



DEPÓSITOS GLACIGÉNICOS (CENOZOICO TARDÍO - CUATERNARIO) Y GEOFORMAS ASOCIADAS

Jorge Rabassa^{1,2}, Andrea Coronato^{1,2}, Juan Federico Ponce¹, Gunnar Schlieder³ y Oscar Martínez⁴

1. CADIC-CONICET, Ushuaia, Argentina, 2. Universidad Nacional de la Patagonia-San Juan Bosco, Sede Ushuaia, 3. Geoscience Consulting, Eugene, Oregon, USA, 4. Universidad Nacional de la Patagonia-San Juan Bosco, Sede Esquel.

RESUMEN

Las glaciaciones del Cenozoico Tardío y en particular, del Cuaternario, en la provincia de Neuquén se desarrollaron en cuatro ambientes geomorfológicos y glaciológicos diferentes: a) el extremo septentrional del manto de hielo de montaña de los Andes Patagónicos, b) las sierras de Chachil y Catán Lil, que fueron englazadas en forma independiente, c) los sectores más australes y elevados de la Cordillera Principal y d) los volcanes del Cenozoico tardío que alcanzaron altura suficiente como para interceptar la línea regional de nieves permanentes. Se presenta aquí una revisión del conocimiento disponible en la actualidad y se propone un esquema tentativo de correlación con la secuencia regional patagónica.

Palabras clave: glaciaciones, geomorfología glacial, Pleistoceno, Cuaternario, Andes Patagónicos Septentrionales, Cordillera Neuquina

ABSTRACT

Glacigenic deposits (Late Cenozoic-Quaternary) and associated geomorphs. - The Late Cenozoic and, particularly, the Quaternary glaciations in the province of Neuquén developed in four different geomorphological and glaciological environments: a) the northernmost end of the Patagonian Andes mountain ice sheet, b) the Chachil and Catán Lil ranges, which were glacierized independently, c) the southernmost and highest portions of the Cordillera Principal, and d) the Late Cenozoic volcanoes whose summits reached enough elevation so as to intercept the regional permanent snow line. A review of the available knowledge in this field is herein presented, together with a tentative correlation scheme with the Patagonian regional sequence.

Keywords: glaciations, glacial geomorphology, Pleistocene, Quaternary, Northern Patagonian Andes, Neuquenan mountains

INTRODUCCIÓN

En la provincia del Neuquén se desarrollan las geoformas y depósitos glaciogénicos más septentrionales de la Patagonia, tanto en lo que corresponde al extremo septentrional del manto de hielo de montaña de los Andes Patagónicos, como a glaciaciones de tipo local en forma de glaciares de circo y valle. Estas unidades glaciogénicas se han preservado, en muchos casos desde el Mioceno final, aunque a veces de forma fragmentaria, gracias a la interrelación entre dichos depósitos y coladas de rocas volcánicas que las protegieron de la erosión. De la misma manera, la relativa estabilidad tectónica de la región, luego del emplazamiento definitivo de los Andes Patagónicos, junto al clima semiárido de las regiones extra-andinas, han contribuido a conservarlas de la denudación (Rabassa 2008).

El clima de Patagonia sufrió cambios muy importantes durante el Cenozoico Tardío, relacionados a varias causas, entre ellas los cambios en la órbita terrestre, con recurrencia de múltiples ciclos templado-fríos que comenzaron en el Mioceno tardío y favorecieron el desarrollo de mantos de hielo continental, como el que cubrió el sector neuquino de la Cordillera de los Andes desde el paralelo 35° S, siguiendo luego en los Andes Patagónicos hasta el Cabo de Hornos (Caldenius 1932).

El objetivo de esta contribución es presentar la información geomorfológica y la cronología absoluta y relativa que actualmente se dispone acerca de las glaciaciones ocurridas en el territorio de Neuquén. La cronología existente es resultado de dataciones ¹⁴C y de ⁴⁰Ar/³⁹Ar sobre

vulcanitas y en algunos casos, se dispone también de información paleomagnética. Las localidades que se discuten en este trabajo se presentan en la Fig. 1.

