congelado, dependiendo del estado del contenido hielo/agua (van Everdingen, 1976; French, 2007). En la Figura 2.1 se puede observar un perfil típico del terreno y la relación temperatura-profundidad del mismo.

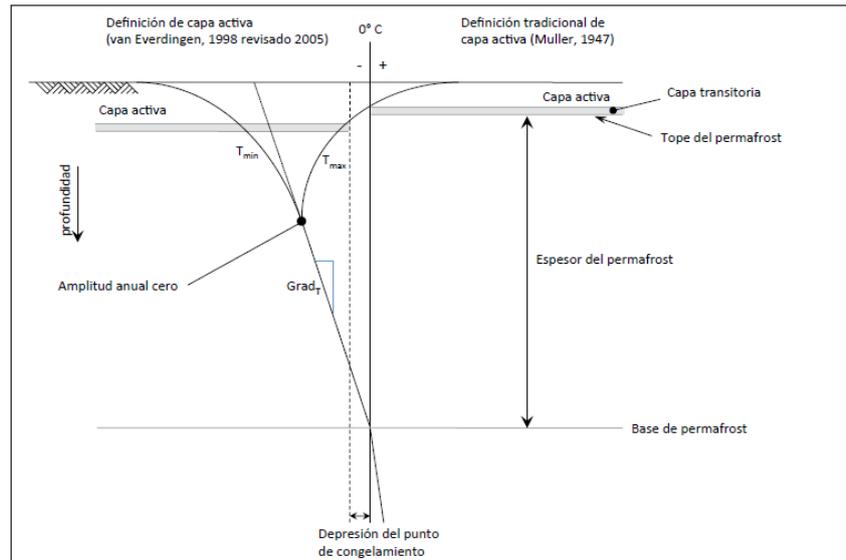


Figura 2.1. Relación de temperatura y profundidad con los términos de permafrost asociados (Tomado de Trombotto *et al.*, 2014). Nótese que en la definición de capa activa según van Everdingen (1998; 2005), se considera la depresión del punto de congelamiento. T_{max} y T_{min} : temperatura máxima y mínima promedio a diferentes profundidades. Mientras que, la recta se ha realizado con los valores de temperatura media.

El término permafrost “seco” es utilizado a veces, especialmente en la literatura sobre Antártida, para referirse al permafrost con bajo o nulo contenido en hielo (French, 2007).

El permafrost ocurre en dos regiones geográficas contrastantes pero a veces superpuestas, llamadas altas latitudes y altas altitudes. En consecuencia, el permafrost se puede clasificar en una de las siguientes categorías: 1) permafrost latitudinal o polar (e.g. regiones árticas), 2) permafrost alpino (e.g. cordillera de Los Andes), y 3) permafrost de plateau (e.g. plateau de China). Además, existe permafrost marino en las plataformas continentales de Siberia por ejemplo. El permafrost puede variar en espesor desde unos pocos centímetros hasta varios cientos de metros y existir desde hace varios cientos de miles de años o estar formándose actualmente (French, 2007).

De acuerdo con Trombotto *et al* (2014, y las citas allí referidas), la capa activa es la capa superficial del terreno que sufre ciclos anuales de congelamiento y descongelamiento en áreas con permafrost subyacente. En áreas con permafrost continuo, la capa activa generalmente alcanza el tope del permafrost; pero generalmente esto no ocurre en zonas de permafrost discontinuo. La capa activa también incluye la capa más superficial del permafrost que sufre ciclos de congelamiento y descongelamiento debido al contenido de salinidad o concentraciones de arcilla, aun cuando esta permanezca criótica. El espesor de capa activa depende de factores tales como la temperatura del aire, presencia de vegetación, drenaje, tipo de suelo y roca, contenido de agua, cubierta nival, pendiente y orientación. El espesor puede variar anualmente, principalmente debido a variaciones en la temperatura del aire, distribución de la vegetación y cobertura nival. Si el régimen térmico del suelo ya no se encuentra en

equilibrio climático de largo plazo, las capas activas tienden a mostrar tendencias de aumentar de espesor.

La mayoría de los estudios sobre permafrost se realizan considerando un modelo simple de dos capas. Una más superficial con ciclos de congelamiento-descongelamiento anuales (capa activa) y otra capa subyacente con congelamiento permanente (permafrost). Pero esta modelización es inadecuada para explicar el comportamiento del sistema capa activa/permafrost en largos períodos, especialmente en terrenos ricos en hielo. Existe una zona de transición entre estas dos capas que alterna entre material congelado estacionalmente y permafrost en escalas sub-decadal a cientos de años (Shur *et al.*, 2005). Esta capa es importante para la estabilidad del permafrost y sirve de “capa amortiguador” entre la capa activa y el permafrost rico en hielo. Debido a los efectos del calor latente, la zona de transición rica en hielo resiste el deshielo y tiende a promover la estabilidad térmica a mayores profundidades. El descongelamiento profundo se debe en gran medida a los cambios en la ecuación de la energía superficial debido a las variaciones interanuales y las fluctuaciones climáticas, y se produce en la escala sub-decadal a multi-centenaria (Smith, 1988; Shur *et al.*, 2005).

En regiones montañosas, la influencia de capa activa como regulador hídrico, al almacenar la humedad disponible durante el invierno en estado sólido y liberarla durante la temporada de fusión, desafortunadamente aún hoy en día no ha sido considerada. A pesar de que varias poblaciones viven en estas regiones y utilizan el agua de los ríos cordilleranos para consumo humano y diferentes actividades.

2.3 Características del Permafrost de Montaña

Hoy en día es aceptado que el permafrost alpino o de montaña ocurre como un fenómeno regular en el cinturón periglacial de todos los sistemas de alta montaña del mundo (Barsch, 1992). El permafrost alpino o de montaña puede ser encontrado a latitudes bajas o altas en ambos hemisferios (Zhang *et al.*, 2000). Debido a que existen montañas en regiones polares y algunos cordones se extienden desde las latitudes medias hasta las regiones polares, a veces es difícil distinguir entre permafrost alpino y polar (French, 2007). En Sudamérica suele denominarse permafrost andino (Trombotto *et al.*, 2014).

Al igual que en el permafrost latitudinal, el permafrost alpino o de montaña tiene en el clima su control más importante, donde la disminución de la temperatura con la altura es un elemento clave (French, 2007). Pero, además, efectos de la topografía compleja pueden influenciar significativamente los patrones de ocurrencia del permafrost (Haeberli y Gruber, 2009). De acuerdo con Haeberli *et al* (2010), como un primer orden de aproximación, en los Alpes europeos se puede considerar la Temperatura Media Anual del Aire (TMAA) como un indicador de la ocurrencia de permafrost. Según estos autores, TMAA por debajo de los -3°C indicaría áreas con cantidades significativas de

permafrost. Mientras que, TMAA cercana a los -1°C indicaría escasa ocurrencia de permafrost.

Una de las características más relevantes del permafrost de montaña es su extrema variabilidad espacial respecto a casi todas las propiedades y características superficiales y sub-superficiales. Esto se puede observar en las elevaciones, pendiente, orientación, rugosidad, micro-clima local, composición y espesor del material sub-superficial, disponibilidad de agua y cobertura de nieve, entre otras. Todas estas propiedades afectan la temperatura del terreno y en consecuencia la ocurrencia y características del permafrost (Haerberli y Gruber, 2009).

2.4 Glaciares de escombros: Características, origen y evolución

El estudio de los glaciares de escombros o glaciares de roca (*rock glacier*, la terminología utilizada en lengua anglosajona) se remonta a aproximadamente un siglo atrás. Capps (1910) fue el primero en utilizar esta terminología en los glaciares de escombros de las montañas de Alaska. Pero, previamente ya habían sido discutidos en otros trabajos (Spencer, 1900; Cross and Howe, 1905, entre otros). En la región de los Alpes fueron descritos por Chaix (1919), De Martonne (1920) y Cailleux (1947), entre otros, con diferentes denominaciones para la misma geoforma.

Los estudios geocriogénicos en Argentina se remontan a principios del siglo XX. Entre ellos se destaca el trabajo de Catalano (1926) quien describe con el nombre de “litoglaciares” a lo que hoy conocemos como glaciares de escombros.

De acuerdo con Barsch (1996) una definición apropiada del término glaciar de escombros debe hacer referencia a los procesos, materiales y forma. En este sentido, la definición de Barsch (1988, 1992) sigue estos lineamientos, donde define a los glaciares de escombros activos como “cuerpos de forma lobada o lenguada de material no consolidado permanentemente congelado super-saturado con hielo intersticial y lentes de hielo que se mueve pendiente o valle abajo debido a la reptación como consecuencia de la deformación del hielo contenido”. Mientras que Haerberli (1985a), enfatizando aún más en los procesos, define a los glaciares de escombros activos como “la expresión visible de la reptación en estado estacionario de cuerpos de permafrost de montaña sobresaturados de hielo en materiales no consolidados”.

El desarrollo de glaciares de escombros activos requiere típicamente de diversos factores. Por un lado, condiciones climáticas que garanticen condiciones térmicas del subsuelo apropiadas para el desarrollo de permafrost discontinuo. Además, un suministro suficiente de detrito proveniente de la degradación, meteorización o criometeorización de los afloramientos circundantes o morrenas. Por último, es necesario también un gradiente topográfico (pendiente) que pueda ayudar a la reptación de la mezcla de hielo y roca (Barsch, 1996; Harris *et al.*, 2009).

Algunas apreciaciones han sido realizadas respecto a las condiciones climáticas necesarias para el desarrollo de glaciares de escombros. Haeberli (1983) sugiere para los Alpes suizos una TMAA entre -4°C y -10°C y precipitación anual entre 500 y 1000 mm para glaciares de escombros con matriz de hielo. Mientras que glaciares de escombros con núcleo de hielo necesitarían una TMAA de entre 1°C y -10°C . Algunos autores indican una tendencia general de la ocurrencia de glaciares de escombros en climas continentales (Humlum, 1988a). Por su parte, Whalley (1974) sugiere que, con un suministro extraordinariamente alto de detritos, los glaciares de escombros también se pueden formar en áreas con condiciones climáticas marítimas.

La situación en la cordillera de Los Andes es un poco distinta respecto a los Alpes. Brenning (2005) identifica en los Andes Centrales chilenos una cantidad abundante de glaciares de escombros a 3500 m.s.n.m. con una TMAA regional de por lo menos 0.5°C . Además destaca la presencia de glaciares de escombros intactos en forma esporádica con una TMAA regional de $+4^{\circ}\text{C}$ a 3000 m.s.n.m. Concluye que los glaciares de escombros activos entre 3000 y 3700 m.s.n.m. de los Andes de Santiago de Chile pueden estar reflejando condiciones térmicas pasadas debido al tiempo de retardo de respuesta o bien estar en equilibrio térmico debido a condiciones locales favorables.

El origen de los glaciares de escombros es un tema de discusión de larga data del cual aún no existe un consenso generalizado (Johnson, 1984; Haeberli y Mühll, 1996; Berthling y Etzelmuller, 2011). Las primeras hipótesis sobre el origen de los mismos, los incluía en un grupo junto a otras geoformas de apariencia similar, tales como depósitos glaciarios, de remoción en masa, e incluso de glaciares de escombros pero mencionados de forma diferente. De acuerdo con Giardino y Vitek (1988), una de las formas de esclarecer esta clasificación es establecer una definición basada en los procesos, ya que la morfología responde a un proceso que actúa durante un determinado tiempo.

Barsch (1996) indica que los conceptos propuestos involucrados en el origen de los glaciares de escombros son muchos pero pueden ser divididos en 3 grupos principales. Estos son, la teoría glacial, la periglacial o criogénica y la teoría de deslizamientos especiales o remoción en masa. Las diferencias entre estos grupos no son solamente sobre cuál es el contenido del término glaciar de escombros, sino también sobre qué bases se define una geoforma (Berthling, 2011). Mientras que la escuela periglacial enfatiza los procesos y la génesis (Haeberli, 1985), la escuela glacial o del *continuum* resalta en la necesidad de una definición morfológica (Potter, 1972).

Mientras que la escuela de la teoría glacial o *continuum* considera en un extremo los glaciares (limpios de detritos) y en el extremo opuesto los glaciares de escombros, los cuáles contendrían un núcleo de hielo de espesor considerable (Potter, 1972). Este modelo tiene implicancia en el origen del hielo y en la situación espacial. Por su parte, la escuela periglacial sostiene que las condiciones de permafrost constituyen el control que posibilita el desarrollo de hielo subterráneo y su permanencia en escalas temporales

adecuadas para permitir una morfología de reptación coherente que es característica de estas geoformas.

Milana y Güell (2008) sostienen el origen dual (criogénico y glaciogénico) para los glaciares de escombros a pesar de la controversia existente. Según estos autores, el núcleo congelado o permafrost de los glaciares de escombros se origina por dos mecanismos básicos. Donde los de tipo criogénico se formarían por la acumulación de nieve y detrito en forma de avalancha generando una acumulación del tipo estratificada donde alternan capas más ricas en hielo o detrito. En años con balance positivo, la nieve estacional puede quedar enteramente incorporada en el glaciar de escombros dando lugar a la formación de lentes de hielo masivo. Mientras que los de tipo glaciogénico, se forman producto del soterramiento progresivo y subsiguiente deformación de un núcleo de hielo glaciar.

Berthling y Etzelmüller (2011) han desarrollado la idea de “crio-condicionante” en un contexto geomorfológico, cuya importancia radica en el énfasis puesto en un control común sobre los procesos en áreas frías. Considerando este aspecto, Berthling (2011) propone una nueva definición genética para glaciares de escombros activos donde los considera “la expresión visible de la deformación acumulativa por la fluencia a largo plazo de la mezcla hielo/detrito en condiciones de permafrost”. Siguiendo esta definición, los glaciares de escombros no pertenecerían enteramente ni al ambiente glacial ni periglacial. Esta definición es genética respecto al proceso de reptación, pero no lo es respecto al material constituyente (hielo y detrito).

La clasificación de glaciares de escombros según su origen podría realizarse por diferentes métodos. Entre ellos, el criterio geomorfológico enfatiza tanto en la presencia actual o pasada de glaciares en la zona de cabecera como en la morfología propia del glaciar de escombros. En este último caso, en ocasiones la diferencia genética no se ve reflejada en la morfología superficial (Milana y Güell, 2008). Otro método, de amplio uso en estudios de permafrost, son los estudios geofísicos. De acuerdo con Milana y Güell (2008) y Haeberli y Mühll (1996) sería posible identificar el origen del hielo a partir de métodos de refracción sísmica y geoelectrónicos. El tercer método refiere a estudios químicos e isotópicos de las manifestaciones de agua (líquida y /o sólida) presentes en el glaciar de escombros (Cecil *et al.*, 1998; Lacelle y Vasil'Chuk, 2013). Debido a los diferentes procesos de formación, la firma hidroquímica e isotópica reflejaría esta situación. Sin embargo, el sistema hídrico, con sus posibles entradas, salidas y almacenamiento de agua, de un glaciar de escombros es tan complejo, que resulta difícil determinar el origen de las muestras de agua. El último método refiere a las perforaciones, las cuales, como método directo permitirían obtener información sobre el tipo de hielo y su disposición a lo largo del glaciar de escombros (Arenson *et al.*, 2002). Pero, este es un método con altas limitaciones logísticas, de elevado costo y con información solo puntual.

La utilización de uno solo de estos criterios podría llevar a errores en cuanto a la génesis, pero una combinación de estos métodos sería el procedimiento más adecuado para una mayor exactitud en la determinación del origen de glaciares de escombros.

La dinámica de los glaciares de escombros indica que estas geoformas pueden desplazarse a velocidades de algunos cm/año hasta algunos m/año (Kääb, 2007), dependiendo de su grado de actividad que está vinculado al equilibrio termodinámico con las condiciones ambientales, como así también a factores topográficos, relación hielo/detrito, etc. Considerando esto, se pueden clasificar en activos, inactivos y fósiles o relictos. Los glaciares de escombros activos, poseen material congelado y en movimiento, presentan magnitudes de deformación que pueden cambiar a escalas temporales de milenios a sub-anales (estaciones). Por su parte, los glaciares de escombros inactivos, si bien ya no tienen movimiento, aún conservan material congelado. La inactividad puede deberse a dos factores, por un lado, debido a la fusión del hielo que contienen, conocido como inactividad climática. Por otro lado, la inactividad se puede dar si el alejamiento del área fuente es tan pronunciado que el campo de tensión existente causado por la pendiente y el espesor se aproxime a un valor crítico bajo conocida como inactividad dinámica (Barsch, 1992). Los glaciares de escombros fósiles o relictos son definidos como antiguos glaciares de escombros, en los cuales todo el hielo se ha perdido por fusión. Por lo tanto, se caracterizan por estructuras colapsadas y ya no presentan movimiento (Barsch, 1992).

En muchos estudios, principalmente a escala regional, el grado de actividad de los glaciares de escombros ha sido inferido indirectamente a través de los rasgos geomorfológicos (Ikeda y Matsuoka, 2006; Roer y Nyenhuis, 2007; Esper Angillieri, 2009; Martini *et al.*, 2013; Falaschi, 2014). Pero, el problema de esta clasificación, según criterios morfológicos, es la subjetividad que posee y el grado de incertidumbre asociado. No siempre es posible diferenciar a través de los rasgos morfológicos en una fotografía aérea o imagen satelital el grado de actividad que poseen. Para solventar este inconveniente aunque sea parcialmente, algunos autores utilizan la categoría de glaciar de escombros intacto (Barsch, 1996), que incluye tanto a glaciares de escombros activos como inactivos. La medición absoluta de magnitudes de desplazamiento de estas geoformas se puede hacer en forma directa en el terreno con GPS diferencial o estación total o indirectamente a través de la fotogrametría o técnica radar.

2.5 Importancia de geoformas periglaciales en el ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico de montaña en el ambiente periglacial se ve altamente influenciado por una variedad de características de almacenamiento: cobertura nival de invierno, manchones de nieve perennes o casi perennes, glaciares y permafrost, sumado a los almacenamientos más usuales en otros ambientes como son las aguas subterráneas, humedad del suelo, lagos y reservorios (Barsch, 1996). Desafortunadamente, la influencia del permafrost de montaña o alpino en el sistema hidrológico ha recibido poca atención (Schrott, 1991; Geiger *et al.*, 2014).

El ambiente periglacial y el permafrost de montaña poseen la complejidad en cuanto presenta varias escalas temporales respecto a su influencia en el sistema hidrológico. Escalas que van desde los 100.000 años o más para el hielo en el permafrost, cientos a miles de años para el hielo presente en la capa de transición (Shur *et al.*, 2005) hasta escalas anuales para los ciclos de congelamiento-descongelamiento de capa activa.

La cantidad de agua proveniente de áreas con permafrost puede ser de suma importancia en el balance de agua en la alta montaña, sobretodo en regiones de clima árido a semiárido (Schrott, 1996; Ohlanders *et al.*, 2013). Además, los cambios debido a la variabilidad climática pueden ser más sensibles en las regiones montañosas. Así, durante veranos cálidos más agua puede ser liberada debido a la mayor fusión del suelo congelado. Mientras que, durante años fríos más agua puede ser almacenada en glaciares de escombros (Barsch, 1996). En regiones montañosas continentales áridas a semiáridas, el volumen de agua almacenado en glaciares de escombros puede superar al almacenado en glaciares (Azocar y Brenning, 2010; Jones *et al.*, 2018). Incluso, pueden constituir las únicas reservas de agua en estado sólido, tal como ocurre en el Noroeste Argentino (NOA). Además, en la región semiárida de los Andes cuyanos, las posibilidades económicas están ligadas a la cantidad de agua que se tiene por fusión durante el año. Por ello, los análisis detallados de la hidrología del permafrost y de los glaciares son muy importantes en esta región andina debido a la escasez de agua y a los cambios globales que están sucediendo.

Justamente, Schrott (1998) analiza los caudales entregados por algunos glaciares de escombros y el resto de áreas con permafrost en la cuenca de agua negra. Notando su importancia relativa, menor a la del derretimiento de la nieve, en la conformación de los caudales de los ríos en época estival. La secuencia cronológica de descarga según se desprende de los hidrogramas indica que en primer lugar se produce la fusión del manto nival, luego fusión de glaciares y más tardía las áreas con permafrost. Las propiedades hidrológicas de los glaciares de escombros están controladas por las condiciones climáticas locales, las propiedades térmicas de la cobertura detrítica y los mecanismos físicos que controlan el flujo del agua de fusión a través del glaciar de escombros (Giardino *et al.*, 1992). Por su parte, Geiger *et al.* (2014) indican que las cuencas alpinas con glaciares de escombros tendrían mayor escurrimiento superficial y mayores picos de crecidas ya que actuarían como superficies impermeables. Krainer y Mostler (2002) resaltan que el promedio anual de descarga específica de glaciares de escombros activos es significativamente menor que el de glaciares.

La descarga de agua proveniente de los glaciares de escombros ha sido caracterizada como libre de sedimentos en suspensión y sin una marcada fluctuación diaria en cuanto a su volumen debido a la cobertura de detritos (Potter, 1972). Pero, si existe una fluctuación inter-anual de descarga con mayores caudales en años cálidos y menores caudales en años fríos (Geiger *et al.*, 2014). Además, el agua proveniente de glaciares de escombros está constantemente por debajo de 1°C durante toda la temporada de fusión (Krainer and Mostler, 2002). Por su parte, la conductividad eléctrica del agua

drenada por los glaciares de escombros es baja durante los caudales altos debido a la mayor abundancia de agua de fusión de nieve o precipitaciones, y es alta durante los períodos fríos y en otoño donde los caudales dependen principalmente del agua subterránea y fusión del hielo (Krainer and Mostler, 2002). De acuerdo con Corte (1978) quien trabajó en la cuenca del río Cuevas (Mendoza) y Gardner y Bajewsky (1987) en las montañas rocosas de Canadá, el caudal entregado por los glaciares de escombros sería similar e incluso mayor que el caudal entregado por la fusión de glaciares de tamaños similares.

Otro aspecto muy importante de los glaciares de escombros es su consideración como reservas de agua en estado sólido. En este sentido, la República Argentina ha sancionado una ley en el año 2010 de “Régimen de Presupuestos Mínimos para la Preservación de los Glaciares y del Ambiente Periglacial”, cuyo objeto es la protección de los glaciares y del ambiente periglacial para preservarlos como reservas estratégicas de recursos hídricos. Mientras que, la provincia de San Juan también sanciona una ley en el año 2010 pero menos proteccionista que la ley nacional. En ella se establece la protección dentro del ambiente periglacial, solamente para los glaciares de escombros activos. Lo cual, constituye un error conceptual importante, ya que los glaciares de escombros inactivos y otras geoformas periglaciales también pueden contener alto contenido en hielo.

Brenning (2005) resalta la importancia de los glaciares de escombros como reservas de agua en las montañas subtropicales semi-áridas a semi-húmedas de los Andes Centrales de Chile y concluye que dichas reservas son un orden de magnitud mayores que en otras áreas más húmedas como los Alpes suizos.

2.6 Estudios químicos del agua en ambiente periglacial

Los estudios hidrológicos referidos a geoformas periglaciales son escasos y varios de ellos solo presentan información cualitativa o semi-cuantitativa. Por su parte, los estudios químicos (iones e isótopos) de detalle en estas geoformas son aún más escasos. Giardino *et al.* (1992) fue uno de los primeros en notar que el paso del agua a través de glaciares de escombros modificaba física y químicamente a la misma, actuando como un mecanismo de concentración más que de filtración.

Los estudios geoquímicos en las fuentes de agua que nacen a los pies de los glaciares de escombros, por diversos motivos, no son muy abundantes. Una situación diferente se tiene respecto a la identificación de las fuentes de agua y su recorrido en cuencas con cobertura nival estacional, donde varios modelos de balance de masa multi-componente de las corrientes superficiales durante el período de fusión de la nieve han sido desarrollados usando el contenido químico e isotópico de las diferentes fuentes (Maule y Stein, 1990; Mast *et al.*, 1995; Clow y Sueker, 2000; entre otros).

Uno de los estudios referidos exclusivamente a la caracterización química e isotópica de las fuentes de agua que nacen de los glaciares de escombros es el de Williams *et al* (2006) en Colorado EE.UU, donde encuentran que a principios y mediados del verano el contenido geoquímico es similar al de otras fuentes de agua. Mientras que a principios de otoño las concentraciones de Mg^{2+} , Ca^{+2} y SO_4^{-2} son marcadamente más altas que el resto de las fuentes de agua. Esta alta carga iónica en el agua fluyendo a través del glaciar de escombros coincide con varios estudios sobre la importancia de la meteorización química en ambiente periglacial a pesar de las bajas temperaturas (Thorn, 1979; Caine, 1992; Dixon y Thorn, 1995). Por su parte, el enriquecimiento de $\delta^{18}O$ y de δ^2H sugiere que el derretimiento del hielo interno, que ha sufrido varios episodios de congelamiento-descongelamiento, es la fuente dominante del flujo de base.

Uno de los escasos estudios químicos realizado en los Andes Áridos de la provincia de San Juan, es el análisis hidroquímico del agua de fusión de glaciares y glaciares de escombros en la cuenca de Agua Negra (Lecomte *et al.*, 2008). Este trabajo revela que los glaciares liberan soluciones ricas en los iones $HCO_3^- Ca^{2+}$, mientras que los glaciares de escombros lo hacen en $SO_4^{2-} HCO_3^- Ca^{2+}$, siendo la oxidación de sulfuros el proceso responsable del aporte de solutos y en menor medida hidrólisis, disolución de carbonatos y silicatos. Ginot *et al* (2001) indican la importancia de factores tales como la alta radiación, temperatura, viento, baja humedad relativa y tasa de acumulación de nieve, que en regiones tropicales y sub-tropicales, influyen en la glacio-química que es principalmente afectada por sublimación y deposición en seco.

Estudios específicos sobre la variabilidad isotópica en fuentes de agua de glaciares de escombros han sido desarrollados por Krainer *et al* (2007) en los Alpes suizos. Los valores de conductividad eléctrica y $\delta^{18}O$ son bajos durante las descargas altas al comienzo de la época de fusión. Luego, estos valores se van incrementando hasta que la cobertura nival está completamente derretida. Este incremento es debido al decrecimiento progresivo en la relación de fusión de nieve versus fusión de hielo y agua subterránea. Siendo el agua liberada por los glaciares de escombros proveniente principalmente de la fusión de nieve y lluvia, y en menor medida por fusión de hielo y agua subterránea.

2.7 Estudios geofísicos en áreas con permafrost de montaña

El ambiente periglacial, como ya ha sido mencionado, es altamente variable respecto a sus condiciones superficiales y subsuperficiales. Esta heterogeneidad provoca que los métodos de perforación, altamente costosos y logísticamente dificultosos, solo provean información puntual de sitios específicos y sean escasamente utilizados a pesar de la valiosa información que otorgan. En contrapartida, los métodos geofísicos pueden proveer información del subsuelo en forma continua por grandes áreas, incluso llegando, si las condiciones lo permiten, a profundidades cercanas a los 100 metros. Además, supone comparativamente menores esfuerzos económicos y físicos.

Los métodos geofísicos son utilizados para adquirir información sobre las propiedades físicas y la estructura del subsuelo. Caracterizando de esta forma el hielo subterráneo y las áreas con subsuelo criótico. En un principio, estos métodos geofísicos fueron aplicados en las regiones con permafrost polar. Más recientemente, algunas aplicaciones geofísicas han empezado a ser aplicadas en regiones montañosas, pero estos estudios junto con aquellos desarrollados en regiones polares, demandan técnicas específicas para el acoplamiento de sensores, adquisición e interpretación de datos, rutinas de inversión y diversos desafíos logísticos en ambientes fríos y remotos (Hauck y Kneisel, 2008).

Los métodos geofísicos más comúnmente utilizados son los eléctricos, electromagnéticos, sísmicos y georadar (*Ground Penetrating Radar*, GPR). Dentro de los métodos eléctricos, el de corriente directa o sondeo eléctrico vertical constituye uno de los métodos tradicionales que ha sido aplicado en estudios de permafrost. Debido a que un incremento notorio de la resistividad eléctrica ocurre en el punto de congelamiento, estos métodos son utilizables para la detección, localización y caracterización de estructuras que contienen material congelado. Los estudios de resistividad entregan una imagen de la distribución de resistividades del subsuelo. Conociendo las resistividades de los diferentes tipos de materiales, es posible convertir la imagen de resistividad en una imagen del subsuelo compuesto de diversos materiales. Sin embargo, como los valores de resistividad se pueden superponer, esta conversión no es unívoca. Hoy en día, la tomografía que es una variante del método, es tal vez el método más universalmente aplicado en ambientes periglaciales de montaña relacionado al permafrost (Kneisel and Hauck, 2008).

Los métodos electromagnéticos han sido aplicados en regiones montañosas de manera menos frecuente que en otras regiones, pero se ha ido incrementando su uso en los últimos años. Los métodos electromagnéticos incluyen el sistema de dominio de frecuencia, sistema de dominio de tiempo, sistema de muy baja frecuencia y método radiomagnetotelérfico. De modo similar a los métodos eléctricos, los parámetros físicos que permiten la diferenciación entre el hielo y agua o entre material congelado y no congelado, es la resistividad eléctrica o más comúnmente la conductividad eléctrica. Algunos de los trabajos realizados en regiones montañosas europeas vinculado a estudios de permafrost con métodos electromagnéticos que han logrado buenos resultados son los de Hauck y Vonder Mühll (1999), Canone *et al.* (2003) y Hauck *et al.* (2004) entre otros.

Por su parte, los métodos de refracción sísmica en estudios de permafrost tienen una antigüedad similar a los primeros sondeos eléctricos verticales, remontándose a principios de la década del 70 (Barsch, 1973). Este método provee información muy útil respecto a la ocurrencia de permafrost, y particularmente en el espesor de capa activa. Las primeras investigaciones en permafrost estaban basadas en refracción sísmica de un solo canal y un martillo como fuente de energía. Posteriormente, sismógrafos de multi-canal y nuevos *software* de interpretación han conducido a herramientas de

interpretación más sofisticadas. El método de sismica de refracción está basado en ondas compresivas que transmiten energía a través de la vibración de suelo y roca. Las ondas sísmicas son el resultado de un stress ε aplicado por una fuerza externa sobre un área (Schrott y Hoffmann, 2008). Algunos de los trabajos en ambiente periglacial con presencia de permafrost son los presentados por Zimmerman y King (1986), King *et al.* (1992), Hauck (2001), Musil *et al.* (2002), entre otros, realizados en diferentes regiones del planeta

Por último, el GPR es un método geofísico para la investigación del subsuelo que utiliza señales electromagnéticas transmitidas a través del terreno como pulsos desde una antena. Una antena receptora toma la energía que es reflejada parcialmente cuando la señal pasa a través de un límite dieléctrico en el terreno. Las ventajas respecto a los otros métodos son una alta resolución vertical, alta velocidad de registro y visualización de los datos adquiridos en tiempo real (Berthling y Melvold, 2008).

2.8 Respuesta de Geformas Periglaciales al calentamiento global

El calentamiento global y su impacto en ambientes periglaciales es un tema de investigación de creciente interés, debido a la degradación del permafrost inducido por el calentamiento y sus consecuencias relacionadas a la inestabilidad de laderas, fallamiento en construcciones y otros riesgos asociados al derretimiento del hielo subterráneo (Hauck y Kneisel, 2008).

El permafrost reptante de montaña es definido tanto por sus características térmicas como por su dinámica. Debido al considerable contenido en hielo de los glaciares de escombros, su dinámica responde de manera sensible a los forzadores climáticos. Los glaciares de escombros con temperaturas cercanas a 0°C en general tienen velocidades de reptación mayores que los glaciares de escombros más fríos (Kääb *et al.*, 2007). Además, la reptación del permafrost cercano a 0°C es más sensible a los forzantes térmicos que el permafrost más frío. Por lo tanto, el incremento de la temperatura en glaciares de escombros puede conducir a una marcada aceleración, espacial y temporalmente muy variable, antes de que una pérdida significativa de contenido de hielo por fusión pueda reducir la velocidad del material congelado hasta su completa desactivación (Kääb *et al.*, 2007).

CAPÍTULO III: CARACTERÍSTICAS REGIONALES

3.1 Consideraciones generales

Se tuvieron en consideración varios aspectos al momento de definir el área de estudio. Uno de ellos está relacionado con los objetivos de este trabajo, el cual indaga sobre los aspectos hidrológicos del ambiente periglacial. Por lo tanto, a fin de evitar interferencia con las geoformas y procesos glaciares, que no son el objeto de estudio de este trabajo, se ha seleccionado un área de estudio que no contuviera geoformas y procesos glaciares que sean actuales. Entiéndase por ello a glaciares, glaciares cubiertos y manchones de nieve perennes. Si existen en el área de estudio, al igual que en gran parte de la cordillera de San Juan, geoformas glaciares de acumulación y erosión de eventos glaciares que han modelado el relieve durante el Pleistoceno.

Además, como ya ha sido mencionado, el ambiente periglacial está ampliamente distribuido en la cordillera de los Andes de San Juan. Mientras que, dentro del ambiente glacial, los glaciares son relativamente escasos y de pequeñas dimensiones. Esta situación genera que a nivel de cuenca sea normal la presencia únicamente de procesos y geoformas propias del ambiente periglacial, siendo el área de estudio una situación típica en la provincia.

Otro de los aspectos considerados en la selección del sitio ha sido la accesibilidad. Si bien la provincia de San Juan cuenta con una extensión aproximada de 450 km de cordillera en sentido norte-sur, desafortunadamente son muy escasos los sitios donde se puede acceder durante todo el año o gran parte de él. Por este motivo, en el área de estudio seleccionada se consideró la presencia de caminos o huellas para vehículos que estuvieran operativas al menos 3 ó 4 meses en el año.

El último aspecto considerado, fue la presencia de estaciones meteorológicas en el área de estudio o en sus cercanías cuyos datos fueran accesibles para poder realizar la caracterización climática de la zona.

3.1.1 Área de estudio

La provincia de San Juan se encuentra en el sector centro oeste de la República Argentina y se caracteriza por presentar cadenas montañosas separadas por valles y bolsones intermontanos. Estos cordones montañosos tienen rumbo predominantemente norte-sur. La altura de estas montañas, en general, tiende a decrecer de oeste a este, siendo el cerro Mercedario (6770 msnm) la cumbre de mayor altura.

Según los datos disponibles del último censo (INDEC, 2010), la provincia de San Juan tiene una población de 681.055 habitantes, de los cuales más del 90% se concentra en el valle del Tulum. Este valle es irrigado por el río San Juan, el cual posee un caudal promedio de 56 m³/s.

El área de estudio en el cual se ha desarrollado el presente trabajo corresponde al tramo superior de la cuenca hidrográfica del río Santa Cruz, comprendida entre los paralelos de $31^{\circ}57'$ y $31^{\circ}44'$ S y los meridianos de $70^{\circ}28'$ y $70^{\circ}11'$ O, en el sector sur-oeste del departamento de Calingasta, provincia de San Juan y con una extensión de 432 km^2 . Esta área comprende desde las nacientes del río Santa Cruz hasta su confluencia con el río Pachón. Hacia el este se encuentra limitada por la divisoria de agua de la cordillera de Santa Cruz, hacia el norte por la divisoria de agua del río Carnicería, hacia el oeste y sur-oeste por el límite internacional con la república de Chile y hacia el sur por la divisoria de la cuenca del río Mercedario (Figura 3.1).

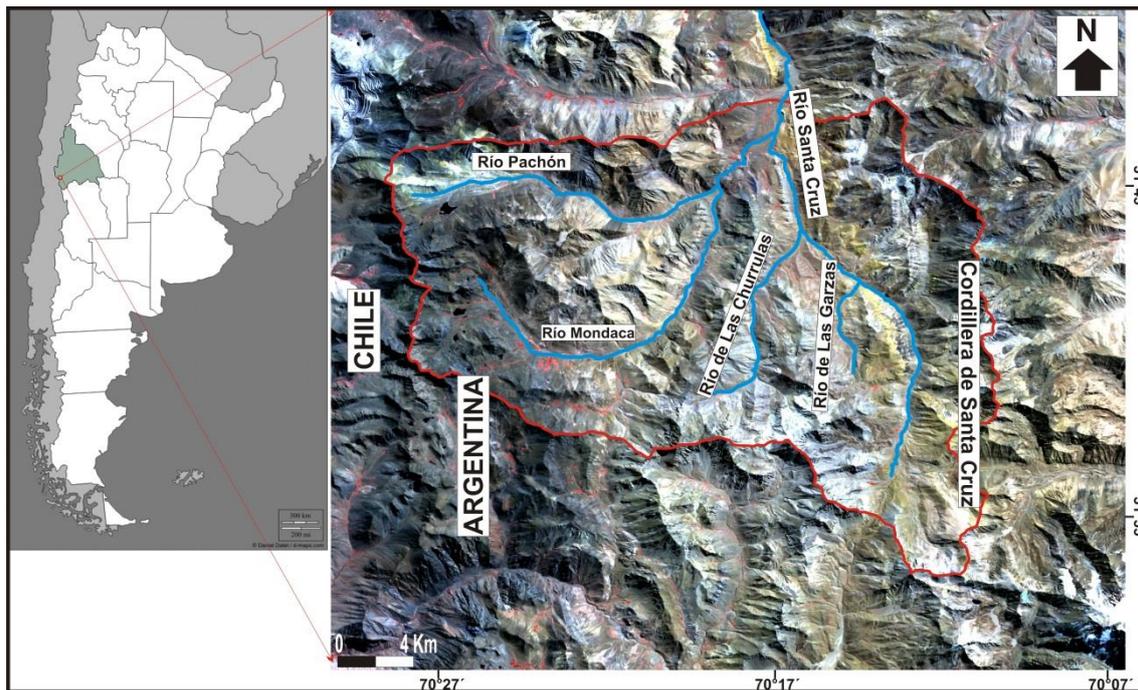


Figura 3.1. Ubicación del área de estudio

El río Santa Cruz discurre de sur a norte y vierte sus aguas en el río Blanco, el cual es un afluente del río Los Patos. La cuenca del río Santa Cruz pertenece al sistema hídrico del río San Juan, el cual drena cerca del 45% del territorio de la provincia de San Juan.

Para acceder al área de estudio debe dirigirse desde la ciudad de San Juan hacia el norte por Ruta Nacional N° 40 hasta la localidad de Talacasto. Desde acá seguir por Ruta Provincial N° 436 hacia el oeste por aproximadamente 55 kilómetros hasta la Ruta Provincial N° 149, donde se continúa hacia el oeste hasta el departamento de Calingasta. Luego continuar por Ruta Provincial N° 412 hasta la localidad de Barreal, distante unos 40 Km de la villa cabecera de Calingasta. Saliendo de Barreal en dirección al sur hacia la Pampa del Leoncito, se debe tomar hacia el sur-oeste la Ruta Provincial N° 40. Se debe transitar por este camino consolidado de tierra hasta la confluencia del río Blanco y Los Patos, luego se continúa por la margen sur del río Blanco hasta el refugio de la Laguna Blanca. En este punto se debe acceder a través de la tranquera a la

huella minera en dirección al oeste, pasando por el refugio casa de piedra hasta llegar a la cuesta de Las Ojotas, divisoria entre la cuenca del río Bramadero y río Santa Cruz.

La accesibilidad al área de estudio en vehículo 4x4 solo es posible en los períodos que la empresa encargada del mantenimiento del camino se encuentra trabajando en el área, siendo generalmente en los meses de verano.

3.2 Geología local

La región de estudio queda comprendida dentro de la faja plegada y corrida de La Ramada, perteneciente a la provincia geológica de Cordillera Principal y se destaca por la participación de bloques de basamento en la deformación (Cristallini *et al.*, 1995). Existe además una complejidad estructural que algunos autores (Mosquera, 1990; Álvarez y Ramos, 1999; Cristallini y Ramos, 2000) han atribuido al proceso de inversión tectónica desarrollado durante la orogenia andina de estructuras extensionales desarrolladas durante el Triásico. Entre los bloques de basamento involucrados en la deformación se tiene al Cordón del Espinacito, Cordón de Ansilta, Cordillera de Santa Cruz y Cordillera del Límite. Estos bloques están constituidos por rocas volcánicas y granitoides permo-triásicos correspondientes al Grupo Choiyoi (Figura 3.2).

A continuación se realiza una breve descripción de las unidades lito-estratigráficas aflorantes en el área de estudio ordenadas cronológicamente (Figura 3.3).

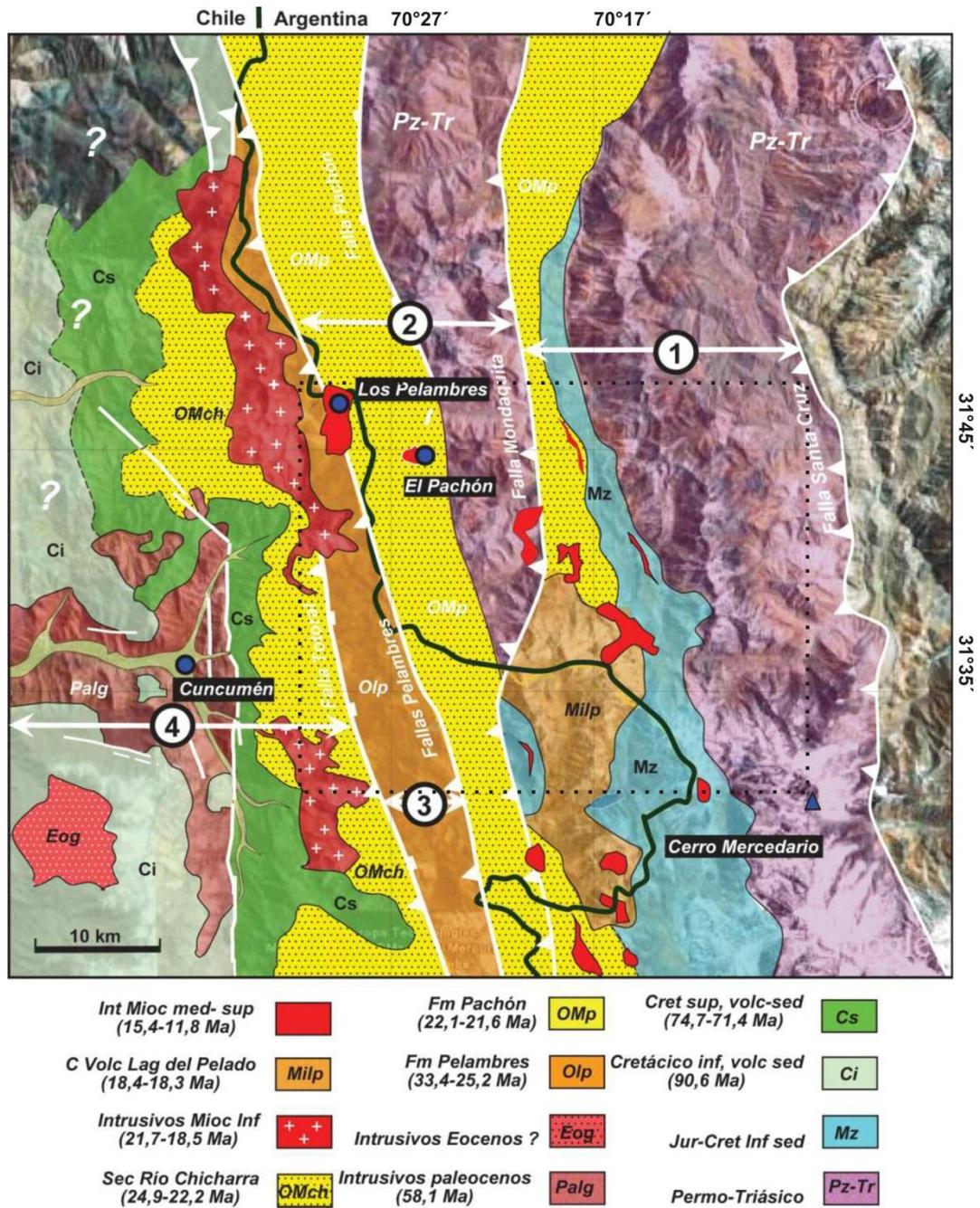


Figura 3.2. Mapa geológico de la Cordillera Principal. Las edades absolutas corresponden a dataciones U/Pb en circón (modificado de Mpodosis *et al.*, 2009). El recuadro punteado indica la extensión de la imagen en la Figura 3.1.

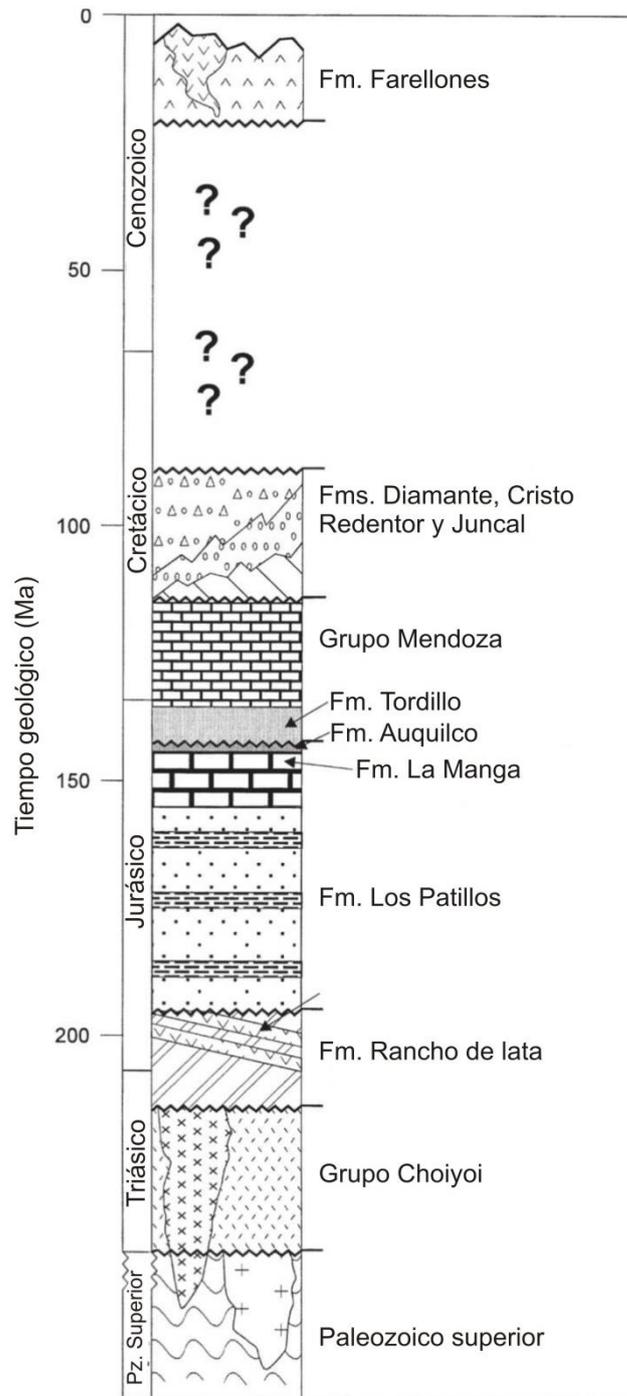


Figura 3.3. Columna tectonoestratigráfica de la región de La Ramada (Modificado de Cristallini y Ramos, 2000)

Grupo Choiyoi (Permotriásico)

El basamento estructural está representado por una secuencia que totaliza más de 3000 m de espesor, constituida por lavas, ignimbritas y rocas piroclásticas que pertenecen al Grupo Choiyoi. La sección inferior de esta unidad presenta una composición mesosilícica, mientras que la parte superior es predominantemente riolítica.

Esta unidad presenta un amplio desarrollo en los sectores occidental de Argentina y oriental de Chile, siendo una de las más voluminosas en el área (Cristallini y Ramos, 2000). La base de la secuencia no aflora en esta región pero ha sido descripta por Coira (1965) en la Cordillera del Tigre en Cordillera Frontal.

La génesis del Grupo Choiyoi estaría relacionada con el desarrollo de un arco magmático en el margen occidental de Gondwana durante el Paleozoico tardío (Ramos *et al.*, 1986). El miembro superior representaría un evento extensional desarrollado durante el Pérmico superior - Triásico inferior (Kay *et al.*, 1989).

Granito Pico Los Sapos (Triásico)

Conjunto de intrusivos que constituyen una faja de dimensiones batolíticas extendida desde el margen septentrional del Río Mondaca hacia el norte, atravesando el valle de Pachón y el Río de la Carnicería (Mpodozis *et al.*, 1976). Presentan contactos intrusivos con los depósitos neopaleozoicos y con el Grupo Choiyoi, como puede observarse en el margen septentrional del Río de la Carnicería y en ambos márgenes del Río La Lira. Constituyen parte del basamento estructural (Sánchez, 2010).

Estos cuerpos están compuestos por granodioritas, tonalitas y una menor cantidad de dioritas y monzogranitos. También incluye pequeños stocks de granitos leucocráticos (Mpodozis *et al.*, 1976).

A partir de sus relaciones estratigráficas y correlaciones con unidades de similares características, puede asignarse una edad triásica para esta unidad (Ramos *et al.*, 1993).

Formación Rancho de Lata (Triásico)

Álvarez *et al.* (1994) caracterizan esta formación como una alternancia de facies epiclásticas y piroclásticas. Entre las primeras, comprende conglomerados y areniscas líticas compuestos mayoritariamente por clastos volcánicos, pelitas carbonosas con restos de megaflores y palinomorfos, estromatolitos y arcilitas calcáreas. Las facies piroclásticas, a su vez presentan brechas ignimbríticas de composición riolítica, tobas de caída y de flujo, e ignimbritas.

Los depósitos continentales representan el relleno de sinrift de los depocentros triásicos, asociado a un vulcanismo ácido, desarrollado en un régimen extensional y controlado por fallas directas. Las facies epiclásticas habrían sido depositadas en ambientes aluviales proximales, fluviales y lacustres, mientras que las facies piroclásticas estarían asociadas a eventos volcánicos explosivos (Álvarez y Ramos, 1999). A partir de asociaciones florísticas, presentan una edad comprendida entre el Triásico medio-superior y Jurásico inferior temprano (Álvarez *et al.*, 1994).

Formación Los Patillos (Jurásico)

Comprende una alternancia de calizas bioclásticas o aloquímicas arenosas, areniscas calcáreas bioclásticas o aloquímicas y micritas limolíticas. Siendo los componentes

líticos en su mayoría rocas volcánicas y piroclásticas (Álvarez *et al.*, 1994). Los espesores de esta formación resultan indicativos de un relleno más homogéneo en comparación con los depósitos de sinrift, extendido en depocentros con orientación NO-SE. En el sector superior del río Pachón se registra un perfil de 100m de espesor (Álvarez *et al.*, 1994).

Estos depósitos habrían sido producidos en un ambiente netamente marino, en un medio de salinidad normal, aguas oxigenadas con libre circulación y abundantes nutrientes, con algunos niveles de alta energía dominados por eventos de tormenta, en el contexto de un mar sublitoral con sustrato arenoso (Volkheimer *et al.*, 1977) y una plataforma abierta costa afuera (*offshore*) (Álvarez *et al.*, 1994).

A partir de su contenido paleontológico, se atribuye a esta unidad una edad comprendida entre el Pliensbachiano superior y el Caloviano inferior alto (Álvarez *et al.* 1994).

Formación La Manga (Jurásico)

Comprende una variedad de facies principalmente calcáreas, presentando conglomerados finos y sabulitas en sectores de borde de cuenca; facies de grainstone, rudstone y packstone en sectores proximales; brechas y debritas calcáreas en sectores de talud (Pagán, 2006). En algunos sectores, como en Arroyo de Las Vegas, se observan importantes rasgos de deformación sinsedimentaria (Álvarez *et al.*, 1994).

Esta unidad habría sido producida en ambientes marinos de alta energía durante un estadio de mar bajo (Álvarez *et al.*, 1994), facies de brechas y debritas calcáreas interdigitadas con conglomerados polimícticos representarían deslizamientos y flujos de detritos en subambiente de talud, mientras que las facies carbonáticas estarían relacionadas con bioconstrucciones de plataforma (Pagán, 2006). A partir de sus relaciones estratigráficas, esta unidad presenta una edad comprendida entre el Caloviano inferior y Oxfordiano medio (Álvarez *et al.*, 1994).

Formación Auquilco (Jurásico)

Esta unidad está caracterizada por estar compuesta casi en su totalidad por depósitos evaporíticos de yeso y anhidrita y en algunos sectores halita. En forma subordinada se intercalan secuencias carbonáticas en tanto que la participación clástica es muy escasa. En los casos en que el yeso principal está en posición normal su contacto basal es de tipo paraconcordante con la Formación La Manga, mientras que el contacto superior está representado por la discordancia intramálmica, la cual pone a la Formación Tordillo en contacto con diferentes términos de la Formación Auquilco. Estas secuencias evaporíticas de la Formación Auquilco corresponden a un ambiente marino restringido (Ramos *et al.*, 1996). Debido a que no se ha encontrado ningún indicador de edad, se debe recurrir a las relaciones estratigráficas. La depositación de esta unidad sería posterior a la finalización de la Formación La Manga acotada en el Oxfordiano superior y previa a la Formación Tordillo de edad Kimmeridgiana (Ramos *et al.*, 1996).

Formación Tordillo (Jurásico)

La sección inferior de la Formación Tordillo (Groeber, 1946) está compuesta principalmente por conglomerados polimícticos medianos a gruesos. La sección media se encuentra caracterizada por la presencia de litofacies de areniscas y conglomerados con intercalaciones poco frecuentes de pelitas. En la sección superior la secuencia se vuelve más arenosa. Las sedimentitas de la Formación Tordillo han sido interpretadas como correspondientes a ambientes de abanicos aluviales, ríos entrelazados, lacustres y de playa, en base a criterios de correlación estratigráfica se le asigna una edad Oxfordiano superior - Kimmeridgiano (Groeber, 1946).

Estratos de Mondaca (Neógeno)

Esta unidad aflora al oeste del río Santa Cruz, limitada al oeste por la falla Mondaquita (Mpodozis, 2015). Está conformada por 200 m de rocas sedimentarias y piroclásticas andesíticas a dacíticas organizadas en dos niveles estratigráficos. El nivel inferior compuesto por conglomerados volcanoclásticos y areniscas rojas; el nivel superior incluye brechas piroclásticas, lavas andesíticas y dacíticas junto a intercalaciones de tobas finas. Dataciones de U-Pb arrojan edades entre 22 y 21 Ma (Mpodozis, 2015).

Formación Diamante (Neógeno)

Los depósitos de la Formación Diamante se distribuyen en una faja de rumbo NNO-SSE, al oeste del Río Santa Cruz con continuidad hacia el sector de Arroyo del Pelado, en la República de Chile. Apoyan en discordancia angular sobre la Formación Tordillo, en facies predominantemente epiclásticas de psefitas, psamitas y pelitas de color rojizo intercaladas con delgados lentes tobáceos. En las nacientes del Río Santa Cruz, esta formación desarrolla un perfil de 206 m. Presenta basaltos que pertenecen a una serie magmática alcalina, los cuales representarían un magmatismo de retroarco posiblemente controlado por hemigrábenes en un marco tectónico extensional (Pagán, 2006).

Formación Pachón (Neógeno)

Los afloramientos se encuentran entre la falla Mondaquita y el límite internacional, comprendiendo una potente secuencia volcánica en una faja continua de afloramientos con rumbo noroeste y 5 a 10 km de ancho. Está conformada por una alternancia de coladas andesíticas a basálticas con intercalaciones de tobas riódacíticas cristalo-pumíceas soldadas, junto con areniscas y conglomerados rojos. Puede considerarse como equivalente a la formación Juncal. Dataciones de U-Pb indican una edad comprendida entre los 23 y 21 Ma (Perelló *et al.*, 2012; Mpodozis, 2015).

Formación Cristo Redentor (Neógeno)

Comprende facies intermedias del arco, con una participación volcanoclástica inferior a 50% (Cristallini, 1996). Cerca del Paso de las Ojotas, desarrolla un perfil de 235m que ha sido descrito por Pagán (2006), integrado por brechas, tobas, conglomerados,

areniscas, pelitas y evaporitas. Presenta pasajes transicionales en sentidos vertical y lateral con la Formación Diamante, a la cual sobreyace en orden estratigráfico.

Formación Farellones (Neógeno)

La Formación Farellones, equivalente al Complejo Volcánico Laguna del Pelado (Mpodozis *et al*, 2009), aflora a lo largo de la divisoria de aguas interoceánicas presentando continuidad hacia el sector trasandino, con gran desarrollo en Laguna del Pelado y en las nacientes del Río Rocín (Rivano *et al*, 1993). Algunos de los afloramientos en el sector argentino se encuentran al este del Paso del Alitre y en el Cordón del Yunque, donde sobreyace a la Formación Pachón mediante una discordancia angular (Sánchez, 2010).

En el sector Paso de las Ojotas, la Formación Farellones comprende coladas andesíticas, ignimbritas, flujos piroclásticos, tobas de caída, conglomerados y brechas de matriz tobácea, a lo largo de un perfil de 200m que ha sido descrito por Pagán (2006).

Depósitos Cuaternarios

Estas unidades sedimentarias incluyen depósitos glaciares, periglaciares, depósitos de remoción en masa, geformas fluviales y aluviales, además de unidades poligenéticas.

3.3 Caracterización climática regional

La cordillera de Los Andes por su imponente topografía que se extiende desde los 10° N en Colombia hasta los 53° S en el extremo del continente, es un elemento de primer orden en la circulación atmosférica general y en la explicación de la diversidad de precipitaciones, temperaturas y patrones de circulación del viento. Además, fenómenos como El Niño-Oscilación del Sur (*El Niño Southern Oscillation*, ENSO) y otros de escala planetaria impactan sobre el clima de los Andes de diferente manera a lo largo de su extensión (Garreaud, 2009).

Entre los 5° y 30° S (latitudes tropicales y subtropicales), condiciones relativamente frías y áridas prevalecen en la vertiente pacífica, mientras que condiciones cálidas, húmedas y lluviosas prevalecen en la vertiente atlántica. Desde los 35° hacia el sur esta situación se revierte, con bosques templados y lluviosos y las máximas precipitaciones del lado chileno, mientras que condiciones semi-áridas se presentan en el lado argentino conduciendo a estepas templadas en la Patagonia (Garreaud, 2009).

El patrón de circulación atmosférica global indica para los niveles superiores en los Andes, vientos del este moderados para las bajas latitudes (aprox. 15° S) y vientos del oeste para latitudes tropicales y subtropicales. Durante los meses de verano la corriente subtropical del oeste se debilita y alcanza su máxima posición hacia el sur. Mientras que, durante el invierno austral, los vientos del este están restringidos al norte de los 10°

S y la corriente subtropical del oeste se vuelve más fuerte instalándose alrededor de los 30°S (Figura 3.4) (Garreaud, 2009).

Por su parte, el flujo de circulación de bajo nivel (por debajo de 1.5 km) (Figura 3.5) es un poco más complejo que el flujo de circulación de alto nivel. Este flujo de bajo nivel es de particular importancia ya que transporta la mayoría del vapor de agua controlando las precipitaciones (Garreaud, 2009). La cordillera de los Andes intercepta el cinturón ecuatorial de baja presión, el área subtropical de alta presión y los vientos del oeste extra-tropicales. El calentamiento que se produce en el interior del continente genera un área de relativa baja presión en el sector central de Sudamérica que perdura todo el año (Seluchi *et al.*, 2003), interrumpiendo el cinturón subtropical de alta presión y formando anticiclones superficiales sobre el Pacífico sur y Atlántico sur. Como resultado, los vientos de bajo nivel entre los 35° y 10° S soplan desde el sur en la costa pacífica y desde el norte en la vertiente oriental.

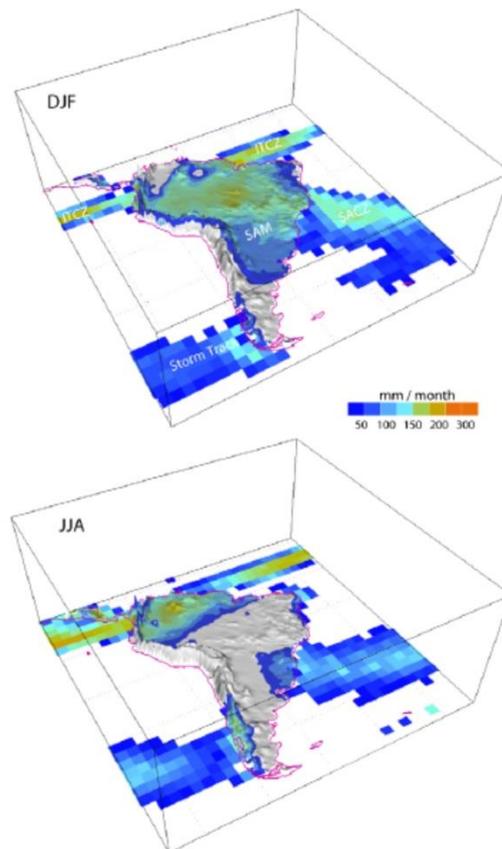


Figura 3.4. Precipitaciones medias de largo término en América del Sur para el verano austral (arriba) e invierno (abajo) superpuestas a un modelo de elevación del terreno (tomado de Garreaud, 2009).

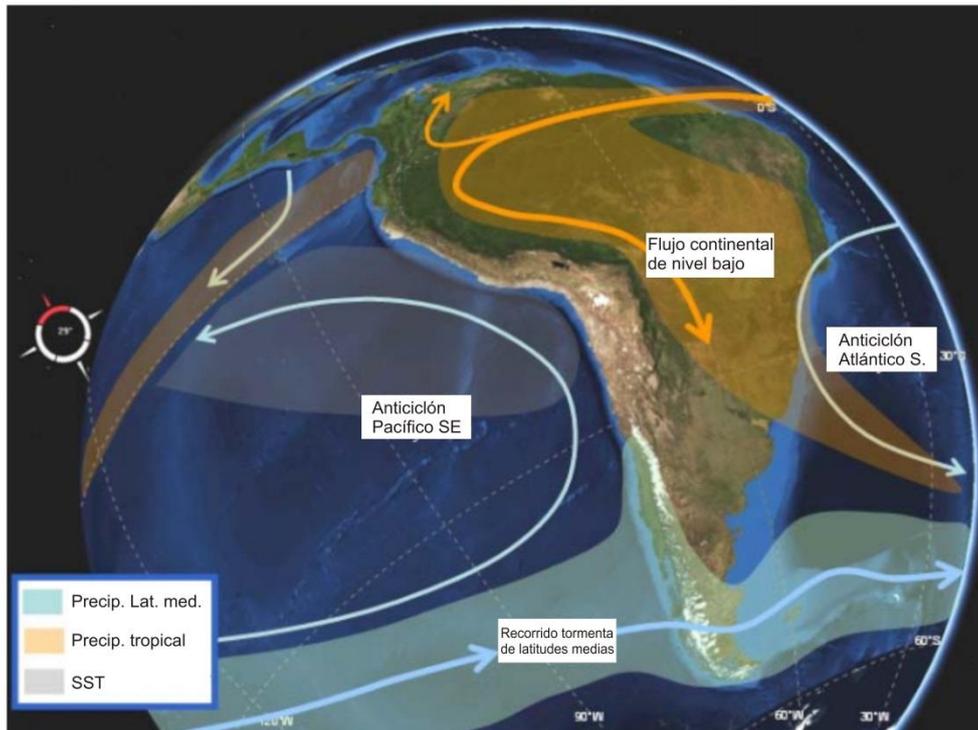


Figura 3.5. Esquema del flujo atmosférico de bajo nivel (aproximadamente a 1.5 Km sobre el nivel del mar) sobre la cordillera de Los Andes (modificado de Garreaud, 2009).

El clima en la región de los Andes Áridos está controlado principalmente por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, donde este cinturón de alta presión de aire seco alcanza el continente a los 31° S (Minetti *et al.*, 2007). Se caracteriza por climas áridos a semi-áridos, con bajos valores de precipitación, humedad relativa y nubosidad. Resultando en una alta radiación solar y superficies terrestres con bajos porcentajes de vegetación y humedad. Tanto en Argentina como en Chile, las precipitaciones varían notablemente año a año debido al fenómeno ENSO (Montecinos *et al.*, 2000; Corripio *et al.*, 2007). Este aspecto afecta directamente a la escorrentía superficial de la región (González Reyes *et al.*, 2017).

La topografía y la posición costera de los Andes tiene una marcada influencia en la circulación atmosférica general, diferenciando notablemente los sistemas climáticos en las vertientes este y oeste (Rutllant y Garreaud, 2004; Kalthoff *et al.*, 2002). Las masas de aire húmedas del océano Pacífico se deben elevar a través de los Andes, el cual actúa como una barrera a la transferencia de humedad (Strecker *et al.*, 2007). Por esta razón, las reservas de agua que suministran a las regiones circundantes están concentradas en la región montañosa, siendo las precipitaciones mayores en el oeste que en el este. En el flanco occidental de los Andes predominan los vientos del sur, mientras que en el flanco oriental los vientos predominantes son del norte (Garreaud, 2009).

De acuerdo con Gascoin *et al.* (2011) en los Andes Centrales, la precipitación proveniente de las masas húmedas del Pacífico ocurren casi exclusivamente como nieve y se concentran casi en su totalidad durante el invierno austral, entre los meses de mayo

y agosto. Además, el sector este también es influenciado por las masas de aire húmedas del Atlántico provenientes del sureste durante el verano austral (Jenk *et al.*, 2015).

Algunos registros climáticos recientes en los Andes Centrales muestran una tendencia al incremento de las temperaturas durante las últimas décadas. Entre 1979 y 2006 la temperatura media del aire se ha incrementado entre 0,2°C y 0,4°C por década (Falvey y Garreaud, 2009). Poblete y Minetti (2017) indican que este calentamiento está relacionado con la disminución de precipitaciones. Esta situación es aún más evidente con el retroceso y pérdida de masa de glaciares tanto en cuencas del lado chileno como argentino desde el comienzo del siglo XX (Leiva *et al.*, 2007; Pellicciotti *et al.*, 2014).

CAPÍTULO IV: CARACTERIZACIÓN CLIMÁTICA Y GEOMORFOLÓGICA LOCAL

4.1 Caracterización climática local

En el área de estudio se cuenta con los datos meteorológicos de una estación perteneciente al Departamento de Hidráulica del Gobierno de la provincia de San Juan y 3 estaciones pertenecientes al proyecto minero Pachón (Figura 4.1), los cuales han sido analizados y procesados para obtener una caracterización climática local.

La estación perteneciente al Departamento de Hidráulica se encuentra ubicada cerca de la cabecera de la cuenca del río Pachón ($31^{\circ}45'34.6''$ S y $70^{\circ}24'45.3''$ O) a una altura de 3600 msnm. Esta estación se mantuvo operativa desde Enero de 1981 hasta Diciembre de 1997 con registro continuo en todas sus variables. A partir del año 2000 vuelve a estar operativa hasta el año 2008 pero con un registro muy discontinuado y con errores de medición lo cual genera que estos datos sean poco confiables.

Mientras que, las estaciones pertenecientes al proyecto minero Pachón se encuentran en diferentes sectores del área de estudio y a diferentes cotas. En sentido altitudinal ascendente, se tiene a la estación Erizos, la de menor cota, ubicada en las inmediaciones del punto de cierre del área de estudio, en las cercanías de la unión del río Pachón con el río Santa Cruz ($31^{\circ} 44' 15.6''$ S y $70^{\circ} 17' 20.8''$ O; 3050 m s.n.m.). Luego le sigue la estación Pachón, la cual se ubica en la cabecera de la cuenca del río Pachón ($31^{\circ}46'12.35''$ S y $70^{\circ}26'16.32''$ O; 3740 m s.n.m.) a 2,6 Km al oeste de la Estación Pachón-Hidráulica. Por último, la estación Paso de la Guardia es la de mayor cota y se localiza en las inmediaciones de la divisoria de cuencas del río Santa Cruz y río Bramadero ($31^{\circ} 53' 47.21''$ S y $70^{\circ} 11' 54.79''$ O; 4019 m s.n.m.), en la denominada cuesta de Las Ojotas, en el sector sureste del área de estudio.

Estas 3 estaciones han estado operativas desde marzo de 2009 hasta julio de 2015, pero con interrupciones irregulares en las mediciones de algunas variables para cada una de las estaciones. En esta sección son presentados los datos de las variables que han podido ser procesados y analizados.

La estación meteorológica perteneciente al Departamento de Hidráulica tiene una frecuencia de toma de datos cada 6 horas (00:00; 06:00; 12:00 y 18:00). Mientras que, las estaciones del proyecto Pachón tienen una frecuencia de toma de datos de una hora.

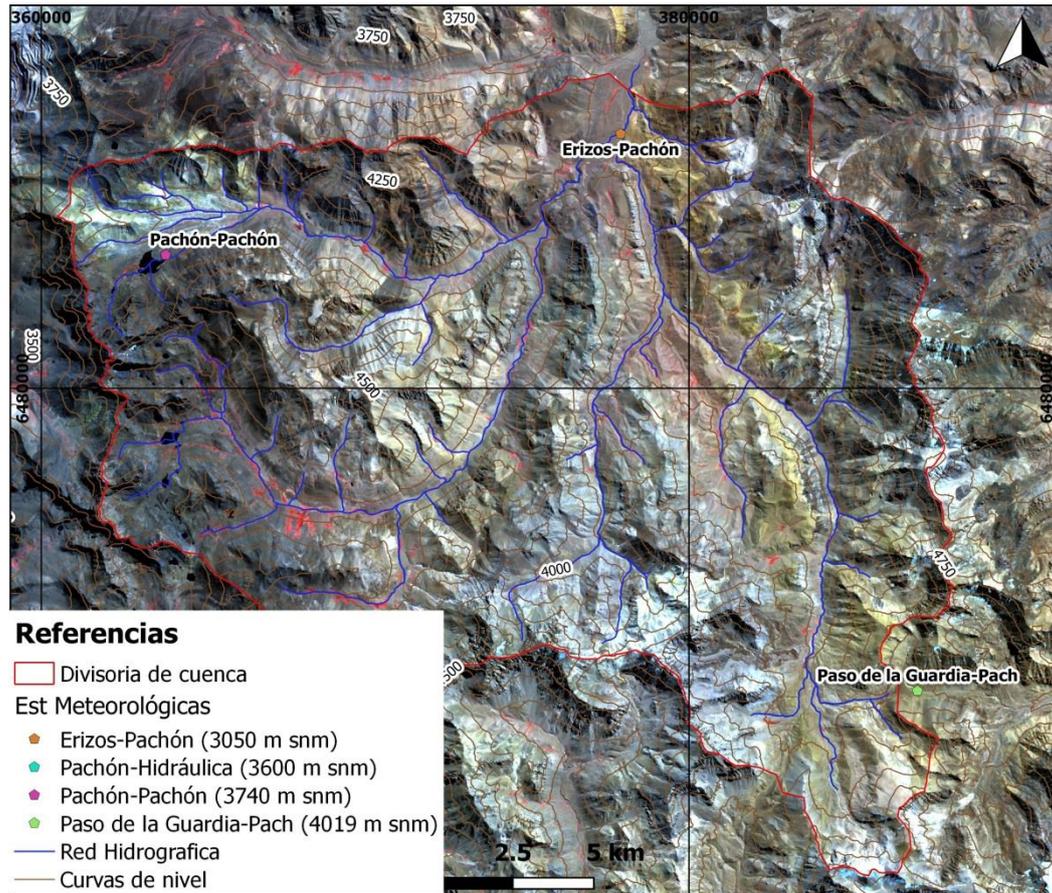


Figura 4.1. Ubicación de las 4 estaciones meteorológicas ubicadas en el área de estudio.

4.1.1 Estación Pachón-Hidráulica

Los valores calculados de temperatura y precipitación presentan un registro que abarca desde el año 1981 hasta el año 2003 para las temperaturas y hasta el año 1997 para las precipitaciones, dando un intervalo de registro de 22 y 16 años, respectivamente.

Los datos de la estación Pachón-Hidráulica indican una TMAA de $0,59^{\circ}\text{C}$ (3600 m s.n.m). La barra gris oscura del climograma en la Figura 4.2 indica los meses en los cuales la temperatura media se encuentra por debajo de 0°C , siendo su media de $-3,43^{\circ}\text{C}$, mientras que las barras de color gris claro indican los meses con temperaturas por encima de 0°C , siendo su media de $+4,61^{\circ}\text{C}$. En la Figura 4.3 se puede observar la temperatura media mensual para el período analizado y la variabilidad que la misma presenta para dicho período. Nótese que la mayor variabilidad (banda más ancha) se presenta en los meses más fríos.

Julio es el mes más frío con una temperatura media de $-7,7^{\circ}\text{C}$ (1981-2003) y también el mes que presenta la menor temperatura mínima absoluta de $-29,7^{\circ}\text{C}$ en el año 1991.

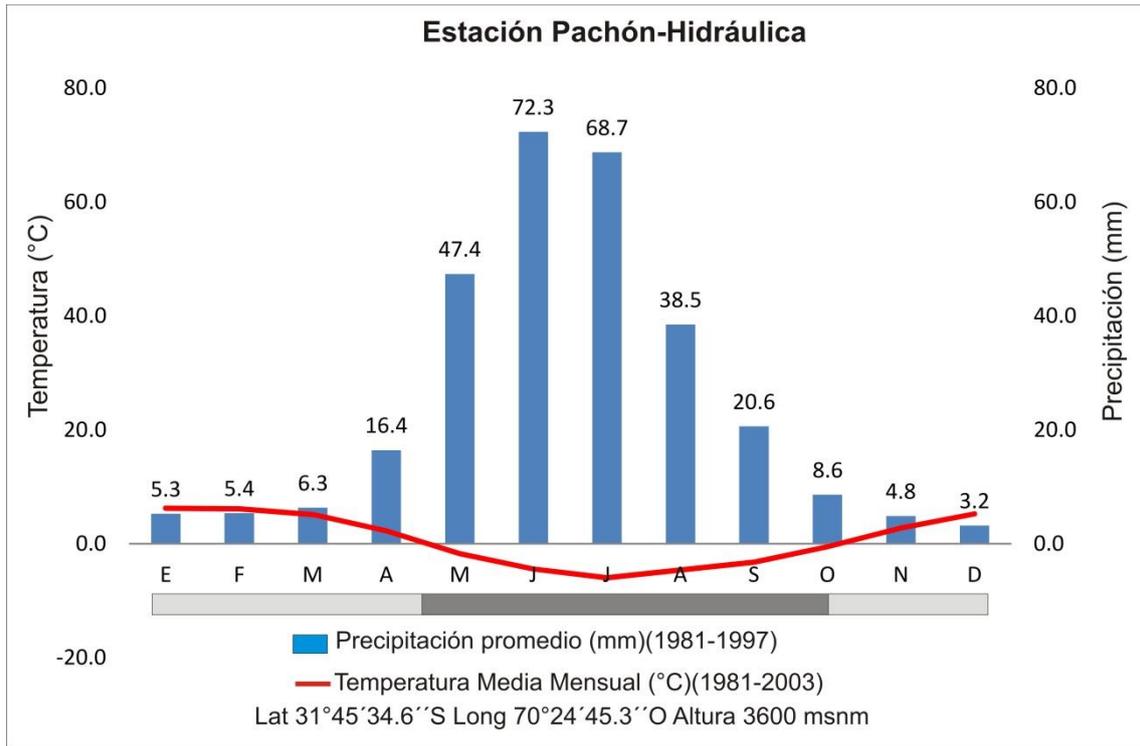


Figura 4.2. Climograma para la estación meteorológica Pachón-Hidráulica para el período 1981-1997 a 3600 m s.n.m. La barra gris oscura indica el período de congelamiento estacional.

