



**Reconstrucción geomorfológica del último máximo glaciar
en la cuenca del río San Juan, Argentina**

*Geomorphological reconstruction of the last glacial maximum
in San Juan river basin, Argentina*

Forte, A. P. ⁽¹⁾; Villarroel, C. D. ⁽¹⁾

(1) CONICET, Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO),
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFN), Universidad Nacional de San Juan (UNSJ).
Av. Ignacio de la Roza 590 (Oeste), J5402DCS, Rivadavia, San Juan, Argentina.
Correo electrónico: anapau.forte@gmail.com

Resumen

Las glaciaciones cuaternarias han dejado registro en diversos espacios geográficos de la corteza terrestre. Esto no ha sido una excepción en los Andes Centrales de Argentina y Chile, donde enormes valles labrados por la erosión glacial y depósitos morrénicos evidencian el fenómeno. Sin embargo, aún no se ha logrado establecer a nivel regional el alcance geográfico de estas glaciaciones, ni los volúmenes de agua que fueron descargados durante el retroceso de los glaciares. En éste trabajo se presenta un mapa geomorfológico de temática glacial de una región de los Andes Centrales y además se realiza por primera vez una reconstrucción geomorfológica de la zona en el momento del máximo avance glacial. Este trabajo ha sido realizado mediante el reconocimiento de las áreas ocupadas por valles en forma de U, valles asimétricos y depósitos morrénicos a partir de imágenes satelitales, fotografías aéreas y registro de geoformas en el campo. Los resultados obtenidos indican que en el área de estudio los glaciares pleistocenos llegaron a cubrir una superficie total de 582,3 km², es decir, un 25,5% del total del área analizada (2.085 km²). Actualmente, en dicha zona los glaciares y heleros ocupan el 3,94 % de la superficie total.

Palabras clave: glaciaciones pleistocenas; geomorfología glacial; geoformas de erosión y acumulación glacial; ambiente glacial; ambiente paraglacial; Andes Centrales de Argentina.



Abstract

Evidence of Quaternary glaciations is present in numerous places of the surface of the Earth. The Central Andes of Argentina and Chile are not the exception. Enormous “U” shaped valleys and till deposits demonstrate the widespread occurrence of this phenomenon. However, the area covered by ancient glaciers and the volume of water discharge remains poorly constrained. In this paper, we present a geomorphological map and, for the first time, a paleogeographic reconstruction of the maximum extent of glaciers during the Last Glacial Maximum. This work was carried out by surveying the area occupied by “U” shaped valleys, asymmetric valleys, and moraine deposits, using high-resolution satellite images, aerial photographs, and field data. Results show that the Pleistocene glaciers covered an area of 582.3 km², about 25.5% of the study area (2,085 km²). Nowadays, glaciers and glacierets occupy only 3.94% of this area.

Key words: pleistocene glaciations; glacial geomorphology; glacial accumulation and erosion landforms; glacial environment; paraglacial environment; Central Andes Argentina.

1. Introducción

Las glaciaciones ocurridas durante el periodo Cuaternario, han modelado intensamente el relieve actual de la cordillera de los Andes (Ackert, *et al.* 2008; Glasser, *et al.* 2008; Martínez *et al.*, 2011; Martini *et al.*, 2017; Rabassa *et al.*, 2011; Ward *et al.*, 2017; Zech *et al.*, 2017; Vargo *et al.*, 2018). Durante el Pleistoceno (2,58 a 0,0117 Ma) y Holoceno (desde hace 11,700 ka antes del presente, BP) han ocurrido diversos eventos de descenso de temperatura y avances de los frentes de hielo glacial. Entre ellos destacan los eventos del Último Máximo Glacial (Last Glacial Maximum: LGM) y el Glaciar Tardío (Late Glacial: LG), datados en 31 a 18 ka BP y en 18 a 12 ka BP respectivamente (Clapperton, 2000 y Zech *et al.*, 2008 y 2009).

La zona de estudio forma parte de los Andes Áridos de Argentina (17°30' a 35°00' S), denominado así por sus características climáticas y geomorfológicas actuales (Lliboutry, 1998). A modo general, los glaciares en los Andes Áridos tienen como característica distintiva ser fríos (suelen encontrarse enteramente a temperaturas menores a 0°C), suelen tener flujos lentos y tamaños moderados a pequeños.

Asimismo, Lliboutry con una perspectiva glaciológica dividió los Andes Áridos en Andes Desérticos y Andes Centrales en los 31° de

latitud sur (Fig. 1). En detalle, los glaciares de los Andes Desérticos se caracterizan por ser fríos, sólidos al sustrato, tener tamaños relativamente pequeños y en muchos casos no presentan signos de movimiento (Lliboutry, 1998; Milana, 2010; Perucca y Esper Angillieri, 2011). Los mismos yacen a cotas elevadas donde generalmente los suelos se encuentran a temperaturas menores a 0°C en forma permanente (permafrost de montaña). Mientras que los glaciares de los Andes Centrales suelen estar vinculados con glaciares cubiertos o morrenas con hielo, presentan mayores dimensiones que en los Andes Desérticos y alcanzan menores cotas. Esto, en parte, se debe a la mayor cantidad de precipitación registrada, a las abruptas topografías del terreno (y la consecuente mayor cantidad de horas de sombra) y a los efectos latitudinales, ya que los Andes Centrales se encuentran en la porción sur de los Andes Áridos, por lo tanto la radiación solar que reciben es menor (Lliboutry, 1998).

En la región de los Andes Centrales de Argentina han sido reconocidos tanto el Último Máximo Glaciar (UMG) como el Glaciar Tardío (GT) (Espizúa, 1999, 2002 y 2004; Zech *et al.*, 2005 y 2007; Zech, 2012; Hermanns *et al.*, 2015; Moreiras *et al.*, 2016). Estos estudios se basan en la identificación, cartografía y datación de depósitos morrénicos. Cabe mencionar que la zona, en general, carece de accesi-

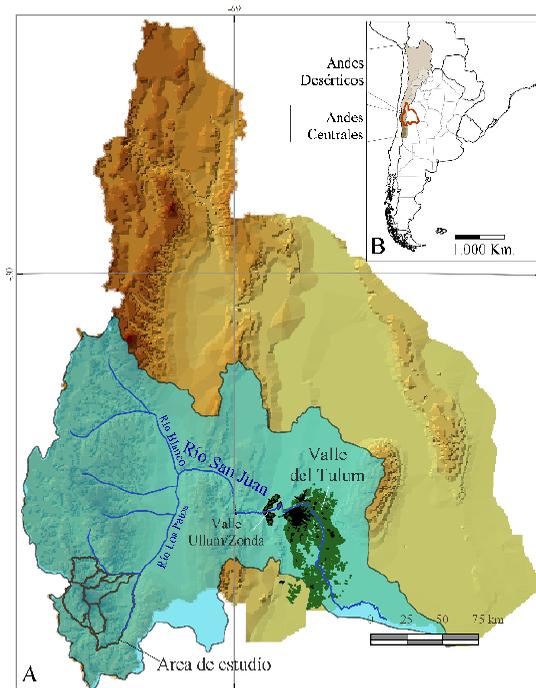


Figura 1: Localización del área de estudio. A- Modelo Digital de Elevación de la Provincia de San Juan, Argentina. En verde la cuenca del río San Juan. B- Clasificación de los Andes Áridos de Argentina y Chile (Basado en Lliboutry 1998).

Figure 1: Study Area location. A- Digital Elevation Model of the Province of San Juan, Argentina. In green the San Juan river basin. B- Dry Andes of Argentina and Chile classification (based on Lliboutry 1998).

bilidad y suficiente material orgánico, dos situaciones que desfavorecen la realización de estudios para dataciones por radiocarbono, por lo que se han llevado a cabo muy pocas investigaciones para establecer cronologías precisas a nivel regional de los diferentes estadios de avances y retrocesos glaciales en esta latitud. Entre estas dataciones se destaca la más reciente de Moreiras *et al.* (2016) quienes identifican morrenas del UMG ubicadas a una cota de 2.019 m.s.n.m en el cordón del Plata, situado a tan solo 60 km al sureste de la zona de estudio en la vecina provincia de Mendoza.

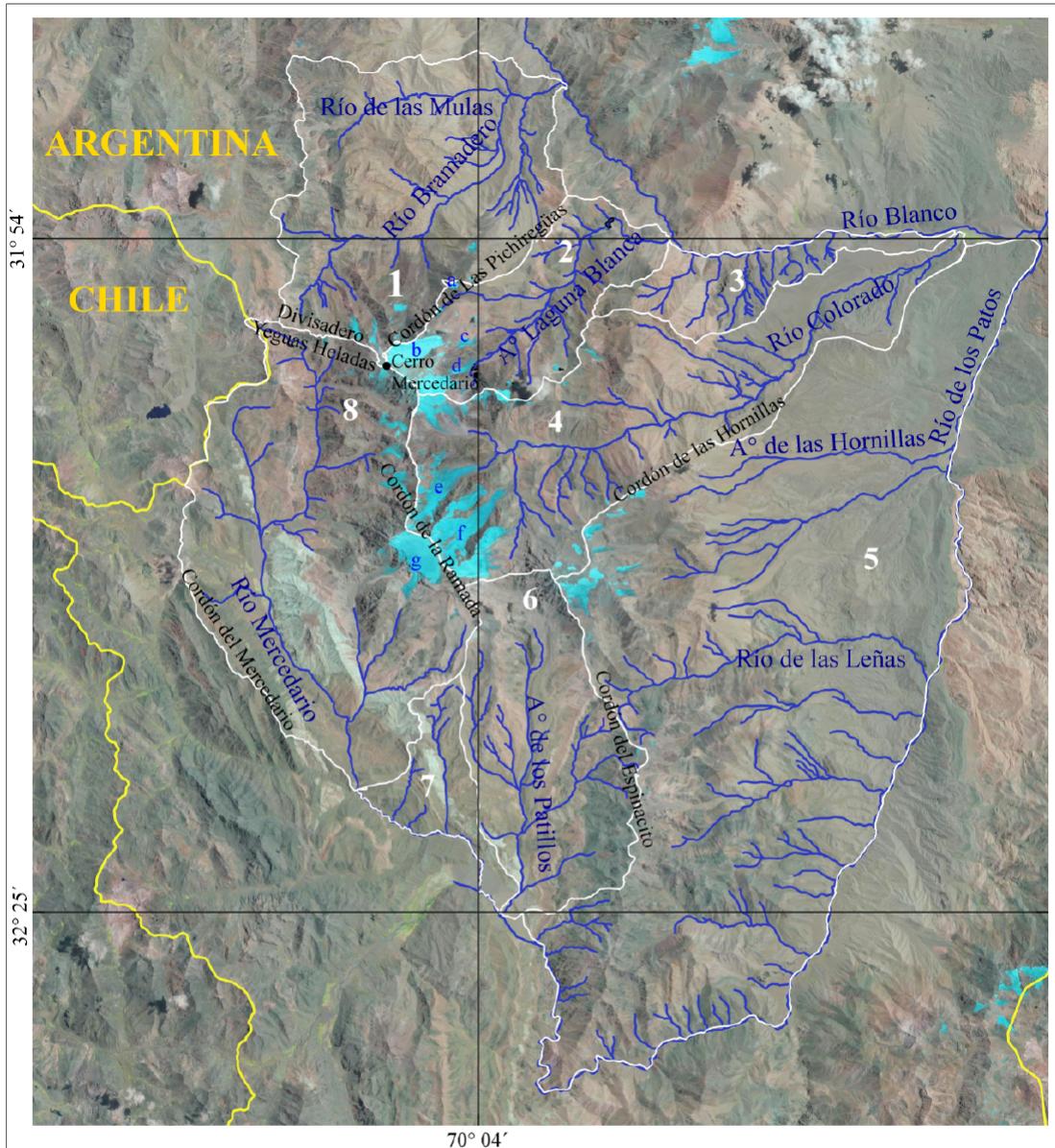
En el presente trabajo el área de estudio queda comprendida por los cordones montañosos de La Ramada, Espinacito, Pichireguas, Contrabandistas, Hornillas y Mercedario si-

tuados entre los 31°47'00" y los 31°57'30" de latitud sur y los 70°00'00" y 70°13'30" de longitud oeste; ocupando una superficie total de 2.085 km². En la Fig. 2 se muestra la ubicación y distribución de las diferentes cuencas y cordones montañosos mencionados. Las elevaciones en la zona de estudio comprenden un rango muy amplio, entre los 2.000 a los 6.740 m s.n.m. En el cordón de la Ramada se destaca el Cerro Mercedario, que es uno de los picos más elevados del continente americano con 6.740 m s.n.m.

