

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/322581386>

GEOMORFOLOGÍA Y CRONOLOGÍA GLACIAR DEL CUATERNARIO EN EL NOROESTE ARGENTINO

Chapter · January 2018

CITATIONS

2

READS

1,035

1 author:



Mateo Martini

CICTERRA, National University of Cordoba, Argentina

14 PUBLICATIONS 52 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Cryosphere evolution in the Andes of northwestern Argentina since the Late Pleistocene [View project](#)



Cambios climáticos y su respuesta en la criósfera del noroeste argentino desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad [View project](#)



GEOMORFOLOGÍA Y CRONOLOGÍA GLACIAR DEL CUATERNARIO EN EL NOROESTE ARGENTINO

Mateo A. MARTINI¹, Jorge A. STRELIN^{1,2}, Ricardo A. ASTINI¹, Michael R. KAPLAN³

¹Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CONICET-UNC), Vélez Sársfield 1611, X5016GCA, Córdoba, Argentina. Email: mmartini@unc.edu.ar

²Instituto Antártico Argentino, Convenio MREC - Universidad Nacional de Córdoba, Vélez Sársfield 1611, X5016GCA, Córdoba, Argentina

³Geochemistry, Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, NY 10964, USA.

RESUMEN

El noroeste argentino (NOA), entre 22 y 27° S, posee numerosos cordones montañosos que superan los 5.000-6.000 m s.n.m. Durante el Cuaternario, se registraron momentos en que los sectores más altos de estos cordones estuvieron ocupados por glaciares. En general, los rasgos geomorfológicos indican que se trataba de glaciares de valle, de escasos kilómetros de longitud (< 10 km). Las geoformas de origen glaciar más comunes son los circos, artesas y morenas. Los depósitos glaciares (*e.g.* morenas) se encuentran por encima de la cota de 3.500 m. Uno de los rasgos principales que se destaca de la distribución de los antiguos glaciares en el NOA es la asimetría que presenta entre las vertientes orientales y occidentales de las serranías. El análisis de la cota en que se desarrollaron los glaciares y la altura de sus paleo líneas de equilibrio glaciar, que aumentan de este a oeste, sugieren que la circulación de las masas de aire durante las glaciaciones era similar a la actual (desde el este-noreste), lo que se relaciona al Sistema Monzónico Sudamericano. A partir de dataciones con el isótopo cosmogénico ¹⁰Be, se ha establecido la cronología absoluta para algunos de los eventos glaciarios reconocidos en la sierra de Santa Victoria, el nevado de Chañi y la sierra de Quilmes. De acuerdo a estos datos, la actividad glaciaria en el NOA se remonta principalmente a: el Estadio Isotópico Marino 3 (entre ~52-34 ka AP), el Último Máximo Glacial global (entre ~25-19 ka AP) y la expansión lacustre Tauca registrada en el Altiplano boliviano (entre ~18-15,1 ka). Un último evento glaciario, solo registrado en la vertiente oriental del nevado de Chañi, se produjo a los ~12 ka AP. Hasta el momento, no se ha registrado actividad glaciar en el NOA durante el Holoceno.

Palabras clave: Pleistoceno, glaciaciones de altura, paleolíneas de equilibrio glaciar, Último Máximo Glacial, Tauca.

ABSTRACT

Quaternary glacial geomorphology and chronology in northwestern Argentina. Several mountain ranges in northwestern Argentina (NOA), between 22° and 27° S, reach elevations higher than 5,000-6,000 m a.s.l. Around some of the highest areas glacial activity is recorded during the Quaternary Period, and is related primarily to alpine valley glaciers all within < 10 km maximum length. The most widespread glacial features are associated with cirques, glacial valleys, and moraines. The glacial deposits (*e.g.* moraines) are found above 3,500 m a.s.l. The glacial landforms are better developed and reach lower altitudes along the eastern slopes, than the western slopes, of the ranges. An altitudinal analysis of the glacial landforms and their paleo-equilibrium line altitudes documents a progressive increase from east to west, confirming that the humidity trajectory and general climate patterns during different glaciations were similar to today, *i.e.* related to the South American Summer Monsoon. A chronology of different glacial events in NOA was established by applying ¹⁰Be cosmogenic surface exposure dating on moraine deposits in the Sierra de Santa Victoria, the Nevado de Chañi and the Sierra de Quilmes. Major glacial expansions in NOA occurred during the Marine Isotopic Stage 3 (between ~52-34 ka), the global Last Glacial Maximum (between ~25-19 ka), and also at a similar time as the Tauca paleolake event that is registered in the low-latitude Bolivian Altiplano (between ~18-15.1 ka). The youngest glacial event recorded, which is only observed on the east side of Nevado de Chañi, occurred at ~12 ka. To date, no glacier activity has been found during the Holocene in NOA.

Keywords: Pleistocene, high-altitude glaciations, paleo-equilibrium line altitude, Last Glacial Maximum, Tauca event.

INTRODUCCIÓN

El período Cuaternario, y particularmente el Pleistoceno, está marcado por la alternancia de ciclos climáticos relativamente fríos (glaciarios) y cálidos (interglaciarios) (Pillans y Gibbard 2012). Esto se percibe claramente en regiones montañosas por la fluctuación de los frentes glaciarios y de los cambios de altura de la línea de equilibrio glaciar (ELA, por sus siglas en inglés). De acuerdo a la disposición de los depósitos morénicos, los glaciares del noroeste argentino (NOA) respondieron a estas oscilaciones en reiteradas ocasiones. Dada su altitud y aridez, el NOA ha sido poco estudiado desde el punto de vista de su geomorfología, estratigrafía y cronología glaciar. Las escasas observaciones se remontan a principios de siglo XX con el trabajo de Schmeider (1923) quien menciona por primera vez depósitos glaciarios en el nevado de Chañi. Con el advenimiento de las fotografías aéreas, y especialmente de las imágenes satelitales y modelos digitales de elevación, se comenzó a detectar cada vez mayor número de geoformas glaciarias, localizadas en distintos cordones de la Puna, Cordillera Oriental y el extremo norte de las Sierras Pampeanas. Las geoformas resultaban muy claras desde la vertical, dada la escasa cubierta vegetal y poca erosión que presentan. Estas características resultaban, sin embargo, desfavorables a la hora de encontrar cortes estratigráficos adecuados y material fechable por el método radiocarbono que permitieran obtener edades máximas y mínimas de las oscilaciones glaciarias. Recién en la última década se obtuvieron para el NOA los primeros fechados absolutos de depósitos glaciarios mediante el método de isótopos cosmogénicos (Zech *et al.* 2009). Esto ha permitido generar una primera aproximación cronoestratigráfica de las manifestaciones glaciares y periglaciares en esta región.

MARCO CLIMÁTICO

Circulación atmosférica en Sudamérica

Para poder interpretar los cambios climáticos que afectaron a la región del NOA durante los períodos glaciarios e interglaciarios, es importante comprender la circulación atmosférica actual de dicha región. La Zona de Convergencia Intertropical es una franja de baja presión, localizada en la faja ecuatorial, caracterizada por abundante nubosidad y precipitación. A lo largo del año, dicha Zona de Convergencia Intertropical se desplaza latitudinalmente provocando la alternancia de estaciones relativamente húmedas y secas. Durante el verano

austral, la Zona de Convergencia Intertropical migra hacia el sur llegando hasta los $\sim 15^\circ$ S. En esta temporada, los vientos del este (“Easterlies”) migra hacia el sur-suroeste transportando parte del vapor de agua de la cuenca de Amazonas a través de la Corriente de Chorro de Capas Bajas, llegando hasta el NOA y la región pampeana de Argentina (Vera *et al.* 2006). Esto hace que, durante este período del año (diciembre a marzo) se registre la mayor parte de la precipitación en la región central de Sudamérica (Garreaud *et al.* 2009). Por el contrario, durante el invierno austral (julio a septiembre) la Zona de Convergencia Intertropical migra hacia el norte del ecuador produciendo una disminución de la precipitación, dando lugar a la estación seca en la mayor parte del centro de Sudamérica. Este corrimiento estacional de la Zona de Convergencia Intertropical ha sido descrito como de tipo monzónico, por lo que algunos autores lo han denominado Sistema Monzónico Sudamericano (Zhou y Lau 1998, Vera *et al.* 2006) (Figura 1).

En cambio, en el sector austral de los Andes la circulación atmosférica está dominada por los vientos del oeste (“Westerlies”; Figura 1). La precipitación asociada a los “Westerlies” se registra mayoritariamente durante los meses de invierno, siendo su límite septentrional los $\sim 30^\circ$ S. Durante el verano austral la faja de precipitación asociada a los “Westerlies” se corre hacia el sur, alcanzando en su límite norte los $\sim 40^\circ$ S. Al tener una dirección predominante hacia el este, la mayor parte de la precipitación es descargada sobre la ladera occidental de los Andes, generando un efecto de sombra orográfica de precipitación que determina la marcada aridez de la estepa patagónica.

Entre estos dos dominios climáticos, de origen Atlántico y Pacífico, se desarrolla una franja de baja precipitación (< 250 mm/año) que cruza el continente con dirección noroeste-sureste, conocida como Diagonal Árida (Figura 1). La fuente de la precipitación producida al norte de la Diagonal Árida es el océano Atlántico, mientras que la producida al sur proviene del océano Pacífico.

Precipitación en el NOA

Como se mencionó, durante el verano austral se intensifica el flujo de humedad desde la faja ecuatorial hacia el sur debido al corrimiento hacia el trópico de la Zona de Convergencia Intertropical (Garreaud *et al.* 2009). La mayor parte de las precipitaciones del NOA ($\sim 75\%$) se registra durante los meses más cálidos (diciembre a marzo), relacionada con el Sistema Monzónico Sudamericano. En cambio, la precipitación durante los meses de

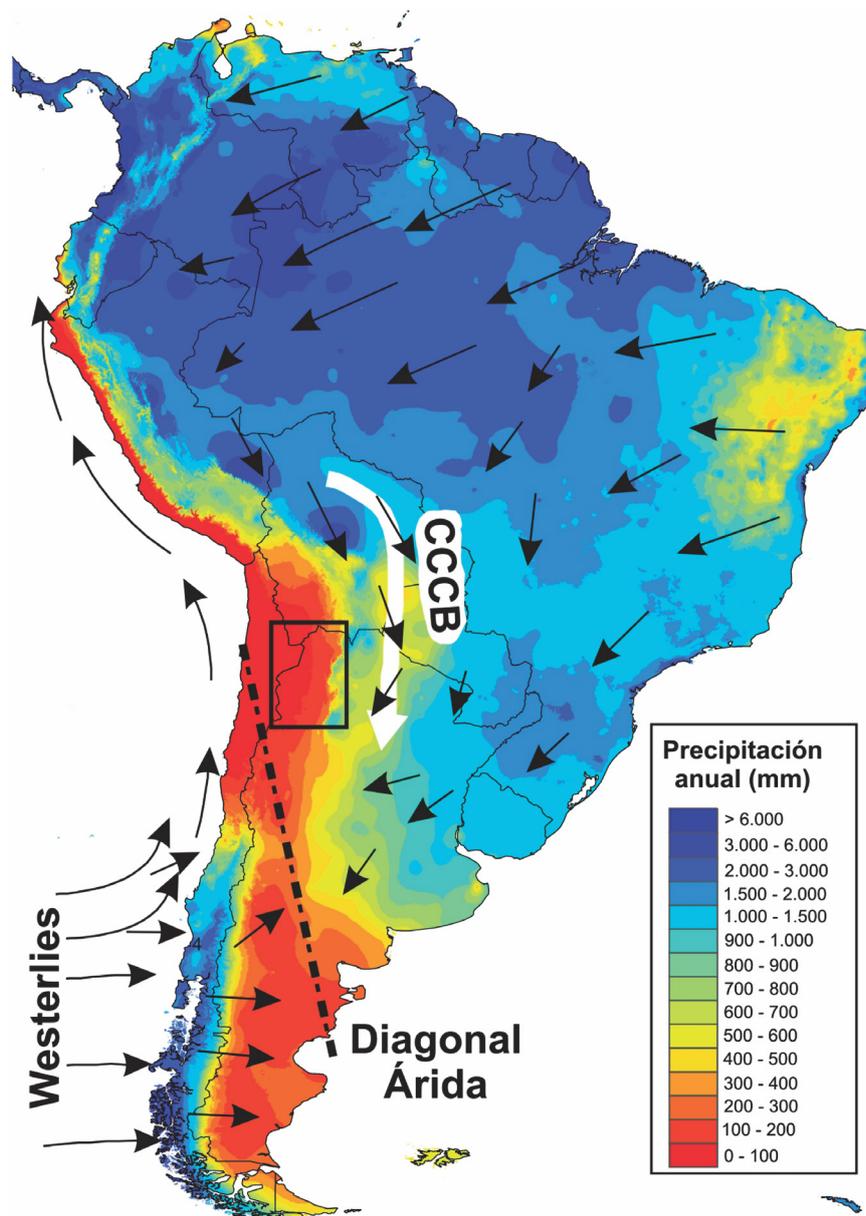


Figura 1. Precipitación media anual de Sudamérica en base a los datos procesados por Hijmans *et al.* (2005). Las flechas indican la dirección predominante de los vientos de capa baja a 925 hPa (~1.000 m s.n.m.), simplificado de Garreaud *et al.* (2009). La flecha blanca resalta la dirección de la Corriente en Chorro de Capa Baja (CCCB). El rectángulo negro indica la posición de la Figura 2.

invierno es escasa, evidenciando la poca influencia que ejercen los “Westerlies” en esta región (Vuille y Ammann 1997). La precipitación anual en el NOA al norte de los 27° S muestra una gran variabilidad y un marcado descenso en sentido este-oeste (Figuras 1 y 2). La mayor precipitación se concentra sobre las Sierras Subandinas, entre los 22° y 23° S, y sobre la vertiente oriental de los nevados de Aconquija, donde se alcanzan valores superiores a 2.000 mm/año. En el otro extremo, la Puna austral presenta la precipitación más baja de la región (Figuras 1 y 2) que en algunos sectores no supera los 50 mm/año.