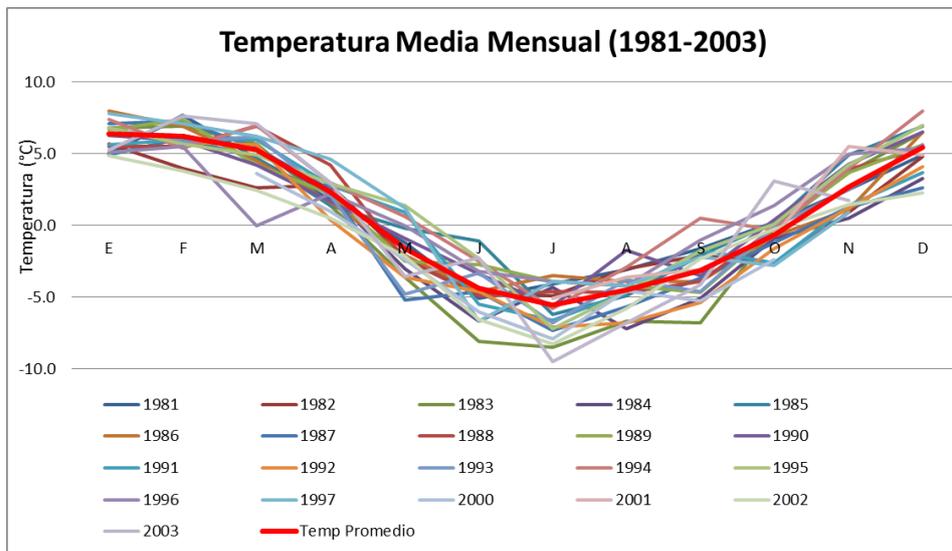


Figura 4.3. Temperatura Media Mensual del Aire para el período 1981-2003 en la estación Pachón-Hidráulica.

Las temperaturas mínimas y máximas medias mensuales indican valores por debajo y por encima de 0° C para todo el año, respectivamente. Durante el verano, la temperatura mínima media es negativa pero cercana a los 0°C, mientras que en invierno la temperatura máxima media es positiva pero también muy cercana a los 0°C, por lo que puede esperarse, dependiendo del año, veranos descongelados (T min y máx mayores a 0°C) e inviernos congelados (T min y máx menores a 0°C). Por su parte, en los meses

de primavera-otoño, donde los valores de temperatura mínima y máxima se encuentran más alejados del valor de 0°C, se esperaría mayor presencia de ciclos de congelamiento-descongelamiento anualmente (Figura 4.4).

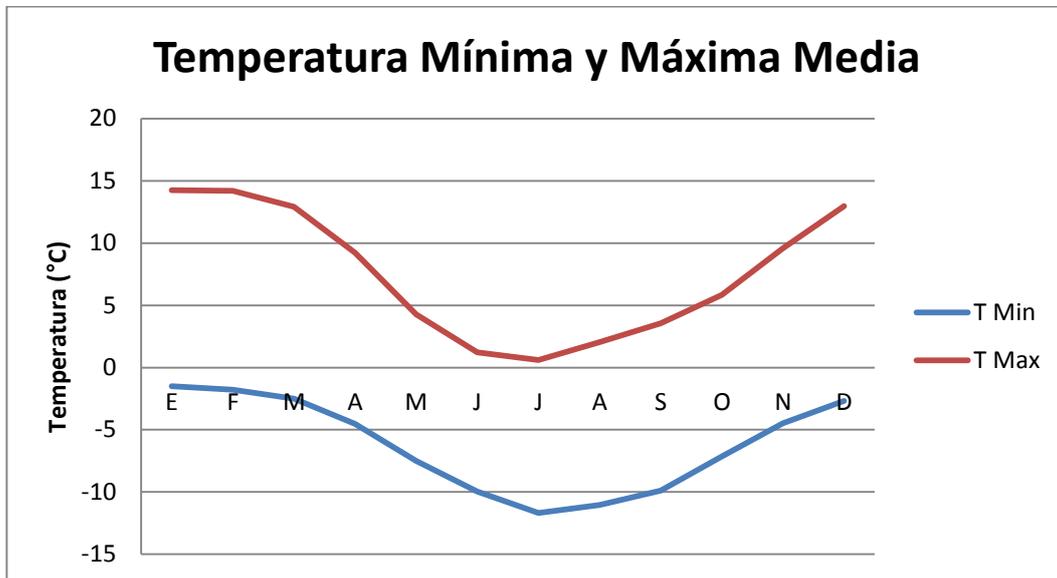


Figura 4.4: Temperatura mínima y máxima media mensual para el período 1981-1997 en la estación Pachón-Hidráulica.

Por su parte, la precipitación tiene un valor promedio anual de 297,6 mm para el período 1981-1997 y se encuentra altamente concentrada en los meses más fríos y en forma sólida principalmente. Entre los meses de mayo a agosto se concentra el 76% de las precipitaciones. En la Figura 4.5 se puede observar la alta variabilidad interanual, donde en años consecutivos (81-82 / 87-88 / 90-91 / 96-97) la precipitación puede ser 4 veces mayor. Esto podría estar siendo influenciado por las fases positivas o negativas del ENSO. Mientras que, en la Figura 4.6 se observa la correlación entre los picos de precipitación (mm) y la altura máxima de nieve (cm). Es notorio como la nieve acumulada durante el invierno se mantiene hasta el principio de la época de fusión para luego desaparecer. También se observa correlación entre los picos de acumulación de nieve y las temperaturas negativas, mientras que con temperaturas positivas se invierte la situación.

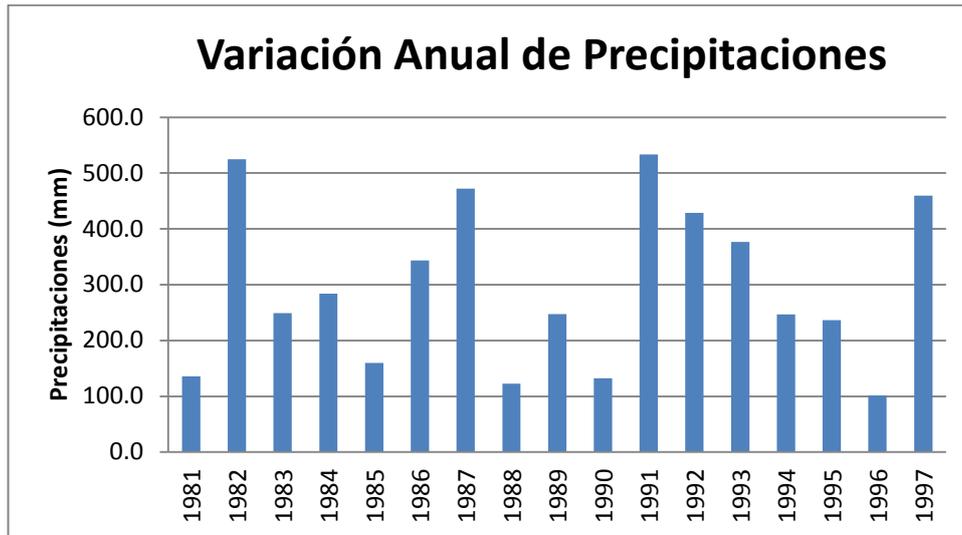


Figura 4.5: Variabilidad interanual de las precipitaciones (mm) para el período 1981-1997 en la estación Pachón-Hidráulica.

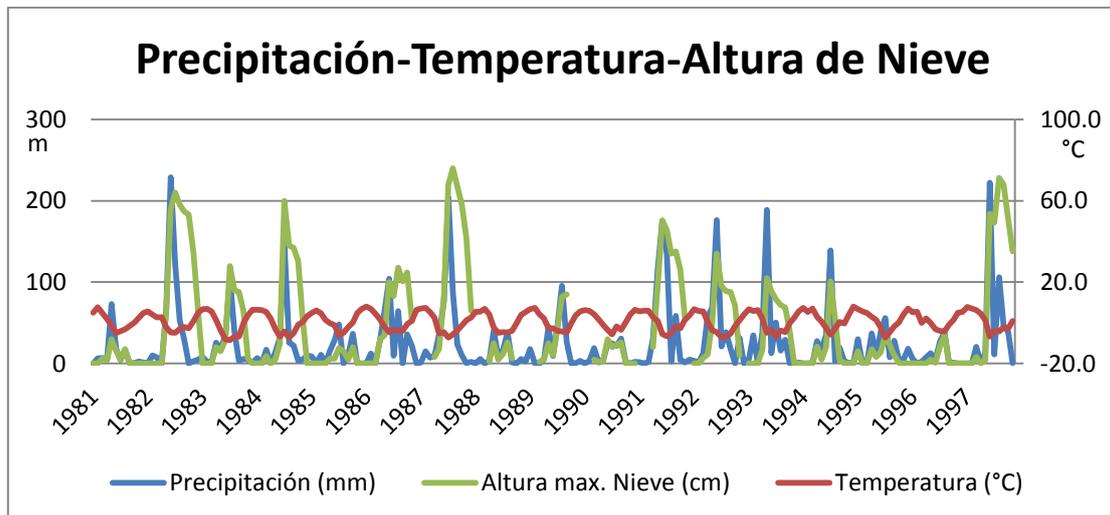


Figura 4.6. Valores de Precipitación media mensual (mm), Altura máxima mensual de nieve (cm) y Temperatura media mensual (°C) en la Estación Pachón-Hidráulica para el período 1981-1997.

4.1.2 Estación Erizos-Pachón

En la Tabla 4.1 se observa que de los 6 años de registro de temperatura, solo dos años (2010 y 2014) presentan un registro completo. Para el cálculo de la TMAA del resto de los años, en los meses donde no existe registro se ha considerado el valor de la Temperatura Media Mensual Anual (TMMA) de los años que si tienen registro para ese mismo mes.

La TMAA, período Enero 2010-Julio 2015, para esta estación indica un valor de 4,34°C (3050 m s.n.m.), donde solamente los meses de Junio, Julio y Agosto presentan valores medios por debajo de 0°C (Figura 4.7) y una temperatura media de -3,22°C para esta estación fría. Mientras que la estación cálida (Septiembre a Mayo), posee una temperatura media de +6,86°C. El mes más frío, al igual que en la Estación Pachón-

Hidráulica sigue siendo Julio con una temperatura media de $-4,76^{\circ}\text{C}$ y la mínima absoluta de $-17,5^{\circ}\text{C}$ en Julio de 2010.

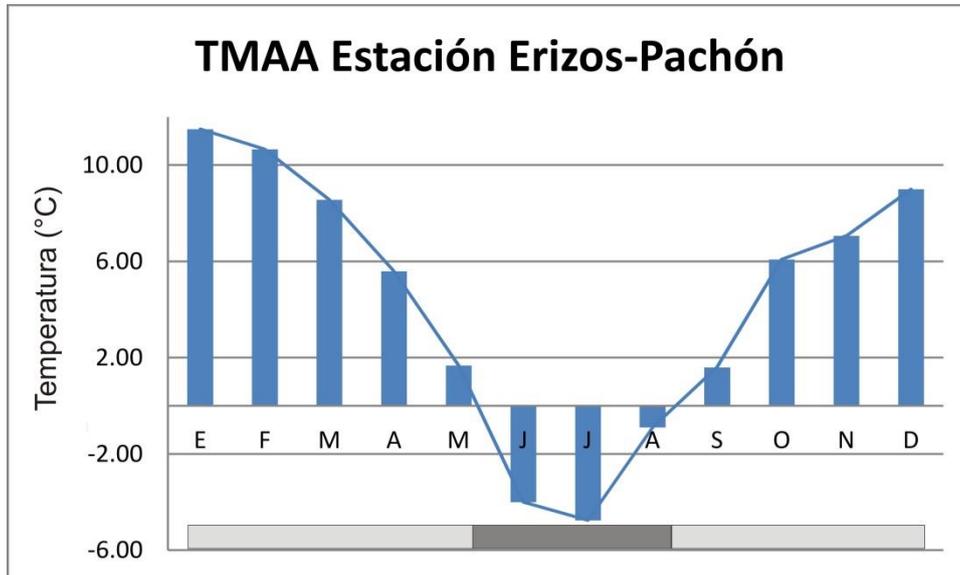


Figura 4.7. TMAA para la estación Erizos-Pachón a 3050 m s.n.m. durante el período 2010-2015. La barra gris oscura indica el período de congelamiento estacional.

Tabla 4.1. Valores de Temperatura Media Mensual del Aire (TMMA) y cálculo de TMAA. En blanco las celdas con valores medidos y en gris las celdas con valores estimados. Nótese que para algunos meses, como por ejemplo noviembre y diciembre, se cuenta solo con 2 valores mensuales de los 6 posibles.

	<i>E</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>TMAA</i>
2010	10.41	10.41	10.56	5.26	1.61	-3.98	-4.44	-0.79	0.73	4.92	6.80	7.55	4.09
2011	11.04	9.90	6.54	4.98	4.82	-5.20	-5.54	-2.74	1.47	5.08	7.06	9.00	3.87
2012	11.48	10.65	8.56	5.04	-1.96	-4.01	-4.70	-0.90	1.60	6.07	7.06	9.00	3.99
2013	11.29	11.31	8.42	5.35	0.33	-5.23	-4.32	-0.90	1.60	6.07	7.06	9.00	4.17
2014	11.45	10.01	7.21	6.08	1.61	-6.38	-3.93	0.82	2.60	8.23	7.32	10.45	4.62
2015	13.25	11.62	10.06	6.81	3.66	0.74	-5.56	-0.90	1.60	6.07	7.06	9.00	5.28
TMMA	11.49	10.65	8.56	5.59	1.68	-4.01	-4.76	-0.90	1.60	6.08	7.06	9.00	4.34

La radiación solar global anual media es de 309 W/m^2 , siendo el mes de diciembre donde se presentan los valores máximos (442 W/m^2) y Junio el mes con los valores más bajos (159 W/m^2) (Figura 4.8). A modo general se observa que la estación de verano recibe el doble de radiación solar global que la estación de invierno y una relativamente baja variabilidad interanual. Schrott (1991) establece que los Andes subtropicales semiáridos entre los 30° y 33° S poseen una intensa radiación solar con picos de más de 1400 W/m^2 . En este trabajo, y para este período de medición han sido registrados valores máximos de $1388,3 \text{ w/m}^2$ (noviembre de 2010).

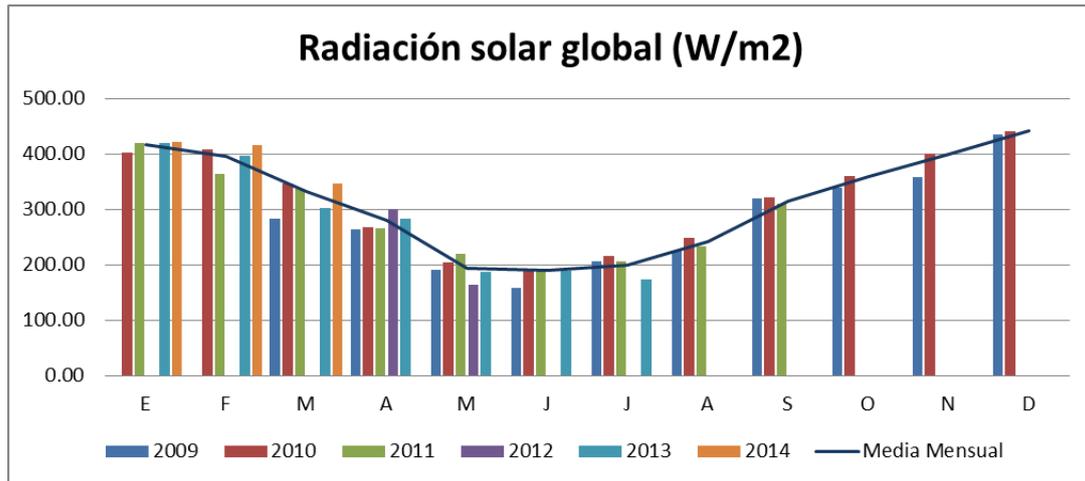


Figura 4.8. Gráfico de radiación solar global (W/m^2) para la estación Erizos-Pachón ubicada a 3050 m s.n.m. para el período 2009-2014.

4.1.3 Estación Pachón-Pachón

En la Tabla 4.2 se observa que de los 7 años de registro, solamente dos (2010-2011) presentan un registro continuo. Para poder realizar el cálculo de TMAA, en los meses sin registro se ha considerado el valor de TMMA.

La TMAA para este período es de $+0,55\text{ }^{\circ}\text{C}$ (3740 m s.n.m.), siendo el período de junio hasta octubre la estación fría con valores medios mensuales por debajo de los 0°C y media de esta estación de $-4,09^{\circ}\text{C}$. Mientras que, la estación cálida, con valores por encima de los 0°C , se extiende desde noviembre a mayo, con valor promedio de $+3,87^{\circ}\text{C}$ (Figura 4.9). Julio es el mes más frío con media mensual de $-7,3^{\circ}\text{C}$ y la temperatura mínima absoluta es de $-22,2^{\circ}\text{C}$ en julio de 2010.

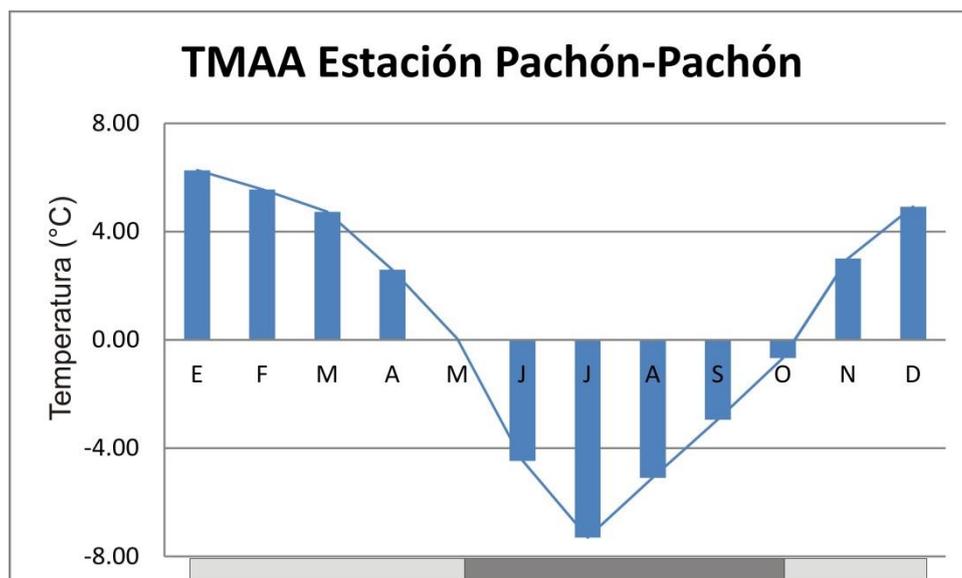


Figura 4.9. Temperatura Media Anual del Aire para la estación Pachón-Pachón a 3740 m s.n.m. en el período 2009-2015. La barra gris oscura indica el período de congelamiento estacional.

Tabla 4.2: Valores de Temperatura Media Mensual del Aire (TMMA) y cálculo de TMAA. En blanco las celdas con valores medidos y en gris las celdas con valores estimados.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	TMAA
2009	6.26	5.55	5.74	2.60	1.37	-3.94	-6.28	-4.10	-5.37	-0.54	2.81	4.08	0.68
2010	6.54	5.85	5.22	2.26	-0.87	-4.53	-8.52	-4.11	-3.51	-0.37	2.08	3.47	0.29
2011	6.02	5.62	4.81	2.57	0.59	-5.82	-8.01	-6.73	-2.12	-1.22	4.05	5.29	0.42
2012	6.26	7.38	6.74	1.74	0.02	-3.84	-6.53	-4.85	-0.93	-0.56	4.08	6.06	1.30
2013	6.22	4.19	3.14	3.25	-0.37	-4.47	-7.30	-5.09	-2.95	-0.67	3.00	4.92	0.32
2014	6.26	5.05	3.45	2.73	-0.84	-5.41	-6.82	-5.65	-2.81	-0.67	2.01	5.68	0.25
2015	6.26	5.23	4.02	3.03	0.29	-3.29	-7.61	-5.09	-2.95	-0.67	3.00	4.92	0.60
TMMA	6.26	5.55	4.73	2.60	0.03	-4.47	-7.30	-5.09	-2.95	-0.67	3.01	4.92	0.55

La Radiación solar global anual media es de 323 W/m^2 , siendo el mes de diciembre donde se presentan los valores máximos (478 W/m^2) y Junio el mes con los valores más bajos (177 W/m^2) (Figura 4.10). A modo general se observa que la estación de verano recibe aproximadamente el doble de radiación solar global que la estación de invierno y una relativamente baja variabilidad interanual. Los valores máximos registrados son de $1299,6 \text{ w/m}^2$ (noviembre de 2010).

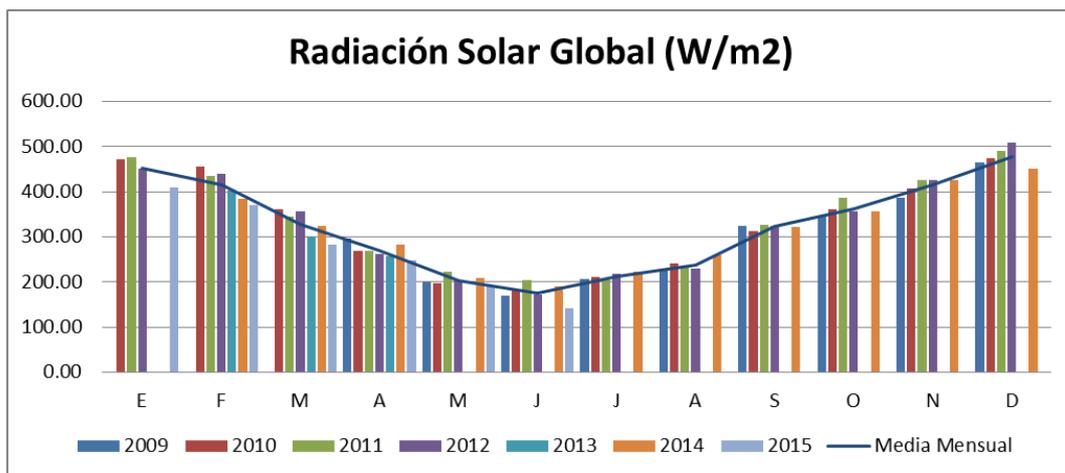


Figura 4.10. Gráfico de Radiación Solar Global (W/m^2) para la estación Pachón-Pachón ubicada a 3740 m s.n.m. para el período 2009-2015.

4.1.4 Estación Paso de la Guardia-Pachón

En la Tabla 4.3 se observa que de los 7 años de registro, solamente dos (2010-2011) presentan un registro continuo. Para poder realizar el cálculo de TMAA, en los meses sin registro se ha considerado el valor de TMMA.

La TMAA es de $-1,13^\circ\text{C}$ (4019 m s.n.m.), siendo en este caso la estación fría de la misma duración que la estación cálida. La primera se extiende de mayo a octubre con una temperatura media de $-5,28^\circ\text{C}$, mientras que la segunda se extiende de noviembre a

abril con temperatura media de $+2,94^{\circ}\text{C}$ (Figura 4.11). El mes más frío es julio con temperatura media de $-8,58^{\circ}\text{C}$ y temperatura mínima absoluta de $-24,8^{\circ}\text{C}$.



Figura 4.11. Temperatura Media Anual del Aire para la estación Paso de la Guardia-Pachón a 4019 msnm en el período 2009-2015. La barra gris oscura indica el período de congelamiento estacional.

Tabla 4.3. Valores de Temperatura Media Mensual del Aire (TMMA) y cálculo de TMAA. En blanco las celdas con valores medidos y en gris las celdas con valores estimados.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	TMAA
2009	4.99	5.34	3.38	0.47	-0.87	-4.46	-8.31	-7.28	-8.59	-5.41	-1.79	0.72	-1.82
2010	4.72	5.73	5.02	-0.45	-4.20	-7.32	-10.93	-5.37	-5.49	-2.45	-0.08	2.29	-1.54
2011	4.31	4.15	2.49	0.20	-1.97	-6.57	-9.12	-9.79	-4.48	-3.41	1.55	5.27	-1.45
2012	5.67	6.27	4.46	1.15	-1.28	-6.22	-8.82	-6.38	-5.98	-2.34	0.04	4.34	-0.76
2013	5.25	5.93	2.02	0.37	-3.99	-5.80	-8.58	-6.38	-5.98	-2.34	0.04	3.26	-1.35
2014	4.99	4.71	3.55	0.56	-3.20	-7.28	-6.92	-3.06	-5.37	1.92	0.46	4.75	-0.41
2015	7.01	5.24	3.93	0.98	-2.62	-2.95	-7.39	-6.38	-5.98	-2.34	0.04	3.26	-0.60
TMMA	4.99	5.34	3.55	0.47	-2.59	-5.80	-8.58	-6.38	-5.98	-2.34	0.04	3.26	-1.13

La radiación solar global anual media es de 370 W/m^2 , siendo el mes de noviembre donde se presentan los valores máximos (517 W/m^2) y junio el mes con los valores más bajos (229 W/m^2) (Figura 4.12). A diferencia de los otros dos puntos de medición, la relación de radiación entre la estación cálida y fría es mayor en este caso. Además se observa mayor variabilidad interanual, siendo 2010 y 2011 años de intensa radiación solar (Figura 4.12). Los valores máximos registrados son de $1388,3 \text{ W/m}^2$ en noviembre de 2010.

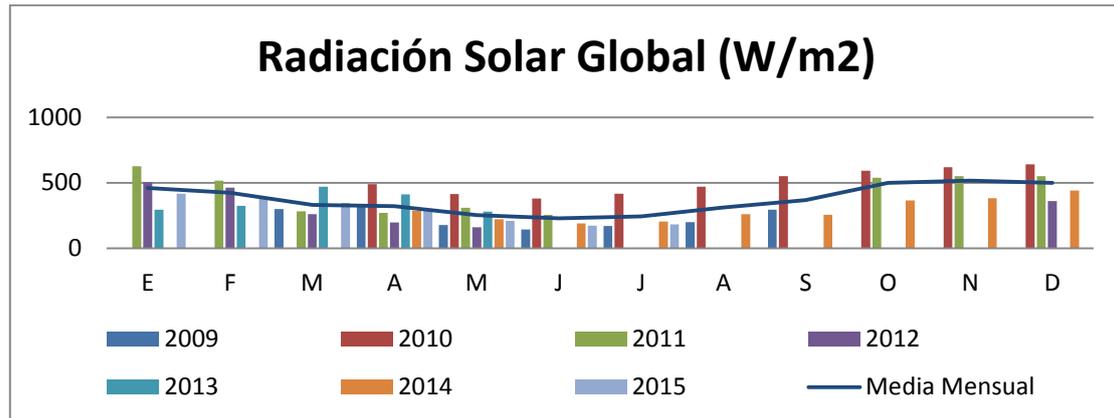


Figura 4.12. Gráfico de Radiación Solar Global (W/m²) para la estación Paso de la Guardia-Pachón ubicada a 4019 msnm para el período 2009-2015.

4.1.5 Cálculo del gradiente térmico del aire local

La distribución del permafrost de montaña está controlada por los dominios climáticos, topográficos y de condiciones del terreno. Las condiciones climáticas refieren especialmente a la influencia de la latitud y circulación global en el establecimiento de condiciones superficiales frías en áreas de montaña. Por su parte, estas condiciones pueden ser modificadas por la topografía, teniendo una fuerte influencia sobre la microclimatología. A su vez, las condiciones climáticas topográficamente sobreimpuestas pueden ser modificadas por las propiedades del terreno (Haeberli *et al.*, 2010). Por lo tanto, los efectos de una topografía compleja pueden influenciar significativamente el patrón de ocurrencia del permafrost de montaña (Haeberli y Gruber, 2009).

Como un primer orden de aproximación, un registro amplio de TMAA puede ser utilizado para delimitar regiones montañosas y cinturones altitudinales con ocurrencia de permafrost. TMAA por debajo de -3°C indicaría áreas con una significativa cantidad de permafrost, mientras que poca ocurrencia de permafrost se esperaría cerca de -1°C (Haeberli *et al.*, 2010). Sin embargo, en los Andes Áridos de Chile entre los 27° y 33° S, Azócar y Brenning (2010) indican que, el límite inferior de ocurrencia de glaciares de escombros sigue en forma grosera la isoterma de 0°C . Pero en el sector sur del área de estudio este límite se extiende a zonas donde la TMAA actual excede los 0°C .

El gradiente de temperatura lineal normal para regiones montañosas ha sido estimado entre $0.6\text{-}0.7^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$. Por su parte, Monnier and Kinnard (2013) utilizando datos de la Dirección General de Agua (Chile), establecen un gradiente de $0.73^{\circ}\text{C}/100$ metros en la porción superior del valle de Choapa en Chile. Además, en la Quebrada NW, muy próximo al área de estudio, registran una TMAA para el año 2010 de $+0.5^{\circ}\text{C}$ a 3700 m s.n.m. Siendo estos, valores muy similares a los registrados para el tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz.

Considerando la disponibilidad de datos de temperatura del aire de 3 estaciones meteorológicas ubicadas en el área de estudio a diferentes alturas y la importancia de la

TMAA como un primer orden de aproximación para determinar la ocurrencia de permafrost. Se ha realizado el cálculo del gradiente térmico del aire local, de la posición de la isoterma de 0°C y se han graficado las diferentes isotermas (Tabla 4.4) (Figura 4.13). Para el cálculo del gradiente térmico del aire local solo se han utilizado las 3 estaciones meteorológicas que abarcan períodos temporales similares. Esto es el período enero 2009 a diciembre 2015 en las estaciones Pachon-Pachon y Paso de la Guardia-Pachon, y el período enero 2010 a diciembre 2015 en la estación Erizos-Pachon.

Tabla 4.4. Cálculo del gradiente de temperatura del aire lineal y posición de isoterma de 0°C. Se ha considerado como gradiente local el valor de 0.57°C/100 m.

Gradiente de Temperatura Lineal			
	Altura (m.s.n.m)	TMAA(°C)	Gradiente (°C/100m)
Estación Erizos-Pachón	3050	4.34	0.55
Estación Pachón-Pachón	3740	0.55	
Estación Paso de la Guardia-Pachón	4019	-1.13	0.58
Isoterma 0°C	3836	0	

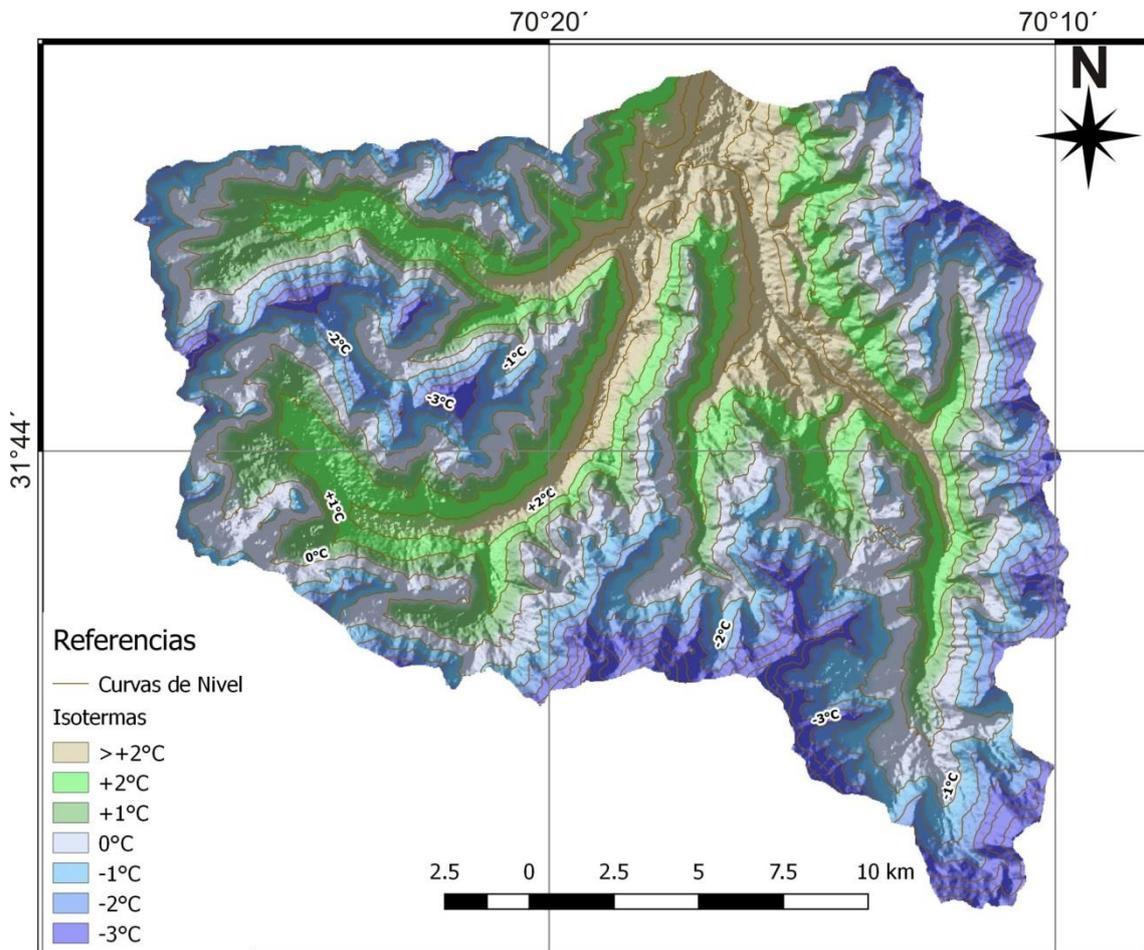


Figura 4.13. Distribución de las diferentes isotermas en el área de estudio.

4.2 Relevamiento, inventario y origen de criofomas periglaciales

Dentro del área de estudio existen diversas geoformas periglaciales de micro, meso y macro escala. A través del análisis digital de imágenes satelitales (Tabla 4.5) varias de estas geoformas (glaciares de escombros, protalus rampart, laderas con soli-gelifluxión) han sido inventariadas en forma manual. Las micro geoformas periglaciales si bien han sido relevadas en campo y confirman la existencia de procesos periglaciales a diferentes escalas, no han sido incluidas en el inventario debido a la imposibilidad de cubrir toda la zona de estudio con control de campo. Por su parte, los depósitos morrénicos de eventos glaciares del Pleistoceno/Holoceno, los cuales son abundantes principalmente en el sector de nacientes del río Santa Cruz, también han sido inventariados.

Además del inventario de estas geoformas, se ha realizado el cálculo de sus parámetros morfométricos y morfológicos de las mismas, para una mejor comprensión de su distribución.

4.2.1 Morfometría del tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz

Para el análisis morfométrico se ha utilizado como base un Modelo de Elevación Digital (MED) a partir del cual se han derivado los valores de altitud (Figura 4.14), orientación (Figura 4.15) y pendiente del terreno (Figura 4.16). A partir de estos valores derivados del terreno se han obtenido los valores promedio, máximos y mínimos para las geoformas inventariadas. El MED utilizado corresponde al sensor PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) transportado a bordo de la misión ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) a cargo de la agencia de exploración aeroespacial japonesa (JAXA) y cuenta con una resolución espacial de 12,5 m.

El tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz presenta una superficie de 432 km² y un perímetro de 104 km. Mientras que, el río Santa Cruz, principal colector, posee un largo total de 27 km, con una pendiente media del 4,7% y pendiente máxima en la zona de las nacientes del 17% y desnivel de 1050 m.

El mapa de alturas (Figura 4.14) muestra que las mayores elevaciones en el área de estudio se ubican en el sector sur de la cuenca, en la divisoria de agua con la cuenca del río Mercedario, y en el sector este de la misma, en la cordillera de Santa Cruz. En ambos sectores, las elevaciones superan los 4700 m s.n.m. Por su parte, las zonas de valles de los ríos Santa Cruz, Pachon y Mondaca se localizan entre los 3500 y 3100 m s.n.m.

Con respecto a las orientaciones del área de estudio, el mapa de la Figura 4.15 indica que el terreno, en general, posee orientación hacia el norte-noreste y sur-suroeste. Mientras que, las pendientes del terreno (Figura 4.16), muestran valores del orden del 4% para los sectores de valle del río Pachon y Mondaca, y valores un poco mayores

(10-15%) para el valle del río Santa Cruz. Por su parte, las mayores pendientes, del orden del 48%, se observan en el sector oeste y sur del área de estudio.

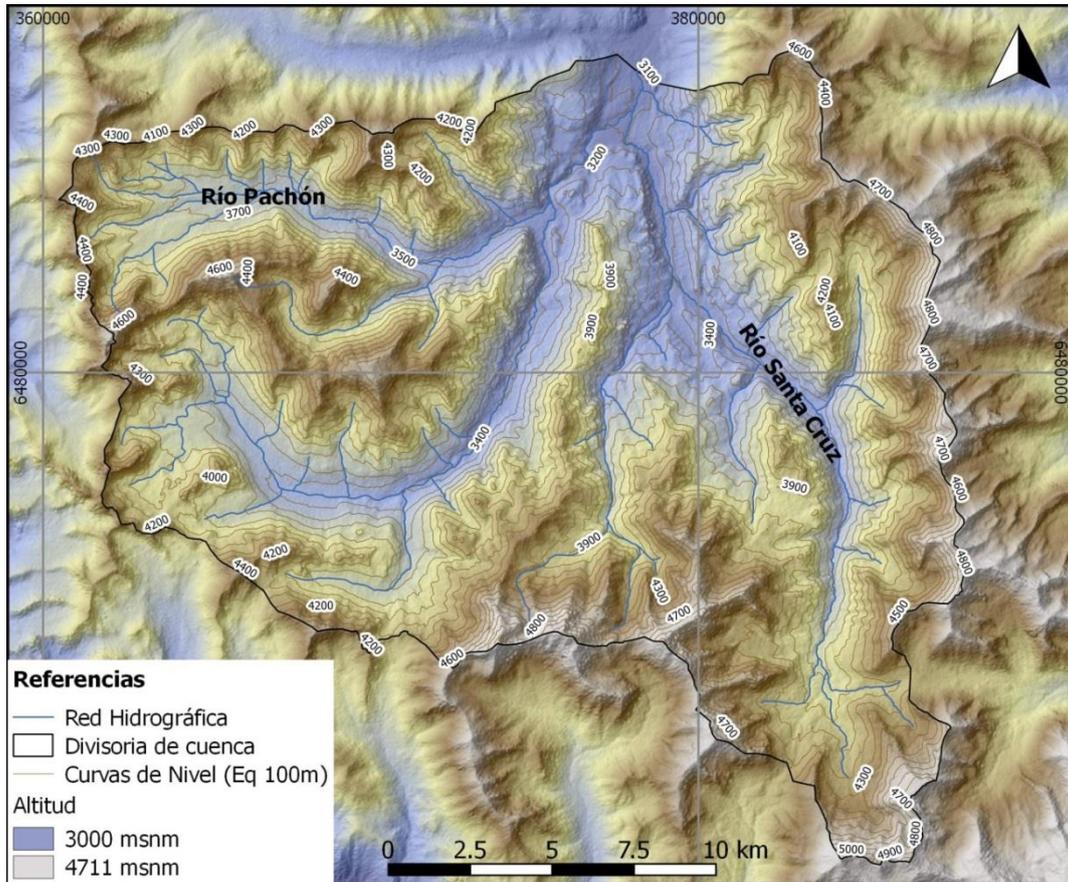


Figura 4.14. Mapa de elevaciones derivado a partir del modelo de elevación digital.

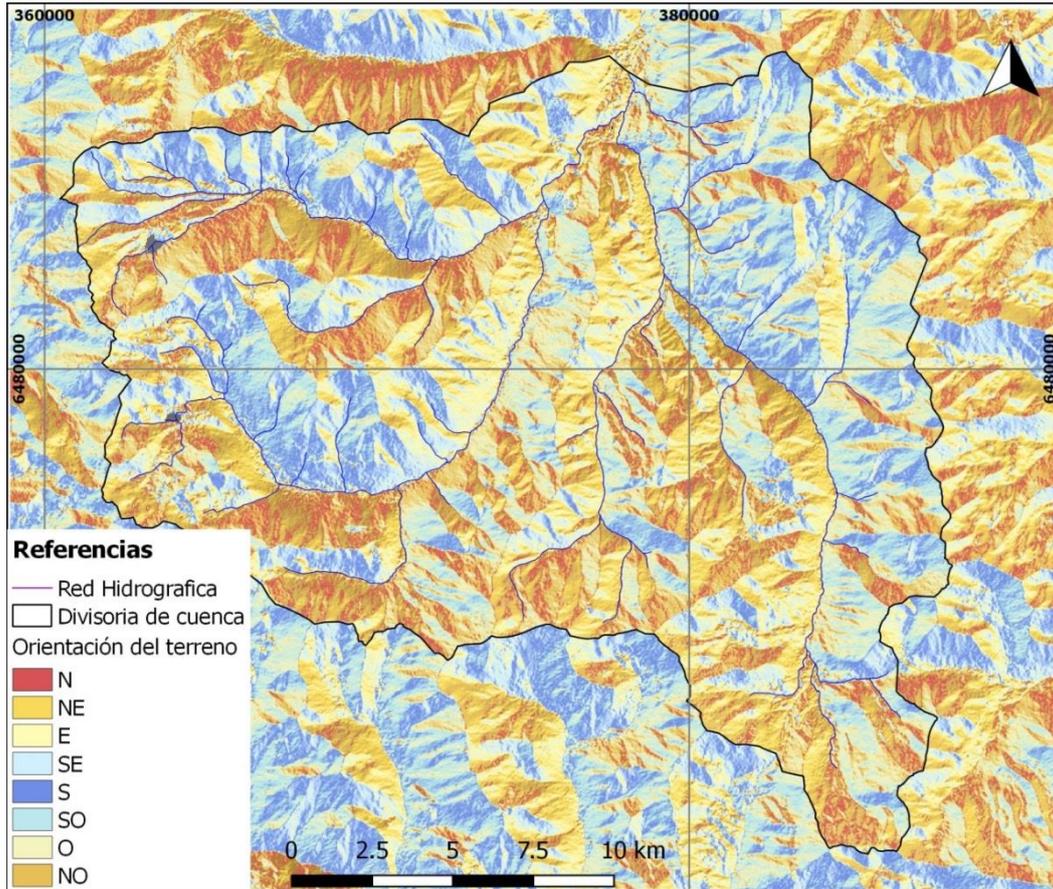


Figura 4.15. Mapa de orientación del terreno derivado a partir del MED.

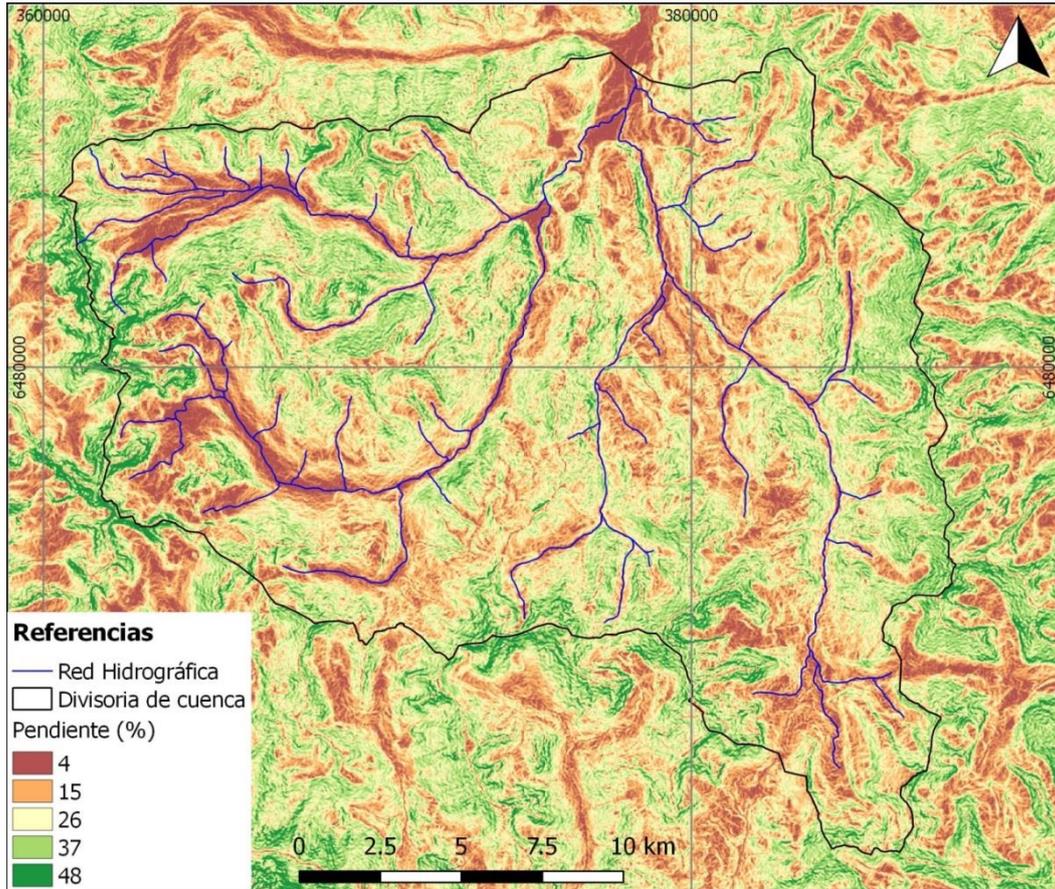


Figura 4.16. Mapa de pendiente del terreno derivado a partir del MED.

Tabla 4.5. Imágenes satelitales utilizadas para la identificación e inventario de las diferentes geoformas.

Plataforma	Sensor	Fecha	ID	Resolución Espacial
Terra	Aster	05-12-2012	AST14OTH_00302092005144951_20121205125908_9916	30 m
Terra	Aster	05-12-2012	AST14OTH_00302092005145000_20121205125908_9924	30 m
Terra	Aster	11-10-2012	AST14OTH_00303262004145053_20121011094745_30494	30 m
Terra	Aster	19-06-2012	AST14OTH_00304012012145020_20120619102803_19760	30 m
Terra	Aster	14-08-2010	AST14OTH_00302042009145133_20120814093638_13566	30 m
Terra	Aster	19-06-2012	AST14OTH_00304012012145028_20120619102803_19758	30 m
Terra	Aster	13-09-2012	AST14OTH_00304172012145028_20120913071758_26595	30 m
Terra	Aster	27-09-2012	AST14OTH_00304182009144538_20120927082709_18152	30 m
Cbers 2B	CCD	08-04-2009	CBERS_2B_CCD1XS_20090408_176_136_L2	20 m
Alos	Avnir-2	14-04-2010	ALOS AV2 A D4304240 0 1B2	10 m
Cbers 4	PAN	24-12-2015	CBERS_4_PAN5M_20151224_177_136_L2	5 m
Cbers 4	PAN	14-02-2016	CBERS_4_PAN5M_20160214_177_136_L2	5 m
Cbers 4	PAN	08-04-2015	CBERS_4PAN5M_20150408_177_136_L2	5 m
Spot 5	HRG	08-01-2013	SPOT5_HRG2_2013-01-08_14-33-15_T_672_414_S0_L2A	5 m
Spot 5	HRG	20-03-2014	SPOT5_HRG2_2014-03-20_14-26-02_J_672_414_S0_L2A	5 m
Spot 5	HRG	14-03-2015	spot5_hrg2_2015-03-14_13-55-16_t_672_414_s0_l2a	5 m
Spot 5	HRG	19-03-2015	spot5_hrg2_2015-03-19_13-58-42_t_672_414_s0_l2a	5 m
Spot 6	HRVIR	21-01-2016	IMG_SPOT6_MS_201601211428359_ORT_1700679101	6 m
Spot 7	HRVIR	13-12-2015	IMG_SPOT7_MS_201512131425525_ORT_1615882101_R1C1	6 m
Spot 7	HRVIR	13-12-2015	IMG_SPOT7_P_201512131425525_ORT_1615882101_R1C1	1,5 m

4.2.2 Inventario y caracterización de glaciares de escombros

Para la clasificación de glaciares de escombros según su actividad se han considerado criterios morfológicos, los cuales son indicadores indirectos. Roer y Nyenhuis (2007) proponen una serie de indicadores, entre los cuales se destacan el ángulo del talud frontal, presencia y abundancia de vegetación, apariencia geomorfológica del frente, presencia de bloques estables/inestables, presencia de afloramientos de hielo, desarrollo de termokarst, temperatura de manantiales a los pies de glaciar de escombros

(conociendo el camino recorrido), presencia de manchones de nieve, etc. Estos indicadores tienen una importancia relativa en la diferenciación entre activo-inactivo, activo-fósil o inactivo-fósil. Además, algunos de estos indicadores necesitan ser reconocidos en campo. Por su parte, Azócar (2013) basado en diferentes trabajos previos (Roer y Nyenhuis, 2007; Barsch, 1996; Burger *et al.*, 1999) realiza una adaptación de los criterios morfológicos característicos a las condiciones semi-áridas de los Andes. En la Figura 4.17 se observan algunos ejemplos de campo de los criterios utilizados en la clasificación según grado de actividad de glaciares de escombros.

En total han sido inventariados 180 glaciares de escombros, de los cuales según su grado de actividad, 83 son activos, 90 inactivos y 7 fósiles o relictos. Los glaciares de escombros activos ocupan en total un área de 8,15 Km², los inactivos 4,34 Km² y los fósiles 0,37 Km², representando el 1,89%, 1% y 0,09% respectivamente del área total de la cuenca. Pero si se considera solamente el área de la cuenca por encima de la isoterma de 0°C, se tiene que el área relativa ocupada por estas geoformas es 2,67%, 1,42% y 0,12% respectivamente.

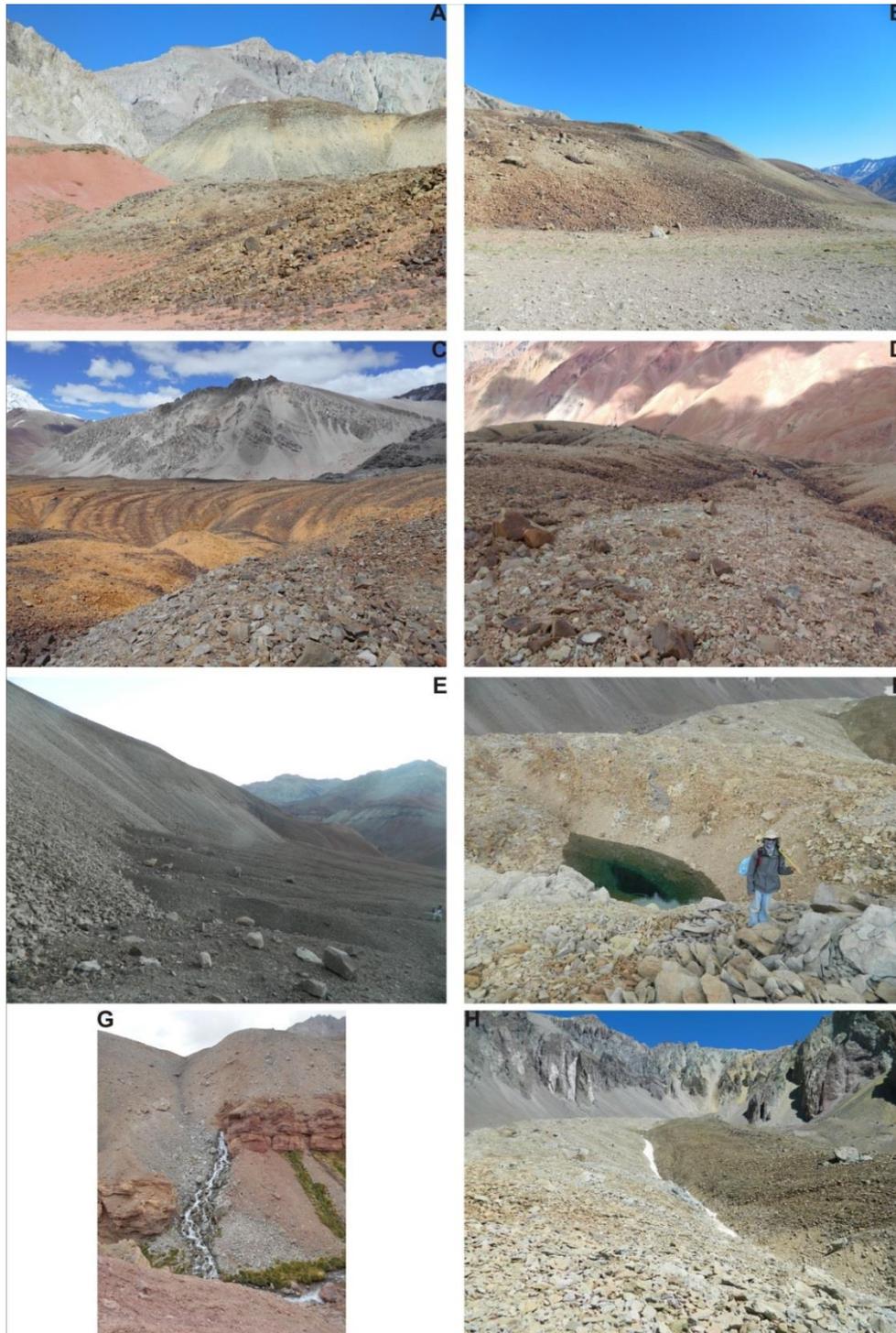


Figura 4.17. Ejemplos de campo de los criterios geomorfológicos considerados para establecer el grado de actividad. A: Talud frontal glaciar de escombros activo con inclinación mayor a 35° . B: Talud frontal glaciar de escombros inactivo con inclinación menor a 25° . C: Superficie irregular con estructura de surcos y crestas bien desarrollados en glaciar de escombros activo. D: Superficie suavizada, colapsada, con menor presencia de bloques de grandes dimensiones y mayor abundancia de material fino. E: Presencia de grandes bloques a los pies de talud frontal de glaciar de escombros activo. F: Estructura de degradación de permafrost y colapso (termokarst) en glaciar de escombros activo. G: Naciente de agua con temperatura próxima a 0°C en las inmediaciones de talud de glaciar de escombros. H: Nicho de nivación en la topografía irregular de glaciar de escombros activo.

Los glaciares de escombros activos, según su clasificación morfológica (Barsch, 1996), en su mayoría (52) son del tipo lenguado (largo mayor que ancho) y en menor medida, lobados (31) (ancho mayor que largo).

Uno de los valores altitudinales más importantes de los glaciares de escombros es la altitud en la nariz o base del talud frontal de los mismos. Ya que como ha sido considerado previamente, estas geoformas para su desarrollo necesitan estar en equilibrio térmico con el ambiente. Por lo tanto, TMAA superiores a 0°C podrían estar indicando la inestabilidad de ciertas geoformas.

En este sentido, los valores de elevación a la base del talud frontal presentan un rango altitudinal de ocurrencia de 1097 y 1133 m para las geoformas activas e inactivas, respectivamente. Siendo el valor de elevación mínimo de 3576 y 3438 m s.n.m., activo e inactivo, respectivamente y como valor máximo se tiene 4673 y 4571 m s.n.m. Teniendo la isoterma de 0°C considerada en este trabajo, una altura de 3836 m s.n.m., es notorio que algunos glaciares de escombros activos se encuentran en parte o en forma completa por debajo de dicha isoterma. Asimismo, algunos glaciares de escombros inactivos se encuentran completamente por encima de la isoterma de 0°C (Figura 4.18), evidenciando que la temperatura del aire no es la única variable responsable de la ocurrencia de estas geoformas.

De la Figura 4.18 se observa que la altura media del talud frontal de glaciares de escombros activos se encuentra por encima de los 4000 msnm, mientras que para glaciares de escombros inactivos es menor (3957 msnm). Comparando la distribución altitudinal de las geoformas activas e inactivas, se observa un desplazamiento hacia elevaciones mayores (menores temperaturas) de las primeras, lo cual podría estar indicando un aumento en la temperatura del aire debido al calentamiento global.

En las geoformas activas que se encuentran parcial o totalmente por debajo de la isoterma de 0°C (Figura 4.20), es importante considerar que muchos de los rasgos geomorfológicos que indican inactividad tienen un cierto retardo de aparición (Haeberli *et al.*, 2006). Con lo cual, glaciares de escombros que se encuentran en estado inactivo pero aún no lo manifiestan en su morfología pueden ser clasificados de manera errónea. Por lo tanto, es aconsejable la combinación de métodos ópticos y métodos radar (que permiten medir magnitudes de desplazamiento) para una correcta clasificación según grado de actividad.

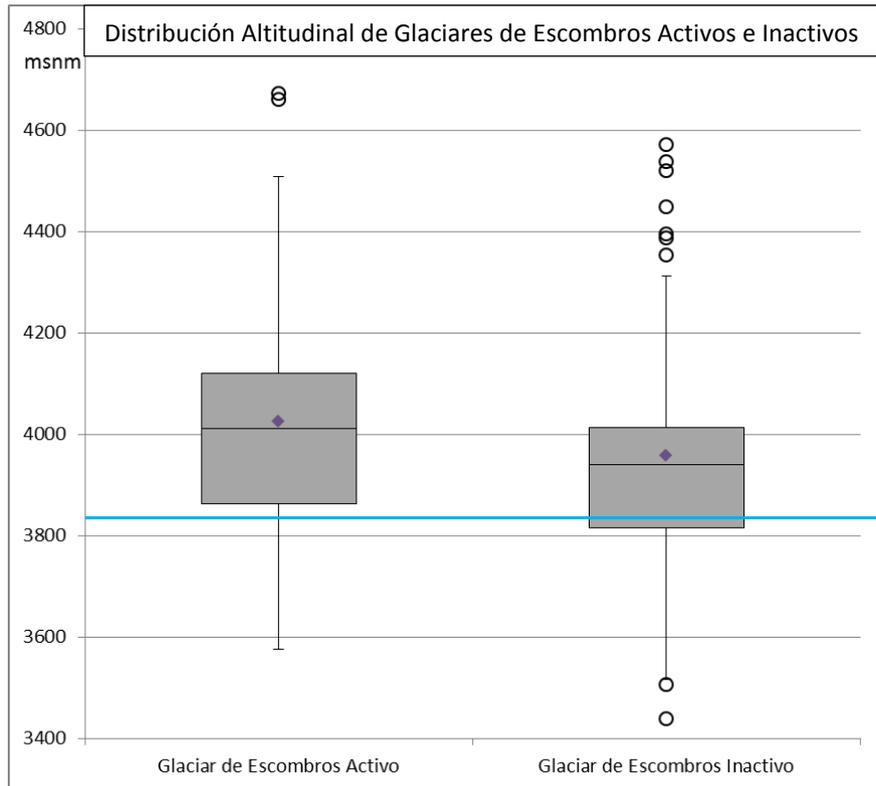


Figura 4.18. Elevación a la base del talud frontal de glaciares de escombros activos e inactivos. El rombo azul indica el valor medio para cada categoría. La línea celeste indica la isoterma de 0°C. Los círculos negros indican datos atípicos que exceden en 1.5 el rango intercuartílico.

El análisis altitudinal de los glaciares de escombros activos según su morfología (lenguado y lobado), muestra mayor dispersión de sus valores en la forma lenguada. Ambas categorías presentan valores altitudinales medios muy similares (Figura 4.19).

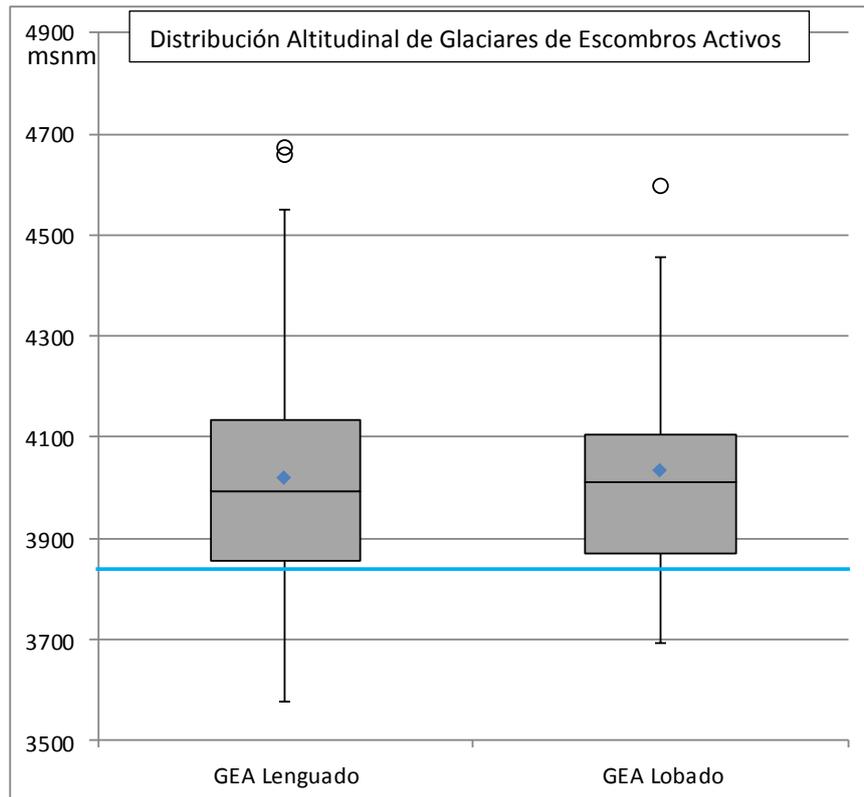


Figura 4.19. Elevación a la base del talud frontal de glaciares de escombros activos. El rombo azul indica el valor medio para cada categoría. La línea celeste indica la isoterma de 0°C. Los círculos negros indican datos atípicos que exceden en 1.5 el rango intercuartílico.

Los glaciares de escombros inactivos pueden deber su inactividad a dos motivos principales. Por un lado, inactividad climática, donde el hielo se pierde por fusión (Barsch, 1996). Este sería el caso de los glaciares de escombros inactivos que se encuentran parcial o totalmente por debajo de la isoterma de 0°C (Figura 4.20). Por otro lado, inactividad dinámica, donde una disminución en la producción de detrito en la cabecera o disminución en el ingreso de hielo al sistema puede generar inactividad (Barsch, 1996). Este sería el caso de los glaciares de escombros inactivos por encima de la isoterma de 0°C. Aunque si bien la TMAA es una variable muy importante en el desarrollo de glaciares de escombros, también existen otras variables con influencia considerable (Esper Angillieri, 2010; Ran y Liu, 2018). De esta forma, no existe una relación lineal entre la isoterma de 0°C y la presencia o ausencia de glaciares de escombros y su grado de actividad.

Por su parte, la orientación media de los glaciares de escombros indica cual es la posición preponderante para su desarrollo. En el hemisferio sur, las laderas que miran hacia el sur son las que reciben menor radiación solar debido a su posición, con lo cual se esperaría mayor abundancia. La Figura 4.21, justamente indica que la gran mayoría de los glaciares de escombros tanto activos como inactivos se orientan hacia el sur, siendo la dirección sur-este la de mayor cantidad de geofomas. Por su parte, la dirección hacia el este de dichas geofomas también presenta una cantidad importante de las mismas. Esta situación estaría influenciada principalmente por la pendiente

general del terreno, el cual es de vertiente atlántica. Mientras que, los valores de pendiente media de estas geoformas son de 17% y 18% para activos e inactivos, respectivamente.

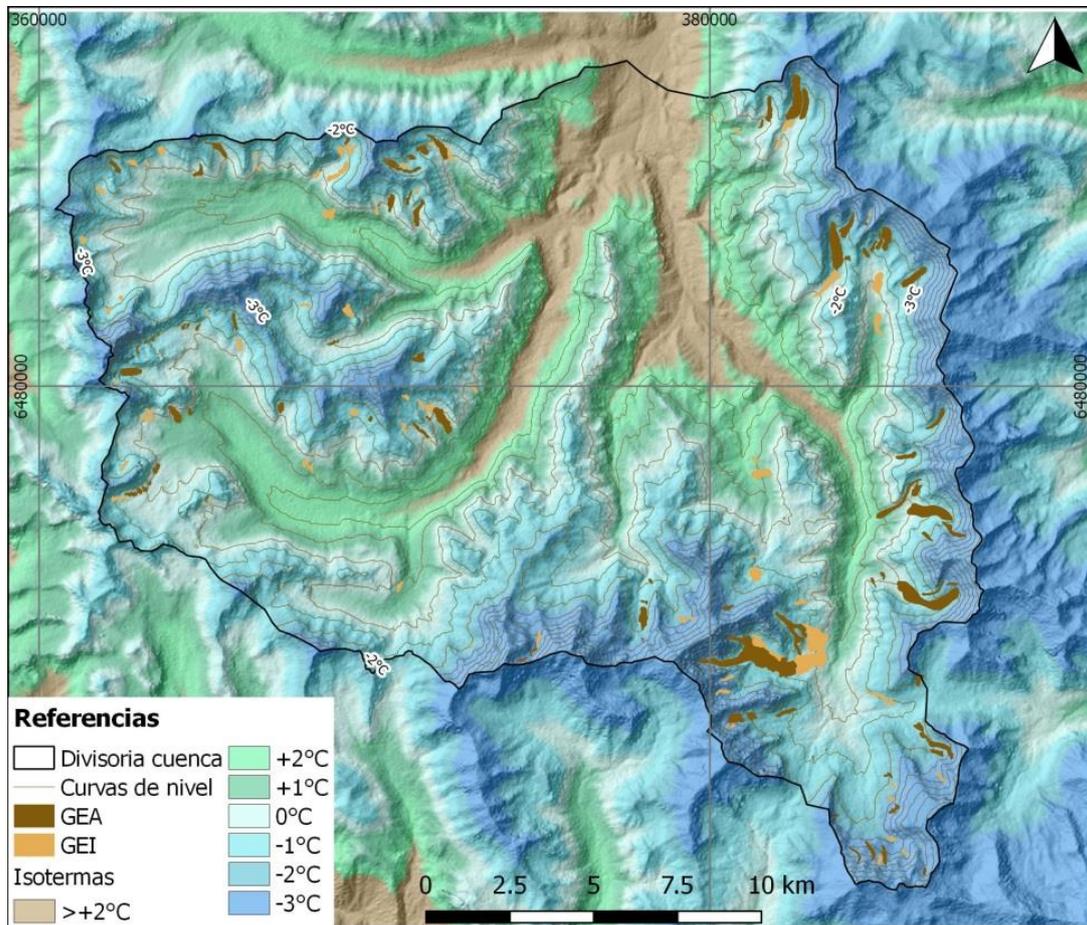


Figura 4.20. Inventario de glaciares de escombros activos e inactivos y su relación con las diferentes isotermas. Nótese algunos glaciares de escombros activos (sector este de la cuenca principalmente) con la base del talud frontal por debajo de la isoterma de 0°C y la raíz del mismo por encima de la isoterma de -1°C. GEA: Glaciar de Escombros Activo; GEI: Glaciar de Escombros Inactivo.

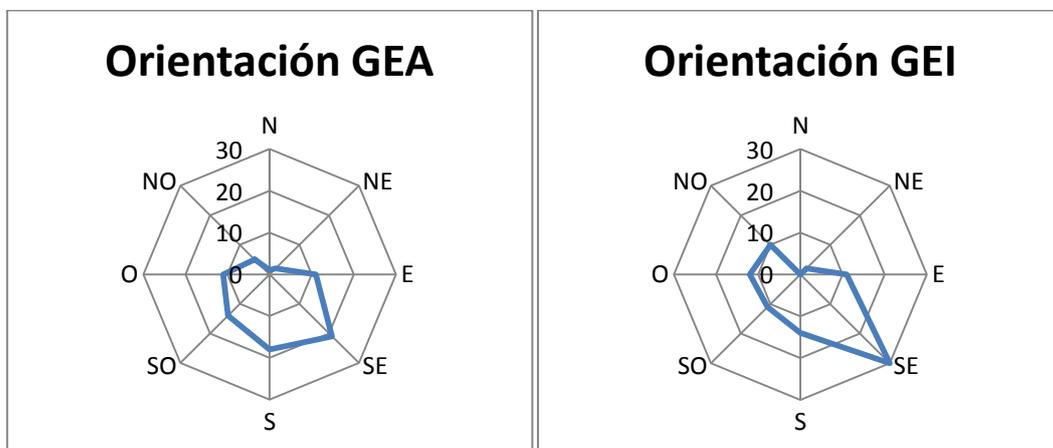


Figura 4.21. Orientación media de glaciares de escombros activos e inactivos.

4.2.2.1 Comparación de inventarios de glaciares de escombros

A partir de la sanción de la Ley 26639 “Régimen de Presupuestos Mínimos para la Preservación de los Glaciares y del Ambiente Periglacial”, en septiembre de 2016, el Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) realiza la publicación del Inventario Nacional de Glaciares (ING) para la cuenca del río Blanco, en la provincia de San Juan. Este inventario, cuya publicación ha sido posterior a la realización del inventario presentado en este trabajo, ha sido desarrollado a través del uso de diferentes imágenes satelitales ópticas (ALOS-AVNIR, LANDSAT, ASTER, ALOS-PRISM y CBERS-HRC) y control de campo en diferentes subcuencas. Para la detección de glaciares y manchones de nieve se ha utilizado la técnica de clasificación automática. Mientras que, para glaciares cubiertos y glaciares de escombros se ha utilizado la técnica de mapeo manual.

En total, en el ING se han identificado 134 glaciares de escombros, de los cuales, 117 han sido clasificados como activos y 17 como inactivos. No han sido incluidos en este inventario los glaciares de escombros fósiles o relictos. Además, ha sido identificado un manchón de nieve clasificado como permanente. Mientras que, en el inventario propio se han identificado 83 glaciares de escombros activos y 90 inactivos, dando una diferencia total de 39 geoformas, lo cual representa un 22,5% más de geoformas.

Considerando el área total cubierta por los glaciares de escombros en ambos inventarios, no existen diferencias muy significativas (Tabla 4.6). En el inventario propio el área cubierta por glaciares de escombros activos e inactivos es de 12,49 km², mientras que en el ING es de 14,19 km², representando este último una superficie un 13% mayor, a pesar de poseer una cantidad menor de geoformas inventariadas. Pero, si consideramos la cantidad y área ocupada por los glaciares de escombros según su grado de actividad, las diferencias entre ambos inventarios son significativas. En el ING se han clasificado como activos un 41% más de geoformas y como inactivos un 81% menos de las mismas.

Se considera que las diferencias entre ambos inventarios, principalmente en la clasificación de glaciares de escombros según grado de actividad (Figura 4.22a), se debe a la subjetividad propia de la técnica, la cual se basa en criterios morfológicos que no siempre tienen una expresión clara en las diferentes geoformas. Por lo cual, es recomendable, para inventarios regionales, la utilización de técnicas radar (InSAR o DInSAR), las cuales permiten cuantificar de manera objetiva el grado de actividad a través de la medición de las magnitudes de desplazamiento (Wang *et al.*, 2017; Villarroel *et al.*, 2018). Errores en la clasificación según grado de actividad de glaciares de escombros puede conducir a interpretaciones climáticas, geomorfológicas e hidrológicas no pertinentes.

Por su parte, la mayor área ocupada por los glaciares de escombros del ING, a pesar de su menor cantidad de geoformas, se debería también a factores propios de la técnica de

mapeo. Principalmente, debido al mapeo del límite superior de estas geoformas, donde se suele considerar el quiebre de pendiente como criterio para delimitar la geoforma. En ocasiones, este quiebre de pendiente no es fácil de identificar en las imágenes satelitales, quedando a criterio del profesional la ubicación del límite superior (Figura 4.22b).

En la provincia de San Juan, a partir de la sanción de la Ley Provincial de Protección de Glaciares (Ley 1844), se ha realizado en el marco de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales el inventario de glaciares y geoformas periglaciales de la cuenca del río San Juan, el cual ha sido finalizado en el año 2018. Desafortunadamente, esta valiosa información no es de acceso público. Por lo cual, no se ha podido realizar comparación del mismo con el inventario propio realizado en este trabajo y/o con el realizado en el ING.

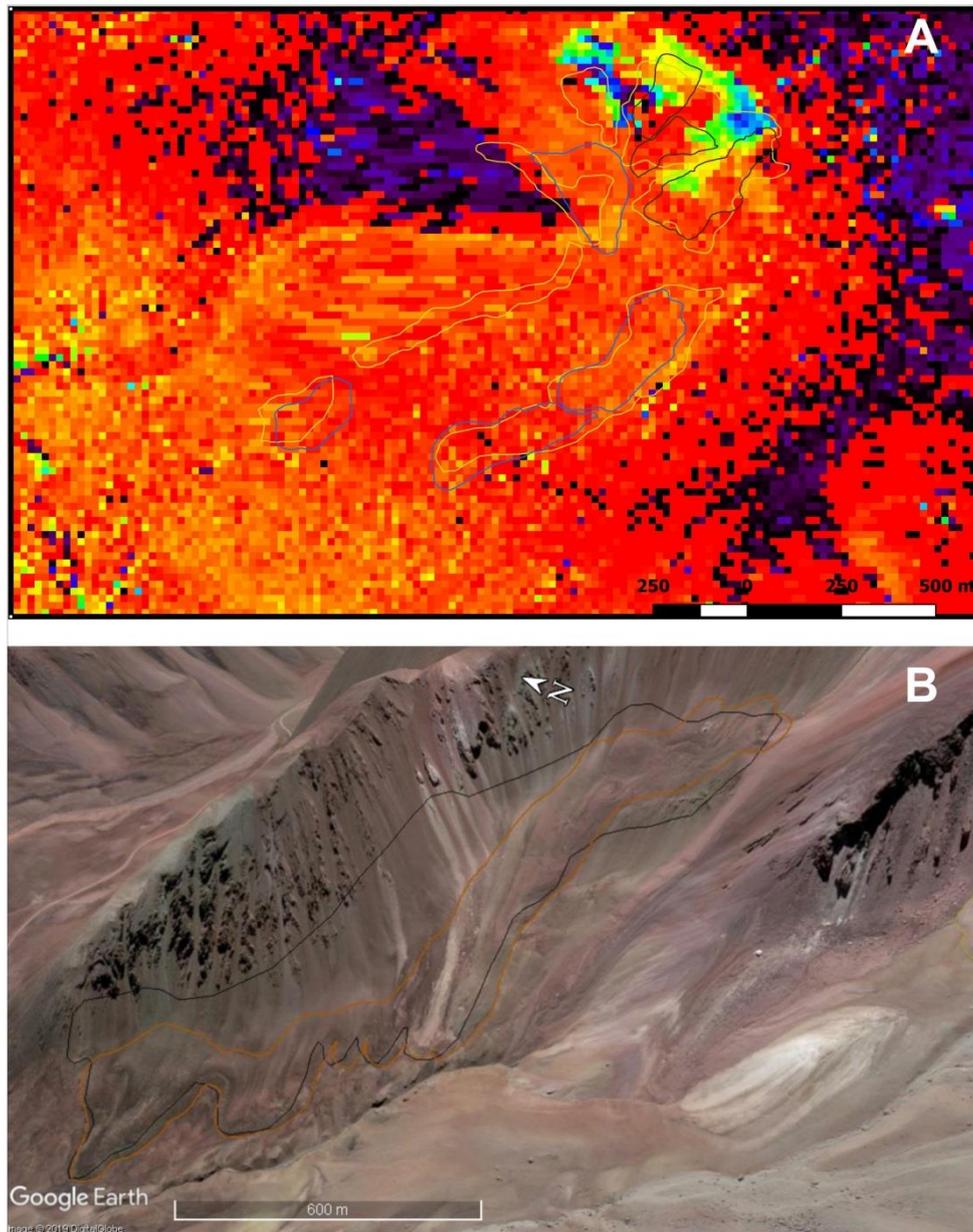


Figura 4.22. A: diferente criterio de clasificación según grado de actividad de glaciares de escombros.

Polígonos negros y polígonos celestes indican glaciares de escombros activos e inactivos, respectivamente, en el inventario propio. Por su parte, los polígonos naranjas indican glaciares de escombros activos en el ING. Nótese la diferencia de clasificación entre ambos inventarios. Evidencias de movimiento en los interferogramas solo son percibidas en las geoformas ubicadas en la cabecera. B: diferencias en el criterio de mapeo del límite superior de glaciares de escombros. El polígono naranja corresponde al inventario propio y en negro al del ING.