La zona de estudio está conformada por las cuencas del río Bramadero, del arroyo Laguna Blanca, del río Colorado, del río Patillos, del río Mercedario, además de otras cuencas menores que han sido agrupadas en sectores. Las cuencas mencionadas conforman las cuencas del río Blanco sur (4.861 km²) y las nacientes de la cuenca del río los Patos (3.571 km²). Ambas están ubicadas en el extremo oeste del departamento Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina, próximas con límite internacional con la República de Chile (Fig. 2). Tanto la cuenca del río Blanco, como la cuenca del río Los Patos, forman parte del sistema hidrológico de la cuenca del río San Juan (39.906 km²), el cual posee un caudal promedio de 56 m³/s y es el principal proveedor de agua del Valle del Tulum, sitio donde se concentra más del 90% de la población de la provincia con 681.055 habitantes (INDEC, 2010) y gran parte de las actividades productivas y económicas regionales.

El clima actual en la zona de estudio se encuentra controlado en forma primaria por la presencia del anticiclón subtropical del Pacífico (Minetti *et al.*, 2007) que provoca el desarrollo de climas áridos a semi-áridos, con bajos valores de precipitación, humedad relativa del aire y nubosidad, favoreciendo una alta radiación solar y superficies terrestres con muy bajos porcentajes de vegetación y humedad.

En la zona de estudio, el ambiente glacial actual se encuentra constituido por glaciares, heleros o glaciaretos, neveros o manchones



CUENCAS Y SECTORES

- 1- Cuenca del río Bramadero
- 2- Cuenca arroyo Laguna Blanca
- 3- Sector Norte
- 4- Cuenca del río Colorado
- 5- Sector este
- 6- Cuenca arroyo Los Patillos
- 7- Sector sur
- 8- Cuenca río Mercedario

NOMBRES DE GLACIARES

- a- Glaciar Pirca de Indio
- b- Glaciar Ollada
- c- Glaciar Paduszec
- d- Glaciar El Caballito
- e- Glaciar Salto Frío
- f- Glaciar Italia
- g- Glaciar La Mesa

Figura 2: Área de estudio. Mapa de ubicación con los principales ríos, cuencas y toponimias de la región. En color celeste se visualizan los glaciares y heleros presentes.

Figure 2: Study Area. Location map with the main rivers, basins and toponyms of the region. In light blue, the glaciers and glaciarets are visible.

de nieve perenne, glaciares cubiertos y morrenas con núcleo de hielo. Y además existe un amplio desarrollo de permafrost de montaña (Forte *et al.*, 2016; Esper Angillieri, 2017 y Tapia Baldis *et al.*, 2018), representado principalmente por la presencia de glaciares de escombros activos (Villarroel *et al.*, 2018).

El objetivo de éste trabajo es realizar una reconstrucción geomorfológica de las antiguas glaciaciones pleistocenas y presentar por primera vez el alcance geográfico que tuvieron los glaciares durante su máxima extensión a partir de un novedoso y detallado mapa geomorfológico de temática glacial de una importante región de los Andes Centrales. Estos datos resultan en un aporte significativo para estimar los volúmenes de agua de descarga que se produjeron con el retroceso glacial desde la última edad de hielo y además contribuyen al conocimiento paleogeográfico y paleoclimático de la región.

2. Metodología

Para la elaboración del mapa geomorfológico de la zona de estudio se utilizaron imágenes satelitales de media y alta resolución espacial: LANDSAT 5 y 8; ASTER; SPOT 5, 6 y 7; SENTINEL 2 y soportes visuales como Google Earth y NASA World Wind. La zona cuenta, además, con fotografías aéreas de los años 1968 (Instituto Geográfico Nacional - Argentina) y 1974 (Instituto Argentino de Nivología y Glaciología, CCT Mendoza - Argentina).

También se han utilizado modelos digitales de elevación (MDE) que permitieron analizar la topografía y características morfométricas del terreno, como así también los sistemas hidrográficos y las divisorias de cuenca de la zona de estudio.

Todas las geoformas identificadas en la zona de estudio fueron digitalizadas y cartografiadas mediante herramientas SIG donde se integraron capas con información del sistema hidrológico actual, los glaciares, heleros y neveros identificados; como así también los

depósitos de acumulación glacial (morrenas laterales, de fondo, terminales y frontales) y las geoformas producidas por la erosión glacial (valles en "U", circos, aristas, espolones truncados, picos tipo *horn*, valles colgados, lagos tipo *tarns*).

A partir del análisis digital del modelo de elevación (MDE) del terreno SRTM de 30 metros de resolución espacial mediante el software SAGA GIS y una posterior edición vectorial, se mapearon cuencas y ríos principales que conforman la red hidrográfica local.

Para la identificación de cuerpos de hielo superficiales actuales se realizaron clasificaciones supervisadas para la detección automática de hielo descubierto y nieve en imágenes de alta resolución espacial (Kääb, 2002). Las imágenes satelitales utilizadas en este procedimiento pertenecen a los satélites Aster y SPOT 5 y 6. Posteriormente se procedió a realizar el control y edición vectorial de los resultados obtenidos.

Los cuerpos de hielo descubiertos se clasificaron como glaciares, neveros y/o heleros basada en las características geomorfológicas (Lliboutry, 1998; Cuffey y Paterson, 2010; Milana, 2010; Trombotto *et al.*, 2014; Kotlyakov y Komarova, 2007). La realización de la cartografía se complementó con estudios preexistentes en la zona (Bolius *et al.*, 2006; Vimeux *et al.*, 2009 y Ciric, 2009) y con observaciones in situ realizadas durante cuatro campañas de campo durante los veranos de tres años consecutivos (2015, 2016 y 2017).

Las geoformas identificadas fueron vinculadas con el MDE para la obtención de parámetros morfométricos: elevación, pendiente y orientación para cada una de ellas. Para la obtención de la orientación promedio de cada glaciar se usó el método propuesto por Paul *et al.*, (2010).

El mapeo y la descripción de las geoformas de erosión y acumulación glacial se realizó de manera manual en plataforma SIG a partir de la observación de diversas imágenes sate-

litas de media y alta resolución espacial y fotografías aéreas. Se realizó además un control de campo en la cuenca del arroyo Laguna Blanca.

Los principales depósitos de acumulación glacial son los diferentes tipos de morrenas y los bloques erráticos. Estos últimos fueron identificados principalmente en el terreno, mientras que las morrenas fueron cartografiadas en gabinete y verificadas en terreno.

Para la identificación de los depósitos morrénicos en gabinete se consideró como criterio sus características geomorfológicas, texturales, estructurales y espaciales (suelen presentar formas suaves, irregulares y redondeadas), mientras que en el campo se analizaron sus características sedimentarias y granulométricas. Las morrenas que se han cartografiado han sido clasificadas de acuerdo a su geomorfología como de fondo o basales, laterales, frontales y terminales.

Para la identificación y digitalización de geoformas de erosión se recurrió a la visualización en tres dimensiones de imágenes satelitales georreferenciadas sobre el modelo digital de elevación. El MDE también se utilizó para la realización de estudios morfométricos de las geoformas mapeadas.

Para la reconstrucción geomorfológica de la máxima extensión superficial ocupada por glaciares durante el Pleistoceno se realizó una cartografía detallada de los valles con forma de "U" y asimétricos y la disposición de los depósitos morrénicos conservados en la zona de estudio. Se calcularon las máximas longitudes y áreas ocupadas por las antiguas masas de hielo. Estas superficies fueron vinculadas con MDE para la obtención de parámetros morfométricos. Para la orientación se consideró la propuesta metodológica de Paul *et al.* (2010).

Por último, se estudió la fluctuación de glaciares mediante la comparación del área que ocuparon los antiguos glaciares pleistocenos y la que ocupan los glaciares actualmente.

3. Resultados

3.1. Inventario de glaciares, heleros y neveros actuales.

El desarrollo actual del ambiente glacial en el área de estudio es muy importante, caracterizándose por un significativo número de glaciares (n=54) y heleros (n=53) que ocupan áreas de 58,64 km² y 30,9 km² respectivamente. Se han identificado además, un total de 1.615 neveros permanentes (Fig. 3).

Los glaciares se desarrollan entre los 4.010 y los 6.563 m s.n.m., la ELA (Línea de Equilibrio Altitudinal) actual de los glaciares representada por la altura media promedio de los mismos, se encuentra a 5.022 m s.n.m. (Fig. 4A). El análisis hipsométrico de los glaciares muestra que la distribución altitudinal de los mismos se encuentra concentrada principalmente alrededor de la media (Fig. 4B).

Los heleros se desarrollan entre los 4.150 y los 6.215 m s.n.m., con un valor promedio de 5.060 m s.n.m. La hipsometría de estos cuerpos muestra que se desarrollan principalmente en un rango de elevación entre los 5.000 y 5.400 m s.n.m. (Fig. 4B).

Los glaciares presentan una pendiente media promedio de 17°, con valores máximos identificados de 55° y mínimos de 1°. Estos valores extremos no son representativos de la distribución que presentan los datos donde se observa una clara concentración alrededor de la media (Fig. 4C).

Los heleros muestran tendencia a desarrollarse en áreas con menores pendientes promedio (~11°). Se desarrollan entre valores extremos de 1 y 49°, pero su superficie se extiende principalmente entre los 5 y 15° (Fig. 4C).

Las superficies ocupadas por glaciares muestran una orientación predominante hacia el Noreste (NE) y con una segunda moda hacia el Sureste (SE). Mientras que los heleros muestran orientaciones predominantes al sur (Fig. 4D).