En su trayectoria hacia el suroeste, las masas de aire cargadas de humedad se encuentran con la Cordillera de los Andes, produciendo un ascenso continuo de tipo orográfico de las mismas. Al ascender, las masas de aire húmedo se enfrían por expansión adiabática, lo que genera condensación y, posteriormente, la precipitación de la humedad sobre las laderas orientales de la Cordillera Oriental y las Sierras Pampeanas septentrionales. Esto produce un marcado contraste de precipitación entre el flanco oriental más húmedo y el flanco occidental más seco incluyendo a la Puna (Figura 2). Además, este fenómeno ascendente genera un

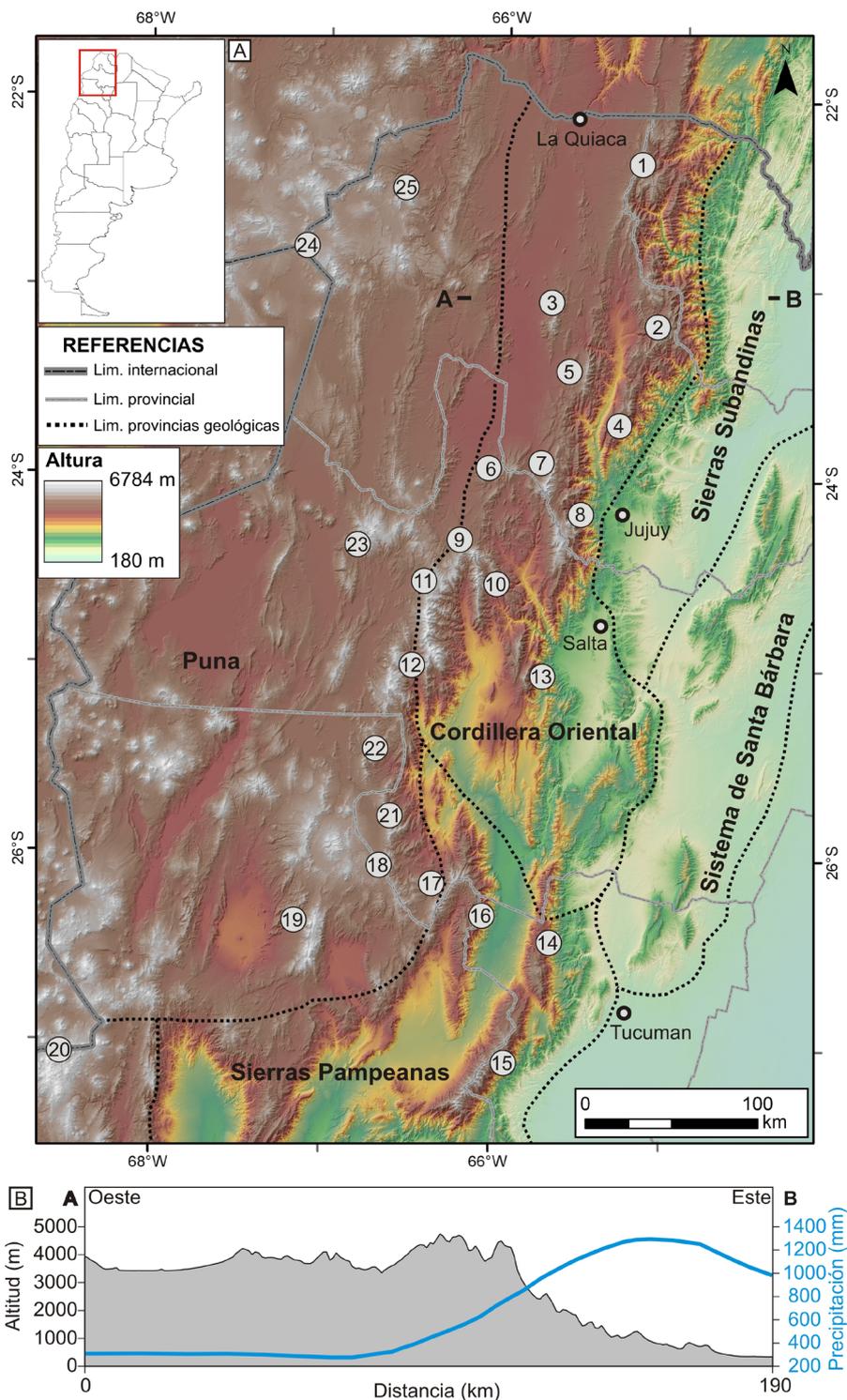


Figura 2. A) Modelo digital de elevación de la zona relevada del NOA entre ~22 y 27° S. La división de las provincias geológicas se realizó en base a Ramos (2000). Los números indican los principales lugares con presencia de geomorfología glaciar de acuerdo a los trabajos citados en el texto (máxima altitud entre paréntesis referida a metros sobre el nivel del mar). 1- sierra de Santa Victoria (5.055 m); 2- sierra de Zenta (5.116 m); 3- sierra de Aguilar (5.120 m); 4- sierra de Tilcara (4.995 m); 5- sierra Alta (5.205 m); 6- cerro Rosario (5.043 m); 7- nevado de Chañi (5.940 m); 8- nevado del Castillo (5.565 m); 9- nevado de Acay (5.716 m); 10- sierra de Lampasillos (5.750 m); 11- sierra de Pastos Grandes (5.502 m); 12- nevado de Cachi (6.380 m); 13- cumbres de Zamaca y cerro Malcante (5.088 m); 14- Cumbres Calchaquíes (4.835 m); 15- nevados de Aconquija (5.521 m); 16- sierra de Quilmes-El Cajón (5.453 m); 17- sierra de Chango Real (5.453 m); 18- cerro Zuriaga (5.097 m); 19- sierra Laguna Blanca (5.946 m); 20- cerro Tres Cruces (6.330 m); 21- nevado del Compuel (5.472 m); 22- cerro Incahuasi (5.167 m); 23- cerro Queva (6.102 m); 24- cerro Zapaleri (5.653 m); 25- cerro Granada (5.696 m). B) Perfil topográfico y de precipitación a los ~23° S. Se observa el efecto orográfico en la precipitación, que disminuye de este a oeste a medida que aumenta la altitud y propagación occidental de las masas de aire.

marcado gradiente vertical de la precipitación que se torna escasa (< 500 mm/año) por encima de 3.500 m s.n.m. En los sectores más altos de las serranías la precipitación generalmente se presenta en forma de granizo o nieve (Igarzábal 1981). El efecto de la precipitación orográfica sobre las Sierras Subandinas es menos marcado debido a su baja altura relativa (< 2.500 m s.n.m., Figura 2) (Bianchi y Yáñez 1992). Además de la altura, la precipitación está controlada por la topografía. En tal sentido, la orientación de las grandes quebradas desempeña un rol importante en la captación de la precipitación, siendo la orientación este-oeste la más favorable para el ingreso de las masas de aire que transportan la humedad (Bianchi y Yáñez 1992).

Altura de la isoterma de 0°C en el NOA

Son pocas las estaciones meteorológicas y con ello los registros de temperatura a gran altura en el NOA. Dentro de los escasos datos meteorológicos se destacan los obtenidos por la estación de La Quiaca situada en la ciudad homónima a 3.459 m s.n.m (Figura 2). Sus series de datos de temperatura del aire se remontan al año 1911. Analizando estos datos de temperatura de aire se desprende que existe un calentamiento de 0,9°C entre el período 1911-1990 (media anual de 9,3°C) y el período 1994-2015 (media anual de 10,2°C) (Martini et al. 2017a). En base a esta temperatura media anual y aplicando un gradiente térmico estándar de disminución de temperatura con el aumento de altura de -0.7°C/100 m, la isoterma de 0°C actual (tomando los últimos 19 años) se sitúa a una cota de 4.916 m. Datos de temperatura de aire tomados sobre el glaciar de roca Varas a 4.566 m s.n.m. en la sierra de Zenta (23° S) para el período 2011-2015 muestran una temperatura media anual de 3,1°C (Martini et al. 2017a). Utilizando para la sierra de Zenta el mismo gradiente térmico anteriormente mencionado (-0.7°C/100 m) se calcula que la altura de la isoterma de 0°C se sitúa aquí a 5.011 m s.n.m. Por lo tanto, la altura de la isoterma regional en el NOA se puede aproximar entre ~4.900-5.000 m s.n.m.

DISTRIBUCIÓN DE LOS GLACIARES EN LOS ANDES CENTRALES

La diversidad que la Cordillera de los Andes presenta tanto latitudinal como altitudinalmente hace que sobre ella se desarrollen glaciares bajo diferentes características climáticas. De acuerdo a Ammann et al. (2001) y Casassa et al. (2007), en la actualidad la cantidad de glaciares presentes

en los Andes Centrales decrece gradualmente de sur a norte (requiriendo alturas cada vez mayores para desarrollarse) hasta que entre los 18,5-27° S (i.e. NOA) desaparecen totalmente. Aunque en esta franja existen numerosas montañas que ampliamente superan la altura de la isoterma de 0°C, como el caso del volcán Lullllaillaco (6.739 m s.n.m.), la escasa precipitación vinculada a la Diagonal Árida hace imposible el desarrollo de “verdaderos” glaciares, que reaparecen recién al norte de los 18,5° S debido a un incremento en la precipitación (Figura 1).

A pesar de que actualmente no existe un inventario de glaciares para el NOA, algunos trabajos mencionan la presencia de glaciares para esta región. Para los Andes Desérticos (17-31° S) Lliboutry (1998), en su trabajo sobre los glaciares de Chile y Argentina, determinó 83 cerros que presentan parches de nieve permanente o hielo, incluyendo algunos casos en el NOA. Debido al pequeño tamaño que presentaban estos cuerpos y a la resolución de las imágenes satelitales y fotos aéreas disponibles, sólo se pudo determinar la presencia de hielo o nieve sin precisar si se trataba de glaciares (Lliboutry 1998). Para la Cordillera Oriental del NOA, se determinó la presencia de 4 cuerpos de nieve/hielo permanente (perennes) a partir del análisis multitemporal de imágenes satelitales (Martini et al. 2013). Estos cuatro cuerpos se encuentran en el nevado de Cachi (Figura 2), el sector más alto de la Cordillera Oriental, ubicándose por encima de 5.600 m s.n.m. y en su conjunto ocupan un área de 0,79 km². Teniendo en cuenta la posición topográfica, tamaño, altura y condiciones climáticas de los glaciares anteriormente mencionados para la Cordillera Oriental, corresponderían a lo que Lliboutry (1956) denominó “glaciares reservorio”. Este tipo de glaciares se desarrollan en clima árido y presentan algunas particularidades que los diferencian del resto de los glaciares, como por ejemplo: no poseen un flujo considerable, se encuentran por encima de la isoterma de 0°C y el balance de masa es igual en cualquier sector del glaciar, que gana o pierde masa en toda su superficie, no existiendo una relación entre el balance de masa y la altura (Milana 2012, Milana y Schmok 2015).

En base a la temperatura y precipitación de 234 pequeños glaciares (< 2 km), Sagredo y Lowell (2012) realizaron una clasificación general de los glaciares andinos (Figura 3). Los glaciares más cercanos al NOA han sido clasificados como de clima seco y frío (temperatura media anual en la altura media del glaciar: -7 a -1,8°C; y precipitación anual: 120 a 620 mm). Los glaciares de clima seco y frío de los Andes Centrales (Figura 3) que se encuen-

tran al norte de los 18,5° S reciben la mayor parte de la precipitación en la época estival debido a la influencia del Sistema Monzónico Sudamericano, mientras que los que se sitúan al sur de los 27° S reciben precipitación de ambos sistemas (Pacífico y Atlántico) (Sagredo y Lowell 2012).

Los glaciares de clima frío y seco, que se localizan por encima de la isoterma de 0°C, y reciben muy poca precipitación anual (Figura 3), han sido caracterizados como sensibles a los cambios de precipitación (Kaser 2001, Kaser y Osmaston 2002). En ellos una variación de la temperatura media no repercutiría de gran forma en su balance de masa, debido a que el glaciar ya se encuentra por encima de la altura de la isoterma de 0°C. Mientras que un cambio en la precipitación sí generaría una variación importante en el balance de masa del glaciar. En este sentido, un aumento de la precipitación produciría mayor acumulación en el glaciar debido a que se encuentra con temperaturas negativas durante gran parte del año. Teniendo en cuenta que la sublimación es el principal proceso de ablación de estos glaciares, la energía necesaria para remover un aporte extra de precipitación es sumamente alta (Sagredo y Lowell 2012).

DISTRIBUCIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LA GEOMORFOLOGÍA GLACIAR

Rasgos glaciarios atribuidos al Pleistoceno han sido mencionados para la Cordillera Oriental (Schneider 1923, Igarzábal 1981, Blasco *et al.* 1996, Hong *et al.* 1998, Zipprich *et al.* 2000, Tchilinguirian y Pereyra 2001, Rubiolo *et al.* 2001, González *et al.* 2004, Solís y Ramírez 2008, Zech *et al.* 2009, Malagnino 2013, Martini 2014, Martini *et al.* 2015 y 2017b), y para las Sierras Pampeanas septentrionales y Puna (Strecker 1987, Fox y Strecker 1991, Haselton *et al.* 2002, Ahumada 2002, Candiani *et al.* 2011).

