

Inventario y caracterización morfoclimática de los glaciares de roca en la Cordillera Oriental argentina (entre 22° y 25° S)

Mateo A. Martini^{1,*}, Jorge A. Strelin² y Ricardo A. Astini¹

¹Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CONICET-UNC),
Vélez Sársfield 1611, X5016GCA Córdoba, Argentina.

²Convenio DNA - Universidad Nacional de Córdoba, Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra
Av. Vélez Sársfield 1611, X5016GCA Córdoba, Argentina.

*mmartini@efn.uncor.edu

RESUMEN

En este trabajo se presenta un inventario y caracterización morfológica de los glaciares de roca en la Cordillera Oriental argentina (22-25° S) y se discute el significado climático y los factores que controlan su distribución. También se presenta el caso particular del glaciar de roca activo Varas, ubicado en el extremo sur de la sierra de Zenta, donde se ha iniciado un monitoreo detallado de esta geoforma, que incluye el estudio de su dinámica y su relación con los factores climáticos. Se han inventariado 635 glaciares de roca de los cuales 174 (27.5%) fueron clasificados como activos, 301 (47.5%) como inactivos y 160 (25%) como fósiles. En total cubren una superficie de 48.45 km² siendo el área promedio 0.076 km². Su distribución está asociada a la morfología glaciar modelada durante el Pleistoceno Tardío la que, a su vez, estuvo controlada por la circulación atmosférica regional que afecta a esta región. El límite inferior de los glaciares de roca activos se encuentra a 416 m por debajo de la isoterma de 0 °C, presentando temperaturas positivas como en otros sectores de los Andes Centrales. Cambios climáticos ocurridos posteriormente al periodo Tardiglacial habrían contribuido a la degradación de los glaciares de roca hoy reconocidos como fósiles. En tal sentido, la diferencia de altitud entre el límite inferior de los glaciares de roca activos (4500 m) y fósiles (3800 m) permite estimar un aumento de temperatura de 4.9 °C entre la deglaciación posterior al Tardiglacial (postglacial) y décadas recientes (previo a 1990) para la región. La importancia hidrológica de los glaciares de roca en las cuencas de altura se ve amplificada en la Cordillera Oriental argentina debido a la escasa superficie cubierta por hielo o nieve perene que actualmente presenta (<0.8 km²).

Palabras clave: glaciar de roca, glaciar rocoso, inventario, glaciar de roca Varas, Tardiglacial, Cordillera Oriental argentina.

ABSTRACT

This paper presents an inventory and a morphologic characterization of the rock glaciers in the arid region of the Argentinean Cordillera Oriental (22-25° S), and discusses the climatic significance and the factors controlling their distribution. We also present a detailed characterization of the Varas rock glacier, which is located in the southern part of the Zenta range where dynamic and climatic monitoring has been initiated. A total of 635 rock glaciers were identified, including 174 (25%) classified as active, 301 (47.5%) as inactive and 160 (25%) as fossil or relict. In general, the rock glaciers are small (<0.1 km²), with a mean area of 0.076 km². Rock glaciers distribution is associated with inherited Late Pleistocene glacial topography, which was also regulated by the regional climatic circulation system. The elevation of the

lower limit of active rock glaciers is situated 416 m below the 0 °C isotherm, presenting positive mean annual temperatures, as recognized in other regions of the Central Andes. Climatic changes occurred after the Late Glacial period may have lead to the degradation and inactivation of rock glaciers. The difference between the lower altitude of active (4500 m) and relict (3800 m) rock glaciers was used to estimate a temperature rise of 4.9 °C in this region between deglaciation (after the Late Glacial period) and the twentieth century (prior 1990). Although the area covered by glaciers in the Argentinean Cordillera Oriental is small (<0.8 km²), the identified rock glaciers represent an important water source in this arid region.

Key words: rock glaciers, inventory, Varas rock glacier, Late Glacial, Argentinean Cordillera Oriental.

INTRODUCCIÓN

Los glaciares de roca son geoformas lobuladas o lenguadas constituidas principalmente por detritos y hielo que se desplazan, por gravedad, pendiente abajo. En la literatura también se conocen como glaciares de escombros o glaciares rocosos y el hielo puede ser tanto de origen glacial remanente (glaciares de roca glaciogénicos; Whalley y Martin, 1992) como haberse generado como producto de permafrost en ambiente periglacial (glaciares de roca criogénicos; Haeblerli, 1985; Barsch, 1996). Generalmente no aflora hielo en la superficie de los glaciares de roca, observándose sólo bloques y detritos de diferentes granulometrías que contribuyen a mantener su núcleo helado aislado de la radiación solar.

La deformación que sufre bajo su propio peso el núcleo de hielo glaciar o suelo congelado (intercalado con lentes de hielo) produce el movimiento pendiente abajo de estos cuerpos. Son comunes las crestas y surcos superficiales que, de acuerdo con el régimen de flujo, se orientan tanto longitudinal como transversalmente a la dirección principal del movimiento del glaciar de roca (Kääb y Weber, 2004). Asimismo, el flujo producido por la deformación gravitacional genera un talud frontal que puede alcanzar ángulos >30° dependiendo de la granulometría, cohesión interna y velocidades de movimiento. La velocidad superficial de los glaciares de roca va desde unos pocos centímetros a pocos metros por año (Burger *et al.*, 1999). Una zona de alimentación nutre al glaciar de roca de detritos, tratándose generalmente de regiones escarpadas coincidentes con las paredes de antiguos circos y/o artesas glaciares.

Al contener hielo en su interior y ser persistentes a través del tiempo, estas geoformas son consideradas indicadores de permafrost de montaña (Barsch, 1996) y mantienen una estrecha vinculación con el clima, principalmente con la temperatura y las precipitaciones (Humlum, 1998; Brazier *et al.*, 1998).

Además de por su origen, los glaciares de roca son clasificados de acuerdo con su actividad (Barsch y King, 1975) en (a) activos, que poseen movimiento y hielo en su interior; (b) inactivos, que a pesar de poseer hielo en su interior han dejado de moverse; y c) fósiles o relictos, son aquéllos donde el hielo ha desaparecido y no poseen movimiento. También se utiliza el término intacto para refe-

rirse en conjunto a los glaciares de roca activos e inactivos (Barsch, 1996).

Independientemente de su génesis, el hielo contenido en los glaciares de roca (40–70% del volumen total; *cf.* Barsch, 1996; Burger *et al.*, 1999) los transforma en importantes fuentes y reservas de agua, de vital interés en las regiones áridas de los Andes Centrales (*e.g.*, Schrott, 1996; Trombotto *et al.*, 1999; Azócar y Brenning, 2010) como es el caso de la Cordillera Oriental. El estudio de los glaciares de roca toma aún mayor relevancia a partir del año 2010 cuando Argentina sancionó una Ley Nacional de protección de glaciares y ambiente periglacial donde se incluye a los glaciares de roca.

En este trabajo se realiza un inventario y caracterización morfológica de los glaciares de roca en la Cordillera Oriental argentina (COA; Figura 1) y se discute su significado climático así como los factores que controlan su distribución. Además, se presenta el caso particular del glaciar de roca activo Varas ubicado en el extremo sur de la sierra de Zenta (Figura 1), donde se ha iniciado un monitoreo detallado de esta geoforma, que incluye el estudio de su dinámica y su relación con los factores climáticos dominantes (morfogénesis).

Antecedentes

El sector sur de los Andes Centrales (cordillera Principal y Frontal) es considerado uno de los lugares con mayor cantidad de glaciares de roca del mundo (Trombotto *et al.*, 1999; Brenning y Trombotto, 2006). La mayor parte de los trabajos en esta región se concentran en las provincias de Mendoza (Trombotto *et al.*, 1997, 1999; Corte, 1999; Brenning y Trombotto, 2006; Trombotto y Borzotta, 2009) y San Juan (Schrott, 1991, 1996; Croce y Milana, 2002; Esper Angillieri, 2009, 2010) en Argentina y entre los ~26° y ~35° S del lado chileno de la Cordillera de los Andes (Brenning 2005a, 2005b; Brenning y Trombotto, 2006; Milana y Güell, 2008; Brenning y Azócar, 2010; Azócar y Brenning, 2010).

