

Cinturones altitudinales criogénicos en la cuenca del río Bramadero, San Juan, Argentina

Tapia Baldis, C.C.; Trombotto Liaudat, D.

Geocriología, IANIGLA. – CCT CONICET Mendoza. Av. Ruiz Leal s/n, Parque San Martín. (5500) Mendoza. Argentina. ctapia@mendoza-conicet.gob.ar

► **Resumen** — El presente trabajo tuvo como objeto la delimitación y caracterización de las distintas regiones criogénicas de altura o cinturones altitudinales criogénicos en la subcuenca del río Bramadero (31°47'S a 31°57'30"S y 70°00'00"O a 70°13'30"O), provincia de San Juan, Argentina. Dicha subcuenca presenta una de las más altas densidades de geoformas periglaciales (o crioformas) en los Andes Centrales de la región.

Los cinturones altitudinales criogénicos se definieron en base a la distribución y correlación de las distintas unidades geomorfológicas periglaciales a saber: glaciares de escombros, prótalus ramparts, prótalus lobulados, embriones de litoglaciares, crioformas derivadas de deslizamientos, crioformas derivadas de deslizamientos de morenas, pendientes sedimentarias criogénicas y crioplanicies. Para el presente trabajo se consideró, también la presencia de glaciares descubiertos, glaciares cubiertos y manchones de nieve perennes. Este relevamiento fue volcado en un mapa de la geomorfología periglacial de la cuenca del río Bramadero en escala 1:125.000. Este mapa fue comparado con la posición de las isotermas de temperatura media anual del aire para así, establecer las categorías de probabilidad de ocurrencia de permafrost en cada cinturón criogénico. Las regiones discriminadas son: Cinturón con Congelamiento Estacional (Sin Permafrost), Cinturones Periglacial (Permafrost Posible) y Cinturón Periglacial/Nival (Permafrost Probable).

Palabras clave: Geomorfología periglacial, permafrost, cinturones criogénicos.

► **Abstract** — «Cryogenic altitudinal belts in the Bramadero river basin, San Juan, Argentina». The aim of the present study is to delimit and characterize the different altitudinal cryogenic regions or altitudinal belts in the Bramadero river sub-basin (31°47' S to 31°57' 30" S and 70°00' 00" W to 70°13' 30" W), in the province of San Juan, Argentina. This area has one of highest densities of periglacial geoforms in the region. The altitudinal cryogenic belts were defined on the basis of the distribution and correlation of periglacial geomorphological units: rock glaciers, protalus ramparts, protalus lobes, embryonic rockglaciers, cryoforms derived from rockslides, cryoforms derived from moraines, frozen talus slopes and cryoplanation terraces. The presence of glaciers, debris covered glaciers and perennial snowfields has also been taken into account. With the data a geomorphological periglacial map of the Bramadero river basin, scale 1:125.000 was elaborated. This map was then compared to the position of the MAAT isotherms in order to establish the different categories for the probability of permafrost occurrence for each cryogenic belt. In the following four categories were distinguished: seasonal frost cryogenic belt (without permafrost), Periglacial Cryogenic Belt (likely to display permafrost) and Nival Belt (possible permafrost occurrence)

Keywords: Periglacial geomorphology, permafrost, cryogenic belts.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene como objeto la delimitación y caracterización de las distintas regiones criogénicas o cinturones periglaciales altitudinales en la subcuenca del río Bramadero. Dicha subcuenca presenta una de las más altas densidades de criofor-

mas (geoformas periglaciales) en los Andes Centrales de la provincia de San Juan. Un estudio preliminar de los cuerpos inventariados en el lugar (Tapia y Trombotto, 2014), cuantificó el número de glaciares de escombros, glaciares descubiertos, cubiertos y manchones de nieve, así como la litología que conforma a dichos cuerpos, sus altitudes y orientaciones medias. Siguiendo la línea del mismo, se amplió para este estudio la

zona de trabajo y se incluyeron en el relevamiento todas aquellas meso-crioformas relevantes en el sector: glaciares de escombros, prótalus ramparts, prótalus lobulados, embriones de litoglaciares, crioformas derivadas de deslizamientos, crioformas derivadas de morenas, pendientes criogénicas (planas y detríticas) y crioplanicies. Los resultados obtenidos permitieron elaborar un mapa de geomorfología periglacial a escala 1:125.000, posteriormente controlado y corroborado en el lugar.

Los principales trabajos llevados a cabo en la provincia de San Juan sobre la temática periglacial corresponden a estudios con fines de inventario, entre ellos pueden citarse los aportes de Corte (1980), Aguado (1983), Bottero (2002), Scholl (2002), Perucca y Esper Angillieri (2008; 2011), Esper Angillieri (2009), Perucca *et al.* (2011), Convenio UNSJ – Gobierno de San Juan (2010) y, recientemente, Villarroel (2013). Los trabajos de Barsch *et al.* (1994) y Schrott (1996; 2002), realizados en una cuenca hidrográfica en Agua Negra, estuvieron focalizados en estudiar la relación entre variables como la TMAA (Temperatura Media Anual del Aire), la temperatura del suelo y la intensidad de la radiación solar con respecto a la distribución e hidrología del permafrost andino en este sector. En la localidad de Agua Negra (Provincia de San Juan, Departamento Iglesia, aprox. 30° S) diversos estudios geofísicos se llevaron a cabo por Croce (1997) y, Croce y Milana (2002; 2006), quienes aplicaron diversos métodos como SEV, Refracción Sísmica y Tomografía Eléctrica para conocer la estructura interna, comportamiento e hidrología de los glaciares de escombros representativos de la cuenca hidrográfica. Por otro lado, Lecomte *et al.* (2008), caracterizaron químicamente el agua de escorrentía superficial de diverso origen (derretimiento nival, ablación glaciar y periglacial) de la cuenca de drenaje Agua Negra.

A pesar de los notables avances sobre el conocimiento de la temática periglacial en la provincia, aún no existen antecedentes sobre la discriminación de regiones altitudi-

nales criogénicas a la latitud de la subcuenca del río Bramadero, o que los autores citados hayan empleado registros de datos climáticos comparados con relevamientos geomorfológicos para ubicar permafrost regional. Si bien es sabido que, en la región andina son escasos los datos meteorológicos e hidrológicos disponibles para su consulta abierta, este trabajo utiliza estimaciones estadísticas a partir de los datos de estaciones meteorológicas ubicadas en los alrededores. Esta propuesta considera distribución altitudinal de las crioformas mencionadas, su preponderancia en cada región así como también, los distintos procesos criogénicos y no criogénicos responsables de la configuración del paisaje para detectar permafrost y hielo periglacial.