4.2.2.2 *Origen de los glaciares de escombros*

Para el área de estudio de este trabajo, se considera que la definición propuesta por Berthling (2011) para glaciares de escombros activos es la más adecuada según las evidencias morfológicas presentes, ya que no presenta una única génesis (glaciar o criogénica). El material detrítico descrito en algunos glaciares de escombros proviene

de depósitos morrénicos (origen glacial) en algunos casos, y en otros de avalanchas de detritos (origen criogénico). Por su parte, en un glaciar de escombros ha sido confirmado el origen criogénico del hielo que actualmente alimenta en la zona de raíz. Mientras que, no ha sido posible la identificación, a través de cortes naturales o prospección geofísica, de hielo de origen glaciar en glaciares de escombros. Sin embargo, no se descarta su presencia, ya que los valores de resistividad que permiten discriminar el origen del hielo se encuentran alterados por la presencia de zonas de alteración hidrotermal.

En el área de estudio un caso particular sucede con uno de los glaciares de escombros respecto a la dualidad de su origen. En la vertiente occidental de la cordillera de Santa Cruz, en la cabecera de la quebrada denominada en este trabajo “Campamento”, se ubican 3 glaciares de escombros identificados como “Campamento I”, “Campamento II” y “Campamento III”. Uno de ellos, el glaciar de escombros “Campamento I” presenta características particulares respecto a su origen. Esta cuenca de pequeñas dimensiones presenta algunos rasgos morfológicos que indican eventos glaciares previos. Tales rasgos son la presencia de aristas, valles colgados, depósitos morrénicos y depósitos glaci-fluviales, entre otros (Figura 4.23).

Mientras que, los rasgos morfológicos del glaciar de escombros muestran una rugosidad muy suave en su mitad inferior, ausencia de estructuras bien desarrolladas de surcos y crestas en forma transversal a la dirección del flujo, presencia de fracturas de tipo extensional en sentido perpendicular al flujo, desarrollo de estructuras de colapso tipo termokarst. Además, en su zona de raíz posee unas estructuras desarrolladas en forma longitudinal, las cuales, en algunos casos podrían tener vinculación con depósitos morrénicos previos (Figura 4.24). Características que si bien no son exclusivas de glaciares de escombros de origen glaciogénico, si serían más recurrentes en este tipo de geoformas.

Pero, al mismo tiempo, existe evidencia en la zona de raíz, sobre la alimentación de nieve/hielo y detrito que indicarían que el origen del mismo es del tipo criogénico. En la Figura 4.25 se puede observar la evolución en 2 años consecutivos (2016-2017) de la zona de alimentación del glaciar de escombros. La acumulación de nieve se produce en bancos de variado espesor con intercalaciones de niveles de detritos. Los primeros son de mucho mayor espesor (decenas de cm hasta 2 m aproximadamente) que los segundos y presentan diferente grado de compacidad. Mientras que, los bancos de detritos también son de variado espesor (1-2 cm hasta unas pocas decenas de cm) y tienen la particularidad de mostrar niveles planos regulares (los más delgados) y otros niveles irregulares (los de mayor espesor). Además, los datos isotópicos (Ver sección 5.7) indican un origen periglacial actual para los bancos de nieve/hielo en la zona de raíz.

Considerando lo descrito anteriormente, se tiene en la zona de raíz una alimentación de hielo del tipo criogénico. Además, esta porción superior del glaciar de escombros presenta una morfología superficial que difiere del sector inferior de la misma geoforma. En el sector inferior, las estructuras descritas podrían haber sido originadas

debido a la existencia de cuerpos de hielo masivo enterrados. Por lo cual, en este trabajo se considera la posibilidad de una dualidad respecto al proceso de fluencia. El cual, se habría desarrollado en primera instancia a partir de la deformación de un núcleo de hielo glaciario, y posteriormente, a través de la deformación de capas de hielo y detrito de origen criogénico. De esta forma, en la génesis de glaciares de escombros, podría existir una dualidad respecto al material (hielo-detrito), y también respecto al proceso de reptación (glacial-permafrost).

Es aconsejable la realización de estudios geofísicos (prospección geoelectrica), que permitan corroborar los posibles diferentes orígenes del hielo y su distribución, inferido a partir del análisis geomorfológico e isotópico.

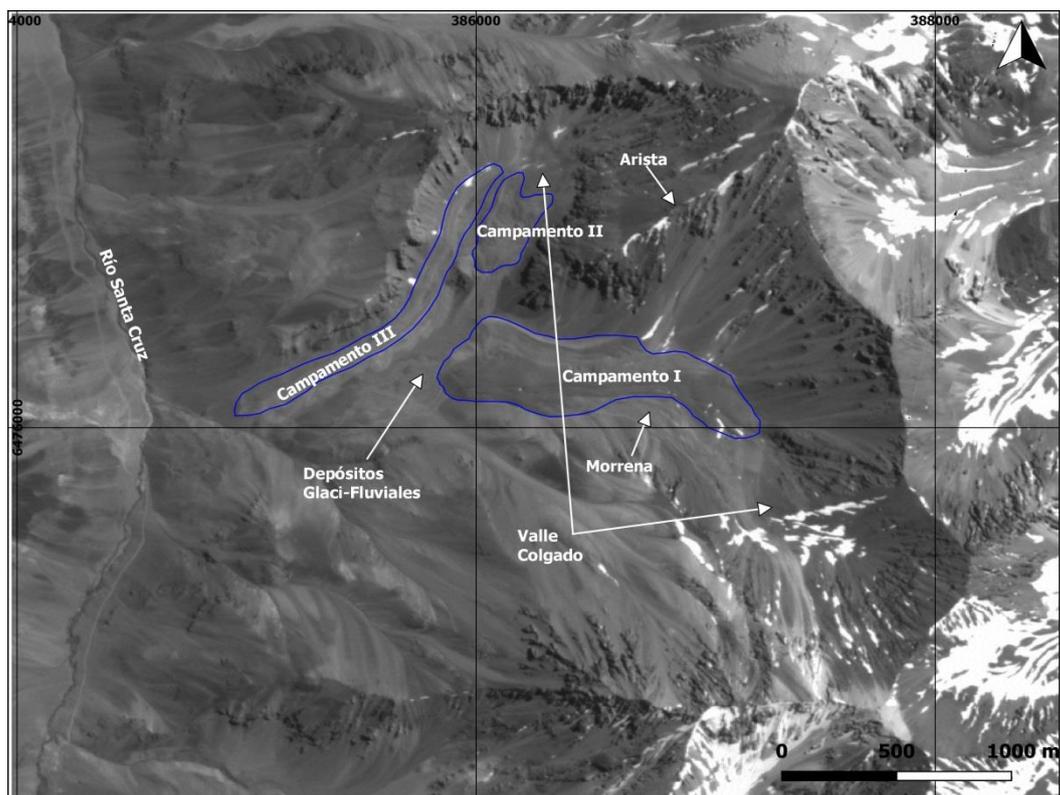


Figura 4.23. Quebrada Campamento e identificación de rasgos morfológicos glaciarios y los glaciares de escombros Campamento I, II y III.

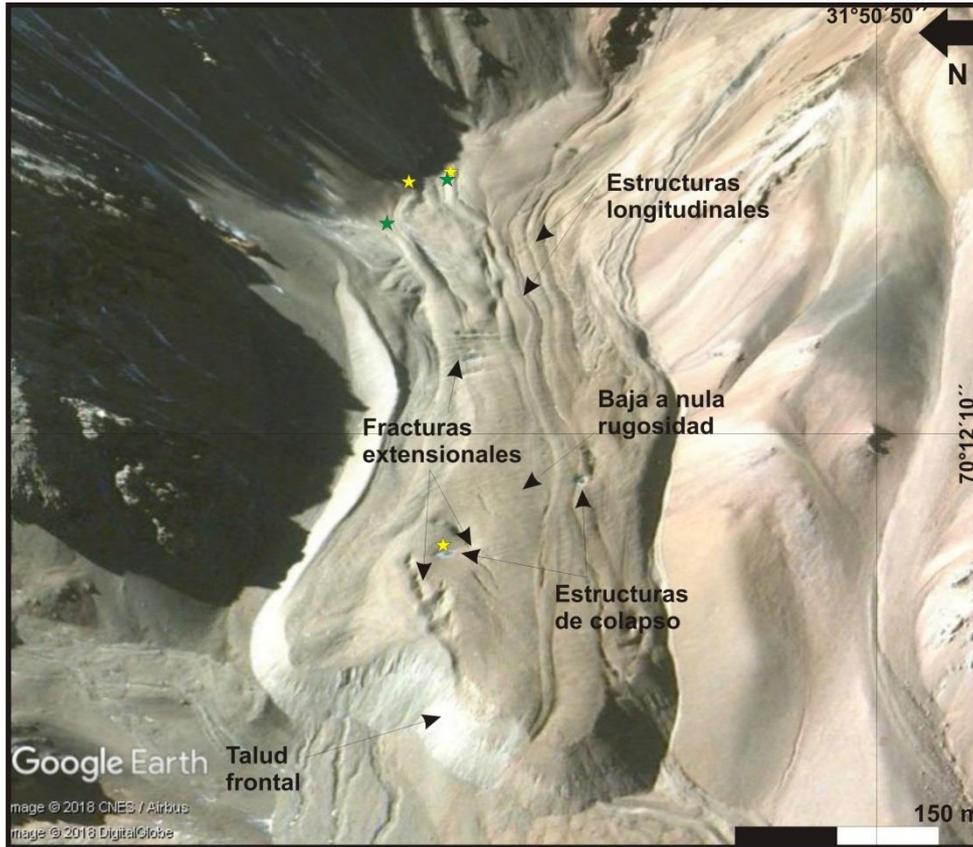


Figura 4.24. Identificación de las principales estructuras en el glaciar de escombros Campamento I. Las estrellas amarillas y verdes indican los puntos de muestreo de isotopía para los veranos 2016 y 2017, respectivamente. Imagen tomada de Google Earth.



Figura 4.25. Evolución de la zona de raíz del glaciar de escombros Campamento I. Las fotografías corresponden a los años 2016 (columna izquierda) y 2017 (columna derecha). En las fotografías superiores (A y B) se tiene una vista general de la zona de raíz. Se puede observar manchones de nieve temporales y bancos de nieve con diferente grado de compactación (flechas rojas). La estrella amarilla, como referencia, indica la misma posición para ambas fotografías. En las fotografías C, D, E y F se muestra mayor detalle de los bancos de nieve y capas de detrito de diferente espesor intercaladas (flechas celestes). Es notorio la estructura plana regular de algunas capas de detritos y la estructura irregular de otras. Las flechas verdes indican los sitios de muestreo para análisis isotópico.

4.2.3 Inventario y caracterización de protalus rampart

Por definición, los protalus rampart son una manifestación del permafrost reptante, por lo que involucran la participación de hielo en su formación. La inferencia del contenido en hielo y la dinámica superficial según rasgos geomorfológicos, son más difíciles de

establecer que en glaciares de escombros. Este trabajo no tiene como objetivo realizar esta diferenciación. Por lo tanto, algunos protalus rampart que se ubican por debajo de la isoterma de 0°C podrían no contener hielo actualmente y haber cesado en su dinámica. Mientras que, al igual que en glaciares de escombros, algunos protalus rampart por encima de la isoterma de 0°C podrían también estar desprovistos de hielo (Figura 4.27).

Para la identificación de estas geoformas se ha considerado principalmente su posición respecto a la ladera, desarrollo del talud frontal, relación ancho/largo y desarrollo de crestas y surcos.

Se han inventariado un total de 210 geoformas consideradas como protalus rampart en el mismo sentido de Barsch (1996) y Scapozza *et al.* (2011), quienes consideran a estas geoformas como manifestaciones incipientes del permafrost reptante en ambiente alpino o glaciares de escombros embrionarios (Barsch, 1982). En conjunto ocupan un área de 1,54 km², lo que representa el 0,36% del total de la cuenca. Mientras que representan el 0,51% del área por encima de la isoterma de 0°C.

La distribución altitudinal de estas geoformas muestra un comportamiento bastante similar al de los glaciares de escombros activos (Figura 4.26). Con un valor medio de 3980 m s.n.m. y una dispersión en torno a los valores centrales un poco más elevada que en glaciares de escombros activos.

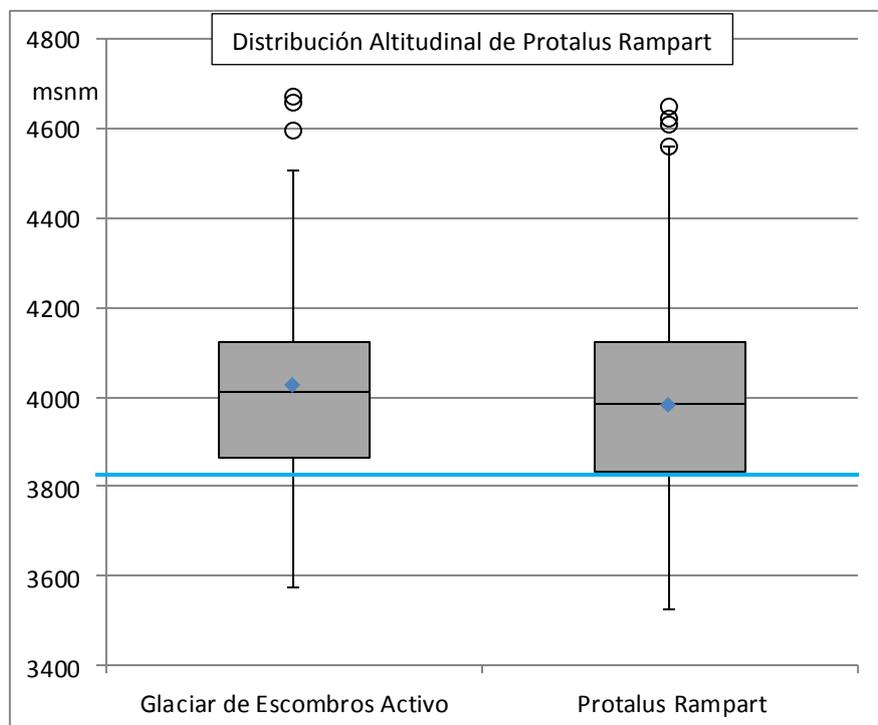


Figura 4.26. Elevación a la base del talud frontal de protalus rampart y glaciares de escombros activos. El rombo azul indica el valor medio para cada categoría. La línea celeste indica la isoterma de 0°C. Los círculos negros indican datos atípicos que exceden en 1.5 el rango intercuartílico.

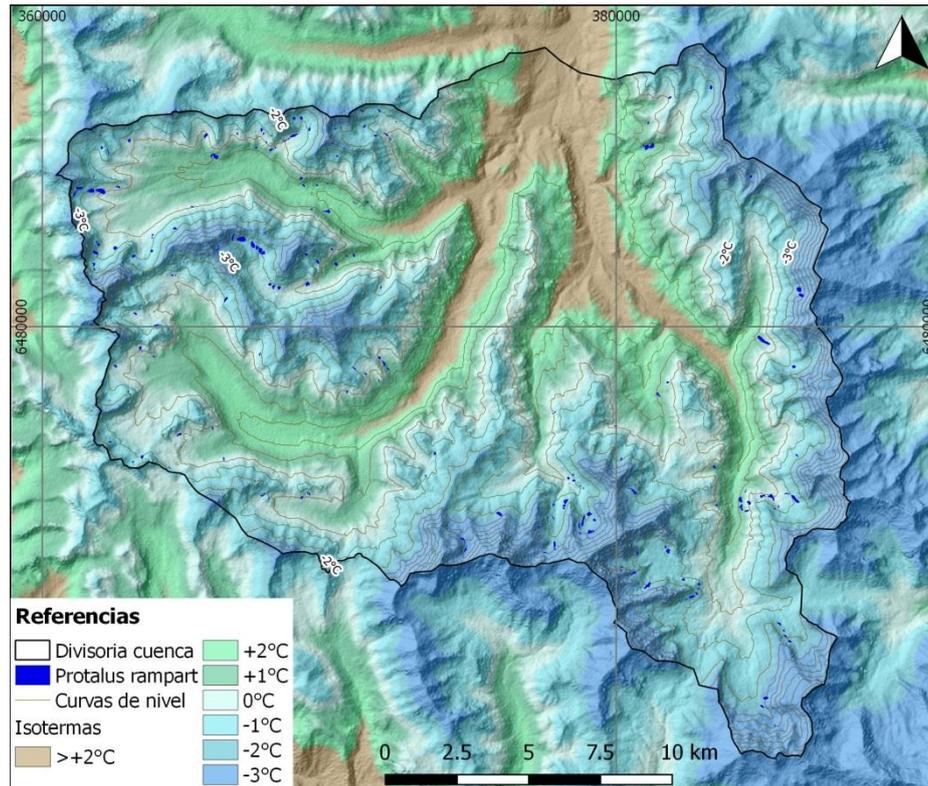


Figura 4.27. Inventario de protalus rampart y su relación con las diferentes isotermas. Nótese algunos protalus rampart con la base del talud frontal por debajo de la isoterma de 0°C.

4.2.4 Inventario y caracterización de morenas

Entre los depósitos de acumulación glaciaria han sido distinguidas las morenas, de las cuales se han diferenciado morenas del tipo basal, lateral, frontal y terminal. Estas geoformas de acumulación en ocasiones pueden contener un núcleo de hielo.

En el área de estudio, las morenas están conformadas principalmente por material de diversa granulometría, desde bloques de varios metros hasta material fino limo-arcilloso, y presentan aspecto caótico, masivo y sin selección. Superficialmente presentan formas redondeadas y se pueden encontrar en el fondo de un valle en forma de U (morenas de fondo), adosadas a las laderas del valle (morenas laterales) o en forma de arco perpendiculares al valle (morena frontal o terminal).

Además, estas geoformas de acumulación pueden presentar superficialmente procesos criogénicos sobreimpuestos. De esta manera es posible observar en ocasiones lóbulos de soliflucción y otras crioformas menores en depósitos morrénicos.

Las morenas poseen una interacción intensa con los procesos y geoformas periglaciales actuales. En algunos casos, las morenas laterales son incorporadas a los glaciares de escombros pasando a formar parte de los mismos. También puede suceder que las morenas laterales queden adosadas al glaciar de escombros pero sin la misma dinámica que estos últimos. Otro caso es el de las morenas frontales o terminales, las cuales pueden actuar como barreras topográficas al desplazamiento de glaciares de escombros.

En este caso, el glaciar de escombros al no poder asimilar el material lo debe “cabalgar” generando deformaciones en la estructura interna del mismo (Ver Capítulo VI).

Las morenas reconocidas en el área de estudio ocupan una superficie total de 6,3 Km², lo cual representa un 1,46% de la superficie de la cuenca. Altitudinalmente se localizan desde los 3350 m s.n.m. hasta los 4380 m s.n.m. aproximadamente (Figura 4.28). Indicando para períodos previos, actividad glaciar hasta elevaciones que hoy en día se encuentran por debajo del cinturón periglacial. Los diferentes niveles de morenas identificados también indicarían distintos pulsos de avance de esta actividad glaciar.

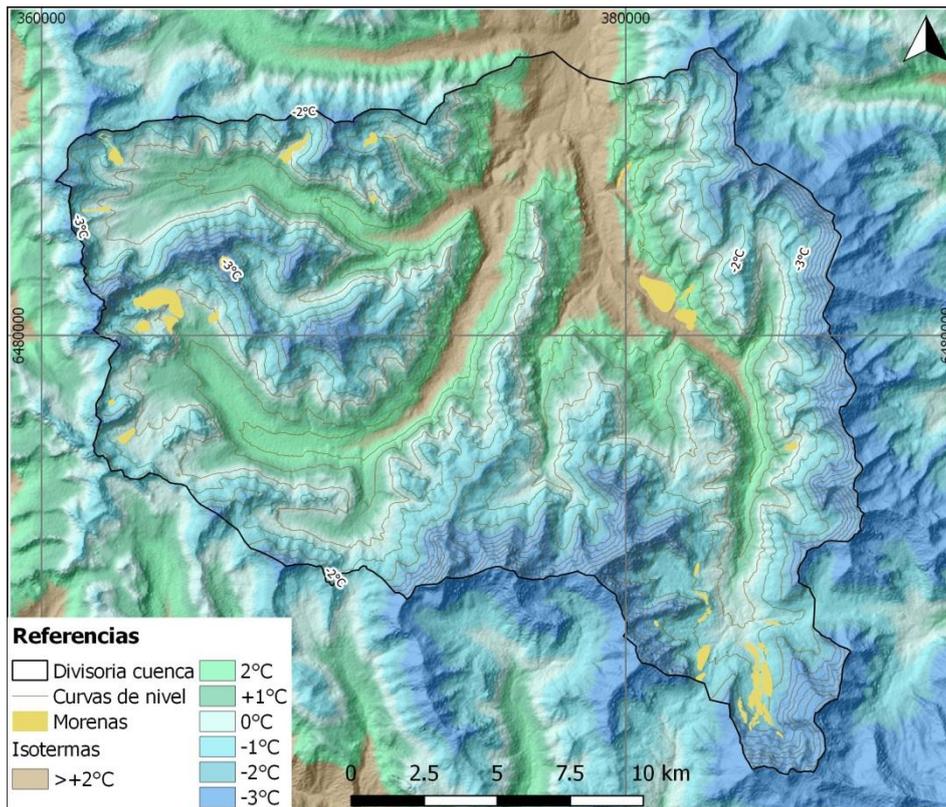


Figura 4.28. Inventario de morenas en el tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz.

4.2.5 Caracterización de laderas con procesos de soliflucción-geliflucción

El proceso de flujo del suelo en regiones frías recibe diferentes denominaciones, entre ellas, crioflucción (Corte, 1953), congeliflucción (Dylik, 1952) y geliflucción (Benedict, 1976).

Corte (1983) indica que el proceso de soligeliflucción se debe a dos movimientos. Un movimiento de reptación o “*creep*” de las partículas individuales en superficie (Washburn, 1979) y un movimiento masivo de toda la capa bajo los efectos del agua de fusión de los lentes de hielo desarrollados durante el congelamiento designado como geliflucción. Este desplazamiento total del “*creep*” de la superficie y de la parte interna (geliflucción) se designa como soligeliflucción (Corte, 1983).

La soligeliflucción adquiere su mejor expresión morfológica en las regiones del permafrost en donde el tope del permafrost hace de superficie deslizante, ya que provee de una capa de materiales finos y a su vez en esa zona es posible la máxima producción de hielo de segregación (Corte, 1983). Si bien estos movimientos en masa no son exclusivos de climas fríos, si son especialmente efectivos bajo condiciones periglaciales (French, 2007). El término geliflucción ha sido propuesto para describir los procesos de soliflucción asociado con suelo congelado (permafrost) (Washburn, 1979). En estas áreas la percolación del agua se ve limitada por el techo de la capa congelada y además la fusión de los lentes de hielo provee agua en exceso que reduce la fricción interna y cohesión del suelo. Estos movimientos superficiales se restringen aproximadamente a los 50 cm superficiales de capa activa y con desplazamientos promedio de 0.5 a 5 cm/año.

Las geoformas resultantes de estos procesos, identificadas en este trabajo como lóbulos de soli-geliflucción, debido a la imposibilidad de diferenciar la presencia o ausencia de permafrost por debajo de ellas, son comúnmente matriz-soporte. Otra característica de estos depósitos es que los clastos mayores tienden a ubicar su eje mayor en forma paralela a la dirección de avance (Harris, 1981).

Las características geomorfológicas producidas por los procesos de soli-geliflucción incluyen láminas uniformes de materiales superficiales localmente desplazados y lóbulos con forma de lengua. El primero de ellos está mejor desarrollado en regiones áridas a semi-áridas donde la ausencia de vegetación permite a la soliflucción actuar de forma uniforme (French, 2007). Corte (1983) añade que la litología es un factor importante en el desarrollo de estas geoformas ya que dependiendo de las diferentes litologías, la criometeorización puede producir granos gruesos o finos. García *et al.* (2017) resaltan la importancia de esta y otras geoformas periglaciales en los Andes áridos e hiper-áridos, ya que debido a su extensa distribución actuarían como reservas de agua de mayor importancia que los glaciares blancos por ejemplo.

En el área de estudio, las laderas con procesos de soli-geliflucción (Figura 4.29), reconocidas en imágenes satelitales o en campo, presentan un área total de 3.66 Km². Altitudinalmente presentan un desarrollo bastante similar al de los glaciares de escombros activos. Es decir, se desarrollan en lo que sería el cinturón de ocurrencia de permafrost discontinuo, entre los 3600 y 4750 msnm aproximadamente. Se desarrollan tanto en la parte alta de las laderas, como en los sectores medio y bajos (Figura 4.30), siendo en general, las del sector más alto las geoformas de mayores dimensiones, llegando a cubrir hasta poco más de 0.7 km².

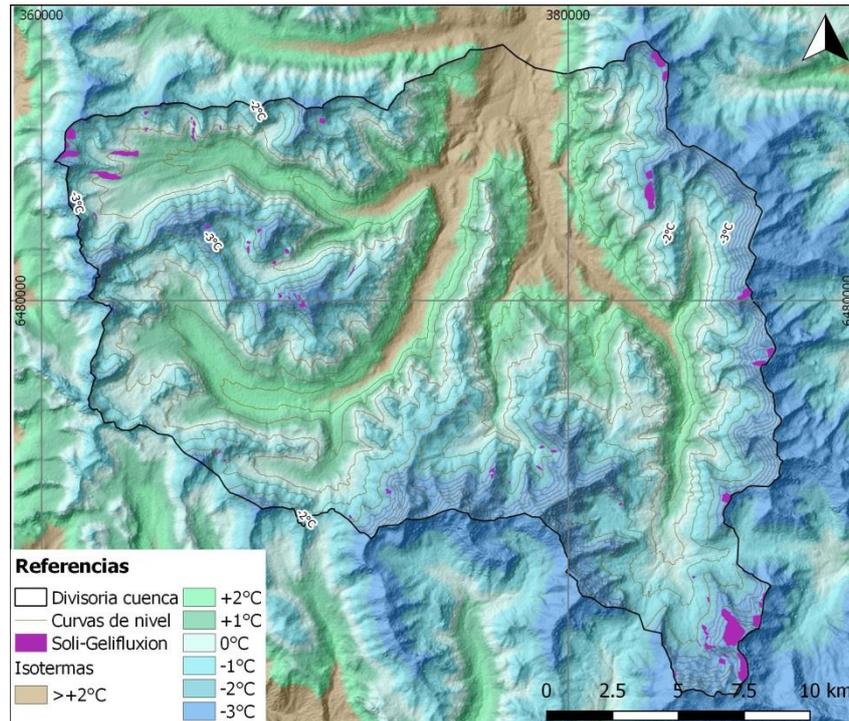


Figura 4.29. Inventario de laderas con procesos de soli-gelifluxión en el tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz.



Figura 4.30. Lóbulos de soli-gelifluxión a la base de una ladera. Las flechas azules indican las zonas de mayor desarrollo de los lóbulos.

4.2.6 Caracterización de deslizamientos

En el área de estudio son frecuentes los procesos de remoción en masa, entre ellos, el deslizamiento de rocas y detritos de la ladera occidental de la cordillera de Santa Cruz sobre el río Santa Cruz que generó el endicamiento del río homónimo y posterior

colapso de la laguna formada, provocando grandes pérdidas, es uno de los más estudiados (Perucca y Esper Angillieri 2009; Penna *et al.*, 2013; Garcés, 2008). Este fenómeno, debido a su magnitud y peligrosidad, generó la necesidad de implementar propuestas de monitoreo en regiones de Alta Cordillera que puedan reducir el impacto de estos procesos naturales y las pérdidas económicas asociadas (Perucca y Esper Angillieri, 2009). Entre las causas que podrían haber contribuido a generar este deslizamiento se encuentran algunos condicionantes periglaciales (Perucca y Esper Angillieri, 2009) e incluso a la degradación del permafrost (Milana, 2016; Tapia y Trombotto, 2016).

Existen además otros deslizamientos en el área de estudio con endicamiento de ríos. Este es el caso del deslizamiento ubicado sobre la vertiente oriental del río Mondaca. En la Figura 4.31 se puede apreciar la cicatriz de arranque o desprendimiento, el material desplazado, el cambio de dirección del río, la generación de terrazas fluviales y la aparición de humedales, generado por el endicamiento parcial del río.

Recientemente, Tapia (2018) ha realizado un inventario completo de los procesos de remoción en masa producidos en afloramientos rocosos en el tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz. Tratando de establecer las evidencias que demuestren una posible génesis vinculada a la existencia de permafrost en las laderas. Para ello ha estudiado en detalle dos cuerpos ubicados sobre una ladera con orientación oeste y altitud de sus coronas sobre el límite del permafrost probable.

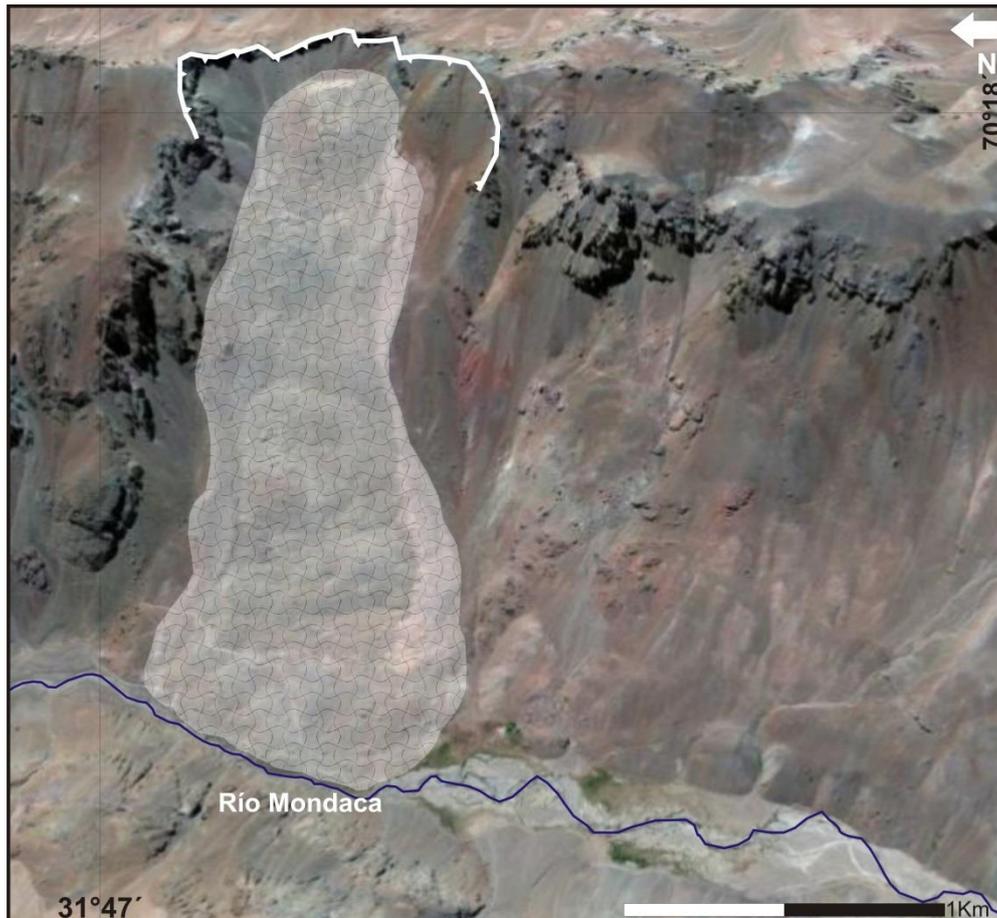


Figura 4.31. Imagen oblicua del deslizamiento en la ladera oriental del río Santa Cruz. En línea blanca se indica la zona de arranque o desprendimiento. Con polígono semitransparente se indica el material transportado. Nótese en color azul la traza del río como cambia su trayectoria debido al semi-endicamiento producido. Aguas arriba (hacia el sur) del deslizamiento el río adquiere diseño meandriforme debido a la disminución de la pendiente. También se observa en colores grises las planicies fluviales y en verde la aparición de humedales.

4.3 Discusiones

Dinámica de glaciares de escombros

Los indicadores geomorfológicos (Roer y Nyenhuis, 2007) tienen una importancia relativa en la diferenciación entre activo-inactivo, activo-fósil o inactivo-fósil. Además, algunos de estos indicadores necesitan ser reconocidos en campo. Por su parte, Azócar (2013) basado en diferentes trabajos previos (Roer y Nyenhuis, 2007; Barsch, 1996; Burger *et al.*, 1999) realiza una adaptación de los criterios geomorfológicos característicos a las condiciones semi-áridas de los Andes. En la Figura 3.22 se observan algunos ejemplos de campo de los criterios utilizados en la clasificación según grado de actividad de glaciares de escombros.

Sin embargo, una de las mayores debilidades de los criterios geomorfológicos es que están basados en evaluaciones subjetivas, careciendo completamente de mediciones cuantitativas de su dinámica. La discriminación entre glaciares de escombros activos y

fósiles suele no tener inconvenientes utilizando criterios geomorfológicos. Pero, la discriminación entre activos e inactivos o inactivos y fósiles muchas veces es compleja debido a que los rasgos geomorfológicos pueden presentar cierta ambigüedad. Por ejemplo, puede suceder que un glaciar de escombros haya cesado su actividad pero que los rasgos superficiales aún no se manifiestan (Villarroel *et al.*, 2018), conduciendo a una clasificación errónea de su grado de actividad con criterios geomorfológicos.

Schmid *et al.* (2015) proponen el uso de dos expertos independientes en la elaboración de inventario de glaciares de escombros y su clasificación según grado de actividad usando criterios geomorfológicos, incluyendo solamente las geoformas reconocidas de igual manera por ambos. Concluyendo que de esta manera se reduce de manera significativa las incertidumbres en el inventario y su clasificación.

Mientras que, otros trabajos intentan solucionar el problema de esta ambigüedad considerando solamente dos categorías, glaciares de escombros intactos (Barsch, 1996), que incluye los activos e inactivos, y glaciares de escombros fósiles o relictos. Sin embargo, este enfoque evita la discriminación entre glaciares de escombros activos e inactivos, que es un factor clave dado que la significancia climática, paleoclimática, geomorfológica e hidrológica es diferente para cada caso (Brenning, 2005). Por un lado, los glaciares de escombros activos se encuentran en equilibrio térmico con el ambiente, o bien, la capa activa mantiene aislado al permafrost de las condiciones climáticas externas por un largo período (Haeberli *et al.*, 2006). Además, si se encuentran en equilibrio térmico pueden conservar e incluso incrementar su hielo interno, mientras que su capa activa actúa como un regulador hídrico, manteniendo el agua en estado sólido durante el invierno para luego liberarla en verano. Por otro lado, un glaciar de escombros inactivo no se encuentra en equilibrio térmico con el ambiente y va perdiendo lentamente su hielo interno por fusión, introduciendo nuevamente el agua en el ciclo hídrico activo.

En este contexto, la medición de los movimientos superficiales de glaciares de escombros es crucial para su correcta clasificación. Sin embargo, las técnicas de medición de campo y las técnicas basadas en imágenes satelitales ópticas también presentan ciertas restricciones según los objetivos de estudio. Mientras que, el uso de sensores remotos activos (técnica DInSAR) aparece como una técnica con alto potencial para los estudios geocriológicos locales y regionales (Villarroel *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2017).

La técnica DInSAR tiene alto potencial en el mapeo de glaciares de escombros y en la determinación de su grado de actividad. Pero, debido a las limitaciones que presenta la técnica radar, la combinación de ambas técnicas (radar y óptica) permite obtener inventarios más completos y fiables (Villarroel *et al.*, 2018). En este trabajo se han utilizado ambos criterios, considerando como activos los glaciares de escombros que presentaban movimiento superficial en los interferogramas.

CAPÍTULO V: ESCORRENTÍA SUPERFICIAL

5.1 Introducción y antecedentes

En la provincia de San Juan, y en general en todas las provincias andinas, existe un amplio desconocimiento sobre la variabilidad espacial y temporal en la distribución de la escorrentía superficial en regiones montañosas. No se conoce con certeza cuáles son los condicionantes climáticos, topográficos, geomorfológicos y geológicos, entre otros, que pueden estar incidiendo sobre la escorrentía superficial. En parte este desconocimiento se debe a la localización en áreas inhóspitas de varias de estas cuencas de alta montaña donde no existen caminos que faciliten su acceso. Asimismo, la falta de poblaciones numerosas localizadas en alta montaña no contribuye al mejoramiento de esta situación.

Los oasis de regadío, donde se asienta la gran mayoría de la población de San Juan, se localizan en los valles, fuera de los cordones montañosos. Los ríos que alimentan estos oasis tienen sus principales tributarios en las regiones montañosas. En general, existe poca conciencia sobre la importancia en la gestión de estos recursos hídricos, excepto en años de sequía.

La medición del derrame anual del río San Juan (el de mayor caudal en la provincia) se realiza en el sitio conocido como Km 101 ($31^{\circ}15'9.2''$ S y $69^{\circ}10'38.4''$ O) a 1264 m s.n.m. en el departamento de Zonda. En este punto el río San Juan colecta las aguas provenientes tanto de Cordillera como de un sector de Precordillera en forma indiferenciada según su origen. De esta forma, tal como se puede observar en la Figura 5.1, el hidrograma correspondiente solo refleja el pico de caudal que responde a la fusión del manto nival a finales de primavera o principios de verano. El resto de las posibles componentes del hidrograma, como pueden ser la fusión de glaciares, glaciares cubiertos, áreas con permafrost y agua subterránea entre otras, son difíciles de poder discriminar.

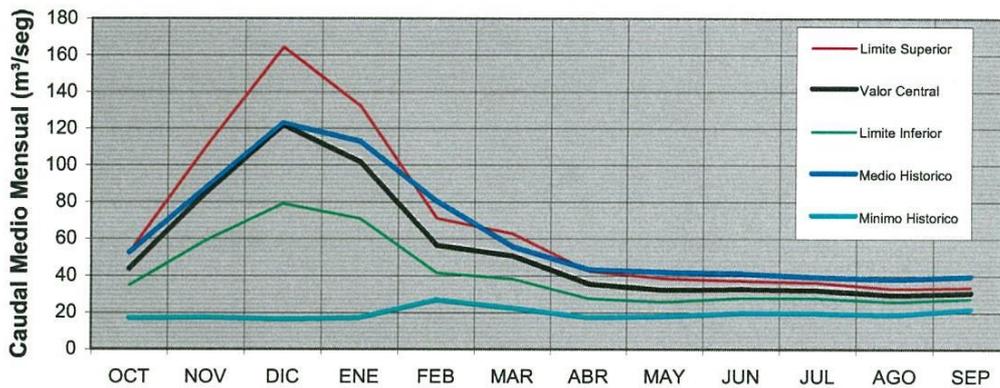


Figura 5.1. Hidrograma correspondiente al ciclo hidrológico Octubre 2015 - Septiembre 2016 en el punto de medición "Km 101" Departamento de Zonda. Para este período el caudal medio fue de $54.5 \text{ m}^3/\text{seg}$. Resalta en el hidrograma el pico de caudal generado por el derretimiento del manto nival a principios de verano (mediados de diciembre). Algunas pequeñas inflexiones (aumento de caudal) se observan en el mes de Marzo. Tomado de la página web del Departamento de Hidráulica Gobierno de San Juan (<http://www.hidraulica.sanjuan.gov.ar/>).

El conocimiento de la disponibilidad de recursos hídricos, tanto espacial como temporalmente, es un elemento clave en la gestión del territorio. Si bien en las zonas bajas de los valles se utiliza el agua indiferentemente de su origen, cambios globales en el sector cordillerano pueden provocar modificaciones en los hidrogramas. En la región cordillerana se realizan actividades, tales como emprendimientos turísticos, obras civiles, extracción de recursos naturales, que necesitan utilizar agua para su desarrollo.

Algunos modelos de simulación basados en aumento de concentración de CO_2 (gas de efecto invernadero) para las próximas décadas muestran grandes cambios en la temperatura del aire a lo largo de la cordillera de Los Andes. Incrementándose este cambio con la elevación en todas las latitudes. Por lo que los cordones montañosos que se extienden en la tropósfera baja serían los que sufrirían las mayores consecuencias (Bradley *et al.*, 2004). Estos incrementos de la temperatura del aire tendrían severas consecuencias en el ciclo hidrológico, particularmente en regiones donde el suministro de agua es dominado por el derretimiento de nieve y hielo. En este escenario climático más cálido, y particularmente más cálido aún en regiones montañosas, se esperan menores precipitaciones invernales en forma de nieve y derretimiento más temprano (principios de primavera). Estos efectos producirían un cambio en el pico de descarga de los ríos hacia los finales de invierno o principios de primavera, alejándose del verano y otoño donde la demanda es mayor (Barnett *et al.*, 2005).

Considerando esta situación, en los Andes de la cordillera de San Juan son muy escasos los estudios hidrológicos que permitan conocer las diferentes fuentes de aporte al caudal de los ríos cordilleranos y su variación espacial y temporal. Schrott (1991) fue uno de los primeros en estudiar la hidrología del permafrost de montaña y señala que la fusión de suelos congelados podría jugar un rol importante, especialmente en montañas áridas y semiáridas de Argentina. Según este autor, el caudal anual en la cuenca de Agua Negra para el ciclo hidrológico 1990-91 fue de 324 l/s , con valores máximos en el mes de Diciembre de hasta 1344 l/s . Las mediciones de verano en el glaciar de escombros

activo Dos Lenguas muestran un caudal mínimo de 5-8 l/s. Extrapolando estos valores al resto de los glaciares de escombros activos de la cuenca, se tendría un caudal que equivaldría al 13% del flujo total medio para los meses de verano. Esto sin considerar otras fuentes potenciales de agua en áreas de permafrost, las cuales podrían incrementar significativamente esos valores

También en la misma cuenca de Agua Negra, Barsch *et al.* (1994) realizan un análisis de las variaciones diurnas y anuales del transporte de sedimento fluvial. Obteniendo caudales medio de 350 l/s y picos de hasta 1500 l/s, mientras que el total de sedimento en suspensión fue del orden de 249 Tn. Además, algunos tramos del cauce presentan una disminución en su caudal debido a evaporación e infiltración en materiales glaciarios gruesos. Por su parte, Milana (1998) aplica en la cuenca del río Colorado (Andes Centrales) un modelo de balance de energía en la interfase aire-hielo para simular los caudales. Indicando una marcada similitud entre la curva de caudal de los ríos alimentados por fusión de hielo y/o nieve y la curva de energía absorbida por el sustrato.

Wetten y Victoria (2011) realizan un análisis crítico de la importancia atribuida a los glaciares en la conformación del caudal base de los ríos, destacando la participación del agua subterránea, muchas veces olvidada en los estudios hidrológicos de cordillera, en el caudal de los ríos. Sin embargo, en el análisis regional que realizan de la cuenca del río San Juan, las mediciones de base que utilizan son tomadas en el ya mencionado "Km 101", ubicado en la parte baja de la cuenca, donde el agua de diversos orígenes (nival, glacial, periglacial, subterránea) es difícil de discriminar. Atribuyendo solamente la diferencia de caudales entre los ríos a la descarga y/o recarga de los acuíferos. El análisis de detalle de los caudales en cuencas pequeñas en los alrededores del proyecto Veladero (Wetten y Victoria, 2011), si bien presenta información valiosa, no se acompaña de un mapa geomorfológico de detalle que permita identificar las geoformas glaciares y periglaciares en cada una de estas cuencas. Además, no se considera en la conformación de los caudales la participación de la capa activa en una zona con permafrost.

Más recientemente, con el objetivo de realizar los primeros estudios sobre cuencas hidrogeológicas en ambiente periglacial, Mendoza (2016) caracteriza algunas cuencas subterráneas en el tramo superior del río Santa Cruz. Además, Mendoza *et al.* (2016) analizan la distribución espacial de la escorrentía específica y su relación con factores hidrogeológicos y fisiográficos en el tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz, identificando una correlación positiva entre la altura media de las subcuencas y los valores de escorrentía específica calculados.

5.2 Valores de caudales de estaciones de monitoreo proyecto Pachón

5.2.1 Estaciones de monitoreo proyecto Pachón

El proyecto Pachón (ente privado) cuenta con una serie de mediciones de caudal en los 3 principales cursos fluviales del área, estos son el río Santa Cruz, río Pachón y río Mondaca (Figura 5.2). Estas mediciones se realizaron desde el año 2003 hasta el año 2015, pero solamente entre los meses de Noviembre a Mayo en el registro más completo. Los datos, expresados como valores mensuales promedio, corresponden a mediciones puntuales solamente. El método de aforo ha sido a través del molinete hidrométrico.



Figura 5.2. Ubicación de las estaciones de monitoreo de caudales del proyecto Pachón.

5.2.1.1 Estación río Santa Cruz

Sobre el río Santa Cruz existen dos puntos de monitoreo, denominados SC y 53CRU, ambos localizados en las cercanías del punto de cierre de la cuenca considerado en este trabajo. El primero de ellos (SC, 3060 msnm) se localiza unos 900 metros aguas arriba de la confluencia con el río Pachón, y a unos 2,3 km aproximadamente del punto de cierre de cuenca. Mientras que el otro punto de monitoreo (53CRU, 3010 msnm) se localiza a 3,5 km de distancia, aguas abajo, del punto anterior, y unos 400 m aguas abajo de la confluencia del río Carnicería en el río Santa Cruz. Por lo que entre ambos puntos de medición, el segundo de ellos colecta las aguas provenientes del río Pachón y río Carnicería.

En la Figura 5.3 se observa el hidrograma del río Santa Cruz en sus dos puntos de monitoreo (SC - 53CRU). Como una de las características más importantes resalta el caudal pico en los meses de diciembre (siempre que haya sido aforado) al igual que el hidrograma del río San Juan y un comportamiento diferente respecto a los caudales entre los años 2007-2010 y 2010-2015, estando el segundo período caracterizado por caudales menores. En el período noviembre 2007 a marzo 2010 los caudales picos tienen valores entre 5.3 y 5.9 m³/s para el punto 53CRU y valores cercanos a la mitad (2.6-3 m³/s) para el punto SC. A partir del pico de caudal en Diciembre de 2009 se produce un descenso en la curva similar a una curva de agotamiento para un ciclo hidrológico. Pero este período de descenso (Diciembre 2009-Abril 2011) abarca más de un ciclo hidrológico y se corresponde con el inicio de la sequía hídrica que se extendió durante 5 años (2010-2015) con epicentro en 2010 (Poblete y Minetti, 2017). Para este período de sequía, los caudales caen aproximadamente a la mitad de los registrados en el período anterior, manteniéndose en diciembre (cuando ha sido aforado) los picos de caudales máximos.

Regionalmente, esta sequía se extendió a todas las cuencas al norte de los 38° latitud sur, con una duración media de 67 meses y alcanzando condiciones extremas en 14 de las 15 cuencas de los Andes Centrales. Esta condición probablemente se debió a un enfriamiento en el Océano Pacífico tropical que se asemejó a las condiciones de La Niña, lo que generó una disminución de las nevadas en los Andes debido a la actividad frontal suprimida (Rivera *et al.*, 2018).

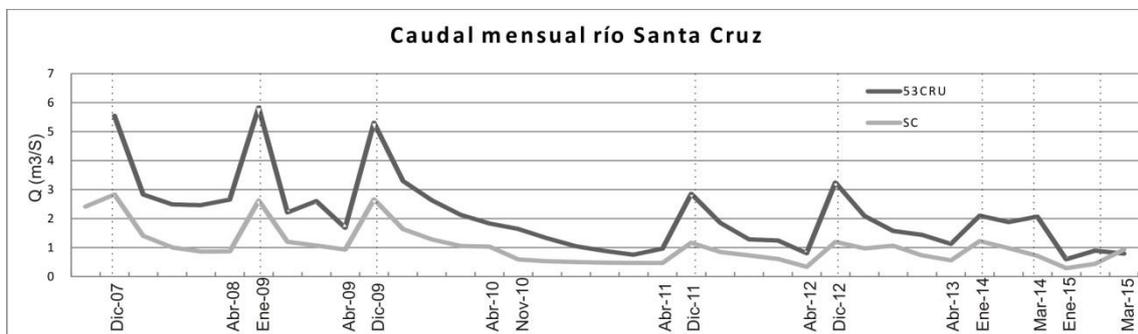


Figura 5.3. Hidrograma mensual del río Santa Cruz. En tonalidades de grises se diferencian los dos puntos de monitoreo mencionados en el texto. En línea punteada se indica el pico de caudal para cada ciclo de los meses aforados.

Durante el período, 2007-2010, sin sequía, el caudal registrado en SC, que colecta las aguas del tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz, representa en los caudales máximos (diciembre) entre el 45% y 50% del caudal medido en 53CRU. Mientras que, en los períodos de caudales bajos representa entre el 33% y 55% dependiendo del año. El área cubierta por la cuenca en el punto de cierre SC, ocupa aproximadamente una tercera parte (36%) del área cubierta por la cuenca en el punto de cierre 53CRU.

En el primer caso, debido a que los picos de caudales máximos están asociados a la fusión temprana de la nieve a fines de primavera o principios de verano, estaría indicando que un porcentaje importante (cercano al 50%) de la nieve caída en la cuenca

se concentra en este sector, que es un tercio del área total. Esto estaría en concordancia con las mayores elevaciones de la región, las cuales se encuentran sobre la ladera occidental de la cordillera de Santa Cruz y en la divisoria de cuenca sur. En la Figura 5.4 se observa la curva hipsométrica para ambas cuencas, donde la altitud de frecuencia media es de 4003 y 4077 m s.n.m. para 53CRU y SC, respectivamente. Lo cual indica presencia de mayores elevaciones en esta última cuenca.

Por su parte, en la época de caudales bajos (Marzo-Abril), donde la mayor influencia de la capa nival ha quedado atrás y la curva de caudales va buscando su curva de agotamiento, la variabilidad de 33% a 55% podría explicarse por la persistencia en algunos años de manchones de nieve en nichos topográficos hasta finales del verano.

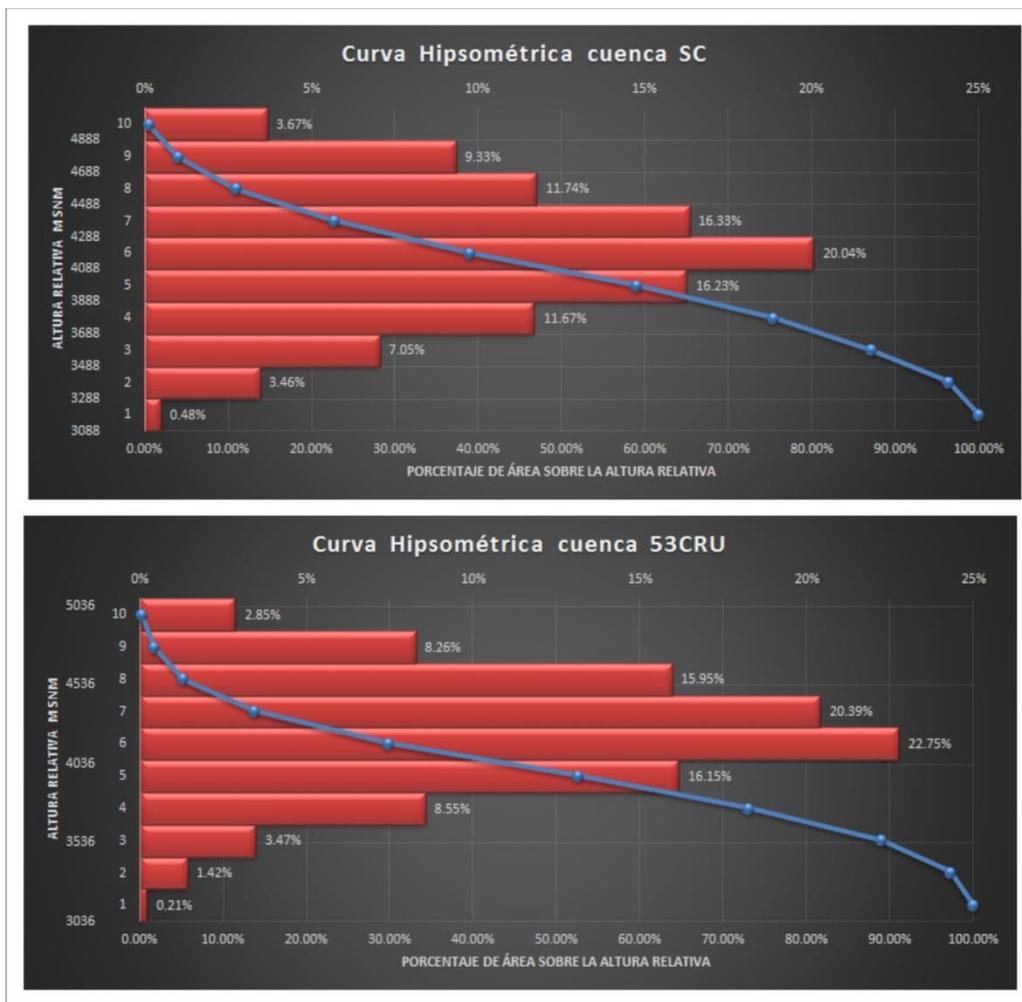


Figura 5.4. Curva Hipsométrica para las cuencas con punto de cierre en los puntos de monitoreo de caudales SC y 53CRU.

En el período de sequía, los caudales pico (Diciembre 2011/12) representan el 40% del flujo total. Mientras que, durante los caudales bajos llega a representar hasta el 63% (Marzo 2011).

La capa de nieve acumulada durante el invierno actúa como una barrera aislante del terreno (Ishikawa, 2003; Bodin *et al.*, 2010b; Apaloo *et al.*, 2012). Evitando el

enfriamiento del mismo durante la estación fría, como así también el aumento de temperatura durante la estación cálida mientras persista la misma. Por lo cual, una vez derretida la capa de nieve, la onda térmica puede penetrar en el terreno. En épocas de sequía, donde el espesor de la capa de nieve acumulada es menor, su rápida fusión a fines de primavera o principios de verano permitiría una penetración más profunda de la onda térmica en el terreno. Esto generaría que el hielo presente en capa activa y en el techo de permafrost, de una zona con permafrost discontinuo, pueda derretirse y escurrir hacia los cauces fluviales. Este proceso podría en parte explicar el importante aumento en el porcentaje de agua medido en el punto SC en época de sequía al finalizar la estación de verano.

Otro aspecto muy importante a destacar del hidrograma de la Figura 5.3 es la pequeña inflexión (aumento) en la curva de caudales en los meses de marzo-abril principalmente. Debido a que la fusión nival desde su pico de caudal en diciembre muestra un comportamiento decreciente, este pequeño aumento de caudal debería responder a otras fuentes dentro de la cuenca. En este sentido, el descongelamiento de capa activa, el cual presenta un retardo respecto a la fusión nival, en las regiones con permafrost discontinuo hacia finales del verano sería una posible fuente de agua.

Los datos de temperatura del aire (Ver Sección 3.4) registrados para enero de 2015, donde el caudal aportado por el tramo superior del río Santa Cruz alcanzó el valor máximo de 66%, fueron los más altos para ese año y también el más alto para ese mismo mes en todo el período de medición (2009-2015). Mientras que marzo 2011, el otro período con porcentaje de caudal alto para el tramo superior del río Santa Cruz, no presenta valores de temperatura del aire que sean relativamente altos.

5.2.1.2 Estación río Pachón

La cuenca del río Pachón cuenta con 4 estaciones de monitoreo localizadas en la parte alta, media y baja de la misma. La estación PA (3550 m s.n.m.) se localiza en la zona de cabecera de la cuenca, 1.4 km aguas abajo de la confluencia de diversos afluentes que dan origen al río Pachón (Figura 5.2). En el sector medio de la cuenca se encuentran dos estaciones, 35PAC (3360 m s.n.m.) y 41PAC (3200 m s.n.m.) separadas unos 3.4 km. Esta última estación se ubica unos 500 metros aguas arriba de la confluencia del río Mondaca, el principal afluente de esta cuenca. La última estación, denominada CA1 (3055 m s.n.m.), se ubica casi en el punto de cierre de la cuenca, a unos 100 metros de la confluencia en el río Santa Cruz.

La primera (PA) y la última (CA1) estación son las que presentan registro de datos más extendido, desde diciembre 2003 hasta marzo 2015. Mientras que las otras dos estaciones (35PAC-41PAC) tienen un registro que cubre el período de marzo 2007 a marzo 2015.

En la Figura 5.5 se observan los hidrogramas correspondientes a los 4 puntos de monitoreo. Al igual que en los aforos sobre el río Santa Cruz, los caudales máximos se

concentran en el mes de diciembre y para el año 2007 en el mes de noviembre. El punto CA1 indica que a la salida de la cuenca se tiene un caudal máximo en diciembre de aproximadamente $2 \text{ m}^3/\text{s}$ y un caudal entre $0,6\text{-}0,8 \text{ m}^3/\text{s}$ para el período marzo-abril. Este comportamiento se mantiene para el período 2003-2010, luego con el inicio de la sequía mencionada anteriormente los caudales se reducen a prácticamente la mitad de sus valores normales.

Por su parte, los meses de marzo-abril presentan, dentro de un comportamiento descendente de la curva de caudales, unas pequeñas inflexiones (aumento de caudal) debida a la fusión tardía de manchones de nieve o más probablemente a la fusión de capa activa al finalizar el verano.

Durante el período de sequía (2010-2015) se observa una disminución casi constante en los caudales durante dos años (diciembre 2009-diciembre 2011). También se observa para el verano del año 2011 que los caudales medidos en la cabecera de la cuenca (PA) son muy similares a los medidos en el tramo medio de la misma (35PAC-41PAC), indicando que para este período el caudal del río se sustenta prácticamente por el aporte en la cabecera de la cuenca. También es posible observar que el tramo sobre el río Pachón que va desde el punto 35PAC a 41PAC entrega mayor volumen de agua que el tramo desde PA hasta 35PAC, el cual es más largo y se encuentra a mayor elevación.

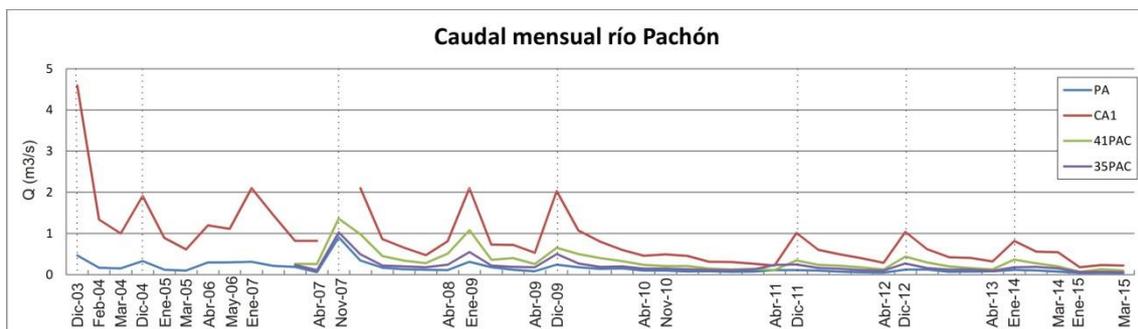


Figura 5.5. Hidrograma mensual del río Pachón. En color se diferencian los hidrogramas correspondientes a los diferentes puntos de monitoreo. En línea punteada se indica el pico de caudal para cada ciclo de los meses aforados.

5.2.1.3 Estación río Mondaca

Sobre el río Mondaca, que es el principal afluente del río Pachón, existe un solo punto de monitoreo, llamado MON (3200 msnm), que se localiza unos 500 m aguas arriba de la confluencia con el río Pachón. Este punto de monitoreo estuvo operativo desde diciembre 2003 hasta marzo 2015.

En la Figura 5.6 se observa el hidrograma correspondiente al punto de monitoreo MON, localizado a la salida de la cuenca. Al igual que el resto de las estaciones de monitoreo, se observa un cambio en el volumen de los caudales a partir del año 2010. Además, se conserva también diciembre como el mes de los máximos caudales. Los cuales pueden

llegar hasta valores cercanos a $2 \text{ m}^3/\text{s}$, similares a los caudales entregados por el río Pachón.

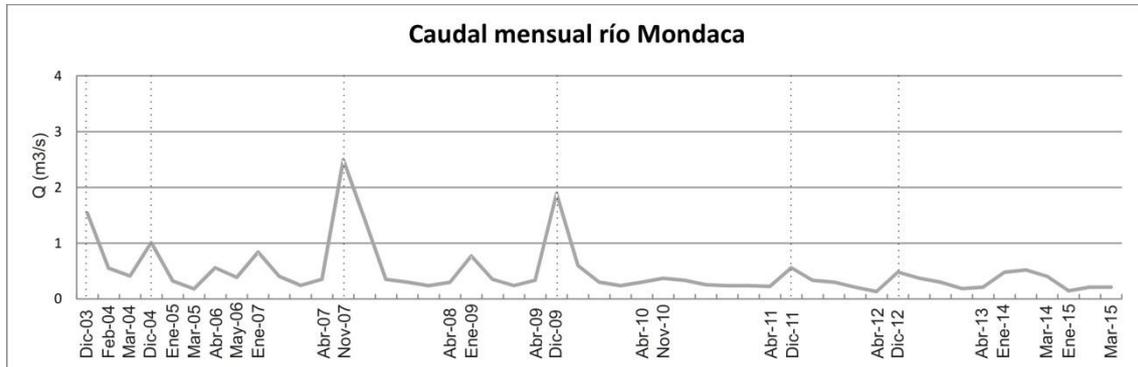


Figura 5.6. Hidrograma mensual del río Mondaca. En línea punteada se indica el pico de caudal para cada ciclo de los meses aforados.

5.2.1.4 Procesos efluentes - influentes

Los puntos de monitoreo 41PAC y MON se ubican a escasa distancia de la confluencia de los ríos Pachón y Mondaca, mientras que el punto CA1 se ubica unos 4.5 km aguas abajo de dicha unión (Figura 5.2). Entre estos puntos de medición, las zonas de posible aporte superficial de agua son muy escasas. Además, debido al corto recorrido, la evaporación también tendría un rol insignificante. Por lo tanto, las diferencias de caudales, por exceso o por defecto, se deberían principalmente a procesos de infiltración (defecto) o descarga del acuífero (exceso) (Figura 5.7). En general se tiene un comportamiento influente del río, es decir, pérdida por infiltración, pero sin que haya un patrón de comportamiento claro. Las épocas de marzo-abril 2011 y enero-febrero 2015 serían las de mayor grado de ocurrencia de procesos de infiltración.

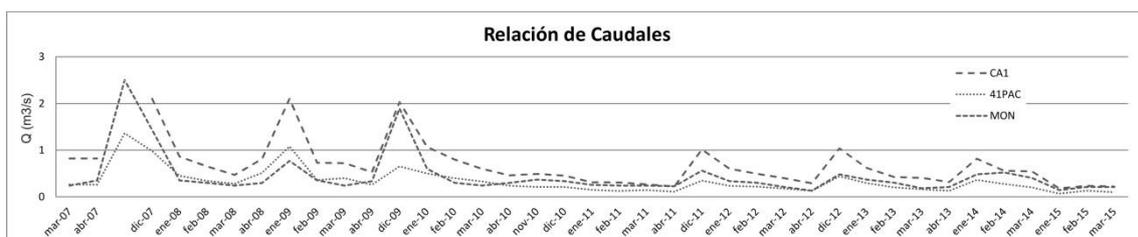


Figura 5.7. Hidrograma en los puntos de monitoreo CA1, 41PAC y MON. Entre el primero de ellos y los 2 últimos se puede establecer el comportamiento efluente o influente del río.

Si bien en este sector predominan los procesos de infiltración, Mendoza *et al* (2017) indican que en la zona de cierre de la cuenca predominan los procesos de descarga de agua subterránea en superficie. Lo cual se pone de manifiesto por la gran abundancia de vegas cordilleranas (humedales), las cuales estarían indicando la posición de intersección entre el nivel freático y la topografía superficial.

5.3 Metodología de aforos realizados

Durante el mes de febrero del año 2015 se realizaron una serie de aforos en diferentes puntos del río Santa Cruz, Pachón y Mondaca y algunos de sus afluentes. Estos aforos han sido realizados con el objetivo de densificar los puntos de medición sobre los principales cauces y también analizar el comportamiento de algunos afluentes. Dependiendo de las condiciones topográficas, características del cauce y altura de la lámina de agua, se realizaron aforos mediante molinete hidrométrico, aforo volumétrico, por flotador o aforo químico. También se han realizado aforos en pequeños manantiales a los pies de glaciares de escombros.

Método de molinete hidrométrico

Este método consiste en la medición de la velocidad del agua de forma directa a través del uso de molinete hidrométrico. Este aparato mide el número de vueltas que da la hélice durante un tiempo determinado, con un contador constituido de un imán y de un detector magnético que registra las vueltas o revoluciones. La velocidad del agua V se calcula a partir de las fórmulas, siempre experimentales y específicas para cada molinete en función del número de vueltas que da la hélice. El molinete proporciona una medición del caudal del río puntual en el espacio, en un punto de la vertical donde se hace el aforo, y en el tiempo, el momento o instante en que se hace el aforo.

Para el método de molinete hidrométrico se utilizó un molinete marca SIAP previamente calibrado. Por cada punto de medición se elaboró una ficha con la identificación o ID del punto, las coordenadas del lugar, fecha y hora, persona que efectuó el aforo, número de hélice utilizada y su ecuación de velocidad respectiva, ancho total del cauce, estado atmosférico, referencia del punto de aforo y por último, observaciones.

Para obtener una precisión adecuada del caudal a medir, el ancho de la lámina de agua fue dividida en 10 o más secciones (en la mayoría de los puntos de medición), para que de esta forma el caudal que circula por cada franja de medición no supere el 10% al 15% del flujo total. Además, la cantidad de mediciones verticales de velocidad varían dependiendo de la profundidad del lecho. Realizando hasta 5 mediciones (fondo, 0.8h, 0.6h, 0.2h y superficie) sobre la misma vertical. En los sectores donde la lámina de agua es muy pequeña se ha realizado una sola medición. La velocidad media de cada vertical (V_i) ha sido calculada según las fórmulas estandarizadas para 1, 2, 3 y 5 puntos. Mientras que, la velocidad de cada sección, delimitada por dos verticales consecutivas (V_m) se ha obtenido aplicando el método de la sección media:

$$V_i = V_{0.6}$$

$$V_i = ((V_{0.2} + V_{0.8}) / 2)$$

$$V_i = ((4V_{0.2} + 2V_{0.6} + 4V_{0.8}) / 10)$$

$$V_i = ((V_s + 3V_{0.2} + 2V_{0.6} + 3V_{0.8} + V_f) / 10)$$

$$V_m = (d_2 - d_1) * ((h_1 + h_2) / 2) * ((V_1 + V_2) / 2)$$

Siendo; h la profundidad de cada vertical; $V_{0.2}$, $V_{0.6}$ y $V_{0.8}$ las velocidades registradas a profundidades respectivas de h; V_s y V_f son las velocidades registradas en superficie y fondo de cada vertical respectivamente; V_i la velocidad de cada vertical y V_m la velocidad media de cada sección

Se han seleccionado tramos del río que sean lo más recto posible y sin presencia de bloques que generen turbulencia, dentro de lo posible. En ocasiones se han aprovechado estaciones de aforo permanentes construidas en cemento o chapa metálica, pertenecientes al proyecto Pachón. En estos casos, la sección de aforo se ha establecido sobre la entrada a las mismas.

Método de aforo químico por inyección instantánea

Este método consiste en introducir un trazador químico no presente de forma natural en el agua del río, con una concentración y masa conocida, y observar su evolución a lo largo del tramo fluvial investigado. En un sector del río se introduce un volumen conocido del trazador con una concentración conocida. En la sección de observación se mide la concentración del trazador en el agua desde el primer instante en que se inicia el experimento. Puede existir una C_0 concentración inicial del trazador en el agua del río que debe ser considerada.

El método de aforo químico por inyección instantánea se ha aplicado en las nacientes del río Santa Cruz. Esta técnica resulta muy efectiva en cauces con flujo turbulento y de bajo caudal, donde el método de molinete no es recomendado. Si el método es aplicado correctamente se obtienen resultados con exactitudes similares a los otros métodos de aforo. Como sustancia trazadora, se utilizaron 3 litros de solución de NaCl con una concentración de 110 g/l. La determinación de los puntos de inyección y muestreo fueron definidos en forma empírica mediante ensayos con inyección instantánea de colorante artificial. El intervalo de tiempo entre muestras fue determinado considerando el tiempo de tránsito de la pluma colorante artificial. El análisis químico de las muestras ha sido realizado en laboratorio, mediante la técnica de titulación con $AgNO_3$.

El caudal se determinó a través de la siguiente fórmula:

$$Q = (C_1 * V_1) / \Sigma (C_i - C_0) \Delta t; \text{ Siendo}$$

C_1 y V_1 la concentración de ion cloruro en la solución trazadora y el volumen inyectado, respectivamente

C_0 la concentración inicial de ion cloruro

C_i la concentración variable en función del tiempo

En campo se seleccionó un tramo recto del arroyo para la realización del aforo. En primera instancia, se hizo el vertido de colorante artificial (el mismo volumen que la solución trazadora de NaCl a utilizar) y se controló la distancia a la cual la pluma colorante se ha mezclado homogéneamente. Se tomó esta distancia (13 metros) como la separación entre la inyección instantánea y la toma de muestras. También se midió el tiempo de tránsito de la pluma colorante y se estableció el intervalo de tiempo entre muestras sucesivas en 5 segundos.

Un volumen (V_1) de solución de cloruros de concentración (C_1) se inyecta instantáneamente a la corriente de agua; la concentración de cloruros (C_2) en el punto de muestreo será variable en función del tiempo. Si consideramos que la cantidad de cloruros inyectada a la corriente es la misma que pasa por el punto de muestreo. Por la ley de la conservación de la masa se tiene:

$$V_1 C_1 = V_2 C_2 \quad \text{donde la concentración } C_2 \text{ cambiará respecto al tiempo}$$

$$V_2 C_2 = \int C_2 dV \quad \text{Como } Q = V/t \quad V = Q t \quad \text{entonces } dV = Q dt, \text{ por lo tanto}$$

$$V_1 C_1 = \int C_2 Q dt = Q \int C_2 dt$$

$$Q = V_1 C_1 / \int C_2 dt$$

El área bajo la curva de la integral $\int C_2 dt$ es igual a:

$$\int C_2 dt = \sum c \Delta t$$

Así para calcular el caudal se puede utilizar la siguiente expresión:

$$[1] Q = V_1 C_1 / \sum C \Delta t, \text{ restando de } C, \text{ el valor de concentración inicial del arroyo } C_0$$

Q = Caudal de la corriente en l/seg

V_1 = Volumen de solución trazadora de cloruro de sodio en Litro (L)

C = Concentración de cloruros en miligramo por litro (mg/l) en el tiempo t , en el punto de muestreo

C_1 = Concentración de cloruros (Cl^{-1}) en la solución trazadora en miligramos por litro (mg/l)

Δt = Intervalo de tiempo para la toma de muestra durante el trazado en segundos (seg)

Para la determinación de cloruros se utiliza una técnica con fundamento en el método de Mohr. Se toman 2 ml de la muestra de agua, se adiciona una gota de indicador cromato de potasio (KCrO_4) al 5% y se valora con disolución de nitrato de plata (Ag NO_3) 0.01 M hasta la aparición de una coloración rosácea, que indica el punto final de la valoración.

El método se basa en que en la titulación el ion cloruro es precipitado como cloruro de plata:



El punto final de la valoración se detecta utilizando un indicador capaz de demostrar el exceso de iones Ag^{+1} . El indicador usado es cromato de potasio. Cuando la concentración de ion cloruro disminuye y se acerca a su extinción, el ion de plata aumenta hasta exceder el producto de solubilidad del cromato de plata y en ese instante se forma un precipitado color amarillo-rojizo, según la siguiente reacción:



La formación del precipitado amarillo-rojizo se toma como evidencia de que todos los cloruros han sido precipitados.

La concentración del ion cloruro expresada en miligramos por litro (mg/l), se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$\text{Cloruro (Cl}^{-1}\text{)} = (\text{Vol. gastado de AgNO}_3) (0.01) (35.45) (1000) / \text{Vol. de la muestra}$$

Método de aforo volumétrico

Este método consiste en la medición del volumen de agua que transporta un río o arroyo en un determinado tiempo.

El método de aforo volumétrico ha sido realizado con recipientes de llenado de 6 y 10 litros. Si bien son recomendables mayores volúmenes de llenado, la topografía escarpada y un ancho pequeño de los cauces imposibilita la utilización de recipientes mayores. El bajo volumen de llenado implica corto tiempo de medición, lo cual puede incrementar el error de medición. Para tener una medición lo más correcta posible se ha tomado un mínimo de 10 mediciones en el mismo punto resultando en una baja variabilidad entre sus valores de caudal.

Método del flotador

Este método consiste en la medición de la velocidad superficial de un río o arroyo y de su sección mojada. A partir de estos datos y un coeficiente (c) se puede obtener el caudal.

Para los aforos realizados por el método de flotador se ha utilizado un valor de coeficiente que relaciona velocidad media (V_m) respecto a la velocidad superficial (V_s) de 0.8 que ha sido obtenido de forma empírica.

5.4 Resultados caudales año 2015

En los 24 km de extensión del río Santa Cruz desde sus nacientes hasta el punto de cierre considerado en este trabajo, se han realizado 9 mediciones de caudal en el mes de Febrero de 2015. Además, se han realizado aforos en la cuenca del río Pachón y Mondaca (Figura 5.8)

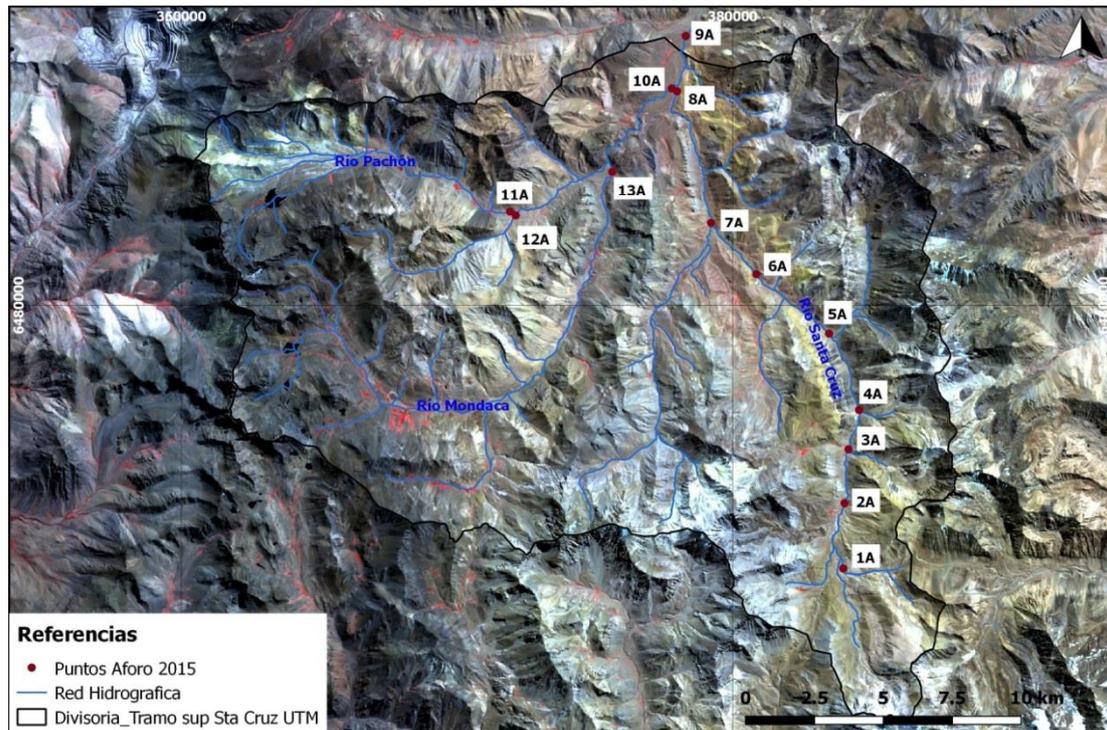


Figura 5.8. Ubicación de puntos de aforo campaña de febrero de 2015.