En el área de estudio del presente trabajo, Zipprich *et al.* (2000) encontraron en la sierra de Santa Victoria, ubicada en el extremo norte de la COA, tres generaciones diferentes de glaciares de roca, donde los glaciares de roca actualmente activos se encuentran a partir de la cota de 4470 m. En este

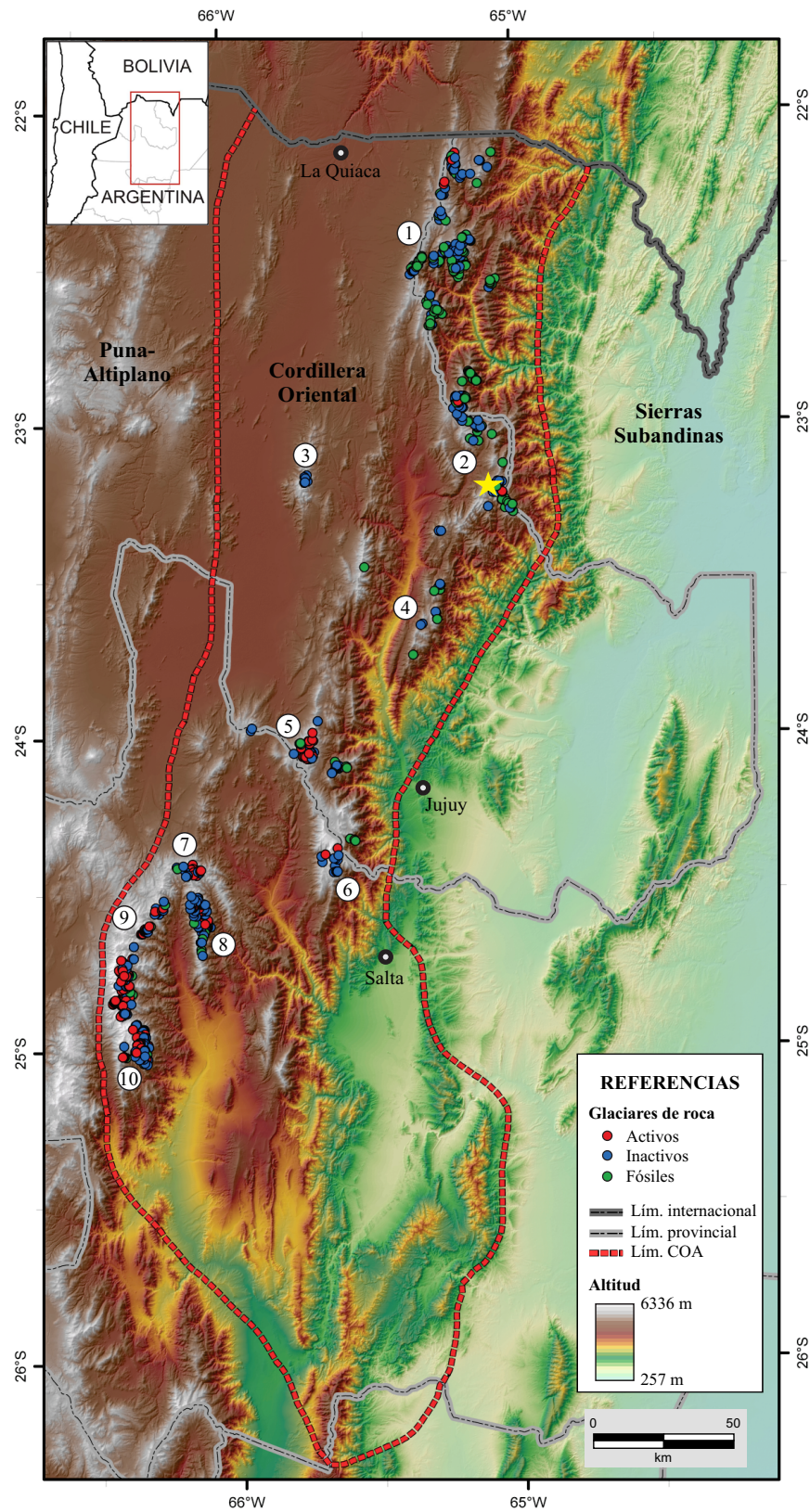


Figura 1. Modelo digital del terreno con la ubicación de los glaciares de roca inventariados en la Cordillera Oriental argentina (COA). Los círculos con números indican: 1-Sierra de Santa Victoria (C° Fundición, 5055 m s.n.m.); 2-Sierra de Zenta (C° Colorado de Caspalá, 5116 m s.n.m.); 3-Sierra de Aguilar (5120 m s.n.m.); 4-Sierra de Tilcara (C° Zucho, 4995 m s.n.m.); 5-Nevado de Chañi (5940 m s.n.m.); 6-Nevado del Castillo (C° General Güemes, 5565 m s.n.m.); 7-Nevado de Acay (5716 m s.n.m.); 8-Sierra de Lampasillos (C° San Miguel, 5750 m s.n.m.); 9-Sierra de Pastos Grandes (C° Incamayo, 5502 m s.n.m.); 10-Nevado de Cachi (C° Libertador San Martín, 6380 m s.n.m.). La estrella amarilla indica la ubicación del glaciar de roca Varas. El área comprendida por la COA (línea de puntos roja) fue la utilizada para generar el perfil de barrido norte-sur de la Figura 2a.

mismo sector de la COA, Ahumada *et al.* (2011) establecen a 4300 m como la cota inferior que alcanzan los glaciares de roca activos. En el sector sur de la COA, Igarzábal (1981) realizó un mapeo de los glaciares de roca en las cabeceras del río Juramento. Lazar *et al.* (2007), con base en la distribución de glaciares de roca activos, establecen el límite inferior del permafrost de montaña discontinuo a 4800 m para la Quebrada de Las Pailas en el Nevado de Cachi. En tanto que Martini y Astini (2012) realizaron un inventario preliminar de los glaciares de roca a lo largo de toda la COA.

UBICACIÓN, MARCO GEOLÓGICO Y CLIMÁTICO

La Cordillera Oriental se ubica en el borde este de la Puna-Altiplano y se extiende desde los $\sim 26^{\circ} 20' S$ hasta los $\sim 22^{\circ} S$ en Argentina, continuando hacia el norte en Bolivia (Figura 1). En territorio argentino cubre una superficie de $\sim 48,730 \text{ km}^2$ y está compuesta principalmente por rocas sedimentarias del Paleozoico, Mesozoico, Paleógeno y Neógeno. El basamento de la región está constituido por rocas metamórficas de bajo grado de edad precámbrica-cámbrica inferior y, en menor medida, por intrusivos graníticos de edad paleozoica inferior.

En una transecta norte-sur de la COA se observa un incremento gradual de las altitudes máximas de los cordones montañosos hasta los $24^{\circ} S$ (Figura 2a). Al norte de los $24^{\circ} S$, los picos más altos apenas superan los 5000 m de altitud, mientras que entre 24° y $25^{\circ} S$ esta altitud es superada ampliamente (e.g., Nevado de Chañi, 5940 m s.n.m.; Nevado del Castillo, 5565 m s.n.m.; Nevado de Acay, 5716 m s.n.m.; Nevado de Cachi, 6380 m s.n.m.). Hacia el sur de los $25^{\circ} S$ existe un descenso brusco de las altitudes por debajo del ambiente periglacial.

Por encima de 3500 m s.n.m. el paisaje de la COA ha sido fuertemente modelado por la acción de los glaciares durante el Pleistoceno Tardío (Zipprich *et al.*, 2000; Zech *et al.*, 2009; Martini *et al.*, 2011b). Actualmente, los procesos gravitacionales (avalanchas y deslizamientos) y periglaciares (crioclastismo, reptación y gelifusión) son los encargados de modelar el paisaje a esta altitud.

Los glaciares que se instalaron en esta región durante el Cuaternario tuvieron una geometría sencilla, constituyendo típicos glaciares de valle cuyas lenguas llegaron a alcanzar hasta 9 km de longitud máxima (Igarzábal, 1981; Martini *et al.*, 2011a). En algunos casos se expandían valle abajo coalesciendo con otra lengua glaciar de un valle vecino. La morfología glaciar está ausente en las laderas occidentales de los cordones montañosos del sector sur de la COA, como es el caso de la sierra de Pastos Grandes, el Nevado de Cachi y en el sector austral de la sierra de Lampasillos (Blasco *et al.*, 1996). En el resto de las serranías existe un marcado contraste en el desarrollo de la morfología glaciar entre ambos flancos. Esto se debe a que los glaciares situados en el flanco oriental eran de mayores dimensiones, alcanzando

sus frentes cotas más bajas que los emplazados en el flanco occidental de las sierras (Martini *et al.*, 2011a). Distintos trabajos que analizaron la altura de las paleolíneas de equilibrio glaciar (paleo-ELAs, por sus siglas en inglés) dentro de la COA (Zipprich *et al.*, 2000; Martini *et al.*, 2011a) y en regiones aledañas (Ammann *et al.*, 2001; Haselton *et al.*, 2002) resaltan que dicha distribución espacial permite sostener que el patrón de circulación atmosférico durante los periodos glaciares habría sido similar al presente, generando paleo-ELAs más elevadas hacia el sur y el oeste.

Actualmente, la mayoría de las sierras de la COA no presentan en sus cumbres nieve durante todo el año. De acuerdo con el análisis de imágenes satelitales disponibles en el sitio web Global Land Cover Facility (<http://glcf.umd.edu/>) de diferentes fechas de toma (años y meses) sólo cuatro mantos de nieve y/o hielo permanentes han sido identificados en la COA. Estos cuerpos son de pequeñas dimensiones (entre 0.1 y 0.3 km^2) y se encuentran en el sector este y sur del Nevado de Cachi por encima de 5600 m s.n.m. De acuerdo con lo establecido por el Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS; ver Raup y Khalsa, 2010) se trataría de glaciares de montaña con forma de nicho (Rau *et al.*, 2005).

En esta región, las precipitaciones están sujetas al Sistema Monzónico Sudamericano (Zhou y Lau, 1998) que se encarga de transportar la humedad desde el Océano Atlántico (Vera *et al.*, 2006). En los meses más cálidos (de diciembre a marzo) el pasaje de humedad desde el noreste hacia el suroeste se intensifica debido al corrimiento de la Zona de Convergencia Intertropical hacia el sur, y es en este periodo cuando se registra la mayor parte de las precipitaciones del año (Garreaud *et al.*, 2009). En su trayectoria hacia el suroeste, estas masas de aire cargadas de humedad se topan con la Cordillera Oriental, la que las hace ascender, enfriarse y descargar casi la totalidad de su humedad en el flanco oriental de los principales cordones serranos. Esto genera un marcado contraste de precipitaciones entre el flanco oriental más húmedo y el flanco occidental más seco de la COA, donde la precipitación puede descender más de 700 mm de este a oeste en una distancia de 10 km, como ocurre en la Quebrada del Toro (Bianchi y Yáñez, 1992). Además, el fenómeno ascendente genera un marcado gradiente vertical de las precipitaciones, que disminuyen notablemente ($< 500 \text{ mm}$) por encima de 3500 m s.n.m.