2. ÁREA DE ESTUDIO

2.1 GENERALIDADES

Se eligió como zona de trabajo a la cuenca hidrográfica del río Bramadero, uno de los numerosos afluentes del río Blanco Sur, ubicado en el extremo oeste del Departamento Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina (Figura 1). La superficie del área de estudio es de 255,77 km² dentro del sector comprendido entre los paralelos 31°47'S a 31°57'30"S y los meridianos 70°00'00"O a 70°13'30"O. Los cordones montañosos más relevantes del área son el Cerro Mercedario (6850 m snm, fuera de la zona de estudio), el Cerro Bramadero (4949 m snm) y el Cerro de las Mulas (4572 m snm.). La configuración topográfica general de la cuenca está dada por valles de orientación W-E, surcados por quebradas menores con rumbo meridional. El sentido de drenaje es hacia el NW.

2.2 CONDICIONES CLIMÁTICAS

La región de los Andes Centrales, donde se encuentra la cuenca del río San Juan y la subcuenca del río Bramadero, está caracterizada por relieves abruptos con cuerpos de hielo principalmente por encima de los 4000 m snm. El patrón de circulación climático está muy fuertemente influenciado por los

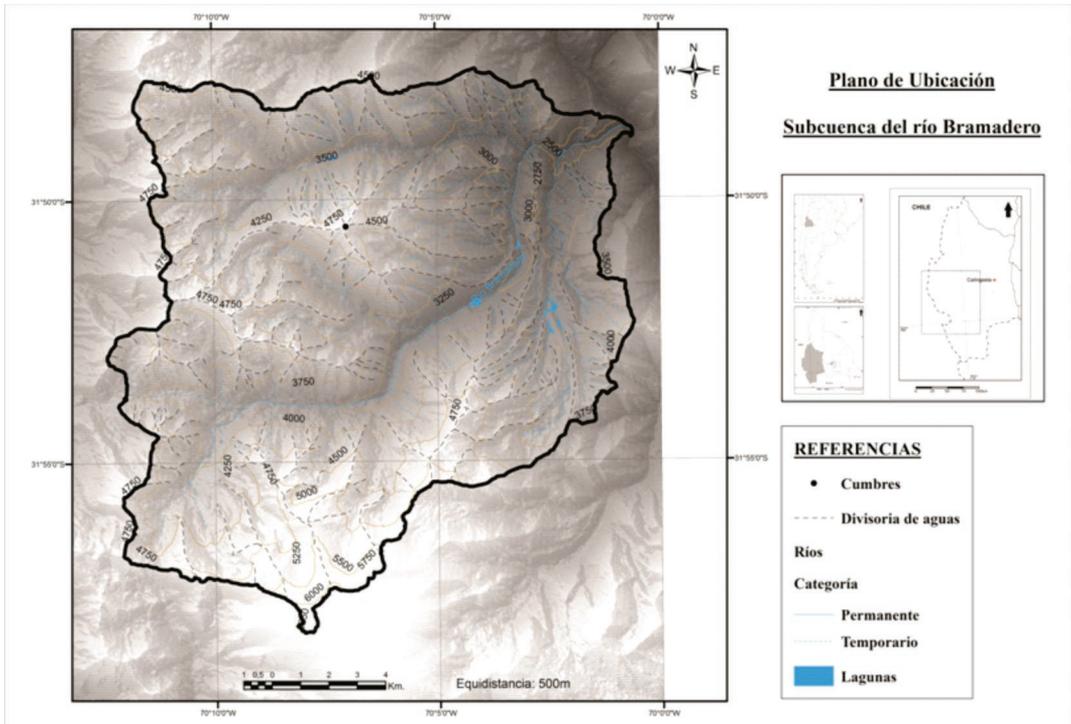


Figura 1. Ubicación del área de estudio. Se señalan las principales cumbres y ríos principales.

centros de presión Subtropicales del Pacífico Sur, que produce cielos muy limpios, con baja humedad ambiente (alrededor de 31%) y vientos predominantes del W-SW. En los alrededores de la cuenca del río Bramadero (estación Portezuelo de la Guardia: 31°53'40"S y 70°11'40"O) la temperatura media anual del aire (TMAA) es de -2,15°C. La temperatura media durante los meses de verano alcanza los 3,88°C y en invierno, desciende hasta -7,47°C. La temperatura mínima absoluta registrada en invierno es de -23,90°C y, la temperatura máxima registrada en el verano es de 17°C. Un diagrama tipo Walter-Lieth para la zona de estudio puede observarse en la Figura 2. Las precipitaciones son fundamentalmente nivales y se producen durante el invierno, se estima que el total de las mismas oscila entre 300 y 400 mm/m² por año (Arenson *et al.*, 2010).

2.3 GEOLOGÍA

El sector de la subcuenca hidrográfica del río Bramadero está comprendido dentro de la unidad morfoestructural de Cordillera

Principal. En la provincia de San Juan, está caracterizada por la estructura de faja plegada y corrida a la altura de la Cordillera de la Ramada. Las estructuras dominantes son fallas inversas de rumbo meridional, invertidas durante el ciclo compresivo Andino. Las unidades estratigráficas presentes en área, ordenadas geocronológicamente, son las siguientes: Grupo Choiyoi (Permotriásico), Formación Rancho de Lata (Triásico), Formación Juncal (Cretácico), Formación Farallones (Neógeno) y Complejo Volcánico La Ramada (Neógeno). Las unidades cuaternarias son sedimentarias e incluyen depósitos formados por procesos fluviales, aluviales, movimientos de remoción en masa, procesos glaciares y periglaciares. Estos últimos son los descritos en el presente trabajo.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Para la creación del mapa de crioformas de la subcuenca del río Bramadero se analizaron imágenes digitales y se realizó un procesamiento en un entorno SIG. Este procedi-

Tabla 1. Estaciones meteorológicas usadas para el cálculo de las isoterms de temperatura media anual del aire (TMAA) en el período 2003 y 2013.