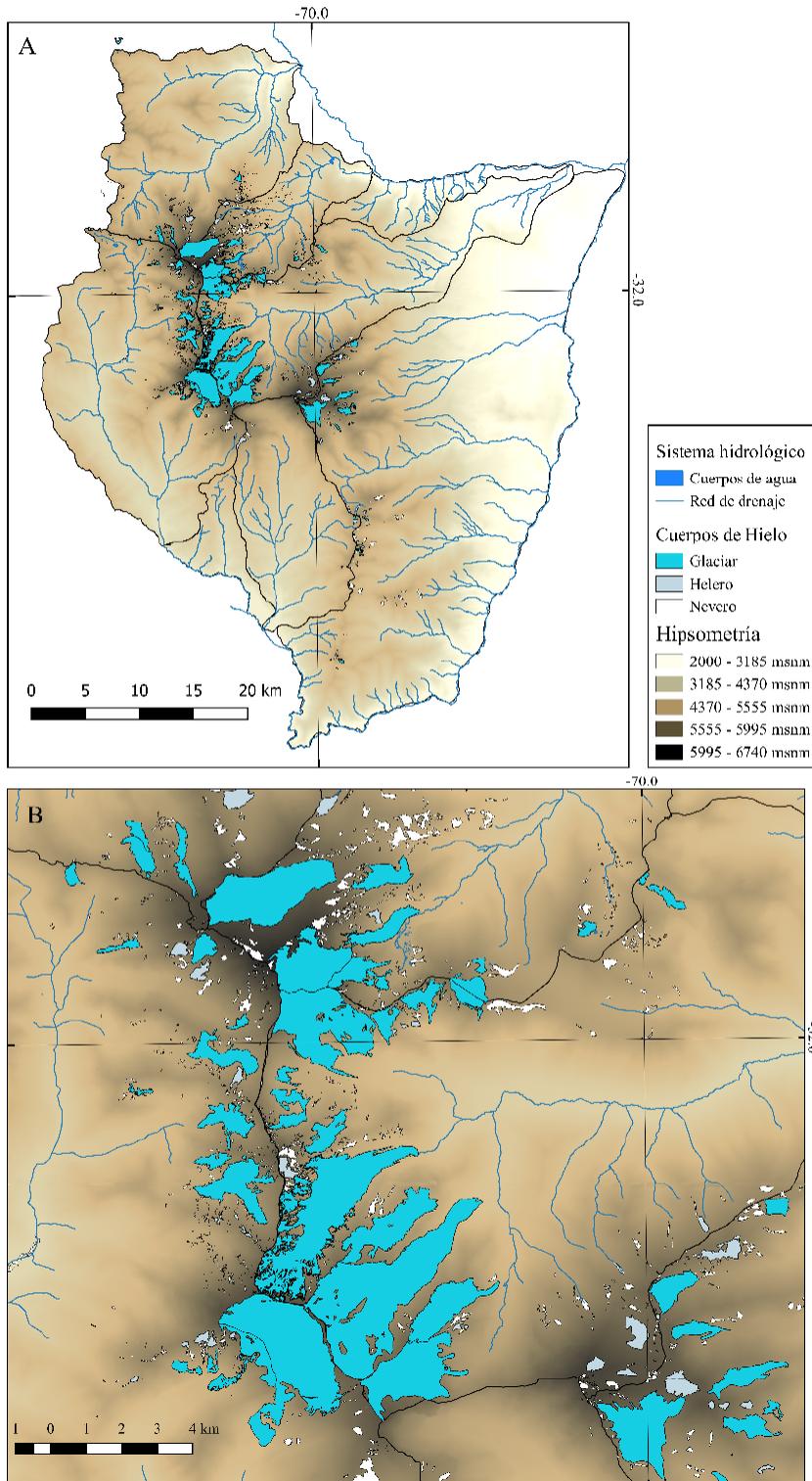


Figura 3- A- Inventario de glaciares, heleros y neveros. B- Sector con mayor densidad de cuerpos de hielo a mayor escala.
Figure 3: A-Glacier, glaciaret and snow patch inventory B- Sector with the highest density of ice bodies on a larger scale.

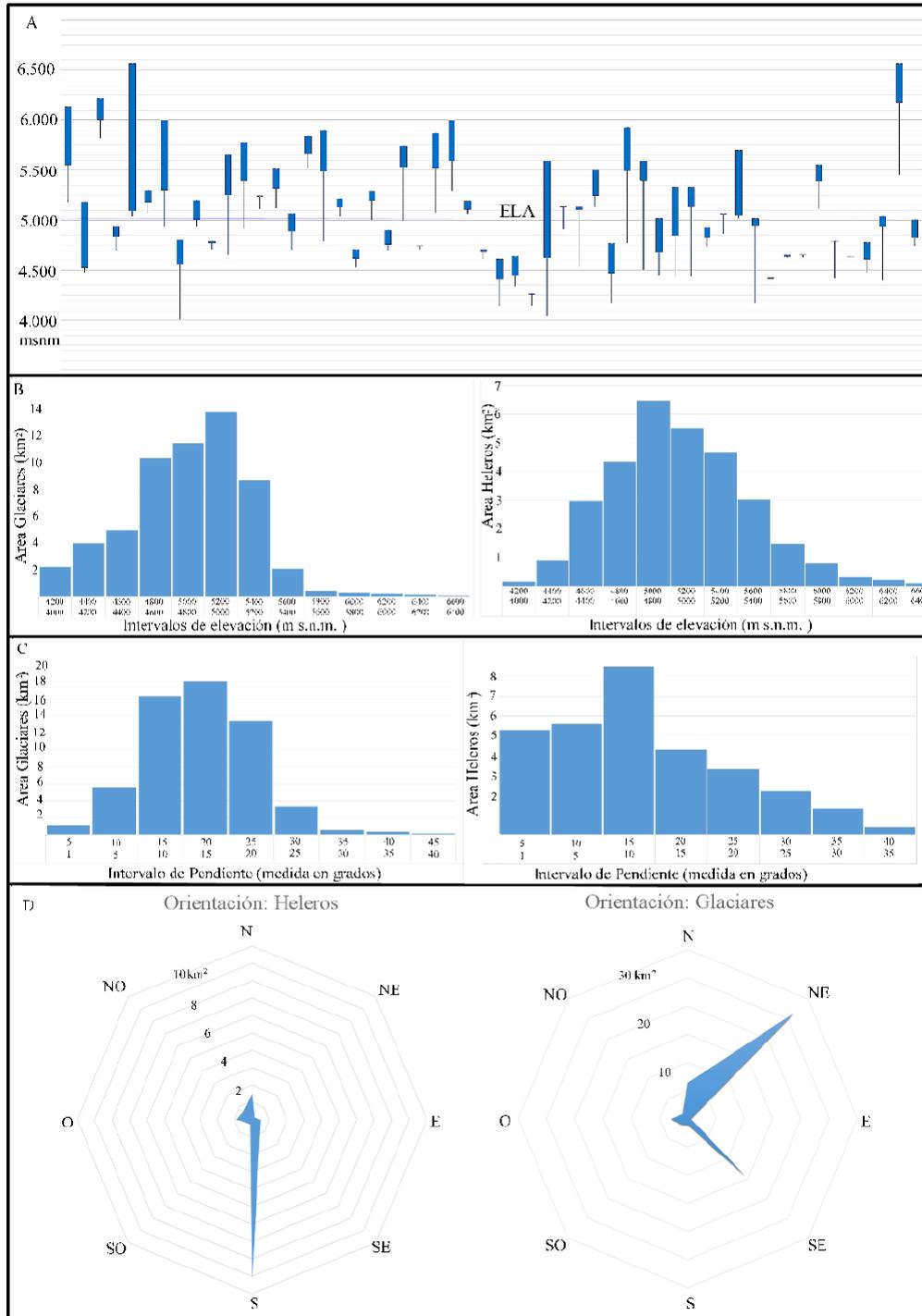


Figura 4: A- Rango de elevaciones máximas y mínimas de cada glaciar, la E.L.A. se encuentra a 5.020 m s.n.m. B- Hipsometría de glaciares y heleros. C- Superficies ocupadas por glaciares y heleros respecto a intervalos de pendientes. D- Superficie de glaciares y heleros dispuestas en las diversas orientaciones de laderas.

Figure 4: A- Elevation range of each glacier, E.L.A. is 5,020 m a.s.l. B- Glaciers and glaciarets hypsometry. C- Relation between area occupied by glaciers and glaciarets, and slopes intervals. D- Glaciarets and Glaciers area in relation to aspect.

3.2. Geomorfología Glacial.

En la zona de estudio se han identificado 297 depósitos morrénicos que cubren un total de 63,83 km² y se desarrollan entre las elevaciones de 2.400 y 5.830 m s.n.m. Estos depósitos fueron caracterizados mediante observaciones de campo y se encuentran constituidos por depósitos caóticos, masivos y sin selección, conformados por detritos y clastos angulosos, con sedimentos de una amplia gama de granulometrías desde bloques de varios metros hasta material fino limo-arcilloso.

Las morrenas que mejor estado de conservación presentan son las laterales. Cubren una superficie total de 26,98 km² y tienen un significativo número de depósitos identificados (n=155). En planta, las morrenas laterales poseen formas elongadas, generalmente adosadas y paralelas a las laderas de los va-

lles. Se han encontrado diversos casos en que existen más de una morrena lateral ubicadas a diferentes niveles de elevación. En general las morrenas que representan las máximas extensiones de glaciares están a mayores alturas respecto del lecho del río, pero suelen evidenciar procesos fluviales, aluviales, periglaciales, glaciales y de remoción en masa e incluso presentar deformaciones dúctiles como plegamientos (Fig. 5).

Las morrenas de fondo, son las que presentan mayor dificultad para su identificación ya que suelen presentarse con mayor grado de erosión y meteorización, principalmente por procesos fluviales, debido a su ubicación en el lecho de los valles. Sin embargo, se han podido identificar algunas morrenas de fondo (n=77) tanto en el terreno como en imágenes aéreas. Estas geoformas cubren una superficie de 23,01 km² (Fig. 6).