Para la Cordillera Oriental, Martini *et al.* (2015) realizaron un análisis de la distribución de las geoformas erosivas y depositacionales de origen glaciar. En esta región, la geomorfología glaciar está muy bien representada entre 22 y 25° S, y por encima de la cota de 3.500 m (Tabla 1). Sólo las sierras cuya altura es igual o mayor a ~5.000 m s.n.m. alojaron glaciares durante el Pleistoceno. Al sur de los 25° S, la altura de la Cordillera Oriental desciende bruscamente lo que no ha permitido el desarrollo de glaciares durante el Pleistoceno ni de un ambiente periglacial actual (Martini *et al.* 2013, 2015). Las geoformas glaciares más comunes son los circos, valles glaciares (artesas), aristas y morenas (Figura 4) (Igarzábal 1981, Tchilinguirian y Pereyra 2001, Martini *et al.* 2015). Para esta región, Malagnino (2013) presenta un mapa geológico de detalle en el cual identifica hasta cuatro sistemas morénicos frontales. La erosión fluvial retrocedente y remoción en masa sobre la ladera este de la Cordillera Oriental ha removido, en algunos sectores, parte del registro glaciario. En la cuenca alta del río Juramento (sierra de Lampasillos, nevados de Cachi y Acay), por encima de 3.500 m s.n.m., Igarzábal (1981) reconoce depósitos fluvioglaciares y glacialacustres que progresivamente dan paso, valle arriba, a morenas (frontales, laterales y de fondo) que alcanzan espesores de hasta 70 m; al igual que artesas y circos glaciarios. Zipprich *et al.* (2000) describen 8 generaciones de morenas en la sierra de Santa Victoria (Figura 4A-B). Dicho trabajo carece de un mapa geomorfológico, por lo que no se puede visualizar la distribución y magnitud de cada una de estos 8 grupos de morenas. Para el nevado de Chañi, ubicado en la porción central de la Cordillera Oriental, Malagnino (2013) presenta un mapa de detalle en el cual, sobre la vertiente oriental se representan 4 sistemas morénicos principales que en su conjun-

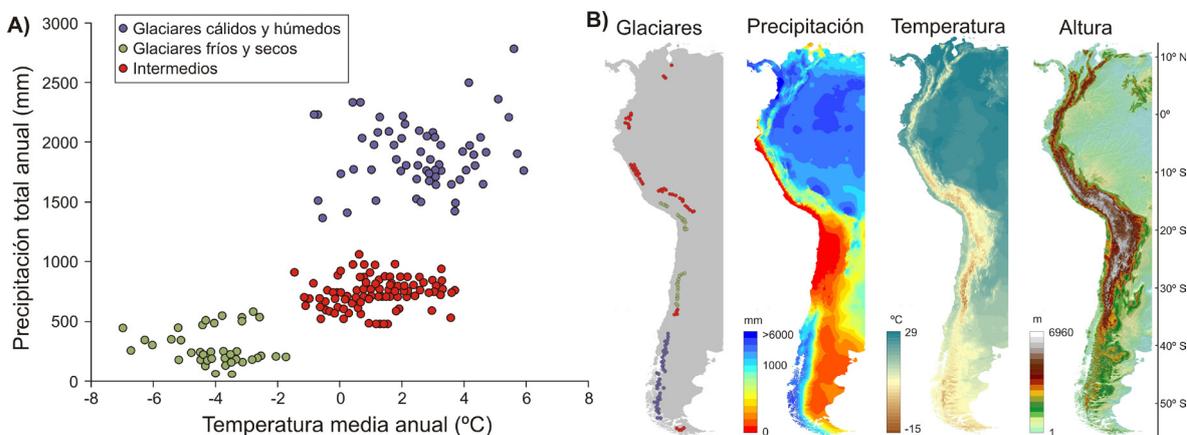


Figura 3. Principales características climáticas de los glaciares en los Andes. **A)** Clasificación de los glaciares andinos en base a su temperatura y precipitación (modificado de Sagredo y Lowell 2012). **B)** Distribución de los glaciares clasificados por Sagredo y Lowell (2012), mapa de precipitación media anual, temperatura media anual del aire, y altura de Sudamérica.

Tabla 1. Cota inferior que alcanzan las morenas en la vertiente oriental y occidental de las distintas serranías de la Cordillera Oriental de Argentina (modificado de Martini *et al.* 2015). Las alturas están referidas a m s.n.m. Para la ubicación de cada sector ver Figura 2. ^a no se encontraron morenas pero sí se distinguen rasgos de erosión glaciar. ^b sobre el cerro Zucho, en la sierra de Tilcara, existen dos valles que drenan hacia el oeste donde las morenas alcanzan la cota de 4.437 m. Estos valles no pertenecen a la vertiente occidental de la sierra sino que localmente poseen una orientación hacia el oeste.

Cordón montañoso o Cerro	Cota inferior de las morenas (m)	
	Vertiente O	Vertiente E
Sierra de Santa Victoria	4.239	3.446
Sierra de Zenta	4.226	3.905
Sierra del Aguilar	- ^a	4.265
Sierra de Tilcara	- ^b	3.870
Sierra Alta	-	4.129
Cerro Rosario	-	4.255
Nevado de Chañi	4.151	3.790
Castillo	4.272	3.938
Nevado de Acay	4.395	4.263
Sierra de Lampasillos	4.107	3.888
Sierra de Pastos Grandes – Nevado de Cachi	-	3.930
Cumbres de Zamaca y cerro Malcante	-	3.782

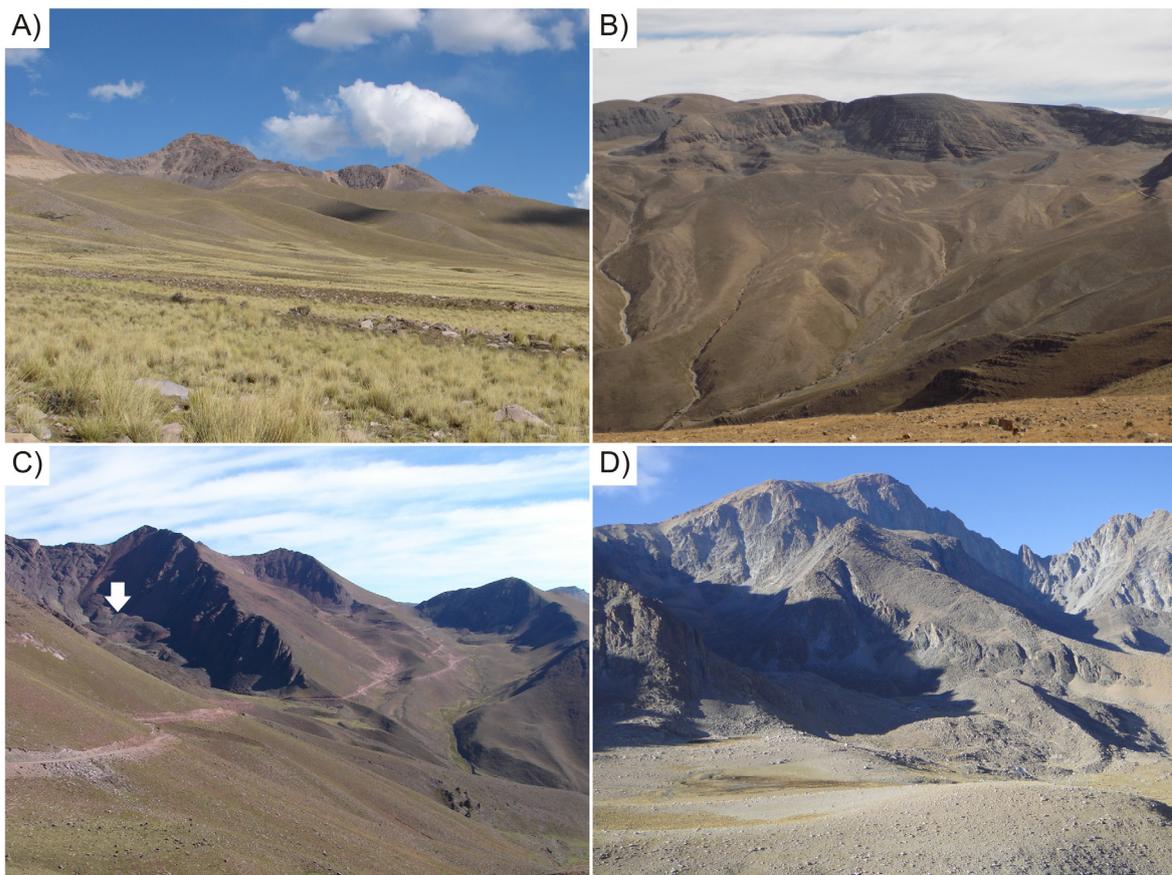


Figura 4. Fotos de campo de geoformas glaciarias. **A)** Circos y morenas laterales en el faldeo occidental de la sierra de Santa Victoria. **B)** Morenas y circos expuestos hacia el sur, ubicados al oeste del valle de Peña Negra I (ver Figura 6), sierra de Santa Victoria. **C)** Geoformas glaciarias en la vertiente oriental de la sierra de Zenta. Nótese la asimetría que presentan las laderas de los valles glaciares. La flecha apunta hacia la posición del glaciar de roca activo Varas (monitoreado en detalle por Martini *et al.* 2017a), que se encuentra aguas arriba de morenas laterales. **D)** Morenas MG V sobre la vertiente oriental del nevado de Chañi. Estas morenas fueron fechadas en ~12 ka AP y representan el avance glaciario más joven registrado en el NOA.

to contienen 10 morenas frontales. Por su lado, Martini *et al.* (2017b) distinguen 5 grupos de morenas principales (MG I a MG V). Los depósitos glaciarios se encuentran por encima de ~3.800 m s.n.m. y los diferentes grupos de morenas poseen distinta magnitud de acuerdo a la vertiente del nevado de Chañi en la que se localizan (oriental u occidental). El grupo de morenas más jóvenes (MG V) se encuentran solamente representado en la vertiente oriental (Figura 4D).

De acuerdo a las geoformas reconocidas y su disposición, Martini *et al.* (2015) interpretan que los glaciares del Pleistoceno tardío de la Cordillera Oriental eran glaciares de valle de base húmeda con una geometría relativamente sencilla cuya longitud no superaba los 10 km. Los valles glaciares poseen una orientación predominante oeste-este. Poseen secciones transversales en U aunque en muchos casos se observa una fuerte asimetría entre los laterales de los valles (Figura 4C), lo que ha sido asignado a la desigual insolación que reciben las laderas norte y sur. Cuando el aporte de detritos es alto, se desarrollan taludes que dan lugar a glaciares de roca en el pie de los circos y sobre las laderas de los valles (especialmente en los orientados hacia el sur y el este), que pueden ser tanto glaciares de roca lobulados como lenguados (Martini *et al.* 2013, Malagnino 2013, Ahumada *et al.* 2017 este Relatorio). En otros casos, la presencia de glaciares de roca puede estar vinculada a la removilización de depósitos morénicos (Tchilinguirian y Pereyra 2001). Dentro de las morenas marginales, las laterales se destacan por su mayor extensión areal y espesor, éste último se estima que en ocasiones supera los 100 m. Los depósitos glaciarios presentan escasa extensión areal y espesor en comparación con las morenas a las que se vinculan (Martini *et al.* 2015). Sobre la vertiente occidental de la Cordillera Oriental, Rubiolo *et al.* (2001) reconocen depósitos glaciarios de gran extensión areal formando parte de antiguos piedemontes plio-pleistocenos, no habiéndose encontrado conexión con depósitos glaciarios (*e.g.* morenas). De acuerdo a la relación entre las morenas, que generalmente reúnen espesores considerables de detritos, y el escaso desarrollo areal que presentan los depósitos glaciarios a las que se las vinculan, Martini *et al.* (2015) interpretan que en el margen de los glaciares existía una escasa evacuación de sedimentos hacia sectores proglaciares. Esto es típico de regiones áridas donde la tasa de suministro de detritos hacia los glaciares es alta, y el agua de fusión no alcanza a evacuar la mayor parte de los detritos que se depositan en los márgenes del glaciar (Benn *et al.* 2005). De esta

forma, se acumulan potentes espesores de morenas marginales en contraposición con el escaso desarrollo de depósitos glaciarios.

En la Puna, han sido mencionadas geoformas de origen glaciar como circos, valles y morenas en los cerros Zapaleri, Granada (Igarzábal 1981, Solís y Ramírez 2008), Queva (Igarzábal 1981), Incahuasi, sierra Laguna Blanca, cerro Tres Cruces, Zurriaga y nevado del Compuel (Strecker 1987, Fox y Strecker 1991, Haselton *et al.* 2002). Al oeste de la sierra de la Laguna Brava entre 25-28° S no se han identificado depósitos glaciarios, inclusive en cerros que superan los 5.500 m s.n.m. (Haselton *et al.* 2002). Esto está en consonancia con Ammann *et al.* (2001) que en su estudio en los Andes chilenos no encontraron geoformas de origen glaciar entre los ~25° y 27° S (lo que coincide con la ubicación de la Diagonal Árida en este sector de los Andes) (Figura 1). En general, la Puna jujeña presenta mayor distribución areal de geoformas glaciares y rasgos mucho más claros de la presencia de glaciares durante el Pleistoceno respecto a la Puna austral en las provincias de Salta y Catamarca.

También han sido reconocidas geoformas de origen glaciar en la porción norte (más elevada) de las Sierras Pampeanas. Los sectores de las Sierras Pampeanas con presencia de morfología glaciar comprenden a los nevados de Aconquija, sierra de Quilmes y Chango Real, Cumbres Calchaquies (Strecker 1987, Fox y Strecker 1991, Haselton *et al.* 2002) y nevado de Famatina (Candiani *et al.* 2011). En la sierra de Quilmes (donde converge con la sierra de Chango Real), Strecker (1987) y Haselton *et al.* (2002) analizaron la geomorfología glaciar e identificaron tres generaciones de morenas. La generación más antigua (morenas Suri Cienaga) ha sido parcialmente removida por erosión de la vertiente oriental de la sierra y no está presente en su contraparte occidental. Los procesos glaciarios en la sierra de Quilmes fueron más intensos sobre su ladera oriental, donde se desarrollaron glaciares de valle que alcanzaron cotas menores que los de la ladera occidental. Comparativamente, los depósitos glaciarios de la sierra de Quilmes presentan un mayor grado de preservación respecto a los del nevado de Aconquija, ubicados inmediatamente hacia el este, debido a que estos últimos han sido afectados por erosión fluvial producto del alto gradiente topográfico y la mayor precipitación que impera en su vertiente oriental (Haselton *et al.* 2002). En los sectores más altos de la sierra de Famatina, ya fuera del área relevada en la Figura 2, Candiani *et al.* (2011) describen circos, morenas y valles glaciares (con perfiles transversales en U y levemente asimétricos) donde los de-

pósitos morénicos también han sido parcialmente erosionados por incisión fluvial retrogradante.