Se presentan los límites de los arcos morénicos latero-terminales, planicies glaciifluviales y glacialacustres mapeados por diferentes autores en cada eje de englazamiento. Cada grupo de geoformas y paquetes sedimentarios asociados se presenta en términos de *drift*, asumiéndolos como unidades aloestratigráficas, correlacionables espacial y temporalmente con unidades similares en otros valles. Cabe aclarar la diferencia con el uso de unidades litoestratigráficas (a nivel de formación) que se ha aplicado en las hojas geológicas, en las que las unidades de depósitos glaciarios se presentan con carácter litoestratigráfico, diferenciando con nomenclatura formacional el *till* de los depósitos glaciifluviales-glacialacustres, sin distinguir sus relaciones geomorfológicas y geocronológicas, aunque correspondan al mismo evento glaciario. Para la confección de los mapas sobre límites del hielo y depósitos glaciogénicos presentados en este trabajo (Figs. 2 y 2a a g) se utilizaron como base modelos digitales de elevación del terreno (SRTM) e imágenes satelitales SID. Sobre esta base y mediante la utilización del software Global Mapper 10 fueron georeferenciadas hojas geológicas, junto a bosquejos y mapas geológicos realizados por diferentes autores a lo largo de algunos valles andinos. Finalmente, la digitalización y mapeo de los diferentes depósitos glaciogénicos fue realizada mediante la utilización del software Global Mapper 10.

Por razones de espacio es imposible detallar aquí todos los estudios anteriores. Se sugiere consultar More-

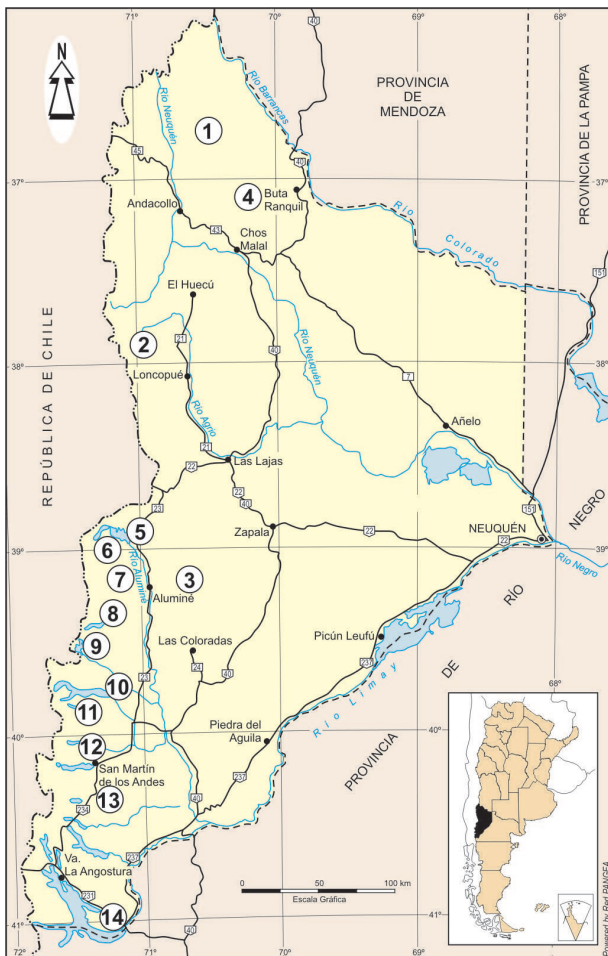


Figura 1: Mapa de ubicación de las localidades mencionadas en el texto. 1. Volcán Domuyo. 2. Volcán Copahue y valle del río Agrio. 3. Sierras del Chachil y Catán Lil. 4. Volcán Tromen. 5. Lago Aluminé y nacientes del río homónimo. 6. Valle del lago Ñorquinco y río Pulmarí. 7. Valle del lago Ruca Choroí y río homónimo. 8. Valle de lago Quillén y río homónimo. 9. Valle del lago Tromen y río Malleo. 10. Valle del lago Huechulafquen y río Chimehuín. 11. Valle del lago Currhué. 12. Valle de los lagos Lolog y Lácar y río Quilquihue. 13. Valle del lago Meliquina y río Caleufú. 14. Valle del lago Nahuel Huapi y Alto Río Limay.