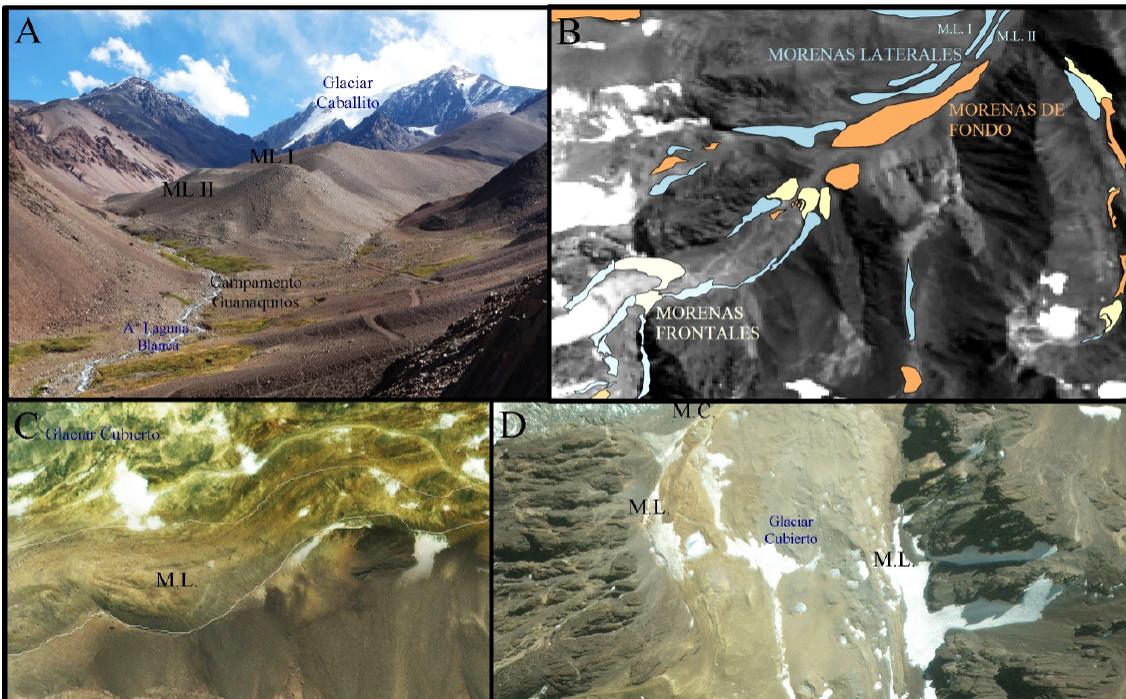


Figura 5: Morrenas Laterales identificadas en la zona de estudio. A y B- Antiguas morrenas en el margen del arroyo Laguna Blanca. M.L. I representa las morrenas más antiguas y M.L.II morrenas laterales de menor cota C- Morrenas laterales en ambiente glacial actual bordeando glaciar cubierto. D- Glaciar cubierto Caballito. M.L.: Morrenas laterales bordeando un glaciar cubierto. Y M.C.: Morrena Central entre glaciar cubierto y glaciar descubierta.

Figure 5: Lateral moraines identified in the study area. A and B- Ancient moraines in Laguna Blanca river basin. C- Folded lateral moraines with solifluction processes overimposed in current glacial environment bordering a debris covered glacier. D- Debris cover glacier Caballito. M.L.: Lateral moraines and M.C.: Central moraines.

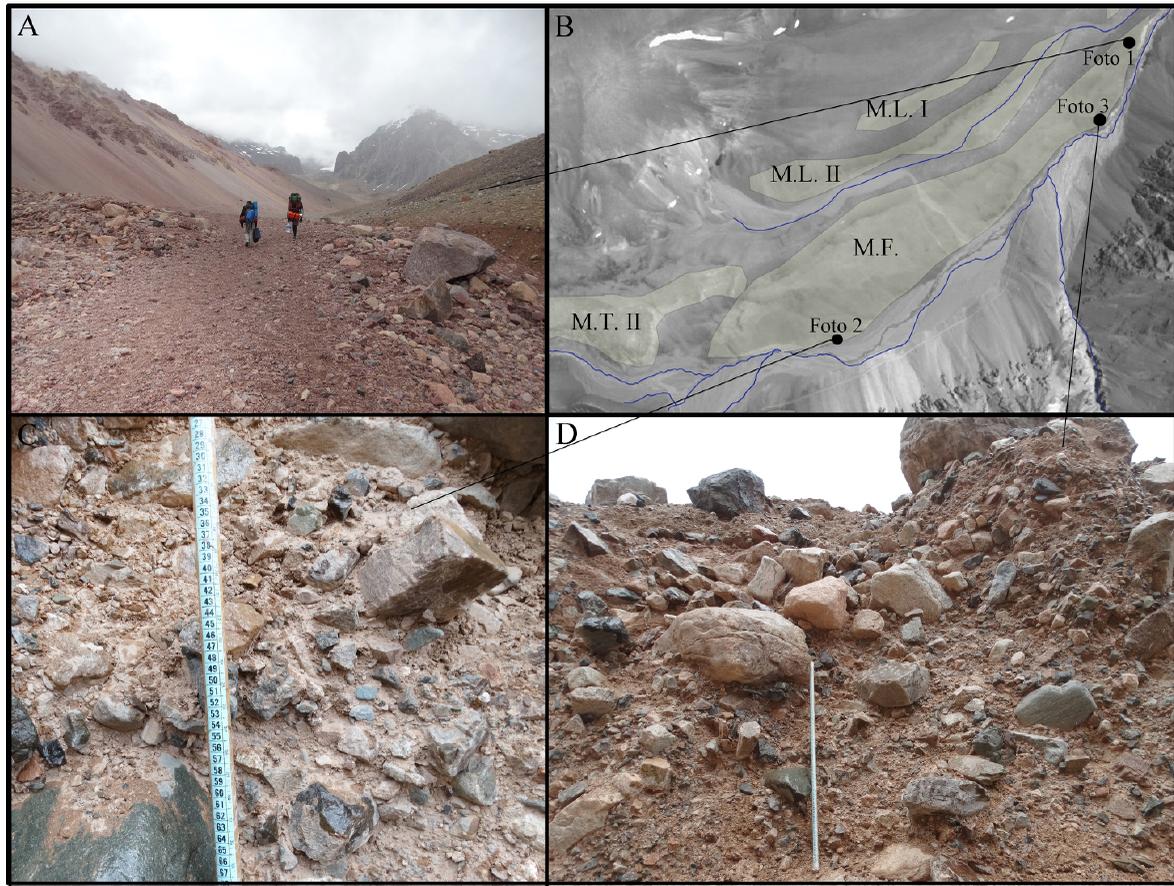


Figura 6: Morrenas de Fondo identificadas en el lecho del arroyo Laguna Blanca. A, C y D: Fotografías de los depósitos morrénicos. La vara usada como escala tiene 1 metro de largo. B- Mapa de la zona de estudio. MF: Morrenas de Fondo. ML: Morrenas Laterales. MT: Morrenas Terminales y Frontales.

Figure 6: Bottom moraines identified in the Laguna Blanca creek bed. A, C and D: Moraines photographs. The stich has a length of 1 meter. B- Map of the study area. MF: Bottom Moraines. ML: Lateral Moraines. MT: Terminals and Frontal Moraines.

Las morrenas frontales son las que fueron identificadas con mayor facilidad. Las mismas suelen estar dispuestas en forma perpendicular al eje del valle y suelen tener forma de arco. En la zona de estudio se identificaron 54 morrenas de esta categoría y cubren una superficie de 11,23 km². Estas geoformas cuando están alejadas de los frentes de los glaciares suelen estar afectadas por cauces fluviales, por depósitos coluviales y por procesos periglaciales y de remoción en masa (Fig. 7).

Las morrenas terminales, al representar las morrenas frontales formadas durante el máximo

avance del glaciar, suelen encontrarse a menores cotas y afectadas por una mayor cantidad de procesos erosivos. En la zona de estudio se han identificado tan solo 5 morrenas terminales que cubren una superficie de 2,58 km². En general suelen estar muy degradadas o directamente no se preservan debido a la intensidad de los procesos erosivos y la actividad tectónica.

Entre los diversos ejemplos de este tipo de geoformas, cabe destacar por sus dimensiones e importancia la morrena terminal del valle del arroyo Laguna Blanca, en el cual el depósito morrénico impermeable ha generado un



Figura 7: Morrena frontal en el glaciar Italia. M.F.: Morrena frontal. M.L.: Morrena lateral. Coordenadas geográficas: 32°2'17"S y 70° 3' O. Imagen satelital: DigitalGlobe (NYSE: DGI).

Figure 7: Frontal Moraine in the Italia glacier. M.F.: Frontal moraine. M.L.: Lateral moraine. Geographical coordinates: 32°2'17"S and 70° 3' W. Satellital imagen: DigitalGlobe (NYSE: DGI).

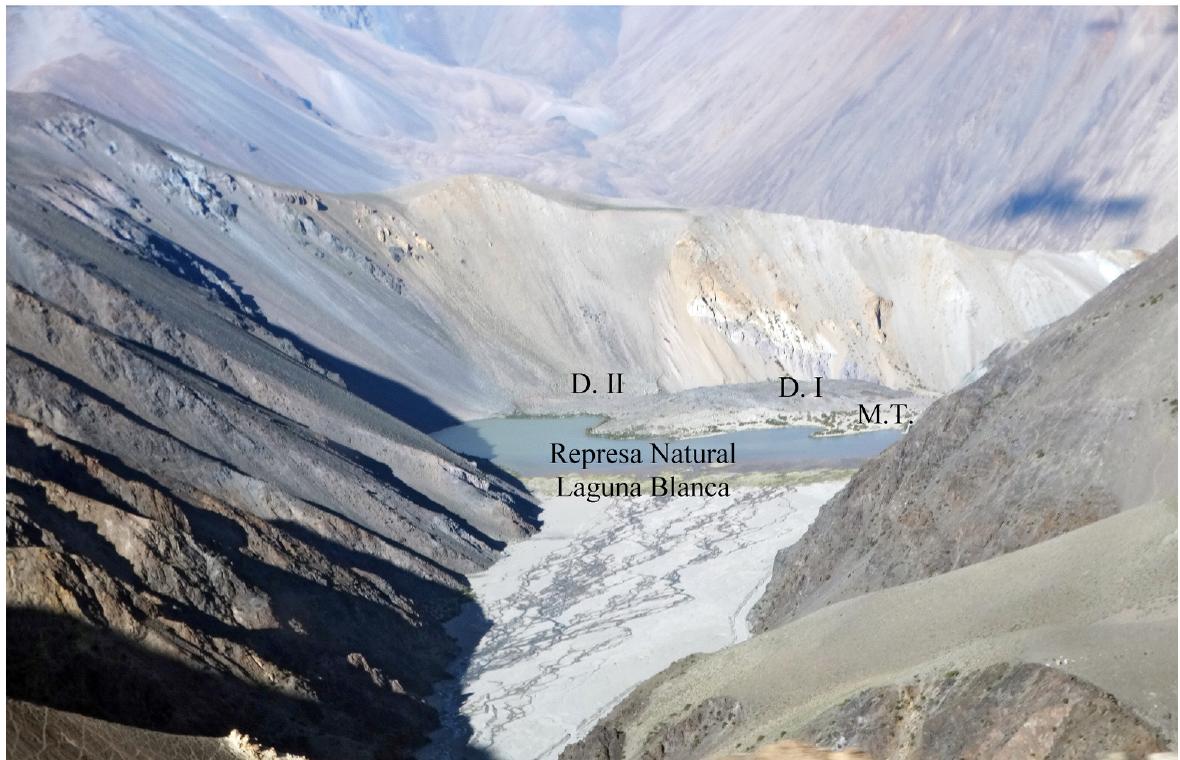


Figura 8: Morrena Terminal que embalsa el arroyo y genera la Laguna Blanca. MT: Morrena Terminal. D.I.: Deslizamiento I. D.II.: Deslizamiento II. Coordenadas Geográficas: 31°53'32"S y 69°58'40"O.

Figure 8: Terminal Moraine natural dam in Laguna Blanca Creek. MT: Terminal Moraine. D.I.: Landslide I. D.II.: Landslide II. Geographical coordinates: 31°53'32"S and 69°58'40" W.