ASIMETRÍA ESTE-OESTE EN EL REGISTRO GLACIARIO Y SU VINCULACIÓN CON LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA

Uno de los principales rasgos que se destaca del accionar glaciar durante el Pleistoceno en el NOA es la asimetría entre las vertientes orientales y occidentales de las serranías. Martini *et al.* (2015) en su estudio sobre la distribución de la geomorfología glaciar en la Cordillera Oriental del NOA, realizan un relevamiento de la cota inferior que alcanzan las morenas en la vertiente oriental y occidental de cada una de las serranías que la componen (Tabla 1). Se observa que existe un aumento generalizado de la cota que alcanzan los depósitos morénicos en sentido este-oeste. Esta asimetría indica que los glaciares que drenaban hacia el este eran arealmente más extensos y posiblemente la altura de la línea de equilibrio glaciar (ELA) haya alcanzado cotas más baja. Incluso, algunas sierras no presentan morenas en sus vertientes occidentales, como es el caso de la sierra de Tilcara, las cumbres de Zamaca y cerro Malcante, la sierra Alta, el cerro Rosario y la sierra de Pastos Grandes-nevado de Cachi. La sierra de Lampasillos contiene morenas en su vertiente occidental sólo en su extremo norte (Tabla 1) (Martini *et al.* 2015).

En la sierra de Santa Victoria, Zipprich *et al.* (2000) realizaron el cálculo de paleo-ELA a partir de geoformas glaciares del Pleistoceno. Para ello, utilizaron los métodos THAR (“Toe-to-headwall altitude ratios”) y de la altitud máxima de las morenas laterales (MELM), para 6 diferentes generaciones de morenas en 31 valles expuestos al oeste.

Sus resultados se muestran en la Figura 5A, donde están graficados en una transecta noreste-suroeste. Las paleo-ELA varían entre 4.240 y 4.660 m s.n.m. y se observa un aumento generalizado hacia el oeste, excepto por las morenas M7 donde no existe tendencia.

Martini *et al.* (2017b) calcularon la paleo-ELA para los diferentes eventos glaciares fechados en el nevado de Chañi (ver “Cronología de los eventos glaciares”) a partir del método AAR (“Accumulation Area Ratio”). Este método es considerado más preciso que los anteriores ya que se realiza una reconstrucción de la hipsometría del antiguo glaciar (Martini *et al.* 2011). Se obtuvieron tres paleo-ELA que corresponden a tres grupos morénicos diferentes (MG III, MG IV, MG V) en la vertiente oriental y una paleo-ELA en la vertiente occidental, que corresponde al grupo morénico MG IV (Figura 5B). Las paleo-ELA se encuentran entre 4.705 y 5.072 m s.n.m. En la vertiente occidental, las paleo-ELA ascienden ~180 m desde el grupo morénico MG II al MG V. Durante la formación de las morenas MG IV, la paleo-ELA de la vertiente occidental se encuentra ~190 m por encima de la de su contraparte oriental (Figura 5B).

Más al sur del nevado de Chañi, Haselton *et al.* (2000) realizaron un relevamiento de la cota de las geoformas glaciares (principalmente circos glaciares) entre los ~25° y 27° S. El límite oriental de la zona de estudio está dado por los nevados de Aconquija y Cumbres Calchaquíes, y se extiende hacia el oeste hasta el límite con Chile (Figura 5C). Aunque el método empleado es menos exacto que los anteriormente mencionados para la sierra de Santa Victoria y el nevado de Chañi, la distribución altitudinal de las geoformas glaciares del Pleistoceno presentan el mismo patrón anteriormente descrito para las paleo-ELA, es decir, aumentan su altura hacia el oeste (Figura 5C).

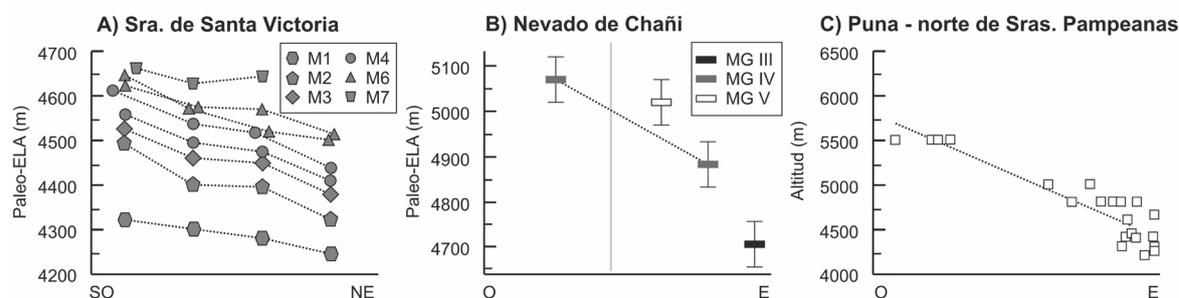


Figura 5. Distribución este-oeste de las paleo-ELA y altura de la geomorfología glaciar del NOA. **A)** Paleo-ELA para la sierra de Santa Victoria, extraído de Zipprich *et al.* (2000). M1-M7 representan diferentes generaciones o grupos de morenas. Las líneas de puntos unen eventos que son considerados contemporáneos en base a la cartografía en la sierra de Santa Victoria. **B)** Paleo-ELA para el nevado de Chañi de los grupos morénicos fechados: MG III (~23 ka AP), MG IV (~15 ka AP) y MG V (~12 ka AP) (extraído de Martini *et al.* 2017b). La línea de puntos une las paleo-ELA del evento MG IV en la vertiente occidental y oriental. **C)** Distribución altitudinal de la geomorfología glaciar (principalmente circos) entre ~25-27° S y ~66-69° O (extraído de Haselton *et al.* 2002). La línea de puntos es la regresión lineal de los datos graficados.

Excepto en el nevado de Chañi, donde se tiene un control de las edades de los depósitos glaciarios cuyas ELA se ven representadas en la Figura 5B, en los otros sectores relevados (Figuras 5A y C) no existe una cronología absoluta para cada uno de los depósitos glaciarios. Esto indica que las paleo-ELA analizadas para estos grupos morénicos pueden no ser cronológicamente correlacionables. A pesar de ello, en la mayoría de los casos las paleo-ELA analizadas se encuentran por debajo de las que le continúan hacia el oeste, independientemente de si corresponden o no al mismo evento glaciario.

Como se mencionó, las tres transectas (norte, centro y sur) analizadas (Figura 5) muestran una tendencia generalizada de aumento de las paleo-ELA o cotas en que se presenta la geomorfología glaciaria hacia el oeste. Esta tendencia de las paleo-ELA no puede ser explicada por una diferencia de temperatura, ya que en muchos casos las cabeceras de los antiguos glaciares analizados se situaban a escasos km unos de otros (< 4 km) y la diferencia entre las paleo-ELA alcanzan un máximo de ~190 m (Martini et al. 2017b). En cambio, esta diferencia entre las paleo-ELA puede ser explicada por la existencia de un efecto orográfico que afecta marcadamente la precipitación, algo similar a lo que ocurre actualmente en la región (Figura 2B). Este efecto orográfico habría generado una disminución de la precipitación hacia el oeste, lo que posibilitó que las ELA del flanco oriental se encontraran a menor altura que las del flanco occidental. De esto surge que el patrón de circulación atmosférica actual, con masas de aire húmedo provenientes desde el este-noreste (Figura 1), se habría desarrollado también durante el Pleistoceno y se extendía hacia el sur al menos hasta los 27° S, siendo la fuente de humedad que alimentaba a los glaciares fundamentalmente de origen Atlántico. Si los “Westerlies” hubiesen sido la fuente de humedad de los glaciares del Pleistoceno, la tendencia de las paleo-ELA debería ser opuesta a la representada en la Figura 5, es decir, debería aumentar hacia el este.

Hacia el norte del NOA, Klein et al. (1999) estudiaron las paleo-ELA en los Andes de Perú, Bolivia y norte de Chile (entre los 6-22° S). Sus resultados muestran un incremento de las paleo-ELA hacia el sur y oeste, lo que también es consistente con el comportamiento de las ELA de los glaciares actuales en esa región. En los Andes chilenos Ammann et al. (2001) analizaron las paleo-ELA en una transecta norte-sur que abarca desde los 18 a 29° S. Desde los 18 a los ~25° S se observa un incremento de las paleo-ELA hacia el sur, mientras que desde los ~25° S hasta los ~27° S (lo que coincide con la

ubicación de la Diagonal Árida en este sector de los Andes) dichos autores no encontraron claras evidencias de la presencia de glaciares durante el Pleistoceno, lo cual indicaría que las paleo-ELA se encontrarían por encima los cordones montañosos. Finalmente, desde los ~27° S hasta los ~29° S las paleo-ELA disminuyen hacia el sur. Ammann et al. (2001) interpretan que el patrón de precipitaciones actual no se modificó sustancialmente al momento de producirse las glaciaciones en los Andes chilenos entre 18-29° S, ya que las paleo-ELA poseen un comportamiento similar al de los glaciares actuales de la región, pero que la cantidad total de precipitación debió ser superior a los valores actuales.

Según los resultados expuestos, y de acuerdo a la cronología obtenida para el NOA (ver más adelante “Cronología de los eventos glaciarios”), el patrón general de circulación atmosférica y precipitación que impera en la región se remonta, al menos, al Pleistoceno tardío. De acuerdo a estudios de geomorfología tectónica (Strecker et al. 2007), la edad de este patrón climático del NOA se extiende aún mucho más atrás en el tiempo, hasta el Mioceno, y ha desempeñado un rol central en la historia de alzamiento y estructuración de esta región.

CRONOLOGÍA DE LOS EVENTOS GLACIARIOS

Como ya mencionamos en el capítulo introductorio, la cronología de los eventos glaciarios en el NOA se ha logrado principalmente gracias al reciente perfeccionamiento del método de datación de superficies de exposición a partir del isótopo cosmogénico ^{10}Be (e.g. Dunai 2010). Particularmente, en este caso se utilizan rocas ricas en cuarzo cuyo ^{16}O , mediante un proceso físico llamado espalación, transmuta a ^{10}Be . Los fechados se han realizado sobre muestras tomadas de los primeros 1-4 cm del tope de bloques erráticos depositados en crestas morénicas. A partir de la separación del cuarzo de la roca, se contabiliza la cantidad de ^{10}Be cosmogénico generado. Conociendo la tasa de producción de ^{10}Be , y aplicando un esquema de escala que describe la variabilidad del flujo de rayos cósmicos en función del tiempo, la altitud y la latitud, se calcula su edad (Balco et al. 2008). Para unificar la forma de obtención de las edades de exposición del NOA, todas las edades presentadas en este trabajo (i.e., Zech et al. 2009 y 2017, Martini et al. 2017b) fueron calculadas mediante el método “CRONUS-Earth online calculator” (Versión 2.2; Balco et al. 2008) utilizando la tasa de producción de Kelly et al. (2015) para los Andes peruanos y el esquema de escala Stone-Lal (‘Lm’) (Balco et al. 2008).

La sierra de Santa Victoria

Los trabajos enfocados en obtener una cronología de los eventos glaciares registrados en la sierra de Santa Victoria fueron llevados a cabo por Zipprich *et al.* (2000) y Zech *et al.* (2009). En el primer caso, se realizó una cronología relativa basada en índices de meteorización de paleosuelos junto a dataciones radiocarbono en materia orgánica y carbonatos de paleosuelos. Los índices de meteorización fueron aplicados sobre horizontes de paleosuelos de diferentes crestas morénicas que, según Zipprich *et al.* (2000), indicarían períodos más húmedos que la actualidad y en base a este criterio le adjudicaron diferentes edades relativas a las morenas mapeadas. Sin embargo, no necesariamente un período húmedo produciría un avance glaciario.

Además, es común que los carbonatos en paleosuelos sean contaminados con C inorgánico más antiguo o sufran fraccionamiento isotópico a causa de su recristalización, por lo que esta cronología ha sido puesta en duda (Zech *et al.* 2008). Posteriormente, Zech *et al.* (2009) fecharon distintas morenas de la sierra de Santa Victoria a partir del método de isótopos cosmogénicos (^{10}Be). Estos autores dataron 35 superficies de exposición en bloques erráticos depositados en crestas morénicas. Como complemento, analizaron ~8 m de testigos de sedimentos lacustres extraídos del fondo de la Laguna III (Figura 6), donde se obtuvieron 12 dataciones radiocarbono. De este modo, determinaron una cronología absoluta de algunos eventos glaciares en la sierra de Santa Victoria a la que nos vamos a referir a continuación.