no (1897), Nordenskjöld (1899), Rovereto (1912), Caldenius (1932), Groeber (1925, 1936, 1946, 1952), Feruglio (1950), Auer (1956), Flint & Fidalgo (1964, 1969), Polanski (1965), Turner (1976), Rabassa *et al.* (1986, 1990), Kodama *et al.* (1986), Schliedier (1989), Rabassa & Clapperton (1990), Rabassa & Evenson (1996), Clapperton (1993b), Rabassa *et al.* (2005), Coronato *et al.* (2004) y Coronato & Rabassa (2007a, 2007b), entre otros trabajos. Para analizar los aspectos metodológicos y contribuciones más significativas de la mayoría de ellos véase Rabassa (2008).

Glaciares actuales y línea de nieve en Patagonia Norte

Hay numerosos cuerpos de hielo en la provincia de Neuquén, aunque éstos han sido escasamente estudiados al presente. En las cumbres andinas, entre los 39° - 41° S, se registraron 158 glaciares de distinto tipo: casquetes, de descarga, de montaña, de valle, glaciares y campos de nieve (Rabassa 1981). Se observan casquetes de hielo en el volcán Lanín y otros volcanes de la región, como Copahue, Tromen, Domuyo y en las sierras de Chachil (Figs. 1

y 2). La línea de nieve regional es un parámetro geográfico y climático, que tiende a ser muy estable a través del tiempo para una determinada región. Según Clapperton (1993), la posición de la línea de nieve en los Andes Patagónicos fue decreciendo gradualmente de norte a sur, desde aproximadamente 2.200 m s.n.m. en Patagonia Norte, hasta las cercanías del nivel del mar en Patagonia Austral y Tierra del Fuego. Flint & Fidalgo (1964) calcularon la variación de la posición de la línea de nieve durante el Pleistoceno utilizando la elevación del piso de los circos y asumiendo que dichos circos fueron re-ocupados varias veces durante el Pleistoceno, y establecieron gradientes entre 9 y 16 m/km. Rabassa *et al.* (1980) y Rabassa (1981) determinaron un gradiente W-E en la posición de la línea de nieve regional de fines de la década de 1970, con valores entre 7 y 35 m/km, adjudicando las diferencias al impacto del gradiente de precipitaciones en la formación de hielo glacial. Siguiendo el criterio de Flint & Fidalgo (1964), la altura promedio del piso de los circos del volcán Domuyo (Figs. 1 y 2), permite estimar una altitud máxima de la línea de nieve pleistocénica de 2.500 m s.n.m. (± 150 m). A la misma latitud pero en el ámbito cordillerano, a sólo 50 km al O, ésta disminuye hasta 1800/1900 m s.n.m. en promedio.

GLACIACIONES EN LA PROVINCIA DEL NEUQUÉN

Las glaciaciones ocurrieron en repetidas oportunidades en Neuquén durante el Cuaternario, Plioceno y aún en el Mioceno tardío. El manto de hielo de montaña de los Andes Patagónicos se extendió durante el Pleistoceno desde el paralelo 36° S hasta el Cabo de Hornos (Caldenius 1932). Debido a la escasez de estudios glaciarios al N del Paso de Piso Hachado, no es posible establecer aún si el manto de hielo Patagónico estuvo físicamente conectado con los glaciares de las montañas y volcanes de la Cordillera Principal en territorio neuquino. En cambio, en esta región sí se puede establecer la existencia de englazamiento local, originado por la formación de glaciares de circo y de valle, simples y compuestos. Asimismo, evidencia de glaciaciones locales fue reconocida en las sierras de Chachil - Catán Lil (Fig. 1) y en los conos volcánicos con altura suficiente como para interceptar la línea de nieve climática, como los volcanes Domuyo y Tromen. Al S de los 39°S los glaciares de descarga del manto de hielo de montaña y glaciares alpinos asociados fluían hacia el E formando lóbulos glaciarios al confluir en el piedemonte andino. Entre los más importantes se mencionan a los lóbulos de los lagos Huechulafquen, Lolog, Lácar y Nahuel Huapi (Fig. 1).