Son pocos los registros de temperatura que se encuentran cercanos a la altitud de la isoterma de $0^{\circ} C$. En tal sentido, la estación de La Quiaca ($22^{\circ} S$, Figura 1) situada a 3459 m de altitud presenta una extensa serie de datos (interrumpida entre 1991-1993) desde el año 1911 hasta la actualidad (fuentes: Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA); Climate Explorer climexp.knmi.nl/). En esta estación se registra un calentamiento entre el periodo 1911-1990 (media anual de $9.3^{\circ} C$), y el periodo 1994-2012 (media anual de $10.2^{\circ} C$). De acuerdo con la temperatura media anual y aplicando un gradiente térmico estándar de disminución de temperatura con el aumento de

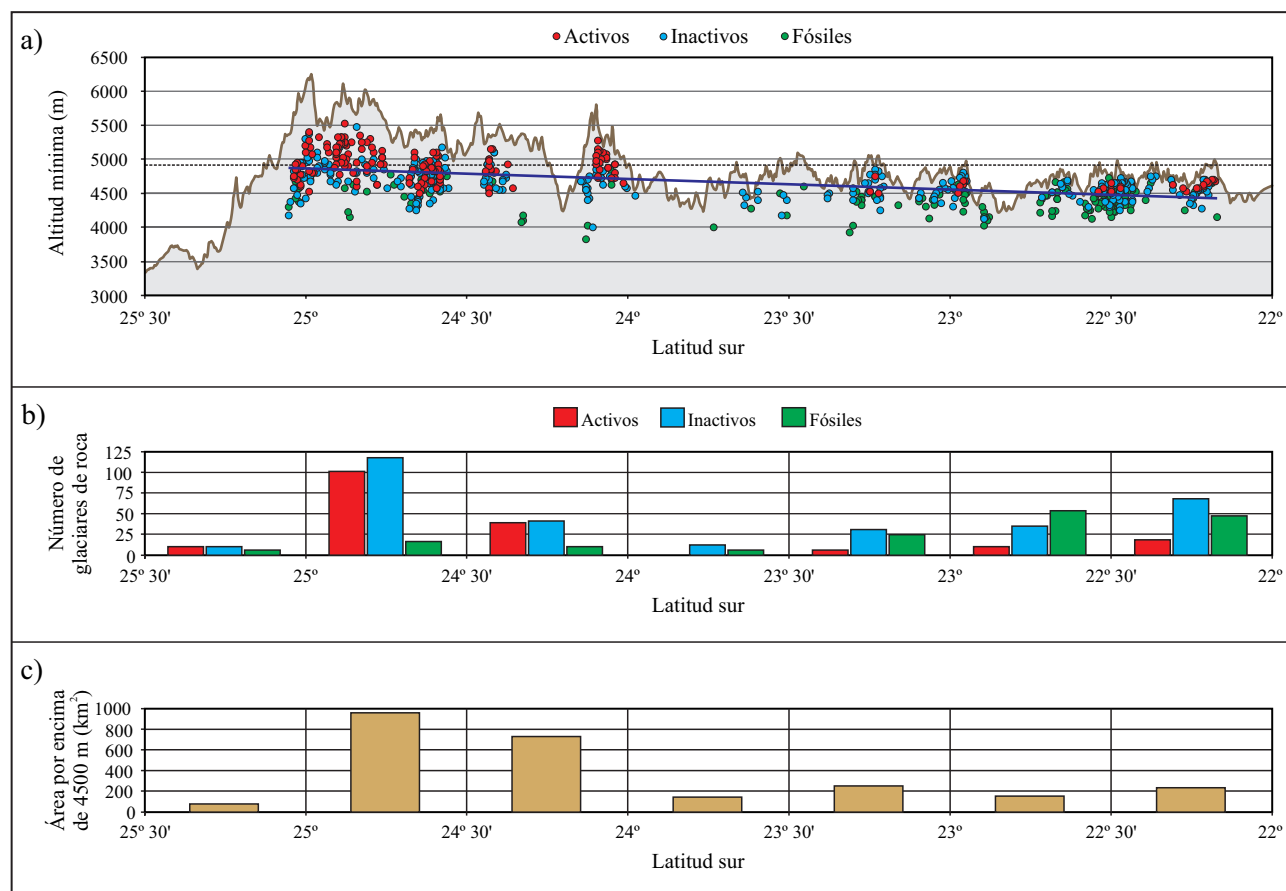


Figura 2. a) Perfil de barrido norte-sur con las alturas máximas de la Cordillera Oriental argentina (COA) y cota inferior de cada uno de los glaciares de roca mapeados teniendo en cuenta su actividad (círculos de colores). El área utilizada en el perfil de barrido es la que encierra la línea de puntos roja de la Figura 1 y que establece el límite de la COA. La línea punteada horizontal indica la altura de la isoterma de 0 °C y la línea sólida azul es la recta de regresión de la cota inferior de todos los glaciares de roca. b) Número de glaciares de roca activos, inactivos y fósiles agrupados en intervalos de 30°. c) Área de la COA por encima de 4500 m (cota inferior que alcanzan los glaciares de roca activos) en intervalos de 30°.

altura de -0.7 °C/100 m, la isoterma de 0 °C actual (tomando los últimos 19 años) se situaría a una cota de 4916 m. Utilizando este mismo gradiente, la isoterma de 0 °C habría aumentado 129 m respecto al período anterior.

METODOLOGÍA

Mapeo y delimitación de los glaciares de roca. Con la finalidad de obtener el inventario de glaciares de roca se realizó un mapeo de estas geoformas con la ayuda de imágenes satelitales de alta resolución (SPOT, GeoEye, QuickBird e IKONOS) del programa Google Earth con fecha de toma entre los meses de agosto a diciembre de los años 2004, 2007, 2008 y 2009. Las imágenes presentan muy baja cobertura de nubosidad (generalmente <5%) así como también muy baja cobertura de sitios con presencia de nieve estacional o sombrío que puedan dificultar el reconocimiento de glaciares de roca. También se contó con fotografías aéreas a escala ~1:65,000 del Instituto Geográfico Nacional de Argentina del Nevado de Chañi y parte de la

Sierra de Santa Victoria con fecha de toma 26/07/1986 y 19/10/1982, respectivamente, que sirvieron de apoyo para la individualización de los cuerpos. Los glaciares de roca fueron reconocidos visualmente y mapeados manualmente sobre las imágenes satelitales. En el mapeo se incluyó tanto el talud frontal como los laterales de cada glaciar de roca, y el límite entre el cuerpo de los glaciares de roca con la zona de aporte se trazó donde se produce el cambio en la pendiente. La alta resolución de las imágenes satelitales empleadas (~2.5 m) permitió detectar y clasificar glaciares de roca de pequeño tamaño (>0.002 km²).

Obtención de los distintos parámetros morfométricos. Se utilizó un Modelo Digital de Elevación (MDE) del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de ~90 m (3'') de resolución obtenido a través del Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI, versión 4.1). A partir del MDE se realizaron mapas de pendientes y exposición de laderas. Una vez delimitados los glaciares de roca se determinó la exposición media, pendiente media, área, altitud máxima, altitud mínima y rango altitudinal de cada glaciar de roca. Para comparar latitudinalmente la cota inferior que alcanzan

los glaciares de roca con la altura máxima de las sierras, se realizó a partir del MDE un perfil de barrido de área (*swath profile*, véase Fielding *et al.*, 1994) en sentido norte-sur con un área rectangular de 500 m en esta dirección y de todo el ancho de la COA (Figura 1) en el sentido este-oeste. Todas estas operaciones fueron efectuadas en el sistema de información geográfica ArcMap10.

Clasificación. Según el análisis de imágenes satelitales y fotografías aéreas, los glaciares de roca fueron clasificados en activos, inactivos y fósiles siguiendo criterios y parámetros morfológicos del grado de actividad (Wahrhaftig y Cox, 1959; Barsch, 1992; Baroni *et al.*, 2004; Brenning 2005a; Kääb, 2007). Entre los más importantes se incluyen: ángulo de inclinación del talud, presencia o ausencia de material fino en el talud, presencia y grado de preservación de crestas y surcos transversales y longitudinales, y conexión con un área de aporte activa.

Un control de campo de 50 glaciares de roca inventariados fue efectuado con el fin de constatar las interpretaciones realizadas en gabinete mediante imágenes satelitales y fotografías aéreas. En este chequeo, además de la aplicación de los criterios de actividad mencionados anteriormente, se determinó la presencia o ausencia de vegetación en el talud y tope, y el grado de meteorización de los bloques de los glaciares de roca. Este control de campo permitió testear y reforzar criterios de identificación de actividad de estas geoformas para extrapolarlas a sectores de difícil acceso y gran altitud, donde las tareas de campo son sumamente dificultosas.