Coordenada Norte (UTM 19J)	Coordenada Este (UTM 19J)	Altitud (msnm)	Estación	País	T.M.A.A. (2003-2013)
362869,97	6470840,06	840	Salamanca (Chillepín)	Chile	14,84
346450,85	6469942,04	1094	Pelambres Cuncumen	Chile	16,94
310841,36	6480602,46	360	Huintil	Chile	12,78
344150,25	6597675,75	2543	Los Molles	Chile	10,15
315607,89	6593801,94	504	El Palqui	Chile	16,40
564665,62	6529191,83	618	San Juan INTA	Argentina	17,35
571345,19	6532473,65	598	San Juan Aero	Argentina	17,85
511681,55	6360284,96	843	Mendoza Observatorio	Argentina	17,32
549788,06	6404017,16	704	Mendoza Aero	Argentina	17,85
387049,32	6470641,85	4019	Portezuelo de la Guardia	Argentina	-2,15
365580,00	6487027,00	3880	Campamento Pachón	Argentina	1,30
552972,02	6665573,68	1175	Jáchal	Argentina	18,63
481183,10	6419642,31	1891	Uspallata	Argentina	13,09
457731,87	6402943,16	2400	Punta de Vacas Auto	Argentina	11,43
498141,44	6297715,35	940	San Carlos Mendoza	Argentina	14,91

miento permite la obtención de una gran cantidad de datos morfométricos de manera expeditiva y es recomendable para estudios de enfoque regional. Para el procesamiento de los datos se emplearon los programas ArcGis10 y Spring, usando como base una imagen ALOS PRISM (Panchromatic Remote-sensing Instruments for Stereo Mapping) de abril de 2010 y, el modelo de elevación ASTER GDEM desarrollado por el METI (Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan) y la NASA (National Aeronautics and Space Administration of United States). El sistema de proyección elegido fue el Universal Transversal Mercator (UTM), Zona 19J y el geoide empleado el WGS-84.

Los cuerpos de hielo se delimitaron de manera automática empleando una clasificación supervisada en el entorno de Arcgis. La información vectorial generada fue posteriormente revisada y corregida de forma manual. Dicha corrección fue comparada con el inventario de cuerpos de hielo «Randolph Glacier Inventory» (RGI 3.2, Arendt *et al.* 2012). La delimitación de glaciares cu-

biertos y manchones de nieve perennes, así como de criofomas periglaciales (glaciares de escombros, prótalus ramparts, prótalus lobulados, embriones de litoglaciares, criofomas derivadas de deslizamientos, criofomas derivadas de deslizamientos de morenas, pendientes criogénicas (planas y detríticas) y crioplanicies se realizó en forma manual. Los glaciares de escombros y prótalus rampart se mapearon desde su zona de «alimentación» (raíz) hasta su frente, considerando la posición de la corona. Posteriormente se extrajeron las altitudes máximas y mínimas de cada cuerpo, sin embargo, en el caso de glaciares de escombros y prótalus en general, se calculó la altitud mínima a la que corresponde a su frente y, la máxima, a la raíz.

Para calcular las posiciones de las isoterms a lo largo del periodo comprendido entre los años 2003 a 2013, se emplearon como base los datos de las estaciones meteorológicas resumidos en la Tabla 1.

Los datos de las estaciones meteorológicas argentinas fueron obtenidos del Sistema

de Información y Gestión Agrometeorológico (SIGA) gestionado por el INTA y del Programa Regional de Meteorología Ianigla-Conicet. Los datos de las estaciones meteorológicas chilenas corresponden a la red instalada por el Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA) y a la Red Agrometeorológica de Inia.

La TMAA es el promedio de la temperatura media del aire (medida a aproximadamente 2m sobre la superficie) para un lugar determinado a lo largo de todo un año. El gradiente térmico estándar de la atmósfera es $-6,5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ó $-0,0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Todas las estaciones meteorológicas fueron ploteadas en ArcGis. Para plotear puntos, es necesario definir las coordenadas XYZ de cada uno de ellos. Las coordenadas X; Y corresponden a las coordenadas Este y Norte, respectivamente. Como coordenada Z se toma la TMAA de cada estación. Como las estaciones meteorológicas se encuentran a diferente altitud, es necesario calcular una TMAA uniforme, tomada sobre una misma superficie de referencia ($H_{\text{referencia}}$). La superficie de referencia se estableció arbitrariamente en 4000 m snm. Luego, se calculó la diferencia de altitud entre la superficie de referencia y la altitud correspondiente a cada una de las estaciones meteorológicas, usando la siguiente expresión:

$$\Delta H = H_{\text{referencia}} - H_{\text{estación}}$$

Una vez calculado ΔH , es posible calcular la TMAA en la superficie de referencia

(4000 m snm); la expresión empleada es la siguiente:

$$TMAA_{\text{referencia}} = TMAA_{\text{estación}} + (\text{Gradiente Térmico} * \Delta H)$$

De esta manera, la $TMAA_{\text{referencia}}$ se utiliza como coordenada Z de cada punto correspondiente a las estaciones ploteadas en ArcGis. Los puntos ploteados pueden emplearse para calcular las isotermas de temperatura empleando un método de interpolación. En este trabajo se seleccionó el método de interpolación «Inverso a la Distancia» (IDW: *Inverse Distance Weight*), que estima los valores de los puntos del espacio desconocidos en base a los valores de los vecinos cercanos. El interpolador pondera también los pesos de estos valores, de tal manera que los pesos disminuyen a medida que aumenta la separación entre el punto de valor desconocido y los puntos de valores conocidos. La expresión matemática del método es la siguiente:

$$\hat{z}_j = \left(\frac{\sum_i (z_i / d_{ij}^{\beta})}{\sum_i (1 / d_{ij}^{\beta})} \right)$$

Donde \hat{z}_j es el valor estimado para el punto j (desconocido); z_i el valor en el punto i -ésimo (conocidos) y k_{ij} el peso asociado al dato i en el cálculo del nodo j , donde $k_{ij} = 1/d_{ij}^{\beta}$. Los pesos k varían entre 0 y 1 para cada dato y la suma total de ellos es la unidad. β es un exponente de ponderación que controla la forma en la que el peso disminuye con la distancia.

Tabla 2. Altitudes mínimas y máximas de las distintas GEA: glaciar de escombros activo; GEI: glaciar de escombros inactivo; PR: prótalus rampart; PL: prótalus lobulado; PDC: pendiente sedimentaria criogénica; CP: crioplanicie; G: glaciar; GC: glaciar cubierto y MN: manchón de nieve perenne.