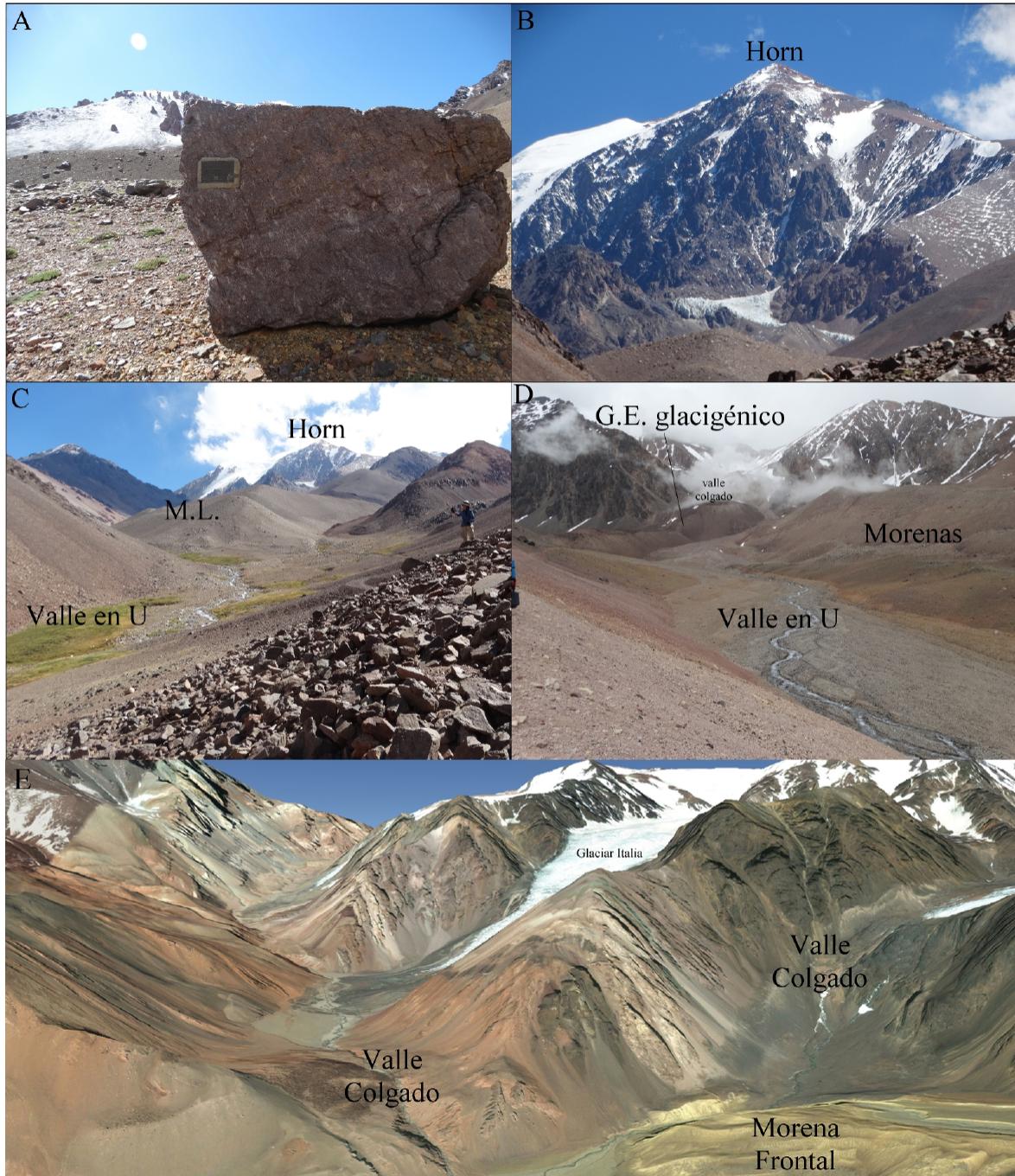


Figura 9: Geofomas de erosión glacial presentes en los Andes Centrales de San Juan. A- Bloques erráticos. B- Cerro Mercedario, Horn glaciar. C- Valle en U del arroyo Laguna Blanca en el campamento Guanaquitos. D- Valle en U del arroyo Laguna Blanca, el valle colgado ha sido ocupado actualmente por un glaciar de escombros glacigénico donde pueden verse los abruptos saltos de esta geofoma. E- Valle en U y valles colgados en las nacientes del río Colorado; modelo 3D de SRTM.

Figure 9: Glacial erosion landforms in Argentine Central Andes. A- Glacial erratic. B- Horn in Mercedario Mountain. C- Glacial valley u shaped on Laguna Blanca creek basin. D- Glacial valley u shaped and hanging valleys with a rock glacier superimposed. .E- Glacial U shaped and hanging valley in Colorado river basin. 3D model used SRTM.

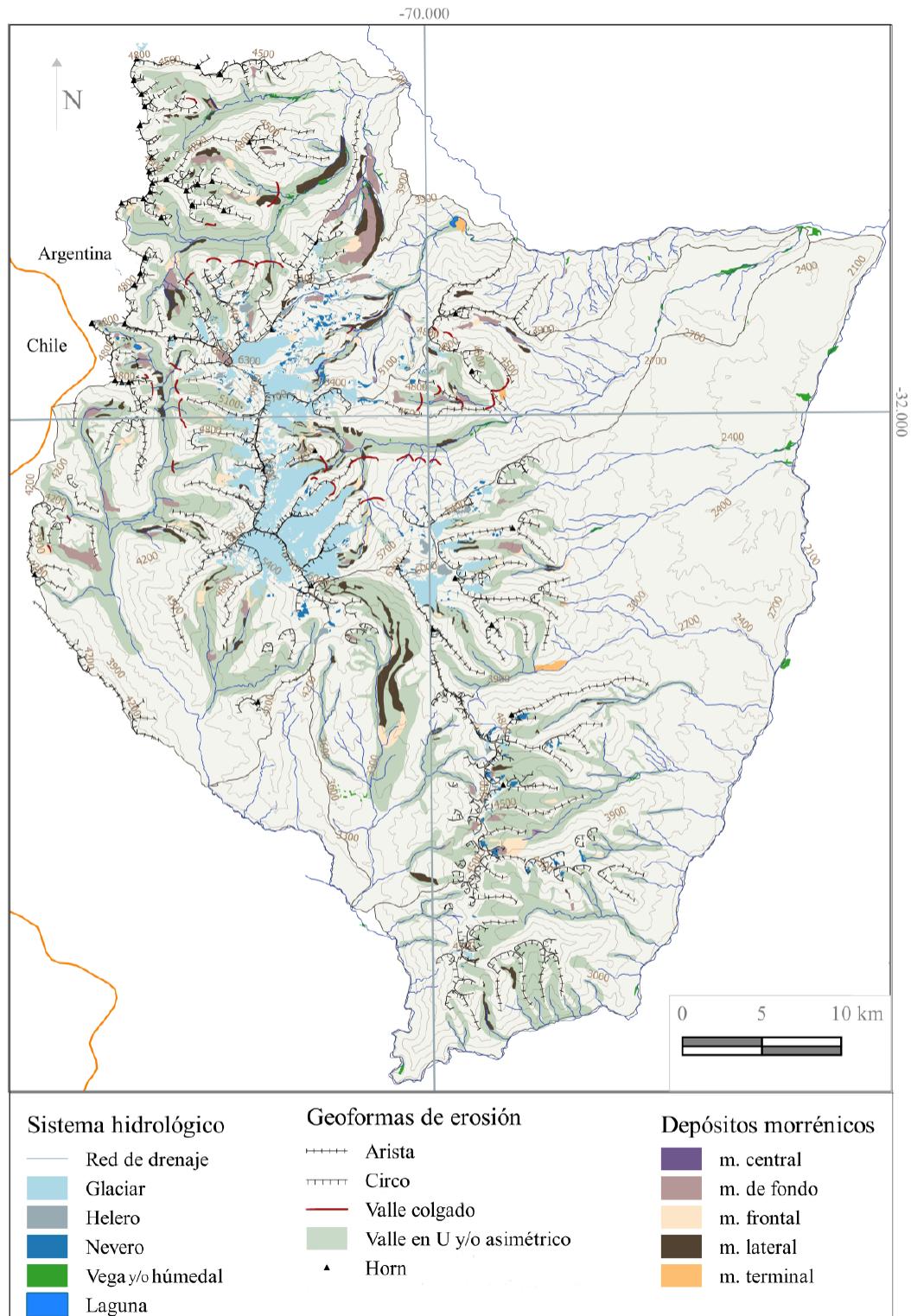


Figura 10: Mapa de Geomorfología Glacial.
 Figure 10: Glacial Geomorphological Map.

dique natural y formado un embalse (Fig. 8). Si bien actualmente el cauce encuentra una zona de descarga, la laguna aún permanece. La altura de esta morrena de fondo en la base tiene 2.900 m s.n.m. y en su parte más elevada 3.111 m s.n.m. En cuanto a las geoformas de erosión se han identificado valles colgados (n=56), espolones truncados (n=12), circos glaciares (n=178), aristas glaciares (n=123) y picos tipo *horn* (n=52) y en el campo se identificaron estrías glaciares, bloques erráticos y rocas abrogradadas (Fig. 9).

En el mapa de la Fig. 10 se muestra el inventario de glaciares, heleros y neveros actuales de la zona, los depósitos morrénicos clasificados de acuerdo con su tipo de morfología: basales, laterales, frontales o terminales y las geoformas de erosión glacial identificadas.

3.2. Reconstrucción geomorfológica del último máximo glacial.

Los valles en "U" y los valles asimétricos ocupan un área de 532,6 km², es decir que los glaciares en el área de estudio durante las

glaciaciones pleistocenas llegaron a cubrir un 25,54% de la superficie total (2.085 km²). Mientras que, actualmente, los glaciares ocupan el 3,94 % de la superficie total (Fig. 11).

La reconstrucción geomorfológica de los antiguos glaciares muestra que en la zona de estudio existieron 37 glaciares. Se calcula que se ha perdido una superficie de hielo descubierta de 443,06 km² desde el retroceso de los 37 glaciares del UMG hasta los 107 glaciares y heleros que existen actualmente.

Los resultados de orientaciones de laderas calculadas para glaciares y heleros que existen actualmente y los glaciares que existieron durante el UMG, muestra que existe una tendencia clara a desarrollarse mayor cantidad de glaciares en las laderas sur (n=11 y n=44 para los glaciares del UMG y los glaciares y heleros actuales, respectivamente). Y una segunda tendencia a desarrollarse en las laderas noreste (n=5 y n=37) (Fig. 12).