También se clasificaron los glaciares de roca teniendo en cuenta su morfología en glaciares de roca lenguados (*tongue-shaped rock glaciers*; Wahrhaftig y Cox, 1959) y lóbulos de protalus (*lobate rock glaciers* o *protalus lobes*; Whalley y Martin, 1992). Los primeros corresponden a glaciares de roca que fluyen por el eje de un valle y son, generalmente, más largos que anchos. En este grupo también se ubicó a los glaciares de roca espatulados (*cf.* Wahrhaftig y Cox, 1959). Los lóbulos de protalus, en cambio, son más anchos que largos con respecto a la dirección de flujo y se desarrollan al pie de las laderas de valles o circos glaciares. De este modo, el término “glaciares de roca” en este trabajo incluye a los dos tipos morfológicos: glaciares de roca lenguados y lóbulos de protalus.

Determinación del volumen de agua equivalente almacenada en los glaciares de roca intactos. Una vez obtenida el área (A) de cada glaciar de roca se calculó su espesor (H) de acuerdo con la ecuación empírica $H [m] = 50 \cdot (A [km^2])^{0.2}$ desarrollada por Brenning (2005a). Esto permite calcular el volumen total de cada glaciar de roca. Para calcular el volumen de agua equivalente almacenada en los glaciares de roca intactos se utilizó una relación hielo/detrito de 50% y una densidad del hielo de 0.9 g/cm³. Estos parámetros fueron elegidos de acuerdo con los antecedentes existentes para los Andes Centrales (Schrott, 1994; Croce y Milana, 2002; Milana y Güel, 2008).

Monitoreo térmico. Para el monitoreo térmico realiza-

do en el glaciar de roca Varas se instalaron dos termómetros (*data loggers*) marca Ondotori modelo TR-52 (resolución 0.1 °C; precisión: ± 0.3 °C (-20 °C a 80 °C), ± 0.5 (-20 °C a -40 °C/80 °C a 100 °C) y ± 1 (-40 °C a -60 °C/100 °C a 150 °C) que fueron configurados para registrar temperaturas cada una hora, y almacenarlas en una memoria interna. Estos termómetros funcionan con batería, la que debe ser reemplazada cada un año. Los datos de temperatura registrados son descargados mediante un dispositivo (*data collector*, marca Ondotori modelo TR57C) de pequeñas dimensiones, ideal para trabajos de campo, y luego descargados a un ordenador para su tratamiento estadístico. Con el fin de representar la temperatura del aire, un termómetro fue instalado a 1.5 m de altura con una estructura que lo protege de la radiación solar directa, mientras que el otro fue instalado a 5 cm de profundidad con el fin de monitorear la temperatura del suelo superficial. Ambos termómetros fueron emplazados en la superficie del glaciar de roca activo Varas (23°12'10.5" S; 65°3'40.1" O) a 4566 m s.n.m.

RESULTADOS

Inventario

Distribución

Se han inventariado 635 glaciares de roca, de los cuales 174 (27.5%) fueron clasificados como activos, 301 (47.5%) como inactivos y 160 (25%) como fósiles. En total cubren una superficie de 48.45 km², la cual se distribuye en similar proporción, teniendo en cuenta la actividad, entre glaciares de roca activos que representan el 31.5% con 15.31 km², los inactivos el 33% con 15.91 km² y los fósiles el 35.5% con 17.23 km² (Tabla 1). En general, se trata de cuerpos de pequeñas dimensiones (*cf.* Corte, 1999) ya que en el 80% de los casos el área en planta no supera 0.1 km², siendo el área promedio 0.076 km².

La cota inferior que alcanzan los glaciares de roca activos es de 4500 m, los inactivos 4200 m y los fósiles llegan hasta 3800 m (Figura 2a). Existe una tendencia de aumento de la altitud mínima de los glaciares de roca hacia el sur, que concuerda con el aumento de las altitudes máximas de los cordones montañosos en esta dirección (Figura 2a). Cerca de la mitad de los glaciares de roca, tanto en número (45% del total) como en superficie (53% del total), se concentran en el sector sur de la COA entre los 24°23' y 25°3' S (Figuras 1 y 2b).

El rango altitudinal (diferencia entre la altitud máxima y mínima de un mismo glaciar de roca) alcanza en casos extremos casi 700 m, pero el promedio es de 122 m (Figura 3). Los glaciares de roca inactivos son los que presentan menor rango altitudinal con respecto a los otros casos (Figura 4a).

Exposición y pendiente media

La orientación predominante de la pendiente (exposición) de los glaciares de roca (Figura 5) es hacia el sur

Tabla 1. Número y área de los tres tipos de glaciares de roca en las diferentes sierras de la Cordillera Oriental argentina.

Sierra	Número de glaciares de roca					Área ocupada por glaciares de roca (km ²)				
	Activos	Inactivos	Fósiles	Total	%	Activos	Inactivos	Fósiles	Total	%
Santa Victoria	20	84	84	188	30	1.37	4.23	7.05	12.65	26
Zenta	8	35	40	83	13	0.41	1.81	2.12	4.34	9
Aguilar	1	6	0	7	1	0.03	0.19	0.00	0.21	0
Tilcara	0	10	6	16	3	0.00	0.25	0.33	0.59	1
Chañi y alrededores	24	21	6	51	8	1.43	1.09	0.54	3.06	6
Castillo	3	11	3	17	3	0.76	0.62	0.54	1.92	4
Acay	10	10	1	21	3	1.33	0.55	0.11	1.99	4
Lampasillos	22	55	8	85	13	2.71	2.82	2.09	7.61	16
Pastos Grandes y Cachi	86	69	12	167	26	7.28	4.35	4.45	16.08	33
Total	174	301	160	635	100	15.31	15.91	17.23	48.45	100

(43.5%), seguida por la orientación hacia el este (30%), la orientación oeste (23%) y, por último, muy pocos presentan orientación hacia la cara más cálida, la norte (3.5%). A diferencia de los glaciares de roca inactivos y fósiles donde la exposición dominante es hacia el sur (50% y 39%, respectivamente), la exposición dominante de los glaciares de roca activos es hacia el este (43%). Además, los glaciares de roca activos con exposición hacia el norte aparecen a partir de la cota 4830 m, esto es, 380 m por encima de la de los glaciares de roca con exposición hacia el este y sur (Figura 6).

La pendiente media de los glaciares de roca en el 89% de los casos se encuentra entre 15° y 30°. Dicho intervalo de pendiente comprende al 86% de los glaciares de roca activos, el 83% de los inactivos y el 74% de los fósiles. Esto demuestra un progresivo aumento de la pendiente hacia geoformas activas (Figura 4c). Comparando la pendiente

media con la exposición se desprende que los glaciares de roca con mayor pendiente están expuestos preferencialmente hacia el norte y oeste, mientras que los glaciares de roca con exposición este y sur presentan menor pendiente media (Figura 4d). La correlación entre estas variables con la latitud puede verse en la Figura 3.

Glaciares de roca lenguados versus lóbulos de protalus

De la clasificación morfológica se desprende que los lóbulos de protalus son más numerosos que los glaciares de roca lenguados, ya que representan el 60% del total. A su vez, dentro de los lóbulos de protalus, el mayor número (87%) se desarrolla al pie de laderas de valle y sólo el 13% se desarrolla al pie de las cabeceras de circos glaciares. Dentro de los glaciares de rocas activos, los lóbulos de protalus representan el 51% de los casos, pero el área ocupada por los glaciares de roca lenguados casi duplica a la de los lóbulos de protalus. Para los glaciares de roca inactivos es notoria la supremacía de los lóbulos de protalus, tanto en número

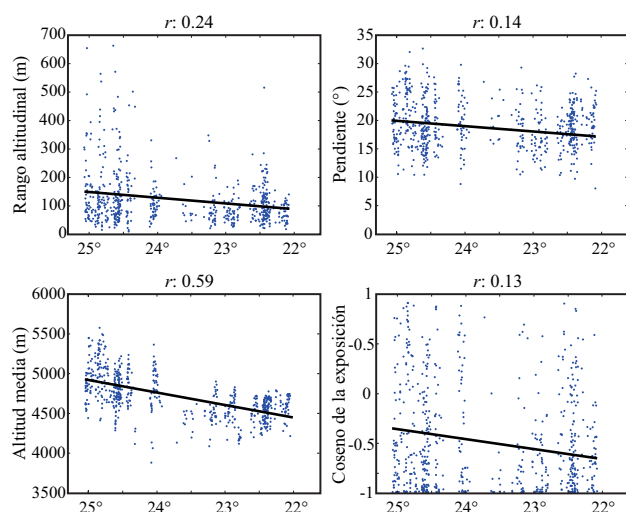


Figura 3. Correlación lineal entre los principales parámetros de los glaciares de roca y la latitud. El coeficiente de correlación lineal de Pearson (r) se muestra en la parte superior de cada gráfico. La exposición está representada por su coseno. Las correlaciones con la latitud muestran valores positivos por lo que los valores de todos los parámetros tienden a aumentar hacia al sur.