Geofoma/ Actividad	GEA	GEI	PR	PL	PDC	CP	G	GC	MN
Nº de cuerpos	78	50	109	32	43	7	27	7	344
Altitud mínima (m snm)	3700	3600 a 3700	3500	3500	3900	4200	4100	4200	4000
Altitud máxima (m snm)	4100 a 4300	4200	4000 a 4100	4000 a 4100	5900	5100	5900	5500	6200

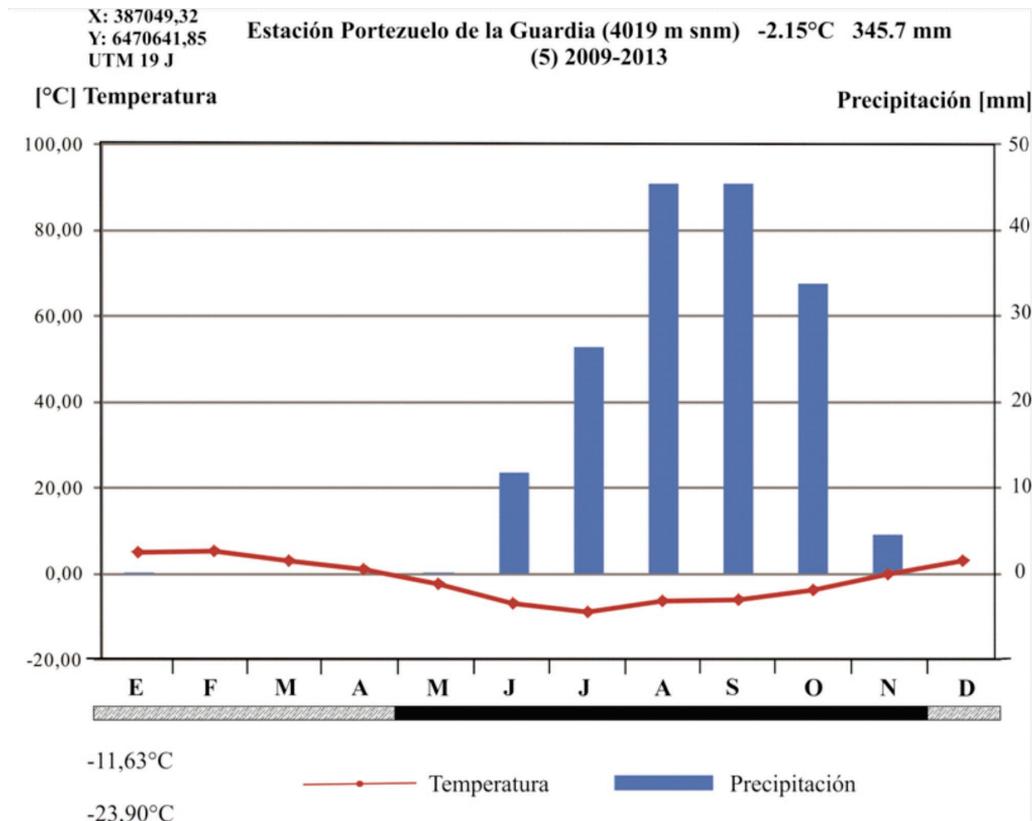


Figura 2. Diagrama tipo Walter-Lieth para la cuenca del río Bramadero. Registros de temperatura: 2009 a 2013, registros de precipitación: año 2011.

Las TMAA interpolada corresponden a la temperatura estimada solamente en la superficie de referencia y puede ser visualizada como un ráster a través del empleo de la herramienta estadística «IDW». Para calcular la TMAA a diferentes alturas es necesario contar con un modelo de elevación digital del terreno (DEM), que provea los diferentes valores altitudinales. En ArcGIS, posible realizar este procedimiento usando la herramienta denominada «Calculadora Ráster», en la que se ingresa la siguiente expresión, de acuerdo al procedimiento descrito Fries *et al.* (2012):

$$TMAA_{isotermas} = TMAA_{interpolada(ráster)} + (Gradiente\ térmico * (DEM_{(xyz)} - H_{referencia})).$$

Donde la expresión $(DEM_{(xyz)} - H_{referencia})$ representa el valor de la altitud de todos los otros puntos del modelo de elevación digital que no están contenidos sobre la superficie de referencia. De esta manera, es posible obtener un nuevo ráster cuya coordenada Z representa la temperatura media anual del aire estimada en todos los puntos del DEM.

4. RESULTADOS

4.1 CÁLCULO DE ALTURAS

En la subcuenca del río Bramadero se mapearon un total de 378 cuerpos de hielo y/o nieve perenne y 312 criofomas periglaciales (glaciares de escombros, prótalus ramparts y lobulados, crioplanicies y pendientes sedimentarias criogénicas). Los valores medios de altitudes máximas y mínimas se muestran en la Tabla 2.