Nacientes río Santa Cruz

En uno de los arroyos que conforman las nacientes del río Santa Cruz se ha realizado el aforo por el método químico de inyección instantánea. Este arroyo (punto 1A) colecta el agua de una pequeña subcuenca en el sector sureste del área de estudio (Figura 5.8).

En la Figura 5.9 se puede observar la variación de la concentración del ion cloruro en función del tiempo. El área bajo la curva de la integral $\int C_2 dt$ representa el caudal que circula por dicho arroyo (Ver Anexo).

De acuerdo con la ecuación [1], se tiene que el caudal en el punto de aforo 1A (Figura 5.8) es:

$$V1 = 3 \text{ litros}$$

$$C1 = 66.6 \text{ g/l ó } 66600 \text{ mg/l}$$

$$\Sigma (C_i - C_o) * \Delta t = 19497.5 \text{ mg*s/l}$$

$$Q = 10.25 \text{ l/s } \text{ ó } 0.01025 \text{ m}^3/\text{s}$$

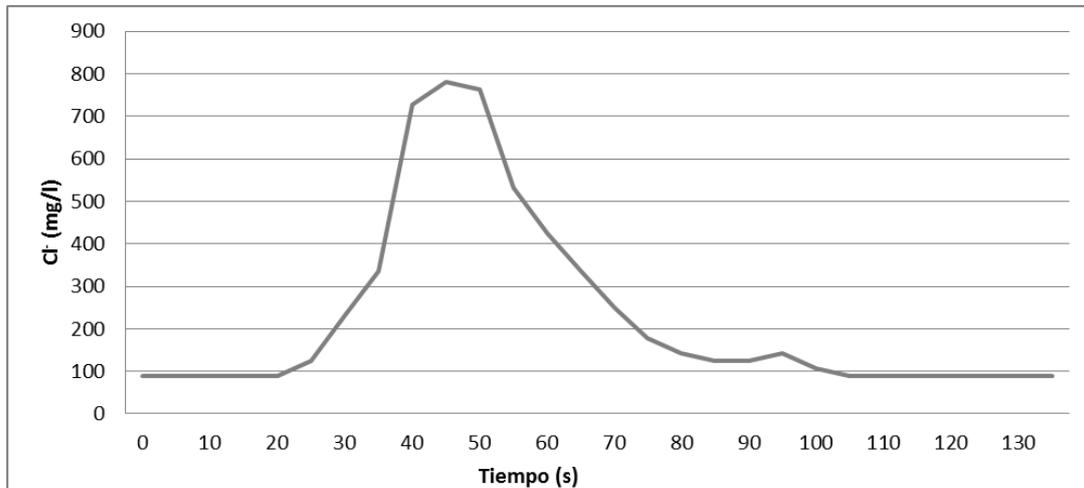


Figura 5.9. Curva de concentración de ion Cl^- versus tiempo en aforo químico de inyección instantánea en las nacientes del río Santa Cruz.

Río Santa Cruz

El primer aforo sobre el río Santa Cruz se realiza unos 2 kilómetros aguas abajo de la confluencia de los arroyos que dan origen al mismo y unos 3 kilómetros aguas abajo del punto de aforo anterior. Este punto de aforo (2A) colecta el agua de las nacientes del río Santa Cruz y de una quebrada oeste-este donde se aloja el glaciar de escombros "El Gigante" y otras geoformas menores.

El aforo en este punto se ha realizado siguiendo la metodología (método de molinete hidrométrico) explicada en la sección 4.2.2 y el caudal es de 175 l/s ó 0.175 m³/s (Ver Anexo I).

El punto de aforo 3A se ha realizado unos 2 kilómetros aguas abajo del punto 2A. Entre ambos puntos de aforo existen 2 quebradas que aportan agua al río Santa Cruz. Una ubicada sobre la margen occidental y otra sobre la margen oriental. Esta última es la de mayor relevancia por su caudal y la presencia de geoformas periglaciales en su cabecera de importante magnitud. El caudal medido en este punto fue de 145 l/s ó 0.145 m³/s. Lo cual indica, que al estar aguas abajo del punto anterior y tener arroyos que vierten sus aguas al río Santa Cruz, existen pérdidas de agua debido a infiltración en algún sector entre ambos puntos de medición.

Aguas abajo, unos 1.5 kilómetros, se localiza el punto de aforo 4A, recibiendo el caudal de una quebrada ubicada sobre su margen oriental, también con geoformas periglaciales de importante magnitud en su cabecera. Además, sobre la margen occidental se encuentra una pequeña quebrada casi sin geoformas en su interior. En este punto el caudal medido es de 183 l/s ó 0.183 m³/s, recuperando de esta forma valores similares al punto 2A.

El punto 5A se localiza 3 kilómetros aguas abajo del punto anterior, en el sector medio del área de estudio. Este segmento recibe el caudal de la quebrada de mayor área y con varias geoformas periglaciales en su cabecera sobre la margen oriental. El caudal medido en este punto ha sido de 286 l/s ó 0.286 m³/s.

Una zona de surgencia termal se localiza 3 kilómetros aguas abajo del punto 5A, e inmediatamente después de la finalización de esta zona, indicada por la presencia de depósitos blanquecinos sulfatados, se ubica el punto de aforo 6A. Este segmento recibe sobre su margen occidental las aguas provenientes del río Las Garzas, el cual es el principal afluente proveniente desde el oeste hasta este sector. El caudal medido en este punto es de 307 l/s ó 0.307 m³/s.

El punto de aforo 7A se localiza 100 metros aguas abajo de la desembocadura del río Las Churrulas en el río Santa Cruz. En este tramo no existen sobre el margen oriental quebradas de dimensiones importantes. Ambos ríos tienen características químicas muy diferentes, por lo que se produce una zona de transición de algunos cientos de metros hasta obtener la homogeneidad química completa de ambos cauces. El caudal medido en este punto fue de 406 l/s ó 0.406 m³/s.

En el tramo final del área de estudio, 200 metros aguas arriba de la confluencia con el río Pachón, se localiza el punto de monitoreo 8A. Entre el punto anterior (7A) y este existe una sola quebrada de dimensiones considerables y geoformas periglaciales en su cabecera sobre la margen oriental del río Santa Cruz. En este punto se han medido 467 l/s ó 0.467 m³/s.

El último punto de monitoreo sobre el río Santa Cruz se localiza unos 600 metros aguas abajo del cierre de cuenca. Este tramo recoge principalmente los aportes del río Pachón y de una pequeña quebrada en la ladera oriental con geoformas periglaciales y fenómenos de remoción en masa. El caudal medido en este punto ha sido de 772 l/s ó 0.772 m³/s.

En la Tabla N° 5.1 se pueden visualizar los caudales medidos en la campaña de febrero de 2015.

Tabla 5.1: Identificación de puntos de aforo, caudales registrados y método utilizado para la campaña de febrero de 2015.

ID Aforo	Latitud	Longitud	Altura	Río	Caudal (l/s)	Método
1A	31°53'46.80"S	70°13'35.80"O	3778	Nac. Sta Cruz	10,25	Químico
2A	31°52'29.50"S	70°13'32.80"O	3596	Santa Cruz	175	Molinete
3A	31°51'25.46"S	70°13'26.98"O	3488	Santa Cruz	145	Molinete
4A	31°50'39.10"S	70°13'10.80"O	3426	Santa Cruz	183	Molinete
5A	31°49'8.20"S	70°13'52.30"O	3309	Santa Cruz	286	Molinete
6A	31°47'56.40"S	70°15'30.60"O	3231	Santa Cruz	307	Molinete
7A	31°46'55.27"S	70°16'33.08"O	3158	Santa Cruz	406	Molinete
8A	31°44'18.70"S	70°17'16.90"O	3052	Santa Cruz	467	Molinete
9A	31°43'13.30"S	70°17'3.40"O	3014	Santa Cruz	772	Molinete
10A	31°44'15.30"S	70°17'24.10"O	3052	Pachón	243	Molinete
11A	31°46'39.20"S	70°21'9.30"O	3361	Pachón	78,6	Molinete
12A	31°46'43.60"S	70°21'1.60"O	3365	Afl. Pachón	26,1	Molinete
13A	31°45'53.30"S	70°18'48.80"O	3184	Mondaca	178	Molinete

Río Pachón

En la subcuenca del río Pachón se realizaron dos aforos sobre el río homónimo y uno en un afluente del mismo (Figura 5.8), utilizando el método de molinete hidrométrico. El punto 10A se ubica en la desembocadura de la subcuenca, colectando toda el agua de la misma. En este punto el caudal medido ha sido de 243 l/s ó 0,243 m³/s. Si se considera el caudal medido en 8A y 10A, existe un déficit del 8% respecto al caudal medido en 9A. Esta diferencia en los caudales medidos podría estar explicada por procesos de infiltración, aunque también los errores de medición podrían influir en el cálculo.

En el tramo medio de la subcuenca del río Pachón se localiza el punto de aforo 11A donde se ha medido un caudal de 78,6 l/s. A unos 300 m aguas abajo, sobre la ladera sur se encuentra un afluente del río Pachón donde se localiza el punto 12A, el cual drena una pequeña cuenca con escasas geoformas y un caudal de 26,1 l/s.

Río Mondaca

La subcuenca del río Mondaca posee un solo punto de medición (Figura 5.8), el cual se ubica en la desembocadura de la misma con un caudal de 178 l/s ó 0,178 m³/s.

5.5 Resultados caudales año 2016

En la campaña de verano 2016 (fines febrero-principios marzo) se realizó una serie de aforos expeditivos en las nacientes y en el río Santa Cruz y en varios de sus afluentes (Figura 5.10). En esta campaña los aforos fueron realizados por el método volumétrico y de flotador.

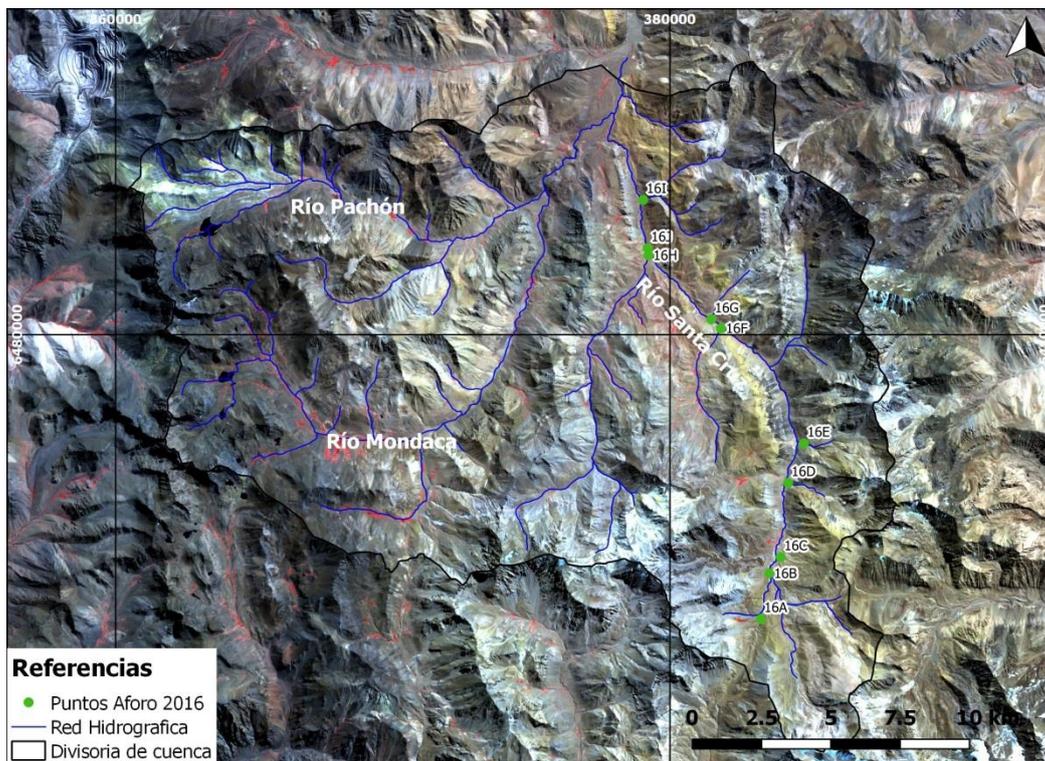


Figura 5.10. Ubicación de los puntos de aforo realizados en la campaña 2016.

Nacientes río Santa Cruz

En esta zona se han realizado dos aforos volumétricos. Uno de ellos (16A) se ubica en la parte baja de una vega cordillerana, la cual drena un área muy pequeña del sector suroeste de la cuenca. La presencia de vegas cordilleranas es muy común en la zona y están asociadas a la disponibilidad de agua superficial. El aforo volumétrico realizado arrojó un caudal de 5,24 l/s. Se ha utilizado un recipiente con volumen de 10 litros y se ha ensayado el aforo 10 veces para disminuir el error de cálculo (Anexo).

El otro aforo volumétrico corresponde al punto 16B y se localiza en las inmediaciones del glaciar de escombros "El Gigante", a los pies de una ladera con orientación hacia el

este que posee geoformas periglaciales en su parte alta. El caudal medido en este punto ha sido de 1,24 l/s.

Río Santa Cruz y Afluentes

Sobre la ladera oriental del río Santa Cruz, justo enfrente al glaciar de escombros El Gigante, se desprende un cauce bastante incipiente. Sobre esta ladera, con alta actividad, se desarrollan procesos de fallamiento de capa activa, deslizamientos, soli-geliflucción, entre otros. A la base de esta ladera, el aforo volumétrico 16C indica un caudal de 1,15 l/s, el cual es el más bajo de los medidos en toda la cuenca.

El punto 16D se ubica a la salida de la primera quebrada con dirección este-oeste desde las nacientes. El punto de medición recibe el agua de toda la cuenca, la cual posee importantes geoformas periglaciales en su cabecera. Para la realización del aforo por flotador se ha utilizado una alcantarilla por donde circula la totalidad del agua. El caudal medido en este punto ha sido de 71,7 l/s.

En la siguiente quebrada hacia el norte, sobre la margen oriental del río Santa Cruz se ha realizado un aforo volumétrico en la nariz de un glaciar de escombros (16E). El caudal medido en este sector ha sido de 1,47 l/s, siendo este el valor de caudal mínimo que proviene de la geoforma. Ya que, debido a la textura gruesa del material se produce mucha infiltración, no pudiendo cuantificar esas cantidades. Además, la forma de escurrimiento es difusa, no permitiendo el aforo del volumen total. Por eso, las mediciones de caudal a la base de glaciares de escombros deben ser considerados como valores mínimos.

El río Las Garzas en su desembocadura (16F) también ha sido aforado por el método del flotador aprovechando la estructura de alcantarilla. El caudal medido en este punto ha sido de 135 l/s.

Aguas abajo, en la ladera oriental se encuentra el punto de medición 16G, el cual colecta las aguas de una cuenca estrecha con geoformas periglaciales en su cabecera. El caudal medido ha sido de 63,9 l/s.

El río Las Churrulas, uno de los principales afluentes del río Santa Cruz en su tramo superior ha sido aforado en su desembocadura. Este río colecta el agua de una cuenca de dimensiones importantes. El caudal medido (16H) ha sido de 351,5 l/s.

En la Tabla N° 5.2 se pueden visualizar los caudales medidos en la campaña de febrero-marzo de 2016.

Tabla 5.2: Identificación de puntos de aforo, caudales registrados y método utilizado para la campaña de febrero-marzo de 2016.

ID Aforo	Latitud	Longitud	Altura	Río	Caudal (l/s)	Método
16A	31°54'10.10"S	70°14'3.79"O	3870	Nac. Sta. Cruz	5,24	Volumétrico
16B	31°53'16.38"S	70°13'51.49"O	3719	Nac. Sta. Cruz	1,24	Volumétrico
16C	31°52'57.42"S	70°13'35.31"O	3695	Afl. Sta. Cruz	1,15	Volumétrico
16D	31°51'30.01"S	70°13'24.23"O	3511	Afl. Sta. Cruz	71,7	Flotador
16E	31°50'43.69"S	70°13'1.77"O	3496	Afl. Sta. Cruz	1,47	Volumétrico
16F	31°48'26.74"S	70°14'53.83"O	3263	Afl. Sta. Cruz	135	Flotador
16G	31°48'16.00"S	70°15'6.94"O	3247	Santa Cruz	63,9	Flotador
16H	31°46'59.58"S	70°16'32.18"O	3162	Afl. Sta. Cruz	351,5	Flotador
16J	31°46'51.27"S	70°16'33.11"O	3154	Santa Cruz	1950	Flotador
16I	31°45'54.20"S	70°16'38.47"O	3138	Afl. Sta. Cruz	95,1	Flotador

Existe un punto de medición sobre el río Santa Cruz, que por su cercanía a un punto de aforo del año 2015 ha permitido comparar la evolución de los caudales. Es el punto 16J, localizado 120 metros aguas abajo del punto 7A, donde ha sido aforado un caudal de 1950 l/s ó 1,95 m³/s. La comparación con el caudal medido en 7A un año antes indica una diferencia porcentual positiva de casi 500% del año 2016 respecto al 2015 (Figura 5.11). Lo cual está de acuerdo con el período de finalización de sequía y comienzo de período normal, donde en el invierno de 2015, la cantidad de nieve acumulada vuelve a tener valores normales.

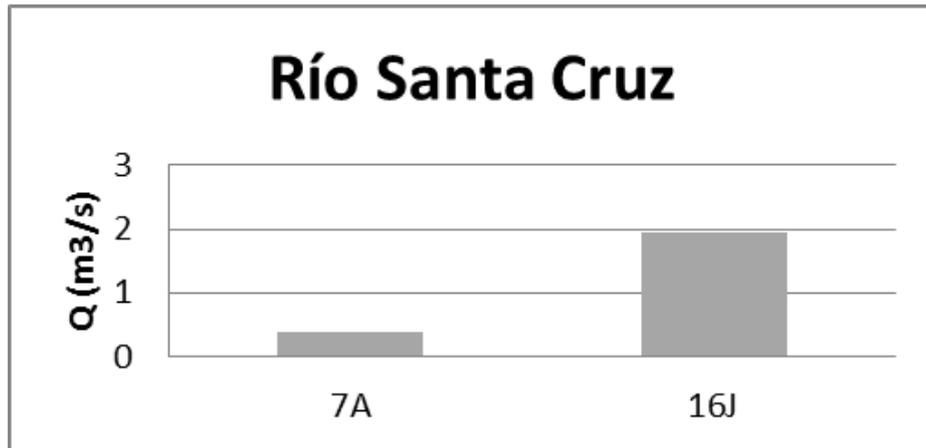


Figura 5.11. Comparación de caudales sobre el río Santa Cruz en período de finalización de sequía (2015) y comienzo de período normal (2016).

El último punto de aforo, es en el sector sur del área de estudio, antes de la confluencia con el río Pachón. El punto 16I se encuentra a la salida de una quebrada sobre la margen oriental, la cual drena una importante área con diversas geoformas. El caudal medido en este punto ha sido de 95,1 l/s.

CAPÍTULO VI: QUÍMICA DE IONES E ISÓTOPOS ESTABLES DE DIFERENTES FUENTES DE AGUA

6.1 Introducción

El conocimiento sobre los procesos que determinan los caudales de descarga en cuencas dominadas por fusión de nieve, glaciares y geoformas periglaciales ha tomado mayor relevancia debido al aumento de la población y actividades industriales que dependen de estas fuentes de agua. Aproximadamente, un sexto de la población mundial, obtiene su agua desde estas cuencas dominadas por la fusión (Barnett *et al.*, 2005).

En regiones montañosas semi áridas, las condiciones meteorológicas e hidrológicas son similares, con precipitaciones extremadamente bajas durante el verano lo que favorece la fusión nival, de glaciares y áreas con permafrost en los sectores altos de las cuencas, siendo las principales fuentes de los ríos cordilleranos (Pellicciotti *et al.*, 2005; Garreaud *et al.*, 2009).

Globalmente, las proyecciones del cambio climático indican cambios más significativos en la fusión de glaciares y nieve en la contribución a los cauces (Huss *et al.*, 2008; Viviroli *et al.*, 2011; Jeelani *et al.*, 2012). Además, el límite inferior de ocurrencia de permafrost podría incrementarse en unos cuantos cientos de metros (Haeberli y Beniston, 1998). Bajo el escenario de cambio climático y la consecuente recesión de glaciares (Masiokas *et al.*, 2006) y degradación de áreas con permafrost (Haeberli y Beniston, 1998) la caracterización de las diferentes fuentes de agua en las cuencas de montaña es crítica para entender los cambios en el comportamiento de los ríos y poder desarrollar potenciales planes de mitigación (Hoke *et al.*, 2013).

Por lo tanto, el conocimiento de los procesos que controlan la depositación y fusión de nieve, como así también la fusión de glaciares y áreas con permafrost es de vital importancia. Se asume que la fusión de la nieve estacional tendría una importancia relativa mayor en la conformación de los caudales (Masiokas *et al.*, 2006; Peña y Nazarala, 1987). Sin embargo, la contribución de la fusión de glaciares y geoformas periglaciales podrían constituir elementos claves en el ciclo hidrológico, considerando la alta cobertura areal de estas geoformas en cuencas andinas y la alta variabilidad interanual de la precipitación que llega a reducirse hasta un 50% (período La Niña) de su promedio anual (Ohlanders *et al.*, 2013).

Los estudios hidroquímicos de los cauces cordilleranos y sus fuentes de origen tienen un alto potencial para discriminar diferentes procesos, ya que los isótopos estables del agua son trazadores naturales con una composición potencialmente diferente para el agua producto de la fusión de nieve, glaciares o permafrost (Cable *et al.*, 2011). Las mediciones combinadas de las relaciones isotópicas del oxígeno e hidrógeno es especialmente potente debido a que la co-variación entre las dos en las fuentes de agua meteórica pueden ser afectadas por evaporación, sublimación e intercambio con el

vapor atmosférico (Ingraham, 1998). Además, la caracterización isotópica de la precipitación en regiones montañosas también permite la identificación de las fuentes de humedad y poder determinar la variabilidad interanual a una escala climática regional y diferenciar geográfica e hidrológicamente las fuentes de agua en los ríos (Wassenaar *et al.*, 2011).

Algunos estudios han utilizado la composición isotópica del hielo subterráneo para inferir su origen basado solamente en el contenido de δO^{18} (Lorrain y Demeur, 1985; Vasil'chuk y Vasil'chuk, 1997). Mientras que otros estudios han utilizado ambos isótopos estables del agua (δO^{18} y δD) en combinación con propiedades hidroquímicas (Mackay y Dallimore, 1992), lo cual permite obtener información más detallada sobre el origen del agua y los procesos involucrados en el desarrollo del hielo subterráneo (Fritz *et al.*, 2011).

Por un lado, se han producido algunos avances respecto a la identificación de las fuentes y camino recorrido del agua en cuencas con cobertura nival estacional, donde el contenido químico e isotópico de los flujos superficiales, subsuperficiales y subterráneos ha sido utilizado para proveer modelos de balance de masa multi componentes de los cauces durante el período de fusión (Maule y Stein, 1990; Wels *et al.*, 1990). Por otro lado, los estudios hidrológicos focalizados en glaciares de escombros son realmente muy escasos (White, 1971; Bajewsky y Gardner, 1989; Giardino *et al.*, 1992; Lecomte *et al.*, 2008). Aún existe muy poca información sobre como el agua fluye a través de los glaciares de escombros, cuál es su origen y su contenido geoquímico. La falta de estudios de este tipo se debe en buena medida a las dificultades de logística en áreas remotas de difícil accesibilidad.

Además de los estudios químicos en diferentes cuerpos de agua, también han sido utilizados parámetros tales como la temperatura del agua para determinar la presencia posible o probable de permafrost (Haeberli, 1985; Frauenfelder *et al.*, 1998; Carturan *et al.*, 2016).

Se considera en este trabajo que la diferencia en el origen de la fuente de agua, la geología, el tiempo de contacto con los sedimentos durante el flujo y los procesos criogénicos actuantes, otorgan una “firma” especial respecto a la composición iónica y de isótopos estables a la fuente de agua que es característica y al mismo tiempo diferente del resto. Esta situación favorece la identificación de los diferentes tipos de fuentes de agua presentes en el área de estudio.

6.2 Antecedentes estudios químicos del agua en los Andes Áridos

Si bien en los Andes Desérticos de la provincia de San Juan, se han realizado algunos estudios hidrológicos en cuencas de ambiente periglacial (Schrott, 1991; Barsch *et al.*, 1994), referidos principalmente a su vinculación con variables ambientales y transporte de sedimentos, solamente se ha realizado un trabajo considerando los aspectos químicos

del agua en ambiente periglacial. Lecomte *et al.* (2008) indican las diferencias iónicas en el agua de fusión de glaciares y glaciares de escombros. Además, a través de un modelado inverso, identifican a la disolución de yeso como el mecanismo geoquímico más importante en la entrega de solutos a la cuenca. Mientras que, estudios de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) en diferentes manifestaciones líquidas y/o sólidas de cuencas periglaciales nunca han sido realizados en Argentina.

Por su parte, en los Andes Centrales de la provincia de Mendoza se han realizado algunos estudios vinculados a esta temática (Hooke *et al.*, 2013; Sileo *et al.*, 2015; Crespo, 2016), sin embargo, no realizan ningún aporte sobre la participación o importancia del ambiente periglacial en las diferentes cuencas.

6.3 Materiales y metodología del análisis de fuentes de agua

Muestras de diferentes fuentes de agua, líquida y sólida, han sido colectadas para su posterior análisis de concentración de iones y de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$). Las muestras para análisis de iones fueron todas líquidas, mientras que para análisis isotópico también se incluyeron muestras sólidas (nieve/hielo).

Para el análisis de contenido iónico, las muestras fueron colectadas en envases plásticos (250 y 1000 cm^3) previamente esterilizados. Se adicionó 2 ml de ácido nítrico al 50% y fueron conservadas en frío hasta su llegada al laboratorio. Mientras que, para el análisis del contenido isotópico se colectaron también en envases plásticos previamente esterilizados pero de 100 cm^3 .

En laboratorio, la metodología empleada para realizar los diferentes análisis de iones se detalla en la Tabla 6.1. El análisis químico incluye para 2016 y 2017 la determinación de los iones Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+ , CO_3^{-2} , HCO_3^- , SO_4^{-2} y Cl^- . En 2016 se incluyó también la determinación de F^- .

La determinación de la composición isotópica se realizó mediante un espectrómetro de anillo de cavidad (CRDS, L2120-i, Picarro, EE. UU.), unido a un módulo de vaporizador (A0211 high-precision vaporizer) y un módulo de autoanalizador (A0325). Las determinaciones de isótopos de agua fueron realizadas en el laboratorio del Grupo de Estudios Ambientales, IMASL (CONICET-Universidad Nacional de San Luis), San Luis, Argentina. La calibración se realizó utilizando cuatro referencias internas del laboratorio. Cada muestra fue medida ocho veces, de las cuales se utilizaron solamente las últimas tres mediciones para la estimación final de la señal isotópica de la muestra analizada. La $\pm 1\sigma$ incertidumbre de medición del CRDS fue de $< 0.1 \text{ ‰}$ y $< 0.5 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, respectivamente. Los resultados isotópicos se expresan como δ , definido como: $\delta = 1000(\text{RS}-\text{RP})/\text{RP} \text{ ‰}$, donde: δ : desviación isotópica en ‰; S: muestra; P: referencia internacional; R: relación isotópica ($^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). La referencia utilizada es Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) (Gonfiantini, 1978).

Tabla 6.1. Métodos de Determinación.

Determinación	Método de determinación	Referencia	Equipos utilizados	Límite de Detección mg/l	Límite de Cuantif. mg/l	Expresión de resultados
Conductividad	Conductimétrico	Standard Methods 20 Ed. 2510 B	Conductómetro Beckman modelo RC-19			μS/cm microsiemens por centímetro
pH	Electrométrico	Standard Methods 20 Ed. 4500-H ⁺ B	pHmetro Beckman modelo H5			Unidades de pH
Alcalinidad	Titulación potenciométrica	Standard Methods 20 Ed. 2320 B	pHmetro Beckman modelo H5			mg/l de CaCO ₃
Dureza total	Titulométrico con EDTA	Standard Methods 20 Ed. 2340 C				mg/l de CaCO ₃
Calcio	Titulométrico con EDTA	Standard Methods 20 Ed. 3500-Ca B				mg/l
Magnesio	Cálculo (por diferencia)	Standard Methods 20 Ed. 3500-Mg B				mg/l
Sodio	Absorción Atómica-Directo llama Aire-Acetileno	Standard Methods 20 Ed. 3111 B	Espectrofot. Abs. Atómica Perkin Elmer mod. AAnalyst 300	0,003	0,009	mg/l mg/l
Potasio	Idem Sodio	Idem Sodio	Idem Sodio	0,002	0,005	mg/l
Carbonatos Bicarbonatos	Titulación potenciométrica	Standard Methods 20 Ed. 2320 B	pHmetro Beckman modelo H5			mg/l
Sulfatos	Gravimétrico con combustión de residuos	Standard Methods 20 Ed. 4500-SO ₄ ⁼ C	Horno eléctrico y Balanza Analítica OHAUS- Explorer Pro			mg/l
Cloruros	Argentométrico	Standard Methods 20 Ed. 4500-Cl ⁻ B				mg/l
Fluoruro	Potenciométrico de electrodo selectivo de iones	Standard Methods 20 Ed. 4500 - F C	Medidor digital de iones específicos ORION modelo SA 720	0,1		mg/l
<i>NOTA: Límite de Detección: Concentración mínima del analito detectada, no necesariamente cuantificable</i>						
<i>Límite de Cuantificación: Concentración mínima del analito que puede ser cuantificable con precisión y exactitud aceptable</i>						

En cada uno de los puntos de muestreo de agua líquida se midieron in situ con sonda multiparamétrica los parámetros de pH, temperatura, conductividad eléctrica y sólidos disueltos totales.

6.3.1 Sitios de muestreo

Todas las posibles manifestaciones de agua, a las cuales se podía acceder, han sido muestreadas. Estas incluyen, los arroyos ubicados en las nacientes de la cuenca, el río Santa Cruz y la gran mayoría de sus afluentes. Además se ha muestreado el agua en humedales alto-andinos (vegas cordilleranas), en drenaje de ladera, en manifestación termal sobre la margen oriental del río Santa Cruz. En los glaciares de escombros El Gigante y Campamento I y III se han tomado muestras de las lagunas alojadas en los

termokarst y/o depresiones, de flujo de intra capa activa, de fusión de nieve y de manantial emergente a los pies de estas geoformas (Figura 6.1).

Además, las muestras sólidas corresponden a manchones de nieve localizados a diferentes alturas de la cuenca y sobre los glaciares de escombros. Capas de nieve con diferente grado de espesor y compactación en la raíz del glaciar de escombros Campamento I también han sido muestreadas (Figura 6.1). Tanto el muestreo de las manifestaciones sólidas como de las líquidas ha sido realizado en los meses de febrero y marzo para ambos años (2016-2017).

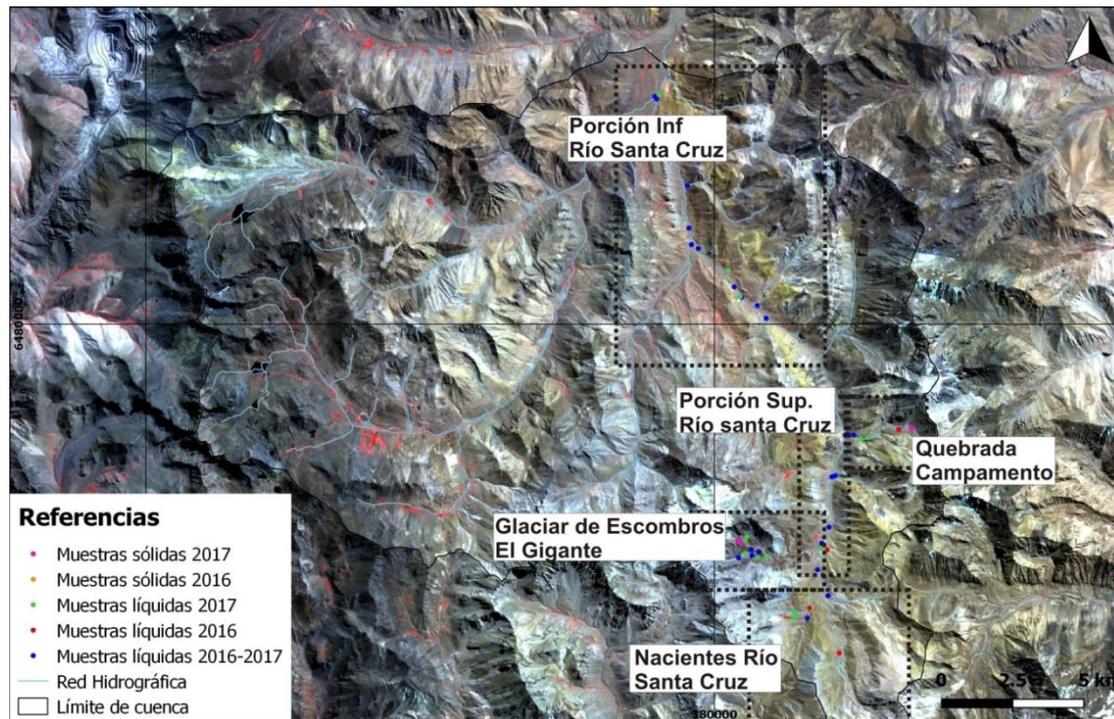


Figura 6.1. Ubicación de los puntos de muestreo para análisis de contenido iónico y de isótopos estables. Las muestras han sido identificadas según el año de muestreo y el tipo (líquida o sólida).

A continuación, para una mejor comprensión de la naturaleza de los puntos muestreados se hace un registro fotográfico con la identificación de los puntos de muestreo que servirá de referencia para este y otros capítulos.

Nacientes Río Santa Cruz

En este sector se desarrolla una serie de arroyitos que drenan desde el sur, este y oeste, cuya confluencia origina el río Santa Cruz. Los puntos muestreados en ambos años son el SC2 y SC4, mientras que en el año 2016 ha sido muestreado el punto 16SC1 y 16SC3. Durante el año 2017, los puntos muestreados han sido el 17SCa, el cual escurre a través de una vega cordillerana, y el 17SC3 (Figura 6.2).

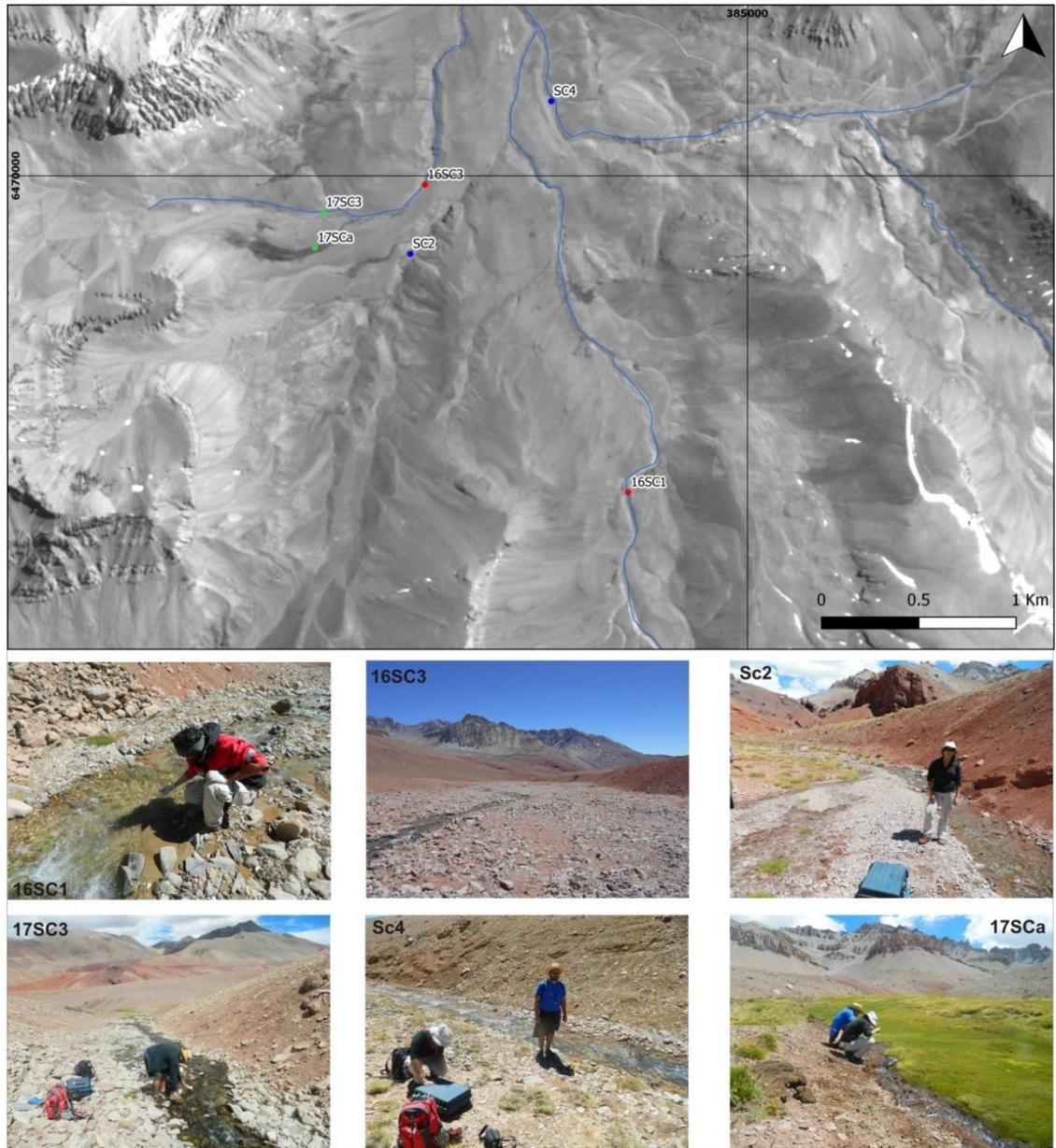


Figura 6.2. Ubicación y referencia fotográfica de los puntos de muestreo en el sector de nacientes del río Santa Cruz. Nótese los bajos caudales en todos los puntos de muestreo. El muestreo ha sido realizado entre fines de febrero y principios de marzo en ambos años.

Porción superior Río Santa Cruz

En este tramo se encuentra el punto de muestreo SC5, el cual colecta el agua de todos los arroyos del sector de nacientes. Aguas abajo, sobre el río Santa Cruz se encuentran los puntos SC16, SC18 y SC26. Además, se encuentran tres afluentes provenientes de la cordillera de Santa Cruz (16SC8, SC14 y SC20) (Figura 6.3).

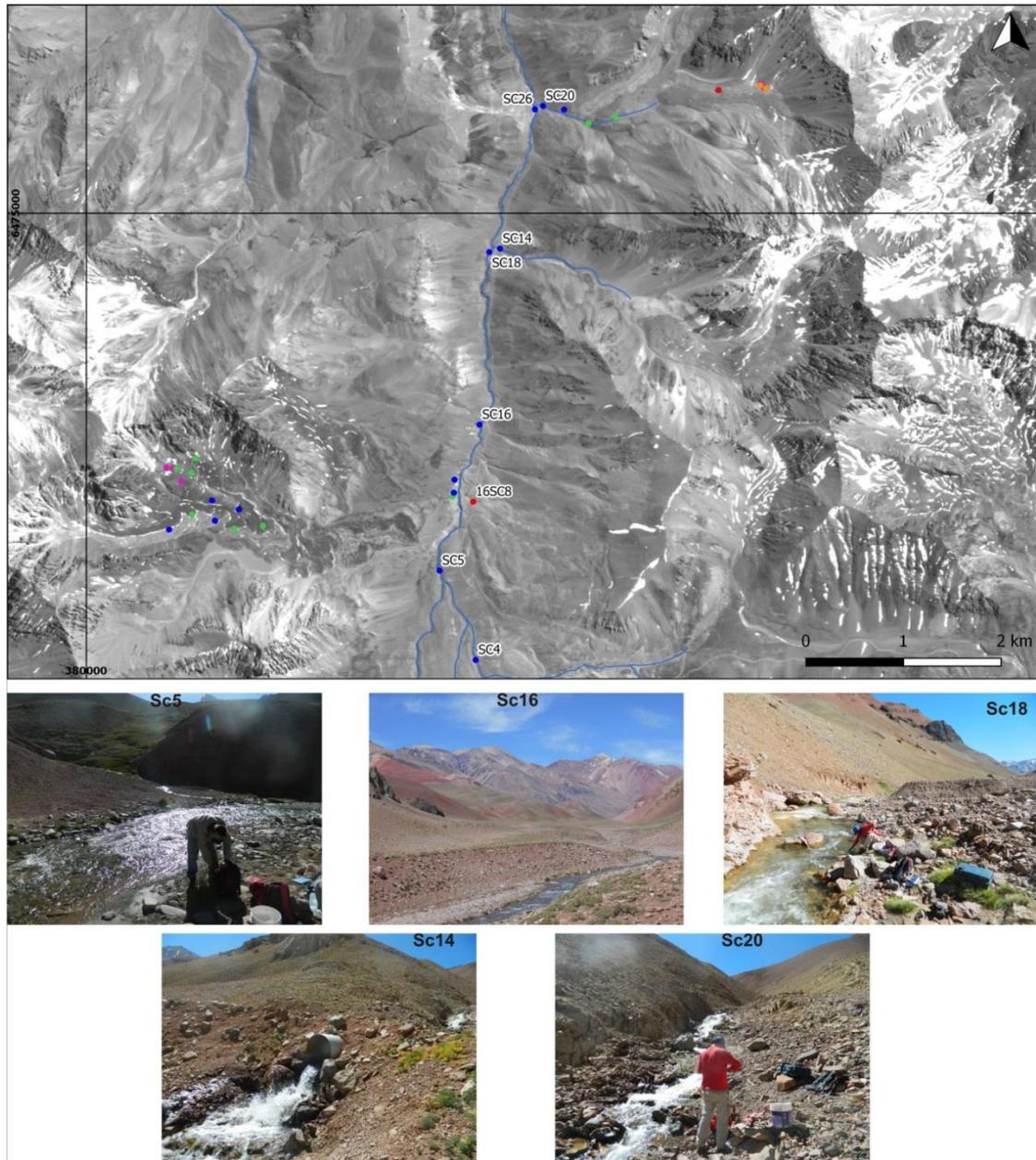


Figura 6.3. Ubicación y referencia fotográfica de los puntos de muestreo en la porción superior del río Santa Cruz. El muestreo ha sido realizado entre fines de febrero y principios de marzo en ambos años.

Porción inferior Río Santa Cruz

En este tramo de la cuenca se encuentran los principales afluentes del río Santa Cruz que drenan desde el oeste, estos son el río Las Garzas (SC29), río Las Churrulas (SC33) y río Pachón (SC27). Además, sobre la vertiente oriental del río Santa Cruz se desarrollan vertientes termales (SC31 y 17SCm). También se desarrollan algunos afluentes menores desde la cordillera de Santa Cruz (17SCn y SC35) (Figura 6.4).

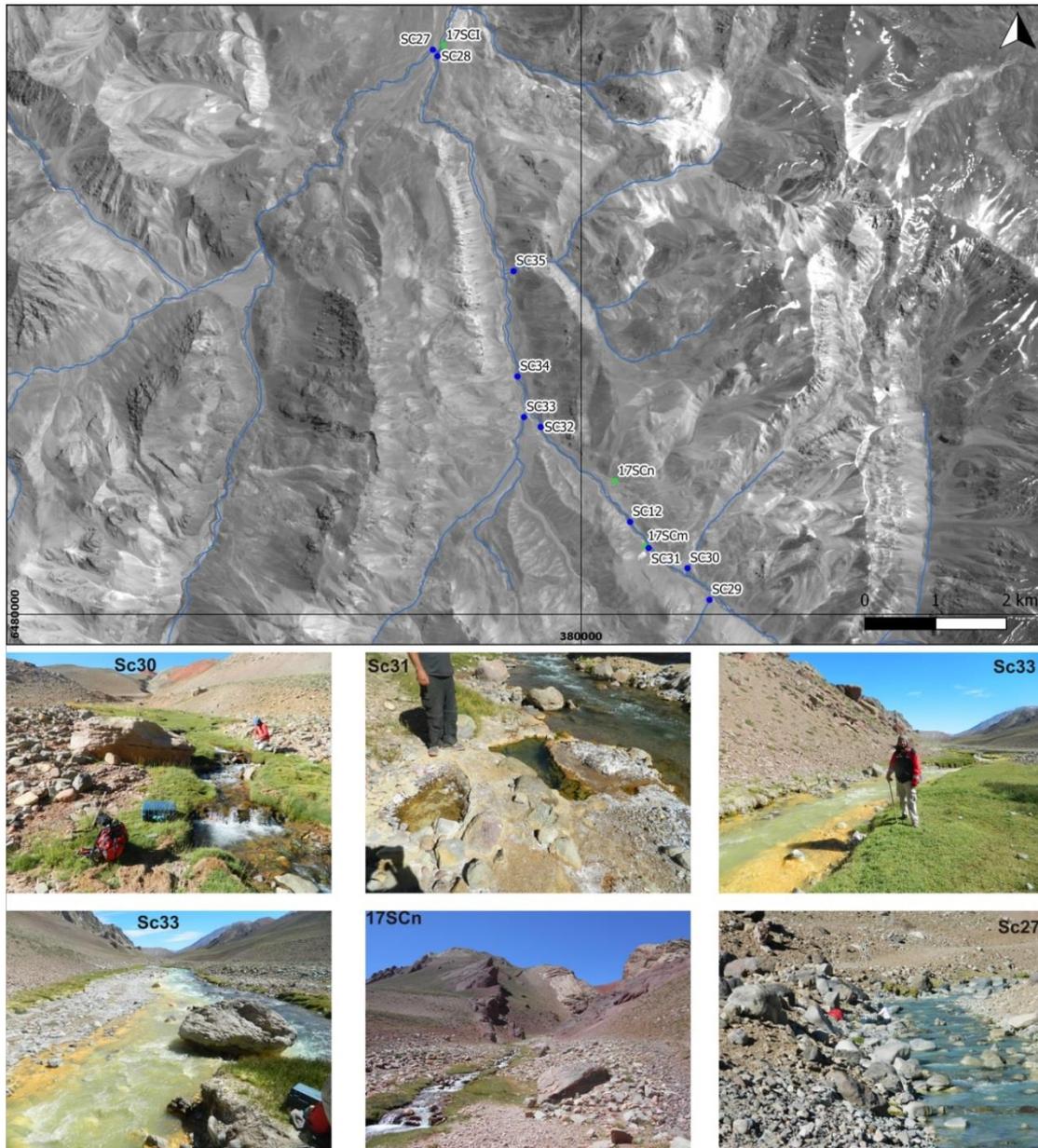


Figura 6.4. Ubicación y referencia fotográfica de los puntos de muestreo en la porción inferior del río Santa Cruz. El río Las Churrulas (SC33) presenta alto contenido en óxidos y sulfatos debido a la presencia en su cabecera de una zona de alteración hidrotermal. Las manifestaciones termales (SC31) si bien se presentan sobre la margen oriental del río Santa Cruz, también hay vestigios sobre la margen occidental.

Quebrada Campamento

En esta quebrada se ubican como geformas principales, 3 glaciares de escombros, de los cuales, en uno de ellos se ha densificado el muestreo. Se han tomado muestras de nieve estacional a diferentes alturas y en los dos años consecutivos. También muestras de nieve compacta / hielo enterrado en la zona de raíz del glaciar de escombros Campamento I y en termokarst o depresión en la parte central del mismo. En la nariz del glaciar de escombros Campamento III, se han tomado muestras del manantial

emergente. Asimismo, en arroyitos que drenan el agua desde las cabeceras de la quebrada (Figura 6.5).

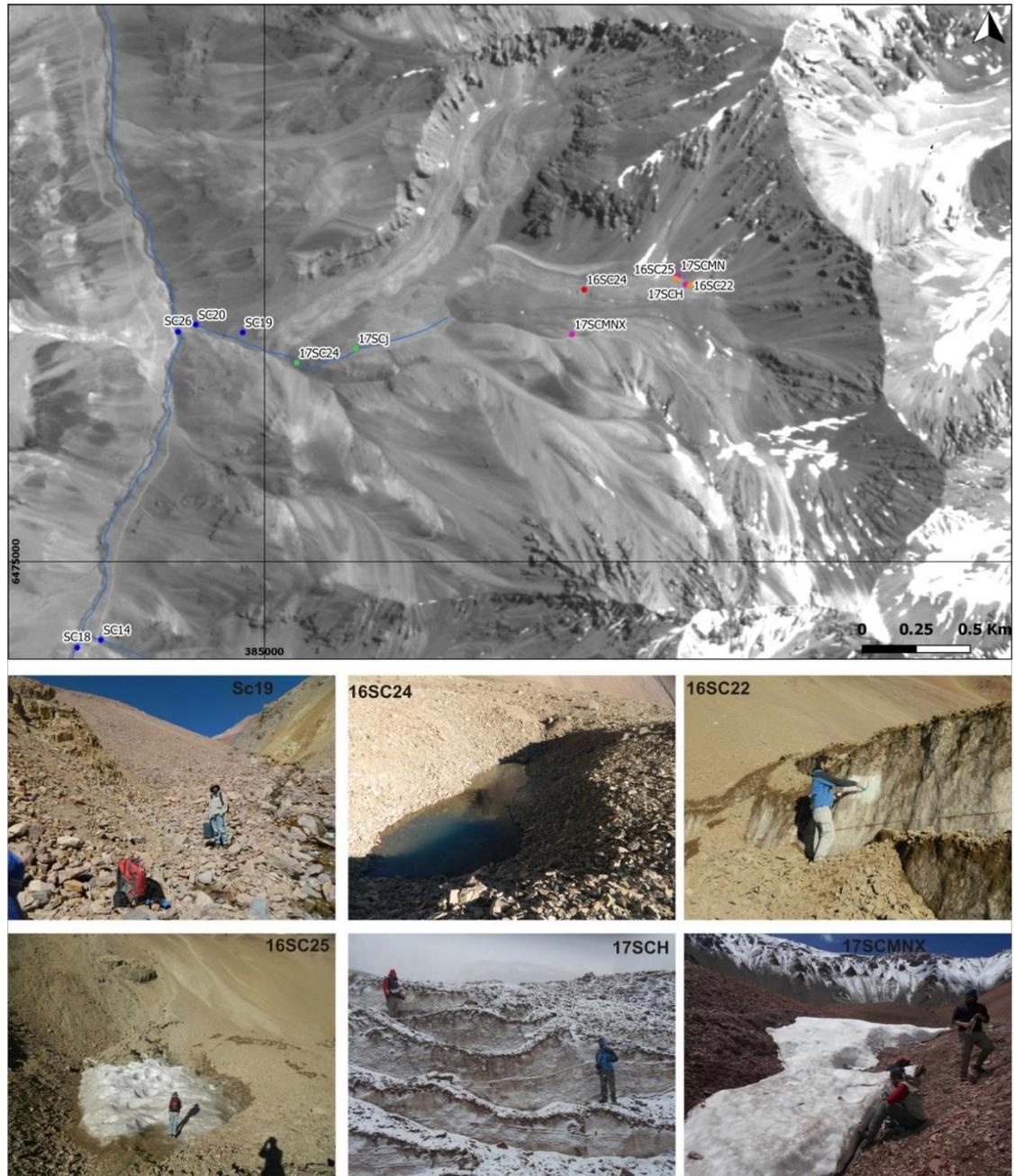


Figura 6.5. Ubicación y referencia fotográfica de los puntos de muestreo en quebrada Campamento. El flujo emergente (SC19) a los pies del glaciar de escombros Campamento III presenta un comportamiento difuso, siendo una zona de descarga con flujo subsuperficial. La zona de alimentación en la raíz del glaciar de escombros Campamento I (16SC22 y 17SCH) presenta alta variabilidad y dinámica en años consecutivos (2016-2017). Los manchones de nieve (17SCMNX) utilizan los nichos topográficos, producto de la morfología superficial de glaciares de escombros, como lugares de conservación. El termokarst o depresión (16SC24) muestreado durante el 2016 no fue localizado en la campaña 2017.

Glaciar de escombros El Gigante

Esta geoforma es una de las más notorias del área de estudio por sus dimensiones, origen y dinámica. El muestreo ha sido densificado intentando abarcar todas las posibles manifestaciones de agua (líquida y/o sólida) presentes. Para lo cual, se ha muestreado manchones de nieve temporarios, fusión de bancos de nieve, flujo intra-capa activa, termokarst y/o depresiones y en la zona del frente se han muestreado algunos flujos emergentes (Figura 6.6).

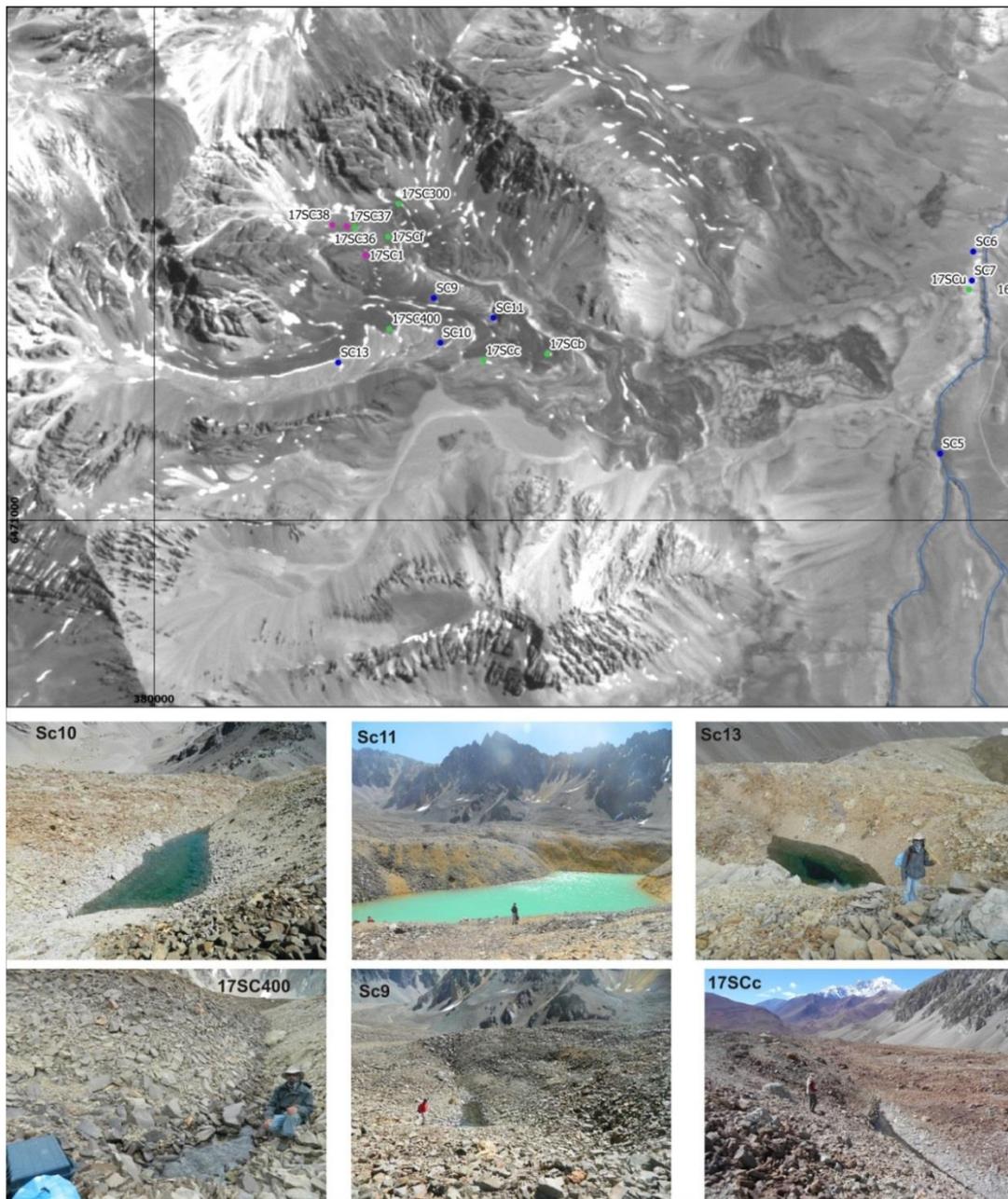


Figura 6.6. Ubicación y referencia fotográfica de los puntos de muestreo en glaciar de escombros El Gigante. Nótese la amplia variabilidad en las dimensiones de los termokarst y/o depresiones sobre la misma geoforma. El flujo subsuperficial de intra-capa activa (17SC400) solamente aflora en el sector de contacto entre 2 crestas.

6.4 Resultados

6.4.1 Diferenciación físico-química de diferentes fuentes de agua

Muestreo 2016

Respecto a la conductividad eléctrica, existe una alta variabilidad entre las diferentes fuentes y también entre puntos de la misma fuente (Figura 6.7). Las muestras en el sector de las nacientes del río Santa Cruz presentan valores bajos, excepto uno (SC2), que drena un pequeño sector en el suroeste de la cuenca. El río Santa Cruz en su recorrido se ve influenciado por los diferentes aportes que recibe, principalmente en su tramo superior por los bajos caudales que presenta. En la porción superior existe un incremento marcado en la conductividad entre SC5 y SC16 debido al aporte desde el oeste de los flujos provenientes del glaciar de escombros El Gigante (SC6 y SC7). A partir de SC16 se observa un decrecimiento casi lineal en los valores hasta el punto SC32 donde se produce un nuevo incremento. Aguas arriba de este último punto se encuentran las manifestaciones termales, que si bien poseen los valores de conductividad más elevados de la zona (8060 mS/cm), los caudales aportados serían muy bajos. Luego un nuevo leve incremento se produce por el aporte del río Las Churrulas (SC33), el cual posee alta conductividad, para finalmente volver a marcar un descenso en los valores aguas abajo (Figura 6.7).

Las muestras pertenecientes a la quebrada Campamento en general poseen valores bajos de conductividad. La muestra del termokarst (SC24) es la que posee los valores más bajos, lo cual podría estar indicando un aporte de fusión del hielo de capa activa o de permafrost. Los valores de temperatura de 1.2°C para esta muestra también indicarían un origen de fusión de hielo o contacto con la capa de permafrost. Mientras que, las muestras a los pies del glaciar de escombros (SC19) y a la salida de la quebrada (SC20) presentan valores de conductividad casi idénticos. Esta última muestra representaría el valor promedio de las diferentes fuentes de agua, que serían principalmente la fusión de nieve estacional, el almacenamiento en capa activa y la fusión de permafrost. Con lo cual, el agua a los pies del glaciar de escombros, tendría mayor influencia de la fusión nival que del resto de las fuentes (Figura 6.7).

Las muestras vinculadas al glaciar de escombros El Gigante poseen alta variabilidad en sus valores de conductividad. De las muestras de termokarst y/o depresiones, tres de ellas poseen valores muy bajos (<250 mS/cm), mientras que una (SC11) posee uno de los valores más elevados del área de estudio (1550 mS/cm). Estas diferencias se dan en puntos de muestreo ubicados sobre la misma geoforma y con distancias entre sí de 200 a 400 metros. En la zona topográfica más baja emergen diferentes flujos provenientes del glaciar de escombros (SC6 y SC7), los cuales poseen valores que son más altos y al mismo tiempo más bajos que algunos de los termokarst y/o depresiones (Figura 6.7).

Si consideramos los valores de conductividad según la elevación y el tipo de fuente de agua, se observa por un lado, valores similares en los termokarst y/o depresiones de ambos glaciares de escombros. Excepto para la depresión SC11 que a pesar de encontrarse a la misma elevación y sobre la misma geoforma posee valores de conductividad muy elevados, indicando que el origen o los procesos son diferentes para esta muestra. Por otro lado, los aportes de afluentes que recibe el río Santa Cruz tanto de la cordillera de Santa Cruz como del cordón del Yunque poseen bajos valores de conductividad generando que el mismo en ciertos sectores de su porción superior posea valores más elevados que en su tramo inferior (Figura 6.8).

Los valores de pH para los diferentes sectores del área muestran un comportamiento general con una tendencia a la disminución de los valores, desde las nacientes, con valores cercanos a 8,5 hasta un poco menos de 7 en el punto de cierre de la cuenca. Las muestras (SC11, SC33 y SC31) con los valores más bajos están vinculadas a los materiales de alteración hidrotermal en el cordón del Yunque o a las manifestaciones termales (Figura 6.9).

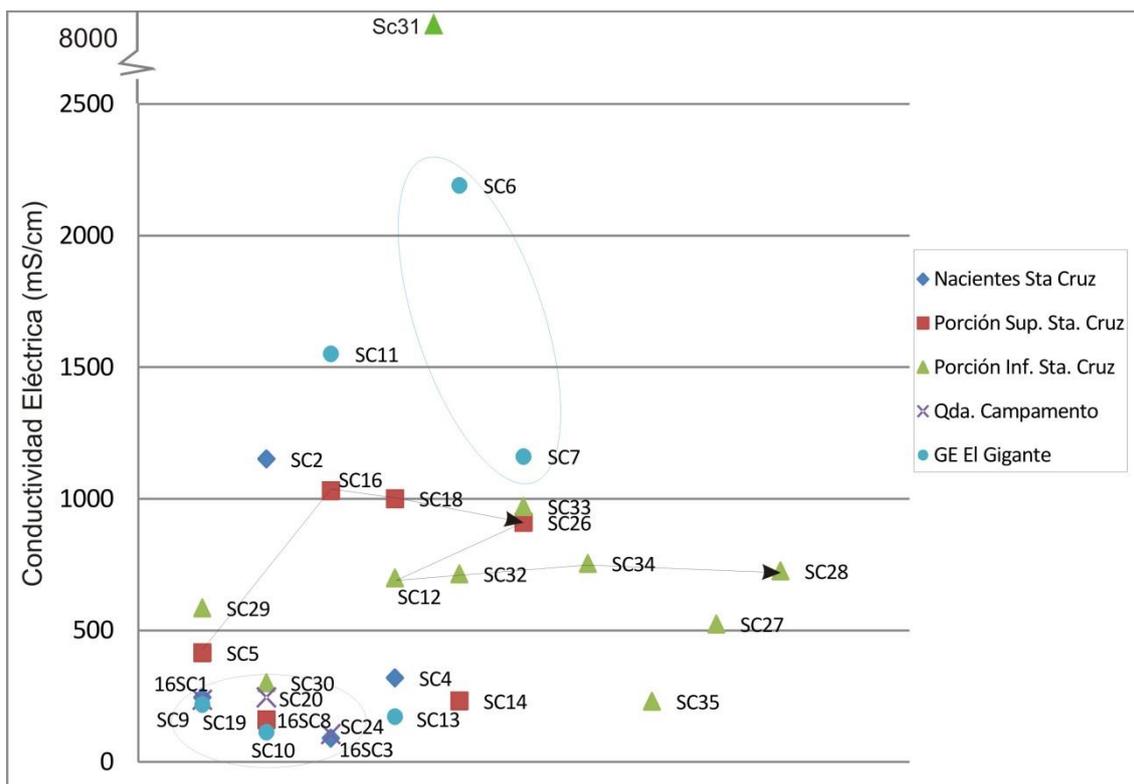


Figura 6.7. Valores de conductividad eléctrica en los diferentes sectores de la cuenca. La línea sólida indica la dirección de flujo y los cambios en los valores de conductividad eléctrica. La elipse señala las muestras que pertenecen a los flujos provenientes del glaciar de escombros El Gigante.

Figura 6.8. Valores de conductividad eléctrica considerando el tipo de fuente y la elevación de la misma. La elipse azul indica los valores de varios de los termokarst. Las flechas azules indican la evolución de la conductividad en el río Santa Cruz.

Figura 6.9. Valores de pH en los diferentes sectores de la cuenca.

Muestreo 2017

Se mantiene para los valores de conductividad eléctrica la alta variabilidad, tanto entre las diferentes fuentes como entre puntos pertenecientes a la misma fuente.

El sector de las nacientes del río Santa Cruz mantiene valores bajos en la mayoría de sus puntos, excepto en SC2. Los puntos 17SC3 y 17SCa drenan el sector suroeste de la

cuenca (Figura 6.2). Pero, el primero de ellos drena una superficie mucho mayor y con presencia de varias geoformas, mientras que el segundo, con un área de drenaje muy pequeña, presenta el desarrollo de un humedal alto-andino de importantes dimensiones. Sin embargo, a pesar de estas diferencias, los valores de conductividad son muy similares. Los otros dos puntos de muestreo (SC2 y SC4) se ven influenciado en sus valores altos por la presencia de las areniscas y conglomerados rojizos continentales (Figura 6.10).

Tanto la porción superior como inferior del río Santa Cruz presentan variaciones en sus valores de conductividad dependiendo de la naturaleza de los afluentes. Los flujos emergentes con altos valores de conductividad desde el glaciar de escombros El Gigante generan un aumento abrupto de la misma en la porción superior del río Santa Cruz. Posteriormente, los valores decrecen hasta recibir los aportes con alta salinidad de los manantiales termales (SC31) y río Las Churrulas (SC33), donde muestran un leve aumento de la conductividad (Figura 6.10). Dos de los afluentes del río Santa Cruz, provenientes de la cordillera de Santa Cruz presentan una particularidad. Mientras que el punto 17SCn drena una cuenca muy pequeña sin geoformas periglaciares en ella, el punto SC35 drena una cuenca mucho mayor con varias geoformas en su interior. A pesar de estas diferencias, ambos puntos poseen valores de conductividad eléctrica casi similares (Figura 6.10). Por lo cual, el origen del agua en ambas cuencas sería similar, atribuido posiblemente a la fusión de manchones de nieve remanentes del invierno anterior o a la liberación del agua almacenada en capa activa. Además, la carga iónica estaría controlada principalmente por la litología de la cuenca y no por la presencia de geoformas en ellas.

El sector de la quebrada Campamento, presenta la particularidad de valores de conductividad muy similares para las diferentes fuentes de agua. Estas se corresponden con manantial emergente a los pies de glaciar de escombros (SC19), dos arroyitos superficiales-subsuperficiales (17SC24 y 17SCj respectivamente) y un punto a la salida de la quebrada (SC20). Lo cual, estaría indicando, al igual que en el caso anterior, un mismo origen del agua para los diferentes puntos de muestreo. Debido a la dinámica de los glaciares de escombros, el termokarst muestreado en el año 2016, no pudo ser muestreado en 2017 (Figura 6.10).

El sector del glaciar de escombros El Gigante ha sido densificado respecto a los puntos de muestreo del año anterior, manteniendo una alta variabilidad en los valores entre sus diferentes fuentes. En los manantiales de descarga (17SCu, SC6 y SC7) existe una diferencia de hasta 3 veces el valor de conductividad entre un punto y el otro. Estos valores indican que el recorrido de los diferentes flujos dentro del glaciar de escombros no tiene conexión. Por su parte, en las cercanías de la zona de raíz, la muestra de fusión de nieve (17SC300) posee valores un poco más elevados que la muestra de flujo intra capa activa (17SC400) que se encuentra en un sector topográfico un poco menos elevado. Lo cual indicaría, que el flujo intra capa activa estaría alimentado por la fusión nival y alguna otra fuente, posiblemente fusión de permafrost. Los valores de

conductividad de los termokarst y/o depresiones ubicados en diferentes sectores y a diferentes elevaciones también indicarían la presencia de algunos canales sin conexión dentro del glaciar de escombros (Figura 6.11).

Si se considera en conjunto los valores de conductividad eléctrica con el tipo de fuente y la elevación de las mismas, se tiene que los flujos provenientes de cordillera de Santa Cruz y del cordón del Yunque poseen bajos valores, influyendo en el comportamiento del río Santa Cruz. En el glaciar de escombros El Gigante, los valores de fusión de nieve y de flujo de intra capa activa son más elevados que los valores de varios de los termokarst y/o depresiones, lo que estaría indicando que en estos últimos hay influencia de otra fuente de agua, posiblemente fusión de permafrost. Mientras que, en otros termokarst y/o depresiones, los valores son más elevados, debido al mayor recorrido (17SCf) o al contenido litológico-mineralógico y tiempo de interacción (SC11).

La evolución normal en los ríos respecto a los valores de conductividad eléctrica indica un aumento de la misma en la dirección de flujo, tal como ocurre en la cuenca del río Blanco (Mendoza) dominada por procesos glaciares y periglaciares (Massone *et al.*, 2016). Sin embargo, el tramo superior del río Santa Cruz presenta un comportamiento a la inversa, debido principalmente a la influencia de sus afluentes cuyas cabeceras de cuenca se encuentra a elevadas alturas.

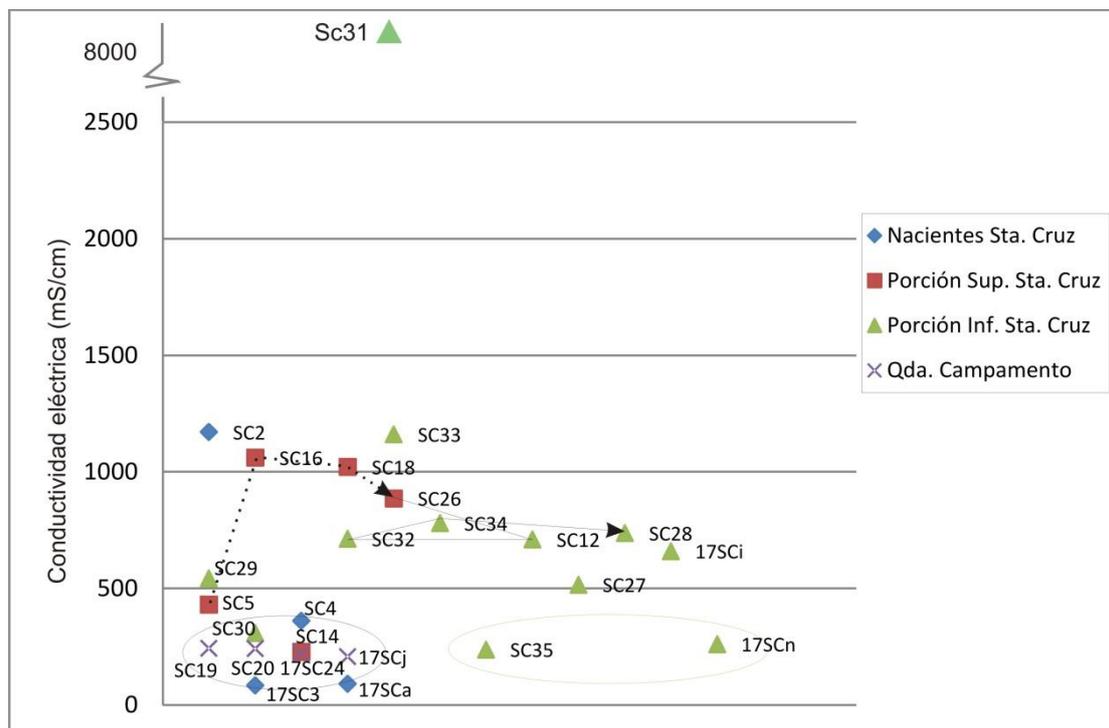


Figura 6.10. Valores de conductividad eléctrica en los diferentes sectores de la cuenca. Las líneas sólida y punteada indican la dirección de flujo y los cambios en los valores de conductividad eléctrica.

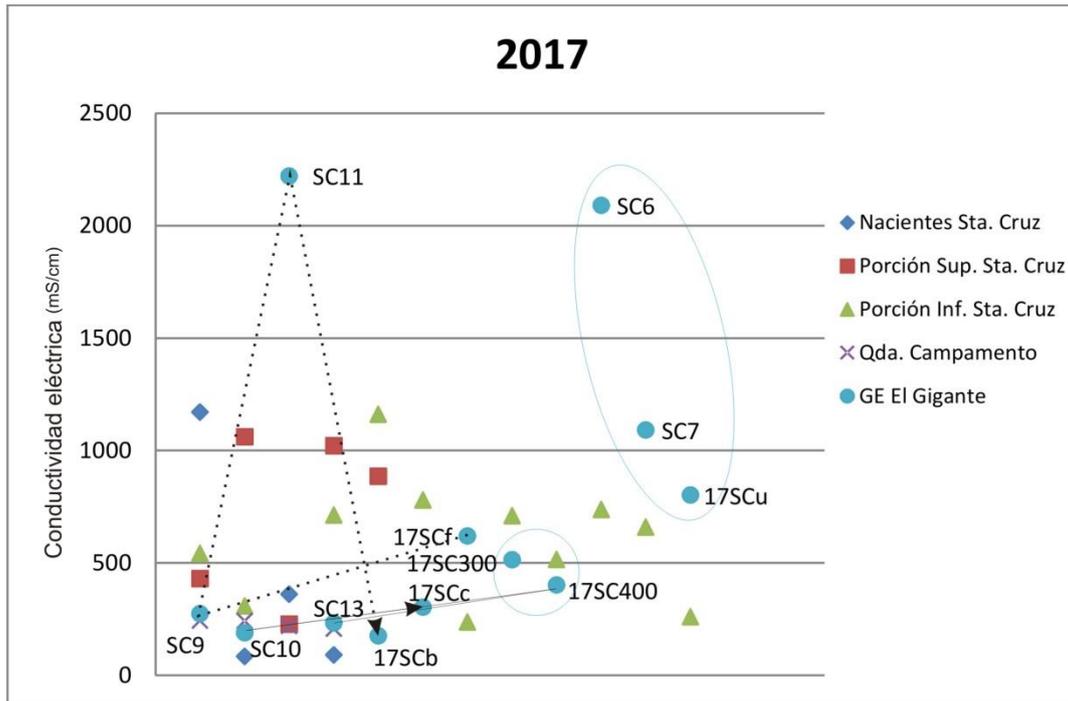


Figura 6.11. Valores de conductividad eléctrica en los diferentes sectores del glaciar de escombros El Gigante. La muestra SC31 (8060 mS/cm) se ubica fuera del gráfico para no modificar la escala. Las líneas sólida y punteada indican para cada lengua del glaciar de escombros, la dirección desde cotas más elevadas a menos elevadas, lo cual no significa que sea un único canal de flujo.

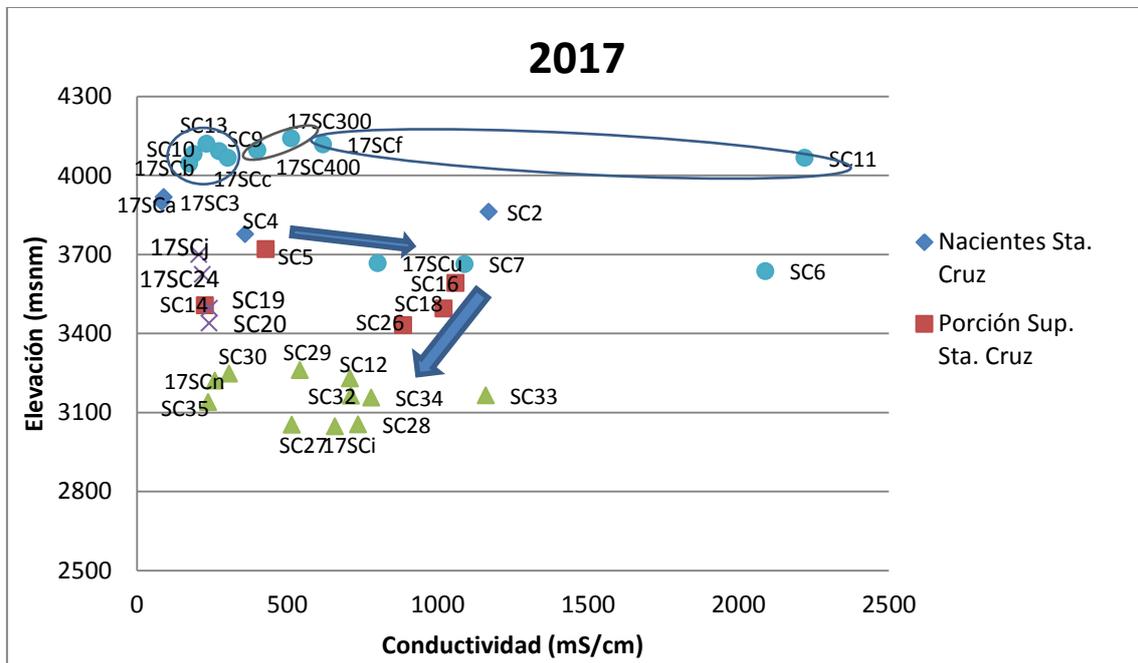


Figura 6.12. Valores de conductividad eléctrica considerando el tipo de fuente y la elevación de la misma. Las elipses azules indican los valores de termokarst. La elipse azul indica los valores de fusión de nieve y de flujo intra capa activa. Las flechas azules indican la evolución de la conductividad en el río Santa Cruz.