Englazamiento local en la Cordillera Principal

Hay escasos estudios acerca del impacto de las glaciaciones en el sector neuquino de la Cordillera Principal, incluyendo la cordillera del Viento (Fig. 2a). No obstante, depósitos glaciogénicos han sido mapeados en estudios regionales. Es indudable que el deterioro climático global reiterado desde hace 1 Ma a la actualidad tuvo que haber causado acumulación de hielo glacial en las altas cumbres cuyas elevaciones superaban los 2.000 m y estuvieron expuestas a los vientos húmedos provenientes del O. Las geoformas glaciarias reconocibles en el paisaje

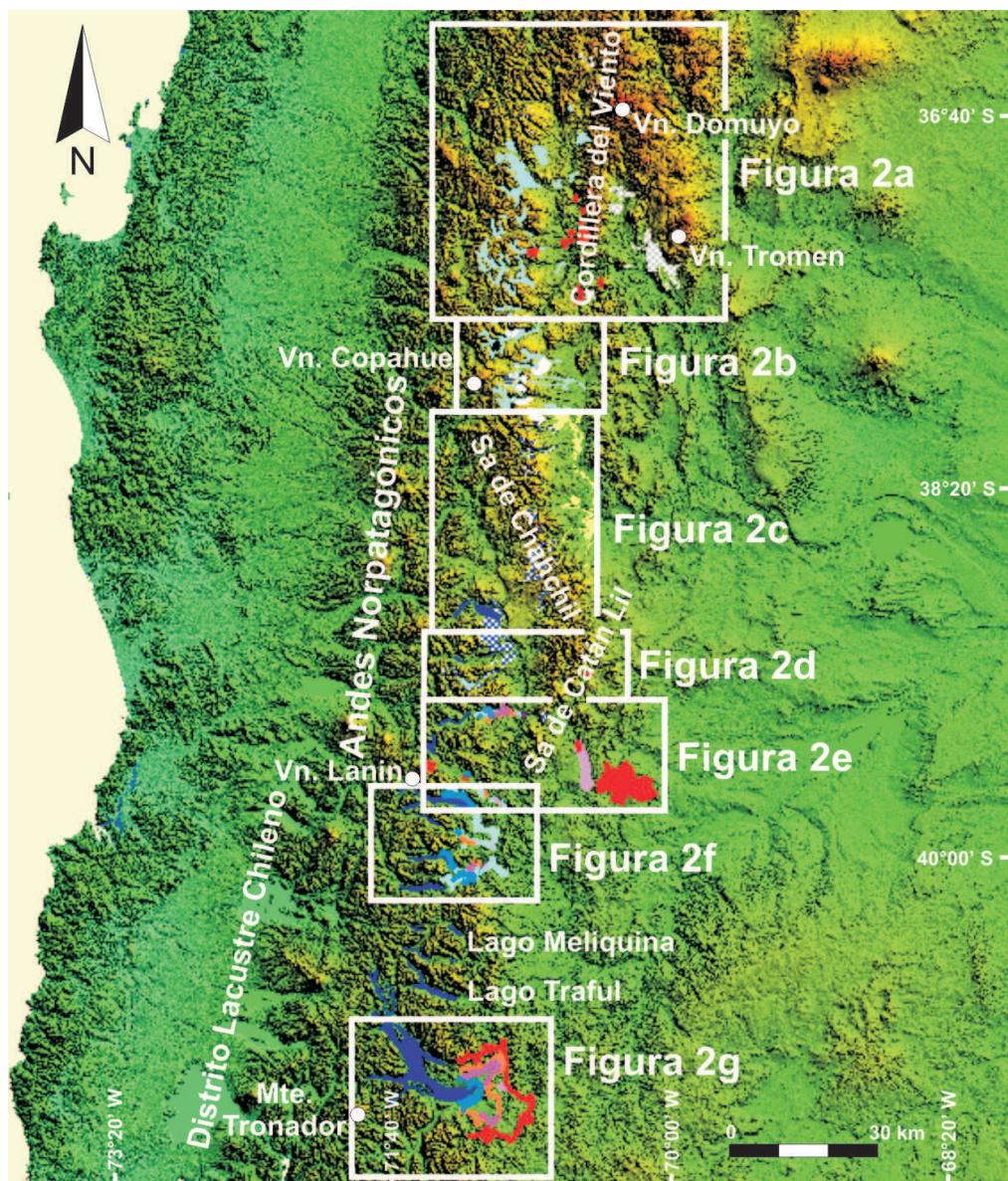


Figura 2. Mapa de distribución de depósitos glaciogénicos y límites de las glaciaciones del Cenozoico tardío en Neuquén, basado en diversos trabajos citados en el texto y observaciones de los autores presentes.

permiten inferir que glaciares de circo afectaron las cumbres y algunos de ellos descargaron hacia las zonas bajas en forma de glaciares de tipo alpino. El paisaje de las nacientes del río Neuquén ($36^{\circ} 36' S$, $70^{\circ} 49' O$) se caracteriza por el dominio de formas de erosión glacial (artesas, circos, aretes, crestas y superficies erosionadas) labradas sobre un sustrato de vulcanitas (andesitas, basandesitas, basaltos y brechas) del Terciario superior (Rovere *et al.* 2004). En algunos sitios se han conservado depósitos de *drift* glacial e incluso morenas de varios km de extensión, por ejemplo, en la vertiente N del Cerro Negro, sobre las márgenes del río Neuquén a pocos km al N de Varvarco, sobre la margen S de los arroyos Pichi Neuquén