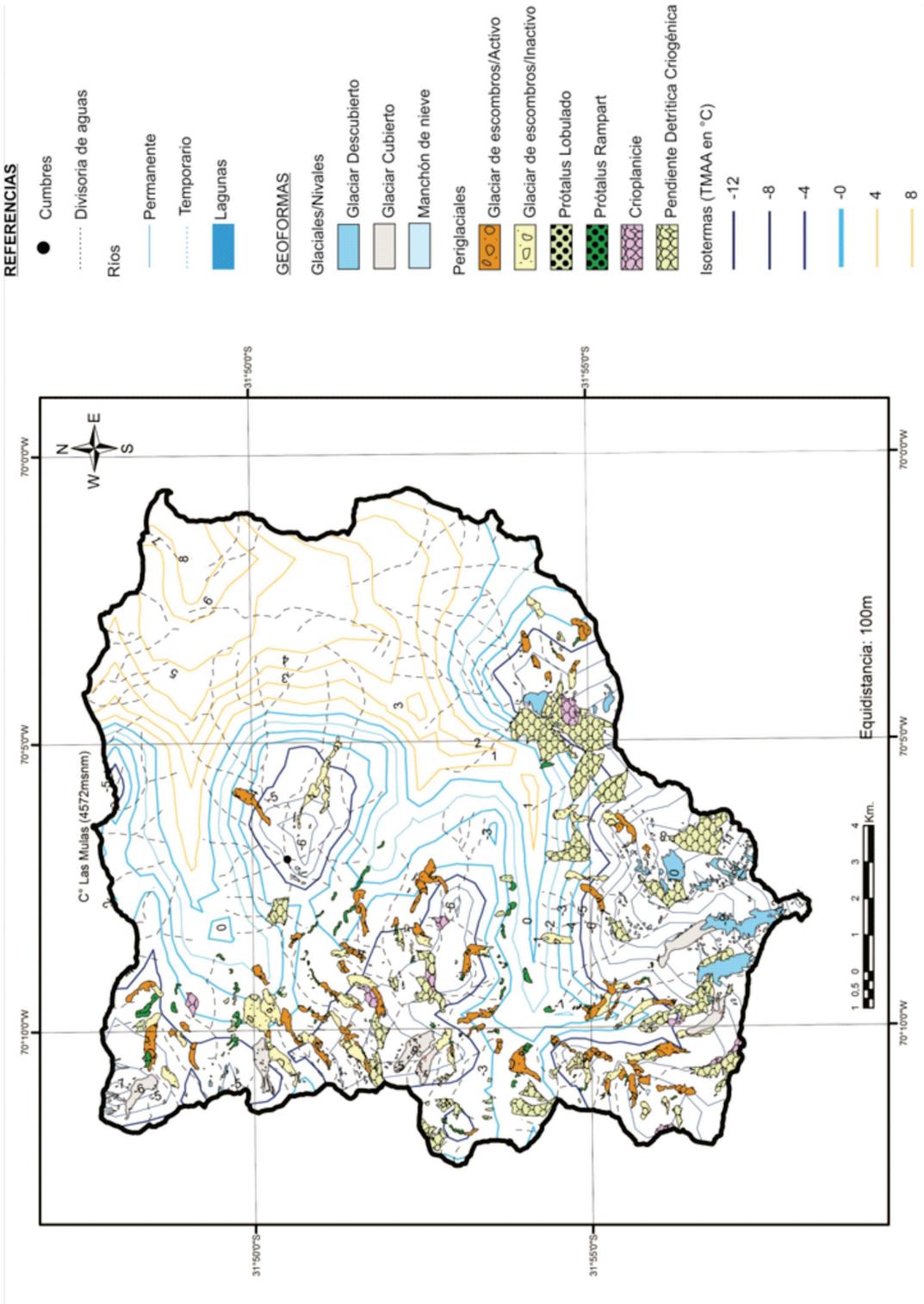


Figura 3. Mapa de Isotermas de temperatura media anual del aire (T.M.A.A.) y, mapa geomorfológico para crioformas y cuerpos de hielo en la cuenca del río Bramadero.

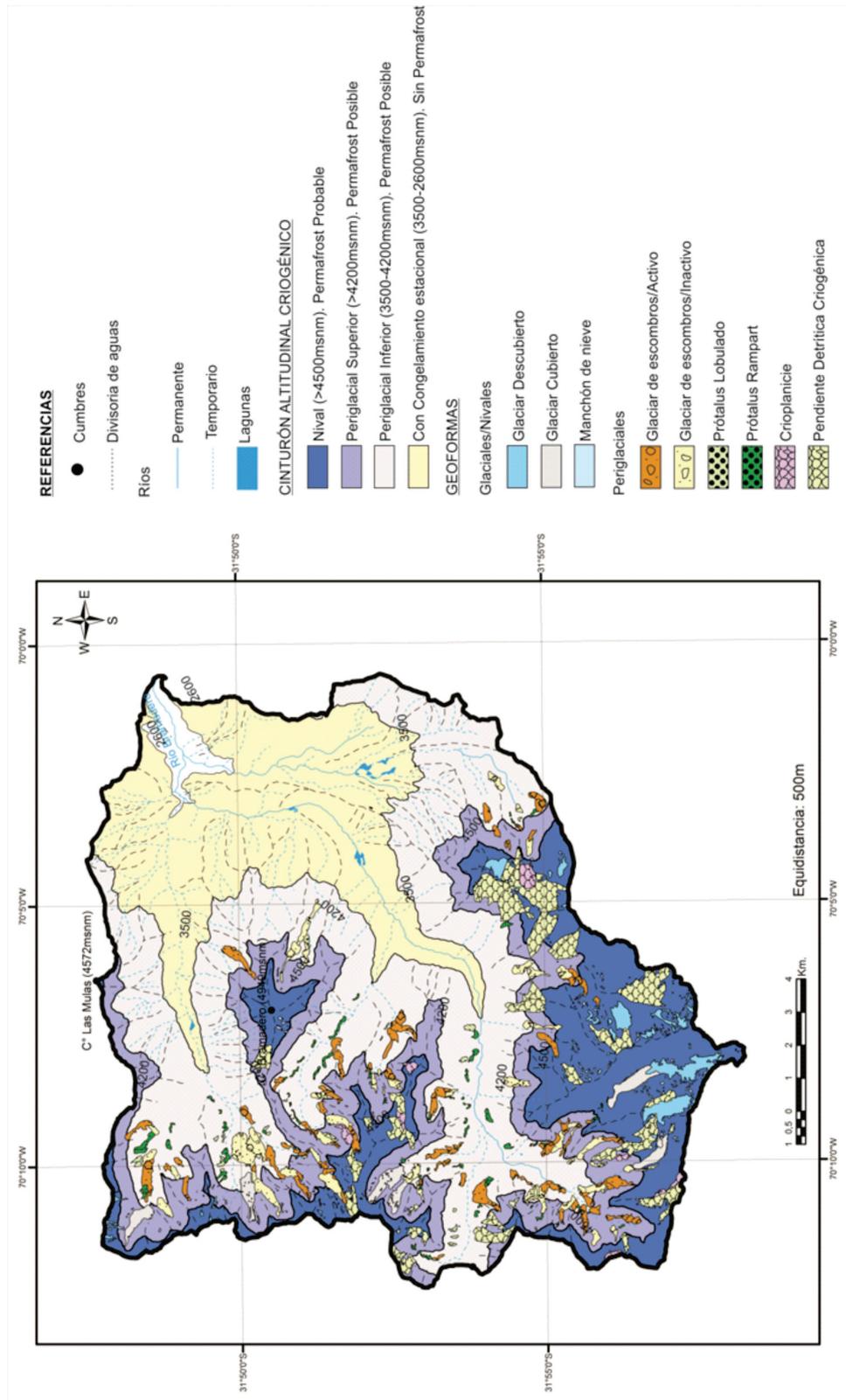


Figura 4. Mapa Geomorfológico para crioformas y cuerpos de hielo en la cuenca del río Bramadero, ubicado en el cinturón altitudinal criogénico correspondiente. Escala 1:125.000.

4.2 CÁLCULO DE LAS ISOTERMAS

Considerando la interpolación, la altitud de la isoterma anual de 0°C oscila entre 3500 y 3600 m snm y, la isoterma anual de -4°C oscila entre 4300 y 4400 m snm. La figura 3 muestra la relación espacial entre las distintas crioformas mapeadas en el área y la posición de las isotermas de temperatura media anual del aire. En ella, se indican los distintos cinturones criogénicos: Con Congelamiento Estacional (<3500 m snm y TMAA > 0°C); Periglacial (3500 a 4500 m snm y -4°C < TMAA > 0°C) y Periglacial/Nival (>4500 m snm y TMAA < -4°C).