Si se consideran los valores de conductividad según las muestras pertenezcan al río Santa Cruz, a los afluentes tanto de la cordillera de Santa Cruz (este) como del cordón El Yunque (oeste) y a las diferentes manifestaciones de los glaciares de escombros (El Gigante y Campamento I y III), se tiene que los valores con menor variabilidad corresponde a los afluentes del río Santa Cruz. Mientras que, los glaciares de escombros con sus diferentes manifestaciones líquidas muestran la mayor variabilidad de la región, además de poseer los valores de mayor conductividad. Por su parte, el río Santa Cruz posee una variabilidad intermedia (Figura 6.13).

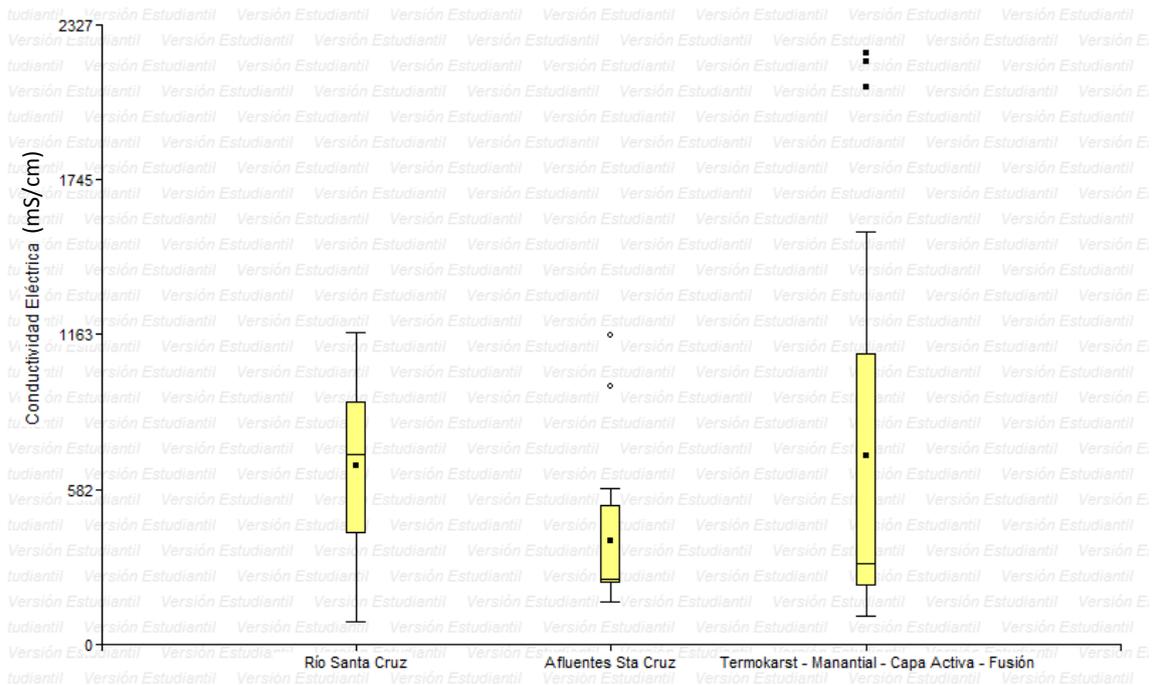


Figura 6.13. Gráfico de caja y bigotes considerando los valores de conductividad. Los datos atípicos exceden en 1.5 el rango intercuartílico.

Los valores de pH para las diferentes fuentes de agua, muestran a diferencia del año 2016, una mayor homogeneidad, estando comprendidos entre los valores de 7 y 8, siendo ligeramente básicas las muestras. Solamente 2 muestras (SC11 y SC33) presentan un comportamiento marcadamente ácido y están vinculadas a las manifestaciones hidrotermales presentes en el cordón El Yunque. En estos sectores, en forma local, se produciría debido a la disponibilidad de sulfuros, oxígeno e hidrógeno, un leve drenaje ácido (pH cercano a 4) (Figura 6.14).

6.4.2 Caracterización iónica de diferentes fuentes de agua

A modo general, las diferentes fuentes de agua, se corresponden a dos familias, estas son bicarbonatada sódica y sulfatada sódica. En la primera de ellas, se ubican principalmente las muestras del sector de nacientes del río Santa Cruz, de la quebrada Campamento y algunas de la porción superior del río Santa Cruz. Mientras que el resto de las muestras son del tipo sulfatada sódica. Se observa además, una alta variabilidad respecto al contenido de los aniones SO_4^{2-} y HCO_3^- . Mientras que, los cationes en las diferentes fuentes de agua tienen una composición similar (Figura 6.16).

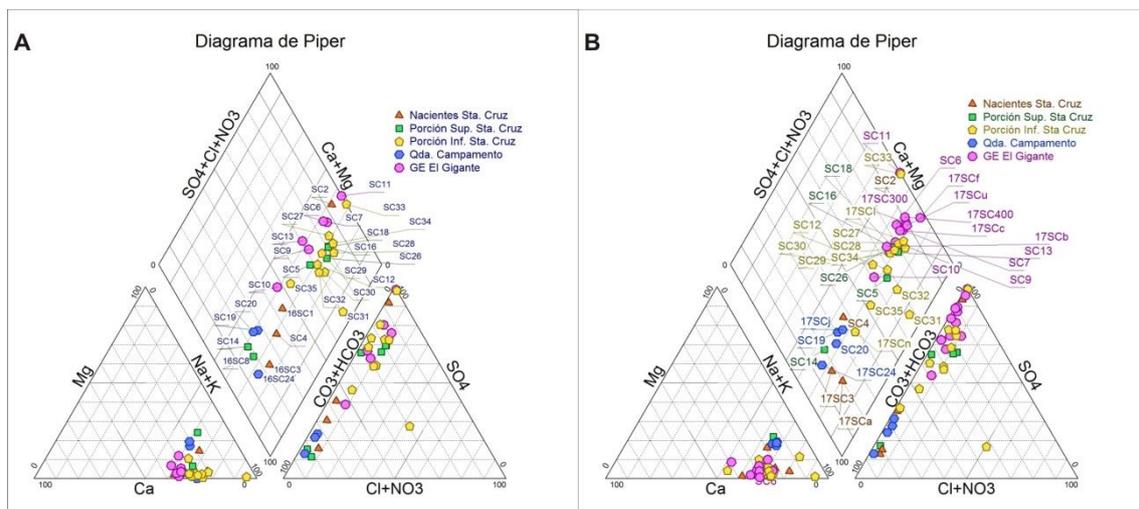


Figura 6.16. Clasificación según Piper para los años 2016 (A) y 2017 (B).

El sector de Nacientes del río Santa Cruz indica un tipo de agua bicarbonatada sódica, excepto para una muestra (SC2) que es del tipo sulfatada sódica y que además posee un valor en sólidos disueltos totales (SDT) mucho más elevado que el resto de las muestras (Figura 6.17). Esta muestra drena una pequeña área en el sector sur-oeste de las nacientes donde no hay presencia de glaciares de escombros ni protalus rampart.

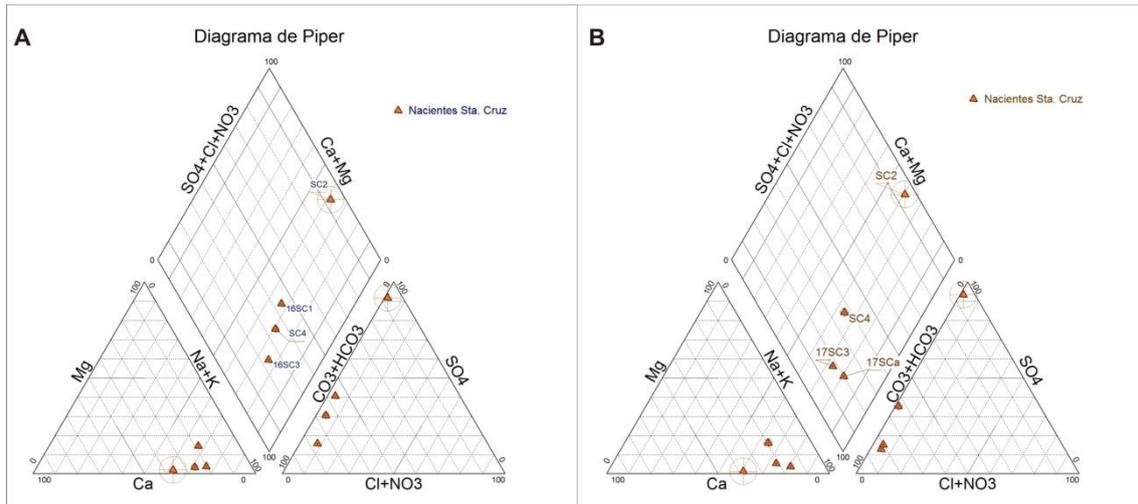


Figura 6.17. Clasificación según Piper para los años 2016 (A) y 2017 (B) en las nacientes del río Santa Cruz. Los círculos son proporcionales al contenido de SDT de cada muestra.

El tramo superior del río Santa Cruz, a diferencia del sector de nacientes, tiene un comportamiento del tipo sulfatado sódico. El primer punto de muestreo (SC5) luego de la unión de los cauces de las nacientes presenta este comportamiento. Las muestras (16SC8 y SC14) dentro de este sector con comportamiento bicarbonatado pertenecen a un afluente del río Santa Cruz y a drenaje de ladera, ambos sobre la cordillera de Santa Cruz (Figura 6.18).

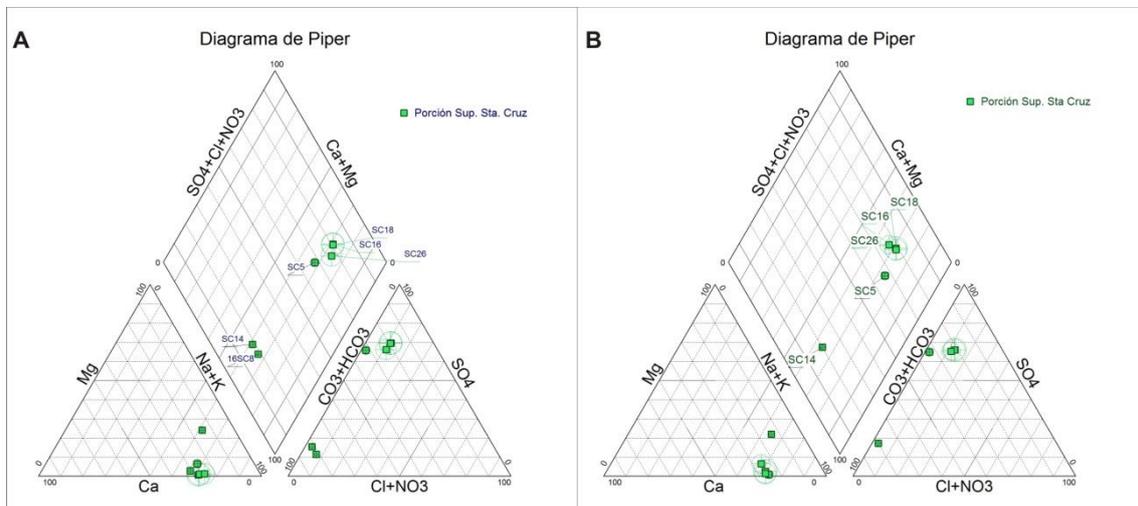


Figura 6.18. Clasificación según Piper para los años 2016 (A) y 2017 (B) en la porción superior del río Santa Cruz. Los círculos son proporcionales al contenido de SDT de cada muestra.

El tramo inferior del río Santa Cruz tiene un comportamiento netamente sulfatado sódico, excepto la muestra 17SCn, la cual es un afluente que drena una pequeña cuenca en la cordillera de Santa Cruz y sin geformas periglaciales en su cabecera, que es del tipo bicarbonatada sódica. El Diagrama de Piper nos permite ver que la muestra SC31 correspondiente a manifestaciones termales tiene un origen completamente distinto al resto, por sus elevados valores de cloro y de SDT. Procesos de mezcla también se

observan entre las muestras del río Santa Cruz (SC32) y río de Las Churrulas (SC33) (Figura 6.20), dando como resultado los valores en SC34 (Figura 6.19).

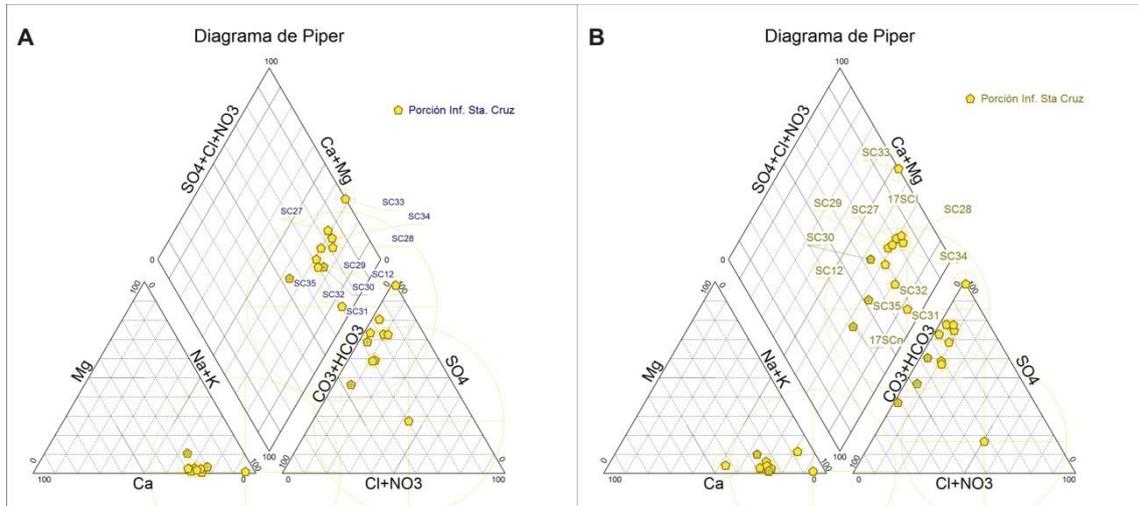


Figura 6.19. Clasificación según Piper para los años 2016 (A) y 2017 (B) en la porción inferior del río Santa Cruz. Los círculos son proporcionales al contenido de SDT de cada muestra.



Figura 6.20. Unión del río Las Churrulas (izquierda), de carácter netamente sulfatado, y del río Santa Cruz (derecha), moderadamente sulfatado. El tramo de mezcla entre ambos cuerpos de agua se mantiene durante unos pocos cientos de metros hasta su homogeneización completa. El origen del alto contenido iónico y de la composición del río Las Churrulas está directamente vinculado a la zona de alteración hidrotermal presente en su cabecera.

La quebrada Campamento muestra bastante homogeneidad en la composición de sus muestras, siendo todas ellas bicarbonatadas sódicas. La muestra de termokarst (16SC24) es la única que presenta algunas diferencias respecto al resto de las muestras, estando más enriquecida en HCO_3^- y Na^+ (Figura 6.21). Esta diferenciación en el contenido iónico podría indicar una fuente de origen distinta al resto de las muestras. Mientras que, el manantial a los pies del glaciar de escombros Campamento III (SC19) tiene el

mismo comportamiento que el resto de las fuentes de agua, denotando que la alimentación de este manantial sería por la fusión nival.

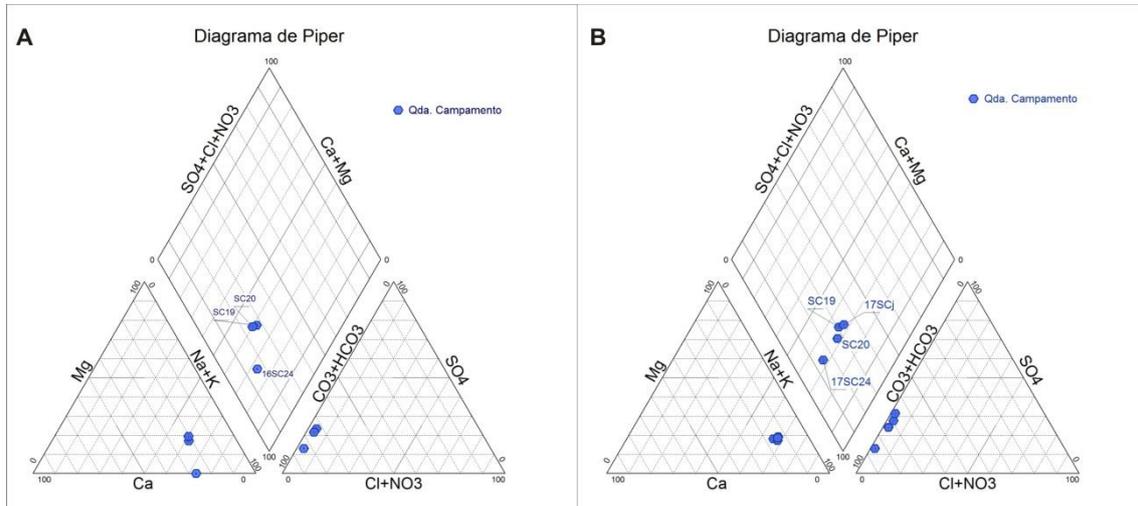


Figura 6.21. Clasificación según Piper para los años 2016 (A) y 2017 (B) en quebrada campamento. Los círculos son proporcionales al contenido de SDT de cada muestra.

Los diferentes puntos de muestreo sobre el glaciar de escombros El Gigante son los que presentan mayor variabilidad espacial en su composición, considerando que se ubican sobre la misma geoforma y en pequeñas distancias de separación. El comportamiento general de las muestras es del tipo sulfatado sódico. Existen dos termokarst y/o depresiones (SC11 y 17SCf) ubicados sobre la lengua norte que son netamente sulfatados. Mientras que, los flujos emergentes del glaciar de escombros (SC6, SC7 y 17SCu) tienen una composición muy similar entre sí pero alta variabilidad en la cantidad de SDT. Tanto el flujo de intra capa activa (17SC400) como la fusión de nieve (17SC300) poseen composición iónica muy similar a los flujos emergentes pero con una notable disminución de SDT en los primeros respecto a estos, y además presentan un aumento de SDT respecto a algunos de los termokarst y/o depresiones (Figura 6.22).

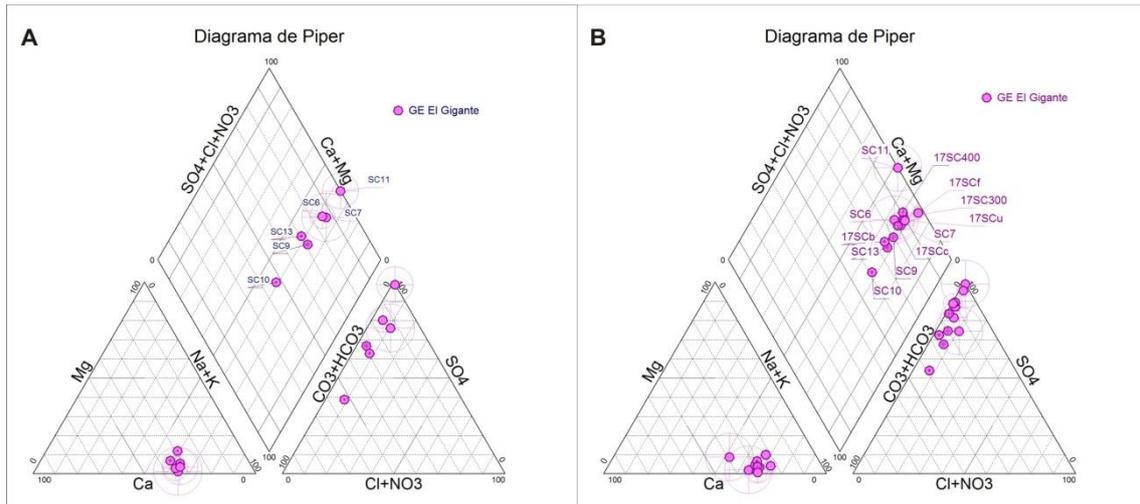


Figura 6.22. Clasificación del tipo de familia de agua para los años 2016 (A) y 2017 (B) en glaciar de escombros El Gigante. Los círculos son proporcionales al contenido de SDT de cada muestra.

Si consideramos la composición según su concentración iónica, se observa que la mayor variabilidad se tiene en el catión Na^+ y en el anión SO_4^{2-} en todos los casos. Las muestras correspondientes a los glaciares de escombros son las que presentan mayor variabilidad espacial y mayor valor medio en varios de sus iones, principalmente en los iones SO_4^{2-} y Na^+ . Actuando de esta manera, los glaciares de escombros, como un medio de concentración más que de dispersión. Mientras que, los afluentes del río Santa Cruz, que en su mayoría son de corto recorrido y con sus cabeceras a cotas elevadas, son los que poseen menor variabilidad respecto a su contenido iónico, además de los menores valores medios para los diferentes iones. Lo cual podría estar indicando una mayor influencia de la fusión nival en la conformación de estos caudales (Figura 6.23).

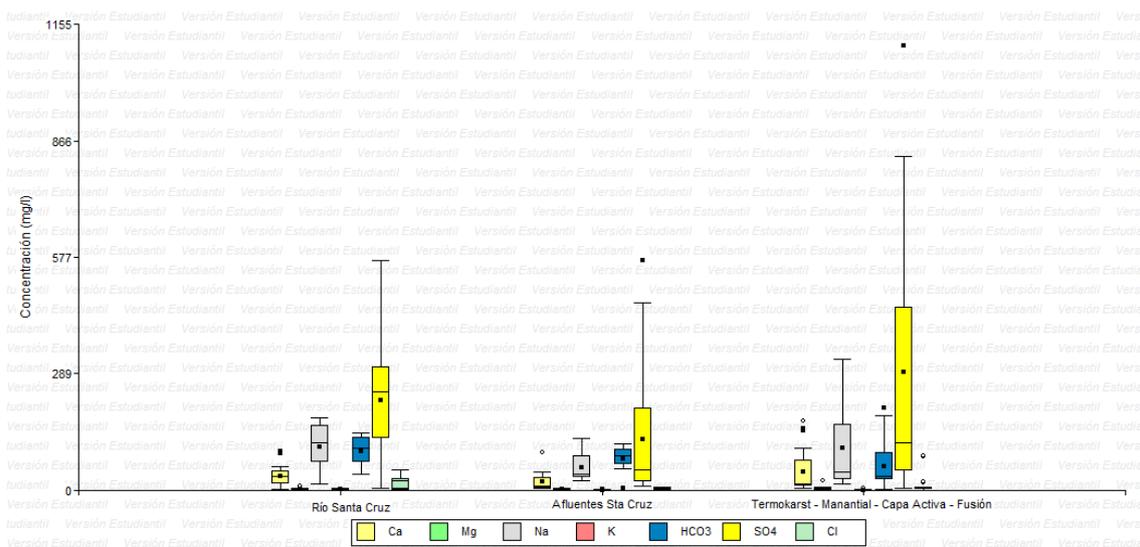


Figura 6.23. Diagrama de caja y bigotes según la concentración iónica (mg/l). Los valores atípicos exceden en 3 veces el rango intercuartílico.

En la Figura 6.24 se observa que ninguna de las composiciones se asemeja a la línea que indica la relación 1:1, significando una complejidad en la determinación de los procesos de disolución-precipitación en las diferentes fuentes de agua. La mayor correlación se observa en las muestras del río Santa Cruz, lo cual indicaría procesos generales de disolución-precipitación. Mientras que, en las muestras de afluentes y en glaciares de escombros existe una muy baja correlación, indicando una gran variedad de procesos en la química del agua.

En la Figura 6.24a indica una alta correlación lineal entre los valores de SO_4^{-2} y Ca^+ y con desplazamiento respecto de la relación 1:1 hacia valores enriquecidos de SO_4^{-2} . Esta situación denota al proceso de disolución de formaciones evaporíticas (anhidrita-yeso) como una de las principales fuentes de iones. Pero además, existe otra fuente de SO_4^{-2} que produce un enriquecimiento en estos valores. Esta fuente está asociada a la oxidación de sulfuros presentes en la zona y queda evidenciado en las muestras SC11 y SC33, las cuales están directamente relacionadas a la zona de alteración hidrotermal. Por otra parte, existe un enriquecimiento en Ca^+ (SC6 y 17SC6) en el manantial a los pies del glaciar de escombros El Gigante, el cual se debe a la disolución de material carbonático (Figura 6.24b).

Por su parte, el Cl⁻ con valores muy bajos sería aportado principalmente por la precipitación y disolución de evaporitas, mientras que el Na⁺ el cual alcanza concentraciones mucho mayor tendría otras fuentes adicionales (Figura 6.24c).

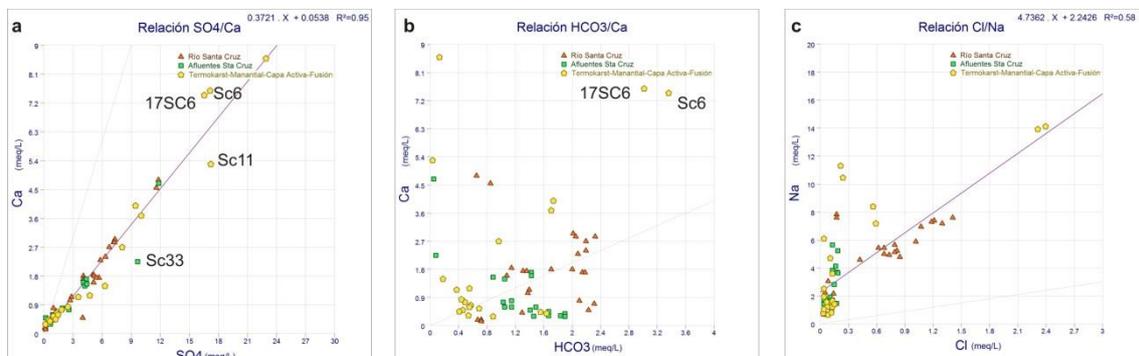


Figura 6.24. Gráficos de dispersión de a) SO_4 y Ca , b) HCO_3 y Ca , c) Cl y Na . La línea gris punteada indica la relación 1:1. La línea violeta indica la correlación lineal entre ambas variables

6.4.3 Caracterización isotópica de diferentes fuentes de agua

Los escasos estudios isotópicos realizados en la provincia de San Juan se concentran principalmente en la zona del Valle del Tulum, donde se identifica a partir de estudios hidrogeológicos e isotópicos al río San Juan como una de las recargas de la cuenca subterránea en el valle del Tulum. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ cercanos a -15.7‰ en el río San Juan refuerzan esta hipótesis. Mientras que, la precipitación local a 600 msnm tiene un valor

estimado de $\delta^{18}\text{O}$ -7.5‰ (Vogel *et al.*, 1972). El segundo estudio isotópico en esta provincia fue realizado para determinar el origen del agua subterránea en el valle del Tulum. En él se indica que una de las principales recargas es el río San Juan, el cual se origina en la cordillera de Los Andes y consecuentemente está empobrecido en su contenido isotópico. El contenido en $\delta^{18}\text{O}$ varía entre -16.2 y -14.8‰ con un ajuste bastante marcado respecto a la recta meteórica mundial y sería representativo de los valores de precipitación en los sectores altos de la cuenca (Albero *et al.*, 1987).

El único antecedente respecto a los valores isotópicos de precipitación en región cordillerana de la provincia de San Juan, son los datos aportados por Milana y Dapeña (2012), quienes indican que en la provincia de San Juan las precipitaciones de nieve son producto de 3 sistemas diferentes. El sistema amazónico-pampeano desde el NE con valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -7.7‰ y -7.3‰ y $\delta^2\text{H}$ entre -34‰ y -33‰. El segundo sistema, frente polar ingresando desde el Pacífico en dirección suroeste, posee valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -10.5‰ y -9.8‰ y $\delta^2\text{H}$ entre -54‰ y -51‰. Por último, el tercer sistema, frente polar de menor intensidad desde Patagonia, posee valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -7.5‰ y -5.1‰ y $\delta^2\text{H}$ entre -39‰ y -21‰. Además, todas las muestras poseen un exceso de deuterio >25‰.

Uno de los escasos estudios isotópicos previos realizados en glaciares ha sido el de Boliuss (2006) quien a través de una perforación de 13 metros en el glaciar La Ollada (Mercedario) indica un valor promedio de $\delta^{18}\text{O}$ de -21.4‰ pero con fuertes variaciones de entre -11.6‰ y -28.3‰. Asumiendo que estas diferencias en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ reflejan variaciones en la temperatura durante las diferentes estaciones. Siendo los valores más empobrecidos correspondientes a las precipitaciones del invierno austral (Junio a Agosto) y los valores más enriquecidos al verano austral (Diciembre a Febrero). Por su parte, Jenk *et al* (2015) para el mismo glaciar La Ollada, en una perforación de 104 metros indica una falta de variación estacional en el contenido isotópico de $\delta^{18}\text{O}$.

En la región, principalmente en Mendoza y en la República de Chile, otros estudios isotópicos se han desarrollado. Panarello y Dapeña (1996) en el estudio de los mecanismos de recarga y salinización en las cuencas de los ríos Mendoza y Tunuyán reflejan una composición isotópica diferenciada según la altura a la que se produce la recarga, con valores promedio para el río Mendoza de $\delta^{18}\text{O}$ -18.6‰ y $\delta^2\text{H}$ -140‰ y para el río Tunuyán de $\delta^{18}\text{O}$ -16.7‰ y $\delta^2\text{H}$ -127‰. Además identifican algunos sectores de recarga más bajos (Pampa de Canota) con valores enriquecidos ($\delta^{18}\text{O}$ -6.8‰ y $\delta^2\text{H}$ -48‰), similares al valor promedio invernal en la ciudad de Mendoza. Estos valores empobrecidos de ^{18}O y ^2H en los ríos Mendoza y Tunuyán denotan su origen en la fusión de nieve y hielo en alta cordillera. Por su parte, Massone *et al* (2016) para un mejor entendimiento del ciclo hidrológico en la región realizan una caracterización isotópica del agua superficial, subterránea, hielo y fusión de la nieve en la cuenca del río Blanco (Mendoza). Indican que la composición isotópica de la precipitación está más enriquecida en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ que el agua de los ríos, reflejando claramente que las fuentes

de recarga están a mayor altura. Entre las fuentes de recarga, la nieve (más empobrecida) sería la principal, mientras que el hielo (más enriquecido) tendría una influencia menor. La recta meteórica local, construida con los valores de dos estaciones (826 y 1200 msnm), muestra un buen ajuste a la recta meteórica global. Mientras que, los valores de exceso de deuterio rondan los -15‰ -13‰ respectivamente. Los valores promedio ponderados en ambas estaciones de $\delta^{18}\text{O}$ fueron de -5,24‰ y -5,01‰ respectivamente y de -26,1‰ y -23,7‰ para el $\delta^2\text{H}$. Los manchones de nieve muestran un rango amplio de variación en su contenido isotópico, con un valor promedio de $\delta^{18}\text{O}$ -13,05‰ y $\delta^2\text{H}$ -94‰.

En la cuenca del río Vallecitos (Mendoza), afluente del río Blanco, Sileo *et al.* (2015) realizan una caracterización isotópica del agua de diversas proveniencias en un típico ambiente criogénico. En esta, las aguas superficiales muestran valores de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente más enriquecidos (-13.5 a -14.3‰) que los manchones de nieve (-16‰), con excesos de deuterio en todas las muestras de 15‰. Estos valores estarían indicando que se trata de aguas de fusión de nieve, con un posible aporte de lluvia. La composición isotópica más empobrecida de los manantiales indica una recarga a mayor altura. Pero, las muestras de manantiales a los pies de un glaciar de escombros denotan un enriquecimiento isotópico con respecto a otros manantiales de alturas similares debido posiblemente a un aporte hídrico por fusión de criofomas. Mientras que, una muestra correspondiente a manchón de nieve posee los valores más empobrecidos ($\delta^{18}\text{O}$ -17.3‰) y exceso de deuterio de 4‰. Sileo *et al.* (2015) indica que estos valores de exceso de deuterio inferiores a 10‰ son característicos de procesos de sublimación y evaporación que sufre la nieve a través del tiempo.

El uso de la composición química y de isótopos estables ha sido utilizado como indicadores de las fuentes de agua en la cuenca superior del río Mendoza (Crespo *et al.*, 2017). De esta forma, es posible identificar que el agua proveniente de cordillera Principal posee mayor salinidad y está empobrecida isotópicamente con respecto a la de cordillera Frontal. Los valores del contenido isotópico de Cordillera Principal están más empobrecidos y poseen menor variabilidad que en Cordillera Frontal, la cual recibe aportes de humedad desde el Pacífico y Atlántico (Hoke *et al.*, 2013). Los valores isotópicos más empobrecidos corresponden a glaciares y glaciares cubiertos, seguidos de las muestras de agua subterránea y glaciares de escombros. Mientras que, los valores de la nieve se superponen con la mayoría de las otras fuentes. Además, la evolución temporal del contenido químico en los ríos, indica cambios en la contribución relativa de las diferentes fuentes.

Un muestreo de precipitaciones y ríos en el flanco oriental de la cordillera de Los Andes en la provincia de Mendoza (33° S), indica una influencia en la precipitación primordialmente Pacífica por encima de los 2000 msnm e influencia mixta (Pacífica y Atlántica) por debajo de los 2000 m s.n.m. (Hoke *et al.*, 2013). La diferencia altitudinal queda reflejada en los valores isotópicos más empobrecidos en Las Cuevas ($\delta^{18}\text{O}$ -12,8‰ y $\delta^2\text{H}$ -93,5‰; 3200 msnm) respecto a los valores más enriquecidos en

Potrerrillos ($\delta^{18}\text{O}$ -6,2‰ y $\delta^2\text{H}$ -37,8‰; 1400 msnm) (Hoke *et al.*, 2013). Además, el valle de Uspallata representaría un importante límite entre las fuentes de humedad (Pacífica y Atlántica), basado en la falta de estacionalidad de las precipitaciones de este sector (Hoke *et al.*, 2013).

En la cuenca del río Juncal (Chile) se ha realizado un balance de agua utilizando isótopos estables del río y de sus fuentes, donde se observa que en años extremadamente secos (La Niña), el aporte por fusión glaciaria puede ser del orden del 50 al 90% (Ohlanders *et al.*, 2013). Además, denominan como elución isotópica al proceso por el cual el agua de fusión de nieve se va enriqueciendo a medida que avanza el proceso de fusión, mientras que el manchón de nieve remanente se va empobreciendo isotópicamente. La relación entre la elevación y la composición isotópica de los manchones de nieve es similar a la encontrada por Rozanski y Araguas (1995) para precipitación y ríos en Chile y Argentina (Ohlanders *et al.*, 2013).

6.4.4 Análisis de la composición isotópica de diferentes fuentes de agua

Considerando todas las muestras de ríos, arroyos, manchones de nieve, nieve compacta, fusión de nieve, termokarst y manantiales en glaciares de escombros y surgente termal, existe una amplia variabilidad en la composición isotópica de las diferentes fuentes de agua. La mayor variabilidad respecto a su composición se observa en las muestras de manchones de nieve, las cuales poseen valores entre -13.3‰ y -22.1‰ $\delta^{18}\text{O}$ y de -104.2‰ y -172.2‰ $\delta^2\text{H}$. Estas muestras no presentan un agrupamiento respecto a un valor central y además incluyen los valores más empobrecidos y más enriquecidos del total de las muestras (Figura 6.25).

Por su parte, las muestras de termokarst y/o depresiones y manantial en el glaciar de escombros El Gigante también presentan alta variabilidad, aunque menor que los manchones de nieve, con valores entre -15.1‰ y -18.6‰ $\delta^{18}\text{O}$ y de -118.7‰ -143.5‰ $\delta^2\text{H}$ (Figura 6.25). No sucede lo mismo en los glaciares de escombros en Quebrada Campamento, donde las muestras, a pesar de ser pocas si presentan menor variabilidad respecto a sus valores.

En la Figura 6.25 se observa que los diferentes cursos de agua reflejan en su composición isotópica la altitud de sus cabeceras. Las muestras del sector de nacientes del río Santa Cruz (IS1, IS18) y tramo superior del río Santa Cruz (17IS16), donde se encuentran las mayores elevaciones, presenta los valores más empobrecidos. En el sector medio del río Santa Cruz (17IS32 y 17IS34) los valores son intermedios, mientras que en el sector más bajo de la cuenca se encuentran los valores de $\delta^{18}\text{O}$ más enriquecidos. Esta situación se repite en los afluentes del río Santa Cruz, donde los que poseen cotas elevadas en su zona de cabecera presentan valores más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$.

Los bancos de nieve compactos en la raíz del glaciar de escombros Quebrada Campamento I poseen valores comprendidos entre -16,2‰ y -17,4‰ $\delta^{18}\text{O}$ y de -

129,7‰ -138,4‰ $\delta^2\text{H}$. Considerando la evolución de estos bancos de nieve, los valores más enriquecidos se presentan en el primer año de muestreo (2016) (IS22), donde el desarrollo era menor. Para el segundo año de muestreo (2017) los bancos de nieve presentan un desarrollo mucho más potente y los 3 puntos de muestreo (HX, HXX y HXXX) se encuentran más empobrecidos que el año anterior (IS22). Además, entre los tres puntos de muestreo ubicados en el mismo sector pero sobre diferentes bancos de nieve separados por capa de detritos, se observa que el banco basal (HX) posee valores de $\delta^{18}\text{O}$ intermedio entre el banco medio (HXX) y el banco superior (HXXX). Si consideramos que estos bancos de nieve separados por capas de detritos continuas constituyen eventos únicos de precipitación, la variabilidad isotópica de los diferentes bancos podría estar asociada a la variabilidad isotópica de los diferentes eventos de precipitación (Figura 6.25). Además, los procesos de redistribución isotópica por metamorfismo de la nieve también podrían incidir en el valor de cada uno de los bancos de nieve.

Por otro lado, los bancos de nieve en la zona de raíz del glaciar de escombros Campamento I (sección 4.2.2.2) que constituirían un clásico mecanismo de alimentación de avalanchas de nieve y detritos (modelo periglacial), poseen valores isotópicos similares al valor promedio de los manchones de nieve actuales. Confirmando la propuesta de condiciones actuales de permafrost en el desarrollo de este glaciar de escombros.

El agua de fusión de nieve es isotópicamente menos variable que los manchones de nieve, lo que refleja una redistribución isotópica durante el metamorfismo y la fusión. Este proceso de redistribución isotópica explicaría en parte la menor variabilidad de los bancos de nieve respecto a los manchones de nieve y la diferencia de valores entre los diferentes bancos (Figura 6.25).

El valor de -16,4‰ $\delta^{18}\text{O}$ y de -131,7‰ $\delta^2\text{H}$ es el valor promedio de los diferentes manchones de nieve. Tanto las muestras de Fusión de Nieve (17IS300 y 17IS36) como de flujo de capa activa (17IS400) poseen valores muy similares al promedio de los manchones de nieve (Figura 6.25). Lo cual indica que la mayor parte del flujo circulante por capa activa de los glaciares de escombros proviene de la fusión de los manchones de nieve estacionales.

Por su parte, los valores de las muestras correspondientes a las surgentes termales, ubicadas junto al río Santa Cruz, presentan un típico desplazamiento (shift) en su composición de $\delta^{18}\text{O}$ hacia valores más enriquecidos en $\delta^{18}\text{O}$ producto de la interacción agua-roca (Figura 6.25).

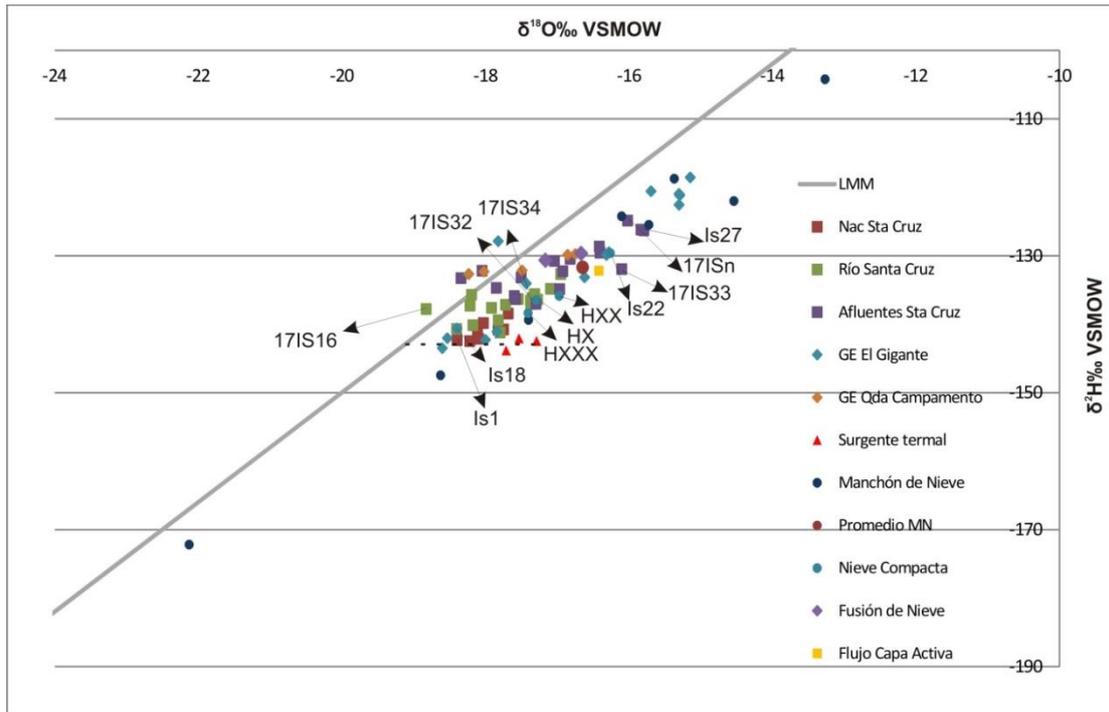


Figura 6.25. Gráfico de dispersión de los valores de isótopos estables para el universo de muestras analizadas. La línea gris representa la línea meteórica mundial o global (Craig, 1961). La línea punteada negra indica el ‘shift’ geotermal producto de la interacción agua-roca.

En el área de estudio, los valores de exceso de deuterio (D) para el total de las muestras varían entre valores cercanos a los 14.6‰ hasta -5.8‰ (Figura 6.26). Entre los valores más bajos se encuentran muestras de manchones de nieve, nieve compacta, fusión de nieve y flujo intra capa activa, los cuales estarían influidos por procesos de sublimación o evaporación.

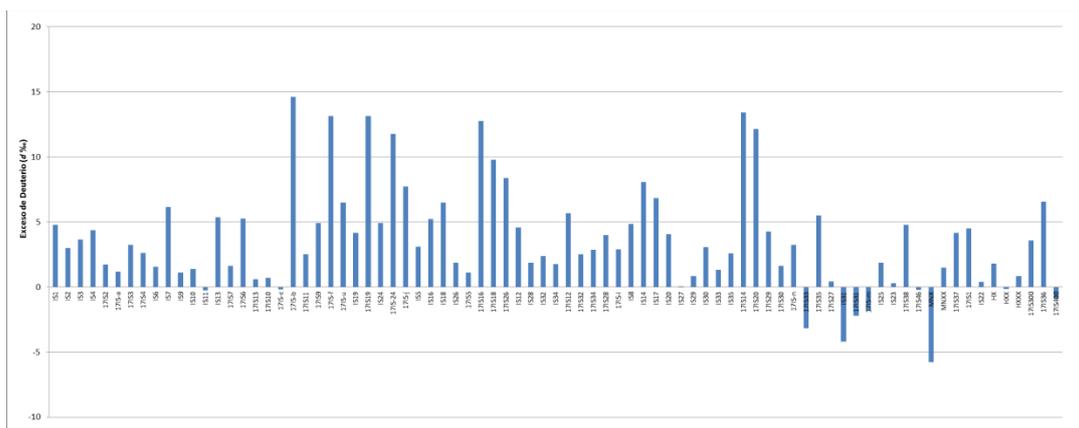


Figura 6.26. Valor de Exceso de Deuterio (*d*) para las diferentes muestras en el área de estudio.

En la Figura 6.27 se observa la relación entre el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de los manchones de nieve respecto a su elevación. A pesar de que el rango altitudinal del muestreo no es muy amplio (300 metros aproximadamente) se observa un control de la elevación en la composición isotópica de la nieve. Debido a que en el año 2016 solo han sido muestreados 2 manchones de nieve, el coeficiente de determinación (r^2) ha sido

calculado considerando las muestras de los 2 años en conjunto. A pesar de que pueden existir variaciones interanuales en la precipitación que afectarían la relación elevación vs $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$. Además, la muestra MNX no ha sido considerada en el cálculo ya que posee valores muy empobrecidos según la elevación a la que se encuentra. Un evento de precipitación nívea al momento de la toma de la muestra podría haber ocasionado contaminación en la misma.

El coeficiente de determinación (r^2) muestra valores más cercanos a 1 para la relación de la elevación con $\delta^{18}\text{O}$. Si bien los valores de r^2 indican una relación entre el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$ con la elevación, la misma posee valores de entre 0.58 y 0.68, denotando una relación no muy fuerte. Por su parte, el empobrecimiento promedio con respecto a la elevación es de 30‰ $\delta^2\text{H}/100\text{ m}$ y de 4.3‰ $\delta^{18}\text{O}/100\text{ m}$, valores relativamente muy altos respecto a estudios similares realizados en los Andes (Rozanski y Araguas, 1995; Ohlanders *et al.*, 2013).

Los valores de r^2 relativamente bajos y los valores de empobrecimiento de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ respecto a la altitud relativamente altos se puede deber a dos motivos principales. Por un lado, el escaso rango altitudinal considerado en este trabajo, donde la diferenciación isotópica puede ser difusa. Por otro lado, en este trabajo las muestras de manchones de nieve con las cuales se han realizado los cálculos corresponden a la parte superior donde los procesos de sublimación y fusión son más intensos. Mientras que en otros trabajos se utiliza un núcleo del manchón de nieve (*snowcore*) como muestra representativa.

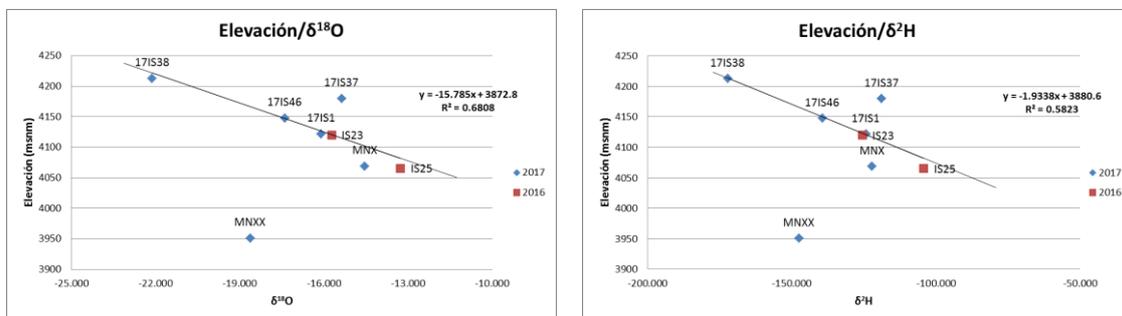


Figura 6.27. Relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y elevación de muestras de manchones de nieve temporarios en el tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz. r^2 se ha realizado considerando las muestras de los 2 años (2016 y 2017) excluyendo a la muestra MNXX que posee valores anómalos.

6.5 Discusiones

Composición iónica

La conductividad eléctrica es uno de los parámetros físico-químico de fácil medición y aceptable utilidad en la diferenciación según tipo de fuente de agua. En este trabajo, los valores de conductividad presentan una alta variabilidad según la fuente, pero en ocasiones también, entre muestras de la misma fuente. Algunos de los termokarst y depresiones sobre los glaciares de escombros indican el aporte de la fusión nival, pero además un aporte de fusión de permafrost (SC24). Mientras que, los manantiales de

descarga a los pies de glaciares de escombros evidencian mayor influencia de la fusión nival y procesos de disolución (SC19, SC6, SC7 y 17SCu). Esto último está en acuerdo con lo señalado por Giardino *et al.* (1992) sobre la alta concentración iónica de los flujos emergentes de glaciares de escombros.

A escala de subcuenca, pareciera ser que el factor litológico y la fuente de humedad principal serían los de mayor influencia en los valores de conductividad eléctrica. Subcuencas con notorias diferencias de tamaño y de constitución (17SC3, 17SCa, 17SCn y SC335) poseen similares valores de conductividad.

El contenido iónico de los diferentes sectores del tramo superior del río Santa Cruz se ve influenciado principalmente por sus características litológicas-mineralógicas, por la altura en su zona de cabecera y por la disponibilidad de nieve. El río Santa Cruz es el que presenta las mayores correlaciones respecto a los gráficos de dispersión de los diferentes elementos, indicando el predominio de procesos de disolución-precipitación. Mientras que, en las geoformas, tales como el glaciar de escombros El Gigante, los procesos son más complejos e incluyen disolución de formaciones evaporíticas y carbonáticas y oxidación de sulfuros entre otros. Al igual que en los glaciares de escombros en la cuenca de Agua Negra, los flujos emergentes de los glaciares de escombros están enriquecidos en SO_4^{2-} y HCO_3^- (Lecomte *et al.*, 2008).

La meteorización en regiones frías siempre ha sido considerada que ha estado dominada por procesos mecánicos, siendo los procesos de congelamiento-descongelamiento o crioclastismo los dominantes (Hall *et al.*, 2002). Además, la meteorización química ha sido considerada mínima por mucho tiempo en ambientes periglaciales debido a que las bajas temperaturas inhiben las reacciones químicas. Sin embargo, Thorn (1979) ha indicado que estos conceptos eran carentes de sustento. Por lo cual, varias investigaciones han mostrado que la meteorización química puede ser importante en ambientes periglaciales (Reynolds y Johnson, 1972; Caine, 1979).

Una combinación de datos iónicos e isotópicos permitiría identificar las diferentes fuentes de agua, producto de sus características espaciales, geológicas y diversidad hidrológica (Lacelle y Vasil'chuk, 2013).

Composición isotópica

Las mediciones de isótopos estables han sido ampliamente utilizadas para estudiar el ciclo del agua (Clark y Fritz, 1997; Rozanski y Araguas, 1995; Vogel *et al.*, 1975). Además, las aplicaciones de los isótopos estables del agua son muy diversas, entre ellas se encuentra la relación de la fusión de nieve y la escorrentía (Lee *et al.*, 2010), como así también la fusión de permafrost (Williams *et al.*, 2006).

La nieve estacional y el agua producto de su fusión constituyen uno de los elementos claves en el sistema hídrico del ambiente periglacial. En este trabajo, el muestreo realizado en dos años consecutivos indica una alta variabilidad de la composición isotópica de los manchones de nieve, variando entre $-13,3\text{‰}$ y $-22,1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ y de -

104,2‰ y -172,2‰ $\delta^2\text{H}$. En coincidencia con trabajos previos realizados en otros sectores de los Andes Áridos (Ohlanders *et al.*, 2013; Sileo *et al.*, 2015; Rodríguez *et al.*, 2016).

La relación existente entre la composición isotópica de los manchones de nieve y la elevación indica valores de correlación de 0,68 para $\delta^{18}\text{O}$ y 0,58 para $\delta^2\text{H}$, los cuales son un poco más bajos que los registrados en los trabajos de Ohlanders *et al.* (2013) y Rozanski y Araguas (1995). Los motivos que pueden influir en esta baja correlación respecto a estudios previos radican en tres factores principales. Por un lado, se ha incluido en el cálculo las muestras correspondientes a 2 años consecutivos, con lo cual, la variabilidad interanual podría estar afectando la relación composición isotópica-elevación. Por otro lado, el rango altitudinal comprendido en este trabajo no sería lo suficientemente amplio para distinguir una clara diferencia altitudinal. Por último, las muestras utilizadas corresponden a la parte superficial (quitando los primeros centímetros) de los manchones de nieve y no a una muestra completa (*snowcore*) del mismo como ha sido utilizada en los otros trabajos.

En cuencas con un rango altitudinal considerable la composición isotópica promedio de los manchones de nieve varía con la altitud debido a un mayor fraccionamiento entre el líquido y vapor a menores temperaturas (Ingraham, 1998; Ohlanders *et al.*, 2013). En ocasiones, la composición isotópica de los núcleos de manchones de nieve (*snowcores*) es una buena aproximación de la composición del agua de fusión de nieve en las cabeceras de las cuencas (Massone *et al.*, 2016). En el área de estudio, las precipitaciones predominantes son en forma nívea durante el invierno, pero también ocurren durante el verano, con contrastes en sus composiciones isotópicas (Boliu, 2006).

Por su parte, la composición isotópica de la fusión de nieve, muestreada hacia el final del período de verano, muestra una menor variabilidad, lo cual indicaría la importancia de los procesos de redistribución isotópica durante el metamorfismo y la fusión. Factor que también es evidenciado en la composición isotópica de los diferentes bancos de nieve en la raíz del glaciar de escombros Quebrada Campamento I.

La evolución isotópica del agua de fusión de los manchones de nieve indica un enriquecimiento de la misma a medida que avanza la temporada de fusión, estando los valores más empobrecidos a principios de la época de fusión (mediados de primavera) y los valores más enriquecidos al finalizar la época de fusión (fines del verano) (Taylor *et al.*, 2001). Sin embargo, este efecto isotópico temporal no ha podido ser corroborado en el área de estudio ya que las muestras de fusión de nieve han sido recolectadas en un único momento durante la estación de verano. Pero, además, es necesario considerar la distribución espacial de los manchones de nieve y el recorrido (variación en el tiempo de tránsito y el camino) del agua producto de la fusión de manchones de nieve, que pueden influenciar la firma isotópica de los cauces. En cuencas de grandes dimensiones y con diferencias altitudinales importantes, se puede asumir que para cualquier momento, el agua de fusión de los diferentes manchones de nieve ubicados a diferentes

alturas es el resultado de diferentes estadios de fusión. Por ejemplo: en cierto momento durante el período de fusión, una muestra en los primeros estadios de fusión e isotópicamente empobrecida de los sectores más elevados de la cuenca, puede ser compensada por una muestra isotópicamente más enriquecida de los sectores más bajos donde el período de fusión está más avanzado (Ohlanders *et al.*, 2013).

En este trabajo, por cuestiones logísticas, no ha sido posible el muestreo y análisis de la composición isotópica de las precipitaciones en el área de estudio. Es un factor importante, ya que en las cuencas andinas se produce la mayor parte de las precipitaciones que alimentan a los ríos, y que deberían ser consideradas como entradas (inputs) en diferentes sistemas, por lo que es importante una correcta caracterización de las mismas. Además, la caracterización isotópica de la precipitación en regiones montañosas permite el seguimiento de las fuentes de humedad para evaluar la variabilidad interanual en el clima a escala regional y para diferenciar geográfica e hidrológicamente las fuentes de agua de los ríos (Wassenaar *et al.*, 2011). Sin embargo, a nivel regional, en los Andes Centrales, existen algunos estudios que permiten una aproximación a sus valores y variabilidad.

En los Andes de Mendoza (32.5° S) la recta meteórica local (LMWL) derivada de un muestreo de dos años, es muy similar con la línea meteórica global (GMWL) (Rozanski *et al.*, 1993). Pero, si se considera según cada año de muestreo presenta ciertas diferencias, lo cual indica una variabilidad isotópica en las fuentes de humedad de 11,4‰ en $\delta^{18}\text{O}$ en las Cuevas (3200 msnm), con un valor medio de -93,5‰ y -12,8‰ para δD y $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente (Hoke *et al.*, 2013). Por su parte, la correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y la elevación presenta un ajuste de r^2 igual a 0,7 (Hoke *et al.*, 2013). Crespo *et al.* (2016) trabajando en los Andes de Mendoza a una latitud similar indican que la composición isotópica de la precipitación tiene variaciones de acuerdo a la elevación, temperatura y fuente de humedad (Pacífica o Atlántica). A una latitud similar, pero en la vertiente occidental de los Andes (Chile), Ohlanders *et al.* (2013) indican valores isotópicos medios de precipitación de -74,4‰ y -10,91‰ para δD y $\delta^{18}\text{O}$ respectivamente, a 2200 m s.n.m.

Por otro lado, algunas de las fuentes de agua, como son los termokarst y depresiones en glaciares de escombros (muestras SC9, SC10, SC11 y 17SCc), evidencian procesos de enriquecimiento isotópico, el cual se debería al proceso de fusión de la nieve superficial, infiltración y contacto con rocas y sedimentos y posterior re-congelamiento en profundidad junto al cuerpo de hielo (Crespo *et al.*, 2017).

Por su parte, la característica más importante del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ en los ríos y manantiales de los Andes es que claramente reflejan la altitud de sus cabeceras, a través de la composición isotópica y el gradiente $\delta^{18}\text{O}$ /elevación de la zona donde se originan. Así, los ríos o arroyos con sus cabeceras localizadas en las zonas más altas poseen los valores más empobrecidos, mientras que los sectores más bajos de la cuenca poseen valores más enriquecidos.

Si bien el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ de los ríos está sujeto a fluctuaciones estacionales de unos pocos ‰ (Mook, 1970), el muestreo puntual puede ser una considerable aproximación de la situación promedio ya que se han tomado en el mismo período (Vogel, 1972).

Es importante remarcar que el muestreo hidroquímico e isotópico realizado en este trabajo se ha llevado a cabo en la misma época en dos años consecutivos, por lo cual no ha sido posible establecer las variaciones estacionales y así determinar la importancia relativa de las diferentes fuentes de agua en la conformación de los caudales de los ríos, como si ha sido realizado en otros trabajos (Williams *et al.*, 2006; Crespo, 2016).

CAPÍTULO VII: ESTUDIOS GEOFÍSICOS EN GLACIARES DE ESCOMBROS

7.1 Introducción

Debido a que la capa rica en hielo de los glaciares de escombros se encuentra recubierta por una capa de detritos de espesor variable que puede llegar a tener varios metros, es difícil su inspección directa para el análisis de su composición. Grietas que atraviesen la capa activa y se extiendan hasta el permafrost sería una posibilidad pero raramente ocurre. Un caso aún menos frecuente es la existencia de túneles naturales que permitan observar el interior de un glaciar de escombros. Este es el caso del glaciar de escombros Larsbreen en el archipiélago de Svalbard, Noruega, donde Humlum *et al.* (2007) han podido identificar una estructura alternante de capas de hielo y detrito producto de avalanchas.

Por lo tanto, las perforaciones serían el único método directo para obtención de información muy valiosa sobre la estructura interna de estas geoformas. Pero esta información es solamente puntual y muy difícilmente pueda ser extrapolada a diferentes sectores de la misma geoforma por la alta variabilidad que presentan respecto a su composición (Monnier y Kinnard, 2015). Además, este método implica altos costos económicos, dificultad en el traslado del equipo e inaccesibilidad en muchos casos.

Considerando esta situación, los métodos geofísicos aparecen con varias ventajas. En primer lugar, el equipamiento a transportar es de menores dimensiones y peso. Segundo, se puede obtener información de grandes áreas en tiempo relativamente no muy extenso. Tercero, menores costos económicos y esfuerzo físico. Cuarto, estos métodos han sido aplicados en zonas de permafrost en diferentes partes del planeta con marcado éxito. La principal desventaja de los métodos geofísicos radica en la posible ambigüedad de sus resultados, pero la aplicación de más de un método en la misma geoforma reduce notablemente las incertidumbres.

7.2 Antecedentes de estudios geofísicos en los Andes Áridos

Desafortunadamente no son muchos los estudios geofísicos previos sobre glaciares de escombros desarrollados en los Andes Áridos. Tampoco se han aplicado más de dos métodos geofísicos, sumado a perforaciones que permiten calibrar los valores, en el mismo glaciar de escombros. Este tipo de estudios permitiría una correcta interpretación del modelo de composición interna de los glaciares de escombros, tal cual ha sido desarrollado en los glaciares de escombros Murtel y Reichenkar en los Alpes suizos y austriacos respectivamente (Wagner, 1992; Arenson *et al.*, 2002; Hausmann *et al.*, 2007; Maurer y Hauck, 2007; Hilbich *et al.*, 2009; Arenson *et al.*, 2010). En Argentina, los estudios geofísicos realizados se caracterizan por su falta de continuidad temporal y espacial.

Sin embargo, los estudios realizados aplicando métodos geofísicos han aportado información muy valiosa sobre la constitución y origen de estas geoformas. El primer antecedente que se tiene en la región es el trabajo de Fournier *et al.* (1985) quienes aplican sondeos eléctricos y magnetotelúricos en un glaciar cubierto de Vallecitos, cordón del Plata, Mendoza, para confirmar su estructura interna. Unos años más tarde, Barsch y King (1989) vuelven a aplicar métodos geoelectrónicos en glaciares de escombros en la zona de Vallecitos y también en el glaciar de escombros El Salto. Revelando valores de 1-50 KOhm.m en capa activa, 30-250 KOhm.m permafrost, 2-9 KOhm.m en glaciares de escombros fósiles y 500 a 20000 KOhm.m en glaciares cubiertos. Lo cual indica que el glaciar de escombros El Salto y los glaciares de escombros en Vallecitos son geoformas periglaciales de origen criogénico que contienen hielo intersticial y no un núcleo de hielo.

Posteriormente, en la cuenca de Agua Negra, provincia de San Juan, una combinación de geoelectrónica y sísmica de refracción ha sido aplicada sobre el glaciar de escombros El Paso (Croce y Milana, 2002). Sus estudios muestran una disminución del espesor de capa activa con el incremento de la altitud y también variación de acuerdo a la estación. Mientras que el espesor máximo de permafrost inferido ha sido de 18.5 m. En general, han establecido un modelo de 3 capas para este cuerpo. Estando la primera capa conformada en su parte superior por detrito seco y en su parte inferior por detrito húmedo. Una segunda capa que corresponde a la mezcla de hielo y detrito (permafrost) y una tercera capa compuesta por detrito húmedo por debajo del permafrost.

Los últimos estudios realizados en los Andes (Arenson *et al.*, 2010) corresponden por un lado a una combinación de tomografía sísmica de refracción y sondeos eléctricos verticales junto con datos de perforaciones, calicatas y monitoreo de temperatura en subsuelo en un glaciar de escombros de la cuenca del río Pachón, provincia de San Juan. Los datos indican un espesor de capa activa de entre 2 y 3 m, incrementándose este valor hacia el borde del cuerpo. Por debajo, se encuentra una capa muy resistiva (94-113 KOhm.m) con espesor aproximado de 10 m que corresponde a permafrost. Una capa delgada (1-2 m) pero de muy alta resistividad (>1MOhm.m) se encuentra por debajo de la capa de permafrost y se podría corresponder con hielo masivo o basamento.

Los métodos de sísmica de refracción, sondeo eléctrico vertical y tomografía de resistividad eléctrica fueron aplicados en los glaciares de escombros El Paso, Dos Lenguas y Agua Negra, todos en la cuenca de agua negra, provincia de San Juan (Croce y Milana, 2006). Entre los resultados más importantes se destaca la diferenciación según su origen glaciogénico o criogénico de acuerdo a los valores de resistividad medidos. También se ha observado un acuñaamiento de la capa de permafrost hacia el talud frontal y más abruptamente hacia los bordes (Croce y Milana, 2006).

Si consideramos el lado chileno de los Andes Áridos la situación es bastante similar al lado argentino en cuanto a la escasez de estudios geofísicos. Milana y Güell (2008) aplican el método de sísmica de refracción en dos glaciares de escombros, uno criogénico y otro glaciogénico, en la cuenca del río Elqui. Siendo la velocidad de las

ondas P en el permafrost del glaciar de escombros glaciogénico casi el doble respecto al criogénico, lo que sugiere mucha más concentración de hielo. En el valle del Choapa superior, contiguo al valle del río Pachón, Monnier y Kinnard (2013) aplican el método de Georadar (GPR), monitoreo de temperatura de subsuelo e información de 2 pozos en un glaciar de escombros localizado a 7 km del área de estudio de este trabajo. Identificando un contenido de hielo entre 15% y 30% y presencia de agua líquida en proporción variable en la capa de permafrost.

Por último, estos mismos autores realizan estudios de GPR en el glaciar de escombros Las Liebres, cuenca del río Colorado, Chile. Donde determinan un porcentaje de hielo que varía entre 22% y 83% para la misma geoforma (Monnier and Kinnard, 2051).

Como puede verse, en los Andes Áridos, tanto de Argentina como de Chile, existen menos de 10 estudios aplicando métodos geofísicos en glaciares de escombros, en un área muy extensa y muy densa en cantidad de estas geoformas. Lo cual no permite una caracterización completa de las geoformas y su diferente contenido, distribución, características y origen del hielo interno

7.3 Materiales y metodología

7.3.1 Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)

El principio básico en el cual se basan los estudios de prospección geoelectrica consiste en la medición de los valores de resistividad del subsuelo a partir del paso de corriente entre 2 electrodos de inyección (A y B), y la medición del potencial entre otros 2 electrodos (M y N) (Hauck, 2001). Siendo el objetivo general de las mediciones de resistividad el poder determinar la distribución de resistividades en el subsuelo. A partir del conocimiento de los valores de resistividades de diferentes tipos de materiales, es posible convertir la imagen de resistividades en una imagen del subsuelo conformado por diferentes materiales (Kneisel y Hauck, 2008). Los valores de resistividad para suelo congelado pueden variar en un amplio rango, desde 1 a 5 K Ω m a varios cientos de K Ω m e inclusive unos pocos M Ω m (Hoekstra y McNeill, 1973; Haerberli y Vonder Mühll, 1996; Ishikawa, 2001; Kneisel *et al.*, 2007).

Para todos los perfiles de TRE se ha utilizado un resistivímetro digital mpx-400 con corriente de salida pulsante, compensación automática de potencial espontáneo, potencia máxima de 400 watts y alimentación de 12 vcc. La configuración eléctrica Dipolo-Dipolo ha sido utilizada con una separación entre electrodos de 5 m y largo total de 110 m (23 electrodos) para los perfiles A, B, C y D y de 130 m (27 electrodos) para los perfiles E, F, G, H e I.

En la TRE el arreglo Dipolo-Dipolo provee una alta resolución lateral en comparación con otros arreglos (Wenner y Wenner-Schlumberger), además de proveer una mejor caracterización de la ubicación y extensión del permafrost (Figura 6.1). Pero la profundidad de investigación es menor que en los otros arreglos, la relación de señal-

ruido es menor y el número de lecturas requeridos para completar un perfil es mayor (Kneisel y Hauck, 2008). Este arreglo comprende dos dipolos formados por los electrodos de corriente por un lado, y los electrodos de potencial por el otro. El espaciamiento (a) entre los electrodos de corriente y de potencial es el mismo, y el espaciamiento entre ellos es un múltiplo (n) de la distancia a (Figura 6.1).

Para un correcto acoplamiento de los electrodos con el terreno se ha incorporado abundante agua con sal en las inmediaciones de los electrodos de inyección de corriente, disminuyendo de esta forma la resistencia de contacto que se puede generar. La cual, dependiendo de las condiciones superficiales puede llegar a tener valores de varios cientos de $K\Omega.m$ (Kneisel y Hauck, 2008). Asimismo, la orientación de los perfiles se ha visto condicionada por la superficie irregular. Se han seleccionado orientaciones donde la irregularidad de la superficie fuera la mínima posible para evitar perder la linealidad en la traza de los perfiles. En general, los perfiles se han desarrollado en forma paralela a las estructuras de surcos y crestas y en sectores con presencia de material fino que favorece un buen acoplamiento de los electrodos con el terreno (Figura 7.2).

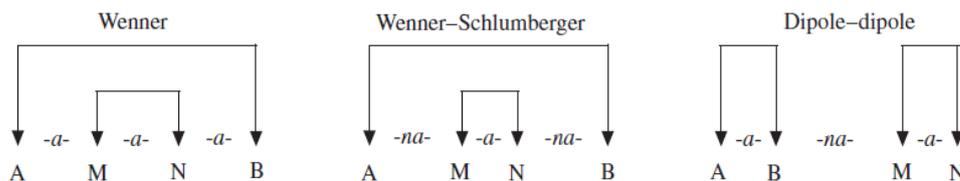


Figura 7.1. Modelo esquemático de los arreglos geométricos más utilizados en TRE (tomado de Kneisel y Hauck, 2008). En la campaña 2017 se ha utilizado $na = 1-12$ y en campaña 2018 se ha utilizado $na = 1-8$.

Algunos de los n mayores fueron eliminados en gabinete.



Figura 7.2. Trazado del perfil D de TRE sobre el glaciar de escombros El Gigante. El mismo ha sido desarrollado sobre una cresta para evitar la topografía irregular. Además la abundante presencia de material fino, de coloración amarillenta producto de procesos de alteración, ayuda a disminuir la resistencia de contacto. Dos personas sobre la traza del perfil como escala.

Los datos de campo han sido procesados e interpretados con el software Res2DInv, el cual permite establecer un modelo de resistividades en dos dimensiones del subsuelo. La rutina de inversión usada por el programa está basada en el método de *smoothness-constrained least-squares* (deGroot-Hedlin y Constable, 1990; Sasaki, 1992; Loke *et al.*, 2003) usando modelado directo de diferencias finitas y técnicas de inversión *quasi-Newton* (Loke y Barker, 1995).

Por defecto, el programa usa un modelo de tierra homogéneo calculado como el promedio del logaritmo de los valores de resistividad aparentes medidos. Para este modelo se calculan una serie de resistividades aparentes que se comparan con los datos observados. La optimización del método trata de reducir la diferencia entre los valores de resistividad aparente medidos y calculados. Una medida de esta diferencia está dada por el *root-mean-squared (RMS) error*. Sin embargo, un modelo que tenga el RMS más bajo posible no siempre indicará las variaciones reales de resistividad y por lo tanto no representará el mejor modelo para la perspectiva geológica. Se recomienda utilizar el modelo cuyo RMS no varíe de forma significativa luego de dos iteraciones consecutivas.

Es necesario tener en cuenta que previo al procesamiento de los datos adquiridos, y relacionado al RMS, aquellos valores de resistividad que discrepaban mucho respecto

de la mayoría a lo largo de un perfil y que pudieran estar relacionados a, por ejemplo, un mal contacto electrodo-terreno, fueron eliminados manualmente.

Entre los parámetros de inversión que se tuvieron en cuenta y han sido modificados con el objetivo de resaltar la estructura interna de glaciares de escombros evidenciada por contrastes resistivos, se mencionan algunos de ellos:

Initial damping factor λ (0.01 a 1.00): es una medida de ponderación entre las restricciones de datos y la información *a priori*. Utilizando valores grandes de λ se obtendrá un modelo suavizado pero con alto valor de RMS, mientras que con bajos valores de λ se obtiene un modelo con mucho ruido pero con un bajo RMS. El valor recomendado ante la falta de datos o estudios previos en el área es de 0.15, el cual ha sido utilizado en este trabajo.

Minimum damping factor (0.001 a 0.75): este parámetro debería variar entre 0.01 y 0.10, incrementándose cuanto más ruidoso sea el conjunto de datos. Como la resolución del método de resistividad disminuye exponencialmente con la profundidad, el factor λ es incrementado con cada capa en profundidad con el objetivo de estabilizar el proceso de inversión. Lo recomendable es que este factor sea incrementado en 1.05 veces por cada capa más profunda. En este trabajo se ha utilizado un valor de 0.02.

Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 a 4.0): si las principales anomalías en la pseudo-sección están elongadas en dirección vertical se puede elegir dar mayor peso al *vertical flatness filter* (valor por ejemplo de 2.0). Sin embargo, si las principales anomalías están elongadas en dirección horizontal se elige un peso menor de fz/fx , por ejemplo 0.5, para el filtro vertical. Para el caso de estudio de este trabajo, la geometría de la capa de permafrost es muy irregular se ha optado por un valor de 1.0, dándole igual peso a ambos filtros.

Existen otros factores que también han sido considerados como es el caso del tipo de método de modelado (diferencias finitas o elementos finitos), tipo de malla y topografía, entre otros. Este último es un factor importante ya que el cálculo de la distribución de densidad de corriente eléctrica en el terreno depende de la topografía (Tong y Yang, 1990). Con lo cual, sin la información topográfica se pueden generar interpretaciones erróneas de las características del subsuelo.

7.3.2 Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

Para la realización del SEV se ha utilizado el mismo resistivímetro digital mpx-400 con configuración electródica tipo Schlumberger simétrica, donde la distancia entre los electrodos de inyección de corriente se va incrementando logarítmicamente, mientras que la distancia de los electrodos de potencial permanece mayormente constante, con apertura máxima de $AB/2$ de 60 metros. Al igual que en los perfiles de TRE se ha agregado abundante agua con sal en la base e inmediaciones de los electrodos de inyección para disminuir la resistencia de contacto y asegurar un buen acoplamiento.

Para el procesamiento de los datos de resistividad obtenidos en campo se ha utilizado el software ResixPlus, el cual mediante una rutina de inversión genera un modelo de capas de diferente espesor y resistividad que ajustan lo máximo posible a los datos de campo.

7.3.3 Tomografía Sísmica de Refracción (TSR)

Las investigaciones del subsuelo que utilizan métodos sísmicos están basadas en las ondas compresivas que transmiten energía por la vibración de las rocas y suelo. Estas ondas sísmicas son el resultado de un *stress* ε aplicado por una fuerza externa F sobre un área A hacia la superficie. La vibración de las partículas genera una deformación temporal en el subsuelo. Existen dos tipos de ondas sísmicas que viajan a través del terreno. Las ondas longitudinales o primarias (P) se caracterizan por una deformación paralela a la dirección de propagación de la onda. Mientras que, las ondas transversales o secundarias (S), lo hacen en forma perpendicular a la dirección de propagación de la onda (Schrott y Hoffmann, 2008).

En los perfiles de TSR se utilizó un sismógrafo EG-S 1225 Geometrics, con registro de 12 canales y espaciamiento entre geófonos de 10 metros. Se ha utilizado un martillo (10 Kg) como fuente de energía, aplicando golpes verticales en una placa metálica solidaria al piso. Los impactos con el martillo fueron repetidos varias veces para un mismo punto de disparo con el objetivo de superponer la energía en la fuente sísmica y obtener una relación adecuada señal/ruido en los canales registrados. Cada arreglo sísmico incluye 5 perfiles sísmicos registrados para las posiciones de tiro en el sentido ascendente de la progresiva, contratiro con punto de disparo en sentido opuesto y otros 3 perfiles disponiendo el punto de emisión de energía en sectores intermedios y registro de ondas compresivas a ambos lados de los puntos.

Se ha utilizado los *softwares* Pickwin para calcular los tiempos de llegada de la onda compresiva P y Plotrefa para desarrollar el modelo de velocidades de las capas del subsuelo, ambos pertenecientes a SeisImager 2D (Geometrics, Inc.).

7.3.4 Sitios de medición

Para la realización de los perfiles de TRE se ha seleccionado al glaciar de escombros El Gigante y al glaciar de escombros Ojotas I. El Gigante, el tercero más grande en la cuenca del río Blanco de acuerdo al Inventario Nacional de Glaciares (ING, 2016), es un glaciar de escombros que posee un área de 1.41 Km² en su parte activa y 0.32 Km² en su parte inactiva (Figura 7.3). Este glaciar de escombros de tipo lenguado se desarrolla en las nacientes del río Santa Cruz, en una quebrada de dirección oeste-este. Posee dos zonas de raíz y una serie de lóbulos de diferente edad y actividad lo que le dan el aspecto de multilobado. En la zona de raíz se produce una intensa mineralización y alteración hidrotermal, la cual es más intensa en la raíz norte que en la sur.