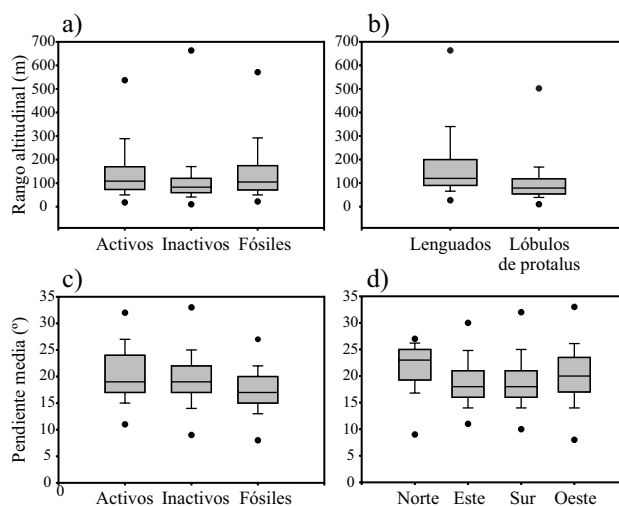


Figura 4. Diagramas de cajas que relacionan el rango altitudinal con la actividad (a) y la morfología (b); y la pendiente media con la actividad (c) y la exposición media (d) de los glaciares de roca.

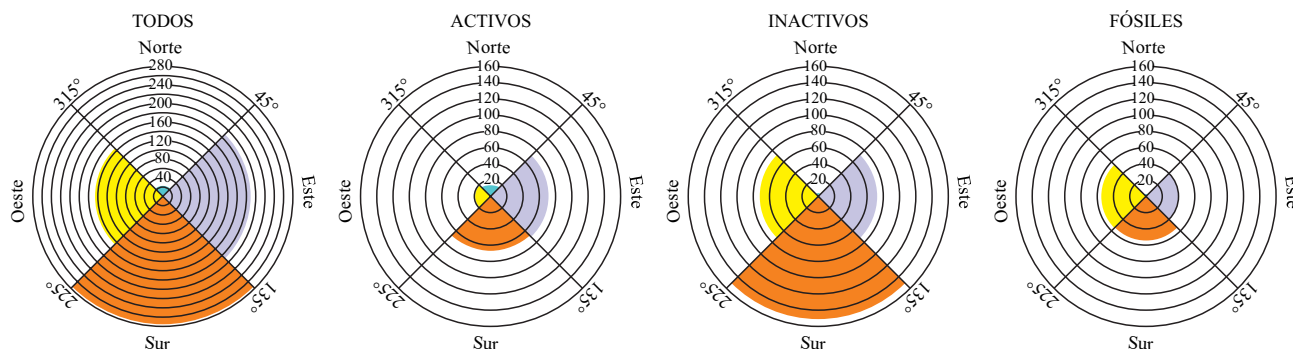


Figura 5. Exposición media de los glaciares de roca según los cuatro puntos cardinales. La escala interior con los círculos concéntricos indica la cantidad de glaciares de roca de igual exposición.

(74%) como área, sobre los glaciares de rocas lenguados. Sin embargo, para los glaciares de rocas fósiles esto se revierte, ya que los glaciares de rocas lenguados ocupan un área casi tres veces mayor que los lóbulos de protalus y en número representan el 53% de los casos. Una diferencia entre ambos grupos morfológicos reside en el rango altitudinal, que es mayor para los glaciares de roca lenguados que para los lóbulos de protalus (Figura 4b).

Relación entre la distribución de los glaciares de roca y la morfología glacial

En cuanto a la relación de los glaciares de roca con la morfología heredada, producto de las glaciaciones ocurridas durante el Pleistoceno Tardío en esta región el 91% de los mismos se encuentran dentro de un paisaje modelado por la acción glacial y valle arriba de morenas laterales y/o frontales. Para el restante 9% la morfología glacial o presencia de morenas no es tan clara debido a procesos de degradación actuales o recientes, principalmente remoción en masa, que han borrado geoformas glaciogénicas más antiguas. Pero, teniendo en cuenta la altitud en que se encuentran, muy probablemente esta zona haya estado cubierta por glaciares durante el Pleistoceno.

Agua equivalente de los glaciares de roca intactos

El cálculo del volumen de agua equivalente almacenada en los glaciares de roca intactos arrojó un valor de 0.46 km³ para toda la región, el cual se distribuye en proporciones similares entre los glaciares de roca activos (52%) y los inactivos (48%). Este volumen de agua contenida en los glaciares de roca es algo menor a los valores obtenidos por Azócar y Brenning (2010) para los Andes chilenos entre 27° y 33° S.

El glaciar de roca activo Varas

El glaciar de roca Varas se encuentra en la serranía de Hornocal (23°12'8.60" S; 65°3'45.79" O), ubicada en el extremo sur de la sierra de Zenta sobre las cabeceras del río Santa Cruz, tributario del río Bermejo (Figura 1). Se halla

compuesto mayoritariamente por detritos de conglomerados y areniscas cretácicas rojas del Subgrupo Pírgua (González et al., 2004) con una exposición hacia el sur, dentro de un valle que drena hacia el sureste (Figura 7a). Su parte inferior (4509 m s.n.m.) se encuentra en contacto con un glaciar de roca inactivo al cual sobrecabalga (Figura 7a y 7b). Posee un ancho máximo de 230 m, un largo máximo de 690 m, una altura promedio en su frente de 16 m (medido en tres puntos distintos con GPS diferencial) y su área en planta es de 104,900 m².

El glaciar de roca Varas presenta claros rasgos de actividad como (a) irregularidades en su superficie en forma de crestas y surcos longitudinales (Figura 7c) de más de 2 m de desnivel, (b) un abrupto talud con una pendiente media de 35° que se diferencia del resto del cuerpo del glaciar de roca por presentar sedimentos de granulometría fina (tamaño arena y menores) y (c) un área de aporte muy empinada sin vegetación alguna, con importantes signos de reptaje y donde es común observar la caída de bloques por gravedad.

En la parte superior, el glaciar de roca está caracterizado por la presencia de grandes bloques de hasta 3 m de diámetro que se encuentran en contacto entre sí presentando una fábrica abierta (Figura 7c). Estos bloques, además, se encuentran muy inestables (contactos puntuales en desequilibrio), presentan caras frescas no meteorizadas y no exhiben vegetación, sólo escasos líquenes, lo que es atribuible a la inestabilidad de los bloques (cf. Palacios et al., 1999). Únicamente en un sector con menor desplazamiento super-

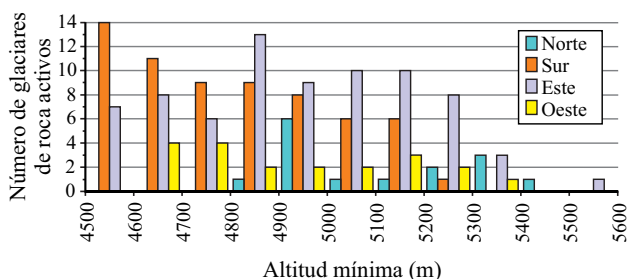


Figura 6. Distribución altitudinal de la cota inferior de los glaciares de roca activos agrupados según su exposición. Notar que los glaciares de roca con exposición norte aparecen por encima de la cota de 4800 m.

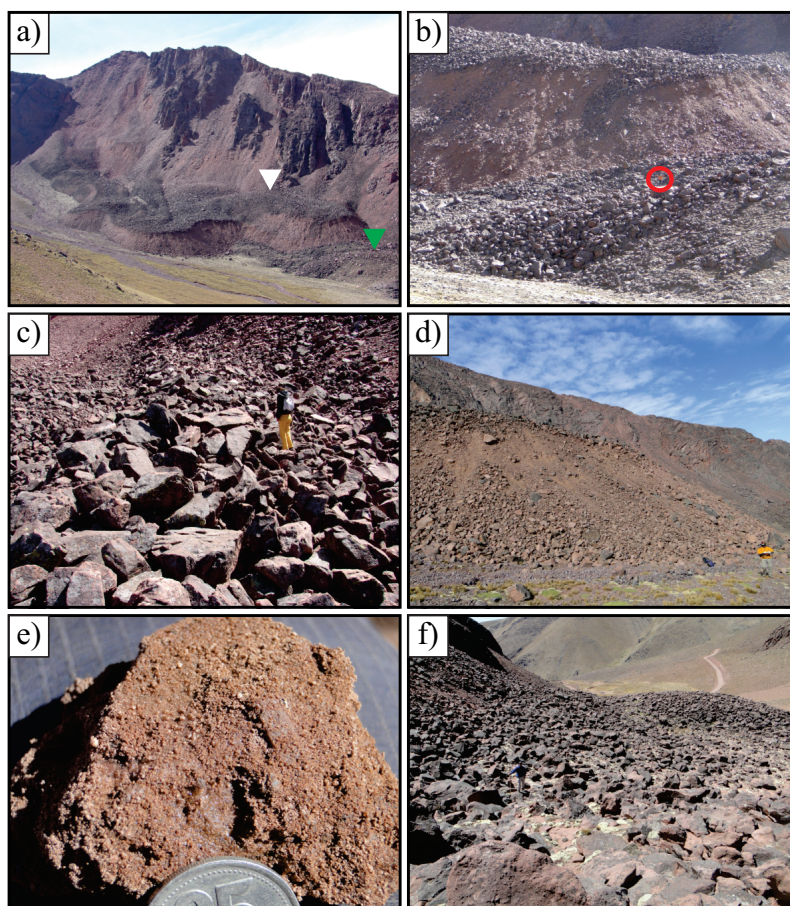


Figura 7. Glaciar de roca Varas. a) Glaciar de roca activo, en el extremo inferior derecho se alcanza a visualizar el glaciar de roca inactivo (flecha verde). La flecha blanca indica la ubicación de la estación de monitoreo térmico. b) Talud del glaciar de roca activo (arriba) e inactivo (abajo). El círculo rojo resalta una persona como escala. c) Cresta longitudinal en el glaciar de roca activo donde se observa la fábrica abierta en superficie. d) Talud del glaciar de roca activo que posee una inclinación media de 35° . e) Detritos cementados por hielo extraídos del talud del glaciar de roca activo. f) Superficie del glaciar de roca inactivo. Entre los grandes bloques se observan sedimentos finos donde crece vegetación.

ficial, inmediatamente por encima de la convergencia de dos pequeños lóbulos, se observa material de granulometría fina con parches de vegetación herbácea.