y Matancilla, en las laderas occidentales del cerro homónimo. Hacia el NO, las lagunas Varvarco Campo y Varvarco Tapi, ubicadas en las cabeceras del río Varvarco (Fig. 2a) y muy próximas entre sí, ocupan el fondo de una artesa y están endicadas por acumulaciones de *drift* (Zanettini, 2001). Costa & González Díaz (2007) estimaron la retirada del gla-

ciar en ca. 30 ka 14C A.P. Algunos de estos depósitos han sido descritos por González Díaz & Folguera (2006) como deslizamientos de tierra, por lo cual se considera que el área merece una revisión exhaustiva de su geología glacial. En términos similares se expresó Penna (2010), quien reconoció como de naturaleza estrictamente glacial a depósitos glaciales innominados en laguna Trohunco (valle del arroyo Guañacos) y en laguna Launquén Mallín (valle del arroyo Ñiraico), ubicados entre los $37^{\circ} 10' y 37^{\circ} 25' S$ y los $70^{\circ} 40' y 71^{\circ} 00' O$. Observó además circos glaciales en las cabeceras de laguna Lauquén Mallín y laguna Negra (Penna 2010, p. 22, mapa). Según esta autora, en la región estudiada el ancho O-E del manto glacial pleistocénico podría haber sido de hasta 80 km. En el sector estudiado, Penna (2010) reconoció morenas laterales y frontales en sectores elevados del plateau volcánico, a unos 2100 m s.n.m. Estas morenas ubicadas en posiciones elevadas se consideran vinculadas a la Gran Glaciación Patagónica (GGP; Mercer 1976), antes del «evento formador de valles»



Referencias

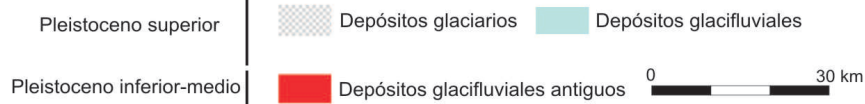


Figura 2 a: Mapa de distribución de depósitos glaciogénicos en el extremo norte de Neuquén.