Los perfiles de medición sobre el glaciar de escombros El Gigante se han desarrollado durante las campañas de verano de 2017 (22-02 / 28-02) (perfiles A, B, C y D) y 2018 (13-02 / 19-02) (perfiles E, F, G y H) en un total de 8 perfiles (Figura 7.3). En la parte que ha sido clasificada como inactiva según criterios geomorfológicos, se han desarrollado dos perfiles (A y B) en sentido longitudinal al desarrollo del cuerpo, en la mitad inferior del cuerpo y separados unos 40 metros entre sí. El resto de los perfiles (6) se distribuyen en la parte activa desde el sector cercano a la raíz hasta el talud frontal. Como este cuerpo está conformado por diferentes lóbulos de avance, la mayoría de los perfiles (C, D, F, G y H) se han ubicado enteramente dentro de los límites de cada lóbulo. Mientras que, el perfil E atraviesa dos de los lóbulos superiores. Asimismo, todos los perfiles del sector activo, excepto el perfil H, se ubican en una de las dos lenguas claramente diferenciadas. Mientras que, el perfil H al encontrarse próximo al talud frontal, donde se produce un amalgamamiento casi completo de ambas lenguas, es difícil determinar a cuál de las dos lenguas corresponde el material.

El glaciar de escombros Ojotas I se localiza en las nacientes del río Bramadero, a la salida de una quebrada con orientación norte-sur e intensa actividad glacial y periglacial. Este cuerpo se desarrolla en la base de una ladera constituida por vulcanitas riolíticas pertenecientes al Grupo Choiyoi (Permo-Triásico). Es de forma lobada (ancho mayor que largo), presenta un talud frontal abrupto con ángulo de inclinación mayor a 30° y una superficie que no muestra desarrollo de estructuras compresionales ni extensionales (surcos y crestas). Algunos lóbulos de soli-geliflucción se desarrollan cerca de la zona de raíz. El perfil I de TRE se ha realizado (19-02-2018) en la parte frontal del cuerpo, en su porción occidental, próximo al talud frontal (Figura 7.4).

Además, los perfiles de Tomografía Sísmica de Refracción (TSR) y el Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) realizados sobre los glaciares de escombros El Colorado y El Negro (11-04-2013 / 15-04) (Villarroel, 2013; Villarroel *et al.*, 2014) (Figura 7.5), ubicados en la cabecera de la cuenca del río Pachón, han sido reinterpretados. Los perfiles integrados de TSR consistieron en 3 perfiles de 120 metros cada uno, dando como resultado un perfil de 360 metros de longitud. En el glaciar de escombros El Negro, el mismo se desarrolló en su parte occidental en la zona de raíz (Figura 7.6), finalizando cerca del talud frontal en una posición central. Mientras que, en el glaciar de escombros El Colorado el perfil se localiza en toda su extensión en su porción occidental. En ambos glaciares de escombros los perfiles comienzan más abajo del quiebre de pendiente en la zona de raíz (Figura 7.5).

El Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) realizado en el glaciar de escombros El Negro tiene como punto central las coordenadas $31^\circ 44' 53.6''$ S y $70^\circ 27' 13.7''$ O (Figura 7.5), las cuales coinciden con el perfil sísmico.

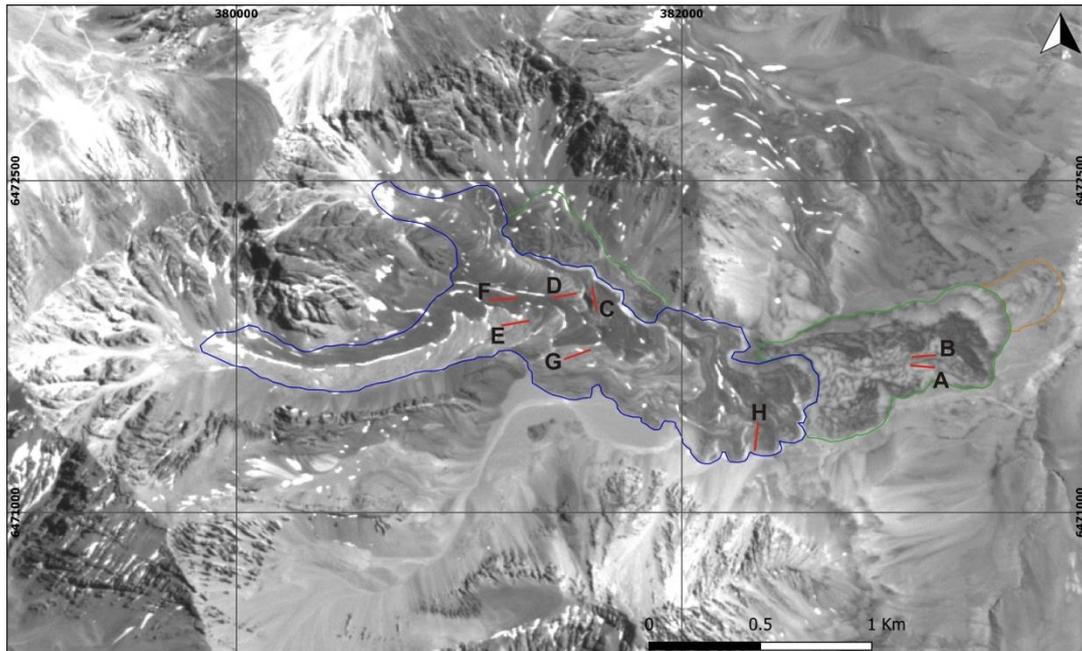


Figura 7.3. Ubicación de los 8 perfiles de TRE en la parte activa e inactiva del glaciar de escombros El Gigante. El polígono azul indica el sector activo, el verde el inactivo y el naranja el fósil. Imagen satelital CBERS4 PAN5M con fecha de 14-02-2016. Sistema de proyección: UTM 19S.

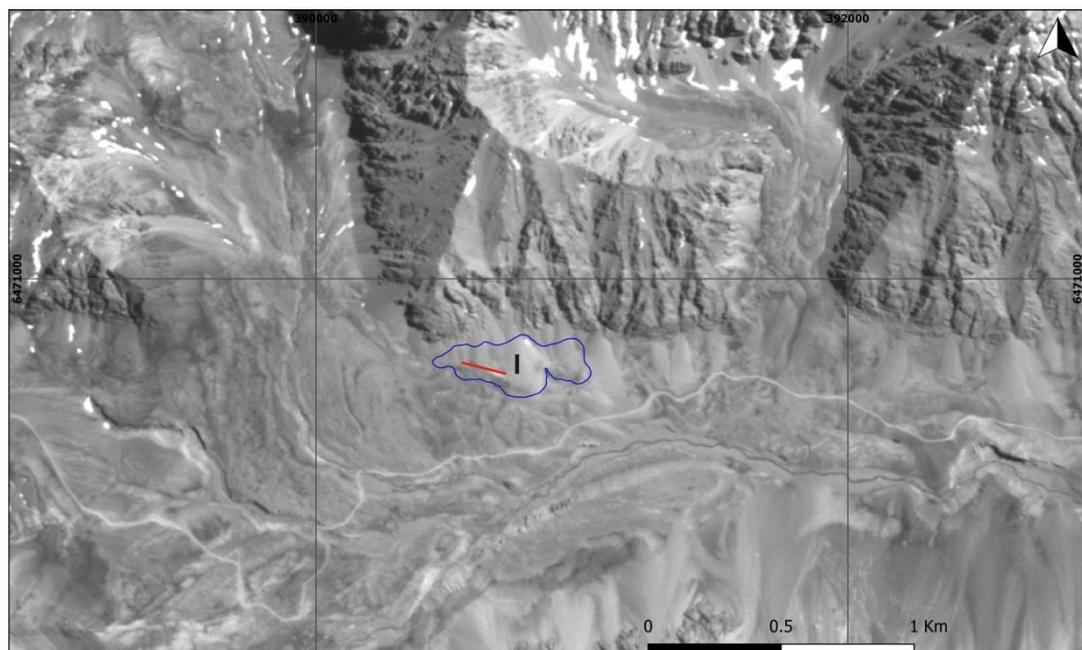


Figura 7.4. Ubicación del perfil I de TRE en el glaciar de escombros Ojotas I en las nacientes del río Bramadero. Imagen satelital CBERS4 PAN5M con fecha de 14-02-2016. Sistema de proyección: UTM 19S.

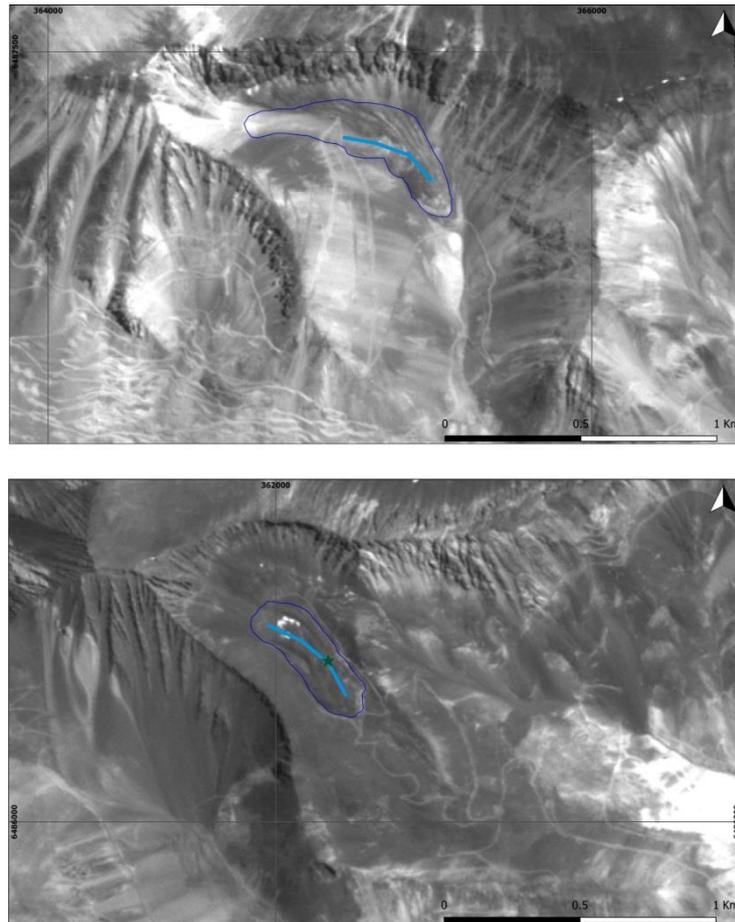


Figura 7.5. Ubicación de los perfiles integrados de TSR (línea celeste) y punto central de SEV (estrella verde). Imagen superior corresponde al glaciar de escombros El Colorado y la imagen inferior corresponde al glaciar de escombros El Negro. Imagen satelital CBERS4 PAN5M con fecha de 14-02-2016.



Figura 7.6. La fotografía de la izquierda muestra la topografía irregular del glaciar de escombros "El Negro" cerca de su raíz. Se observa 2 personas sobre la línea del perfil de TSR. Además es posible observar el desarrollo de grandes termokarst con agua en el fondo. En la fotografía de la derecha se observa el equipo de medición con la masa utilizada como fuente de energía.

7.4 Resultados e interpretaciones

7.4.1 Glaciar de escombros El Gigante

El glaciar de escombros El Gigante tiene la particularidad que en su zona de raíz se presentan claras diferencias litológicas que se ven reflejadas en su composición. La zona de raíz se encuentra conformada por las volcanitas y volcanoclastitas de la Formación Farellones (Aguirre Le Bert, 1960) y por cuerpos subvolcánicos de carácter intrusivo de composición andesítica. Rivano *et al.* (1990) redefinen la Formación Farellones dividiendo un miembro inferior compuesto por tobas e ignimbritas riolíticas discordantes sobre Formación Juncal, y otro miembro superior, discordante sobre el anterior, constituido por lavas andesíticas basálticas con intercalaciones de tobas y aglomerados andesíticos. Mientras que, los cuerpos subvolcánicos de carácter intrusivo discordante a las secuencias previas, poseen rumbo predominante noroeste-sureste, siendo una franja de pórfidos con algún tipo de control estructural (Pagan, 2006; Tapia, 2018).

La raíz norte se encuentra conformada por rocas andesíticas con alto grado de alteración hidrotermal del cuerpo subvolcánico, dando una coloración marrón oscura con amarillo intenso. Mientras que la raíz sur tiene una clara diferenciación en su conformación. El sector norte de la misma está constituido por lavas andesíticas basálticas de Formación Farellones y bajo grado de alteración hidrotermal. Mientras que el sector sur se encuentra conformado por tobas e ignimbritas de la misma formación. Esta diferenciación litológica se refleja claramente en la apariencia de la lengua sur del glaciar de escombros, la cual toma tonalidades marrón oscuro y gris claro dependiendo de la zona de aporte (Figura 7.3).

7.4.1.1 Valores de resistividad y de espesor de capa activa

Sobre la lengua norte se realizaron 2 perfiles de TRE (C y D) (Figura 7.3) en las inmediaciones de una depresión de grandes dimensiones (0.0025 km^2). Si bien en algunos sectores de esta lengua la presencia de grandes bloques (> 1 metro) dificulta la medición de perfiles de TRE, se seleccionaron sitios donde la presencia de material de granulometría fina debido a procesos de alteración fuera abundante (Figura 7.2).

El perfil D se realizó en forma completa sobre una estructura compresiva (cresta), con dirección NE-SO, y aguas arriba de la mencionada depresión (Figura 7.2). El extremo oeste del perfil se encuentra casi en la zona de contacto entre ambas lenguas. Mientras que el perfil C se realizó en el borde opuesto de la depresión en referencia al perfil D y en la misma dirección de elongación (SE-NO) (Figura 7.7).



Figura 7.7. En la fotografía se observa la ubicación del perfil C de TRE en forma paralela al termokarst. La abundante presencia de material fino, de coloración amarillenta, favorece el buen acoplamiento de los electrodos. En el fondo de la imagen se puede observar las 2 raíces con sus claras diferencias litológicas.

Ambos perfiles muestran valores de resistividad similares para capa activa, lo cual es esperable debido a su cercanía y ubicación sobre el mismo lóbulo. En general, valores entre 200 y 8000 $\Omega\cdot\text{m}$, definen a capa activa, aunque entre ambos perfiles existen algunas diferencias. El perfil C muestra un comportamiento más homogéneo respecto a sus valores, siendo los 1500 $\Omega\cdot\text{m}$ el valor preponderante. Las capas superficiales muestran un incremento de resistividad (4000 $\Omega\cdot\text{m}$) entre las distancias de 25 a 37.5 metros y una disminución de sus valores (200 $\Omega\cdot\text{m}$) en la mitad norte del perfil. Este último caso puede estar relacionado tanto a un aumento de la presencia de material fino, como así también a la presencia de agua. El espesor de capa activa en el perfil C muestra un incremento de sur a norte de unos 3 metros hasta aproximadamente 7-8 metros (Figura 7.8).

El perfil D, desarrollado sobre una cresta, muestra un espesor más homogéneo, siendo de entre 8 y 10 metros en toda su extensión. Las capas superficiales muestran valores de resistividad relativamente altos, entre 2000 y 4000 $\Omega\cdot\text{m}$, con sectores de muy alta resistividad debido a resistencias de contacto electrodo-terreno. Por debajo de esta capa resistiva se encuentra una capa de valores de entre 500 y 1500 $\Omega\cdot\text{m}$ con sectores de muy baja resistividad (200 $\Omega\cdot\text{m}$) (Figura 7.9). Esta distribución de resistividades indica la mayor presencia de materiales gruesos en las capas superficiales.

Tanto en el perfil C como en el D, los sectores dentro de capa activa con muy bajos valores de resistividad (200 $\Omega\cdot\text{m}$) estarían vinculados principalmente a la presencia de agua. Dentro de capa activa se desarrollarían canales preferenciales por los cuales circularía el agua en mayor medida. Estos canales habrían sido cortados en forma

perpendicular u oblicua a la traza de los perfiles, coincidiendo con la dirección de mayor pendiente.

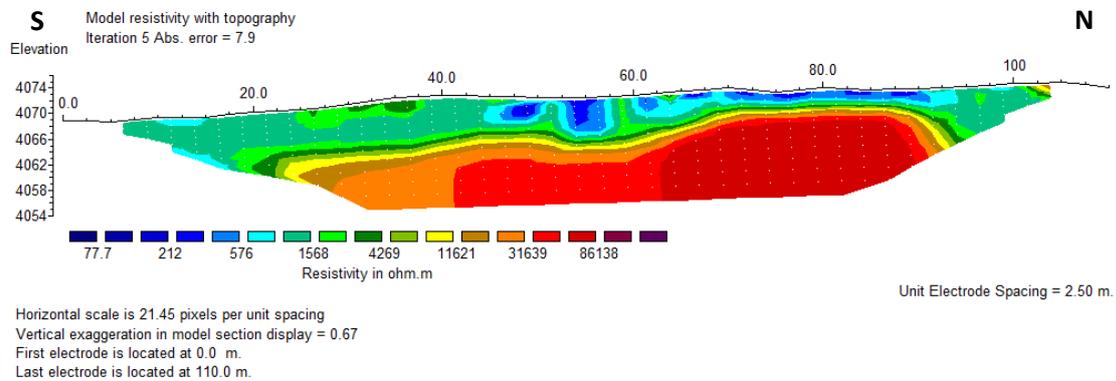


Figura 7.8. Modelo de distribución de resistividades en el glaciar de escombros El Gigante correspondiente al perfil C.

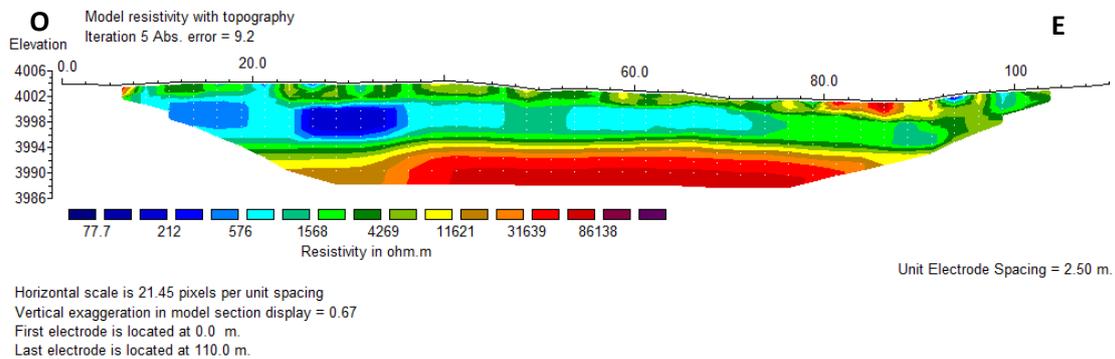


Figura 7.9. Modelo de distribución de resistividades en el glaciar de escombros El Gigante correspondiente al perfil D.

Los perfiles E y F se ubican sobre la lengua sur, en la parte terminal de uno de los lóbulos superiores. El perfil E presenta valores, al igual que los perfiles C y D, de entre 200 y 8000 Ω .m. En general, el valor promedio es de 1 a 4 K Ω .m, pero las capas superiores en el sector oeste presentan altos valores de resistividad (30-80 K Ω .m) (resistencia de contacto) y en su porción central hay una disminución hasta 200 Ω .m. La geometría de capa activa en este perfil es muy irregular, con espesores de 14-15 metros en algunos sectores con ausencia de permafrost. Mientras que, en otros sectores donde se encuentra el permafrost en forma aislada el espesor de capa activa se reduce a 4-5 metros (Figura 7.10).

El perfil F muestra un comportamiento, respecto a sus valores de resistividad, diferente a los perfiles descritos anteriormente. Los valores de resistividad van desde 1000 a 8000 Ω .m. en la parte superior, hasta valores de 30 K Ω .m en las capas más bajas. Los espesores varían de 4 metros en algunos sectores hasta 10-12 metros en otros sectores (Figura 7.11).

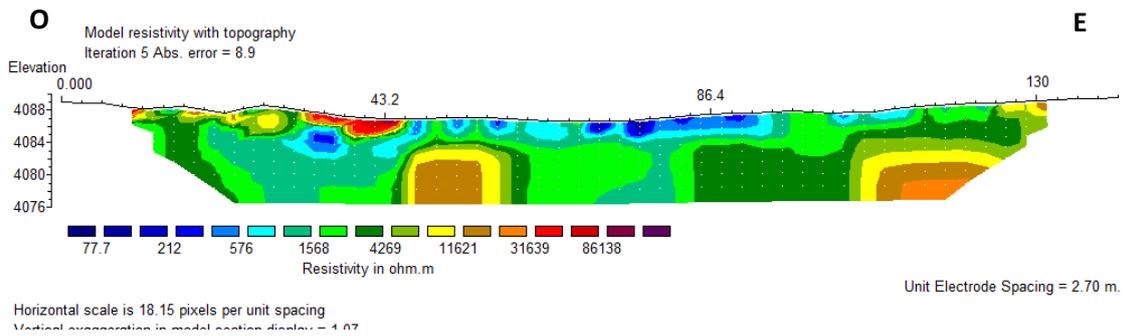


Figura 7.10. Modelo de distribución de resistividades en el glaciar de escombros El Gigante correspondiente al perfil E.

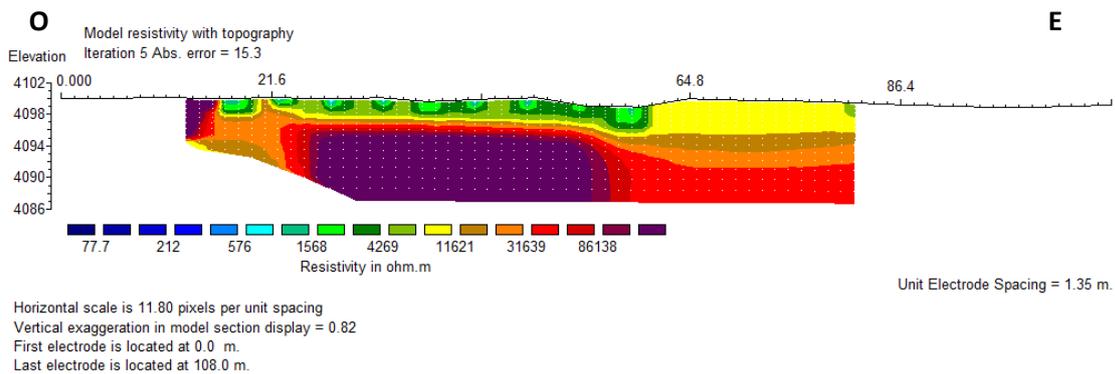


Figura 7.11. Modelo de distribución de resistividades en el glaciar de escombros El Gigante correspondiente al perfil F.

El perfil G se ubica en uno de los lóbulos medios, en un sector donde las lenguas norte y sur comienzan a amalgamarse, pero el material sigue siendo el mismo que en el perfil E. Los valores de resistividad vuelven a estar en el orden de 200 a 8000 Ω .m. Las capas superficiales poseen valores bajos (1000-1500 Ω .m) con algunos sectores (distancia de 50-60 metros) de alta resistividad (30 K Ω .m) (resistencia de contacto). Mientras que en las capas más bajas la resistividad aumenta hasta los 8 K Ω .m, pero existen zonas como 'bolsones' de bajos valores de resistividad. La topografía de la base de capa activa o techo de permafrost es muy irregular, con espesores de 2-3 metros hasta espesores de 14 metros en distancias horizontales muy cortas (Figura 7.12).

El perfil H se localiza en la parte frontal del sector activo, donde el amalgamiento entre ambas lenguas y sus materiales es completo, imposibilitando la diferenciación de los mismos. Este perfil se extiende desde el talud lateral sur hasta la parte central del lóbulo (Figura 7.14). Los valores de resistividad son comparativamente más bajos que en el resto de los perfiles, variando entre 100 y 4000 Ω .m. Las capas superficiales (2-4 metros) poseen valores más altos (1000-4000 Ω .m), mientras que por debajo se desarrolla una capa de espesor considerable (10-12 metros) con valores de resistividad muy bajos (100-600 Ω .m). Desde el talud lateral hasta los 100 metros aproximadamente, la capa activa cubre todo el espesor del perfil, y entre los 100 y 130 metros se reduce a unos 2 a 4 metros. Entre las distancias de 80 y 90 metros la base de capa activa se encontraría a unos 10 metros de profundidad (Figura 7.13).

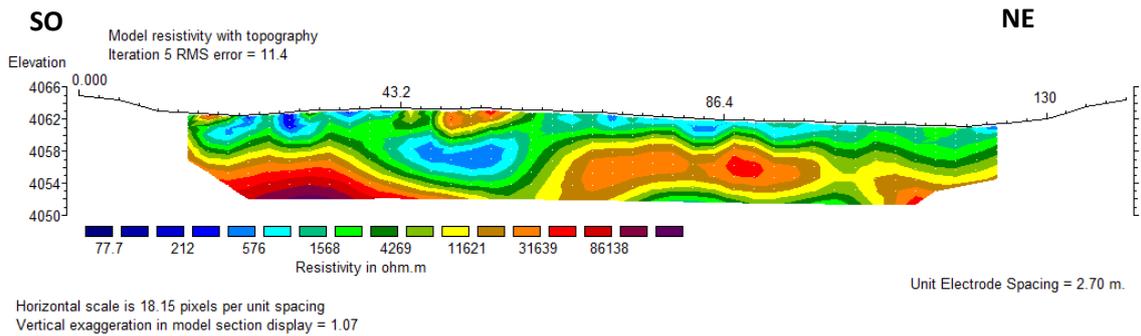


Figura 7.12. Modelo de distribución de resistividades en el glaciar de escombros El Gigante correspondiente al perfil G.

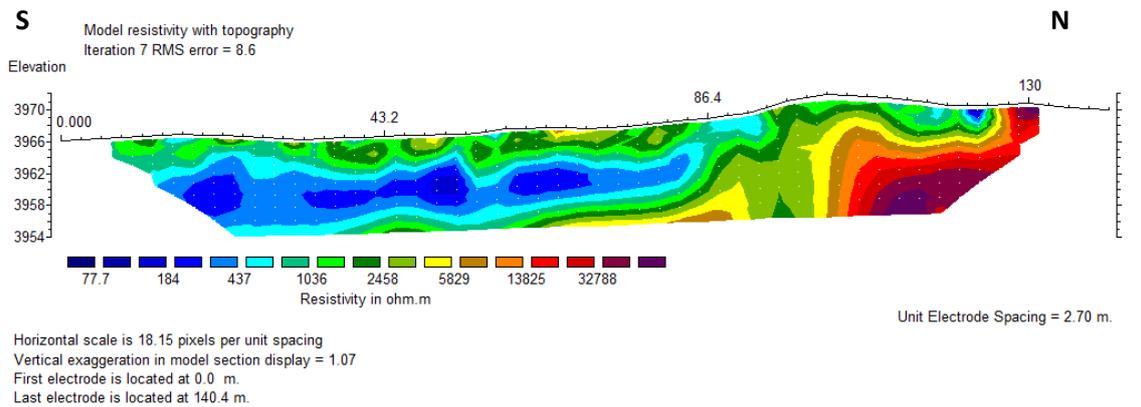


Figura 7.13. Modelo de distribución de resistividades en el glaciar de escombros El Gigante correspondiente al perfil H.



Figura 7.14. La fotografía muestra el extremo sur del perfil H. Las personas están ubicadas sobre el talud lateral del glaciar de escombros.

Los perfiles A y B han sido desarrollados sobre un sector que ha sido clasificado según criterios geomorfológicos como inactivo. Estos perfiles se ubican cerca del talud frontal, el cual por su bajo ángulo de inclinación, denota baja o nula actividad. Ambos, se han desarrollado en forma longitudinal al cuerpo y separados entre sí unos 40 metros. La

topografía más suavizada de este cuerpo no genera demasiados inconvenientes en la ubicación de los perfiles. Asimismo, el mayor grado de meteorización del material y mayor abundancia de material fino en relación al material grueso (Figura 7.15), ayudan a disminuir los efectos de resistencia de contacto.

Tanto el perfil A como el B en toda su extensión y profundidad presentan valores de resistividad muy bajos que no superan los 1500 Ω .m. Ambos perfiles son muy similares y poseen en casi toda su extensión valores de entre 300 y 650 Ω .m, con algunos pequeños sectores más resistivos (1500 Ω .m). Estos valores de resistividad están indicando ausencia de hielo (Figuras 7.16 y 7.17).



Figura 7.15. Topografía superficial del sector inactivo del glaciar de escombros El Gigante. Se puede observar una morfología más suavizada, mayor abundancia de material fino y rasgos de meteorización en las caras de algunos bloques. Las personas están ubicadas en el extremo este del perfil.

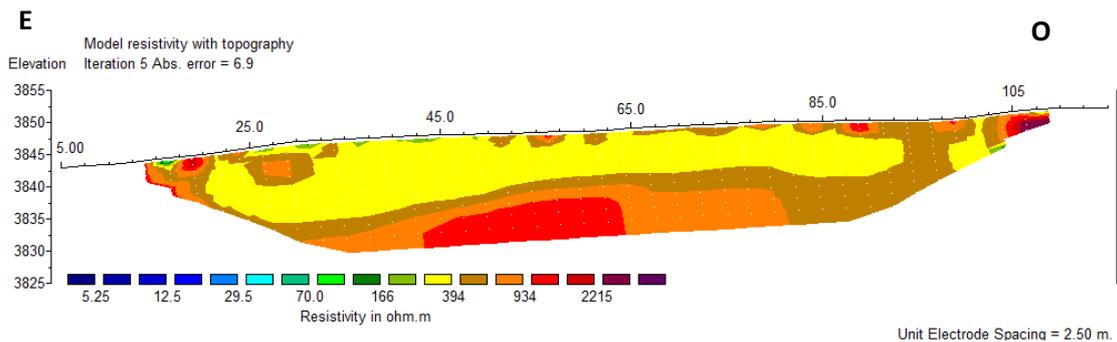


Figura 7.16. Modelo de distribución de resistividades en el glaciar de escombros "El Gigante" correspondiente al perfil A.

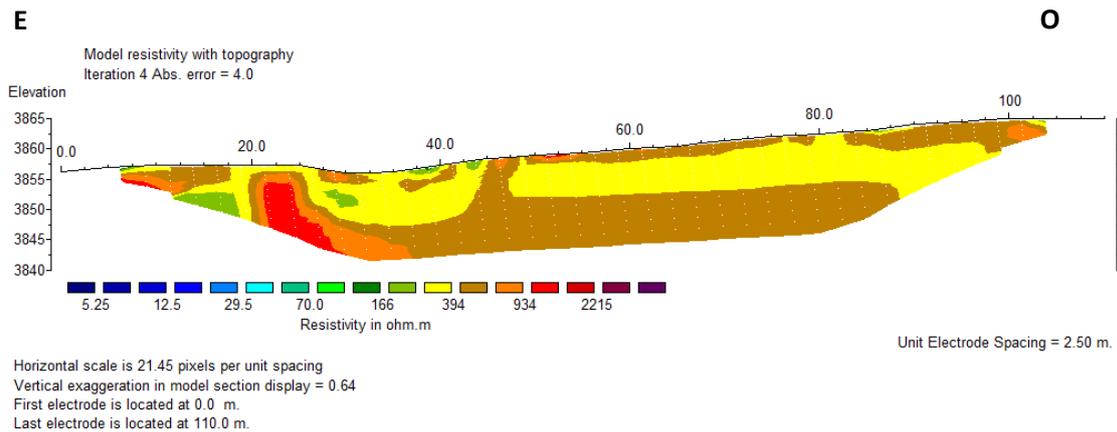


Figura 7.17. Modelo de distribución de resistividades en el glaciar de escombros "El Gigante" correspondiente al perfil B.

7.4.1.2 Valores de resistividad y de espesor de permafrost

Al igual que en capa activa, los valores de resistividad y la geometría del permafrost en los diferentes perfiles muestran algunas diferencias entre ellos.

Los perfiles C y D (Figuras N° 7.8 y 7.9) ubicados muy próximos entre si y constituidos por el mismo material, poseen valores de resistividad en la capa de permafrost que varían entre 8 y 86 K Ω .m. En el primero de ellos, la capa de permafrost posee una geometría irregular, con una profundización del tope del permafrost hacia el sur. Mientras que en el perfil D, la capa de permafrost posee forma tabular con un techo de permafrost bastante plano y horizontal.

En la lengua sur, el perfil F (Figura 7.11) es el que posee los valores más altos para la capa de permafrost, que varían de 31 K Ω .m hasta 150 K Ω .m. La geometría de esta capa indica mayor desarrollo vertical en el sector oeste, entre las distancias de 22 y 55 metros.

Por su parte, el perfil E (Figura 7.10), que si bien se encuentra sobre otro material pero cercano al perfil anterior, muestra los valores de resistividad para permafrost más bajos. Además, en este perfil el permafrost ocurre en forma aislada, con valores de hasta 12 K Ω .m, entre las distancias de 46 y 60 metros, y hasta 32 K Ω .m en el extremo este del perfil.

El perfil G (Figura 7.12) es uno de los que posee una topografía más irregular en la capa de permafrost. La misma comprende valores de entre 12 K Ω .m y 142 K Ω .m y se distribuye en forma irregular. En las distancias entre 75 y 106 metros se observan valores de resistividad bajos del orden de 4000 Ω .m. Los mismos podrían deberse a la presencia de agua subpermafrost.

Cerca del talud frontal del sector activo, el perfil H (Figura 7.13) muestra la presencia de permafrost solo en su extremo norte, que corresponde con el centro del lóbulo

aproximadamente. En este caso, los valores de resistividad son comparables a los hallados en el perfil E, con valores cercanos a los 50 K Ω .m.

7.4.2 Glaciar de escombros Ojotas I

Este glaciar de escombros se desarrolla a la base de una ladera y su material constituyente (hielo y detrito) es de origen criogénico (Figura 7.4). Posee un área de 0.1 km² y es de forma coalescente. Su sector occidental se encuentra más desarrollado que el oriental. Justamente, el sector occidental posee un área de aporte de detritos más grande que el sector oriental.

El perfil I (Figura 7.18) ha sido desarrollado desde su borde occidental hasta el sector medio aproximadamente del glaciar de escombros. La traza del perfil se ubica muy próxima al talud frontal (Figura 7.4). La constitución litológica de este cuerpo es de rocas volcánicas riolíticas pertenecientes al Grupo Choiyoi. La topografía superficial se caracteriza por la presencia de grandes bloques y ausencia de material fino en varios sectores del perfil (Figura 7.19).

El modelo de resistividades de esta geoforma indica una estructura en dos capas. Una primera capa menos resistiva, con valores de entre 700 y 20.000 Ω .m, y espesores entre 2 y 6 metros en la porción central. Hacia los extremos del perfil, la capa resistiva subyacente desaparece, adquiriendo la capa activa un espesor entre 12 y 13 metros.

Por debajo de capa activa se desarrolla la capa de permafrost con valores de resistividad que alcanzan los 172 K Ω .m. Esta capa presenta una forma tabular con un techo de permafrost bastante plano y regular con una leve profundización hacia el este. La capa de permafrost se desarrolla solo entre los 21 y 108 metros del perfil, no existiendo en los extremos del mismo.

Comparativamente, este glaciar de escombros de origen netamente criogénico presenta en capa activa y permafrost valores de resistividad más altos que en los perfiles anteriores desarrollados sobre el glaciar de escombros El Gigante.

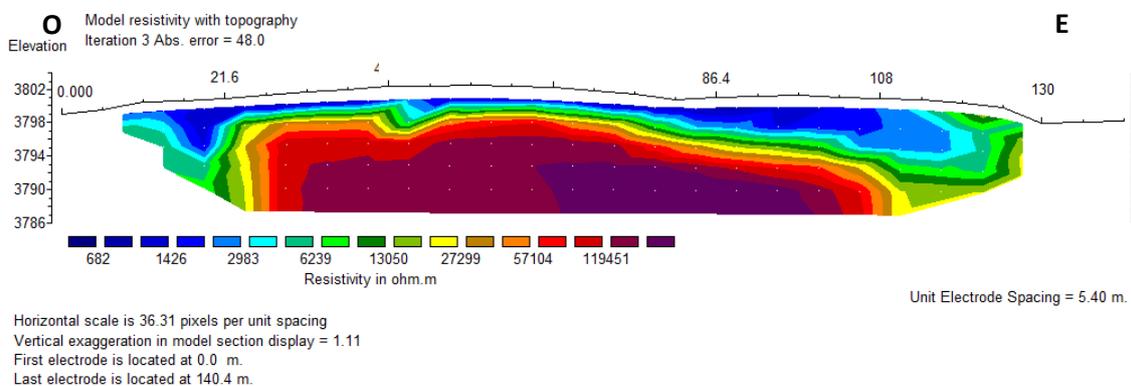


Figura 7.18. Modelo de distribución de resistividades en el glaciar de escombros Ojotas I correspondiente al perfil I.

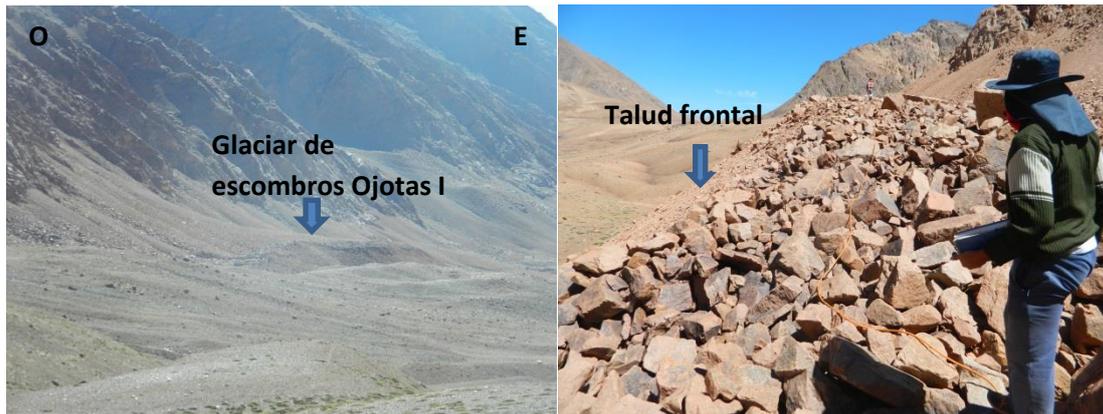


Figura 7.19. En la fotografía de la izquierda se observa una vista panorámica del glaciar de escombros tomada desde el sur-este. En la fotografía de la derecha se observa el talud frontal de la geoforma, la traza del perfil (cable de color naranja) y el tamaño de los bloques.

7.4.3 Glaciar de escombros El Negro

El Negro es un glaciar de escombros de tipo lenguado que se extiende en dirección NNO-SSE desde los 4120 m s.n.m. en la zona de raíz hasta los 4027 m s.n.m. a los pies del talud frontal. Posee una morfología de surcos y crestas desarrollados en forma transversal principalmente (Figura 7.5). Longitudinalmente, posee dos crestas en ambos bordes que se extienden casi en su totalidad desde la raíz hasta el talud frontal. Es particularmente notoria la presencia de abundantes termokarst o depresiones con agua en el fondo. Posee un largo máximo de 480 metros, ancho medio de 140 m y un área de 0,065 km². El talud frontal posee un ángulo mayor a 30°. El material sobre la superficie es anguloso y de tamaño bloque hasta 1 metro de diámetro, pero en profundidad, en algunos sectores, a unos pocos centímetros, el tamaño del material disminuye. La composición litológica es principalmente de rocas volcánicas (Andesita - Basalto) (Mpodozis *et al*, 2009). La mayor proporción de rocas basálticas le confieren a este glaciar de escombros una coloración oscura. Debido a esto, en este trabajo se lo menciona como glaciar de escombros "El Negro".

7.4.3.1 Valores de espesor y velocidad de onda P en capa activa y permafrost

La capa activa presenta un desarrollo bastante homogéneo en cuanto a su espesor y valores de velocidad de onda P (V_p) en toda su extensión. En promedio, el espesor de capa activa varía entre 3 y 4 metros. Presentando un adelgazamiento a casi la mitad de su espesor promedio entre los 180 y 240 metros de distancia. Coincidiendo este adelgazamiento con una zona topográfica deprimida en superficie y también un adelgazamiento abrupto de la capa rica en hielo en subsuelo (Figura 7.20).

Superficialmente la capa activa presenta valores bajos de velocidad V_p (350 m/s), los cuales indican la presencia de material suelto con cavidades rellenas de aire. En profundidad, debido a la compactación del material y mayor presencia de material fino

rellenando los intersticios, los valores de V_p aumentan hasta alcanzar los 800-900 m/s aproximadamente (Figura 7.20).

Por debajo de la capa activa, se desarrolla una capa compuesta por mezcla de hielo y detrito (permafrost) con irregular distribución espacial. En las distancias de 0 - 120 m y 240 - 360 m esta capa tiene un espesor promedio bastante homogéneo de entre 6 y 8 metros aproximadamente. Mientras que, en la distancia de 120 - 180 m se produce un marcado engrosamiento del espesor de permafrost llegando a valores de hasta 27 metros. Contiguo a este sector, se produce un adelgazamiento abrupto de esta capa, llegando a espesores de solo 3-4 metros (distancia de 190 - 240 m), prácticamente el mismo espesor que la capa activa en este sector. Si bien la capa del subsuelo correspondiente a permafrost presenta valores de velocidad de ondas V_p de entre 1600 y 3300 m/s, el valor típico en esta capa es de 2600 m/s aproximadamente. La parte superior de esta capa posee valores un poco más bajos de velocidad de onda P (1600-1700 m/s), debido posiblemente a la presencia de agua líquida en la base de capa activa. Tanto la base como techo del permafrost presentan superficies muy irregulares con bruscos cambios de pendiente (Figura 7.20).

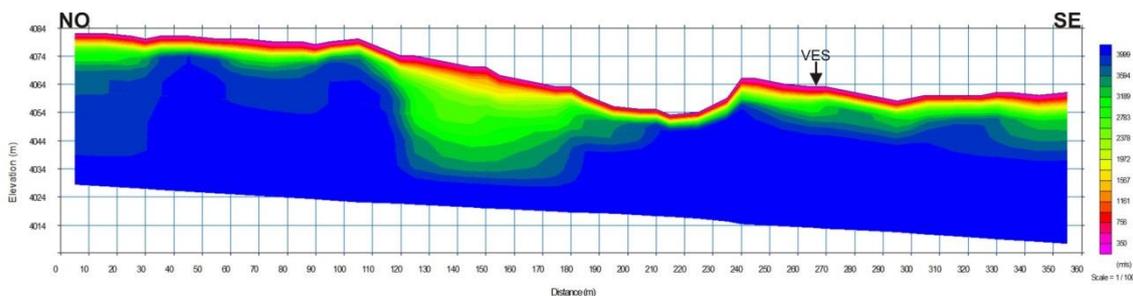


Figura 7.20. Modelo de distribución de velocidades de ondas P en el glaciar de escombros El Negro. Con una flecha negra se indica la ubicación del SEV realizado.

7.4.3.2 Valores de resistividad en capa activa y permafrost

El sondeo eléctrico vertical realizado en las inmediaciones del sector central del glaciar de escombros presenta el conocido efecto llamado "oversteepening effect" (Evin and Fabre, 1990; Haerberli and Muhll, 1996). Este efecto produce un aumento muy rápido en los valores de resistividad a medida que se aumenta la distancia entre los electrodos de inyección de corriente, dando como resultado una curva de pendiente muy pronunciada (mayor al máximo teórico) que no puede ser simulada con un modelo de capas paralelas (Figura 7.21). Considerando los valores de campo medidos, una estimación aproximada, indicaría un modelo de 2 capas. La primera de ellas (capa activa) posee valores de resistividad mayores (entre 0.5 y 1 $K\Omega$ m) en su parte más superficial (bloques sin material fino en los intersticios). Mientras que valores de resistividad bajos (cerca de 0.1 $K\Omega$ m) se encuentran en su parte basal (presencia de material fino intersticial y tal vez bajo contenido de agua?).

Un fuerte contraste, de dos órdenes de magnitud, en los valores de resistividad se observa entre la primera y segunda capa. Esta segunda capa correspondería a permafrost, una mezcla de detrito y hielo, con valores de resistividad variando aproximadamente entre 100 y 200 K Ω m y espesor indeterminado.

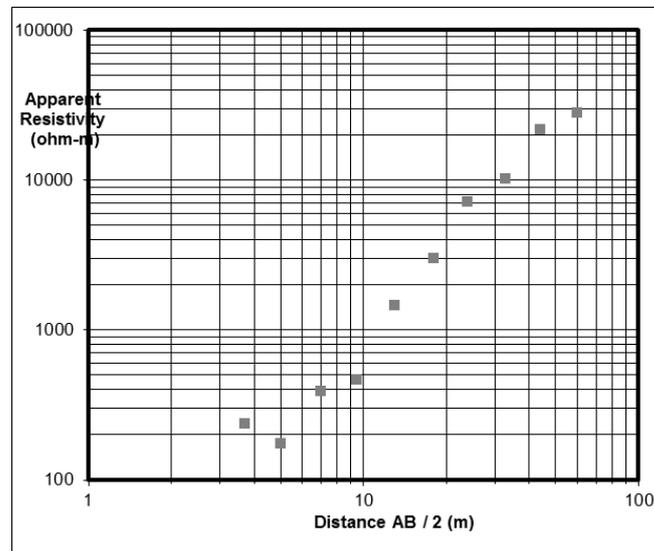


Figura 7.21. Valores de resistividad medidos sobre el glaciar de escombros "El Negro".

7.4.4 Glaciar de escombros El Colorado

El Colorado es un glaciar de escombros de tipo lenguado que se extiende en dirección NNO-SSE con un largo total de 840 metros y ancho medio de 170 metros. Posee un rango altitudinal de 243 msnm, desde los 3826 m s.n.m. en el frente hasta los 4069 m s.n.m. en la zona de raíz y un área de 0,13 km². Superficialmente muestra una estructura de surcos y crestas desarrollados en forma longitudinal, principalmente sobre la margen este. El talud frontal tiene una inclinación mayor a 30°.

El material detrítico posee un tamaño que va desde grava a bloque con forma angular a sub-angular. La composición litológica es principalmente de rocas volcánicas (Andesita) (Mpodozis *et al*, 2009). El color rojizo del material, producto de procesos de alteración hidrotermal sobreimpuestos a las rocas volcánicas, es el responsable del nombre de glaciar de escombros El Colorado utilizado en este trabajo.

7.4.4.1 Valores de espesor y velocidad de onda P en capa activa y permafrost

De acuerdo a los resultados de TSR el glaciar de escombros El Colorado posee una capa activa donde el espesor de la misma va disminuyendo hacia el frente. Comenzando con espesores de 6-9 metros cerca de la raíz, hasta llegar a los 3-4 metros cerca del talud frontal. En la distancia de 245-270 metros se produce un marcado adelgazamiento (1-2

metros) y aumento de velocidad de las ondas Vp (1600 m/s). Al igual, que en el glaciar de escombros El Negro, la capa activa presenta en su sector superficial valores de Vp bajos (400-600 m/s) debido a la mayor abundancia de cavidades rellenas con aire, aunque esta capa superficial no es continua en toda la extensión del perfil. La parte inferior de capa activa posee valores de 1000-1600 m/s (Figura 7.22).

Por debajo de capa activa se encuentra la zona de permafrost con espesor promedio de 9-12 metros y velocidad de onda Vp entre 2000-3300 m/s. Este sector presenta 2 zonas de engrosamiento (distancias de 85-145 metros y 215-270 metros) con espesores máximos de entre 20 y 23 metros. Al igual que el glaciar de escombros El Negro, la parte superior del permafrost posee valores más bajos (2000 m/s) que el resto de la capa posiblemente debido a la presencia de agua en el tope de permafrost (Figura 7.22).

En ambos glaciares de escombros (El Negro y El Colorado), el basamento (andesita-basalto) posee valores de velocidad de las ondas Vp de 3300 m/s o más (Arenson *et al.*, 2010).

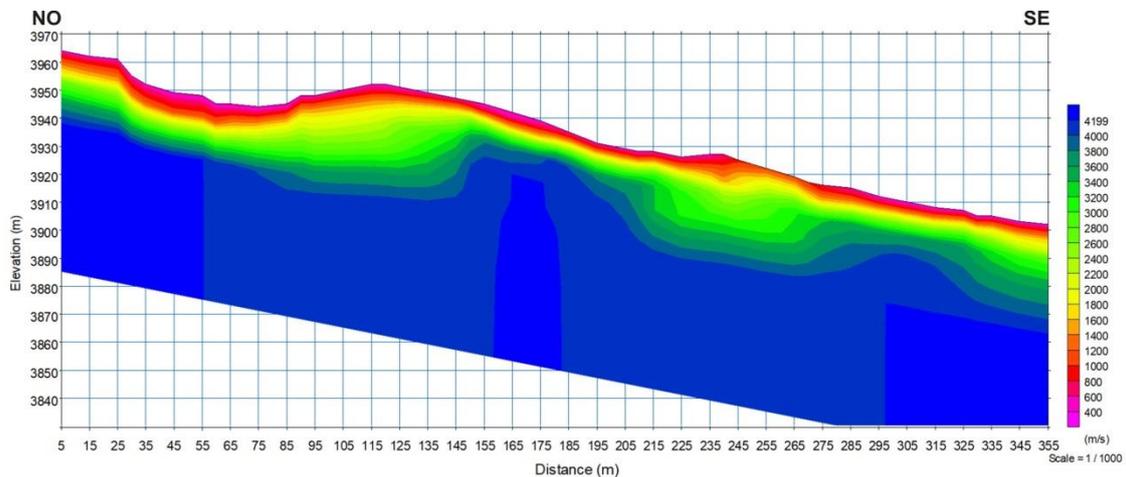


Figura 7.22. Modelo de distribución de velocidades de ondas P en el glaciar de escombros "El Colorado".

7.5 Depósitos glaciares y estructura interna de glaciares de escombros

Existe una estrecha relación entre las geformas de acumulación y de erosión de glaciaciones previas y el desarrollo posterior de glaciares de escombros, los cuales suelen ubicarse en antiguos circos y artesas glaciares. Las morrenas, tanto laterales como frontales, constituirían una de las fuentes de detrito de los glaciares de escombros. En ocasiones, las morrenas laterales con procesos periglaciales sobreimpuestos quedan asimiladas al cuerpo del glaciar de escombros. En otras ocasiones, quedan adosadas lateralmente al glaciar de escombros.

Las morrenas frontales en algunos casos han quedado sepultadas por el avance del glaciar de escombros, mientras que otras se mantienen en la parte frontal (Figura 7.23). Una situación singular se observa con una morrena frontal en el glaciar de escombros El

Negro. La misma ha sido sepultada por el avance del glaciar de escombros, pero ha actuado como una barrera topográfica. Entre las distancias de 190-240 metros se encontraría la morrena sepultada, de la cual quedan vestigios al borde del glaciar de escombros (Figura 7.23). Esta zona actúa como un resalto estructural impermeable que inhibe el desarrollo de la capa rica en hielo. La cual disminuye abruptamente su espesor al igual que la capa activa pero de forma más leve (Figura 7.20).

Inmediatamente por detrás de esta zona se produce un marcado engrosamiento de dicha capa y también de capa activa (distancia de 120-190 metros) (Figura 7.20). Debido al empuje producto de la reptación pendiente abajo y la presencia del resalto estructural, en esta zona se produciría una mayor deformación interna del material que sería responsable del abrupto engrosamiento.

Una situación similar también se observa en el glaciar de escombros El Colorado, donde en las distancias de 145-215 metros y 275-325 metros del perfil de la Figura 7.22 se encontrarían las barreras topográficas. Por detrás de estas dos zonas se vuelve a producir un engrosamiento en la capa de permafrost.

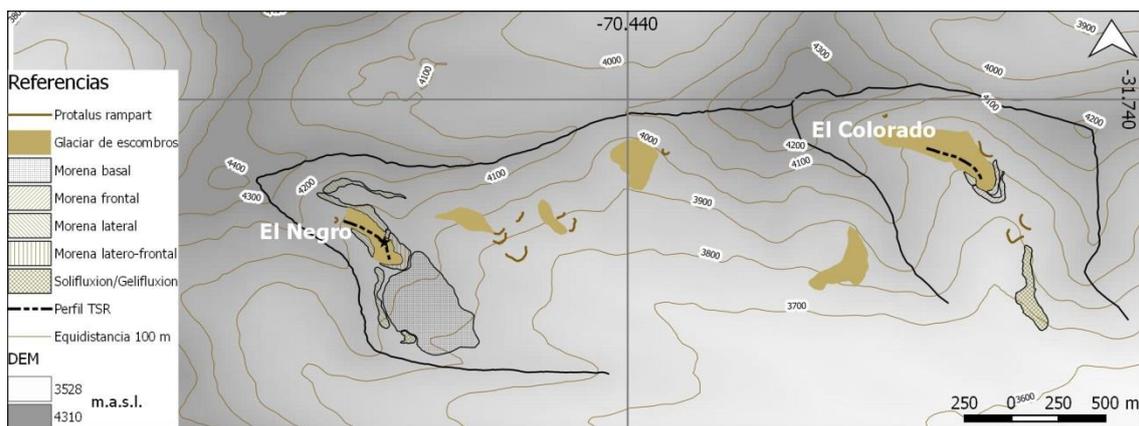


Figura 7.23. Relación entre las geoformas del ambiente glacial y periglacial. La estrella negra indica la localización del SEV.

7.6 Discusiones

7.6.1 Valores de resistividad y de ondas P

Los glaciares de escombros, como la manifestación reptante del permafrost de montaña (Barsch, 1996), contienen hielo en su interior con diferentes características y posibles orígenes que aún no son bien conocidas (Haeberli and Mühll, 1996). Usualmente se suele utilizar la clasificación genética/petrográfica de Shumskii (1964) quien diferencia el hielo de congelamiento, sedimentario y metamórfico como tipos de hielo en un glaciar de escombros. La información proviene principalmente de unas pocas perforaciones, algunas exposiciones de la matriz hielo/detrimento en forma natural y de estudios geofísicos. La resistividad eléctrica pareciera constituir uno de los parámetros clave para caracterizar los diferentes tipos de hielo (Haeberli y Vonder Mühll, 1996).

Tanto la prospección geoelectrica como la refracción sísmica son métodos muy utilizados para determinar la ubicación y características del hielo contenido en glaciares de escombros y su posible origen (Haeberli y Vonder Mühl, 1996; Evin *et al.*, 1997; Ishikawa *et al.*, 2001). Desafortunadamente, los valores de resistividad (10 - 20 K Ω m hasta más de 1 M Ω m) y de velocidad de onda P (2000 - 4000 m/s) en permafrost tienen un rango de valores muy amplio. Esto implica que los conocimientos geofísicos y criogénicos deben combinarse para llevar a cabo una investigación del permafrost exitosa con métodos geofísicos (Hauck, 2001).

Estudios de resistividad eléctrica y refracción sísmica han sido aplicados en diferentes partes del mundo para ubicar y caracterizar permafrost de montaña en glaciares de escombros. Muchos de ellos han sido realizados en los Alpes, una de las regiones con mayor densidad de estudios en glaciares de escombros (Maurer and Hauck, 2007; Hausmann *et al.*, 2007; Ikeda, 2006; Musil *et al.*, 2002; Emmert and Kneisel, 2017; entre otros).

En nuestra región, en los Andes Áridos (Lliboutry, 1986) de Argentina y Chile, son muy escasos los estudios de prospección geoelectrica y refracción sísmica realizados sobre glaciares de escombros. Los trabajos pioneros de Fournier *et al.* (1985) y Barsch y King (1989) indican valores de 1-50 K Ω .m en capa activa y de 30-250 K Ω .m en permafrost. Mientras que algunos glaciares de escombros fósiles poseen valores entre 2 y 9 K Ω .m y los glaciares cubiertos entre 500 y 20000 K Ω .m. Concluyendo que el glaciar de escombros El Salto y los glaciares de escombros en Vallecito son criogénicos ya que contienen hielo intersticial y no un núcleo de hielo.

Por su parte, el glaciar de escombros El Paso, en la cuenca de Agua Negra, presenta valores de resistividad entre 360 y 420 Ω .m para capa activa y de 5 a 35 K Ω .m en permafrost. Mientras que la velocidad de onda P varía entre 127 y 336 m/s en capa activa según las diferentes estaciones y entre 1561 y 3404 m/s para permafrost (Croce y Milana, 2002).

En la cuenca del Elqui (Chile), dos glaciares de escombros cercanos, uno de origen glaciogénico y otro de origen criogénico, si bien poseen velocidad de onda P (330 m/s) similar en capa activa, tienen diferencias de velocidad en el permafrost, siendo de 3146 m/s y 1662 m/s respectivamente. Sugiriendo mayor contenido de hielo en el glaciar de escombros de origen glaciogénico (Milana y Güell, 2008).

Uno de los estudios previos de mayor importancia, por la cercanía y métodos utilizados, es el realizado por Arenson *et al.* (2010) en la cuenca del río Pachon. En el glaciar de escombros El Colorado, llamado rock glacier #1 en Arenson *et al.* (2010), establecen el espesor de capa activa en 2.5 metros, considerando datos de temperatura de subsuelo a tres profundidades diferentes entre los meses de abril a agosto del año 2008. En el glaciar de escombros #2, localizado a 800 metros del anterior se ha establecido un contenido de hielo alto (>50%) en 3 pozos de prueba (Test pits) realizados en la parte frontal, central y por encima de donde empieza el cuerpo. Los estudios geofísicos (TRE

y TSR) indican estructura de 3 capas, donde la capa activa posee espesor de 2-3 metros. Por debajo, una capa altamente resistiva (94-113 k Ω .m, permafrost) que presenta en su porción inferior mayor contenido en hielo (probablemente hielo masivo) que en su parte superior.

Los valores de resistividad medidos sobre los glaciares de escombros El Gigante, Ojotas I y El Negro, en general muestran valores similares entre sí y con los otros cuerpos que han sido investigados. Por un lado, el glaciar de escombros El Salto y los glaciares de escombros de Vallecito tienen valores levemente superiores. Mientras que el glaciar de escombros El Paso posee valores más bajos (Fournier *et al.*, 1985; Barsch y King, 1989; Croce y Milana, 2002). Sin embargo, establecer una comparación directa entre diferentes cuerpos sin considerar las litologías y los procesos de mineralización y alteración hidrotermal podría conducir a errores importantes.

El glaciar de escombros Ojotas I (Figura 7.4), el cual es claramente una manifestación del permafrost reptante de origen criogénico presenta valores de resistividad para permafrost del orden de los 172 K Ω .m. La presencia de hielo interno en este cuerpo posiblemente se deba a la acumulación de capas de nieve (posterior fusión, infiltración y re-congelamiento) y capas de detrito, configurando de esta manera un glaciar de escombros del tipo criogénico.

Los valores de resistividad de un cuerpo difícilmente pueden ser extrapolados a otros cuerpos para determinar el origen del hielo. Excepto que se encuentren dentro del mismo marco geológico. El glaciar de escombros El Gigante en su lengua sur, en los perfiles E y F (Figuras 7.10 y 7.11), separados unos 100 metros pero realizados sobre materiales diferentes muestran diferencias significativas en los valores de resistividad en permafrost. Siendo de 150 K Ω .m en el perfil F y de 32 K Ω .m en el perfil E. Este último valor de resistividad corresponde también a valores de resistividad para capa activa en el perfil F. El alto grado de mineralización, evidenciado en el contenido iónico de las muestras de agua obtenidas sobre el glaciar de escombros, tiene un impacto directo en la disminución de los valores de resistividad eléctrica. Con lo cual, valores bajos de resistividad eléctrica podrían estar indicando abundancia de iones.

Por su parte, los valores de resistividad medidos en glaciares de escombros fósiles en Vallecito (Mendoza) (Barsch y King, 1989) son similares con los valores registrados en los perfiles A y B (Figuras N° 7.15 y 7.16) en el glaciar de escombros El Gigante, que han sido considerados, en este trabajo y en el ING (ING, 2016), según criterios geomorfológicos como inactivos. La ausencia de valores de resistividad altos que indiquen presencia de permafrost podría deberse a que son cuerpos fósiles y ya han perdido todo su hielo interno. Pero también podría deberse, al igual que en el perfil E (Figura 7.10), a que los sectores de mezcla hielo/detrito se encuentran de forma aislada no coincidiendo los perfiles con estos sectores. O también, a que los cuerpos de hielo se encuentran a una profundidad mayor que la profundidad de investigación.

Realización de nuevos perfiles en diferentes sectores y mayor profundidad de investigación serían necesarios para determinar el estado inactivo o fósil de un cuerpo que geomorfológicamente ha sido considerado como inactivo.

7.6.2 Aspectos metodológicos

Prospección Geoeléctrica

Debido a que la resistividad eléctrica aumenta considerablemente en el punto de congelamiento, la prospección geoeléctrica es un método geofísico ampliamente utilizado en la detección, localización y caracterización de estructuras del subsuelo que contienen hielo (Kneisel and Hauck, 2008). En un principio, los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) fueron el método geoeléctrico de mayor uso en estudios relacionados al permafrost (Evin and Fabre, 1990; King *et al.*, 1992, entre otros). Actualmente, la Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) es quizás el método más universalmente aplicable en ambientes periglaciales de montaña (Kneisel and Hauck, 2008).

Entre los principales inconvenientes en la aplicación de métodos geoeléctricos en ambientes de montaña relacionados con permafrost se encuentra el buen acoplamiento electródico que se debe alcanzar entre los electrodos y el subsuelo, la elección de una configuración electródica apropiada y las potenciales altas resistividades que pueden crear problemas durante la adquisición y análisis de los datos (Hauck *et al.*, 2003; Marescot *et al.*, 2003).

En el primero de ellos, adhiriendo una esponja saturada en agua salada a los electrodos es suficiente para generar un buen contacto eléctrico (Hauck *et al.*, 2003). En los perfiles de TRE y SEV realizados en este trabajo, se utilizaron electrodos de acero inoxidable de 75 cm de largo y 2.5 cm de diámetro y se humedeció con abundante agua salada la base e inmediaciones de los electrodos. Esto es necesario para disminuir la resistencia de contacto que la granulometría de tamaño bloque o mayor y ausencia de material fino intersticial generan. Para evitar este inconveniente en la localización de los perfiles se ha considerado especialmente la granulometría de la zona. Sin embargo, la alta irregularidad superficial de los glaciares de escombros dificulta encontrar sectores con longitudes entre 110 y 130 metros donde la granulometría sea la adecuada y además la topografía no sea demasiado irregular. Esto queda reflejado en los perfiles D, E, F, G y H (Figuras N° 7.9, 7.10, 7.11, 7.12 y 7.13) donde en las capas superficiales se registran valores de resistividad muy altos. La falta de una adecuada combinación de conocimientos geofísicos y geocriológicos podría conducir a la interpretación errónea de presencia de cuerpos de hielo en capa activa.

Los glaciares de escombros inactivos debido a su ausencia de movimiento presentan una mayor exposición a los agentes meteóricos. Generando de esta manera mayor cantidad de fragmentos de granulometría fina. Esta situación favorece el buen acoplamiento de los electrodos, lo cual queda reflejado en los perfiles A y B (Figura 7.15 y 7.16), donde las resistividades altas en las capas superficiales son muy escasas y

además el error en estos dos perfiles es el más bajo comparado con los perfiles realizados en el sector activo. La situación inversa se presenta en el glaciar de escombros Ojotas I (Figura 7.18), el cual superficialmente está compuesto de bloques de grandes dimensiones y ausencia completa de material fino en prácticamente toda la extensión del perfil. Generando de esta forma en el perfil de resistividades del subsuelo, una capa superficial resistiva continua. Además, esta elevada resistencia de contacto, genera un importante error (48%).

El segundo inconveniente hace referencia a la configuración electródica utilizada. Las 3 configuraciones clásicas y de mayor uso en estudios geoelectrónicos de TRE en ambiente de permafrost son Wenner, Dipolo-Dipolo y Wenner-Schlumberger. También la configuración simétrica de Schlumberger para estudios geoelectrónicos 1D ha dado buenos resultados en la detección de hielo subterráneo (Kneisel, 1998).

En este trabajo, la configuración Dipolo-Dipolo utilizada ha permitido conocer con detalle la estructura del subsuelo hasta unos 15 metros de profundidad aproximadamente, abarcando capa activa y porción superior de permafrost. Para una mayor profundidad de investigación, con el objetivo de identificar la base de permafrost, se debería utilizar la configuración Wenner-Schlumberger o realizar estudios de Tomografía Sísmica de Refracción que permiten profundizar más en el terreno.

El tercer inconveniente refiere a las potenciales altas resistividades que pueden crear problemas durante la adquisición y análisis de los datos. Debido a la cantidad limitada de corriente que fluye a través de los cuerpos ricos en hielo rodeados de materiales menos resistivos, es difícil delinear la estructura interna de estas geoformas de permafrost ricas en hielo usando estos métodos. Sin embargo, debido al fuerte contraste resistivo entre material congelado y no congelado, estos métodos si son apropiados para delinear la ubicación y extensión espacial aproximada de cuerpos de permafrost (Hauck *et al.*, 2003).

Además, en el proceso de inversión, la elección apropiada del factor de suavizado es crítica, para lo cual se requieren interpretaciones conjuntas de los tomogramas obtenidos con diferentes valores del factor de suavizado, para una interpretación adecuada (Hauck *et al.*, 2003). En este trabajo se han realizado varios tomogramas a partir de diferentes valores del factor de suavizado y se ha optado por el valor de 0.15, el cual también es recomendado ante la falta de datos o estudios previos en el área.

Uno de los problemas recurrentes de la interpretación de resistividades en prospección geoelectrónica 1D en regiones de permafrost de montaña es la presencia del efecto llamado “*oversteepening effect*” (Evin y Fabre, 1990; Haeberli y Mühll, 1996). El incremento en las resistividades aparentes, a medida que la distancia entre los electrodos de inyección se va incrementando, es tan pronunciado (pendiente mayor que el máximo teórico) que no puede ser simulado por un modelo de capas paralelas (Lugon *et al.*, 2004). Esto puede deberse a los efectos laterales (King *et al.*, 1987), cuando los sondeos

se han realizado sobre cuerpos de permafrost de forma alargada y angosta, o presencia de cuerpos de hielo muy resistivos de forma lenticular (Evin y Fabre, 1990), o la presencia de una capa de hielo que subyace a una delgada capa superficial de material no congelado independientemente de su forma (Lugon *et al.*, 2004).

La Figura 7.21 indica que la estructura del glaciar de escombros El Negro según el SEV realizado posee una estructura conformada por 2 capas. Pudiéndose identificar la base de capa activa o techo de permafrost, pero queda indefinida la base de permafrost. Esto se puede deber a 2 motivos principales, por un lado, que la apertura de AB/2 de 60 metros haya sido insuficiente para obtener una mayor profundidad de investigación. Por otro lado, la presencia de un cuerpo de hielo masivo, generaría el “*oversteepening effect*” y además inhibe el flujo de corriente en profundidad, limitando la resolución de las estructuras en profundidad.

Tomografía Sísmica de Refracción

En ocasiones, la refracción sísmica ha sido considerada un método adicional valioso para comprobar la existencia de estructuras de subsuelo identificadas con tomografía de resistividad eléctrica (TRE) (Hauck and Vonder Mühl, 2003; Kneisel *et al.*, 2008). El amplio rango de valores y superposición de la velocidad de ondas P en permafrost (2500-4200 m/s) y en afloramiento congelado y no congelado (2000-6000 m/s) generan dificultad en la diferenciación estratigráfica de detalle (Hilbich, 2010). Sin embargo, numerosos estudios han aplicado refracción sísmica en terrenos con permafrost en forma exitosa (Croce and Milana, 2002; Musil, 2002; Hauck *et al.*, 2004; Hausmann *et al.*, 2007; Emmert and Kneisel, 2017, entre otros).

Las principales ventajas de este método, en comparación con TRE, son una mayor resolución en profundidad, mayor exactitud en la localización del límite de capas con contrastes fuertes, menor dificultad de acoplamiento de los geófonos en superficies con bloques y la aplicabilidad en terrenos con infraestructura eléctricamente conductiva que puede afectar la señal de resistividad (Hilbich, 2010).

La tomografía sísmica de refracción se caracteriza por su buena resolución lateral y vertical, que permite detectar pequeñas estructuras en el subsuelo. Algunos trabajos utilizan una configuración de geófonos con separación de los mismos de entre 2.5 y 5 metros, lo cual facilita la identificación de pequeñas zonas con valores anómalos (Leopold *et al.*, 2011), permitiendo de esta manera una interpretación más detallada sobre los procesos generadores de estas geofomas.

Uno de los principales usos de la tomografía de refracción sísmica es la determinación del espesor de capa activa, debido a que el contraste de velocidad de onda P entre capa activa ($400-1500 \text{ ms}^{-1}$) y permafrost ($2000-4000 \text{ ms}^{-1}$) es muy grande (Hauck, 2001). Además, en ocasiones, cuando son conocidas o pueden ser medidas las velocidades de onda P del basamento o se conoce a través de una perforación la profundidad del mismo. Este método también ofrece resultados aceptables en la identificación de la base

del permafrost. Este es el caso de los glaciares de escombros "El Negro" y "El Colorado", donde se ha establecido el valor de velocidad de onda P en la base del permafrost a partir de estudios previos.

Arenson *et al.* (2010) establecen a partir del análisis estratigráfico de un pozo en conjunto con estudios geofísicos, la profundidad de la base de permafrost en 11 metros y valor de onda P para esa profundidad (basamento) de 3300 m/s en el glaciar de escombros #2, muy próximo a los glaciares de escombros "El Colorado" y "El Negro", siendo andesita la litología correspondiente a este basamento. Por su parte, Monnier and Kinnard (2013) trabajando sobre un glaciar de escombros en el valle del Choapa superior (Chile), también muy próximo a nuestros glaciares de escombros, reconocen andesita como el basamento sobre el cual se desarrollan varios glaciares de escombros. A partir de estos trabajos previos y debido a la continuidad geológica y estructural del área, se considera que el valor de velocidad de onda P de 3300 m/s es un valor aceptable para establecer como base de permafrost en nuestros glaciares de escombros.

En este trabajo, por razones varias, se ha optado por una separación entre geófonos de 10 metros. Esta separación permite una mayor profundidad de investigación y cobertura areal, en detrimento de una mejor resolución lateral. Mientras que, la fuente de energía tuvo una separación de 30 metros. Si bien, lo ideal sería una densidad similar de fuentes de energía y receptores (Maurer and Hauck, 2007), el aumento del número de fuentes de energía no implica un incremento proporcional en la calidad de los resultados del modelo de inversión (Hauck, 2001). Perdiendo de esta manera un poco de detalle sobre la estructura del subsuelo pero minimizando el tiempo de medición en el campo (Maurer and Hauck, 2007).

CAPÍTULO VIII: ANÁLISIS INTEGRADO EN GLACIAR DE ESCOMBROS EL GIGANTE

8.1 Introducción

El presente capítulo tiene como objetivo realizar un análisis detallado de los procesos geomorfológicos, dinámicos, hidroquímicos, isotópicos y geofísicos sobre el glaciar de escombros El Gigante, localizado en las nacientes del río Santa Cruz ($31^{\circ}53'02,32''$ S y $70^{\circ}14'58,80''$ O) (Figura 8.1), con el propósito de determinar el origen y los principales mecanismos de circulación del agua en un glaciar de escombros.

Este glaciar de escombros ha sido seleccionado por diversos motivos, entre ellos, sus grandes dimensiones, con un área mayor al valor promedio de los glaciares de escombros en esta región. De hecho, de acuerdo con el Inventario Nacional de Glaciares, realizado y publicado por el Instituto Argentino de Nivología y Glaciología (ING-IANIGLA, 2016) es el tercer glaciar de escombros de mayor área en los Andes Centrales y Desérticos de la provincia de San Juan. Además, posee una serie de termokarst y depresiones que permiten el muestreo del agua de diverso origen para análisis hidroquímicos e isotópicos, y manantiales, que si bien se encuentran topográficamente más bajos y no exactamente a los pies de esta geoforma, representan el agua que circula a través de dicha geoforma. El desarrollo de dos raíces con características morfológicas diferentes y una serie de lóbulos indicativos de diferentes edades y estadios de avance son propicios para estudios geofísicos en diferentes sectores del mismo. Por último, pero no menos importante, la accesibilidad es un factor importante. El camino o huella minera conduce hasta las cercanías de la nariz del glaciar de escombros, desde donde distan unos 3 km hasta el sector superior del mismo.

Si bien el glaciar de escombros El Gigante por sus dimensiones y características es la geoforma más conspicua del área de estudio, no sería la más representativa de la misma. Sin embargo, el conocimiento de los diferentes procesos que interactúan en una geoforma compleja arroja luz sobre los procesos periglaciales en general.

No son muchas las experiencias, tanto a nivel global como local, donde se han aplicado diferentes técnicas para el estudio de una misma geoforma periglacial. Una de ellas ha sido realizada en 2 glaciares de escombros en la cuenca del río Pachon, donde se ha realizado análisis de imágenes satelitales y fotografías aéreas, estudios geomorfológicos, monitoreo de temperatura del aire y subsuelo, pozos de prueba, sondeos eléctricos verticales y tomografía sísmica de refracción. Desafortunadamente, los resultados de estos estudios han sido publicados en forma parcial (Arenson *et al.*, 2010).

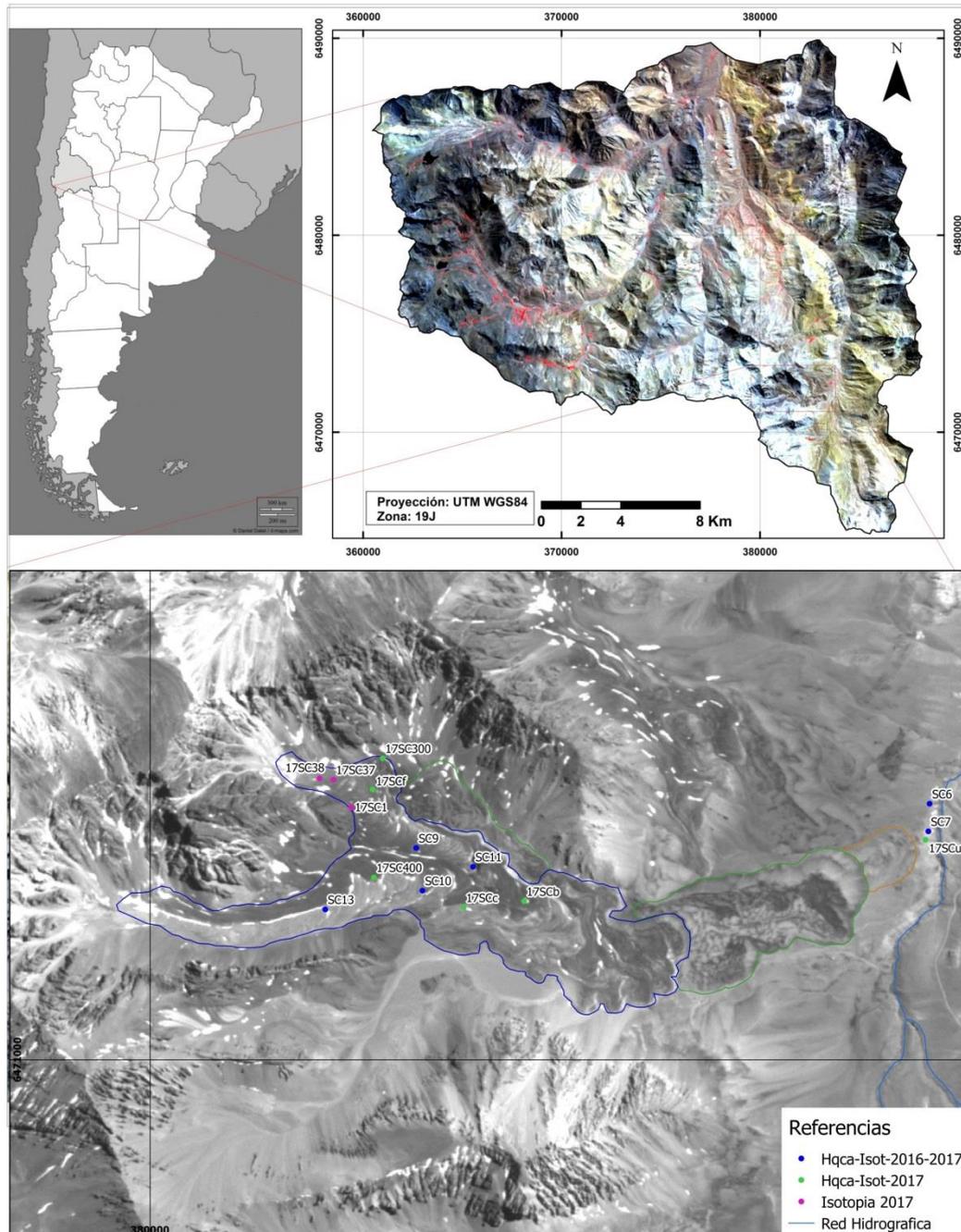


Figura 8.1. Ubicación del glaciar de escombros El Gigante.