Los glaciares en su máxima extensión tuvieron una longitud máxima promedio de 7,86 km. Mientras que la longitud máxima iden-

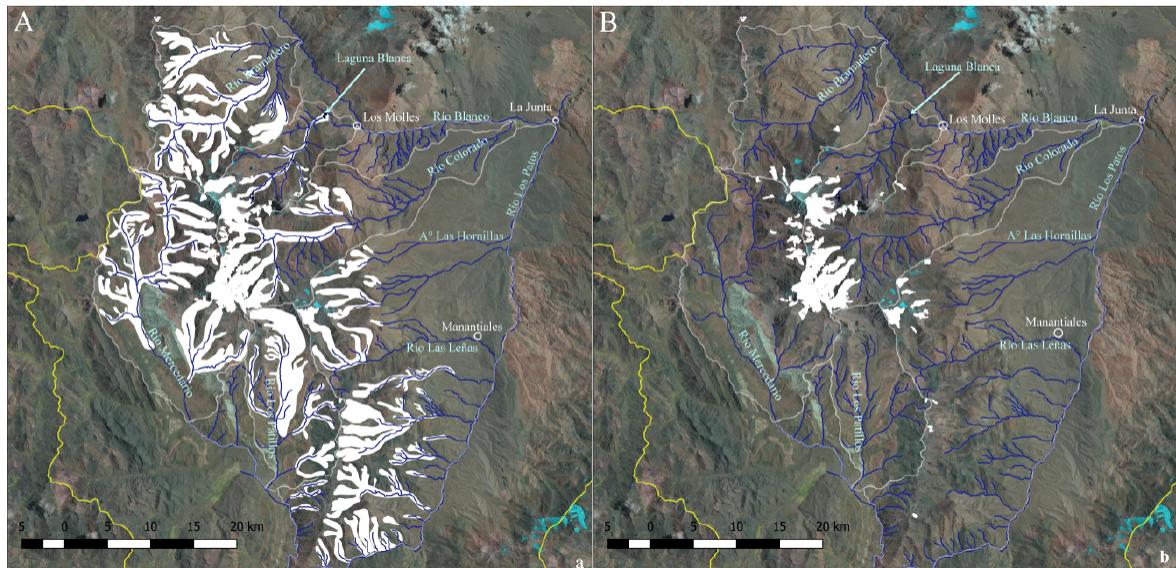


Figura 11: A- Superficie inferida máxima ocupada por glaciares durante las glaciaciones pleistocenas (532,6 km²). B- Superficie actual cubierta por glaciares y heleros (89,54 km²).

Figure 11: A- Surface inferred occupied by the maximum glaciation (532.6 km²). B- Current surface occupied by glaciers and glaciers (89.54 km²).

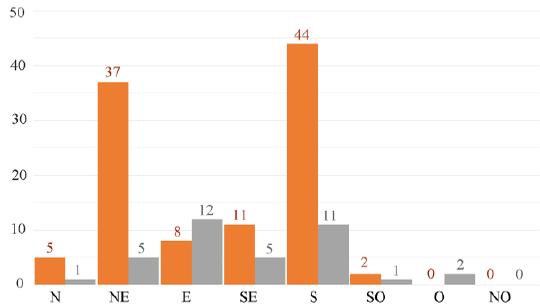


Figura 12: Cantidad de glaciares y heleros que existen actualmente (color naranja) y la cantidad de glaciares que existieron durante el último máximo glacial (color gris), en las diferentes orientaciones de laderas.

Figure 12: Amount of current glaciers and glaciarets (orange colour), and the old glaciers of the last glacial maximum (grey colour), over the different aspects.

tificada es de 26,65 km para un glaciar con orientación promedio sur, mientras que la longitud mínima medida fue de 1,46 km. En términos generales se observa que los glaciares con orientaciones promedio noreste (NE) y sur (S) son los que tienen mayores longitudes (Fig. 13).

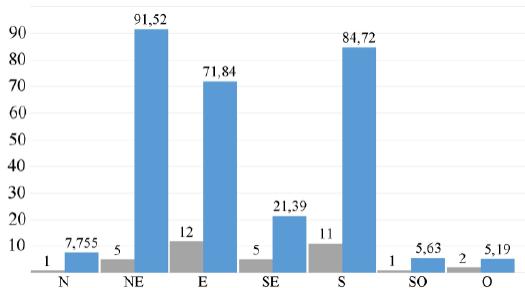


Figura 13: Sumatoria de las longitudes máximas de cada glaciar modelado para el último máximo glacial, medidas en km (color celeste) y cantidad (color gris) que se desarrollan en los diferentes intervalos de orientaciones.

Figure 13: Sum of the maximum lengths of the 37 pleistocene glaciers (light blue colour), sized in km. and amount of glaciers (grey), develop in different aspect intervals.

La fluctuación de glaciares muestra que las máximas diferencias ocurrieron en las laderas sur donde los glaciares en el UMG cubrían un área de 246,22 km² y actualmente esta superficie se ha reducido a 23,82 km², y en segundo

lugar la reducción de los cuerpos de hielo fue muy intensa en las laderas este (E) donde las superficies se redujeron de 89,16 a 2,4 km². Representando respectivamente un porcentaje de reducción de 90% y 97% de las superficies de hielo descubierto (Fig. 14).

Las laderas sureste (SE) y suroeste (SO) muestran un porcentaje de reducción de superficie de hielo del 77% y 80% respectivamente. Las laderas SE 28,91 a 6,63 km² y las SO de 2,51 a 0,5 km².

Mientras que las laderas norte (N) y noreste (NE) muestran los menores porcentajes de reducción de superficie de hielo (66 y 64%). Las laderas N se redujeron de 7,62 a 2,56 km², mientras que las NE de 150,36 a 53,63 km² (Fig. 14).

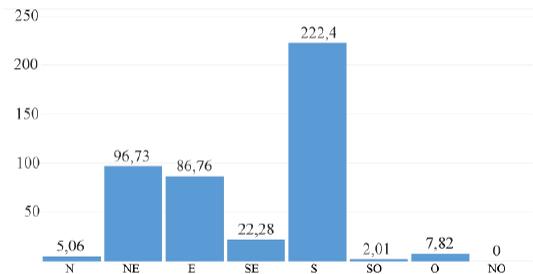


Figura 14: Fluctuación de la superficie de los glaciares desde el último máximo glacial hasta la actualidad en diferentes rangos de orientaciones.

Figure 14: Glaciers surface fluctuation from the last glacial maximum to the present in different aspects intervals.

4. Discusión

El ambiente glacial en la zona de estudio se encuentra ampliamente desarrollado, ocupando actualmente los glaciares y los heleros una superficie de 58,64 km², mostrando una densidad significativamente más alta de superficie cubierta por cuerpos de hielo respecto a lo normal en los Andes Centrales (Bottero, 2002; ING, 2018). Esta situación ha sido advertida en la cuenca del río Colorado previamente por Milana (1998) quien atribuye la alta densidad de glaciares a la importante

topografía y a la morfología de las montañas andinas de la región.

También es notable la elevación mínima alcanzada por glaciares (4.100 m s.n.m.) y el mayor desarrollo de cuerpos de hielo en caras norte y noreste de la zona de estudio; cuando normalmente en los Andes Centrales los glaciares suelen alcanzar cotas mínimas aproximadas a 5.000 m.s.n.m (ING, 2018). Además, en las montañas del hemisferio sur las geoformas del ambiente glacial y periglacial se desarrollan con mayor intensidad en las laderas con orientación sur. Esta peculiar característica de la zona de estudio podría explicarse por la elevada topografía y estrechas quebradas, que producen un aumento en las horas de sombra sobre la superficie del suelo, disminuyendo la heliofanía, la radiación solar y consecuentemente la temperatura en la zona, permitiendo que los glaciares se desarrollen a menores cotas y en laderas norte y noreste.

En la zona, se ha observado una situación similar en el desarrollo de geoformas del ambiente periglacial tales como glaciares rocosos, protalus ramparts y otras geoformas que evidencian la existencia de permafrost de montaña. Las mismas se desarrollan a menores cotas de lo normal, y con llamativa tendencia a su desarrollo en las laderas norte y noreste (Forte *et al.*, 2016; Esper Angillieri, 2017 y Villarroel *et al.*, 2018).

La disposición de diferentes depósitos morrénicos a diferentes cotas, especialmente las morrenas laterales, evidencian que existieron diferentes eventos de avances y retrocesos de glaciares durante el pleistoceno. La morrena terminal que más claramente se conserva en el área de estudio es la morrena del arroyo Laguna Blanca (2.900 m s.n.m.).

La morfología del valle del arroyo Laguna Blanca difiere aguas arriba y aguas abajo de esta morrena terminal. Aguas arriba el valle es mucho más amplio, tiene una morfología típica de valle en "U", las pendientes del valle son relativamente bajas (inclinación pro-

medio de 14°) y existen rastros de erosión glacial. Aguas abajo de esta morrena, el valle es mucho más estrecho con morfología en V, mayores pendientes (inclinación promedio de 23°) y los depósitos se restringen a procesos fluviales, coluviales, fluvial y de remoción en masa. Por lo que se evidencia que este depósito representa el máximo avance glacial ocurrido en la cuenca.

Se menciona en el texto que esta morrena ha generado el embalse del arroyo Laguna Blanca, sin embargo cabe mencionar que se ha observado una serie de deslizamientos de rocas y detritos que se superponen a este depósito, contribuyendo con la formación de la laguna.

Por otro lado, se ha corroborado en campo que las morrenas ubicadas en las inmediaciones del actual ambiente glacial, suelen presentar importantes lentes o núcleos de hielo (Fig. 15) por lo que podrían ser consideradas como reservas de agua en estado sólido. Asimismo las morrenas que se encuentran a menores elevaciones suelen encontrarse en sectores que actualmente desarrollan ambiente periglacial, por lo que es común que se desarrollen procesos de soliflucción y de suelos estructurados sobre ellas (Fig. 16). Además los depósitos y el material morrénico servirían como fuente de detrito en la formación de glaciares rocosos, los cuales poseen una gran densidad en el área de estudio (Villarroel *et al.*, 2018).

Las diferencias entre las áreas ocupadas por los glaciares actuales y la máxima extensión de los glaciares antiguos durante el Pleistoceno, muestran claramente que en épocas pasadas el clima era diferente, caracterizado por mayor humedad y temperaturas más bajas. Bajo esta consideración, los glaciares pleistocenos podrían haber desarrollado otras características, similares a los glaciares alpinos o glaciares húmedos.

Por otro lado la notable diferencia en la cantidad de glaciares y heleros de la actualidad (n=107) respecto de la cantidad de glaciares



Figura 15: A- Morrenas con núcleo de hielo. B- Morrena con lente de hielo.
Figure 15: A- Moraines with ice core. B- Moraines with lens ice.