(Rabassa & Clapperton 1990). Estos valles habrían sido nuevamente ocupados por el hielo en los estadios isotópicos 4 y 2, durante la Última Glaciación (UG). Penna (2010) observó exposiciones de depósitos glaciarios en el arroyo Buraleo (37° S), cerca de su confluencia con el río Nahueve, con la presencia de tres morenas frontales. Además, se reconocieron morenas laterales de hasta 7 km de largo en el arroyo Ñireco. La edad del retiro de los hielos en el arroyo Reñileuvú (37°20'S) ha sido establecida mediante datación 14C de materia orgánica en sedimentos glacifluviales (26.540±510/480 a A.P.). La máxima expansión del hielo en este sector se habría producido en los valles hasta los 70° 50' O entre el arroyo Huaraco (37° 10'S) y el arroyo Picún Leo (37°30'S). Esta autora identificó además depósitos glacifluviales que cubren la avalancha Piche Moncol, cuya edad correspondería a los últimos reavances glaciales durante el Tardiglacial (TG; 15-10 14C ka A.P.; Rabassa 2008). Más al S, en el valle de la laguna de Epulafquen y el río Lumabía Nahueve se desarrollan depósitos de *till* y glacifluviales entre 1500-2900 m s.n.m. Rasgos de erosión glacial sobre andesitas fueron destacados por Zanettini (2001). Se refiere a los depósitos glaciarios de este sector como morenas de fondo, laterales y frontales. Los depósitos glacifluviales son conglomerados polimícticos finos a gruesos con intercalaciones de arenas finas a

gruesas algo estratificadas y limos arenosos y arcillosos con rodados de diferente tamaño; en algunos casos, están intercalados en tobas redepositadas. Tanto el *till* como los depósitos glacifluviales son interpretados como correspondientes a la UG, Pleistoceno tardío. Entre los 37° y 38° 30' S y al O de 70° 45' O fueron mapeados depósitos de *till*, glacifluviales y glacialacustres en la mayoría de los valles transversales de la cordillera (Rovere *et al.* 2004), entre 1400 y 2000 m s.n.m. En general, se presentan como morenas terminales, algunas endicando lagunas, y morenas de fondo. En la confluencia del río Agrio y el arroyo Trolón se disponen los arcos morénicos más conspicuos hasta ahora mapeados en la región. Los depósitos glacifluviales forman planicies sobreelevadas con respecto a los fondos de valle actuales por fuera de los arcos morénicos. Todos los depósitos relacionados a valles han sido asignados al Pleistoceno tardío y/o UG. En cambio, depósitos más antiguos fueron mapeados en la ladera occidental de la cordillera del Viento (Fig. 2a), cerca del paraje La Primavera, entre 2.700-2.800 m s.n.m y asignados al Pleistoceno. Es importante destacar que diversas formaciones basálticas pleistocénicas han sido reconocidas en la región, y en algunas de ellas se ha establecido su edad absoluta (Fm. Cerro Trolón: ca. 600 ka; Fm. Guañaco: >0.9 <1.4 Ma; Rovere *et al.* 2004). Estas podrían usarse como indicadores crono-

estratigráficos para determinar la edad de los depósitos glaciares relacionados estratigráfica y espacialmente. Por fuera del ámbito cordillerano han sido identificados niveles de agradación antiguos, originados con anterioridad a los sistemas morénicos (Rovere *et al.* 2004), los cuales podrían tratarse de depósitos glacifluviales correspondientes a las glaciaciones pedemontanas antiguas, si es que éstas efectivamente se desarrollaron en la región. Obsérvese que Singer *et al.* (2000) y Hildreth *et al.* (2004) realizaron dataciones de vulcanitas por el método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ (calentamiento incremental) en laguna del Maule, en el sector inmediato adyacente de la Cordillera Andina a 36°S , que sugieren que el retroceso glaciario se habría producido entre $25,6 \pm 1,2$ y $23,3 \pm 0,6$ ka.