El talud se destaca por la abundancia de sedimentos finos junto con algunos bloques aislados y por poseer un ángulo de inclinación de 35° promedio (medido con clinómetro de mano), lo que le confiere una gran inestabilidad (Figura 7d). Debido al movimiento pendiente abajo de los glaciares de roca, el talud se convierte en un sector sumamente inestable donde los procesos erosivos, principalmente caída de bloques asociado con procesos gravitacionales, son muy efectivos dejando al hielo cerca de la superficie. En un pequeño pozo realizado en abril de 2012 (fin del periodo cálido) sobre la parte superior del talud se detectó, a partir de los 30 cm de profundidad, hielo intersticial que mantiene a los detritos “cementados” (Figura 7e). En la superficie del glaciar de roca se realizaron excavaciones de hasta 70 cm sin encontrar hielo, por lo que el espesor de capa activa en este sector superaría esta profundidad.

Existe un marcado contraste morfológico con el glaciar de roca inactivo, clasificado como un lóbulo de

protalus, localizado inmediatamente al sureste (Figura 7a, flecha verde). Este lóbulo de protalus inactivo se caracteriza por no poseer estructuras de flujo en superficie (crestas y surcos) y por la existencia de un talud con un ángulo promedio de 31° (Figura 7b) compuesto de bloques, material fino y vegetación. En su superficie también exhibe bloques de grandes dimensiones (de hasta de 3 m diámetro) pero, a diferencia del lóbulo de protalus activo, presenta material fino intersticial donde crece vegetación (Figura 7f). Parte de la zona de alimentación de detritos de este glaciar de roca inactivo (que no fue sobrecabalgada por el activo) está cubierta por líquenes, que denotan un escaso aporte de material.

Por encima del glaciar de roca activo, a 4710 m, se encuentra otro pequeño lóbulo de protalus de reducidas dimensiones ($\sim 3707 \text{ m}^2$). Esta geoforma está separada del cuerpo principal del glaciar de roca activo, presenta la particularidad de contar con sectores húmedos y pequeñas vertientes de agua en su empinado talud. Los aportes de agua líquida sólo se observan al comienzo del periodo cálido (Octubre de 2010 y 2011), por lo que han sido interpretados

como producto de fusión del hielo (posiblemente de la capa activa) contenido en este pequeño lóbulo de protalus.

Monitoreo térmico

A principios de abril de 2010 se comenzó con el monitoreo de la temperatura del aire a 1.5 m de altura y de suelo a 5 cm de profundidad en la parte superior del glaciar de roca activo Varas a 4566 m (Figura 7a). La temperatura media del aire para el año 2011, único año calendario completo hasta el presente, fue de 2.6 °C; mientras que la temperatura media de suelo a 5 cm de profundidad fue de 4.7 °C para este mismo año (Figura 8). Los registros de la estación de La Quiaca (3459 m) de 2011 muestran que la temperatura media del aire (10.5 °C) fue 0.3 °C mayor y la precipitación acumulada (273 mm) 54 mm menor que la media del período 1994-2012. Comparando los registros de temperatura del aire de la estación de La Quiaca con los del glaciar de roca Varas (serie 2011), surge un gradiente térmico de -0.69 °C/100 m. Esto resulta consistente con el gradiente de -0.7 °C/100 m utilizado anteriormente para definir la isoterma de 0 °C para la COA.

El análisis de la temperatura de suelo arrojó que durante el año 2011 se produjeron 148 ciclos de congelamiento y descongelamiento, justificando la fuerte crioclastación observada. También se examinó el tiempo que la superficie se mantiene cubierta de nieve (amplitud térmica ≤ 1 °C con valores entre +1.5 y -1.5 °C), destacándose un total 18 eventos de los cuales 14 pertenecen al período más húmedo y cálido (noviembre a marzo). Estos eventos tienen una duración promedio de 14 hs, siendo el de mayor duración de 2 días y 19 hs. De esto se desprende que la nieve acumulada no perdura mucho tiempo sobre la superficie del glaciar de roca.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La acción glaciaria que durante el Pleistoceno Tardío afectó la COA modeló el paisaje generando valles en “U” con laderas muy pronunciadas, circos glaciares empinados y permitió movilizar grandes volúmenes de material que

han sido depositados en las laderas y fondos de los valles en forma de morenas, que en algunos casos permanecen colgadas o aterrazadas (Astini y Martini, 2012; González *et al.*, 2004). Esta morfología glacial heredada y el progresivo desarrollo de un ambiente periglacial ha proporcionado un ambiente favorable para la generación de glaciares de roca. Actualmente, las empinadas laderas de los valles y circos glaciares aportan gran cantidad de material hacia sectores topográficamente más bajos, siendo las encargadas de nutrir de detritos a los glaciares de roca. Al tener los diferentes cordones montañosos de la COA un rumbo general norte-sur (Figura 1) y considerando que la humedad durante las glaciaciones provino del este-noreste (Zipprich *et al.*, 2000; Martini *et al.*, 2011a), la mayor parte de los valles glaciares drenan hacia el este, quedando subordinados los que drenan hacia el oeste. Una vez retirados los glaciares, la pared sur de los valles fue el lugar más propicio para la generación de glaciares de roca. Esto se infiere debido a que la combinación de glaciares de roca del tipo lóbulo de protalus con exposición al sur es la más abundante, representando el 31% de los casos, seguida por la combinación de glaciares de roca lenguados con exposición al este (16% de los casos). Este contraste de precipitaciones ha sido clave en la generación de la geomorfología actual de la COA, pero también ha desempeñado un rol central en su alzamiento y estructuración desde el Mioceno (Strecker *et al.*, 2007).

En el sector chileno de los Andes Centrales el límite inferior donde los glaciares de roca activos comienzan a ser abundantes se sitúa a 3500 m s.n.m. para los 35° S y aumenta progresivamente hacia el norte hasta ubicarse a ~4700 m s.n.m. a los 27° S (Brenning 2005a; Azócar y Brenning, 2010). Sin embargo, entre los 26.5° y los 23.2° S, donde actualmente se ubica la faja árida conocida como Diagonal Árida Sudamericana, no se ha detectado la presencia glaciares de roca (Brenning, 2005a). Finalmente, a partir de los ~22° S y hasta los ~16° S la cota inferior de los glaciares de roca activos asciende gradualmente desde los 4525 m hasta los 4810 m (Payne, 1998).

Dentro del sector cordillerano argentino Brenning y Trombott (2006) establecen el límite inferior de los glaciares de roca activos a 3250 m s.n.m. para los 33–34°

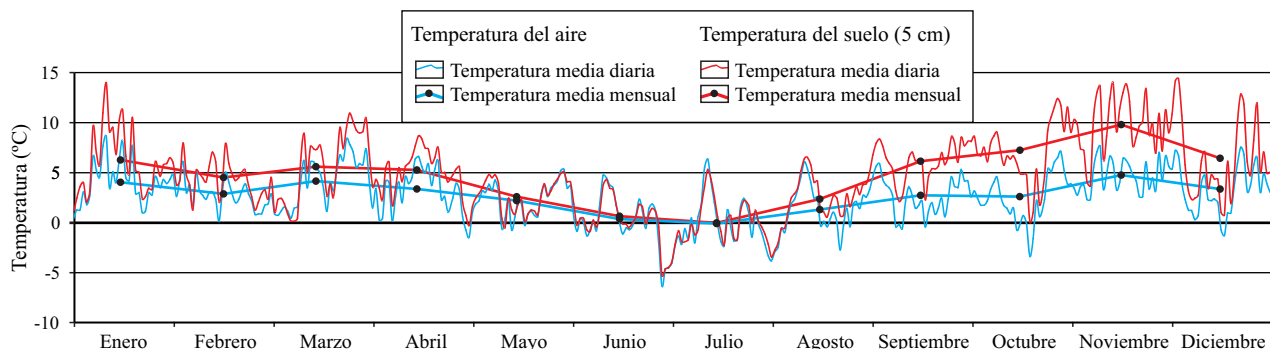


Figura 8. Temperatura de aire y suelo (5 cm) de la superficie del glaciar de roca activo Varas (4566 m s.n.m.) para el año 2011.

S, mientras que para los 30° S (cerca del límite con Chile) Schrott (1996) lo sitúa a 4000 m s.n.m. Para esa misma latitud, pero en el sector noreste de la Cordillera Frontal, Esper Angillieri (2009) ubica el límite inferior a 3621 m s.n.m. A lo largo de la COA se observa que la cota más baja a partir de la cual aparecen los distintos tipos de glaciares de roca no varía en sentido norte-sur (Figura 2a). Sin embargo, tanto la cantidad como la superficie de glaciares de roca activos e inactivos aumenta considerablemente hacia el sur, principalmente entre los 24° y 25° S (Figura 2b). También existe una tendencia de aumento hacia el sur de la cota inferior (Figura 2a) media y del rango altitudinal (Figura 3). Esta distribución y tendencia, más que responder a cuestiones climáticas, está ligada a cuestiones topográficas. Esto se debe a que tanto las altitudes máximas como el área por encima de 4500 m (límite inferior de los glaciares de roca activos) aumentan considerablemente entre los 24-25° S y con ello, la superficie del paisaje criogénicamente activa (Figuras 2a y 2c). Además, existe una tendencia de aumento de la exposición norte (correlación positiva del coseno del ángulo de exposición con la latitud, Figura 3) hacia el extremo austral de la COA, donde mayores altitudes posibilitan el desarrollo de glaciares de roca orientados hacia las laderas más cálidas de las sierras (Figura 6).