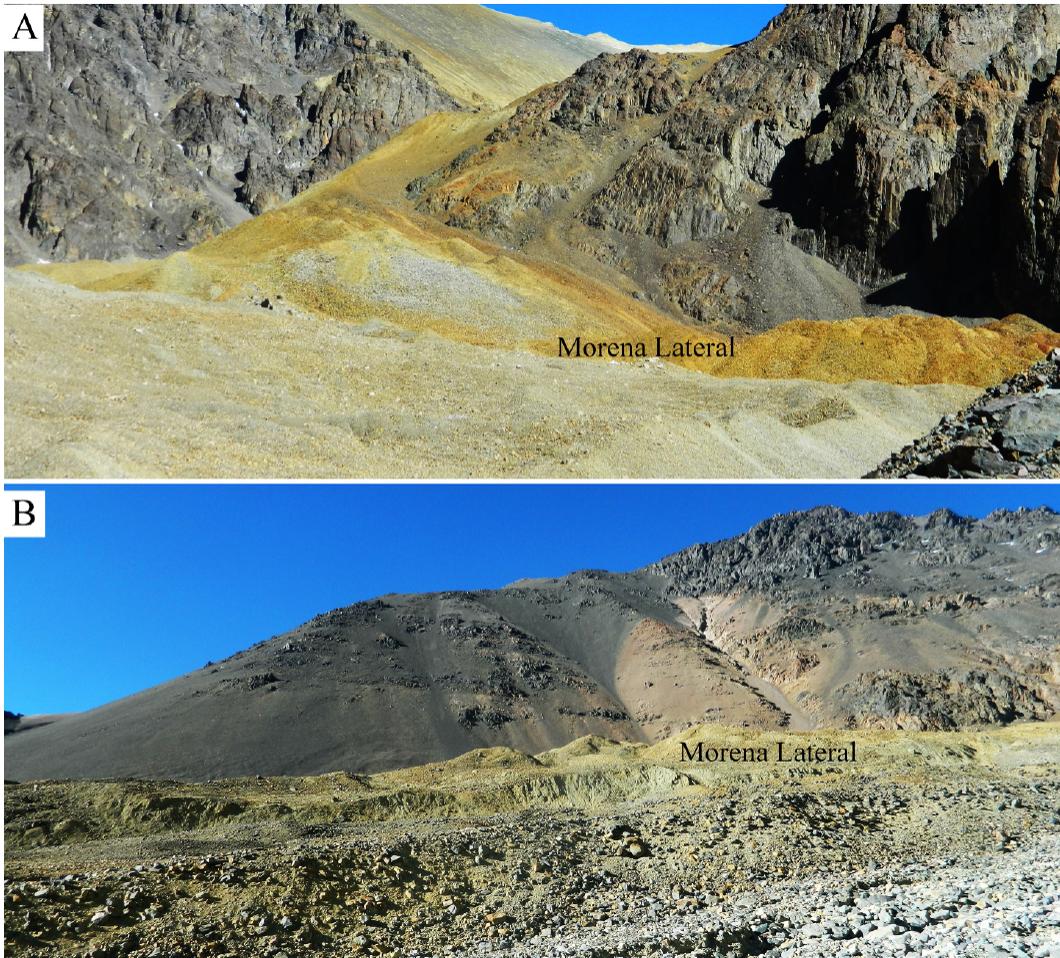


Figura 16: Morrenas con procesos de soliflucción superpuestos. A- Morrena lateral, coordenadas geográficas: 31°58'30"S y 70°4'30"O. B- Morrena lateral, coordenadas geográficas: 31°58'5"S y 70° 3'30"O.
Figure 16: Moraines with superimposed solifluction processes. A- Lateral moraines. Geographical coordinates: 31°58'30"S and 70°4'30"O. B- Lateral moraine. Geographical coordinates: 31°58'5"S and 70° 3'30"W.

que existieron en la zona ($n=37$), se debe a que diversos glaciares y heleros actuales formaban parte de una misma unidad glacial de mucho mayor tamaño en el pasado. Actualmente los cuerpos de hielo se limitan a las cabeceras de los valles y se extienden apenas pocos kilómetros, la longitud máxima de un glaciar actual es de 6,5 km. Este valor es notablemente menor respecto de la longitud máxima obtenida para los glaciares en el UMG de 26,65 km.

La evolución de éstos glaciares se corresponde con otros estudios para los Andes Centrales (Espizua 1999, 2002 y 2004; Moreiras *et al.*, 2016) y en general en la cordillera de los Andes (Ackert, *et al.* 2008; Glasser, *et al.* 2008; Martínez *et al.*, 2011; Martini *et al.*, 2017; Rabassa *et al.*, 2011; Ward *et al.*, 2017; Zech *et al.*, 2017; Vargo *et al.*, 2018), habiéndose identificado en diversos depósitos morrénicos de los Andes Áridos los eventos del Último Máximo Glacial y el Tardiglacial (Moreiras *et al.*, 2016 y Martini *et al.*, 2017).

Al respecto Moreiras *et al.* (2016) postularon la ocurrencia de al menos tres eventos de avances glaciales en los Andes Centrales de Argentina y obtuvieron como resultado que la máxima expansión glacial (a 3.000 m s.n.m.) data de ~ 40 ka BP, mientras que Martini *et al.*, (2017) presentan dataciones que muestran que la máxima extensión de los cuerpos de hielo ocurrió entre los 51 y 32 ka BP para los Andes Áridos. Sin embargo Zech *et al.*, (2007) y Moreira *et al.*, (2016) expresan que cronologías glaciales asíncronas, aun en la actualidad son difíciles de determinar en la región, debido a la escasez de dataciones en los registros glaciales de los Andes Centrales.

Como peculiaridad reseñable en la zona de estudio se observa que los glaciares con orientación noreste no han disminuido su superficie en la misma proporción que en el resto de las orientaciones, especialmente en los glaciares de las cuencas del arroyo Laguna Blanca y río Colorado. Esta situación como se expuso previamente podría deberse a las

importantes elevaciones de la cordillera en la zona de estudio, que alcanza su pico máximo en el cerro Mercedario (6.740 m s.n.m.), que han resguardado los cuerpos de hielo de la fusión y retroceso que se ha evidenciado a nivel regional.

La desglaciación de los enormes glaciares pleistocenos, generó inmensos volúmenes de agua de descarga en el régimen fluvial del río San Juan que conformaron los imponentes mega-abanicos aluviales en otros sectores de la cuenca del río San Juan, aguas abajo de la zona de estudio. Estos son los mega-abanicos de Ullúm-Zonda y del Valle del Tulúm y extensas áreas con procesos fluvio-lacustres y palustres, tales como los depósitos de la Formación Valentín en el valle de Ullúm-Zonda que han sido datados recientemente arrojando edades de entre 16,7 y 7,6 ka BP (Blanc y Perucca, 2017).

Actualmente en la zona existe un contexto regional de retrocesos glaciares (Zemp *et al.*, 2015) lo cual es consistente con un aumento de temperaturas ambientales (Carrasco *et al.*, 2008). Sin embargo, en la zona se han evidenciado casos de glaciares estables (Tamburini Beliveau, 2018), o evidenciando repentinos avances (Llibouty, 1999; Milana, 2004; Lenzano *et al.*, 2012; Falaschi *et al.*, 2018), demostrando que en zonas montañosas los sistemas climáticos pueden ser complejos e irregulares. Por lo cual, considerando el principio del uniformismo, se puede asumir que en el pasado los eventuales avances y retrocesos glaciares podrían haber estado también influenciados por parámetros climáticos locales y por ende el comportamiento de los glaciares y sus máximas extensiones podrían no haber ocurrido todas en forma sincrónica.

5. Conclusiones

La distribución de glaciares y heleros actuales muestra que en la zona de estudio existen condiciones favorables para la existencia de cuerpos de hielo, incluso a elevaciones menores que las habituales en los Andes Centrales

Argentinos. En este trabajo se asume que las enormes elevaciones de las cadenas montañosas del área de estudio, entre las que se destacan el cordón de la Ramada (aproximadamente 6.000 m s.n.m.) y el cerro Mercedario (6.740 m s.n.m.) generan una mayor cantidad de horas de sombra en la superficie terrestre, especialmente en los valles del arroyo Laguna Blanca y río Colorado, favoreciendo el desarrollo del ambiente glacial de montaña.

La reconstrucción de los glaciares pleistocenos muestra una situación similar. La sumatoria de las longitudes máximas, las superficies y la cantidad de glaciares que se desarrollaron en diferentes orientaciones muestra que existieron glaciares de importante extensión en las laderas con orientaciones noreste y en segundo lugar en las orientaciones sur, consecuente con la posición latitudinal subtropical de los glaciares.

Los estudios de fluctuación de glaciares muestran que las máximas diferencias ocurrieron en las laderas este, donde los glaciares se redujeron en un 97% de su superficie desde el UMG hasta la actualidad. Además se observa que se han reducido los cuerpos de hielo con orientación sur en un 90% de 246,22 km² a 23,82 km². Mientras que las laderas norte (N) y noreste (NE) muestran los menores porcentajes de reducción de superficie de hielo (66 y 64%). Las laderas N se redujeron de 7,62 a 2,56 km², mientras que las NE de 150,36 a 53,63 km² (Fig. 12).

Por otro lado, la diferencia en la cantidad de cuerpos de hielo actuales (n=107) y de los cuerpos de hielo en el UMG (n=37) radica en que actualmente los cuerpos de hielo descubiertos (heleros y glaciares) se encuentran en las cabeceras de los valles y en general presentan tamaños relativamente reducidos. Mientras que los antiguos glaciares pleistocenos, durante su máxima extensión solían estar constituidos por un valle glacial principal y valles glaciales secundarios que los alimentaban. Las zonas de confluencia de ambos valles suelen estar ocupadas por valles colgados en la actualidad.

Agradecimientos

Se agradece a CONAE por el suministro de imágenes satelitales SPOT. A CCT Mendoza y al Instituto Geográfico Nacional (IGN) por las fotografías aéreas del año 1974 y 1968. También se agradece al Dr. Tamburini Beliveau Guillermo que realizó una orto-rectificación de las fotografías aéreas de IGN y las brindó generosamente. Por último un especial agradecimiento a Martín Mendoza, José Gambina, Guillermo Tamburini Beliveau y a David Ponce por la colaboración en las campañas de campo realizadas.

Bibliografía

- Ackert, R. P. J.; Becker, A. R.; Singer, B. A.; Kurz, S. M. D.; Caffee, T. M. W.; Mickelson, U. D. M. (2008). Patagonian glacier response during the Late Glacial-Holocene Transition. *Science*, 321, 392-395. <https://doi.org/10.1126/science.1157215>
- Blanc, P. A.; Perucca, L. P. (2017). Tectonic and climatic controls on the late Pleistocene to Holocene evolution of Paleolake Ullum-Zonda in the Precordillera of the Central Andes, Argentina. *Quaternary Research*, 88, 248-264. <https://doi.org/10.1017/qua.2017.50>
- Bolius, A. D.; Schwikowski, M.; Jenk, T.; Gäggeler, W.; Casassa, G.; Rivera, A. (2006). A first shallow firn-core record from Glaciar La Ollada, Cerro Mercedario, Central Argentine Andes. *Annals of Glaciology*, 43, 14-22. <https://doi.org/10.3189/172756406781812474>
- Bottero, R. (2002). Inventario de glaciares en las provincias de Mendoza y San Juan. En: *Ianigla, 30 años de investigación básica y aplicada en Ciencias Ambientales* (D. Trombotto; R. Villalba, Eds.). IANIGLA-CONICET, Mendoza-Argentina, 165-169. <https://doi.org/10.24215/25456377e062>
- Carrasco, J.; Osorio R.; Casassa G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54, 186, 2008. <https://doi.org/10.3189/002214308785837002>
- Ciric, A. (2009). ENSO related climate variability recorded in an ice core from Cerro Mercedario, Central Andes. Tesis doctoral 2009, 133 pp. University of Bern, Berna, Suiza.