Volcán Domuyo ($36^\circ 38' \text{S}$ - $70^\circ 26' \text{O}$, 4.702 m s.n.m.): El volcán Domuyo (Figs. 1 y 2a), andesítico-basáltico, constituyó un centro de acumulación y dispersión glacial durante el Cuaternario. Así lo indica el desarrollo de los circos que, ubicados radialmente en su cima, constituyen las cabeceras de los arroyos Covunco, Turbio, Domuyo Norte, Chadileu y Domuyo Sur. Este último, también denominado río Curi Leuvú, transcurre con rumbo S a lo largo de un valle de 40 km de extensión, sobre un sustrato en el que dominan los basaltos. A partir de 37°S y hasta la confluencia con el río Neuquén, en cercanías de la localidad de Chos Malal, el valle es más ancho, menos confinado. El sustrato aquí está constituido, mayoritariamente, por rocas sedimentarias del Cretácico (Zöllner & Amos 1973). Las principales acumulaciones glaciogénicas del área aparecen en los fondos de valle, y consisten en materiales glacifluviales como conglomerados de naturaleza morénica (Groeber 1946). En la ladera sur del volcán se desarrolla un amplio

y extenso valle glacial con circos en sus cabeceras y morenas latero-frontales en su extremo distal, a cota 2.200 m s.n.m. Otros cerros cercanos de la cordillera del Viento también presentan rasgos de modelado glacial, aunque se desconoce su estratigrafía y relaciones cronológicas. Según Groeber (1946), aquí ocurrieron repetidas glaciaciones, algunas muy antiguas y extensas que ocuparon planicies y bajos cercanos formando un antiguo lago glacial endicado por morenas en el actual Barreal Colorado. La carencia de estudios más específicos de éstas y otras acumulaciones glaciales de la región no permiten elaborar un esquema estratigráfico confiable, asumiéndose que deben incluir sedimentos de distintas edades que podrían abarcar buena parte del Pleistoceno (Zöllner & Amos, 1973) y aun del Holoceno.

Volcán Copahue - Valle del río Agrio ($37^\circ 50' \text{S}$, $71^\circ 10' - 70^\circ 56' \text{O}$, 2.800 m s.n.m): El volcán Copahue (Figs. 1 y 2b) actualmente aloja glaciares de casquete, especialmente en su vertiente O. A juzgar por el relieve glacial de sus alrededores, desde sus cumbres fluyeron glaciares de valle en todas direcciones. En la vertiente E se puede observar el aborregamiento del sustrato rocoso volcánico y la profundización por erosión glacial que formó la depresión que hoy ocupa el lago Agrio (o Caviahue). Groeber (1925) planteó la existencia de dos avances glaciares que aprovecharon los valles estructurales pre-existentes, de carácter transversal y antecedente, valles por los que actualmente fluyen los ríos Trocomán, Buta Mallin o Loncopue, Hualcupen y el arroyo Trolope (Fig. 2b). Salvo el último, los demás glaciares fueron resultado de disfluencia glaciaria desde el centro emisor que constituía el volcán Copahue. Los límites de la primera glaciación fueron definidos por morenas la-