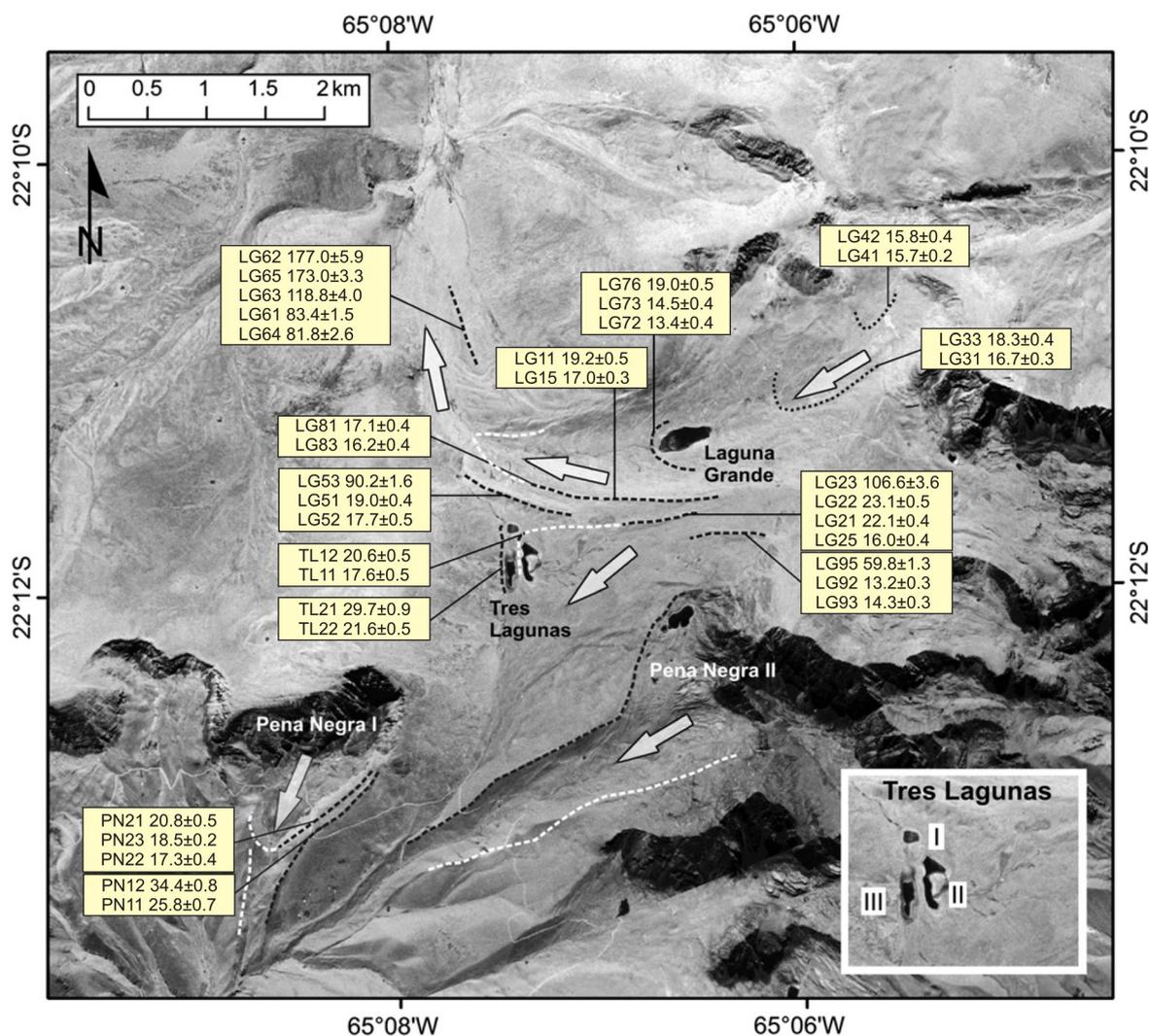


Figura 6. Edades de exposición recalculadas (en ka ± 1σ error analítico) para la sierra de Santa Victoria (modificado de Zech *et al.* 2009). Las líneas punteadas blancas representan crestas morénicas que no han sido muestreadas mientras que las de color negro son las crestas morénicas de las cuales se obtuvieron edades de exposición. La nomenclatura de cada muestra es: LG, valle de Laguna Grande; TL, Tres Lagunas; y PN, valle Peña Negra I. El primer dígito de cada muestra representa el número de morena y el segundo representa el número de muestra. Las flechas indican la dirección de flujo de los antiguos glaciares.

Las edades de ^{10}Be obtenidas por Zech *et al.* (2009) presentan en algunos casos un importante grado de dispersión para depósitos morénicos considerados de la misma edad (Figura 6). Debido a esto, resulta muy dificultoso asignarle una edad acotada y confiable a algunas de las crestas morénicas analizadas. Para asignarle una edad a cada cresta morénica, Zech *et al.* (2009) se basaron en el modelo de edad más antigua (“oldest age model”). Este modelo postula que dentro de un grupo de edades para una misma cresta morénica, la edad más antigua es la que representa la depositación de la morena sin tener en cuenta valores que sean considerados atípicos (“outliers”).

Los depósitos más antiguos (morenas LG6, Figura 6) definidos por Zech *et al.* (2009) presentan edades de ^{10}Be entre ~177 y 81 ka AP. La morena LG6 se encuentra en el centro del valle y posee forma elongada paralela a la dirección del eje del valle (Figura 6), por lo que se podría considerar una morena central. Sin embargo, no existe ningún valle tributario que por confluencia glaciar pueda haberla generado. Este depósito está compuesto por bloques de diferentes litologías que en algunos casos se encuentran estriados y facetados. Por lo expuesto anteriormente, y teniendo en cuenta que presenta un perfil transversal suavizado, nuestra interpretación es que posiblemente se trate de una morena de fondo parcialmente erosionada. Esta nueva interpretación presenta una complicación para las edades obtenidas en este depósito, ya que la forma elongada que presenta sería producto de la erosión de sus márgenes. Debido a esto, los bloques muestreados muy posiblemente hayan sufrido algún tipo de retransporte desde su depositación y edades obtenidas para las morenas LG6 deben ser consideradas como edades mínimas.

En el valle de la Laguna Grande los bloques analizados de las morenas LG5 y LG2 presentan edades entre 23,1 y 16,0 ka AP (excluyendo los valores atípicos de las muestras LG23 y LG53) (Figura 6). Estas dos crestas morénicas laterales están separadas por una pequeña escotadura que ha sido interpretada como un pequeño canal de descarga producto de la fusión del hielo que alimentaba la Laguna III. La edad de las morenas LG5-LG2 es apoyada con el análisis de los sedimentos lacustres de la Laguna III que muestran que esta laguna se habría desconectado del valle de la Laguna Grande a partir de 16,7 ka cal AP (Zech *et al.* 2009). Por lo tanto, el avance glaciar que depositó las morenas LG5 y LG2 sería anterior a 16,7 ka cal AP. De acuerdo a la interpretación realizada por Zech *et al.* (2017) basada en el “modelo de edad más antigua” la edad de las morenas LG5 y LG2 sería 23,1 ka AP; lo que la ubicaría dentro del

Último Máximo Glacial (LGM) global (~19-26,5 ka AP; *cf.* Clark *et al.* 2009).

Inmediatamente aguas arriba se encuentran las morenas LG1 y LG8, que presentan en conjunto edades que varían entre 19,2 y 16,2 ka AP. La edad de la morena LG1 sería 19,2 ka AP y se correspondería con el comienzo de la retracción glaciar en el valle de la Laguna Grande (Zech *et al.* 2009). La distribución y magnitud de las morenas internas a LG1-LG8 muestran un progresivo retroceso glaciar interrumpido por numerosos pulsos de menor envergadura. En general, las edades no exhiben una buena concordancia con la morfoestratigrafía, ya que varias edades de las morenas más internas son más antiguas que las de las morenas más externas (*e.g.* comparar morenas LG3 y LG 4, Figura 6). Las edades cosmogénicas de la morena LG7 varían entre 18,9 y 13,1 ka AP. Testigos de perforaciones realizadas en la Laguna Grande marcan que para los 13,6 ka cal AP el hielo ya se había retirado de este sector (Schäbitz *et al.* 2000), por lo que la morena LG7 puede ser acotada entre 16,6 ka cal AP (LG1 y LG8) y 13,6 ka cal AP. La cresta morénica más interna fechada (LG4) para el valle de la Laguna Grande presenta una edad de 15,8 ka.

Unos ~4 km al suroeste del valle de la Laguna Grande se encuentra el valle Peña Negra I donde Zech *et al.* (2009) reconocen dos avances glaciares principales (Figura 6). El más antiguo (PN1) presenta dos edades contrastantes que varían entre 34,4 y 25,8 ka. La edad de la morena interna estaría representada por la datación más antigua (20,8 ka AP), que se corresponde con el LGM global.

El nevado de Chañi

Para el nevado de Chañi, Martini *et al.* (2017b) realizaron la cronología de eventos glaciares a partir de 42 dataciones con el isótopo cosmogénico ^{10}Be (Figura 7). Sobre la vertiente occidental fueron fechados 23 bloques erráticos depositados en crestas morénicas, mientras que en la vertiente oriental el número de dataciones fue de 19. Entre ambas vertientes, los diferentes grupos de morenas cartografiados presentan desigual extensión areal y relieve. En general, sobre la vertiente oriental las morenas son arealmente más extensas, presentan mayores espesores y alcanzan cotas menores que las morenas de su contraparte occidental (Figura 7).

Para establecer la edad de cada grupo de morenas relevadas, primero se analizó el conjunto de edades para ver si dentro de cada grupo de morenas existían valores atípicos. En los casos donde se detectaron valores atípicos, éstos fueron removidos y no considerados a la hora de calcular la

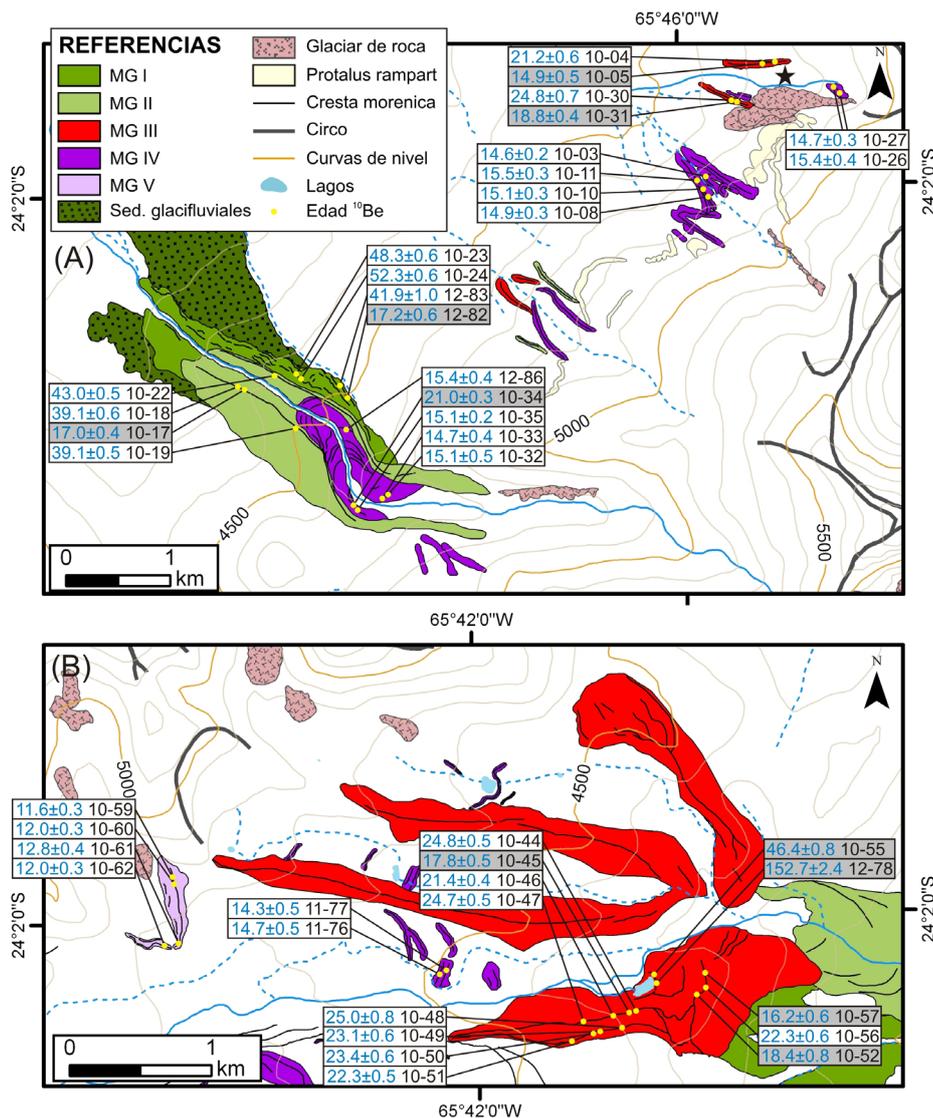


Figura 7. Geomorfología y cronología glaciar sobre la vertiente occidental (A) y oriental (B) del nevado de Chañi (modificado de Martini *et al.* 2017b). Los edades obtenidas a partir del isótopo ^{10}Be (en azul) están en ka ($\pm 1\sigma$ error analítico), seguido por los últimos cuatro números del nombre la muestra (negro). Los rectángulos grises resaltan la presencia de edades que son consideradas atípicas (“outliers”) por lo que no fueron consideradas a la hora de calcular la edad de cada grupo de morena (MG). La estrella negra ubicada en el sector superior derecho de (A) indica el lugar donde se realizó la perforación de la Figura 10.

edad de cada grupo de morenas. Para los grupos de morenas MG III, MG IV y MG V la edad fue calculada a partir del promedio de sus edades $\pm 1\sigma$. En el caso de las morenas MG I y MG II, debido a cierta dispersión en las edades, no se calculó el promedio sino que se le asignó un rango de edad a dichos depósitos.

Las morenas MG I y II fueron fechadas solamente en la vertiente occidental (Figura 7). Excluyendo dos valores atípicos (CH-10-17 y 12-82) el resto de las edades varían entre 39,1 y 52,3 ka AP. Debido a que los fechados obtenidos presentan cierta dispersión, no se pudo determinar una edad precisa para cada uno de los grupos moréni-

cos. Con los datos obtenidos hasta el momento, se puede establecer que la deposición de las morenas MG I y II ocurrió entre 52,3 y 39,1 ka AP, esto es, durante el Estadio Isotópico Marino 3 (MIS 3).

Las morenas MG III se encuentran aguas arriba de las morenas MG II y están ampliamente distribuidas en ambos faldeos del nevado de Chañi (Figura 7). Un total de 17 bloques erráticos correspondientes a las morenas MG III fueron fechados. Diez de esos bloques forman un grupo coherente de edades que varían entre 25,0 y 21,2 ka AP. El promedio de esas edades marca el momento de deposición de las morenas MG III que ha sido establecido en $23,3 \pm 1,6$ ka AP (Martini *et al.* 2017b). En

consecuencia, estas morenas (MG III) representan un importante avance glaciario ocurrido durante el LGM global.

Posteriormente, se depositaron las morenas MG IV que se encuentran en ambas vertientes del nevado. Estas morenas fueron detectadas y fechadas en cuatro valles diferentes (Figura 7), donde se obtuvieron un total de 13 edades. Exceptuando un valor atípico (CH-10-34), el resto ($n = 12$) de las edades muestran una gran coherencia, estando comprendidas entre 15,5 y 14,3 ka AP. Su promedio marca la edad de las morenas MG IV, que ha sido establecida en $15,0 \pm 0,5$ ka AP. El último grupo morénico, reconocido solamente en la vertiente oriental del nevado de Chañi, corresponde a las morenas MG

V (Figura 7). La edad de las morenas MG V es de $12,1 \pm 0,6$ ka, que surge de calcular el promedio de cuatro dataciones que varían entre 12,8 y 11,6 ka AP (Figura 7).

Sierra de Quilmes

Zech *et al.* (2017) realizaron 11 dataciones de superficies de exposición en morenas ubicadas en el extremo norte de la sierra de Quilmes, donde ésta converge con la sierra de Chango Real (Figuras 2 y 8). Al igual que en el trabajo de Zech *et al.* (2009), aplicaron “modelo de edad más antigua” para asignarle la edad a cada morena analizada en esta sierra.