8.2 Aspectos geomorfológicos

El Gigante es un glaciar de escombros complejo de forma lengua (Barsch, 1996). Posee dos zonas de aporte o raíces con una clara diferenciación en la litología y grado de alteración de las mismas. Esta diferenciación litológica en la zona de aporte queda reflejada en su constitución de tobas, ignimbritas riolíticas y lavas andesíticas de la Formación Farellones (Rivano *et al.*, 1990) y cuerpos subvolcánicos intrusivos (Drake *et al.*, 1982). Además, esta diferenciación litológica y grado de alteración se refleja en la morfología superficial, presentando la lengua norte, una morfología de surcos y crestas

curvos bien desarrollada y comprimida con color amarillo intenso (Figura 8.2). Mientras que, la lengua sur presenta una morfología superficial más suave, color gris claro-marrón oscuro y estilo “bandedado” (Figura 8.2). Ambas lenguas recorren distancias apreciables (1 Km y 1,5Km respectivamente) en forma separada, para luego mezclarse completamente y reptar valle abajo en forma homogénea.

Existen algunas diferencias respecto a la presencia de termokarst y/o depresiones y el tamaño de detrito y presencia de material fino. Los termokarst y depresiones, que en general poseen forma elongada en varias direcciones, aparecen en la lengua norte y en el sector gris claro de la lengua sur (Figura 8.1). Una vez que ambas lenguas se han mezclado en forma homogénea no hay más presencia de termokarst o depresiones. La lengua norte presenta gran cantidad de material fino debido a procesos de alteración en la zona de raíz, el cual aparece superficialmente y se mantiene en profundidad. Mientras que el tamaño de detrito es comparativamente menor en la lengua norte. Por su parte, en la lengua sur, la presencia de material fino es mucho menor, apareciendo recién unos decímetros por debajo de la superficie.



Figura 8.2. Diferenciación morfológica superficial y composicional de ambas raíces. A) Raíz sur con una morfología superficial más suavizada y una clara diferenciación litológica según el área de aporte; B) Raíz norte con morfología superficial de surcos y crestas bien desarrollados y comprimidos; C y D) Muestran la zona de contacto entre ambas lenguas donde se observa en la lengua sur una textura de bloques, mientras que en la lengua norte la textura está conformada por bloques menores y abundante

material fino relleno los intersticios. Estas características de ambas lenguas localmente en algunos sectores pueden variar.

Las características geomorfológicas de los glaciares de escombros según su grado de actividad, tales como inclinación del talud, desarrollo de surcos y crestas, presencia de grandes bloques a los pies del talud, rocas meteorizadas en su cara expuesta, presencia o ausencia de vegetación, entre otras (Roer y Nyenhuis, 2007; Azócar, 2013) permiten diferenciar claramente entre el sector activo, inactivo y fósil. El Gigante en todo su desarrollo posee sectores activos, inactivos y fósiles (Figura 8.3). El primero de ellos posee una pendiente del talud frontal y lateral que en algunos sectores supera los 35°-40° y marcado desarrollo de surcos y crestas, especialmente en su porción superior. Mientras que la mitad inferior, donde ya se ha producido la mezcla de ambas lenguas, presenta un diseño similar a un flujo de lava donde alternan diferentes lóbulos que presentan, a su vez, diferentes mezclas litológicas. Por su parte, el sector inactivo muestra pendientes de taludes frontales y laterales inferiores a los 20-25°, con una estructura general deprimida, presencia de escasa vegetación y abundante meteorización en cara expuesta de los bloques (Figura 8.4 A y B). Finalmente, en la porción más baja se encuentra el sector fósil, el cual presenta mayor cantidad de vegetación y existen canales incididos sobre este sector. Debido a su estructura completamente colapsada y poco resalte morfológico en terreno, este sector fósil es más fácilmente identificable a través de imágenes satelitales o fotografías aéreas que en terreno.

Sobre la margen norte de la lengua norte de El Gigante, se desarrolla un glaciar de escombros que presenta continuidad espacial a través del contacto entre los taludes de ambas geoformas. De acuerdo con el Inventario Nacional de Glaciares (ING-IANIGLA, 2016) este glaciar de escombros ha sido considerado como parte de El Gigante y con estado activo. En este trabajo, si bien se considera que es parte de El Gigante, preferentemente por su continuidad espacial, su grado de actividad según características geomorfológicas presenta ciertas ambigüedades. Del análisis visual de imágenes satelitales, se desprende que este sector presenta una morfología superficial con rasgos de colapso, lo que indicaría cierta degradación de permafrost y estado inactivo. Un pequeño sector del talud frontal presenta una inclinación cercana a los 30°. En terreno, esta característica del talud frontal junto con la apariencia general de colapso ha sido confirmada (Figura 8.4 C y D). Este cuerpo, al igual que El Gigante, presenta una morfología compleja con superposición de diferentes lóbulos de edades diferentes. En el análisis dinámico de esta geoforma (sección 7.3) se observa movimiento superficial en un pequeño sector de este cuerpo, en uno de los lóbulos superiores de aparente edad más moderna.

Sin embargo, a pesar de la presencia de movimiento superficial en un pequeño sector de este cuerpo, la geoforma ha sido considerada en estado inactivo por dos motivos principales. El primero de ellos, es su apariencia morfológica general, la cual indica un estado de inactividad con un pequeño sector de posible actividad. Mientras que, el segundo se debe a que el análisis dinámico solo ha registrado movimiento en un sector muy pequeño. Se considera que el sector que presenta movimiento sería debido a la

posible presencia local de mayor contenido en hielo remanente, pero la geoforma en general estaría en estado inactivo.

Si se considera a El Gigante como un glaciar de escombros intacto (Barsch, 1996), posee un área total de 1.77 Km², de los cuales, 1.22 Km² corresponden al sector activo, mientras que el sector fósil posee un área de 0.06 Km². El rango altitudinal es de 665 metros, desde los 3722 m s.n.m. en el sector fósil, hasta los 4387 m s.n.m. en su zona de raíz. Considerando la lengua sur que es la de mayor desarrollo, El Gigante posee una extensión total en la dirección de flujo de 4,27 Km. Además presenta un ancho promedio de 620 m con valores máximos que llegan a 870 m.

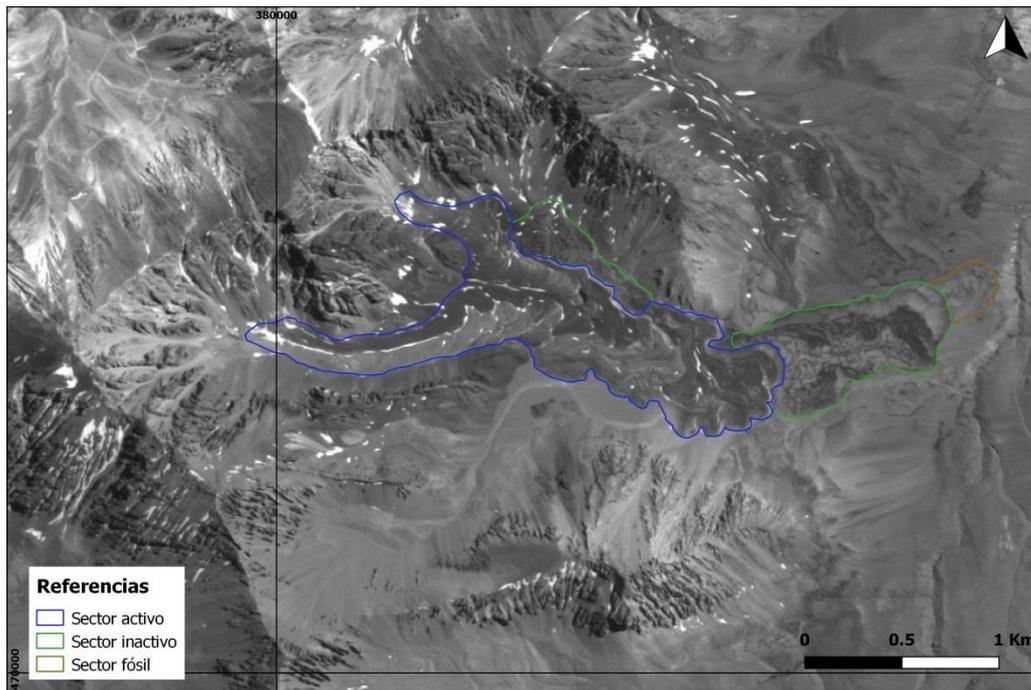


Figura 8.3. Identificación de los sectores activo, inactivo y fósil del glaciar de escombros El Gigante.

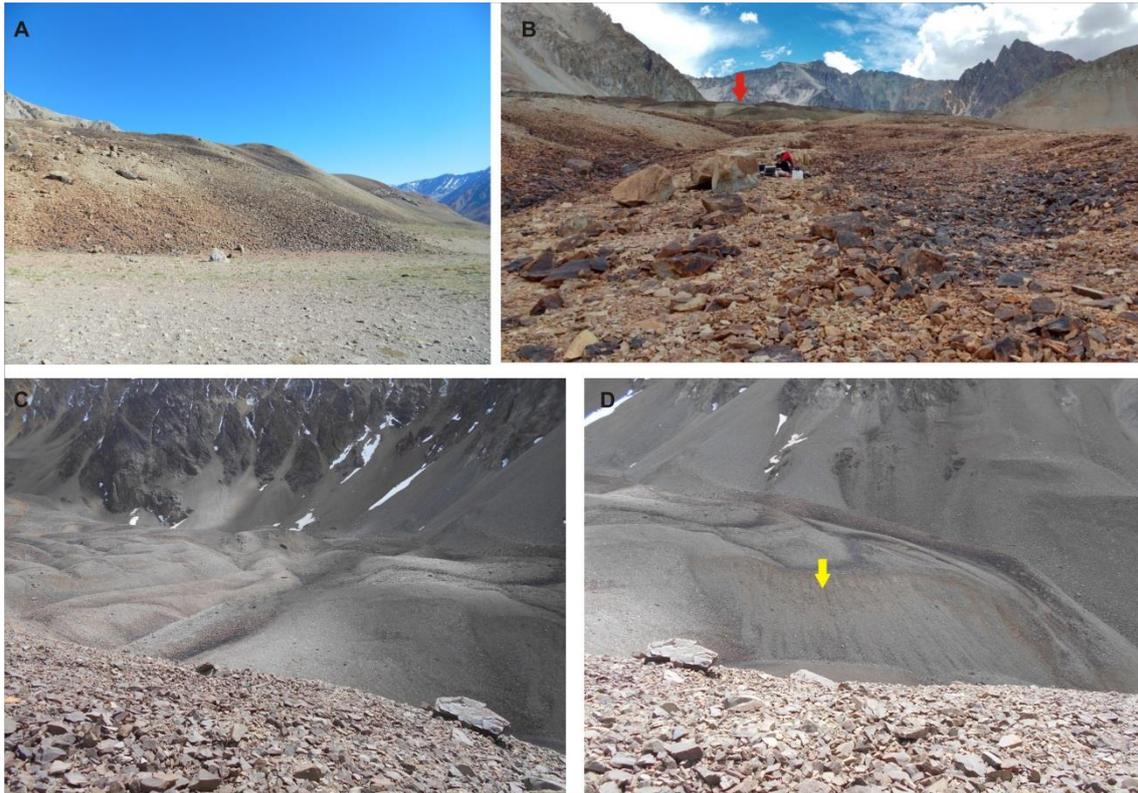


Figura 8.4. A y B) sector inactivo del glaciar de escombros El Gigante. A) Talud frontal con inclinación menor a 20-25°, B) morfología superficial con estructura general deprimida, meteorización en cara expuesta de bloques y mayor abundancia de material fino. La flecha roja indica la posición del talud frontal del sector activo. C y D) Glaciar de escombros inactivo hacia el sector norte de El Gigante. C) Morfología superficial deprimida. D) La flecha amarilla indica el sector del talud frontal con una inclinación cercana a los 30°

Respecto al origen del glaciar de escombros El Gigante, existen ciertas ambigüedades. Si se consideran los aspectos morfológicos, se tiene que en la cabecera donde se aloja dicho glaciar de escombros, existen geformas producto de procesos erosivos glaciares tales como horn, aristas, circos y valles colgados. Mientras que, superficialmente, El Gigante en su raíz sur presenta algunas fracturas extensionales y estructuras de colapso que son más típicas de cuerpos de hielo glaciares. Otro factor que podría indicar un posible origen o influencia glaciaria sería sus dimensiones, las cuales están por encima del valor promedio de la zona. No obstante, el alto grado de alteración hidrotermal presente en las cabeceras, generaría una mayor friabilidad del material favoreciendo la meteorización físico-química y mayor disponibilidad de material.

Además, superficialmente no ha sido posible identificar la presencia de hielo (masivo y / o intersticial) ya sea en grietas, termokarst o estructuras deprimidas, algunas de las cuales poseen unas pocas decenas de metros de profundidad. Solamente se ha podido reconocer hielo en la zona de raíz de la lengua sur, el cual presenta un afloramiento con espesor visible máximo de 2 m aproximadamente. Este hielo se desarrolla principalmente a la salida de canaletas de avalanchas de nieve y de detrito y se encuentra cubierto por capas de detrito de pequeño espesor (Figura 8.5). Conformando

de esta manera una estructura de capas de hielo intercaladas con capas de detrito que son típicas de glaciares de escombros de origen criogénico.

Por su parte, los estudios geofísicos realizados en diferentes sectores de El Gigante, si bien muestran algunos contrastes entre los valores de resistividad en la capa de permafrost. Estas diferencias podrían responder a variaciones en el contenido de hielo o material conductivo (muy abundante en la zona) y no a la presencia de hielo de diferente origen. Por lo cual, se recomienda la realización de algún método geofísico complementario (e.g. tomografía sísmica de refracción) que sea independiente de la resistividad eléctrica del material, con el objetivo de determinar el origen del hielo contenido.

Tanto los aspectos morfológicos como geofísicos descritos no permiten confirmar un único origen (glacigénico o criogénico) para el glaciar de escombros El Gigante. Asumiendo para esta geoforma la definición propuesta por Berthling (2011) que destaca un origen glacial y/o criogénico para el hielo y detrito y condiciones de permafrost para su reptación.

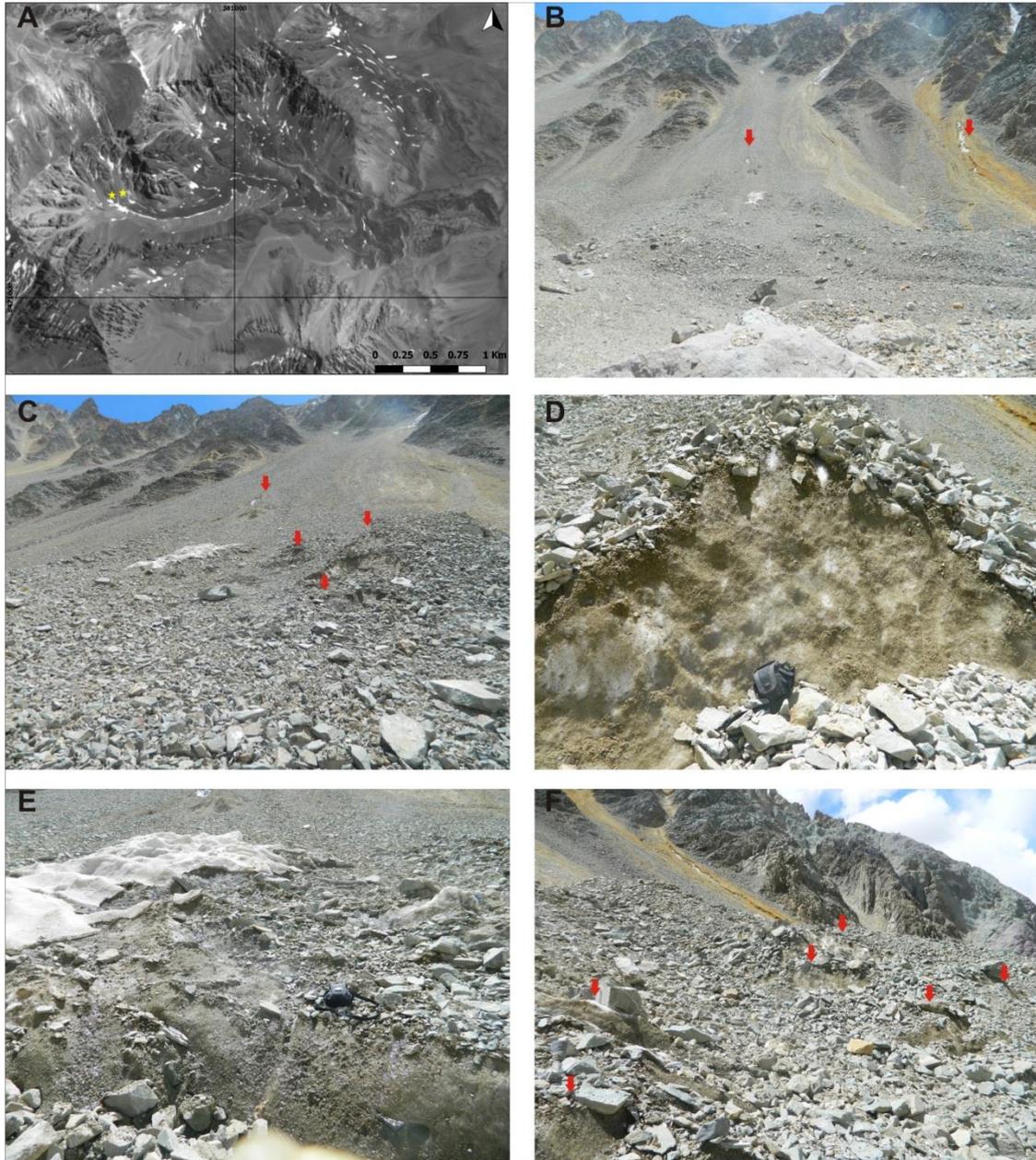


Figura 8.5. Evidencias de presencia de hielo en la raíz sur del glaciar de escombros El Gigante. Las estrellas amarillas indican el lugar donde ha sido posible identificar hielo. Las flechas rojas indican la presencia de los diferentes bancos de hielo.

8.3 Aspectos dinámicos

El sector activo posee la particularidad de presentar una serie de taludes frontales, los cuales indican diferentes pulsos de avance y edades (Figura 8.6). En sentido cronológico, los taludes que indican los pulsos de avance más recientes se localizan más cercanos a la zona de raíz, mientras que los taludes más antiguos se ubican más alejados (Figura 8.6). Además, los taludes más modernos se encuentran por encima de los más antiguos que son de mayor desarrollo areal. El frente y los laterales de estos taludes no siempre presentan continuidad espacial ya que se encuentran modificados por la propia

dinámica de esta geoforma. Asimismo, hay mayor desarrollo de taludes en la lengua sur que en la norte y presentan un aparente sincronismo (Figura 8.6).

No existen mediciones geodésicas de terreno (GPS Diferencial) o fotogramétricas que permitan confirmar el diferente grado de actividad de los distintos sectores de El Gigante atribuido según criterios geomorfológicos. Pero si ha sido posible identificar las diferentes tasas de movimiento superficial a través de la técnica de Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética (DInSAR) (Villarroel *et al.*, 2018).

En la Figura 8.7(A) se observa una imagen Spot proyectada sobre un modelo 3D en la zona de El Gigante, mientras que en B y C se tiene un interferograma de 6 y 24 días de tiempo de re-visita respectivamente sobre el mismo modelo 3D. En primera instancia, en ninguno de los interferogramas se observa movimiento en el sector considerado previamente como inactivo, confirmando de esta manera el desplazamiento nulo en ese sector. Además, se puede observar que en el interferograma de 6 días de tiempo de re-visita, que es el de menor lapso temporal, existe movimiento superficial en El Gigante solamente en la porción superior del sector activo. Mientras que la porción inferior del sector activo si presenta movimiento en interferogramas con tiempo de re-visita de 24 o más días (Villarroel *et al.*, 2018) (Figura 8.7C). Esto significa que las tasas de desplazamiento superficial son mayores en la porción superior que en la porción inferior. Confirmando de esta manera diferentes grados de actividad en el sector activo. Además también es notorio que el desplazamiento superficial no se desarrolla sobre todo el ancho de la geoforma, concentrándose principalmente en su sector central.

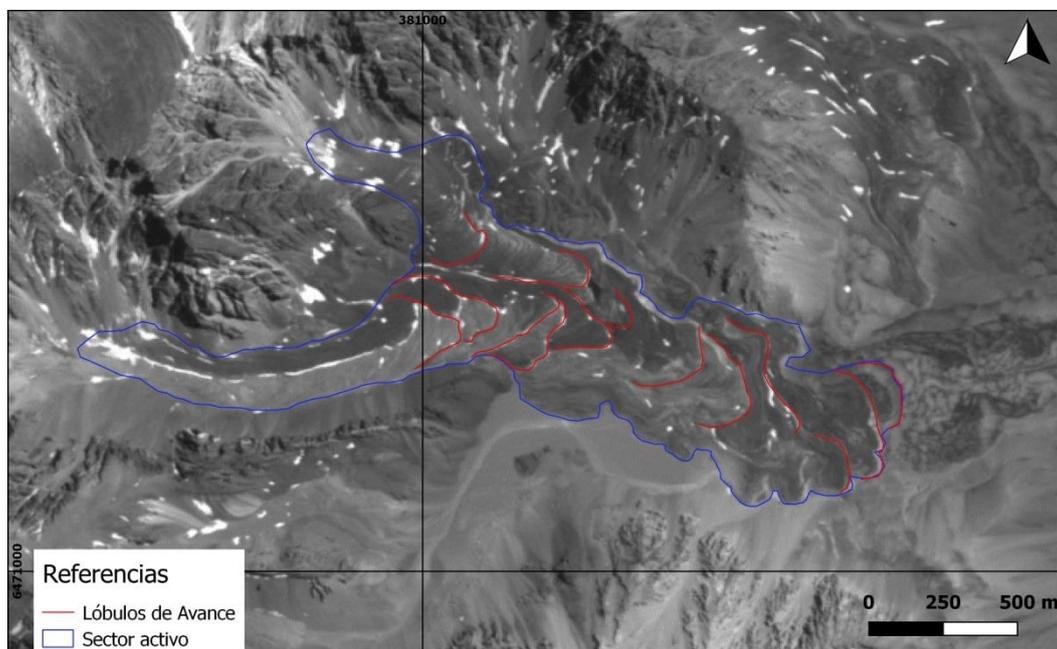


Figura 8.6. Identificación de los diferentes taludes frontales en el sector activo del glaciar de escombros El Gigante.

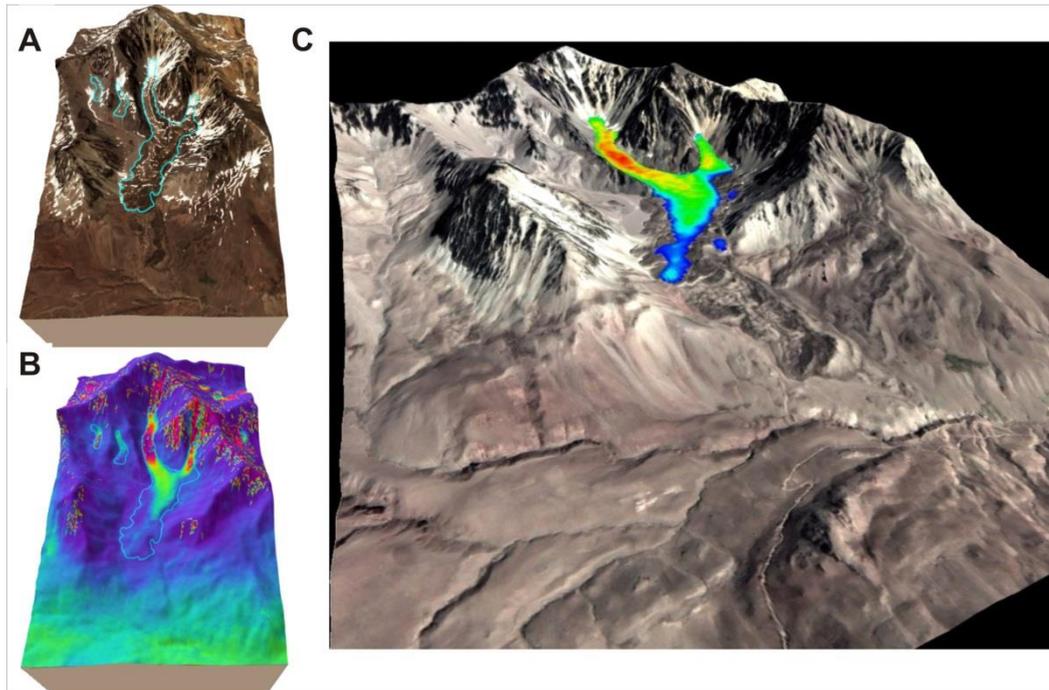


Figura 8.7. Identificación de diferentes tasas de movimiento en dos interferogramas diferentes en el glaciar de escombros El Gigante de acuerdo con Villarroel *et al.* (2018). A) Imagen Spot proyectada sobre modelo 3D, B) Interferograma de 6 días proyectado sobre el mismo modelo 3D y C) Interferograma de 24 días proyectado sobre imagen Spot y modelo 3D. Los diferentes colores del radargrama indican la diferencia de fase, la cual es indicativa del movimiento superficial. Si bien las magnitudes reales de desplazamiento aún no han sido calculadas, los colores rojo-morado indican las mayores tasas de desplazamiento, mientras que los colores verde-azul las tasas más bajas. Las imágenes radar corresponden al Satélite Sentinel-1 y fueron descargadas en forma gratuita.

Otra evidencia de la dinámica de El Gigante se aprecia en la Figura 8.8, donde se puede observar como el lóbulo superior a ‘cabalgado’ por encima del lóbulo inferior, lo cual denota una tasa de movimiento menor o nula en el lóbulo inferior respecto al superior. Sin embargo, este desplazamiento se habría producido en épocas pasadas, ya que actualmente en los interferogramas (Figura 8.7) no se evidencia desplazamiento en este sector.



Figura 8.8. En las dos fotografías superiores se observa el registro de campo de la superposición de dos lóbulos de diferente edad. En la fotografía inferior se indica con flecha amarilla el talud frontal de uno de los lóbulos superiores (con movimiento superficial actual) y con flecha roja la superficie de uno de los lóbulos inferiores.

8.4 Aspectos hidroquímicos e isotópicos

Hasta los años '90 aproximadamente la mayoría de los estudios sobre glaciares de escombros estaban focalizados en su movimiento, origen y significancia climática. Solamente unos pocos estudios han focalizado en su hidrología (Corte, 1976; Bajewsky y Gardner, 1989; Giardino *et al.*, 1992), aunque con observaciones hidrológicas mayormente cualitativas. Actualmente, existe muy poca información sobre como el agua de fusión fluye a través de glaciares de escombros activos y cuál es el contenido geoquímico del agua que drenan los glaciares de escombros (Krainer y Mostler, 2002). Giardino *et al.* (1992) identifican que los glaciares de escombros influyen química y físicamente en el agua que fluye a través de ellos, actuando como un mecanismo de concentración más que de filtración.

Basados en mediciones de caudales y conductividad eléctrica, Krainer y Mostler (2002) sugieren que el hidrograma de un glaciar de escombros activo se caracteriza por dos componentes. Uno de ellos deriva principalmente de la fusión de la nieve y de la precipitación, y en forma subordinada la fusión de hielo, que ocurre principalmente en primavera y verano. Mientras que el otro componente, predominante en otoño, se deriva principalmente del agua subterránea. Sin embargo, existen varias incertidumbres respecto a la fuente y composición de los diferentes componentes del hidrograma de descarga de un glaciar de escombros.

Independientemente de la fuente de origen del agua que circula a través de un glaciar de escombros activo, son muy escasos los estudios que han intentado identificar el flujo que siguen. Krainer y Mostler (2002) utilizando trazadores de tinta en glaciares de escombros de los Alpes de Austria, indican que el flujo se realiza a través de una red de conductos canalizados.

Las propiedades hidrológicas de un glaciar de escombros están controladas por las condiciones climáticas locales, las propiedades térmicas de la capa de detritos, y los mecanismos físicos que controlan el flujo del agua a través del glaciar de escombros (Giardino *et al.*, 1987).

Uno de los modelos propuestos indica que el interior de los glaciares de escombros puede actuar como un acuífero y que las características hidrológicas del mismo pueden ser vistas como un sistema. En este modelo, las entradas de agua al glaciar de escombros serían directamente desde la precipitación, escorrentía desde laderas adyacentes, avalanchas y agua subterránea. Mientras que las salidas de agua sería la escorrentía superficial, descarga superficial, infiltración subsuperficial, sublimación, evaporación y almacenamiento como hielo (Giardino *et al.*, 1992). Pero este modelo considera a la capa de permafrost como capa impermeable que no permitiría la interacción entre flujo supra y subpermafrost.

En este trabajo se considera a los glaciares de escombros como un sistema hídrico abierto y dinámico, con sus entradas y salidas de agua y sistemas de almacenamiento como sus principales componentes. Las entradas y salidas de agua se corresponden con las descritas por Giardino *et al.* (1992) a las cuales habría que agregar como entrada la escorrentía de la fusión de otros cuerpos de hielo y exceptuar el almacenamiento como hielo entre las salidas. El sistema de almacenamiento en un glaciar de escombros retiene temporalmente el agua que ingresa al sistema y se diferencia en 3 escalas temporales diferentes. La primera de ellas, la de menor escala temporal, refiere al agua que ingresa al glaciar de escombros y es retenida en forma sólida en los intersticios de capa activa. Esta agua almacenada, dependiendo las condiciones climáticas locales anuales, puede durar un ciclo hidrológico (retención durante el invierno y liberación durante el verano) dos o más. Es decir, parte de agua almacenada en capa activa, puede permanecer en esta por 1, 2 ó más ciclos hidrológicos hasta su posterior liberación.

La segunda escala temporal, escala intermedia (sub-decadal a varios siglos), está vinculada con la presencia de la zona de transición y especialmente la porción superior de esta zona conocida como capa de transición (Shur *et al.*, 2005). Esta zona alterna entre estados de congelamiento estacional y de permafrost, aumentando la capacidad de almacenamiento de capa activa en los períodos que se encuentra con congelamiento estacional. Además, tiene otras funciones importantes tales como ser capa de amortiguamiento entre capa activa y la capa de permafrost subyacente.

La tercera escala temporal, y de mayor duración, hace referencia a la capa de permafrost que se encuentra por debajo de la zona de transición. El hielo contenido en esta capa se mantiene por largos períodos que varían de decenas a ciento de miles de años e inclusive mayores.

Un ejemplo de las escalas temporales de almacenamiento en los glaciares de escombros, queda evidenciada en la depresión SC11 durante su monitoreo 2016-2018 (Figura 8.9), la cual presenta unas dimensiones mucho mayores al resto, con un área de 0.0033 km² y profundidad aproximada de 20-30 metros. El llenado casi completo de esta cubeta se debe a la finalización del período de sequía 2010-2015 y una mayor disponibilidad de humedad. Este almacenamiento se mantuvo por el período de un ciclo anual, ya que en el monitoreo del año siguiente (Febrero 2017) se encontraba prácticamente vacío. Si bien en este sector de El Gigante hay abundante material fino, la textura sigue siendo abierta y con alta permeabilidad. La imposibilidad de drenaje de esta laguna temporal se debería al congelamiento estacional de capa activa (primera escala temporal) el cual produciría la impermeabilización de las paredes de dicha cubeta. A medida que avanza la época estival, la onda térmica profundizaría en capa activa, generando mayor descongelamiento y posibilidad de drenaje de la laguna, lo cual queda reflejado en las distintas bandas de descenso sobre las paredes de la laguna (Figura 8.9).



Figura 8.9. Evolución de depresión SC11. A la izquierda, laguna llena y de fondo se observa la raíz norte y sur de El Gigante. Al centro, laguna vacía, se observa en las paredes los pulsos de descenso del nivel del agua. La base de las bandas oscuras indica el nivel del agua en los diferentes pulsos de descensos. Las bandas oscuras se generan por el lavado del detrito producto del oleaje (vientos cordilleranos). Las bandas amarillas corresponden a los sectores donde el agua ha descendido y el oleaje no ha producido el lavado de este material fino. A la derecha, laguna vacía, donde la alternancia de bandas ha desaparecido.

Con el objetivo de identificar los diferentes mecanismos de circulación y posible origen del agua a través del glaciar de escombros El Gigante se ha realizado un muestreo de todas las manifestaciones líquidas y sólidas.

En la Figura 8.10 se puede observar el Diagrama de Stiff de cada una de las manifestaciones de agua presentes en El Gigante, las cuales incluye fusión de nieve (17SC300), flujo intra capa activa (17SC400), manantiales a los pies de El Gigante (SC6, SC7 y 17SCu) y una serie de termokarst y depresiones (el resto de las muestras).

Se puede considerar que tanto la muestra de fusión de nieve como de flujo intra capa activa, ambas localizadas en la parte superior de El Gigante, serían representativas de las entradas de agua al sistema. Por su parte, las muestras de manantiales representarían las salidas del sistema. Mientras que las muestras de termokarst y depresiones responderían al diferente origen del agua y mecanismos de circulación (Figura 7.10).

A partir de los valores de entrada al sistema, se tiene que los diferentes termokarst o depresiones no presentarían conexión entre ellos y que además de la fusión nival habría un aporte por fusión de permafrost. Tanto en la lengua norte como en la sur, la entrada al sistema tiene mayor carga iónica que la mayoría de los termokarst y depresiones (SC13, SC10, 17SCc, 17SCb y SC9), lo cual indicaría el aporte por fusión de permafrost. Procesos de disolución-precipitación, debido a cambios en el pH en diferentes sectores de El Gigante, podrían también influir en el diferente contenido iónico.

La presencia de termokarst o depresiones en los sectores bajos de El Gigante con menor contenido iónico respecto a otros ubicados en sectores más altos y a las muestras de entrada al sistema, indican que el flujo por capa activa seguiría ciertos canales preferenciales sin conexión entre ellos. Una muestra clara de esta situación se observa entre los termokarst y depresiones SC11 y 17SCb, separados por unos 300 metros y sobre la misma lengua, donde la carga iónica de la segunda muestra es muy baja respecto a la primera, denotando ausencia total de conexión entre ellas. Esta misma situación se repite entre las muestras 17SCf y SC9. También cabría la posibilidad de presencia de discontinuidades en la capa de permafrost que permita la infiltración de flujos supra-permafrost hacia flujos sub-permafrost. Si bien la baja carga iónica del agua de fusión de permafrost podría influir en una disminución de la carga iónica de los termokarst si estos estuvieran conectados. Las pequeñas dimensiones de muchos de los termokarst supondrían que esta posibilidad no sea muy factible (Figura 8.11).

Todas las muestras de manantiales, salidas del sistema, tienen alta carga iónica y al mismo tiempo alta variabilidad espacial entre ellas. Dos de los manantiales tienen menor carga iónica que una de las depresiones (SC11), mientras que, el resto de los manantiales tienen mayor carga iónica que el resto de los termokarst o depresiones. Esta situación indica la influencia del agua subterránea, de mayor tiempo de tránsito y carga iónica, reflejado en los manantiales. Además, la alta variabilidad en la carga iónica confirmaría la presencia de diferentes canales preferenciales dentro de El Gigante, lo que a su vez, confirmaría la existencia de hielo en el sector inactivo de El Gigante, de lo contrario el agua circulante con diferentes cargas iónicas se mezclaría.

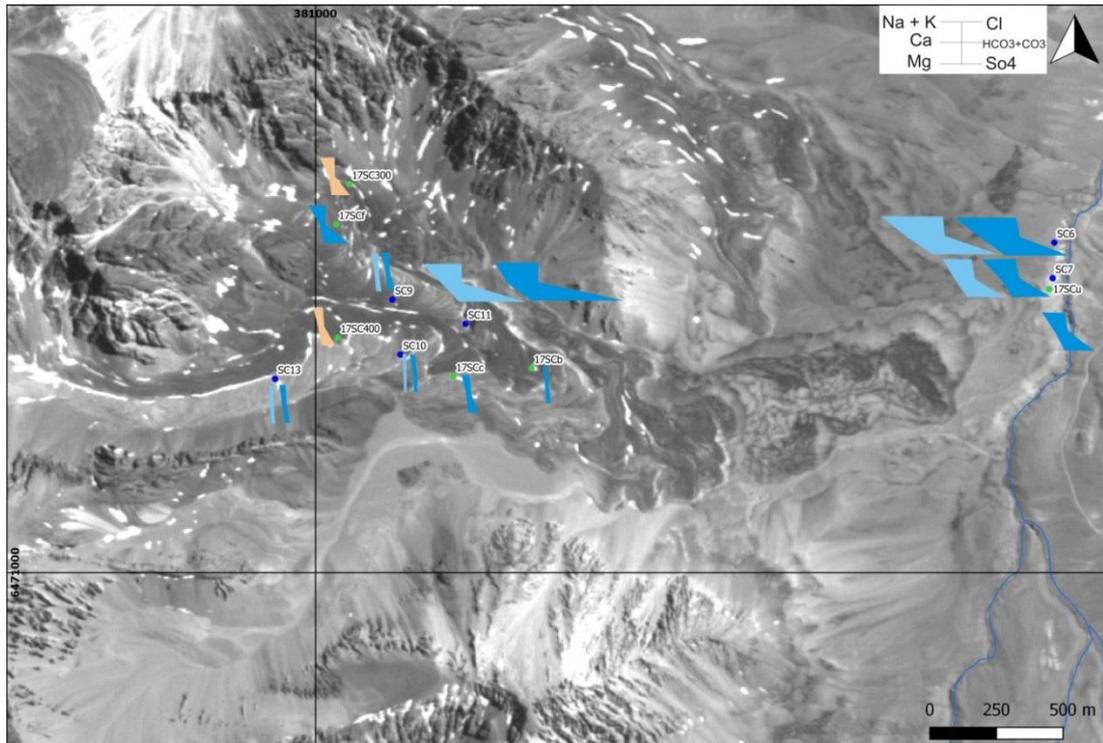


Figura 8.10. Diagrama de Stiff en cada una de las manifestaciones de agua líquida sobre el glaciar de escombros El Gigante.

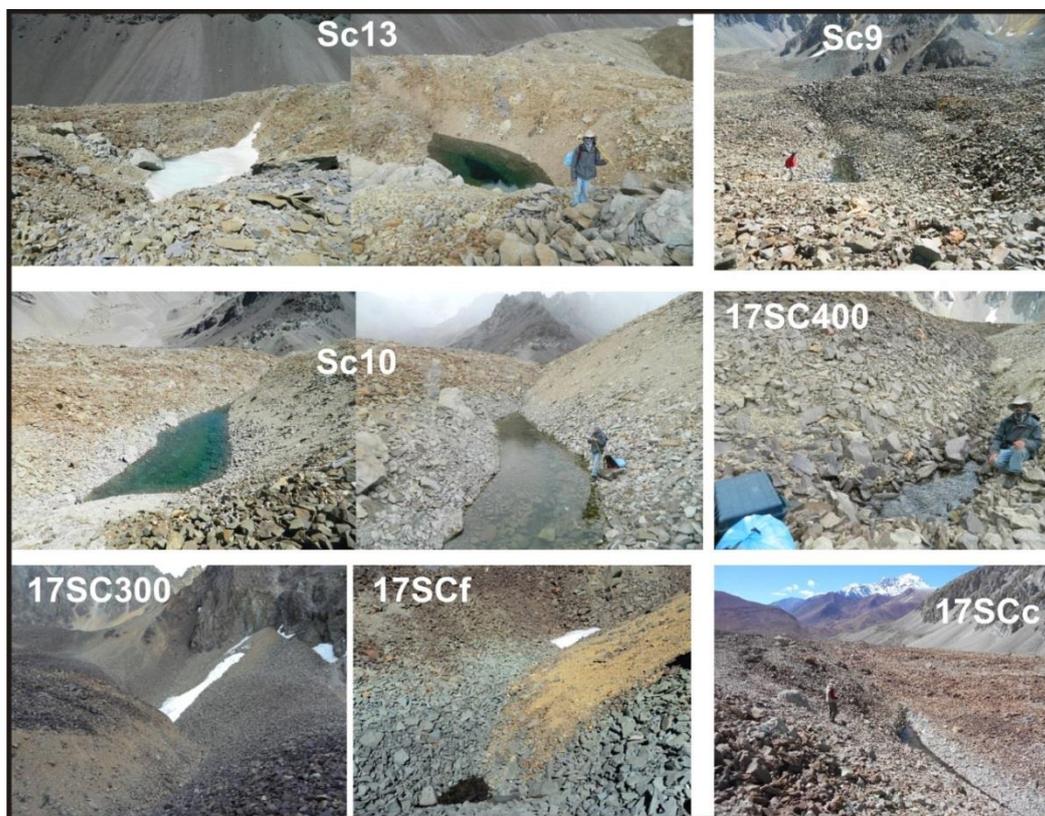


Figura 8.11. Identificación de campo de termokarst y depresiones (SC13, SC9, SC10, 17SCf y 17SCc), flujo intra capa activa (17SC400) y fusión de nieve (17SC300). En las muestras SC13 y SC10 la fotografía de la izquierda corresponde al año 2016 y la de la derecha al 2017.

En el Diagrama de Piper (Figura 8.12) se observa que la composición de las muestras de entrada y salida del sistema son muy similares, con un marcado incremento en la salinidad de estas últimas, coincidente con lo descrito por Giardino *et al.* (1992) sobre el aumento de la carga iónica del agua a través de su flujo por glaciares de escombros. Mientras que en los termokarst y depresiones existe mayor variabilidad, denotando la presencia de procesos locales y la falta de conexión entre estos.

Tanto en la Figura 8.13 como en la Tabla 8.1 se observa que el proceso dominante es la disolución de minerales de sulfato de sodio (Thenardita-Mirabilita) y en menor medida la oxidación de sulfuros y/o disolución de carbonatos.

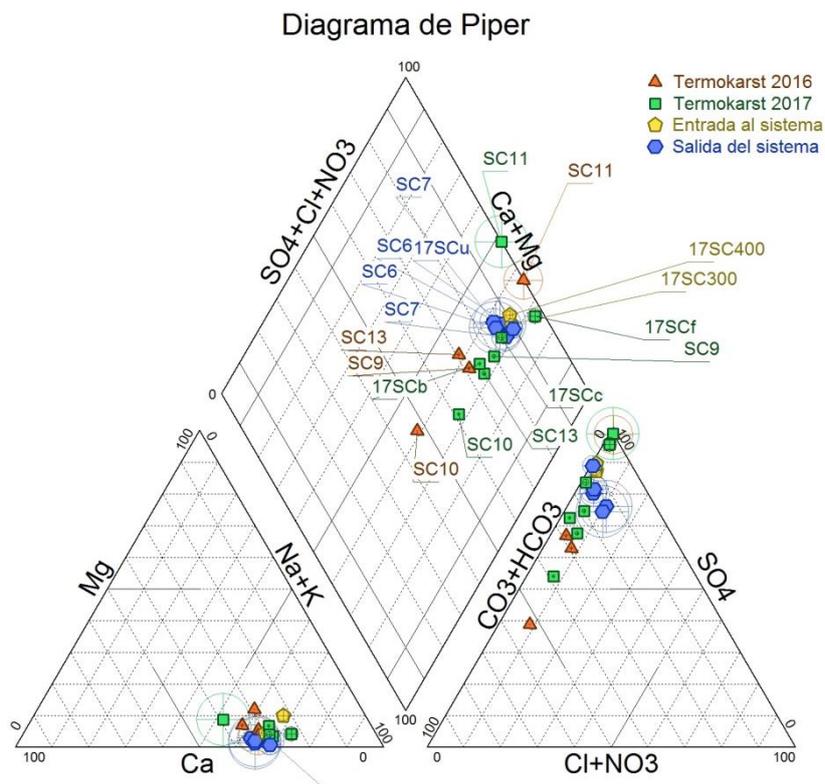


Figura 8.12. Diagrama de Piper de las manifestaciones de agua sobre el glaciar de escombros El Gigante. Los círculos son proporcionales al contenido iónico.

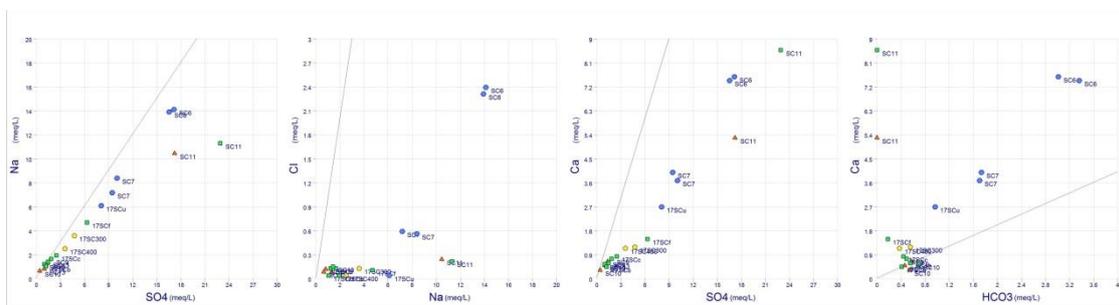


Figura 8.13. Diagramas de relaciones iónicas en manifestaciones de agua sobre el glaciar de escombros El Gigante. La línea gris indica la relación 1:1.

Tabla 8.1. Cálculo de C-ratio (Brown *et al.*, 1996) y de S-ratio (Tranter *et al.*, 1997) en manifestaciones de agua sobre el glaciar de escombros El Gigante.

C-Ratio $\text{HCO}_3/(\text{HCO}_3+\text{SO}_4)$	S-Ratio $\text{SO}_4/(\text{HCO}_3+\text{SO}_4)$
0.15	0.85
0.16	0.84
0.30	0.7
0.58	0.42
0	1
0.32	0.68
0.17	0.83
0.15	0.85
0.21	0.79
0.42	0.58
0	1
0.27	0.73
0.11	0.89
0.1	0.9
0.26	0.74
0.15	0.85
0.03	0.97
0.11	0.89

Los datos isotópicos indican que la muestra de flujo de capa activa posee valores similares a las muestras de fusión de nieve, ambas consideradas como entradas al sistema. Por lo tanto, el flujo intra capa activa tendría su origen principalmente en la fusión nival. Por su parte, los manchones de nieve presentan una alta variabilidad en su composición isotópica, debido entre otros factores al efecto altitudinal y los procesos de elución isotópica (Figura 8.14).

Los manantiales, considerados como la salida del sistema, poseen en conjunto valores similares entre si y al mismo tiempo más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ que las entradas al sistema. Pero, existen manchones de nieve localizados a mayor altura que muestran una composición isotópica aún más empobrecida (Figura 8.14). Esto indicaría que la fusión de manchones de nieve localizados a mayor altura y con mayor fraccionamiento isotópico, tendrían influencia en los manantiales de descarga, posiblemente a través de un flujo subterráneo infiltrado en la zona de raíz de El Gigante y circulación subpermafrost.

Por su parte, los termokarst y depresiones, considerando su posición y año de muestreo, presentan cierta correlación, excepto en la lengua norte para el año 2016, entre su valor de $\delta^{18}\text{O}$ y la elevación a la que se encuentran, es decir, valores más empobrecidos hacia la zona de raíz, vinculado al fraccionamiento isotópico según el efecto altitudinal. Además, los termokarst presentan variabilidad interanual que estaría vinculada con la variabilidad de las precipitaciones níveas. Excepto el termokarst SC9 que presenta una baja variabilidad interanual y podría deberse a mayor influencia de la fusión de permafrost en su composición (Figura 8.14).

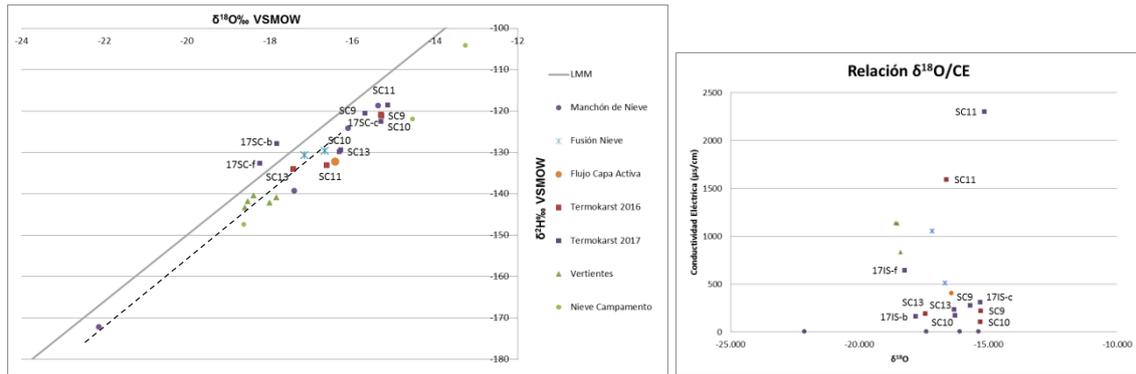


Figura 8.14. A la izquierda gráfico de dispersión de los valores de isótopos estables para las muestras sobre El Gigante. La línea punteada indica la línea de mezcla entre el agua de fusión y los manchones de nieve que determinan la composición de las vertientes. A la derecha gráfico de dispersión de valores de $\delta^{18}\text{O}$ y conductividad eléctrica. No se observan procesos de evaporación importantes. Los manchones de nieve de muy baja conductividad eléctrica reflejan su fraccionamiento isotópico según la altura.

8.5 Aspectos geofísicos

Los estudios geofísicos en ambiente periglacial, y más específicamente en permafrost de montaña, han sido realizados bajo tres objetivos principales, estos son, su identificación y caracterización (Hauck *et al.*, 2003), determinación del origen del hielo (Haeberli y Vonder Mühl, 1996) y composición del permafrost (Farbrot *et al.*, 2005; Monnier y Kinnard, 2015).

Tal como ha sido discutido en la sección 3.5.2, el origen del hielo en los glaciares de escombros es un tema aún en debate. En este sentido, la adaptación de los métodos geofísicos a las condiciones ambientales de alta montaña ha permitido obtener información muy valiosa al respecto. Haeberli y Vonder Mühl (1996) indican que los glaciares de escombros estarían constituidos por tres tipos de hielo: de congelamiento, sedimentario y metamórfico.

Los valores de resistividad eléctrica en la capa de permafrost de los glaciares de escombros pueden variar en varios órdenes de magnitud desde 10^3 hasta más de 10^7 Ωm , reflejando una considerable heterogeneidad. Los valores comúnmente registrado en glaciares de escombros varían entre 5 y 500 $\text{K}\Omega\text{m}$, siendo los valores más bajos frecuentes en zonas de permafrost marginal, representando posiblemente un mix de hielo y rocas con temperatura cercano al punto de fusión y un alto contenido en agua. Mientras que, los valores más altos de dicho rango, representarían un alto contenido en hielo, temperaturas más frías o partículas más gruesas que reducen la cantidad de agua líquida (Haeberli y Vonder Mühl, 1996). Sin embargo, una simple relación entre el contenido de hielo, la temperatura y la resistividad eléctrica es muy difícil de establecer.

Los 6 perfiles de tomografía de resistividad eléctrica realizados sobre El Gigante muestran valores cercanos al límite inferior del rango mencionado (Tabla 8.2). Sin

embargo, no es posible confirmar una zona de permafrost marginal ni de temperaturas cercanas al punto de fusión.

Teniendo en cuenta que El Gigante es un glaciar de escombros complejo, con diferentes lóbulos de avance, edades y una composición litológica variable, los valores de resistividad eléctrica en los diferentes perfiles pueden indicar ciertas diferencias en el contenido en hielo.

Los perfiles C y D se encuentran localizados muy próximos entre sí, en las inmediaciones del termokarst SC11 que posee alto contenido iónico, en un sector donde la presencia de material fino es muy abundante en superficie y en profundidad. Los valores de resistividad en capa de permafrost de ambos perfiles son muy similares y a su vez mayores que los valores en el perfil E y H y algunos sectores del perfil G. Esto indica que habría mayor contenido en hielo en los perfiles C y D (Figuras 7.8 y 7.9) y/o mayor contenido de agua líquida en los perfiles E, H y G (Figuras 7.10, 7.12 y 7.13). Por su parte, el perfil F (Figura 7.11) si bien presenta un valor de permafrost mayor que el resto de los perfiles es difícil determinar si es debido a un contenido en hielo mayor o a características litológicas.

Si bien existen diferencias en los valores de resistividad eléctrica de la capa de permafrost en los diferentes sectores, éstas no son demasiado grandes, por lo cual el hielo contenido tendría el mismo origen para todos los sectores.

Tabla 8.2. Valores de resistividad eléctrica en capa de permafrost en diferentes sectores del glaciar de escombros El Gigante.

Perfil	Valor de Resistividad de Permafrost ($K\Omega m$)
C	8 - 86
D	8 - 86
E	12 - 32
F	31 - 150
G	12 - 142
H	~ 50

El sector de El Gigante considerado como inactivo según criterios geomorfológicos y dinámicos presenta dos perfiles (A y B) (Figuras 7.15 y 7.16), en los cuales, los muy bajos valores de resistividad eléctrica indican ausencia de capa congelada. Sin embargo, este sector de El Gigante podría contener hielo que no haya sido detectado por los estudios geofísicos. Por un lado, la distribución del hielo en glaciares de escombros inactivos es en forma discontinua, pudiendo no haber coincidido la ubicación de los perfiles con el hielo subterráneo. Por otro lado, considerando que la profundidad máxima de investigación es de aproximadamente 15 metros, y que en el sector activo en algunos perfiles el techo de permafrost se encuentra entre 10 y 12 metros de profundidad. Es posible que en caso de existir hielo se encuentre a una mayor profundidad que la de investigación.

La existencia de hielo en el sector inactivo estaría en concordancia con la formación de canales preferenciales de circulación evidenciados a través de los datos químicos. En caso de confirmarse la ausencia de hielo en este sector de El Gigante, el mismo sería fósil o relicto.

Un aspecto muy importante de los estudios geofísicos en glaciares de escombros es que permiten conocer su estructura interna y a partir de esta determinar mecanismos de circulación del agua. Los perfiles de resistividad eléctrica desarrollados sobre El Gigante indican, por un lado, la discontinuidad en la capa de permafrost (perfil E y H) lo cual permite la conexión entre flujos supra, intra y subpermafrost (Figura 8.15).

Además, tal como ha sido señalado por Burn y Smith (1990), los cuerpos de agua tales como las lagunas producen degradación del permafrost subyacente. En los perfiles realizados sobre El Gigante se observa que el agua fluye a través de una estructura en canales (sectores de muy baja resistividad eléctrica), coincidente con los resultados químicos. Pero además, también se observa que se produce una degradación del permafrost inmediatamente por debajo de estos canales, generando en el techo de permafrost una morfología de cubeta en los sectores donde circula agua (Figura 8.15).

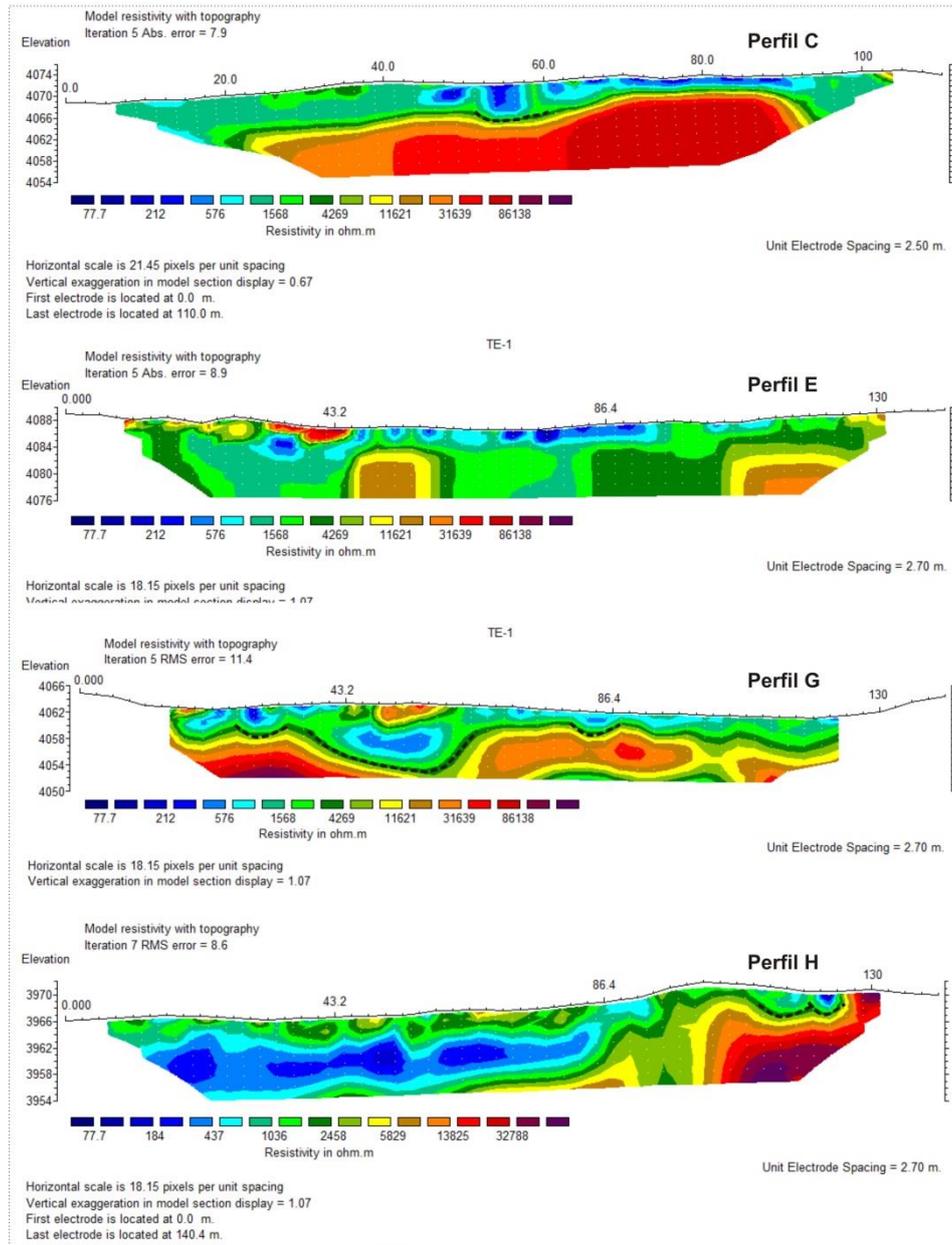


Figura 8.15. Perfiles de resistividad eléctrica en glaciar de escombros El Gigante. En los perfiles E y H se observa que la capa de permafrost no es continua, permitiendo la conexión entre flujos supra, intra y subpermafrost. Además, los sectores de muy baja resistividad (70-500 Ω m) indican la presencia de flujos canalizados que producen degradación del permafrost subyacente (línea negra punteada) generando una morfología de cubeta en el techo de permafrost.

CAPÍTULO IX: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los aspectos hidrológicos del ambiente periglacial merecen especial atención por su complejidad e importancia dentro del ciclo hidrológico de regiones montañosas en zonas áridas a semi áridas. En este sentido, el presente trabajo constituye el primer estudio realizado en una cuenca periglacial de los Andes Áridos de la provincia de San Juan, donde se han aplicado técnicas hidroquímicas, hidrológicas, isotópicas, geofísicas y geomorfológicas, entre otras, para analizar la distribución espacial de glaciares de escombros y otras geoformas periglaciales, el comportamiento espacio-temporal de la escorrentía superficial, las características químicas e isotópicas de las diferentes fuentes de agua, y la composición interna y los flujos de circulación en glaciares de escombros.

Los Andes Centrales se caracterizan por poseer una de las mayores densidades de glaciares de escombros a nivel global. En el área de estudio, cuya superficie es de 432 km², se han identificado en total 180 glaciares de escombros intactos y más de 200 protalus ramparts, entre otras geoformas periglaciales. Siendo el límite altitudinal inferior de 3576 m s.n.m. para los glaciares de escombros activos y de 3438 m s.n.m. para los inactivos. Los glaciares de escombros activos ocupan el 2,67% y los inactivos el 1,42% del área por encima de la isoterma de 0°C. Además, poseen una orientación preferencial hacia el sur y este, lo cual está vinculado con la pendiente regional y con la intensidad de la radiación solar. Dentro del ambiente periglacial, los glaciares de escombros son las geoformas que mayor atención han recibido respecto a su importancia hídrica. Pero existen otras que también tendrían una importancia significativa y no han sido consideradas en este trabajo.

La escorrentía superficial en esta cuenca periglacial tiene como particularidad la presencia de un pico de descarga en el mes de Diciembre que se corresponde con la máxima fusión nival. Pero también presenta un pico en el mes de Marzo-Abril de magnitud mucho inferior que se corresponde con la fusión de áreas con permafrost, el cual en regiones de escasos recursos hídricos es muy valioso. Además, de acuerdo con los posibles escenarios climáticos propuestos para regiones montañosas, el pico de caudal vinculado a las áreas con permafrost podría tomar mayor relevancia a futuro.

En los períodos normales de precipitación (considerando la variabilidad interanual), la cantidad de nieve acumulada durante el invierno explica en mayor medida el derrame estival. Los sectores más elevados, que representan aproximadamente un tercio de la superficie de la cuenca, en el período de máxima descarga (diciembre), aportan hasta un 50% del derrame total producto de la fusión nival principalmente. Mientras que, en los períodos de caudales bajos (marzo-abril) presenta mayor variabilidad, siendo el porcentaje entre 33% y 55% del derrame total, lo que estaría asociado a la mayor o menor persistencia durante el verano de algunos manchones de nieve temporales.

Por su parte, en los períodos de sequía donde la cantidad de precipitaciones níveas invernales es mucho menor, se reduce el espesor de la capa nival acumulada,

posibilitando una fusión más temprana de la misma. Esta situación genera que la onda térmica pueda penetrar en el terreno de manera anticipada y permitir una mayor profundización de la misma generando fusión del hielo presente en el subsuelo. Por consiguiente, es que en algunos años durante el período de sequía, en los meses de caudales bajos (marzo-abril), los sectores más elevados de la cuenca llegan a representar hasta el 63% del flujo total. Esto último denota la importancia que tendrían los sectores con capa activa y permafrost en la conformación de los caudales cordilleranos en épocas de sequía. El hielo contenido en subsuelo podría haberse acumulado en la estación invernal o en ciclos previos.

El agua subterránea, otra posible fuente de recarga en los ríos, si bien tiene influencia en la conformación de los caudales de base, no podría presentar un pico de descarga como el mencionado.

Considerando la distribución temporal y espacial de la escorrentía superficial, es recomendable la realización de monitoreos de caudales a través de todo el ciclo hidrológico y su vinculación con datos de precipitación, temperatura del aire y del suelo y otras variables climáticas, para poder establecer las relaciones entre éstas, la descarga de los ríos y el origen del agua. Monitoreo de temperatura del suelo a diferentes profundidades permitiría determinar el balance de energía en capa activa y comprender la influencia de la misma en la conformación de los caudales.

Los aspectos hidroquímicos e isotópicos son fundamentales para comprender la dinámica de las diferentes fuentes del agua en el sistema hídrico del ambiente periglacial. Como primera aproximación, a escala de cuenca, los parámetros físico-químicos, especialmente conductividad eléctrica y temperatura, permiten una identificación del origen del agua en las diferentes fuentes. Principalmente en los sectores altos de la cuenca, los valores de conductividad eléctrica son bajos debido a un predominio de fusión nival. Pero, en ocasiones, dependiendo del contenido litológico, e independientemente de la constitución de la cuenca, los valores de conductividad eléctrica pueden ser elevados producto de la interacción agua-roca/sedimento. A escala de geoforma, como por ejemplo puede ser un glaciar de escombros, los valores de conductividad eléctrica pueden presentar alta variabilidad debido a la complejidad de los procesos actuantes, dificultando la identificación de las diferentes fuentes de agua.

Por su parte, la temperatura al estar muy influenciada por el momento del día de la medición y las condiciones ambientales, tiene influencia principalmente en la identificación de fuentes de agua relacionadas con la fusión ya sea de manchones de nieve como de permafrost.

La composición iónica de las diferentes fuentes de agua a escala de cuenca, no permite una clara diferenciación de las mismas. La interacción agua-roca/sedimento tiene una alta influencia en la composición, con lo cual, la abundancia iónica puede presentar diferencias importantes según las diferentes fuentes, pero no así la composición de las mismas.

La composición isotópica también constituye un trazador natural que permite (en conjunto con la hidroquímica) la caracterización e identificación de las diferentes fuentes de agua. La nieve estacional, fuente de agua de importante relevancia, posee la más alta variabilidad composicional, por lo cual es necesario el conocimiento de su contenido en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y de su variabilidad espacial y temporal, para una correcta interpretación de los diferentes procesos.

La composición isotópica de los manchones de nieve posee correlación con la elevación a la que se encuentran. Esta relación ha quedado evidenciada en este trabajo, aunque con valores de r^2 relativamente bajos (0,58 y 0,68 para $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ respectivamente). Si bien esta relación existe y estaría vinculada con el fraccionamiento isotópico de la fuente de humedad, sería necesario extender el análisis a un rango altitudinal más amplio y mayor cantidad de muestras de manchones de nieve en diferentes condiciones topográficas. También sería necesario el análisis que permita explicar el comportamiento de algunos manchones de nieve que se alejan de dicha recta.

La caracterización hidroquímica e isotópica de las diferentes fuentes de agua realizada en este trabajo, ha sido posible en un período del ciclo hidrológico (mediados a fines de la estación cálida). Un paso más hacia adelante en el conocimiento hídrico de esta cuenca implicaría la realización de mediciones con frecuencia mínima estacional. Para de esta manera, a través de los caudales, la variación química e isotópica y la relación de masas, poder determinar la influencia relativa de las diferentes fuentes de agua y su evolución.

Otro aspecto muy importante de este trabajo ha sido la utilización de métodos geofísicos como herramienta de investigación para ambientes de permafrost de montaña. Los perfiles de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) realizados en este trabajo en diferentes sectores de 2 glaciares de escombros han permitido identificar su estructura interna. Reconociendo tanto la geometría como los valores de resistividad eléctrica de capa activa y de la porción superior de la capa de permafrost. En general, capa activa presenta una geometría muy irregular con espesores que varían de 3 a 10 metros aproximadamente y valores de resistividad eléctrica entre 200 y 8000 $\Omega\cdot\text{m}$ e incluso llegando a valores de hasta 30 K $\Omega\cdot\text{m}$ (perfil F). Los sectores de capa activa con presencia de agua generan una brusca disminución en los valores de resistividad eléctrica, llegando hasta unos 80-90 $\Omega\cdot\text{m}$.

La capa de permafrost también posee una geometría muy irregular, con la particularidad de presentarse en forma espacial discontinuada en algunos sectores. Los valores de resistividad eléctrica para esta capa varían entre 8 y 172 K $\Omega\cdot\text{m}$ dependiendo de los distintos sectores. Los valores de resistividad eléctrica en la capa de permafrost están directamente influenciados por la cantidad, granulometría y tipo de detrito presente. Los valores de resistividad eléctrica medidos en los glaciares de escombros de este trabajo se encuentran entre los más bajos para este tipo de geoformas. El contexto geológico (zonas de alteración hidrotermal) y litológico tendrían alta influencia en los mismos.

Esto no permite la comparación con glaciares de escombros ubicados en otro contexto geológico.

Sin embargo, ha sido posible determinar algunas diferencias relativas respecto al contenido de hielo y/o agua en la capa de permafrost. Valores de resistividad más elevados (Perfiles C y D) en sectores con una mayor concentración iónica (determinada a través de la hidroquímica) y abundancia de material de alteración indican que poseen mayor contenido en hielo que sectores donde la resistividad eléctrica es menor (perfiles E, H y G), debido a una mayor presencia de agua líquida y/o menor contenido en hielo. Además, al ser las diferencias en los valores de resistividad eléctrica no muy elevadas, indicarían que el origen del hielo sería el mismo para los diferentes sectores. Tampoco ha sido posible inferir a partir de los valores de resistividad eléctrica la presencia de núcleos de hielo de origen glacial en el glaciar de escombros El Gigante.

Por su parte, la realización de estudios geofísicos (TRE) en el sector considerado como inactivo, según criterios geomorfológicos y dinámicos, del glaciar de escombros El Gigante, ha evidenciado la posible ausencia de hielo en este sector. Por lo cual, es necesario la realización de nuevos perfiles geofísicos a mayor profundidad de investigación. En caso de no detectar presencia de hielo, este sector sería considerado como fósil o relictos, y los parámetros geomorfológicos podrían ser ajustados a esta nueva evidencia.

Es recomendable extender el uso de TRE 2D hacia 3D con el objetivo de determinar en el contenido volumétrico en hielo tanto de glaciares de escombros activos como inactivos, los cuales constituyen importantes reservas hídricas. Además, dentro del ambiente periglacial, existen varias geoformas con posible contenido en hielo que podrían constituir importantes reservas hídricas. Por lo tanto, se recomienda extender los estudios geofísicos más allá de los glaciares de escombros. También, para comprender mejor la capacidad reguladora de capa activa en áreas con permafrost, sería importante realizar monitoreo continuo (*Time lapse*) a través de por lo menos un ciclo hidrológico.

A escala de una geoforma, la aplicación y combinación de métodos hidroquímicos, isotópicos, geomorfológicos y geofísicos ha permitido inferir la estructura interna y los flujos de circulación en un glaciar de escombros. De esta manera ha sido posible identificar una red de canales preferenciales de circulación, los cuales en algunos casos no tendrían conexión entre ellos, pero si existe en algunos sectores conexión entre los flujos supra, intra y subpermafrost. Además, la generación de estos canales preferenciales incide en la degradación del permafrost subyacente. Al igual que en las regiones de permafrost continuo donde la presencia de cuerpos de agua (lagos o lagunas) genera degradación y fusión del permafrost subyacente. En el glaciar de escombros El Gigante, la generación de canales preferenciales de circulación produce fusión del permafrost subyacente.

Por último, indicar que las metodologías y resultados descritos en este trabajo tienen el potencial de contribuir al conocimiento de los diferentes procesos hidrológicos que actúan en cuencas periglaciales y de sentar las bases para estudios posteriores que permitan discriminar con mayor detalle las diferentes fuentes de agua que alimentan los ríos cordilleranos y determinar su importancia en forma cuantitativa.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguado, C. J. 1983. Comparación 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. *Actas de la Primera reunión del grupo periglacial argentino*, 1: 3-87. Mendoza, Argentina.
- Albero, M. C., Levin, M., Panarello, H. O., Garcia, E., & Lohn, P. (1987). Isotopic evidence for the different origins of the Tulum Valley groundwaters (San Juan, Argentina). In *Isotope Techniques in Water Resources Development Proceedings of a Symposium, Vienna, Austria: International Atomic Energy Agency* (pp. 287-299).
- Alcayaga, G.D., Pastore, S., Álvarez, G., Taillant, D. y García, J. 2017. Metodología de validaciones de campo propuesta por la Universidad Nacional de San Juan para geformas glaciares y periglaciares, Provincia de San Juan, Argentina. *Actas del XX Congreso Geológico Argentino*, Sesión Técnica 18: 1-7. Tucumán, Argentina.
- Álvarez, P.P. y Ramos, V.A. (1999). The Mercedario Rift System in the Principal Cordillera of Argentina and Chile (32°S L). *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (1): 17-31.
- Álvarez, P. P., Benoit, S. V., & Ottone, E. G. (1994). Las formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49, 123-142.
- Angillieri, M. Y. E. (2009). A preliminary inventory of rock glaciers at 30 S latitude, Cordillera Frontal of San Juan, Argentina. *Quaternary International*, 195(1-2), 151-157.
- Angillieri, M. Y. E. (2010). Application of frequency ratio and logistic regression to active rock glacier occurrence in the Andes of San Juan, Argentina. *Geomorphology*, 114(3), 396-405.
- Angillieri, M. Y. E. (2017). Permafrost distribution map of San Juan Dry Andes (Argentina) based on rock glacier sites. *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 42-49.
- Arenson, L. U., Pastore, S., Trombotto, D., Bolling, S., Quiroz, M. A., & Ochoa, X. (2010). Characteristics of two Rock Glaciers in the Dry Argentinean Andes Based on Initial Surface Investigations. *Geo2010, Calgary*.
- Azócar, G. 2013. Modeling of Permafrost Distribution in the Semi-arid Chilean Andes. M.S. in Geography thesis (Unpublished), University of Waterloo, 160 pp. Ontario, Canada.
- Azócar, G. F., & 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.
- Bajewsky, I., & Gardner, J. S. (1989). Discharge and sediment-load characteristics of the Hilda rock-glacier stream, Canadian Rocky Mountains, Alberta. *Physical Geography*, 10(4), 295-306.
- Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), 303.
- Barsch, D. (1988). Rockglaciers. *periglacial geomorphology.*, 69-90.

- Barsch, D. (1992). Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 175-188.
- Barsch, D. (1996). *Rockglaciers: indicators for the present and former geocology in high mountain environments* (Vol. 16). Springer Science & Business Media.
- Barsch, D. & King, L. (1989). Origin and geoelectrical resistivity of rockglaciers in semi-arid subtropical mountains (Andes of Mendoza, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 151-163.
- Barsch, D., Gude, M., Mäusbacher, R., Schukraft, G., & Schulte, A. (1994). Recent fluvial sediment budgets in glacial and periglacial environments, NW Spitsbergen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 97, 111-122.
- Benedict, J. B. (1976). Frost creep and gelifluction features: a review. *Quaternary Research*, 6(1), 55-76.
- Berthling, I. (2011). Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*, 131(3-4), 98-106.
- Berthling, I., & Etzelmüller, B. (2011). The concept of cryo-conditioning in landscape evolution. *Quaternary Research*, 75(2), 378-384.
- Bolius, D., Schwikowski, M., Jenk, T., Gäggeler, H. W., Casassa, G., & Rivera, A. (2006). A first shallow firn-core record from Glaciar La Ollada, Cerro Mercedario, central Argentine Andes. *Annals of glaciology*, 43, 14-22.
- Boninsegna, J., & Villalba, R. (2007). La oferta hídrica en los oasis de Mendoza y San Juan. Los escenarios de cambio climático y el impacto en los caudales. *Jornadas de Investigación en Recursos Hídricos, CELA-ICA. Mendoza*, 27.
- Bottero, R. 2002. Inventario de glaciares de Mendoza y San Juan. En: Trombotto, D. y Villalba, R. (Eds.), *IANIGLA, 30 años de investigación básica y aplicada en ciencias ambientales*, 269 pp. IANIGLA-CONICET, Mendoza, Argentina.
- Bradley, R. S., Keimig, F. T., & Diaz, H. F. (2004). Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network. *Geophysical research letters*, 31(16).
- 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(3), 231-240.
- Buk, E. (1983). Glaciares de Escombros y su Significación Hidrológica. En: Corte A.E. (Ed.), *Actas "Primera Reunión del Grupo Periglacial Argentino". Subcomisión Latinoamericana sobre la Importancia de los Procesos Periglaciales"*, International Geographical Union. *Acta Geocriogénica*, 1: 22-38. Ianigla – Cricyt - Conicet, Mendoza, Argentina.
- Burger, K. C., Degenhardt Jr, J. J., & Giardino, J. R. (1999). Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31(1-4), 93-132.
- Burn, C. R., & Smith, M. W. (1990). Development of thermokarst lakes during the Holocene at sites near Mayo, Yukon Territory. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1(2), 161-175.