4.3 CONSTRUCCIÓN DE LOS CINTURONES ALTITUDINALES CRIOGÉNICOS

De acuerdo a la distribución altitudinal de las crioformas y, a los datos de TMAA se establecieron los siguientes cinturones (Figura 4):

– *Cinturón Criogénico con Congelamiento Estacional (<3500 m snm)*: caracterizado por la ausencia de cuerpos de hielo/nieve y mesoformas criogénicas. Presenta microcrioformas, asociadas con la acción de ciclos de congelamiento-descongelamiento, procesos de criometeorización, crioselección y soliflucción. Son comunes los suelos estructurados en banda y las terrazas de soliflucción o guirnaldas. El límite superior está definido por la isoterma de 0°C. Sin embargo, en invierno, la misma se ubica a 2600 m snm, marcando el límite de la acción del congelamiento y, al final del verano, asciende a 3700 m snm. La posición de la isoterma anual media de 0°C es de aproximadamente 3500 m snm.

– *Cinturón Criogénico Periglacial. Permafrost Posible (3500-4500 m snm)*: caracterizado por la presencia de prótalus ramparts y prótalus lobulados, cuyos frentes inferiores se ubican a 3500 m snm. Los glaciares de escombros activos e inactivos son comunes a partir de los 3700 m snm hacia arriba. El límite inferior de algunas pendientes detríticas sedimentarias criogénicas alcanza este cinturón a 3900 m snm, micro-crioformas,

están presentes en casi todo paisaje. El límite inferior está definido por la isoterma anual de 0°C entre 3500 y 3600 m snm, y por los frentes de los prótalus ubicados a la misma altitud y, el superior con las isotermas entre 0 y -4 °C. Este nivel es posible de ser clasificado en dos: uno inferior y otro superior teniendo en cuenta la presencia o ausencia de manchones de nieve y glaciares. De 3500 a 4200 m snm sólo existen las crioformas mencionadas en los párrafos anteriores. En cambio, de 4200 a 4500 m snm aparecen manchones de nieve perennes, glaciares cubiertos, glaciares de escombros y pocos prótalus asociados y pendientes detríticas criogénicas de baja altura. Su límite inferior estaría definido, por la aparición de cuerpos de nieve perenne a partir de los 4000 m snm, por la altitud del frente de los glaciares de menor tamaño a 4100 msnm y por la altitud del frente de los glaciares cubiertos a 4200 m snm.

– *Cinturón Criogénico Nival. Permafrost Probable (>4500 m snm)*: ocupa las regiones montañosas de mayor altitud y está caracterizado por la presencia de cuerpos de hielo/nieve con crioformas periglaciales subordinadas. En el cinturón nival los glaciares descubiertos y manchones de nieve perennes son las crioformas protagónicas. Las crioformas más importantes son las crioplanicies, en este nivel altitudinal se localizan las raíces de las pendientes detríticas criogénicas. Los glaciares de escombros son pocos numerosos y solamente pueden encontrarse prótalus lobulados como cuerpos aislados. El paisaje presenta evidencias de la acción de procesos glaciarios previos combinado con el accionar de procesos nivo-fluviales y nivo-detríticos actuales, tales como depósitos morénicos laterales y basales retrabajados, rocas aborregadas con marcas de estrías glaciarias, superficies pulidas y canales de avalanchas nivo-detríticas activas, al igual que los niveles criogénicos anteriores. Los depósitos morénicos podrían diferenciarse, en base a su grado de retrabajo como parte de dos episodios de avance glacial diferentes (LIA y LMG?), aunque esto último no ha sido comprobado. Procesos de congelamiento y

descongelamiento como geliflujión son muy relevantes. La posición de la isoterma anual de -4°C marca el límite inferior del ambiente periglacial/nival, que puede alcanzar hasta -14°C de TMAA en cumbres de más de 6000 m snm.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se considera que el ambiente periglacial se desarrolla por arriba del límite superior del bosque si éste existe; además, la presencia de permafrost es un requisito *sine qua non* es posible definir los límites del ambiente periglacial de los Andes del Hemisferio sur. En regiones áridas y montañosas, donde no existe una línea de bosque, el frente de los glaciares de escombros activos puede ser tomado, de manera aproximada, como el límite inferior del permafrost de montaña reptante (Barsch, 1978, 1992; Trombotto, 2003).

La clasificación de glaciares escombros en base a su actividad considera que, los cuerpos activos se mueven pendiente abajo por acción de la gravedad y, por reptación y deformación del permafrost; en cambio, los glaciares de escombros inactivos no muestran movimiento en la actualidad pero aún contienen material congelado en cantidad desconocida y presentan evidencias de movimiento en el pasado. Si bien no se han efectuado estudios sobre la dinámica actual de los glaciares de escombros en la zona, en base a criterios puramente geomorfológicos, en el presente trabajo se considera que los glaciares de escombros están activos cuando sus frentes o narices poseen una inclinación mayor a 35° o bien, cuando muestran procesos de selección sedimentaria vertical visible en sus frentes y signos visibles de caídas de rocas. La actividad no implica necesariamente la consecuencia de un episodio frío. Estos indicadores de actividad fueron corroborados en el terreno en distintas crioforamas.

En la región de los Andes, Trombotto (2000; 2002) identifica al permafrost presente en los glaciares de escombros como «permafrost reptante» (*creeping permafrost*),

un tipo de permafrost que contiene una elevada cantidad de hielo con distribución heterogénea areal y verticalmente, característica que posibilita la deformación plástica irregular de la crioforma que lo contiene, mientras repta pendiente abajo. El permafrost reptante se diferencia, de este modo, del «permafrost *in situ*», también muy distribuido en regiones montañosas, pero con otra dinámica criogénica, que se diferencia si las zonas son subhorizontales (crioplanicies, criopedimentos) o como pendientes detriticas sedimentarias criogénicas (Trombotto, 1991). En la provincia de San Juan, la situación actual del permafrost puede resumirse en los siguientes puntos:

- A la latitud de 28° L.S. en los Andes Desérticos, el límite inferior del permafrost andino reptante, de naturaleza discontinua, fue estimado por Barsch (1978) a 4300-4500 m snm; mientras que el límite del permafrost *in situ* fue ubicado por Scholl (2002) y, por Perucca y Esper Angillieri (2008) a aproximadamente 5000 m snm.