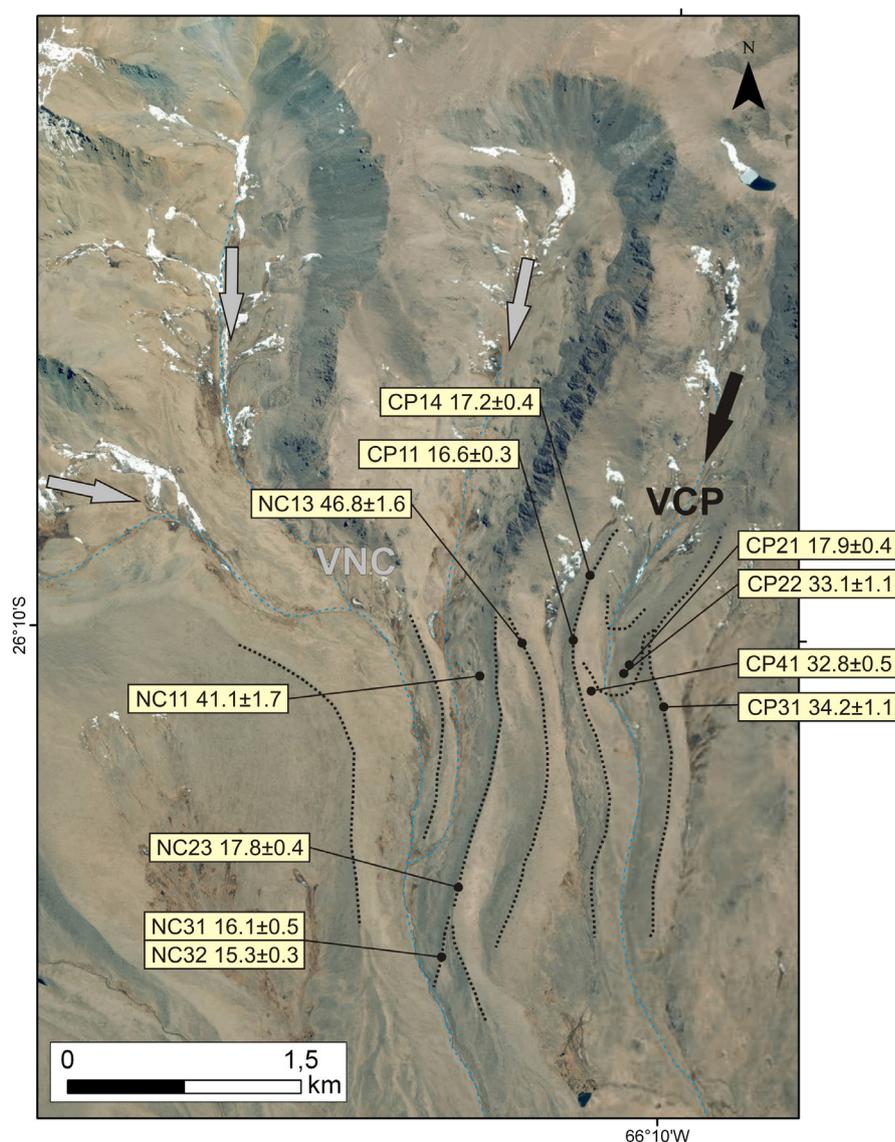


Figura 8. Edades de exposición recalculadas (en $ka \pm 1\sigma$ error analítico) para la sierra de Quilmes (modificado de Zech *et al.* 2017). A la izquierda dentro de cada rectángulo se encuentra el nombre de cada muestra. Las líneas punteadas negras representan crestas morénicas. Las flechas indican la dirección de flujo de los antiguos glaciares: en gris las correspondientes al valle del nevado de Chuscha (VNC), mientras que la flecha negra hace referencia al valle del cerro Pabellón (VCP).

La morena más antigua fue fechada con un único bloque en 46,8 ka AP (Figura 8). Zech *et al.* (2017) asignan esta morena marginal a un glaciar que fluía por el valle del nevado de Chuscha, ya que este valle posee una cuenca de captación mucho más extensa que la de el valle del cerro Pabellón ubicado inmediatamente hacia el este (Zech *et al.* 2017). Sin embargo, debido a su posición, no debe descartarse que esta morena sea una morena central generada por la convergencia de dos glaciares: uno que fluía por el valle del nevado de Chusca y otro que lo hacía por el valle del cerro Pabellón (Figura 8).

Para el valle del nevado de Chusca, una morena lateral interna, con respecto a la mencionada anteriormente, que presenta un gran desarrollo areal, fue fechada en 17,8 ka AP a partir de un único dato. Aguas arriba, otra morena lateral fue datada y, aplicando el modelo de edad más antigua, se habría depositado hace 16,1 ka AP (Figura 8).

Para el valle del cerro Pabellón se obtuvieron 6 edades. Tres de ellas varían entre 34,2 y 32,8 ka AP, mientras que las otras tres arrojaron edades de entre 17,9 y 16,6 ka AP. De acuerdo a la interpretación realizada por Zech *et al.* (2017), las prominentes morenas laterales del valle del cerro Pabellón se formaron a los 34,2 ka AP y la retracción de los glaciares, evidenciada por depósitos internos a las morenas laterales, comenzó a los 17,9 ka AP. Otra interpretación posible es que las morenas laterales del valle del cerro Pabellón sean contemporáneas a las morenas laterales del valle del nevado de Chusca y, por lo tanto, fueron depositadas hace ~18-17 ka AP.

Cabe destacar que debido a las incertidumbres que presenta el método de fechado a partir de superficies de exposición con isótopos cosmogénicos, no es posible adjudicarle una edad a una morena con solo un fechado, siendo necesarias al menos, cuatro edades coherentes para adjudicarle una edad confiable a una morena (*e.g.* Heyman *et al.* 2011). Por este motivo, algunas de las edades asignadas a las morenas de la sierra de Quilmes deben ser consideradas tentativas.

COMPARACIÓN DE LOS EVENTOS GLACIARIOS CON OTROS INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS

De acuerdo a lo expuesto anteriormente, la máxima expansión de los glaciares del NOA se produjo antes del LGM global. En el nevado de Chañi, los glaciares se expandieron entre 52,3 y 39,1 ka AP, mientras que en la sierra de Quilmes existe evidencia de actividad glaciar a los 46,8 y 34,2 ka AP. Esto refleja que los avances glaciares

más expandidos se produjeron durante el MIS 3, en consonancia con otros sectores de los Andes subtropicales (*e.g.* Blard *et al.* 2014, Ward *et al.* 2015). En la sierra de Santa Victoria, sobre el valle de la Laguna Grande, la actividad glaciaria pre-LGM es bastante más antigua (~180-80 ka), mientras que en el valle de Peña Negra I algunas edades coinciden con el MIS 3. Teniendo en cuenta que los fechados absolutos pre-LGM con los que se cuenta hasta el momento para el NOA presentan un cierto grado de dispersión, es necesario contar con un mayor número de dataciones para poder ajustar mejor las edades de las morenas pre-LGM y así poder ubicarlas en un adecuado contexto paleoclimático.

A partir del estudio de terrazas lacustres que actualmente se preservan por encima del nivel de los lagos y salares del Altiplano boliviano, se han registrado tres expansiones lacustres durante los últimos 25 ka AP (Placzek *et al.* 2006 y 2013, Blard *et al.* 2011) (Figura 9). Estos eventos registran variaciones en las precipitaciones y pueden ser utilizados para inferir cambios en las condiciones de humedad en el NOA. La expansión lacustre Sajsi (25-20,5 ka AP) se registra a unos ~15 m por encima del nivel actual del salar de Uyuni, representando un evento de poca magnitud. Posteriormente, se registraron las expansiones Tauca (18,1-14,1 ka AP) y Coipasa (13-11 ka AP) de mucha mayor magnitud, ya que el nivel de los lagos se elevó hasta ~112 m y ~42 m por encima del nivel de base actual, respectivamente (Figura 9). Durante el Holoceno no se han detectado aumentos considerables del nivel de los lagos, siendo su nivel durante este período similar al actual (3.653 m s.n.m.).

Durante el LGM global (26,5-19 ka AP) hubo una expansión generalizada de los casquetes polares y los glaciares de montaña a nivel mundial (Clark *et al.* 2009), y se calcula que el nivel del mar descendió ~120 m (Thompson y Goldstein 2006). Las regiones subtropicales de Sudamérica sufrieron un enfriamiento de ~5°C, en comparación a los valores actuales (Stute *et al.* 1995). Los lagos del Altiplano se encontraban ~15 m por encima de su nivel actual, por lo que se infiere que la precipitación durante el LGM global era similar a la actual o apenas un poco mayor (Figura 9). En este contexto, hubo una expansión de los glaciares en la sierra de Santa Victoria y en el nevado de Chañi (Figura 9). La actividad glaciaria en la sierra de Santa Victoria durante el LGM global se produjo a los 23,1 ka AP (morenas LG5 y 2) y 19,2 ka AP (morenas LG1) en el valle de la Laguna Grande; y a los 20,8 ka AP en el valle de Peña Negra I. En el nevado de Chañi, un importante avance glaciario registrado en ambas vertientes ocurrió a los 23,3

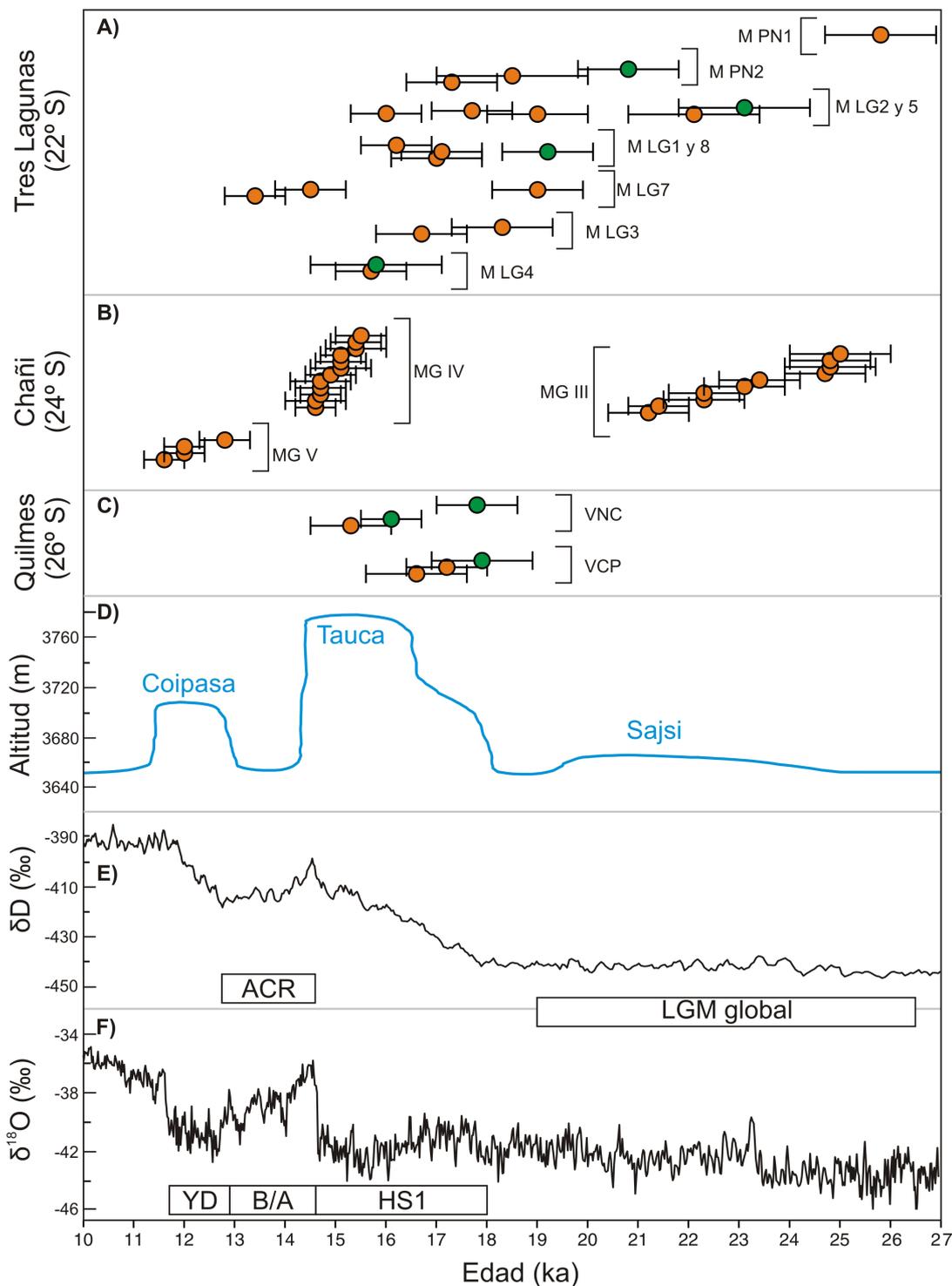


Figura 9. Cronología glacial del NOA entre 10-27 ka AP y su comparación con otros indicadores paleoclimáticos. **A), B)** y **C)** edades de superficies de exposición (en $ka \pm 1\sigma$ de error externo; cf. Balco *et al.* 2008) en base al isótopo cosmogénico ^{10}Be para la sierra de Santa Victoria, nevado de Chañi y sierra de Quilmes en base a los trabajos de Zech *et al.* (2009), Martini *et al.* (2017b) y Zech *et al.* (2017), respectivamente. Las edades consideradas atípicas (“outliers”) en los trabajos citados anteriormente no fueron incluidas. Para la nomenclatura utilizada en las diferentes morenas ver Figuras 6, 7 y 8. Las edades graficadas en verde representan la edad de la morena (modelo de edad más antigua) en base a la interpretación de los autores citados. **D)** Curva de variación de niveles lacustras del Altiplano boliviano utilizada como indicador de paleoprecipitaciones (extraído de Placzek *et al.* 2006) donde se observan las expansiones lacustres Sajsi, Tauca y Coipasa. **E)** δD como indicador de paleotemperatura atmosférica analizado en el testigo de hielo Domo C en Antártida (EPICA 2004). **F)** $\delta^{18}O$ como indicador de paleotemperatura atmosférica en base a testigos de hielo extraídos del sitio NGRIP en Groenlandia (Rasmussen *et al.* 2006). Los rectángulos blancos indican el lapso temporal de estadales e interestadales. LGM: Último Máximo Glacial global. Para el Hemisferio Sur se grafica el estadal “Antarctic Cold Reversal”. Para el Hemisferio Norte se grafican los estadales Younger Dryas (YD) y Heinrich 1 (HS1), y el interestadial Bølling-Allerød (D/A).

ka AP (morenas MG III). Llamativamente, hasta el momento no se han reportado depósitos glaciares contemporáneos con el LGM global en la sierra de Quilmes, habiendo morenas más antiguas y más modernas que dicho evento.