- Cable, J., Ogle, K., & Williams, D. (2011). Contribution of glacier meltwater to streamflow in the Wind River Range, Wyoming, inferred via a Bayesian mixing model applied to isotopic measurements. *Hydrological Processes*, 25(14), 2228-2236.
- Cailleux, A. (1947). *Granulométrie des formations à galets*. Hayez.
- Caine, N. (1979). Rock weathering rates at the soil surface in an alpine environment. *Catena*, 6(2), 131-144.
- Caine, N. (1992). Spatial patterns of geochemical denudation in a Colorado alpine environment. *Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester, 63-88.
- Cannone, N., Guglielmin, M., Hauck, C., & Muhll, D. V. (2003, July). The impact of recent glacier fluctuation and human activities on permafrost distribution, Stelvio Pass (Italian Central-eastern Alps). In *Eight international conference on permafrost*. AA Balkema Publishers, Zurich (pp. 125-130).
- Capps Jr, S. R. (1910). Rock glaciers in Alaska. *The journal of Geology*, 18(4), 359-375.
- Carelli, F. y Peralta, S.H. (2014). Inventario de glaciares de escombros de la subcuenca del río de la Pantanosa. *Actas del XIX Congreso Geológico Argentino, Sesión Especial I: Ciencias de la Criósfera*, E1-6. Córdoba, Argentina.
- Carrasco, J. F., Osorio, R., & Casassa, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54(186), 538-550.
- Carturan, L., Zuecco, G., Seppi, R., Zanoner, T., Borga, M., Carton, A., & Dalla Fontana, G. (2016). Catchment-scale permafrost mapping using spring water characteristics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27(3), 253-270.
- Catalano, L. (1926). *Contribución al conocimiento de los fenómenos geofísicos atmosféricos*. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación N° 24, 78 pp. Buenos Aires, Argentina.
- Chaix, A. (1919). Coulées de blocs (rock-glacier, rock stream) dans le Parc National Suisse de la Basse-Engadine. *CR Séances Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, 36, 12-15.
- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). Tracing the carbon cycle. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, 111-134.
- Clark, D. H., Steig, E. J., Potter Jr, N., Updike, A., Fitzpatrick, J., & Clark, G. M. (1996). Old ice in rock glaciers may provide long-term climate records. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77(23), 217-222.
- Clow, D. W., & Sueker, J. K. (2000). Relations between basin characteristics and stream water chemistry in alpine/subalpine basins in Rocky Mountain National Park, Colorado. *Water Resources Research*, 36(1), 49-61.
- Coira, B. (1965). Geología y petrología de la zona de Arroyo del Tigre. Estancia Yalguaraz, borde oriental de la Cordillera Frontal. Parte II. *Univ. Bs. As., Tesis de Licenciatura*, 72 pp.

- Corripio, J., Purves, R., & Rivera, A. (2007). Modeling climate-change impacts on mountain glaciers and water resources in the Central Dry Andes. *Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science and Society*, 126-135.
- Corte, A. E. (1953). *Contribución a la morfología periglacial de la alta cordillera con especial mención del aspecto criopedológico*. Universidad Nacional de Cuyo.
- Corte, A. E. (1976). Rock glaciers. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26, 175-197.
- Corte, A. E. (1978). Rock glaciers as permafrost bodies with debris cover as an active layer. A hydrological approach. Andes of Mendoza, Argentina. In *Proceedings of the Third International Conference on Permafrost, Edmonton, Alberta, Canadá* (pp. 262-269).
- Corte, A.E. (1980). Glaciers and glaciolithyc systems of the Central Andes. World Glacier Inventory. *Proceedings of the Riederalp Workshop, IAHS – AISH*, Publication 126: 11 – 24.
- Corte, A. (1983). Los conceptos geocriogénicoparageocriogénico y glacial-periglacial en los Andes Centrales de Argentina, latitud 30°. *Actas de la Primera Reunión Grupo Periglacial Argentino, Anales del IANIGLA*, 83, 48-61.
- Corte, A. E. (1987). Rock glacier taxonomy. *Rock Glaciers. Allen and Unwin, London*, 27-39.
- Crespo, S. (2016). Conocimiento del aporte hídrico de los cuerpos de hielo en la cuenca alta del río Mendoza, Andes Centrales de Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Luján, 156pp. Mendoza, Argentina.
- Crespo, S., Aranibar, J., Gomez, L., Schwikowski, M., Bruetsch, S., Cara, L., & Villalba, R. (2017). Ionic and stable isotope chemistry as indicators of water sources to the Upper Mendoza River basin, Central Andes of Argentina. *Hydrological sciences journal*, 62(4), 588-605.
- Cristallini, E. O. (1996). La faja plegada y corrida de La Ramada. *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza (Ramos, VA)*, 349-386.
- Cristallini, E.O., Mosquera, A. y Ramos, V.A. (1995). Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 165-183.
- Cristallini, E. O., & Ramos, V. A. (2000). Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32 SL). *Tectonophysics*, 317(3-4), 205-235.
- Croce, F. A., & Milana, J. P. (2002). Internal structure and behaviour of a rock glacier in the Arid Andes of Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(4), 289-299.
- Croce, F., & Milana, J. P. (2006). Electrical Tomography applied to image the 3D extent of the permafrost of three different Rock Glaciers of the Arid Andes of Argentina. In *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 8, p. 03026).
- Cross, W., & Howe, E. (1905). Geography and general geology of the quadrangle. *Silverton Folio. USG. S. Folio*, (120), 1-25.
- deGroot-Hedlin, C., & Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.

- de Martonne, E. (1920). *Le rôle morphologique de la neige en montagne*. F. Brodard.
- Dixon, J. C., & Thorn, C. E. (2005). Chemical weathering and landscape development in mid-latitude alpine environments. *Geomorphology*, 67(1-2), 127-145.
- Drake, R., Vergara, M., Munizaga, F., & Vicente, J. C. (1982). Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in central Chile, lat. 31–36 S. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4), 353-363.
- Dylik, J. (1952). *The concept of the periglacial cycle in Middle Poland*. Łódzkie Towarzystwo Naukowe.
- Emmert, A., & Kneisel, C. (2017). Internal structure of two alpine rock glaciers investigated by quasi-3-D electrical resistivity imaging.
- Everdingen, R. V. (1976). Geocryological terminology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13(6), 862-867.
- Evin, M., & Fabre, D. (1990). The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France). *Geomorphology*, 3(1), 57-71.
- Evin, M., Fabre, D., & Johnson, P. G. (1997). Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(2), 179-189.
- Falvey, M., & 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: Atmospheres*, 114(D4).
- Farbrot, H., Isaksen, K., Eiken, T., Kääb, A., & Sollid, J. L. (2005). Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 59(2), 139-148.
- Forte, A. P., Güell, A. & Villarroel, C. D. (2013). Tomografía sísmica en glaciares de escombros en las nacientes del arroyo Los Patos Norte. Calingasta, San Juan, Argentina. Actas International Geological Congress on the Southern Hemisphere (GEOSUR). Viña del Mar, Chile.
- Forte, A. P. & Villarroel, C. D. (2015). Distribución altitudinal de diferentes tipos de glaciares de escombros y criofomas periglaciales. Cuenca del Río Frío, San Juan, Argentina. Actas del XIV Congreso Geológico Chileno, Simposio Morfoestratigrafía, Geomorfología, Hidrogeología y Glaciología. Reñaca, Chile.
- Forte, A. P., Villarroel, C. D., & Angillieri, M. Y. E. (2016). Impact of natural parameters on rock glacier development and conservation in subtropical mountain ranges. Northern sector of the Argentine Central Andes. *The Cryosphere Discussions*, 1-24.
- Forte, A.P., Pitte, P. & Villarroel, C. D. (2016). Preliminary Modelling of Mountain Permafrost on La Ramada Range. Central Andes, San Juan, Argentina. *Proceedings XI International Conference on Permafrost*, 1041 p. Postdam, Germany.

Forte, A.P., Villarroel, C.D. y Tamburini Beliveau, G. (2017). Ambiente glacial y periglacial en el Cordón de la Ramada, Andes Centrales, Argentina. *Actas del XX Congreso Geológico Argentino*, Sesión Técnica 18: 28-31. Tucumán, Argentina.

Frauenfelder, R., Allgöwer, B., Haeberli, W., & Hoelzle, M. (1998, June). Permafrost investigations with GIS—a case study in the Fletschhorn area, Wallis, Swiss Alps. In *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, Collection Nordicana* (Vol. 57, pp. 291-295).

French, H. M. (2007). *The periglacial environment*. John Wiley & Sons.

Fritz, M., Wetterich, S., Meyer, H., Schirrmeyer, L., Lantuit, H., & Pollard, W. H. (2011). Origin and characteristics of massive ground ice on Herschel Island (western Canadian Arctic) as revealed by stable water isotope and hydrochemical signatures. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(1), 26-38.

Garcés, G. (2008). Identificación y cuantificación de lagunas en alta cordillera a partir de imágenes Aster y otros sensores remotos. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 401-402, Buenos Aires.

García, A., Ulloa, C., Amigo, G., Milana, J. P., & Medina, C. (2017). An inventory of cryospheric landforms in the arid diagonal of South America (high Central Andes, Atacama region, Chile). *Quaternary International*, 438, 4-19.

García, J., Pastore, S., Álvarez, G., Taillant, D. y Alcayaga, G. 2017. Geoformas glaciales y periglaciales en el sistema hídrico río San Juan: resultados preliminares post-validación de geoformas. *Actas del XX Congreso Geológico Argentino*, Sesión Técnica 18: 44-50. Tucumán, Argentina.

Gardner, J. S., & Bajewsky, I. (1987). Hilda rock glacier stream discharge and sediment load characteristics, Sunwapta Pass area, Canadian Rocky Mountains. *Rock Glaciers*. Allen and Unwin, Boston, 161-174.

Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3-11.

Gascoin, S., Kinnard, C., Ponce, R., Macdonell, S., Lhermitte, S., & Rabatel, A. (2011). Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *The Cryosphere*, (5), 1099-1113.

Geiger, S. T., Daniels, J. M., Miller, S. N., & Nicholas, J. W. (2014). Influence of rock glaciers on stream hydrology in the La Sal Mountains, Utah. *Arctic, antarctic, and alpine research*, 46(3), 645-658.

Giardino, J. R., & Vitek, J. D. (1988). The significance of rock glaciers in the glacial-periglacial landscape continuum. *Journal of Quaternary Science*, 3(1), 97-103.

Giardino, J. R., Shroder, J. F., & Vitek, J. D. (Eds.). (1987). *Rock glaciers* (p. 355). London: Allen & Unwin.

Giardino, J. R., Vitek, J. D., & DeMorett, J. L. (1992). *A model of water movement in rock glaciers and associated water characteristics* (p. 159). Wiley: Chichester.

- Ginot, P., Kull, C., Schwikowski, M., Schotterer, U., & Gäggeler, H. W. (2001). Effects of postdepositional processes on snow composition of a subtropical glacier (Cerro Tapado, Chilean Andes). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D23), 32375-32386.
- Gonfiantini, R. (1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271(5645), 534.
- González-Reyes, Á., McPhee, J., Christie, D. A., Le Quesne, C., Szejner, P., Masiokas, M. H., & Crespo, S. (2017). Spatiotemporal Variations in Hydroclimate across the Mediterranean Andes (30°–37° S) since the Early Twentieth Century. *Journal of Hydrometeorology*, 18(7), 1929-1942.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1 Hoja Chos-Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1(3): 117-208. Reimpreso en la Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980). Buenos Aires, Argentina.
- Haeberli, W. (1983). Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps-today and in the past. In *Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, 1983* (pp. 415-420). National Academy Press.
- Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zurich*, 77.
- Haeberli, W. & Vonder Mühl, D. (1996). On the characteristics and possible origin of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band, 18(2), 127-150.
- Haeberli, W., & Beniston, M. (1998). Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 258-265.
- Haeberli, W., & Gruber, S. (2009). Global warming and mountain permafrost. In *Permafrost soils* (pp. 205-218). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Haeberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., ... & Phillips, M. (2010). Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1043-1058.
- Hall, K., Thorn, C. E., Matsuoka, N., & Prick, A. (2002). Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography*, 26(4), 577-603.
- Harris, C. (1981). Periglacial mass-wasting: a review of research. *Geo Abstracts*.
- Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., ... & Isaksen, K. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92(3-4), 117-171.
- Hauck, C. (2001). *Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains* (Doctoral dissertation, ETH Zurich).

- Hauck, C., & Mühll, D. V. (1999). Detecting alpine permafrost using electro-magnetic methods. In *Advances in Cold-Region Thermal Engineering and Sciences* (pp. 475-482). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Hauck, C., & Kneisel, C. (2008). *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press.
- Hauck, C., Mühll, D. V., & Maurer, H. (2003). Using DC resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost. *Geophysical prospecting*, 51(4), 273-284.
- Hauck, C., Isaksen, K., Vonder Mühll, D., & Sollid, J. L. (2004). Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 191-205.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., & Mostler, W. (2007). Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(4), 351-367.
- Hilbich, C. (2010). Time-lapse refraction seismic tomography for the detection of ground ice degradation. *The Cryosphere*, 4(3), 243.
- Hoke, G. D., Aranibar, J. N., Viale, M., Araneo, D. C., & Llano, C. (2013). Seasonal moisture sources and the isotopic composition of precipitation, rivers, and carbonates across the Andes at 32.5–35.5 S. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(4), 962-978.
- Humlum, O. (1988a). Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: a methodological approach to the study of rock glaciers. *Arctic and Alpine Research*, 20(2), 160-178.
- Humlum, O. (1988b). Natural cairns on rock glaciers as an indication of a solid ice core. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, 88(1), 78-82.
- Humlum, O. (1998). The climatic significance of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(4), 375-395.
- Humlum, O., Christiansen, H. H., & Juliussen, H. (2007). Avalanche-derived rock glaciers in Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(1), 75-88.
- Huss, M., Farinotti, D., Bauder, A., & Funk, M. (2008). Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrological processes*, 22(19), 3888-3902.
- Ikeda, A. (2006). Combination of conventional geophysical methods for sounding the composition of rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(1), 35-48.
- Ikeda, A., & Matsuoka, N. (2006). Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes. *Geomorphology*, 73(3-4), 279-296.
- INDEC. INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICAS Y CENSOS. (2010). Censo nacional de población, hogares y vivienda.

- Ingraham, N. L. (1998). Isotopic variations in precipitation. In *Isotope Tracers in Catchment Hydrology* (pp. 87-118).
- Inventario Nacional de Glaciares (ING). 2016. *Informes de la subcuenca: río Blanco, de la cuenca del río San Juan*. Provincia de San Juan. IANIGLA – Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación.
- Ishikawa, M., Watanabe, T., & Nakamura, N. (2001). Genetic differences of rock glaciers and the discontinuous mountain permafrost zone in Kanchanjunga Himal, eastern Nepal. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(3), 243-253.
- Jeelani, G., Feddema, J. J., Veen, C. J., & Stearns, L. (2012). Role of snow and glacier melt in controlling river hydrology in Liddar watershed (western Himalaya) under current and future climate. *Water Resources Research*, 48(12).
- Jenk, T., Graesslin-Ciric, A., Tobler, L., Gäggeler, H., Morgenstern, U., Casassa, G., ... & Schwikowski, M. (2015, April). The Mercedario ice core-an excellent archive for ENSO reconstruction. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*(Vol. 17).
- Johnson, P. G. (1978). Rock glacier types and their drainage systems, Grizzly Creek, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(9), 1496-1507.
- 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(3), 408-419.
- Johnson, P. G. (1987). Rock Glacier: glacier debris systems or high-magnitude lowfrequency flows. *Rock Glaciers*, 175-192.
- Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., & Betts, R. A. (2018). Mountain rock glaciers contain globally significant water stores. *Scientific reports*, 8(1), 2834.
- Kaab, A. (2007). Rock glaciers and protalus forms. *En-cyclopedia of Quaternary science*, 2236-2242.
- Kääb, A., Frauenfelder, R., & Roer, I. (2007). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56(1-2), 172-187.
- Kalthoff, N., Bischoff-Gauß, I., Fiebig-Wittmaack, M., Fiedler, F., Thürauf, J., Novoa, E., ... & Kohler, M. (2002). Mesoscale wind regimes in Chile at 30 S. *Journal of Applied Meteorology*, 41(9), 953-970.
- Karte, J. (1979). *Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs* (No. 35). F. Schöningh.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C., & Sruoga, P. (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17(4), 324-328.
- King, L., Gorbunov, A. P., & Evin, M. (1992). Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 73-81.

- Kneisel, C. (1998, June). Occurrence of surface ice and ground ice/permafrost in recently deglaciated glacier forefields, St. Moritz area, eastern Swiss Alps. In *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost* (pp. 575-581).
- Kneisel, C., & Hauck, C. (2008). Electrical methods. *Applied geophysics in periglacial environments*, 3-27.
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R., & Moorman, B. (2008). Advances in geophysical methods for permafrost investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 157-178.
- Knight, J., & Harrison, S. (Eds.). (2009). Periglacial and paraglacial processes and environments. Geological Society of London.
- Krainer, K., & Mostler, W. (2002). Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34(2), 142-149.
- Krainer, K., Mostler, W., & Spötl, C. (2007). Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: A stable isotope approach. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 100.
- Le Bert, L. A. (1960). Geología de los Andes de Chile Central, Provincia de Aconcagua. *Inst. Investig. Geol. Chile, Bol.*
- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J. A., Rivera, A., & Barichivich, J. (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 334-344.
- Lecomte, K. L., Milana, J. P., Formica, S. M., & Depetris, P. J. (2008). Hydrochemical appraisal of ice-and rock-glacier meltwater in the hyperarid Agua Negra drainage basin, Andes of Argentina. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(13), 2180-2195.
- Lee, J., Feng, X., Faiia, A. M., Posmentier, E. S., Kirchner, J. W., Osterhuber, R., & Taylor, S. (2010). Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice. *Chemical geology*, 270(1-4), 126-134.
- Leiva, J. C. (1999). Recent fluctuations of the Argentinian glaciers. *Global and Planetary Change*, 22(1-4), 169-177.
- Leiva, J.C., G.A. Cabrera and L.E. Lenzano (1986): "Glacier mass balances in the Cajón del Rubio, Andes Centrales Argentinos". *Cold Regions Science and Technology*, 13 (1986), pág. 83-90. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, Holanda. ISSN 0165-232X
- Leiva, J. C., Cabrera, G. A., & Lenzano, L. E. (2007). 20 years of mass balances on the Piloto glacier, Las Cuevas river basin, Mendoza, Argentina. *Global and Planetary Change*, 59(1-4), 10-16.
- Leopold, M., Williams, M. W., Caine, N., Völkel, J., & Dethier, D. (2011). Internal structure of the Green lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2), 107-119.
- Lliboutry, L. (1986). Rock glaciers in the dry Andes. In *En International Symposium Glacier mass balance, fluctuations and runoff, Proceedings* (pp. 18-24).

- Loke, M. H., Acworth, I., & Dahlin, T. (2003). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, 34(3), 182-187.
- Loke, M. H., & Barker, R. D. (1995). Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60(6), 1682-1690.
- Lorrain, R. D., & Demeur, P. (1985). Isotopic evidence for relic Pleistocene glacier ice on Victoria Island, Canadian Arctic archipelago. *Arctic and Alpine Research*, 17(1), 89-98.
- Lugon, R., Delaloye, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C., & González-Trueba, J. J. (2004). Permafrost and little ice age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 207-220.
- Mackay, J. R., & Dallimore, S. R. (1992). Massive ice of the Tuktoyaktuk area, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(6), 1235-1249.
- Marescot, L., Loke, M. H., Chapellier, D., Delaloye, R., Lambiel, C., & Reynard, E. (2003). Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, 1(2), 57-67.
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Le Quesne, C., & Aravena, J. C. (2006). Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *Journal of Climate*, 19(24), 6334-6352.
- Masiokas, M. H., Rivera, A., Espizua, L. E., Villalba, R., Delgado, S., & Aravena, J. C. (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 242-268.
- Massone, H., Martinez, D., Vich, A., Londoño, M. Q., Trombotto, D., & Grondona, S. (2016). Snowmelt contribution to the sustainability of the irrigated Mendoza's Oasis, Argentina: an isotope study. *Environmental Earth Sciences*, 75(6), 520.
- Mast, M. A., Kendall, C., Campbell, D. H., Clow, D. W., & Back, J. (1995). Determination of hydrologic pathways in an alpine-subalpine basin using isotopic and chemical tracers, Loch Vale Watershed, Colorado, USA. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 228, 263-270.
- Maulé, C. P., & Stein, J. (1990). Hydrologic flow path definition and partitioning of spring meltwater. *Water Resources Research*, 26(12), 2959-2970.
- Maurer, H., & Hauck, C. (2007). Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journal of Glaciology*, 53(180), 110-120.
- Mendoza, M. (2016). Hidrología del sector superior de la Cuenca del río Santa Cruz, Calingasta, San Juan. Trabajo final de licenciatura (Inédito). Universidad Nacional de San Juan, 133 pp. San Juan, Argentina.
- Mendoza, M.; Villarroel, C.D.; Tapia Baldis, C.; Forte, A.P.; Gianni, R. y Krusse, E. (2016). Aspectos hidrológicos del ambiente periglacial en la cuenca del Río Santa Cruz, provincia de

San Juan. *Actas del IX Congreso Argentino de Hidrogeología*, 197- 204. San Fernando del Valle de Catamarca, Argentina

Milana, J. P. (1998). Predicción de caudales de ríos alimentados por deshielo mediante balances de energía: Aplicación en los Andes Centrales, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 5(2), 53-69.

Milana, J. P. (2016). Molards and their relation to landslides involving permafrost failure. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27(3), 271-284.

Milana, J. P., & Güell, A. (2008). Diferencias mecánicas e hídricas del permafrost en glaciares de rocas glaciogénicos y criogénicos, obtenidas de datos sísmicos en El Tapado, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3), 310-325.

Milana, J. P.; Dapeña, C. (2012). Insights on the snow provenance of central western Argentina using stable isotopes. II Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie (II RAGSU). Bahía Blanca.

Millar, C. I., & Westfall, R. D. (2008). Rock glaciers and related periglacial landforms in the Sierra Nevada, CA, USA; inventory, distribution and climatic relationships. *Quaternary International*, 188(1), 90-104.

Minetti, J. L., Vargas, W. M., Vega, B., & Costa, M. C. (2007). Las sequías en la Pampa Húmeda: Impacto en la productividad del maíz. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 22(2), 218-232.

Monnier, S., & Kinnard, C. (2013). Internal structure and composition of a rock glacier in the Andes (upper Choapa valley, Chile) using borehole information and ground-penetrating radar. *Annals of Glaciology*, 54(64), 61-72.

Monnier, S., & Kinnard, C. (2015). Internal Structure and Composition of a Rock Glacier in the Dry Andes, Inferred from Ground-penetrating Radar Data and its Artefacts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 26(4), 335-346.

Montecinos, A., Díaz, A., & Aceituno, P. (2000). Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, 13(4), 746-758.

Mook, W. G. (1970). Stable carbon and oxygen isotopes of natural waters in the Netherlands. *Isotope hydrology*, 1970, 163-190.

Mosquera, A. 1990. Estudio geológico del extremo sur de la Cordillera del Medio y Valle del río Mercedario. Trabajo Final de Licenciatura (inérito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 137 pp. Buenos Aires, Argentina.

Mpodozis, C. 2015. Mapa Geológico Regional del Área de Los Pelambres (1:75.0000). Informe Interno, Antofagasta Minerals, Santiago.

Mpodozis, C., Rivano, S., Parada, M. A., & Vicente, J. C. (1976). Acerca del plutonismo tardi-hercínico en la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° sur (Provincia de Mendoza y San Juan, Argentina; Coquimbo, Chile). *Actus V. Congr. Geol. Arg*, 1, 143-71.

- Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C., & Perelló, J. (2009). Geocronología U-Pb y tectónica de la región Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 12).
- Musil, M., Maurer, H., Green, A. G., Horstmeyer, H., Nitsche, F. O., Mühill, D. V., & Springman, S. (2002). Shallow seismic surveying of an Alpine rock glacier. *Geophysics*, 67(6), 1701-1710.
- Ohlanders, N., Rodriguez, M., & McPhee, J. (2013). Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3), 1035-1050.
- Outcalt, S. I., & Benedict, J. B. (1965). Photo-interpretation of two types of rock glacier in the Colorado Front Range, USA. *Journal of Glaciology*, 5(42), 849-856.
- Pagán, J. F. (2006). Geología de las Nacientes del Río Santa Cruz (31° 55' LS), Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 119 p. Buenos Aires, Argentina.
- Panarello, H. O., & Dapeña, C. (1996). Mecanismos de recarga y salinización en las cuencas de los ríos Mendoza y Tunuyán, Mendoza, República Argentina: evidenciados por isótopos ambientales. In *Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia: Tarija, Bolivia* (pp. 531-543).
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M., & Corripio, J. (2005). An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 51(175), 573-587.
- Pellicciotti, F., Ragetti, S., Carenzo, M., & McPhee, J. (2014). Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *Science of the Total Environment*, 493, 1197-1210.
- Penna, I. M., Derron, M. H., Volpi, M., & Jaboyedoff, M. (2013). Analysis of past and future dam formation and failure in the Santa Cruz River (San Juan province, Argentina). *Geomorphology*, 186, 28-38.
- Peña, H., & Nazarala, B. R. A. H. I. M. (1987). Snowmelt-runoff simulation model of a central Chile Andean basin with relevant orographic effects. *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover. International Association of Hydrological Sciences Press, Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire UK. IAHS Publication*, (166).
- Perelló, J., Sillitoe, R.H., Mpodozis, C., Brockway, H. y Posso, H. (2012). Geologic setting and evolution of the porphyry copper-molybdenum and copper-gold deposits, at Los Pelambres, central Chile: Society of Economic Geologists Special Publication 16: 79-104.
- Perucca, L., & Angillieri, Y. E. (2008). A preliminary inventory of periglacial landforms in the Andes of La Rioja and San Juan, Argentina, at about 28 S. *Quaternary International*, 190(1), 171-179.

- Perucca, L. P., & Angillieri, M. Y. E. (2009). Evolution of a debris-rock slide causing a natural dam: the flash flood of Río Santa Cruz, Province of San Juan—November 12, 2005. *Natural hazards*, 50(2), 305-320.
- Perucca, L., & Angillieri, M. Y. E. (2011). Glaciers and rock glaciers' distribution at 28 SL, Dry Andes of Argentina, and some considerations about their hydrological significance. *Environmental Earth Sciences*, 64(8), 2079-2089.
- Péwé, T. L. (Ed.). (1969). *The Periglacial Environment, Past and Present*. McGill-Queen's University Press.
- Poblete, A. G., & Minetti, J. L. (2017). Influye el calentamiento global en la disminución de las nevadas en los Andes Áridos. *Revista Universitaria de Geografía*, 26(1), 11-29.
- Potter Jr, N. (1972). Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3025-3058.
- Quintana, J. M., & Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30-43° S. *Atmósfera*, 25(1), 1-22.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J. M., & Palma, M. (1986). Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5(6), 855-880.
- Ramos, V. A., Cegarra, M., & Cristallini, E. (1996). Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36 S latitude). *Tectonophysics*, 259(1-3), 185-200.
- Rangecroft, S., Harrison, S., & Anderson, K. (2015). Rock glaciers as water stores in the Bolivian Andes: an assessment of their hydrological importance. *Arctic, antarctic, and alpine research*, 47(1), 89-98.
- Reynolds Jr, R. C., & Johnson, N. M. (1972). Chemical weathering in the temperate glacial environment of the Northern Cascade Mountains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36(5), 537-554.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., & Villarroel, R. (1990). Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34 S). *Andean Geology*, 17(2), 205-214.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R. y Espiñeira, D. (1993). Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, 73, escala 1:250.000. Santiago, Chile.
- Rivera, J. A., Araneo, D. C., Penalba, O. C., & Villalba, R. (2018). Regional aspects of streamflow droughts in the Andean rivers of Patagonia, Argentina. Links with large-scale climatic oscillations. *Hydrology Research*, 49(1), 134-149.
- Rodriguez, M., Ohlanders, N., Pellicciotti, F., Williams, M. W., & McPhee, J. (2016). Estimating runoff from a glacierized catchment using natural tracers in the semi-arid Andes cordillera. *Hydrological processes*, 30(20), 3609-3626.

- Roer, I., & Nyenhuis, M. (2007). Rockglacier activity studies on a regional scale: comparison of geomorphological mapping and photogrammetric monitoring. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 32(12), 1747-1758.
- Rozanski, K., & Araguás-Araguás, L. (1995). Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. *Bull. Inst. fr. études andines*, 24(3), 379-390.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records*, 78, 1-36.
- Rutllant, J., & Garreaud, R. (2004). Episodes of strong flow down the western slope of the subtropical Andes. *Monthly Weather Review*, 132(2), 611-622.
- Sasaki, Y. (1992). Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical prospecting*, 40(4), 453-463.
- Scapozza, C., Lambiel, C., Baron, L., Marescot, L., & Reynard, E. (2011). Internal structure and permafrost distribution in two alpine periglacial talus slopes, Valais, Swiss Alps. *Geomorphology*, 132(3-4), 208-221.
- Schmid, M. O., Baral, P., Gruber, S., Shahi, S., Shrestha, T., Stumm, D., & Wester, P. (2015). Assessment of permafrost distribution maps in the Hindu Kush Himalayan region using rock glaciers mapped in Google Earth. *The Cryosphere*, 9(6), 2089-2099.
- Scholl, K.H. (2002). Geomorphological mapping of the periglacial level in the Semiarid Andes. En: Trombotto, D. y Villalba, R. (Eds.), *IANIGLA, 30 años de investigación básica y aplicada en ciencias ambientales*, 269 pp. IANIGLA-CONICET, Mendoza, Argentina.
- Schrott, L. (1991). Global solar radiation, soil temperature and permafrost in the Central Andes, Argentina: a progress report. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2(1), 59-66.
- Schrott, L. (1996). Some geomorphological – hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). *Zeitung für Geomorphologie*, 104: 161-173.
- Schrott, L. (1998). The hydrological significance of high mountain permafrost and its relation to solar radiation. *A case study in the high Andes of San Juan, Argentina. Bamberger Geographische Schriften, Bd, 15*, 71-84.
- Schrott, L. (2002). Hidrología del permafrost de montaña y su relación con la radiación solar. Estudio de una cuenca colectora en Agua Negra, altos Andes de San Juan, Argentina. En: Trombotto, D. y Villalba, R. (Eds.), *IANIGLA, 30 años de investigación básica y aplicada en ciencias ambientales*, 269 pp. IANIGLA-CONICET, Mendoza, Argentina.
- Schrott, L., & Hoffmann, T. (2008). Refraction seismics. *Applied Geophysics in Periglacial Environments*, 57-79.
- Schrott, L., & Götz, J. (2013). *The periglacial environment in the semiarid and arid Andes of Argentina: hydrological significance and research frontiers*. na.
- Shumskii, P. A. (1964). Ground (subsurface) ice.

- Shur, Y., Hinkel, K. M., & Nelson, F. E. (2005). The transient layer: implications for geocryology and climate-change science. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 5-17.
- Sileo, N., Trombotto Liaudat, D., & Dapeña, C. (2015). Estudios preliminares del agua, nieve y hielo en la cuenca del río Vallecitos, Mendoza, Argentina. *Acta geológica lilloana*, 27(2), 130-145.
- Smith, M. W. (1988, August). The significance of climatic change for the permafrost environment. In *Proceedings of the Fifty International Conference on Permafrost*. Tapir Publishers, Trondheim: Norway (pp. 18-23).
- Spencer, A. C. (1900). A peculiar form of talus. *Science*, 11(188).
- Stingl, H., & Garleff, K. (1985). Glacier variations and climate of the late Quaternary in the subtropical and mid-latitude Andes of Argentina. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 21, 225-228.
- Strecker, M. R., Alonso, R. N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G. E., Sobel, E. R., & Trauth, M. H. (2007). Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35, 747-787.
- Taillant, D., Pastore, S., Álvarez, G., García, J., Alacayaga, G. y Morales, F. (2017). Crioformas en la cuenca de río Blanco del sistema hídrico del río San Juan. Aspectos generales observados en el terreno. *Actas del XX Congreso Geológico Argentino*, Sesión Técnica 18: 97-104. Tucumán, Argentina.
- Tapia Baldis, C. (2018). Distribución y características del ambiente periglacial en el extremo oeste del departamento Calingasta, provincia de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan, 390pp. San Juan, Argentina.
- Tapia Baldis, C.C. y Trombotto Liaudat, D. (2016). Inventory of landslides at the Santa Cruz river basin (San Juan, Argentina) and its relationship with the Andean cryogenic environment. *Proceedings XI International Conference on Permafrost*, 1041 p. Postdam, Germany.
- Taylor, S., Feng, X., Kirchner, J. W., Osterhuber, R., Klaue, B., & Renshaw, C. E. (2001). Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resources Research*, 37(3), 759-769.
- Thorn, C. E. (1979). Bedrock freeze-thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado Front Range. *Earth Surface Processes*, 4(3), 211-228.
- Tranter, M., Sharp, M. J., Brown, G. H., Willis, I. C., Hubbard, B. P., Nielsen, M. K., ... & Lamb, H. R. (1997). Variability in the chemical composition of in situ subglacial meltwaters. *Hydrological Processes*, 11(1), 59-77.
- Tricart, J. (1968). 81:«Précis de géomorphologie~. París, SE.
- Trombotto, L., Darío, P. W., & Lukas, U. A. (2014). Guía Terminológica de la Geocriología Sudamericana: Terminological Guide of the South American Geocryology. *Buenos Aires: Vázquez Mazzini*.
- Vasil'Chuk, Y. K., & Vasil'Chuk, A. C. (1997). 14 C and 18 O in Siberian syngenetic ice-wedge complexes. *Radiocarbon*, 40(2), 883-893.

Villarroel, C.D. (2013). Inventario de glaciares y geoformas del ambiente periglacial en el tramo superior de la subcuenca del río Santa Cruz y subcuenca del río Mercedario, Cordillera Principal, provincia de San Juan, Argentina. Trabajo final de licenciatura (Inédito). Universidad Nacional de San Juan, 121 pp. San Juan, Argentina.

Villarroel, C.D., Peralta, S.H. y Güell, A.E. (2014). Crioformas de ambiente periglacial en el tramo superior de la cuenca del río Santa Cruz, Cordillera Principal, San Juan. *Actas del XIX Congreso Geológico Argentino*, Sesión Especial I: Ciencias de la Criósfera, E1-26. Córdoba, Argentina.

Villarroel, C., Tamburini Beliveau, G., Forte, A., Monserrat, O., & Morvillo, M. (2018). DInSAR for a Regional Inventory of Active Rock Glaciers in the Dry Andes Mountains of Argentina and Chile with Sentinel-1 Data. *Remote Sensing*, 10(10), 1588.

Viviroli, D., Archer, D. R., Buytaert, W., Fowler, H. J., Greenwood, G., Hamlet, A. F., ... & Lorentz, S. (2011). Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 471-504.

Vogel, J. C., Lerman, J. C., Mook, W. G., & Roberts, F. B. (1972). Natural isotopes in the groundwater of the Tulum Valley, San Juan, Argentina. *Hydrological Sciences Journal*, 17(1), 85-96.

Volkheimer, W., Mancediño, M. y Damborenea, S. (1977). La Formación Los Patos (Nov. Form.), Jurásico superior de la Alta Cordillera de la provincia de San Juan (República Argentina), en su localidad tipo (Río de Los Patos sur). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (4): 300-312.

Vuille, M., & Milana, J. P. (2007). High-latitude forcing of regional aridification along the subtropical west coast of South America. *Geophysical Research Letters*, 34(23).

Wahrhaftig, C., & Cox, A. (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin*, 70(4), 383-436.

Wang, X., Liu, L., Zhao, L., Wu, T., Li, Z., & Liu, G. (2017). Mapping and inventorying active rock glaciers in the northern Tien Shan of China using satellite SAR interferometry. *Cryosphere*, 11(2).

Washburn, A. L. (1979). *Geocryology*, 406 pp. London: Edward Arnold.

Wassenaar, L. I., Athanasopoulos, P., & Hendry, M. J. (2011). Isotope hydrology of precipitation, surface and ground waters in the Okanagan Valley, British Columbia, Canada. *Journal of Hydrology*, 411(1-2), 37-48.

Wels, C., Cornett, R. J., & LaZerte, B. D. (1990). Groundwater and wetland contributions to stream acidification: An isotopic analysis. *Water Resources Research*, 26(12), 2993-3003.

Wetten, C. y Victoria, J., 2011. Glaciares, ríos, acuíferos y ciclo hídrico de la cordillera de San Juan, Argentina. Evaluación hidrológica e hidrogeológica inicial. VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas Actuales de la Hidrogeología Subterránea. Salta, Argentina.

Whalley, W. B. (1974). *Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris-transport system*. University of Reading, Department of Geography.

White, S. E. (1971). Rock glacier studies in the Colorado Front Range, 1961 to 1968. *Arctic and Alpine Research*, 3(1), 43-64.

Williams, M. W., Knauf, M., Caine, N., Liu, F., & Verplanck, P. L. (2006). Geochemistry and source waters of rock glacier outflow, Colorado Front Range. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(1), 13-33.

Zhang, T., Heginbottom, J. A., Barry, R. G., & Brown, J. (2000). Further statistics on the distribution of permafrost and ground ice in the Northern Hemisphere. *Polar geography*, 24(2), 126-131.

Zimmerman, R. W., & King, M. S. (1986). The effect of the extent of freezing on seismic velocities in unconsolidated permafrost. *Geophysics*, 51(6), 1285-1290.

ANEXO: Planilla de cálculo de aforos

- Punto de Aforo 1A

<i>Muestra N°</i>	<i>Tiempo (s)</i>	<i>Δt (s)</i>	<i>Cloruros (mg/l)</i>	<i>Ci-Co</i>	<i>Ci-Co * Δt</i>
1	0	0	88.625	0	0
2	5	5	88.625	0	0
3	10	5	88.625	0	0
4	15	5	88.625	0	0
5	20	5	88.625	0	0
6	25	5	124.075	35.45	177.25
7	30	5	230.425	141.8	709
8	35	5	336.775	248.15	1240.75
9	40	5	726.725	638.1	3190.5
10	45	5	779.9	691.275	3456.375
11	50	5	762.175	673.55	3367.75
12	55	5	531.75	443.125	2215.625
13	60	5	425.4	336.775	1683.875
14	65	5	336.775	248.15	1240.75
15	70	5	248.15	159.525	797.625
16	75	5	177.25	88.625	443.125
17	80	5	141.8	53.175	265.875
18	85	5	124.075	35.45	177.25
19	90	5	124.075	35.45	177.25
20	95	5	141.8	53.175	265.875
21	100	5	106.35	17.725	88.625
22	105	5	88.625	0	0
23	110	5	88.625	0	0
24	115	5	88.625	0	0
25	120	5	88.625	0	0
26	125	5	88.625	0	0
27	130	5	88.625	0	0
28	135	5	88.625	0	0

Tabla 1: Concentración del ion cloruro en función del tiempo. Aforo químico de inyección instantánea en las nacientes del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 2A

ID: 1.A		Coordenadas: 31°52'29.5" 70°13'32.8"		Río Santa Cruz												
Fecha: 20/02/2015		Hora: 14:15		Ancho del río: 2.66 mts												
Efectuó el aforo: Martín Mendoza		Hélice: N° 3		Estado atmosférico: Nublado, nieve y viento leve												
Molinete: ISAP		V=0.1183 n + 0.0329		Referencia del aforo: Vegas grandes en margen izquierda												
Ecuación n < V=		V=		Observaciones: Lecho aproximadamente regular de gravas finas y presencia de algas												
Ecuación n > V=																
Vertical	PERFIL DEL RÍO		PUNTOS OBSERVADOS		ROTACIÓN DEL MOLINETE Y COMPROBACIÓN										Caudal (m3/s)	
	Dist. margen derecha (m) Al origen	Parcial	Profundidades (m)	N°	Altura (m)	R1	T1	R2	T2	N1, n° vueltas	N2, n° vueltas	Nm	V (m/seg) puntual	V (m/seg) vertical		Area
0	0	0	0.1	10.6h	28					0.4667	0.4667	0.4667	0.0881	0.088		
1	0.7	0.7	0.12	10.8h	319					5.3167	5.3167	5.3167	0.6619	0.665	1	0.029
				20.2h	323					5.3833	5.3833	5.3833	0.6697			
2	1	0.3	0.15	10.8h	323					5.3833	5.3833	5.3833	0.6697			
				20.6h	359					5.9833	5.9833	5.9833	0.7407	0.701	2	0.028
				30.2h	344					5.7333	5.7333	5.7333	0.7112			
3	1.3	0.3	0.09	10.8h	231					3.8500	3.8500	3.8500	0.4884	0.501	3	0.022
				20.2h	247					4.1167	4.1167	4.1167	0.5199			
4	1.6	0.3	0.1	10.8h	296					4.9333	4.9333	4.9333	0.6165	0.629	4	0.016
				20.2h	312					5.2000	5.2000	5.2000	0.6481			
5	1.9	0.3	0.13	10.8h	361			415		6.0167	6.91666667	6.4667	0.7979	0.784	5	0.024
				20.6h	348			407		5.8000	6.78333333	6.2917	0.7772			
				30.2h	353			397		5.8833	6.61666667	6.2500	0.7723			
6	2.2	0.3	0.15	10.8h	279					4.6500	4.6500	4.6500	0.5830	0.672	6	0.031
				20.6h	351					5.8500	5.8500	5.8500	0.7250			
				30.2h	356					5.9333	5.9333	5.9333	0.7348			
7	2.5	0.3	0.12	10.8h	245					4.0833	4.0833	4.0833	0.5160	0.484	7	0.023
				20.6h	257					4.2833	4.2833	4.2833	0.5396			
				30.2h	198					3.3000	3.3000	3.3000	0.4233	0.242	8	0.002
8	2.66	0.16	0													
0.175																
175 l/s																

Tabla 2: Aforo por Molinete hidrométrico en el punto 2A del río Santa Cruz.

• Punto de Aforo 3A

ID: 3A		Coordenadas: 31°51'41.6" 70°13'44.3"		Río Santa Cruz												
Fecha: 20/02/2015		Hora: 17:30		Ancho del río: 2.30 mts												
Efectuó el aforo: Cristian Villarroel		Estado atmosférico: Nublado, nieve y viento leve														
Molinete: ISAP		Referencia del aforo: 200 metros aguas abajo de Arroyito 2														
Ecuación n < V=0.1183 n + 0.0329		Observaciones: Lecho con grava media en el centro y fina en las orillas														
Ecuación n > V=																
		Hélice: N° 3														
		ROTACIÓN DEL MOLINETE Y COMPROBACIÓN														
		PUNTOS OBSERVADOS														
Vertical	Dist. margen derecha (m)		Profundidades (m)	N°	Altura (m)	R1	T1	R2	T2	N1, n° vueltas	N2, n° vueltas	Nm	V (m/seg) puntual	V (m/seg) vertical	Área	Caudal (m3/s)
	Al origen	Parcial														
1	0.72	0.25	0.08	10.6h	157					2.61666667	0.34245167	0.342	1	0.005		
2	0.97	0.25	0.1	10.8h	234					3.9	0.49427	0.505	2	0.010		
				20.6h	241					4.01666667	0.50807167					
				30.2h	244					4.06666667	0.51398667					
3	1.22	0.25	0.14	10.8h	314					5.23333333	0.65200333	0.699	3	0.018		
				20.6h	347					5.78333333	0.71706833					
				30.2h	357					5.95	0.736785					
4	1.47	0.25	0.17	1 Fondo	272					4.53333333	0.56919333	0.682	4	0.027		
				20.8h	309					5.15	0.642145					
				30.6h	346					5.76666667	0.71509667					
				40.2h	350					5.83333333	0.72298333					
				5 Sup	353					5.88333333	0.72889833					
5	1.72	0.25	0.19	1 Fondo	273					4.55	0.571165	0.719	5	0.032		
				20.8h	331					5.51666667	0.6852167					
				30.6h	357					5.95	0.736785					
				40.2h	376					6.26666667	0.77424667					
				5 Sup	372					6.2	0.76636					
6	1.97	0.25	0.18	1 Fondo	248					4.13333333	0.52187333	0.588	6	0.030		
				20.8h	251					4.18333333	0.52778333					
				30.6h	289					4.81666667	0.60271167					
				40.2h	310					5.16666667	0.64411667					
				5 Sup	304					5.06666667	0.63228667					
7	2.22	0.25	0.16	1 Fondo	199					3.31666667	0.42526167	0.492	7	0.023		
				20.8h	211					3.51666667	0.44892167					
				30.6h	235					3.91666667	0.49624167					
				40.2h	254					4.23333333	0.53370333					
				5 Sup	262					4.36666667	0.54947667					
8	2.3	0.08	0									0.246	8	0.002		
														0.146		
														146	/s	

Tabla 3: Aforo por Molinete hidrométrico en el punto 3A del río Santa Cruz.

• Punto de Aforo 6A

ID: 6A		Coordenadas: 31°47'56.4" 70°15'30.6"			RÍO Santa Cruz											
Fecha: 21/02/2015		Hora: 18:30			Ancho del río: 2.60 metros											
Efectuó el aforo: Martín Mendoza					Estado atmosférico: Despejado y viento leve											
Molinete: ISAP					Hélice: N° 3					Referencia del aforo: 200 metros aguas abajo zona termal						
Ecuación $n <$ $V = 0.1183 n + 0.0329$										Observaciones: Sección irregular. Grava fina a gruesa. Aguas arriba máquinas trabajando sobre el río.						
Ecuación $n >$ $V =$																
Vertical	PERFIL DEL RÍO			PUNTOS OBSERVADOS		ROTACIÓN DEL MOLINETE Y COMPROBACIÓN										
	Dist. margen derecha (m)		Profundidad (m)	N°	Altura (m)	R1	T1	R2	T2	N1, n° vueltas	N2, n° vueltas	Nm	V (m/seg)	V (m/seg) vertical	Área	Caudal (m³/s)
Al origen	Parcial															
0	0		0.14	1	0.6h	54				0.9000	0.9000	0.1394	0.123			
				2	0.2h	33			0.5500	0.5500	0.0980					
1	0.1	0.1	0.19	1	0.8h	52				0.8667	0.8667	0.1354	0.136	1	0.002	
				2	0.6h	56			0.9333	0.9333	0.1433					
				3	0.2h	51			0.8500	0.8500	0.1335					
2	0.35	0.25	0.205	1	Fondo	48				0.8000	0.8000	0.1275	0.148	2	0.007	
				2	0.8h	48			0.8000	0.8000	0.1275					
				3	0.6h	68			1.1333	1.1333	0.1670					
				4	0.2h	63			1.0500	1.0500	0.1571					
				5	Sup	66			1.1000	1.1000	0.1630					
3	0.6	0.25	0.25	1	Fondo	44		99		0.7333	1.65	1.1917	0.1739	0.202	3	0.010
				2	0.8h	78			1.3000	1.3000	0.1867					
				3	0.6h	79			1.3167	1.3167	0.1887					
				4	0.2h	94			1.5667	1.5667	0.2182					
				5	Sup	111			1.8500	1.8500	0.2518					
4	0.85	0.25	0.345	1	Fondo	167				2.7833	2.7833	0.3622	0.385	4	0.022	
				2	0.8h	176			2.9333	2.9333	0.3799					
				3	0.6h	156			2.6000	2.6000	0.3405					
				4	0.2h	186			3.1000	3.1000	0.3996					
				5	Sup	219			3.6500	3.6500	0.4647					
5	1.1	0.25	0.38	1	Fondo	226				3.7667	3.7667	0.4785	0.617	5	0.045	
				2	0.8h	263			4.3833	4.3833	0.5514					
				3	0.6h	337			5.6167	5.6167	0.6974					
				4	0.2h	327			5.4500	5.4500	0.6776					
				5	Sup	291			4.8500	4.8500	0.6067					
6	1.35	0.25	0.4	1	Fondo	336				5.6000	5.6000	0.6954	0.837	6	0.071	
				2	0.8h	387			6.4500	6.4500	0.7959					
				3	0.6h	410			6.8333	6.8333	0.8413					
				4	0.2h	438			7.3000	7.3000	0.8965					
				5	Sup	446			7.4333	7.4333	0.9123					
7	1.6	0.25	0.38	1	Fondo	266		301		4.4333	5.01666667	4.7250	0.5919	0.750	7	0.077
				2	0.8h	320			5.3333	5.3333	0.6638					
				3	0.6h	368			6.1333	6.1333	0.7585					
				4	0.2h	407			6.7833	6.7833	0.8354					
				5	Sup	435			7.2500	7.2500	0.8906					
8	1.85	0.25	0.225	1	Fondo	198				3.3000	3.3000	0.4233	0.413	8	0.044	
				2	0.8h	191			3.1833	3.1833	0.4095					
				3	0.6h	171			2.8500	2.8500	0.3701					
				4	0.2h	205			3.4167	3.4167	0.4371					
				5	Sup	201			3.3500	3.3500	0.4292					
9	2.1	0.25	0.22	1	Fondo	77				1.2833	1.2833	0.1847	0.201	9	0.017	
				2	0.8h	85			1.4167	1.4167	0.2005					
				3	0.6h	84			1.4000	1.4000	0.1985					
				4	0.2h	87			1.4500	1.4500	0.2044					
				5	Sup	94			1.5667	1.5667	0.2182					
10	2.35	0.25	0.17	1	0.8h	61				1.0167	1.0167	0.1532	0.159	10	0.009	
				2	0.6h	68			1.1333	1.1333	0.1670					
				3	0.2h	65			1.0833	1.0833	0.1611					
11	2.45	0.1	0.08	1	0.6h	50				0.8333	0.8333	0.1315	0.132	11	0.002	
12	2.6	0.15	0									0.066	12	0.000		
0.307																
307 l/s																

Tabla 6: Aforo por Molinete hidrométrico en el punto 6A del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 7A

ID: 7A		Coordenadas: 31°46'55.3" 70°16'32.7"		Río Santa Cruz												
Fecha: 22/02/2015		Hora: 12:00		Ancho del río: 4.20 metros												
Efectuó el aforo: Cristian Villarroel		Molinete: ISAP		Estado atmosférico: Despejado												
Ecuación n <		V=0.1183 n + 0.0329		Referencia del aforo: 50 metros aguas abajo unión con río Las Churrullas												
Ecuación n >		V=		Observaciones: Lecho irregular. Grava gruesa												
PERFIL DEL RÍO				ROTACIÓN DEL MOLINETE Y COMPROBACIÓN												
Vertical	Dist. margen derecha (m)		Profundidad(m)	PUNTOS OBSERVADOS												
	Al origen	Parcial		N°	Altura (m)	R1	T1	R2	T2	N1, n° vueltas	N2, n° vueltas	Nm	V (m/seg)	V (m/seg) vertical	Área	Caudal (m3/s)
1	0.4	0.4	0.03	1	10.6h	166				2.7667		2.7667	0.3602	0.076	1	0.001
2	0.85	0.45	0.21	1	Fondo	204				3.4000		3.4000	0.4351			
				2	0.8h	220				3.6667		3.6667	0.4667			
				3	0.6h	214				3.5667		3.5667	0.4548	0.498	2	0.019
				4	0.2h	263				4.3833		4.3833	0.5514			
				5	Sup	278				4.6333		4.6333	0.5810			
3	1.3	0.45	0.26	1	Fondo	301				5.0167		5.0167	0.6264			
				2	0.8h	306				5.1000		5.1000	0.6362			
				3	0.6h	287				4.7833		4.7833	0.5988	0.644	3	0.060
				4	0.2h	324				5.4000		5.4000	0.6717			
				5	Sup	335				5.5833		5.5833	0.6934			
4	1.75	0.45	0.23	1	Fondo	297				4.9500		4.9500	0.6185			
				2	0.8h	309				5.1500		5.1500	0.6421			
				3	0.6h	312				5.2000		5.2000	0.6481	0.651	4	0.071
				4	0.2h	325				5.4167		5.4167	0.6737			
				5	Sup	314				5.2333		5.2333	0.6520			
5	2.2	0.45	0.26	1	Fondo	317				5.2833		5.2833	0.6579			
				2	0.8h	334				5.5667		5.5667	0.6914			
				3	0.6h	371				6.1833		6.1833	0.7644	0.765	5	0.078
				4	0.2h	419				6.9833		6.9833	0.8590			
				5	Sup	397				6.6167		6.6167	0.8157			
6	2.65	0.45	0.2	1	0.8h	314				5.2333		5.2333	0.6520			
				2	0.6h	358				5.9667		5.9667	0.7388	0.747	6	0.078
				3	0.2h	413				6.8833		6.8833	0.8472			
7	3.1	0.45	0.12	1	0.6h	331				5.5167		5.5167	0.6855	0.686	7	0.052
8	3.55	0.45	0.1	1	0.6h	312				5.2000		5.2000	0.6481	0.648	8	0.033
9	3.7	0.15	0.08	1	0.6h	269				4.4833		4.4833	0.5633	0.563	9	0.008
10	4.2	0.5	0										0.282	10	0.006	
															0.406	
															406 l/s	

Tabla 7: Aforo por Molinete hidrométrico en el punto 7A del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 8A

ID: 8A		Coordenadas: 31°44'18.7" 70°17'16.9"		Río Santa Cruz															
Fecha: 23/02/2015		Hora: 10:30		Ancho del río: 5.03 metros															
Efectuó el aforo: Martín Mendoza		Hélice: N° 3		Estado atmosférico: Despejado.															
Molinete: ISAP		V = 0.1183 n + 0.0329		Referencia del aforo: Estación Hidrológica. Enfrente de campamento y de Estación															
Ecuación n <		V =		Observaciones: Barra de arena gruesa sobre la sección. Aforo hecho un metro antes de la caída.															
Ecuación n >		V =		ROTACIÓN DEL MOLINETE Y COMPROBACIÓN															
Vertical	PERFIL DEL RÍO		PUNTOS OBSERVADOS											V (m/seg) vertical	Área	Caudal (m3/s)			
	Dist. margen derecha (m) Al origen	Parcial	Profundidad(m)	N°	Altura (m)	R1	T1	R2	T2	N1, n° vueltas	N2, n° vueltas	Nm	V (m/seg)						
	0	0	0.135	1	1.06h	212											0.451		
1	0.5	0.5	0.14	1	1.08h	294											0.594	1	0.036
2	1	0.5	0.15	1	1.08h	361											0.750	2	0.049
3	1.5	0.5	0.15	1	1.08h	397											0.832	3	0.059
4	2	0.5	0.155	1	1.08h	437											0.888	4	0.066
5	2.5	0.5	0.14	1	1.08h	401											0.771	5	0.061
6	3	0.5	0.1	1	1.06h	94											0.218	6	0.030
7	3.5	0.5	0.13	1	1.08h	247											0.540	7	0.022
8	4	0.5	0.14	1	1.08h	342											0.717	8	0.042
9	4.5	0.5	0.15	1	1.08h	374											0.769	9	0.054
10	5	0.5	0.13	1	1.06h	283											0.591	10	0.048
11	5.03	0.03	0.13														0.295	11	0.001
																	0.467		
																	467 l/s		

Tabla 8: Aforo por Molinete hidrométrico en el punto 8A del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 10A

ID: 10A		Coordenadas: 31°44'15.3" 70°17'24.1"		Río Pachón										
Fecha: 23/02/2015		Hora: 09:30		Ancho del río: 4.28 metros										
Efectuó el aforo: Cristian Villarroel		Hélice: N° 3		Estado atmosférico: Despejado.										
Molinete: ISAP		N°		Referencia del aforo: Estación Hidrológica Los Erizos										
Ecuación n < V=0.1183 n + 0.0329		Profundidad (m)		Observaciones: Sobre la sección de Aforo. Sección regular con altura de pelo de agua de 12 cm en promedio										
Ecuación n > V=		Altura (m)		ROTACIÓN DEL MOLINETE Y COMPROBACIÓN										
Vertical		PERFIL DEL RÍO		PUNTOS OBSERVADOS										
Dist. margen derecha (m)	Dist. margen izquierda (m)	N°	Altura (m)	R1	T1	R2	T2	N1, n° vueltas	N2, n° vueltas	Nm	V (m/seg)	V (m/seg) vertical	Área (m ² /s)	Caudal (m ³ /s)
Al origen	Parcial													
1	0.23	0.23	113					1.8833		1.8833	0.2557	0.256	1	0.001
2	0.68	0.45	263					4.3833		4.3833	0.5514	0.555	2	0.011
			267					4.4500		4.4500	0.5593			
3	1.13	0.45	219					3.6500		3.6500	0.4647	0.480	3	0.029
			239					3.9833		3.9833	0.5041			
4	1.58	0.45	276					4.6000		4.6000	0.5771	0.591	4	0.030
			294					4.9000		4.9000	0.6126			
5	2.03	0.45	215					3.5833		3.5833	0.4568	0.466	5	0.029
			227					3.7833		3.7833	0.4805			
6	2.48	0.45	246					4.1000		4.1000	0.5179	0.522	6	0.027
			251					4.1833		4.1833	0.5278			
7	2.93	0.45	265					4.4167		4.4167	0.5554	0.565	7	0.031
			277					4.6167		4.6167	0.5791			
8	3.38	0.45	277					4.6167		4.6167	0.5791	0.586	8	0.033
			286					4.7667		4.7667	0.5968			
9	3.83	0.45	244					4.0667		4.0667	0.5140	0.529	9	0.031
			263					4.3833		4.3833	0.5514			
10	4.28	0.45	190					3.1667		3.1667	0.4075	0.245	10	0.020
													0.243	
													243 l/s	

Tabla 10: Aforo por Molinete hidrométrico en el punto 10A del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 11A

ID: 11A		Coordenadas: 31°46'39.2" 70°21'09.3"		Río Pachón												
Fecha: 23/02/2015		Hora: 13:45		Ancho del río: 1.70 metros												
Efectuó el aforo: Cristian Villarroel		Estado atmosférico: Despejado.														
Molinete: ISAP		Referencia del aforo: Estación Hidrológica Pachón														
Ecuación n < V= 0.1183 n + 0.0329		Observaciones: Sección regular de acero.														
Ecuación n > V=																
Vertical	PERFIL DEL RÍO			PUNTOS OBSERVADOS										ROTACIÓN DEL MOLINETE Y COMPROBACIÓN		
	Dist. margen derecha (m)	Profundidad (m)	N°	Altura (m)	R1	T1	R2	T2	N1, n° vueltas	N2, n° vueltas	Nm	V (m/seg)	V (m/seg) vertical(gianni)	Área	Caudal (m3/s)	
	0	0.085	1	10.6h	24				0.4000		0.4000	0.0802	0.080			
1	0.17	0.085	1	10.6h	120				2.0000		2.0000	0.2695	0.270	1	0.003	
2	0.34	0.17	0.1	10.8h	244				4.0667		4.0667	0.5140	0.521	2	0.006	
			2	10.2h	253				4.2167		4.2167	0.5317				
3	0.51	0.17	0.11	10.8h	248				4.1333		4.1333	0.5219	0.522	3	0.009	
			2	10.2h	248				4.1333		4.1333	0.5219				
4	0.68	0.17	0.115	10.8h	251				4.1833		4.1833	0.5278	0.535	4	0.010	
			2	10.2h	260				4.3333		4.3333	0.5455				
5	0.85	0.17	0.115	10.8h	224				3.7333		3.7333	0.4746	0.497	5	0.010	
			2	10.2h	252				4.2000		4.2000	0.5298				
6	1.02	0.17	0.115	10.8h	210				3.5000		3.5000	0.4470	0.467	6	0.009	
			2	10.2h	236				3.9333		3.9333	0.4982				
7	1.19	0.17	0.115	10.8h	206				3.4333		3.4333	0.4391	0.451	7	0.009	
			2	10.2h	221				3.6833		3.6833	0.4686				
8	1.36	0.17	0.115	10.8h	207				3.4500		3.4500	0.4410	0.458	8	0.009	
			2	10.2h	228				3.8000		3.8000	0.4824				
9	1.53	0.17	0.115	10.8h	181				3.0167		3.0167	0.3898	0.405	9	0.008	
			2	10.2h	200				3.3333		3.3333	0.4272				
10	1.7	0.17	0.1	10.8h	35				0.5833		0.5833	0.1019	0.061	10	0.004	
0.078																
78.6 l/s																

Tabla 11: Aforo por Molinete hidrométrico en el punto 11A del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 12A

ID: 12A		Coordenadas: 31°46'43.6" 70°21'01.6"		Afluente Río Pachón													
Fecha: 23/02/2015		Hora: 15:00		Ancho del río: 0.79 metros													
Efectuó el aforo: Cristian Villarroel		Hélice: N° 3		Estado atmosférico: Despejado.													
Molinete: ISAP		V=0.1183 n + 0.0329		Referencia del aforo: Estación de Aforo IDIH													
Ecuación n <		V=		Observaciones: Sección regular de acero.													
Ecuación n >																	
		PERFIL DEL RÍO				PUNTOS OBSERVADOS						ROTACIÓN DEL MOLINETE Y COMPROBACIÓN					
Vertical	Dist. margen derecha (m)		Profundidad (m)	N°	Altura (m)	R1	T1	R2	T2	N1, n° vueltas	N2, n° vueltas	Nm	V (m/seg)	V (m/seg) vertical	Área	Caudal (m3/s)	
	Al origen	Parcial															
	0	0	0.07	1													
1	0.02	0.02	0.07	1	10.6h	217				3.6167		3.6167	0.4608	0.461	1	0.000	
2	0.1	0.08	0.07	1	10.6h	241				4.0167		4.0167	0.5081	0.508	2	0.003	
3	0.18	0.08	0.07	1	10.6h	299				4.9833		4.9833	0.6224	0.622	3	0.003	
4	0.26	0.08	0.07	1	10.6h	359				5.9833		5.9833	0.7407	0.741	4	0.004	
5	0.34	0.08	0.07	1	10.6h	292				4.8667		4.8667	0.6086	0.609	5	0.004	
6	0.42	0.08	0.07	1	10.6h	249				4.1500		4.1500	0.5238	0.524	6	0.003	
7	0.5	0.08	0.07	1	10.6h	239				3.9833		3.9833	0.5041	0.504	7	0.003	
8	0.58	0.08	0.07	1	10.6h	193				3.2167		3.2167	0.4134	0.413	8	0.003	
9	0.66	0.08	0.07	1	10.6h	133				2.2167		2.2167	0.2951	0.295	9	0.002	
10	0.69	0.08	0.07	1	10.6h	81				1.3500		1.3500	0.1926	0.193	10	0.001	
11	0.79	0.1	0											0.096	11	0.000	
															0.026		
															26.1 l/s		

Tabla 12: Aforo por Molinete hidrométrico en el punto 12A del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 13A

ID: 13A		Coordenadas: 31°45'53.3" 70°18'48.8"		RÍO Mondaca												
Fecha: 23/02/2015		Hora: 12:45		Ancho del río: 2.95 metros												
Efectuó el aforo: Cristian Villarroel				Estado atmosférico: Despejado.												
Molinete: ISAP				Hélice: N° 3												
Ecuación n <		V=0.1183 n + 0.0329		Referencia del aforo: Estación Hidrológica Mondaca.												
Ecuación n >		V=		Observaciones: Sección regular. Presencia de algas en los bordes.												
PERFIL DEL RÍO				ROTACIÓN DEL MOLINETE Y COMPROBACIÓN												
Vertical	Dist. margen derecha (m)		Profundidad (m)	N°	Altura (m)	R1	T1	R2	T2	N1, n° vueltas	N2, n° vueltas	Nm	V (m/seg)	V (m/seg) vertical	Área	Caudal (m3/s)
	Al origen	Parcial														
	0	0	0.08	1	0.6h	31				0.5167		0.5167	0.0940	0.094		
1	0.3	0.3	0.09	1	0.6h	113				1.8833		1.8833	0.2557	0.256	1	0.004
2	0.6	0.3	0.95	1	0.6h	123				2.0500		2.0500	0.2754	0.275	2	0.041
3	0.9	0.3	0.105	1	0.8h	168				2.8000		2.8000	0.3641	0.382	3	0.052
4	1.2	0.3	0.12	2	0.2h	191				3.1833		3.1833	0.4095			
				1	0.8h	229				3.8167		3.8167	0.4844	0.500	4	0.015
				2	0.2h	249				4.1500		4.1500	0.5238			
5	1.5	0.3	0.12	1	0.8h	218				3.6333		3.6333	0.4627	0.475	5	0.018
				2	0.2h	234				3.9000		3.9000	0.4943			
6	1.8	0.3	0.11	1	0.8h	206				3.4333		3.4333	0.4391	0.441	6	0.016
				2	0.2h	209				3.4833		3.4833	0.4450			
7	2.1	0.3	0.11	1	0.8h	232				3.8667		3.8667	0.4903	0.490	7	0.015
				2	0.2h	232				3.8667		3.8667	0.4903			
8	2.4	0.3	0.09	1	0.6h	135				2.2500		2.2500	0.2991	0.299	8	0.012
9	2.6	0.2	0.08	1	0.6h	40				0.6667		0.6667	0.1118	0.112	9	0.003
10	2.95	0.35											0.056	0.056	10	0.001
															0.178	
															178 l/s	

Tabla 13: Aforo por Molinete hidrométrico en el punto 13A del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 16A

Punto: 16A		
<i>Tiempo (seg)</i>	<i>Volumen (l)</i>	<i>Caudal (l/s)</i>
2.09	10	4.78
2.01	10	4.98
1.87	10	5.35
1.86	10	5.38
1.9	10	5.26
1.85	10	5.41
1.81	10	5.52
1.74	10	5.75
1.98	10	5.05
1.99	10	5.03
Q = 5.24 l/s		

Tabla 14: Aforo volumétrico en el punto 16A en las nacientes del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 16B

Punto: 16B		
<i>Tiempo (seg)</i>	<i>Volumen (l)</i>	<i>Caudal (l/s)</i>
5.88	7	1.19
4.7	7	1.49
5.81	7	1.20
4.87	7	1.44
6.01	7	1.16
5.93	7	1.18
6.14	7	1.14
5.35	7	1.31
5.56	7	1.26
5.86	7	1.19
5.57	7	1.26
6.01	7	1.16
Q = 1.25 l/s		

Tabla 15: Aforo volumétrico en el punto 16B en las nacientes del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 16C

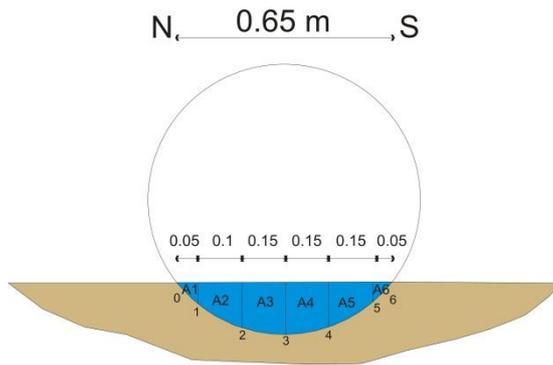
Punto: 16C		
Tiempo (seg)	Volumen (l)	Caudal (l/s)
7.69	8	1.04
7.4	8	1.08
6.78	8	1.18
7.27	8	1.10
6.66	8	1.20
6.65	8	1.20
7.02	8	1.14
6.98	8	1.15
7.01	8	1.14
6.05	8	1.32
Q = 1.16 l/s		

Tabla 15: Aforo volumétrico en el punto 16B en las nacientes del río Santa Cruz.

- Punto de Aforo 16D

N° Vertical	Profundidad (m)	Dist al origen (m)	Dist. Parcial (m)	Área	Área (m2)
0	0	0	0		
1	0.04	0.05	0.05	1	0.0010
2	0.09	0.15	0.1	2	0.0065
3	0.11	0.3	0.15	3	0.0150
4	0.09	0.45	0.15	4	0.0150
5	0.04	0.6	0.15	5	0.0098
6	0	0.65	0.05	6	0.0010
				Total	0.0483

Velocidad Sup=	1.8559 m/s
C =	0.8
Velocidad Med =	1.4847 m/s
Tiempo =	5.54
	5.62
	5.39
	5.28
	5.38
Promedio =	5.442
Largo Río =	10.10 m
Ancho Río =	0.65 m
Q = A x V	
Q =	0.07171 m3/s
	71.71 l/s



• Punto de Aforo 16F

N° Vertical	Profundidad	Dist al origen	Dist. Parcial	Área	Área (m2)
0	0.05	0	0		
1	0.21	0.15	0.15	A1	0.0195
2	0.25	0.3	0.15	A2	0.0345
3	0.25	0.45	0.15	A3	0.0375
4	0.24	0.6	0.15	A4	0.0368
5	0.25	0.75	0.15	A5	0.0368
6	0.13	0.85	0.1	A6	0.0190
Área Total					0.1840

Velocidad Sup= 0.9171 m/s

C = 0.8

Velocidad Med = 0.7337 m/s

Tiempo = 6.62

5.84

5.97

6.25

5.56

5.95

5.96

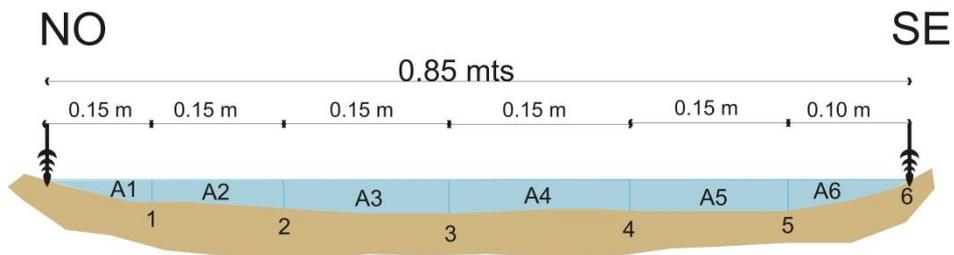
6.51

5.12

5.1

Promedio = **5.888**

Q = A x V		
Q =	0.135 m3/s	135 l/s



- Punto de Aforo 16G

N° Vertical	Profundidad	Dist al origen (m)	Dist. Parcial (m)	Área	Área (m2)
0	0.2	0	0		
1	0.2	0.08	0.08	A1	0.0160
2	0.21	0.16	0.08	A2	0.0164
3	0.18	0.24	0.08	A3	0.0156
4	0.21	0.32	0.08	A4	0.0156
5	0.12	0.4	0.08	A5	0.0132
				Área Total	0.0768

Velocidad Sup= 1.0401 m/s

C = 0.8

Velocidad Med = 0.8321 m/s

Tiempo = 2.61

2.55

2.73

2.64

2.42

2.77

2.6

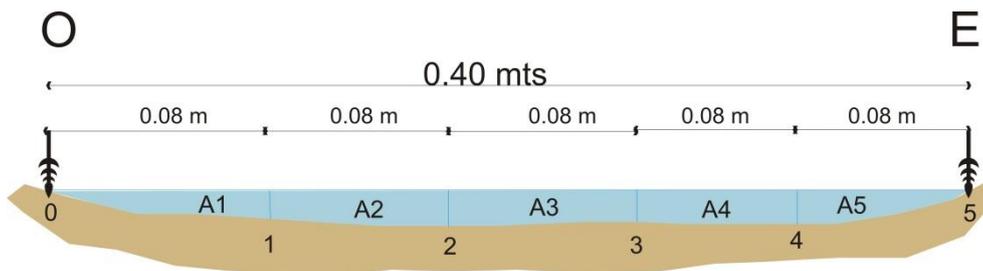
2.62

2.76

2.26

Promedio = 2.596

Q = A x V		
Q =	0.0639 m3/s	63.9 L/S

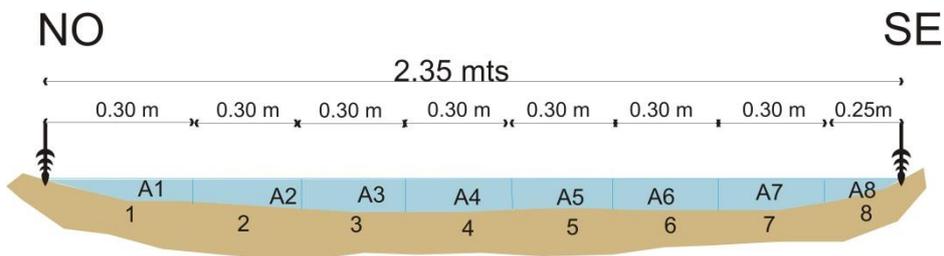


- Punto de Aforo 16H

N° Vertical	Profundidad (m)	Dist al origen (m)	Dist. Parcial (m)	Área	Área (m2)
0	0.07	0	0		
1	0.16	0.3	0.3	1	0.0345
2	0.18	0.6	0.3	2	0.0510
3	0.22	0.9	0.3	3	0.0600
4	0.21	1.2	0.3	4	0.0645
5	0.21	1.5	0.3	5	0.0630
6	0.17	1.8	0.3	6	0.0570
7	0.08	2.1	0.3	7	0.0375
8	0.07	2.35	0.25	8	0.0188
				Total	0.3863

Velocidad Sup=	1,1366 m / s
C =	0.8
Velocidad Med =	0.9093 m / s
Tiempo =	7.8
	7.37
	7.72
	7.14
	7.41
	6.8
	7.54
	7.28
	7.7
	8.02
Promedio =	7.478

Q = A x V		
Q =	0.3515 m3/s	351.5 l/s



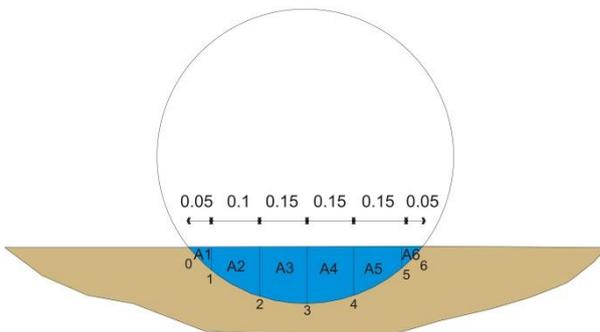
- Punto de Aforo 16I

N° Vertical	Profundidad (m)	Dist al origen (m)	Dist. Parcial (m)	Área	Área (m2)
0	0	0	0		
1	0.03	0.05	0.05	1	0.0008
2	0.11	0.15	0.1	2	0.0070
3	0.12	0.3	0.15	3	0.0173
4	0.13	0.45	0.15	4	0.0188
5	0.03	0.6	0.15	5	0.0120
6	0	0.65	0.05	6	0.0008
				Total	0.0565

Velocidad Sup=	2,1031 m/s
C =	0.8
Velocidad Med =	1,6825 m/s
Tiempo =	4.44
	4.65
	4.27
	4.18
	4.34
	4.11
	4.28
	4.54
	4.37
	4.09
Promedio =	4.327

Q = A x V		
Q =	0.0951 m3/s	95.1 l/s

E, 0.65 m, O



- Punto de Aforo 16J

N° Vertical	Profundidad (m)	Dist al origen (m)	Dist. Parcial (m)	Área	Área (m2)
0	0.47	0	0		
1	0.43	0.9	0.9	A1	0.4050
2	0.48	1.8	0.9	A2	0.4095
3	0.41	2.7	0.9	A3	0.4005
4	0.41	3.5	0.9	A4	0.3690
5	0.38	4.55	1.05	A5	0.4148
				Área Total	1.9988

Velocidad Sup=	1.2199 m/s
C =	0.8
Velocidad Med =	0.9759 m/s
Tiempo =	6.89
	5.8
	5.75
	6.6
	6.59
	6.1
	5.94
	6.79
	5.98
Promedio =	6.271

$$Q = A \times V$$

Q =	1.9506 m3/s	1950.6 l/s
------------	--------------------	------------