- A los 30° L.S. en los Andes Centrales de San Juan, Schrott (1996), detecta que la base del *creeping permafrost* (discontinuo) interpretado a través de los glaciares de escombros se ubica a 4000 m snm y, por debajo de esa altitud sólo existiría permafrost insular bajo condiciones favorables. Esper Angillieri (2009), estima el límite entre los glaciares de escombros activos e inactivos para la misma latitud a 3600 m snm; del mismo modo, Brenning (2003), observa que el frente de los glaciares de escombros activos en el territorio chileno se encuentra a 4000 m snm.

- Entre los $32-33^{\circ}$ el límite inferior del permafrost de montaña reptante en el Cordón del Plata se ubica a aproximadamente los 3600 m snm (Trombotto y Borzotta, 2009). En la provincia de Mendoza (a los 34° L.S.), por otra parte, Alonso y Trombotto (2012), lo ubican hacia los 3500 m snm y, a los 35° L.S. al S de los Andes Centrales y en la transición con los Andes Húmedos, el límite inferior del permafrost aparece por debajo de los 3000 m snm (Trombotto *et al.*, 2013).

Trombotto *et al.* (1999), indican que en los Andes Centrales es posible encontrar permafrost de montaña cercano a la altura de la isoterma media anual de 0° C, o incluso en sitios con temperaturas positivas debido a la influencia de los términos radiativos del balance de energía superficial.

Según lo explicado en párrafos anteriores, la posición de los cinturones criogénicos en la cuenca del río Bramadero puede ser resumida de la siguiente manera:

- Cinturón con Congelamiento Estacional: <3500m snm y TMAA > 0°C. Sin Permafrost

- Cinturón Periglacial con permafrost posible: de 3500 a 4500 m snm y -4°C < TMAA > 0°C.

- Cinturón Periglacial/Nival: >4500 msnm. y TMAA < -4°C. Permafrost Probable.

Entre 4200 y 4500 msnm podría definirse un cinturón criogénico con características transicionales entre el ambiente periglacial y el ambiente nival, denominado «Cinturón Periglacial Superior», con mayores probabilidades de existencia de permafrost. El mismo, presenta manchones de nieve perennes, glaciares cubiertos, glaciares de escombros y pocos prótalus asociados, y pendientes detríticas criogénicas de baja altura. Su límite inferior estaría definido, por la aparición de cuerpos de nieve perenne a partir de los 4000 m snm, por la altitud del frente de los glaciares de menor tamaño a 4100 m snm y por la altitud del frente de los glaciares cubiertos a 4200 m snm. Su límite superior estaría definido por la posición de la isoterma anual de -4°C, que oscila entre 4300 y 4500 m snm y que posibilita la existencia de manchones de nieve en lugares protegidos y estratégicos por su balance térmico.

Es sabido que la distribución de las crioformas y cuerpos de nieve es favorable en aquellas laderas «frías», con bajas tasas de radiación solar. Sin embargo, la configuración topográfica de la presente cuenca condiciona esta distribución, favoreciendo también el desarrollo de geoformas en las laderas orientales. La orientación de los glaciares descubiertos respecto al aspecto de la ladera

presenta predominio en las direcciones S y NE, mientras que los glaciares cubiertos se desarrollan en aquellas laderas orientadas al NE predominantemente. La distribución de los manchones de nieve muestra también un patrón volcado hacia las caras surorientales de la cuenca. Este efecto es debido a un control topográfico (las caras más frías en el hemisferio sur están orientadas en esta dirección), aunque no se debe descartar el accionar de los vientos como agente de transporte y removilización de la nieve. Los glaciares de escombros exhiben un patrón doble, mostrando tanto orientaciones E como S. Prótalus Rampart y lobulados muestran, orientaciones predominantes S y SE.

Por otro lado, es necesario recalcar que la posición y el grado de precisión de las isotermas interpoladas mediante el método propuesto por Fries *et al.* (2012), dependen de la cantidad de puntos con los cuales se realiza la estimación. Al contar con una cantidad limitada de estaciones distribuidas de manera irregular en el espacio, es esperable un alto grado de variabilidad en la posición topográfica de las isotermas obtenidas. La instalación de estaciones de monitoreo en el sector de estudio permitiría una mayor precisión en las interpolaciones, así como la comparación de valores puntuales *in situ*.

Los resultados altitudinales y de TMAA obtenidos, si bien constituyen un avance en el conocimiento del estado del permafrost en los Andes Centrales de la provincia de San Juan, deben ser considerados de carácter indicativo pero no definitivo de los parámetros que rigen la distribución del permafrost. Es necesario estudiar también el balance energético superficial y de subsuelo, a partir de datos puntuales obtenidos *in situ*, además de efectuar estudios geofísicos para constatar fehacientemente la presencia de hielo periglacial en el subsuelo.