Con posterioridad al LGM global, se produjo una expansión de los glaciares del NOA que coincide con la transgresión lacustre Tauca (18,1-14,1 ka AP) documentada en el Altiplano boliviano (Figura 9). La reactivación glaciaria está registrada a los 15,8 ka AP en el valle de la Laguna Grande (morenas LG4) en la sierra de Santa Victoria; a los 15,0 ka AP (morenas MG IV) en ambos faldeos del nevado de Chañi; mientras que en la sierra de Quilmes se registra a los 17,8 y 16,1 ka AP en el valle del nevado de Chusca; y a los 17,9 ka AP en el valle del cerro Pabellón. En los Andes bolivianos también se han documentado avances glaciares contemporáneos a la expansión Tauca (Clapperton *et al.* 1997, Blard *et al.* 2009 y 2014). La expansión lacustre Tauca representa el momento donde se registran los mayores valores de precipitación en los últimos 130 ka, y coincide con el estadal Heinrich 1 del Hemisferio Norte (Figura 9). Modelos hidrológicos y glaciares indican que para generar la expansión lacustre Tauca la precipitación debió aumentar entre 1,6-3 veces y la temperatura disminuir entre 5-7 °C, ambos con respecto a los valores actuales (Placzek *et al.* 2013, Blard *et al.* 2011). Con posterioridad, a los 12,1 ka AP, se registra el último evento glaciario del NOA, que se encuentra representado en la vertiente oriental del nevado de Chañi (morenas MG V). Este evento es contemporáneo a la expansión lacustre Coipasa y al estadal Younger Dryas del Hemisferio Norte (Figura 9).

Varios autores proponen que la fuente de la humedad durante las expansiones lacustres registradas en el Altiplano estuvieron vinculadas con el sistema de circulación Atlántico (Blard *et al.* 2011, Placzek *et al.* 2013). Esto, a su vez, está en consonancia con la evidencia recogida de la geomorfología glaciaria del NOA, donde se observa que durante los períodos glaciares la dirección predominante de los vientos que transportan la humedad provenía del este-noreste, lo que se relaciona con el Sistema Monzónico Sudamericano (ver “Asimetría este-oeste en el registro glaciario y su vinculación con los patrones de circulación atmosférica”). Hipótesis recientes señalan que durante los estadales Younger Dryas y Heinrich 1, se produjo un aumento de la descarga de agua dulce de los glaciares en el Atlántico Norte, produciendo el debilitamiento de la circulación oceánica termohalina, y el consecuente enfriamiento del Hemisferio Norte (Barker *et al.* 2009,

Denton *et al.* 2010, Broecker *et al.* 2010). Esto habría repercutido en la circulación atmosférica de Sudamérica, produciendo un corrimiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical e intensificando el Sistema Monzónico Sudamericano y la Corriente en Chorro de Capa Baja (Wang *et al.* 2007, Kanner *et al.* 2012, Stríkis *et al.* 2015), lo que habría generado la expansión de los glaciares y lagos del Altiplano y del NOA (Figura 9).

Por último, debe mencionarse que durante el Pleistoceno tardío los glaciares del NOA estuvieron controlados por cambios tanto de la temperatura como de la precipitación. Como se mencionó anteriormente (ver “Distribución de los glaciares en los Andes Centrales”), actualmente no existen “verdaderos” glaciares en el NOA debido a la escasa precipitación que presenta esta región. Los glaciares de clima frío y seco (*cf.* Sagredo y Lowell 2012; Figura 3) han sido caracterizados como sensibles a los cambios de precipitación (Kaser 2001, Kaser y Osmaston 2002). Sin embargo, la evidencia paleoclimática indica que durante el Pleistoceno tardío los glaciares en el NOA no respondieron únicamente a cambios de la precipitación. Modelos climático-glaciológicos aplicados sobre la sierra de Santa Victoria por Kull *et al.* (2002) postulan que fue necesario un aumento de la precipitación pero también una disminución de la temperatura para generar los avances glaciares registrados en dicha sierra. Por otro lado, de la comparación con otros registros paleoclimáticos se desprende que los glaciares del NOA se expandieron durante períodos fríos, durante los cuales la precipitación fue similar a la actual (*e.g.* LGM global); y períodos donde ha registrado un aumento considerable de la precipitación, así como también una disminución en la temperatura (*e.g.* expansión lacustre Tauca) (Figura 9).

LA DEGLACIACIÓN

De acuerdo a lo expuesto anteriormente, el último avance glaciario registrado en el NOA corresponde a las morenas MG V del nevado de Chañi que fueron fechadas en ~12 ka AP (Martini *et al.* 2017b). Hasta el presente, no se ha detectado en el NOA actividad glaciaria durante el Holoceno. La ausencia de actividad glaciaria durante los últimos 12 ka AP habría posibilitado la formación y preservación de distintas generaciones de glaciares de roca, ya que estos se encuentran en sectores que estuvieron englazados durante el Pleistoceno tardío (Martini *et al.* 2013 y 2017a, Ahumada *et al.* 2017 este Relatorio) (*e.g.* Figuras 4C y 7). De acuerdo a esto, la edad de 12 ka AP es considerada una edad máxima para la generación de los glaciares de roca

que hoy poseen diferentes grados de actividad. Sin embargo, evidencias geomorfológicas junto con el monitoreo superficial de glaciares de roca permiten sostener que los glaciares de roca activos serían mucho más jóvenes (e.g. Martini et al. 2017a). Según Martini et al. (2013), la distribución de los glaciares de roca de la Cordillera Oriental está fuertemente relacionada con la morfología glaciar heredada del Pleistoceno tardío.

Son escasos los trabajos enfocados a establecer la evolución paleoclimática durante el Holoceno de los sectores que estuvieron englazados durante el Pleistoceno. A partir del análisis palinológico de las lagunas Grande y Tres Lagunas en la sierra de Santa Victoria (Figura 6), Schäbitz et al. (2001) de-

terminan un período de sequía extrema, entre los 8,2 y 6,1 ka AP, debido a un debilitamiento de las masas de aire que transportaban la humedad desde el este. Durante el Holoceno tardío, entre 3,7 y 1,5 ka AP, se retorna a condiciones más húmedas en este sector de la sierra de Santa Victoria.

Martini (2014) realizó perforaciones sobre un humedal ubicado aguas abajo de las morenas MG IV y aguas arriba del cierre de las morenas MG III, a 4.753 m s.n.m. sobre el faldeo oriental del nevado de Chañi (Figuras 7 y 10). Uno de los testigos obtenidos (Figura 10), que alcanzó ~3 m de profundidad, presenta una unidad inferior (65 a 300 cm de profundidad) compuesta mayoritariamente por gravas grises con diámetro máximo de 1 cm que

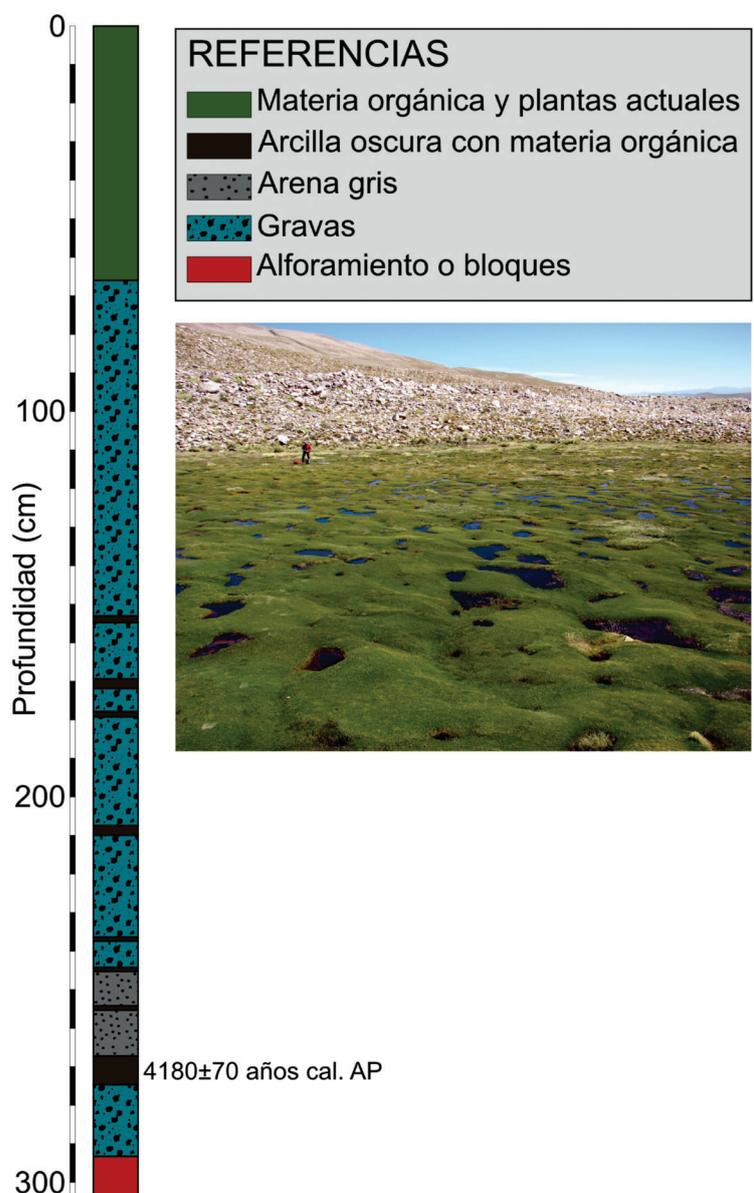


Figura 10. Testigo de la perforación realizada en el faldeo occidental del nevado de Chañi a 4.753 m s.n.m. (ver Figura 7 para su ubicación). Izquierda: perfil estratigráfico con la datación realizada sobre restos vegetales (ver Tabla 2). Derecha: vista general del sector donde se realizó la perforación.

se encuentran inmersas en una matriz con contenido variable de sedimentos finos fangosos de color gris. En la parte inferior y media de esta unidad se encuentran intercaladas capas de hasta 7 cm de espesor, de color gris oscuro que contienen materia orgánica. En la parte inferior de esta unidad se destacan también dos capas de 9 y 11 cm de arena, que se encuentran intercaladas entre las gravas grises. La unidad superior (0 a 64 cm de profundidad) corresponde a una mezcla de sedimentos arcillosos con materia orgánica y restos de vegetación actual. Representa un período de muy bajo aporte fluvial, durante el cual prolifera la vegetación.

La unidad inferior, con predominio de gravas grises, representa un ambiente de mayor energía y capacidad de carga fluvial que la unidad superior. Sin embargo, esta unidad inferior se ve interrumpida por varios episodios donde la energía del medio disminuye notablemente dando lugar a la acumulación de capas gris oscuras con materia orgánica. A una profundidad de entre 272 y 273 cm se extrajo una muestra de arcilla con alto contenido de materia orgánica y restos vegetales que fueron fechados por el método de radiocarbono (Figura 10). El resultado de esta datación arrojó una edad de 4,2 ka cal. AP (Tabla 2). Esta edad puede considerarse como una edad mínima para las morenas MG III (Figura 7), ya que la perforación se realizó aguas arriba de dichas morenas. Sin embargo, dicha edad mínima resulta demasiado joven, ya que la edad de las morenas MG III, obtenida a partir de dataciones con isótopos cosmogénicos, es 23,3 ka AP (Martini et al. 2017b).

Las gravas grises localizadas en la unidad inferior estarían indicando que los ríos aportaban mucha carga sedimentaria, lo que se relacionaría con un período de mayor precipitación y acumulación névea en la cabecera de la cuenca, cuya edad máxima alcanzaría los 4,2 ka cal. AP. Este período de importante agradación se puede correlacionar con el desarrollo de ríos entrelazados, con alta capacidad de transporte y agradación, en la localidad de Pastos Chicos (Puna), entre 4,2 y 2,8 ka AP (Tchilinguirian et al. 2014). Aguas arriba del lugar de la perforación no se han reconocido geoformas glaciares (e.g. morenas) a las que se pueda vincular este período de mayor aporte sedimentario representado por las

gravas grises de la unidad inferior. Posiblemente la unidad inferior esté relacionada con la formación de glaciaretos, nichos de nivación y “protalus rampat” en las cabeceras de este valle del nevado de Chañi.

CONSIDERACIONES FINALES

En las últimas décadas, los estudios sobre las glaciaciones cuaternarias del NOA han permitido conocer parte de la distribución espacial y características morfoclimáticas de los glaciares de Pleistoceno tardío. Al mismo tiempo, se han dado los primeros pasos para establecer una cronología absoluta de los eventos glaciares reconocidos en la región. Sin embargo, el conocimiento sigue siendo escaso si se lo compara, por ejemplo, con el que se tiene de las glaciaciones ocurridas en Patagonia. Es por ello necesario seguir incrementando los trabajos enfocados a conocer la distribución y cronología de los eventos glaciares del NOA para poder establecer correlaciones entre los eventos glaciares ocurridos en distintos cordones montañosos de esta región, y cotejarlos con otros, de naturaleza hemisférica y global, a los efectos de comprender y poder explicar los patrones climáticos del pasado. Además, por su posición geográfica, el NOA es una región clave para interpretar las fluctuaciones de la Diagonal Árida a partir de la dinámica glaciaria, en contraposición de lo que ocurre en la Patagonia y Antártida. Asimismo, la evolución de la criósfera durante el Cuaternario resulta un tema trascendental para comprender el recurso agua y sus potenciales reservas en la región. Por último, cabe mencionar que establecer el tiempo y magnitud de los cambios climáticos ocurridos durante los últimos cientos de miles de años es uno de los primeros pasos para la realización de modelos climáticos predictivos que resultan sumamente importantes en el contexto del calentamiento global actual.