La altitud del límite inferior de los glaciares de roca, es decir su frente, ha sido relacionada con la elevación donde comienza el permafrost de montaña y, por lo tanto, con la altitud de la isoterma entre -1 y -2 °C (Haeberli, 1983; Barsch, 1996). Sin embargo, en la COA la cota del límite inferior de los glaciares de roca activos presenta temperaturas positivas, encontrándose 416 m por debajo de la isoterma de 0 °C, como ocurre en otros sectores de los Andes Centrales (e.g., Schrott, 1996; Trombotto et al., 1997, 1999; Brenning, 2005b; Azócar y Brenning, 2010).

Esta diferencia de altura podría ser atribuida a un aumento de la temperatura media en esta región, ya que los glaciares de roca suelen tener tiempos de respuesta lentos a cambios climáticos de cientos de años. Por lo tanto es posible que estas geoformas no estén en equilibrio con el clima actual. Sin embargo, lugares con alta radiación solar, como el caso del noroeste argentino (Salazar, 2009), junto con condiciones topográficas locales con relativamente baja radiación solar, pueden generar un contexto favorable para la preservación de hielo (permafrost) en el suelo a altitudes por debajo de la isoterma de 0 °C (Schrott, 1996; Brenning 2005b; Azócar y Brenning, 2010). Además, el denominado efecto chimenea (*chimney effect*; Delaloye y Lambiel, 2005) podría generar un sobreenfriamiento en la base de los glaciares de roca con fábrica abierta, permitiéndoles localizarse en sectores donde la temperatura media del aire es positiva.

Al encontrarse en sectores que estuvieron cubiertos por glaciares durante el Cuaternario es posible considerar la edad de la deglaciación como la edad máxima de los glaciares de roca. Para el extremo norte de la COA, en la sierra de Santa Victoria, Zech *et al.* (2009) dataron la superficie de exposición de bloques erráticos en crestas morénicas con

el método de isótopos cosmogénicos, particularmente ¹⁰Be. Las edades arrojadas indican un rápido retroceso glaciar a partir de los ~14.5 ka hasta los ~12 ka e inmediatamente después su completa desaparición. Esta última edad podría considerarse la edad máxima a partir de la cual los glaciares de roca podrían haber comenzado a formarse.

Como se mencionara, el 72% de los glaciares de roca de la COA son clasificados como inactivos o fósiles, lo que indica que en el pasado las condiciones ambientales fueron más favorables para su desarrollo. Los glaciares de roca fósiles se encuentran a partir de 3800 m, mientras que los glaciares de roca activos aparecen recién a los 4500 m (Figura 2a), por lo que existe una diferencia altitudinal de 700 m entre ambos. El cambio de temperatura puede ser estimado aplicando un gradiente estándar de disminución de la temperatura con la altura para regiones montañosas (-0.7 °C/100 m). De esta manera, un incremento de 700 m en la altitud del límite inferior de los glaciares de roca activos representa un aumento de temperatura de 4.9 °C entre la deglaciación posterior al Tardiglacial (postglacial) y décadas recientes (previo a 1990) para la región.

Comparando las características de los glaciares de roca activos con la de los fósiles se desprende que existe una gran diferencia con respecto a la exposición hacia el oeste entre ambos grupos (Figura 5), donde el valor es mucho mayor en los glaciares de roca fósiles (34%), mientras que solo 20 (11%) de los glaciares de roca activos están orientados en esta dirección. Este contraste entre ambos flancos podría ser explicado, además de por un aumento de temperatura, por una disminución en las precipitaciones de la región. En tal sentido, Schäbitz *et al.* (2001) mediante el análisis palinológico de lagunas de altura en la sierra de Santa Victoria postulan un periodo de bajas precipitaciones entre 8.3 y 2 ka, debido a un debilitamiento de los vientos que transportaban la humedad desde el este. Este efecto habría incrementado el contraste de precipitaciones entre ambos flancos de las sierras, dejando las laderas occidentales bajo una marcada aridez. Esta disminución de las precipitaciones, además de reducir la recarga de agua y nieve de los glaciares de roca, debió impactar también en la cantidad de aporte de detritos desde las laderas. Ambos procesos habrían producido una lenta degradación de los glaciares de roca activos con exposición hacia el oeste y, en consecuencia, se habrían tornado inactivos. Esto, a su vez, podría explicar porqué hoy se encuentran glaciares de roca con distintos grados de actividad a la misma altura.

Para una correcta caracterización de los glaciares de roca de la COA es necesario iniciar trabajos de detalle que abarquen estudios geofísicos (e.g., Croce y Milana, 2002), perforaciones (e.g., Arenson *et al.*, 2002), monitoreo climático (e.g., Trombotto y Borzotta, 2009) y dinámico (e.g., Bodin *et al.*, 2010). Profundizar sobre estos aspectos, además, contribuirá a cuantificar su valor hidrológico y comprender su funcionamiento y génesis (e.g., Milana y Güel, 2008). En tal sentido recientemente se ha iniciado un monitoreo dinámico en el glaciar de roca Varas, que se

suma al monitoreo climático, con el fin de obtener la tasa de movimiento tanto horizontal como vertical.

CONCLUSIONES

Los glaciares de roca constituyen geoformas abundantes dentro de la Cordillera Oriental argentina (COA), donde cerca de la mitad se concentra en el sector austral entre 24°23' y 25°3' S. En total se contabilizaron 635 glaciares de roca, los cuales fueron clasificados de acuerdo con criterios morfológicos de actividad en activos (27.5%), inactivos (47.5%) y fósiles (25%). Cubren un área de 48.45 km² y en general se trata de cuerpos de pequeñas dimensiones (<0.1 km²). Los glaciares de roca activos se encuentran por encima de la cota de 4500 m, los inactivos por encima de la de 4200 m y los fósiles por encima de la de 3800 m.

Los glaciares de roca tienen un importante valor hidrológico en la alimentación de las cuencas de altura lo que se ve amplificado en la COA debido a que actualmente solo presenta escasos cuerpos de hielo o nieve permanente (área total <0.8 km²). Un cálculo estimativo del volumen de agua equivalente almacenada en los glaciares de roca intactos arrojó un valor de 0.46 km³.

Su distribución está asociada a la morfología glaciar, incisa en el relieve modelado durante el Pleistoceno Tardío, la cual, a su vez, estuvo controlada por la circulación atmosférica que afecta a esta región. Cambios climáticos ocurridos con posterioridad al periodo Tardiglaciar habrían desempeñado un rol central en la degradación de los glaciares de roca hoy reconocidos como fósiles y la formación de glaciares de roca, actualmente inactivos y activos en niveles sucesivamente superiores. Es posible que algunos glaciares de roca activos e inactivos que se observan hoy en la COA se encuentren en desequilibrio con las condiciones climáticas actuales.

Este inventario representa una línea base de la distribución de los glaciares de roca, hoy protegidos por una Ley Nacional, para el desarrollo o inicio de emprendimientos como actividades mineras o trazado de caminos provinciales dentro del ámbito de la COA.

AGRADECIMIENTOS

M. Martini agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) de Argentina por el financiamiento recibido para la realización del Doctorado, del cual forman parte los resultados mostrados en este trabajo. Se agradece la ayuda brindada en las tareas de campo a Pablo Heredia Barión, Erica López, Marcelo Vesco, Jorge Caprano e Ignacio Scalerandi. Un especial agradecimiento a los lugareños Ricarda Apaza y Tomás Villanueva Condorí de Cianza por su hospitalidad mientras se desarrollaron las tareas de campo. Al Editor Dr. Luca Ferrari, al revisor Dr. Miguel

Castillo y un revisor anónimo por sus comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar el manuscrito. Este trabajo fue financiado con subsidios de la Secretaría de Ciencia y Técnica (SECYT) de la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.