6. 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 (Ed.). IANIGLA-CONICET. Mendoza, 1: 3-87.
- Alonso, V. y Trombotto, D. 2012. Permafrost and related forms in the Diamante Caldera (Central Andes, Argentina). Tenth International Conference on Permafrost, Extended Abstracts, Vol. 4/2, 594-595, Salekhard, Russia.
- Arendt, A.T., Bolch, J.G., Cogley, A., Gardner, J.O., Hagen, R., Hock, G., Kaser, W.T., Pfeffer, G., Moholdt, F., Paul, V. Radi, L., Andreassen, S., Bajracharya, N., Barrand, M., Beedle, E., Berthier, R., Bhambri, A., Bliss, I., Brown, D., Burgess, E., Burgess, F., Cawkwell, T., Chinn, L., Copland, B., Davies, H., De Angelis, E., Dolgova, K., Filbert, R.R., Forester, A., Fountain, H., Frey, B., Giffen, N., Glasser, S., Gurney, W., Hagg, D., Hall, U.K., Haritashya, G., Hartmann, C., Helm, S., Herreid, I., Howat, G., Kapustin, T., Khromova, C., Kienholz, M., Köönig, J., Kohler, D., Kriegel, S., Kutuzov, I., Lavrentiev, R., Le Bris, J., Lund, W., Manley, C., Mayer, E., Miles, X., Li, B., Menounos, A., Mercer, N., Mölg, P., Mool, G., Nosenko, A., Negrete, C., Nuth, R., Pettersson, A., Racoviteanu, R., Ranzi, P., Rastner, F., Rau, B., Raup, J., Rich, H., Rott, C., Schneider, Y., Seliverstov, M., Sharp, O., Sigurdsson, C., Stokes, R., Wheate, S., Winsvold, G., Wolken, F., Wyatt, N. y Zhelyzhina, N. 2012. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 3.2. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder Colorado, USA. Digital Media.
- Arenson, L.U., Pastore, S., Trombotto, D., Bolling, S., Quiroz, M.A. y Ochoa, X. 2010. Characteristics of two Rock Glaciers in the Dry Argentinean Andes based on Initial Surface Investigations. GEO 2010, Calgary, Alberta.
- Barsch, D. 1978. Active rockglaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. Third International Conference on Permafrost, 1: 349-353.
- Barsch, D. 1992. Permafrost creep and rockglaciers. Permafrost and Periglacial Processes 3: 175-188.
- Barsch, D. 1996. Rock-glaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Springer Series in Physical Environment, 16.
- Barsch, D., Happoldt, H. y Mäusbacher, R. 1994. Discharge and fluvial sediment transport in a semi-arid high mountain catchment, Agua Negra, San Juan, Argentina. En: Dynamics and Geomorphologie of Mountain Rivers, Ergenzinger, P. y Schmidt, K.H. (eds.). Springer – Verlag: 213-224. Berlin.
- Bottero, R. 2002. Inventario de glaciares de Mendoza y San Juan. En: Trombotto, D. y Villalba, R. (Ed.). Ianigla, 30 años de investigación básica y aplicada en Ciencias Ambientales: 165-169. Ianigla-Conicet, Mendoza.
- Brenning, A. 2003. La importancia de los Glaciares de Escombros en los Sistema Geomorfológico e Hidrológico de la Cordillera de Santiago: Fundamentos y Primeros Resultados. Revista de Geografía Norte Grande, 30: 7-22.c
- Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA): <http://www.ceazamet.cl/> (Consulta: agosto de 2014)
- Corte, A.E. 1980. Glaciers and glaciolithic systems of the Central Andes. World Glacier Inventory. Proceedings of the Riederalp Workshop, IAHS – AISH Publication 126 11-24.
- Croce, F. 1997. Aplicaciones de métodos geofísicos en los glaciares de roca El Paso y Dos Lenguas, Departamento de Iglesia, San Juan. Tesis de Licenciatura, Departamento de Geofísica, Universidad Nacional de San Juan (inédito) 101 p. San Juan
- Croce, F. y Milana, J.P. 2002. Internal structure and Behaviour of a Rock Glacier in the Arid Andes of Argentina. Permafrost and Periglacial Processes, Wiley InterScience, 13: 289-299.
- Croce, F. y 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. Geophysical Research Abstracts 8.
- Dyakova, G.S., Zyablitskaya A.G., Ostanin O.V. y Trombotto D. 2013. Comparative Characteristics Rock Glaciers of the Argentine Andes and Russian Altai. Ресурсы и риски регионов с мерзлотой, 19-21, Irkutsk.
- Esper Angillieri, Y. 2009. A preliminary inventory of rock glaciers at 30°S latitude, Cordillera Frontal of San Juan, Argentina. Quaternary International, 195: 151-157.
- Fries, A., Rollenbeck R., Nauss Peters T. y Bendix J. 2012. Near surface air humidity in a megadiverse Andean mountain ecosystem of southern Ecuador and its regionalization. Agricultural and Forest Meteorology, 152: 17-30.
- Gobierno de San Juan – Universidad Nacional de San Juan. 2010. Inventario Preliminar de Glaciares de la Provincia de San Juan.
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA): <http://siga2.inta.gov.ar/> (Consulta: Agosto de 2014)
- Lecomte, K.L., Milana, J.P., Formica, S.M. y Depetris, P.J. 2008. Hydrochemical appraisal of ice- and rock-glacier meltwater in the hyperarid Agua Negra drainage basin, Andes of Argentina. Hydrological Processes, 22: 2180-2195.
- Milana, J.P. y Güell, A. 2008. Diferencias mecánicas e hídricas en el 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.

- Perucca, L.P. y Esper Angillieri, M.Y. 2008. A preliminary inventory of periglacial landforms in the Andes of La Rioja and San Juan, Argentina, at about 28°S. *Quaternary International*, 190: 171-179.
- Perucca, L.P. y Esper Angillieri, M.Y. 2011. Glaciers and rock glacier's distribution at 28° S, Dry Andes of Argentina, and some considerations about their hydrological significance. *Environmental Earth Science*, 64: 2079-2089.
- Perucca, L.P., Esper Angillieri, M.Y. y Martos, L. 2011. Inventario de glaciares de escombros en el área del Proyecto El Carmen, Andes Áridos de San Juan. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. 1284-1285.
- Programa Regional de Meteorología Ianigla-Conicet: <http://www.prmarg.org> (Consulta: Agosto de 2014).
- Red Agrometeorológica de Inia: <http://agromet.inia.cl> (Consulta: Agosto de 2014).
- Scholl, K.H. 2002. Geomorphological mapping of the periglacial level in the Semiarid Andes. En: Trombotto, D. y Villalba, R. (Ed.). *Ianigla, 30 años de investigación básica y aplicada en Ciencias Ambientales*: 89-92. Ianigla-Conicet, Mendoza.
- Schrott, L., 1996. Some geomorphological – hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 104: 161-173.
- 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. (Ed.). *Ianigla, 30 años de investigación básica y aplicada en Ciencias Ambientales*: 83-87. Ianigla-Conicet, Mendoza.
- Tapia Baldis, C.C. y Trombotto Liaudat, D. 2014. Resultados preliminares del análisis de la distribución de las principales crioformas en los Andes Centrales del extremo suroccidental de la provincia de San Juan. XIX Congreso Geológico Argentino. Actas: 1897-1898. Córdoba.
- Trombotto, D., 2000. Survey of cryogenic processes, periglacial forms and permafrost conditions in South America. *Revista do Instituto Geológico São Paulo*, 21 (1/2): 33-55.
- Trombotto, D. 2002. El ambiente criogénico actual y el paleopermafrost en el extremo austral de América del Sur. En: Trombotto, D. y Villalba, R. (Ed.). *Ianigla, 30 años de investigación básica y aplicada en Ciencias Ambientales*: 65-69. Ianigla-Conicet, Mendoza.
- Trombotto, D. y Borzotta, E. 2009. Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rockglacier Central Andes of Mendoza, Argentina. *Cold Regions Science and Technology*, 55: 321-330.
- Trombotto, D., Buk, E. y Hernández, J. 1999. Rock glaciers in the southern Central Andes (approx. 33°- 34°S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften*, 19: 145-173.
- Villarroel, C. 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), FCEfyN, Universidad Nacional de San Juan, 121 p. San Juan.