Agradecimientos

Agradecemos el financiamiento recibido por parte de SECYT, CONICET y FONCYT (PICT 2013-1371). Esta es la contribución # 8155 del LDEO. También queremos agradecer los comentarios realizados al manuscrito por el revisor Eduardo Malagnino y los editores Claudia Muruaga y Pablo Grosse.

Tabla 2. Características y edad de la muestra datada con radiocarbono en la ladera occidental del nevado de Chañi. La conversión de años radiocarbono a años calendario (media aritmética) fue realizada utilizando el programa OxCal 4.2.2 (Bronk Ramsey 2009) y la curva de calibración ShCal04 (McCormac et al. 2004). La ubicación de la perforación puede observarse en la Figura 7.

Muestra	Tipo	Laboratorio # ¹⁴ C	Edad ¹⁴ C AP ($\pm 1\sigma$)	Edad calibrada cal. ($\pm 1\sigma$)
CH-10-01 (t6, 29-31)	Planta o madera	OS-92164	3.850 \pm 30 años	4.180 \pm 70 años

REFERENCIAS

- Ahumada, A.L. 2002. Periglacial phenomena in the high mountains of northwestern Argentina. *South African Journal of Science* 98: 166-170.
- Ahumada, A.L., Ibañez Palacios, G.P., Toledo, M.A., Saccone, P., García, A.K., Páez, S.V. y González Díaz, L.N. 2017. La criósfera en el noroeste argentino. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán, 851-872.
- Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K. y Messerli, B. 2001. Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29° S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172: 313-26.
- Balco, G., Stone, J., Lifton, N. y Dunai, T. 2008. A simple, internally consistent, and easily accessible means of calculating surface exposure ages and erosion rates from ¹⁰Be and ²⁶Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3: 174-195.
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M.J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I.R. y Broecker, W.S. 2009. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature* 457: 1097-1102.
- Bianchi, A.R. y Yañez, C.E. 1992. Las Precipitaciones en el Noroeste Argentino: Salta, Argentina. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Estación Experimental Agropecuaria, 393 pp.
- Blard, P.H., Lavé, J., Farley, K.A., Fornari, M., Jiménez, N. y Ramírez, V. 2009. Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17–15 ka, Heinrich 1). *Quaternary Science Reviews* 28: 3414-3427.
- Blard, P.H., Sylvestre, F., Tripathi, A.K., Claude, C., Causse, C., Coudrain, A., Condom, T., Seidel, J.L., Vimeux, F., Moreau, C., Dumoulin, J.P. y Lavé J. 2011. Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from ¹⁴C, U-Th dating and δ¹⁸O of carbonates. *Quaternary Science Reviews* 30: 3973-3989.
- Blard, P.H., Lave, J., Farley, K.A., Ramírez, V., Jiménez, N., Martin, L.C.P., Charreau, J., Tibari, B. y Fornari, M. 2014. Progressive glacial retreat in the Southern Altiplano (Uturuncu volcano, 22°S) between 65 and 14 ka constrained by cosmogenic ³He dating. *Quaternary Research* 82: 209-221, doi:10.1016/j.yqres.2014.02.002
- Blasco, G., Zappettini, E. y Hongn, F. 1996. Hoja Geológica 2566-I, San Antonio de los Cobres. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 217, Buenos Aires, 126 pp.
- Broecker, W.S., Denton, G.H., Edwards, R.L., Cheng, H., Alley, R.B. y Putnam, A.E. 2010. Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews* 29: 1079-1081.
- Bronk Ramsey, C. 2010. OxCal 4.2 Manual. OxCal Program 4.1 <http://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=oxcal.html>.
- Candiani, J.C., Astini, R.A., Dávila, F.M., Collo, G., Ezpeleta, M., Alasino, P. y Dahlquist, J. 2011. Hojas geológicas 2968-18, Famatina y 2969-24, Sañogasta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 379, Buenos Aires.
- Casassa, G., Haerberlib, W., Jones, G., Kaser, G., Ribs-stein, P., Rivera, A. y Schneider, C. 2007. Current status of Andean glaciers. *Global and Planetary Change* 59: 1-9.
- Clapperton, C.M., Clayton, J.D., Benn, D.I., Marden, C.J. y Argollet, J. 1997. Late Quaternary glacier advances and palaeolake highstands in the Bolivian Altiplano. *Quaternary International* 38/39: 49-59.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. y McCabe, A.M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325: 710-714.
- Denton, G.H., Anderson, R.F., Toggweiler, J.R., Edwards, R.L., Schaefer, J.M. y Putnam, A.E. 2010. The Last Glacial Termination. *Science* 328: 1652-1656.
- Dunai, J.T. 2010. *Cosmogenic Nuclides: principles, concepts and applications in the earth surface sciences*. Cambridge University, Cambridge, 199 pp.
- EPICA, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429: 623-628.
- Fox, A.N. y Strecker, M.R. 1991. Pleistocene and modern snowlines in the Central Andes (24-28° S). *Bamberger Geographische Schriften* 11: 169-182.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R. y Marengo, J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 190-195.
- González, M.A., Tchilinguirian, P., Pereyra, F., Ramallo, E. y González, O.E. 2004. Hoja Geológica 2366-IV, Ciudad de Libertador General San Martín, provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 274, Buenos Aires, 114 pp.
- Haselton, K., Hilley, G. y 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.
- Heyman, J., Stroeven, A.P., Harbor, J.M. y Caffee, M.W. 2011. Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters* 302(1-2): 71-80.
- Hijmans, R.J., Cameron, S.E., Parra, J.L., Jones, P.G. y Jarvis, A. 2005. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 25: 1965-1978.
- Hongn, F., Monaldi, C., Alonso, R., Gonzalez, R. y Seggiano, R. 1998. Hoja Geológica 2566-III, Cachi, provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 248, Buenos Aires, 121 pp.
- Igarzábal, A.P. 1981. El sistema glaciolítico de la Cuenca Superior del Río Juramento, Provincia de Salta. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 167-183, San Luis.

- Kanner, L.C., Burns, S.J., Cheng, H. y Edwards, L. 2012. High-latitude forcing of the South American Summer Monsoon during the last glacial. *Science* 335: 570-573.
- Kaser, G. 2001. Glacier-climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology* 47: 195-204.
- Kaser, G. y Osmaston, H.A. 2002. *Tropical glaciers*. Cambridge University Press, Cambridge, 207 pp.
- Kelly, M.A., Lowell, T., Applegate, P.J., Phillips, F.M., Schaefer, J.M., Smith, C.A., Kim, H., Leonard, K.C. y Hudson, A.M. 2015. A locally calibrated, late glacial ^{10}Be production rate from a low-latitude, high-altitude site in the Peruvian Andes. *Quaternary Geochronology* 26: 70-85.
- Klein, A.G., Seltzer, G.O. e Isacks, B.L. 1999. Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and northern Chile. *Quaternary Science Reviews* 18: 63-84.
- Kull, C., Hanni, F., Grosjean, M. y Veit, H. 2003. Evidence of an LGM cooling in NW-Argentina (22° S) derived from a glacier climate model. *Quaternary International* 108(1): 3-11.
- Lliboutry, L. 1956. Nieve y glaciares de Chile. *Fundamentos de glaciología*. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, Chile, 471 pp.
- Lliboutry, L. 1998. Glaciers of Chile and Argentina. En: Williams, R.S. y Ferrigno, J.G. (Ed.), *Satellite image atlas of glaciers of the world. South America*, USGS, Denver, USA, 1386-I.
- Malagnino, E.C. 2013. Mapa Geomorfológico del Plan de Aprovechamiento Múltiple de los Recursos Hídricos en la Alta Cuenca del Río Bermejo en la República Argentina. Inédito. Halcrow.
- Martini, M.A. 2014. Los eventos glaciarios del Cuaternario en Cordillera Oriental. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 210 pp, Córdoba.
- Martini, M.A., Strelin, J.A. y Astini, R.A. 2011. Altura de paleolíneas de equilibrio glaciar en el Nevado de Chañi, noroeste argentino: comparación entre diferentes métodos de estimación. XVIII Congreso Geológico Argentino, Actas, Neuquén.
- Martini, M.A., Strelin, J.A. y Astini, R.A. 2013. Inventario y caracterización morfoclimática de los glaciares de roca en la Cordillera Oriental argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30: 569-581.
- Martini, M.A., Strelin, J.A. y Astini, R.A. 2015. Distribución y caracterización de la geomorfología glaciar en la Cordillera Oriental de Argentina. *Acta Geológica Lilloana* XXVII: 105-120.
- Martini, M.A., Strelin, J.A., Flores, E., Astini, R.A. y Kaplan, M.R. 2017a. Recent climate warming and the Varas rock glacier activity, Cordillera Oriental, Central Andes of Argentina. *GeoResJ* 14: 67-79.
- Martini, M.A., Kaplan, M., Strelin, J.A., Astini, R.A., Schaefer, J., Caffee, M. y Schwartz, R. 2017b. Late Pleistocene glacial fluctuations in Cordillera Oriental, subtropical Andes. *Quaternary Sciences Reviews*, 171: 245-259.
- McCormac, F.G., Hogg, A.G., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Higham, T.F.G. y Reimer, P.J. 2004. SHCal04 Southern Hemisphere calibration, 0–1000 cal BP. *Radiocarbon* 46: 1087-1092.
- Milana, J.P. 2012. El Continuum del ambiente glaciar y la importancia del contenido sedimentario. XIII Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 140-141, Salta.
- Milana, J.P. y Schmok, J. 2015. El modelo de Glaciar Reservorio indicado por Georadar, Glaciar Guanaco, III Región de Chile y Argentina. XIV Congreso Geológico Chileno, Actas, La Serena.
- Pillans, B. y Gibbard, P. 2012. The Quaternary Period. En: *The Geologic Time Scale*. Boston, Elsevier Ed., 979-1010.
- Placzek, J.C., Quade, J. y Patchett, P.J. 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lakes cycles on the southern Bolivian Altiplano: implications for causes of tropical climate change. *Geological Society of America Bulletin* 118: 515-532.
- Placzek, C.J., Quade, J. y Patchett, P.J. 2013. A 130 ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano. *Earth and Planetary Science Letters* 363: 97-108.
- Ramos, V.A. 2000. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed), *Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales* 29(3): 42-96, Buenos Aires.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.L., Johnsen, S.J., Larsen, B.L., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, M., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E. y Ruth, U. 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial Termination. *Journal of Geophysical Research* 111: 1984-2012.
- Rubiolo, D., Seggiaro, R., Gallardo, E., Disalvo, A., Sanchez, M., Turel, A., Ramallo, E., Sandruss, A. y Goedeas, M. 2001. Hoja Geológica 2366-II / 2166-IV, La Quiaca, provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 246, Buenos Aires.
- Sagredo, E.A y Lowell, T.V. 2012. Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change* 86-87: 101-109.
- Schäbitz, F., Lupo, L., Kulemeyer, J.A. y 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.
- Schmieder, O. 1923. Contribución al conocimiento del Nevado del Chañi y la Alta Cordillera de Jujuy. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 27: 135-166.
- Solís y Ramírez, 2008. Geomorfología de la provincia de Jujuy. En: Coira, B. y Zappettini, E.O. (Eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy*. Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy: 433-442.
- Strecker, M.R. 1987. Late Cenozoic landscape development, the Santa Maria valley, northwestern Argentina. Tesis Doctoral, Cornell University (inédita), 261 pp, Ithaca, Nueva York.
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R. y Trauth, M.H. 2007. Tectonics and climate of the southern central Andes.

- Annual Review of Earth and Planetary Science 35: 747-787.
- Strikis, N.M., Chiessi, C.M., Cruz, F.W., Vuille, M., Cheng, H., De Souza Barreto, E.A., Mollenhauer, G., Kasten, S., Karmann, I., Edwards, R.L., Bernal, J.P. y Sales, H.D.R. 2015. Timing and structure of mega-SACZ events during Heinrich stadial 1. *Geophysical Research Letters* 42: 5477-5484.
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S., Bonani, G. 1995. Cooling of tropical Brazil (5°C) during the Last Glacial Maximum. *Science* 269: 379-383.
- Tchilinguirian, P. y Pereyra, F.X. 2001. Geomorfología del sector Salinas Grandes – Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 3-15.
- Tchilinguirian, P., Morales, M.R., Oxman, B., Lupo, L.C., Olivera, D.E. y Yacobaccio, H.D. 2014. Early to Middle Holocene transition in the Pastos Chicos record, dry Puna of Argentina. *Quaternary International* 330: 171-182.
- Thompson, W.G. y Goldstein, S.L. 2006. A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. *Quaternary Science Reviews* 25: 3207-3215.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmainer, D., Marengo, J., Mechoso, C.R., Nogues-Paegle, J., Silva Dias, P.L. y Zhang, C. 2006. Toward a unified view of the American Monsoon System. *Journal of Climate* 19: 4977-5000.
- Vuille, M. y Ammann, C. 1997. Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. En: Diaz, H.F., Beniston, M. y Bradley, R. (Eds.), *Climatic Change at High Elevation Sites*. Springer Science & Business Media: 181-191, Netherlands.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X. y Solheid, M. 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysical Research Letters* 34: 1-5.
- Ward, D.J., Cesta, J.M., Galewsky, J. y Sagredo, E. 2015. Late pleistocene glaciations of the arid subtropical Andes and new results from the Chajnantor Plateau, northern Chile. *Quaternary Science Reviews*. 128: 98-116. doi:10.1016/j.quascirev.2015.09.022
- Zech, R., May, J.H., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P.W. y Veit, H. 2008. Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from ~15 to 40° S. *Journal of Quaternary Science* 23(6-7): 635-647.
- Zech, J., Zech, R., Kubik, P.W. y 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.
- Zech, J., Terrizzano, C., García-Morabito, E., Veit, H. y 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, doi: <http://doi.org/10.18172/cig.3235>.
- Zhou, J. y Lau, K.M. 1998. Does a Monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* 11: 1020-1040.
- Zipprich, M., Reizner, B., Zech, W., Stingl, H. y 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 Paläoontologie* 7(8): 997-1011.