REFERENCIAS

- Ahumada, A.L., Ibáñez Palacios, G., Páez, V., 2011, Glaciares de escombros en la Sierra de Santa Victoria, Andes Áridos de Argentina, en 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina, Actas en CD.
- Ammann C., Jenny B., Kammer K., Messerli B., 2001, Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 172, 313-26.
- Arenson, L., Hoelzle, M., Springman, S., 2002, Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland: Permafrost and Periglacial Processes, 13, 117-135.
- Astini, R.A., Martini, M.A., 2012, El paleocañón de Tuc Tuca (noroeste argentino): ejemplo fósil de una zona de transferencia fluvial entre el borde de Cordillera Oriental-Puna y los mega-abanicos del antepaís andino, en 13° Reunión Argentina de Sedimentología, Salta, Argentina, 13-14.
- 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, 42-53.
- Baroni, C., Carton, A., Seppi, R., 2004, Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello-Presanella Massif (Italian Alps): Permafrost and Periglacial Processes, 15, 243-295.
- Barsch, D., 1992, Permafrost creep and rockglaciers: Permafrost and Periglacial Processes, 3, 175-188.
- Barsch, D., 1996, Rockglaciers: Berlin, Springer, 331 pp.
- Barsch, D., King, L., 1975, An attempt to date fossil rock glaciers in Orison, Swiss Alps: Quaestiones Geographicae, 2, 5-14.
- Bianchi A.R., Yañez, C.E., 1992, Las Precipitaciones en el Noroeste Argentino: Salta, Argentina, INTA Estación Experimental Agropecuaria, 393 pp.
- Blasco, G., Zappettini, E., Hongn, F., 1996, Hoja Geológica 2566-I, San Antonio de los Cobres, escala 1:250.000: Buenos Aires, Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Boletín N° 217, 2 mapas con texto, 126 pp.
- Bodin, X., Azócar, G. F., Brenning, A., 2010, Recent (2004-2010) variations of surface displacements in an Andean permafrost-glacier environment (Chile, 33° S.), en III European Conference on Permafrost, Longyearbyen, Noruega.
- Brazier, V., Kirkbride, M., Owens, I., 1998, The relationship between climate and rock glacier distribution in the Ben Ohau Range, New Zealand: Geografiska Annaler, 80 A (3-4), 193-207.
- Brenning, A., 2005a, Climatic and geomorphological controls of rock glaciers in the Andes of Central Chile: Combining statistical modelling and field mapping: Berlin, Alemania, Humboldt Universität, tesis doctoral, 137 pp.
- Brenning, A., 2005b, Geomorphological, hydrological and climatic significance of rockglaciers in the Andes of Central Chile (33-35°S): Permafrost and Periglacial Processes, 16, 231-240.
- Brenning A., Azócar G.F., 2010, Statistical analysis of topographic and climatic controls and multispectral signatures of rock glaciers in the dry Andes Chile, (27-33°S): Permafrost and Periglacial Processes, 21, 54-66.
- Brenning, A., Trombotto, D., 2006, Logistic regression modeling of rockglacier and glacier distribution: topographic and climatic controls in the semi-arid Andes: Geomorphology, 81, 141-154.
- Burger, K.C., Degenhardt, J.J., Giardino, J.R., 1999, Engineering geomorphology of rock glaciers: Geomorphology, 31, 93-132.
- Corte, A.E., 1999, Rock glaciers, en Williams R.S., Ferrigno, J.G. (eds), Satellite Image Atlas of Glaciers of the World, South America:

- United States Geological Survey Professional Paper 1386-I, 1136-1147.
- Croce, F., Milana, J.P., 2002, Internal Structure and Behaviour of a Rock Glacier in the Arid Andes of Argentina: Permafrost and Periglacial Processes, 13, 289-299.
- Delaloye, R., Lambiel, C., 2005, Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps): Norwegian Journal of Geography, 59/2, 194-203.
- Esper Angillieri, M.Y., 2009, A preliminary inventory of rock glaciers at 30°S latitude, Cordillera Frontal of San Juan, Argentina: Quaternary International, 195, 151-157.
- Esper Angillieri, M.Y., 2010, Application of frequency ratio and logistic regression to active rock glacier occurrence in the Andes of San Juan, Argentina: Geomorphology, 114, 396-405.
- Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M., Duncan, C., 1994, How flat is Tibet?: Geology, 22, 163-167.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009, Present-day South American climate: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 281, 190-195.
- González, M.A., Tchilinguirian, P., Pereyra, F., Ramallo, E., González, O.E., 2004, Hoja Geológica 2366-IV Ciudad de Libertador General San Martín, provincias de Jujuy y Salta, escala 1:250.000: Buenos Aires, Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Boletín 274, 1 mapa con texto, 114 pp.
- Haeberli, W., 1983, Permafrost-glacier Relationships in the Swiss Alps - Today and in the past, *en* Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 415-420.
- Haeberli, W., 1985, Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers: Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 77, 1-142.
- Haselton, K., Hilley G., Strecker M.R., 2002, Average Pleistocene climatic patterns in the Southern Central Andes: controls on mountain glaciation and palaeoclimate implications: Journal of Geology, 110, 211-26.
- Humlum, O., 1998, The climate significance of rock glaciers: Permafrost and Periglacial Processes, 9, 375-395.
- Igarzábal, A.P., 1981, El sistema glaciológico de la Cuenca Superior del Río Juramento, Provincia de Salta, *en* 8º Congreso Geológico Argentino, San Luis, Argentina, 4, 167-183.
- Kääb, A., 2007, Rock glaciers and protalus forms, *en* Elias, S. (ed), Encyclopedia of Quaternary Science: Amsterdam, Elsevier, 2236-2242.
- Kääb A., Weber M., 2004, Development of transverse ridges on rock glaciers: field measurements and laboratory experiments: Permafrost and Periglacial Processes, 15(4), 379-391.
- Lazar, R., Kellerer-Pirklbauer, A., Sulzer, W., Zenkl, G., 2007, Observations on Periglacial Landforms at Nevado de Cachi, NW-Argentina, *en* Geomorphology for the Future, Conference Proceedings, Obergurgl, Austria, 129-136.
- Martini, M.A., Astini, R.A., 2012, Inventario y caracterización de los glaciares de rocas en Cordillera Oriental, noroeste argentino, *en* 13º Reunión Argentina de Sedimentología, Salta, Argentina, p. 133.
- Martini, M.A., Strelin, J.A., Astini, R.A., 2011a, Altura de paleolíneas de equilibrio glaciar en el Nevado de Chañi, noroeste argentino: comparación entre diferentes métodos de estimación, *en* 18º Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina, Actas en CD.
- Martini, M.A., Strelin, J.A., Astini, R.A., Kaplan, M. R., 2011b, Glacial and periglacial geomorphology and chronology in the Nevado de Chañi (Cordillera Oriental of Jujuy): implication for past climate in NW Argentina, *en* 22 International Colloquium on Latin American Earth Sciences, Heidelberg, Alemania, 145.
- 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.
- Palacios, D., Parrilla, G., Zamorano, J.J., 1999, Paraglacial and postglacial debris flows on Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico): Geomorphology, 28, 95-118.
- Payne, D., 1998, Climatic implications of rock glaciers in the arid Western Cordillera of the Central Andes: Glacial Geology and Geomorphology, 1998, rp03/1998.
- Rau, F., Mauz, F., Vogt, S., Khalsa, S.J.S., Raup, B., 2005, Illustrated GLIMS glacier classification manual Glacier classification guidance for the GLIMS inventory (en línea), version 1.0, 10-02-2005: Global Land Ice Measurement from Space, <www.glims.org/MapsAndDocs/guides.html>.
- Raup, B., Khalsa, S.J.S., 2010, GLIMS Analysis Tutorial (en línea): National Snow and Ice Data Center (NSIDC), Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS), <www.GLIMS.org>, 10-05-2010, 15 pp.
- Salazar, G.A., 2009, Estudio y caracterización de patrones de radiación solar a grandes altitudes mediante métodos globales y espectrométricos: Salta, Argentina, Universidad Nacional de Salta, tesis doctoral, 151 pp.
- Schäbitz, F., Lupo, L., Kulemeyer, J.A., Kulemeyer, J.J., 2001, Variaciones en la vegetación, clima y la presencia humana en los últimos 15000 años en el borde oriental de la Puna, provincias de Jujuy y Salta, noroeste argentino: Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial, 155-162.
- 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., 1994, Die Solarstrahlung als Steuernder Faktor im Geosystem der Subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien): Heidelberger Geographische Arbeiten, 94, 199 pp.
- Schrott, L., 1996, Some geomorphological-hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina): Zeitschrift für Geomorphologie NF, 104, 161-173.
- 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: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 35, 747-787.
- Trombotto, D., Buk, E., Hernández, J., 1997, Monitoring of mountain permafrost in the Central Andes, Cordón del Plata, Mendoza, Argentina: Permafrost Periglacial Processes, 8, 123-129.
- Trombotto, D., Buk, E., Hernández, J., 1999, Rockglaciers in the Southern Central Andes (approx. 33°-34°S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina: Bamberger Geographische, Schriften, 19, 145-173.
- Trombotto, D., Borzotta, E., 2009, Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rock glacier, Central Andes of Mendoza, Argentina: Cold Regions Science and Technology, 55, 321-330.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmainer, D., Marengo, J., Mechoso, C.R., Noguez-Paegle, J., Silva Dias, P.L., Zhang, C., 2006, Toward a unified view of the American Monsoon System: Journal of Climate, 19, 4977-5000.
- Wahrhaftig, C., Cox, A., 1959, Rock glaciers in the Alaska Range: Bulletin of the Geological Society America, 70, 383-436.
- Whalley, W. B., Martin, H. E., 1992, Rock glaciers: II models and mechanisms: Progress in Physical Geography, 16(2), 127-186.
- Zech, J., Zech, R., Kubik, P.W., Veit, H., 2009, Glacier and climate reconstruction at Tres Lagunas, NW Argentina, based on ¹⁰Be surface exposure dating and lake sediment analyses: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 284, 180-190.
- Zhou, J., Lau, K.M., 1998, Does a Monsoon climate exist over South America?: Journal of Climate, 11, 1020-1040.
- Zipprich, M., Reizner B., Zech W., Stingl H., Veit H., 2000, Upper Quaternary landscape and climate evolution in the Sierra de Santa Victoria (north-western Argentina) deduced from geomorphologic and pedogenic evidence: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 7(8), 997-1011.

Manuscrito recibido: abril 24, 2013

Manuscrito corregido recibido: junio, 22, 2013

Manuscrito aceptado: junio 26, 2013