- Clapperton, C. M. (2000). Interhemispheric synchronicity of marine oxygen isotope stage 2 glacier fluctuations along the American cordilleras transect. *Journal of Quaternary Science*, 15, 435-468. [https://doi.org/10.1002/1099-1417\(200005\)15:4<435::aid-jqs552>3.0.co;2-r](https://doi.org/10.1002/1099-1417(200005)15:4<435::aid-jqs552>3.0.co;2-r)
- Cuffey, K. M.; Paterson, W. S. B. (2010). The physics of glaciers, 4th edn. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Esper Angillieri, M. Y. (2017). Permafrost distribution map of San Juan Dry Andes (Argentina) based on rock glacier sites. *Journal of South American Earth Sciences*, 73 (C), 42–49. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.002>
- Espizua, L. E. (1999). Chronology of Late Pleistocene glacier advances in the Río Mendoza valley, Argentina. *Global and Planetary Change*, 22, 193-200. [https://doi.org/10.1016/s0921-8181\(99\)00036-3](https://doi.org/10.1016/s0921-8181(99)00036-3)
- Espizua, L. E. (2002). Late Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in the Mendoza Andes, Argentina. En: *The Patagoniana Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies* (G. Cassasa; V. Sepúlveda; R. M. Sinclair, eds); New York, Boston, Dodrecht, Moscow, Kluwer Academic-Plenum Publishers, 55-65. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-0645-4_6
- Espizua, L. E. (2004). Pleistocene glaciations in the Mendoza Andes. En: *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology Part III* (J. Ehlers; P. L. Gibbard, eds.), Elsevier B. V., 69-73. [https://doi.org/10.1016/s1571-0866\(04\)80112-x](https://doi.org/10.1016/s1571-0866(04)80112-x)
- Falaschi, D.; Bolch, T.; Lenzano, M.; Tadono, T.; Lenzano, L. (2018). New Evidence of Surge-type glaciers in the Central Andes of Argentina and Chile. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 42, 1–34. <https://doi.org/10.1177/0309133318803014>
- Forte, A. P.; Pitte, P.; Villarroel, C. D. (2016). Preliminary modelling of mountain permafrost on La Ramada Range. Central Andes, San Juan, Argentina. *XI International Conference on Permafrost*, Potsdam, Alemania, 1030-1032.
- Glasser, N.; Jansson, C.; Harrinson, S.; Kleman, J. (2008). The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews*, 27, 365–390. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.011>
- Hermanns, R.; Fauque, L.; Wilson, C. (2015). 36Cl terrestrial cosmogenic nuclide dating suggests late Pleistocene to early Holocene mass movements on the south face of Aconcagua mountain and in the Las Cuevas e Horcones valleys, Central Andes, Argentina. *Geological Society, Special Publications*, 399 (1), 345–368. <https://doi.org/10.1144/sp399.19>
- INDEC, 2010. Instituto Nacional de Estadística y Censo de la República Argentina. Página web: https://www.indec.gov.ar/censos_provinciales.asp?id_tema_1=2&id_tema_2=41&id_tema_3=135&p=70&d=999&t=0&s=0&c=2010 (consultada 6 de agosto de 2018). <https://doi.org/10.5354/0365-7779.1862.3034>
- ING, 2018. Inventario Nacional de Glaciares. República Argentina. Página Web: <http://www.glaciaresargentinos.gov.ar/>
- Kääb, A. (2002). Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated airborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 57, 39–52. [https://doi.org/10.1016/s0924-2716\(02\)00114-4](https://doi.org/10.1016/s0924-2716(02)00114-4)
- Kotlyakov, V.M.; Komarova, A. I. (2007). Geography: Concepts and Terms: Dictionary in five languages: Russian – English – French – Spanish – German. *Russian Academy of Sciences*. Moscow, Nauka., 859pp.
- Lenzano, M. G.; Trombottoli, D.; Leiva J. C. (2012). Monitoreo del glaciar horcones inferior y sus termokarst, antes y durante el surge de 2003-2006: Andes centrales argentinos. *Geoacta*, 37 (2), 117-129.
- Lliboutry, L. (1998). Glaciers of Chile and Argentina. En: *Satellite image atlas of glaciers of the world. Glaciers of South America* (R. S. Williams y J. G. Ferrigno, eds). USGS, Prof Paper, 1 – 1386. <https://doi.org/10.3133/pp1386>
- Martínez, O.; Coronato, A.; Rabassa, J. (2011). Pleistocene glaciations in northern Patagonia, Argentina: an updated review. En: *Quaternary glaciations – extent and chronology, Part IV – a closer look* (J. Ehlers y P. Gibbard, eds.), Amsterdam: Elsevier, 1-1126. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53447-7.00052-0>
- Martini, M.A., Kaplan, M.R., Strelin, J.A., Astini, R.A., Schaefer, J.M., Caffee, M.W., Schwartz, R. (2017). Late Pleistocene glacial fluctuations in Cordillera Oriental, Subtropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, 171, 245 –259. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.033>
- Milana, J.P. (1998). Predicción de caudales de ríos alimentados por deshielo mediante balances de energía: Aplicación en los Andes Centrales, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 5, 53–69. <https://doi.org/10.14409/aada.v0i14.4442>

- Milana, J. P. (2004). Modelización de la deformación extensional ocasionada por el avance catastrófico (surge) del glaciar Horcones Inferior, Aconcagua, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2), 167-177.
- Milana, J. P. (2010). Hielo y Desierto. Los Glaciares Áridos de San Juan. Gobierno de San Juan, Argentina. (Elite Group eds). 196 pp.
- Minetti, J. L.; Vargas, W. M.; Poblete, A. G.; Mendoza, E. A. (2007). Posición latitudinal del anticiclón del Pacífico Sur ("L") y su impacto en cambios de larga escala del derrame anual de ríos en Argentina. *Congreso Nacional del Agua (CONAGUA)*, S. M. de Tucumán. <https://doi.org/10.21151/cnriegos.2016.c07>
- Moreiras, S. M.; Páez, M. S.; Lauro, C.; Jeanneret, P. (2016). First cosmogenic ages for glacial deposits from the Plata range (33 S): New inferences for Quaternary landscape evolution in the Central Andes. *Quaternary International*, 438, 50-64. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.08.041>
- Paul, F., Barry, J. G., Cogley H., Frey H., Haeberli, W., Ohmura, A., Ommanney, C. S. L., Raup, B., Rivera, A., Zemp, M., (2010). Guidelines for the compilation of glacier inventory data from digital sources. WGMS, GLIMS, Globglacier, University of Zürich. <https://doi.org/10.3189/172756410790595778>
- Perucca, L. P.; Esper Angillieri, M. Y., (2011). Glaciers and rock glaciers distribution at 28° SL, Dry Andes of Argentina, and some considerations about their hydrological significance. *Environmental Earth Sciences Environmental Earth Sciences*, 64, 2079 – 2089. <https://doi.org/10.1007/s12665-011-1030-z>
- Rabassa, J.; Coronato, A.; Martínez, O. (2011). Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: an updated review. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103 (2), 316–335. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.2011.01681.x>
- Tamburini Beliveau, G. (2018). Magnitudes y características de los procesos geodinámicos en el ambiente glacial y periglacial del Cordón de la Ramada (Andes Centrales argentinos) mediante técnicas de teledetección. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Rosario. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Argentina. [https://doi.org/10.19137/semiari-da.2017\(01\).27-39](https://doi.org/10.19137/semiari-da.2017(01).27-39)
- Tapia Baldis, C.; Trombotto Lliaudat D.; Halla C. (2018). Permafrost probability model for debris surfaces in the Central Andes (29° to 33° SL, Argentina), *5th European Conference on Permafrost*, Chamonix-Mont-Blanc.
- Trombotto Lliaudat, D.; Wainstein, P.; Arenson, L. (2014). Guía Terminológica de la Geocriología Sudamericana / Terminological Guide of the South American Geocryology, 1-128. <https://doi.org/10.18002/pol.v0i28.4302>
- Vargo, L. J.; Galewsky, J.; Rupper, S.; Ward, D. J. (2018). Sensitivity of glaciation in the arid subtropical Andes to changes in temperature, precipitation, and solar radiation. *Global and Planetary Change*, 163, 86–96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.02.006>
- Villarroel, C. D.; Tamburini Beliveau, G.; Forte, A. P.; Monserrat, O.; Morvillo, M. (2018). DInSAR for a Regional Inventory of Active Rock Glaciers in the Dry Andes Mountains of Argentina and Chile with Sentinel-1 Data. *Remote Sensing*, 10, 1588. <https://doi.org/10.3390/rs10101588>
- Vimeux, F.; Ginot, P.; Schwikowski, M.; Vuille, M.; Hoffmann, G.; Thompson, G.; Schotterer, U. (2009). Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 281 (3). <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.054>
- Ward, D.; Thornton, R.; Cesta, J. (2017). Across the Arid Diagonal: deglaciation of the western Andean Cordillera in southwest Bolivia and northern Chile. *Cuadernos de investigación geográfica.*, 43 (2), 667-696. <https://doi.org/10.18172/cig.3209>
- Zech, J. (2012). Glacier and climate reconstruction in the Las Lenas Valley (35° S), Central Argentina. *Special Issue Quaternary International XVIII INQUA Congress, Bern, Switzerland*, 279-280. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.08.1962>
- Zech, R.; Kull, C.; Veit, H. (2005). Late Quaternary glacial history in the Encierro Valley, northern Chile (29°S), deduced from 10Be surface exposure dating. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 234 (2), 277-286. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.011>
- Zech, R.; Kull, Ch.; Kubik, W.; Veit, H. (2007). Climate of the Past Exposure dating of Late Glacial and pre-LGM moraines in the Cordon de Dona Rosa, Northern/ Central Chile (31°S). *Climate of the Past EGU Journal*, 3, 1-14. <https://doi.org/10.5194/cpd-2-847-2006>
- Zech, R.; May, J.; Kull, C.; Ilgner, J.; Kubik, P.W.; Veit, H. (2008). Timing of the Late Quaternary glaciation in the Andes from 15 to 40°S. *Journal of Quaternary Science* 23, 635-674. <https://doi.org/10.1002/jqs.1200>

- Zech, R.; Smith, J.A.; Kaplan, M.R. (2009). Chronologies of the Last Glacial Maximum and its termination in the Andes (~10e55 S) based on surface exposure dating. En: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions. From the Last Glacial Maximum to the Holocene.* (F. Vimeux; F. Sylvestre; M. Khodri, eds.), 61-87. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2672-9_3
- Zech, J.; Terrizzano, C.; García-Morabito, E.; Veit, H.; Zech, R. (2017). Timing and extent of Late Pleistocene glaciation in the arid Central Andes of Argentina and Chile (22° –41° S). *Cuadernos de investigación geográfica*, 43. <https://doi.org/10.18172/cig.3235>
- Zemp, M.; Frey, H.; Gärtner-Roer, I.; Paul, S.; Haeberli, W.; Denzinger, F.; Ahlstrom, A. P.; Anderson, B.; Bajracharya, S.; Baroni, C.; Braun, L.; Cáceres, B.; Casassa, G.; Cobos, G.; Dávila, L.; Delgado, H.; Demuth, M.; Espizua, L.; Fisher, A.; Fujita, K.; Gadek, B.; Ghazanfar, A.; Hagen, O.; Holmlund, P.; Karimi, N.; Pelto, M.; Pitte, P.; Popovnin, V.; Portocarrero, A.; Prinz, R.; Seversikiy, C.; Sigurdsson, O.; Soruco, A.; Isubaleiev, R.; Vicent, C. (2015). Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61 (228), 745 - 762. <https://doi.org/10.3189/2015jog15j017>

Recibido el 8 de agosto de 2018

Aceptado el 3 de abril de 2019