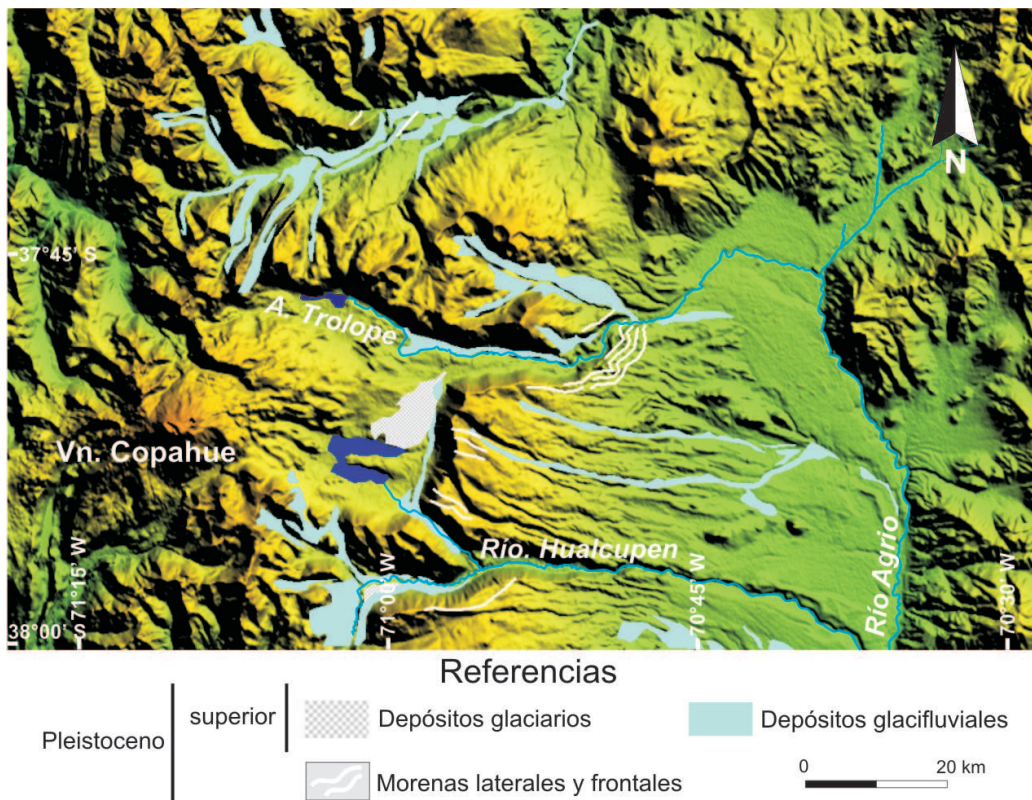


Figura 2 b: Mapa de distribución de geofomas y depósitos glaciogénicos en el área del volcán Copahue - río Agrio.

terales y terminales de 10-12 km de longitud y extendidas hasta el meridiano 70°50' O, a 1400 m s.n.m. Un segundo avance glacial fue interpretado por la posición interna de arcos morénicos en cada uno de los valles mencionados, a 1.800 m s.n.m. En cambio, González Díaz (2003, 2004) y González Díaz & Folguera (2006) reconocieron una única glaciación pleistocena en la región del volcán Copahue y valles septentrionales, la cual habría sido producto del ascenso cordillerano y el consecuente cambio climático regional. Se reconocieron diferencias en el modelo de englazamiento de las montañas del norte neuquino con el modelo propuesto anteriormente en los Andes de Mendoza, S de Neuquén y resto de Patagonia. Según González Díaz (2003), muchos de los supuestos afloramientos de *till* observados por Groeber (1925) corresponden a depósitos de procesos

gravitacionales, de alta frecuencia en el norte neuquino. Bermúdez & Delpino (1999) determinaron que el retroceso del hielo durante la última glaciación en este volcán se habría producido hacia 30 ka 14C A.P. La información disponible en la actualidad no es suficiente para ensamblar estos datos con un modelo de englazamiento regional.

Sector entre Cajón Buta Mallín – Lagos Aluminé - Moquehue (2.000-1.170 m s.n.m., 38° - 39° S; 70° 30' O – 71° 10' O): En los valles occidentales de la cuenca del río Agrío, arroyos Las Lecheras, Butaluao, Huarenchenque y Haicho, se mapearon depósitos morénicos de fondo, laterales y frontales y depósitos de gravas y arenas sostenidas en matrix de limo glaciario de color pardo, conteniendo bloques poligénicos de variado tamaño y forma (Fig. 2c). Fueron asignados a la

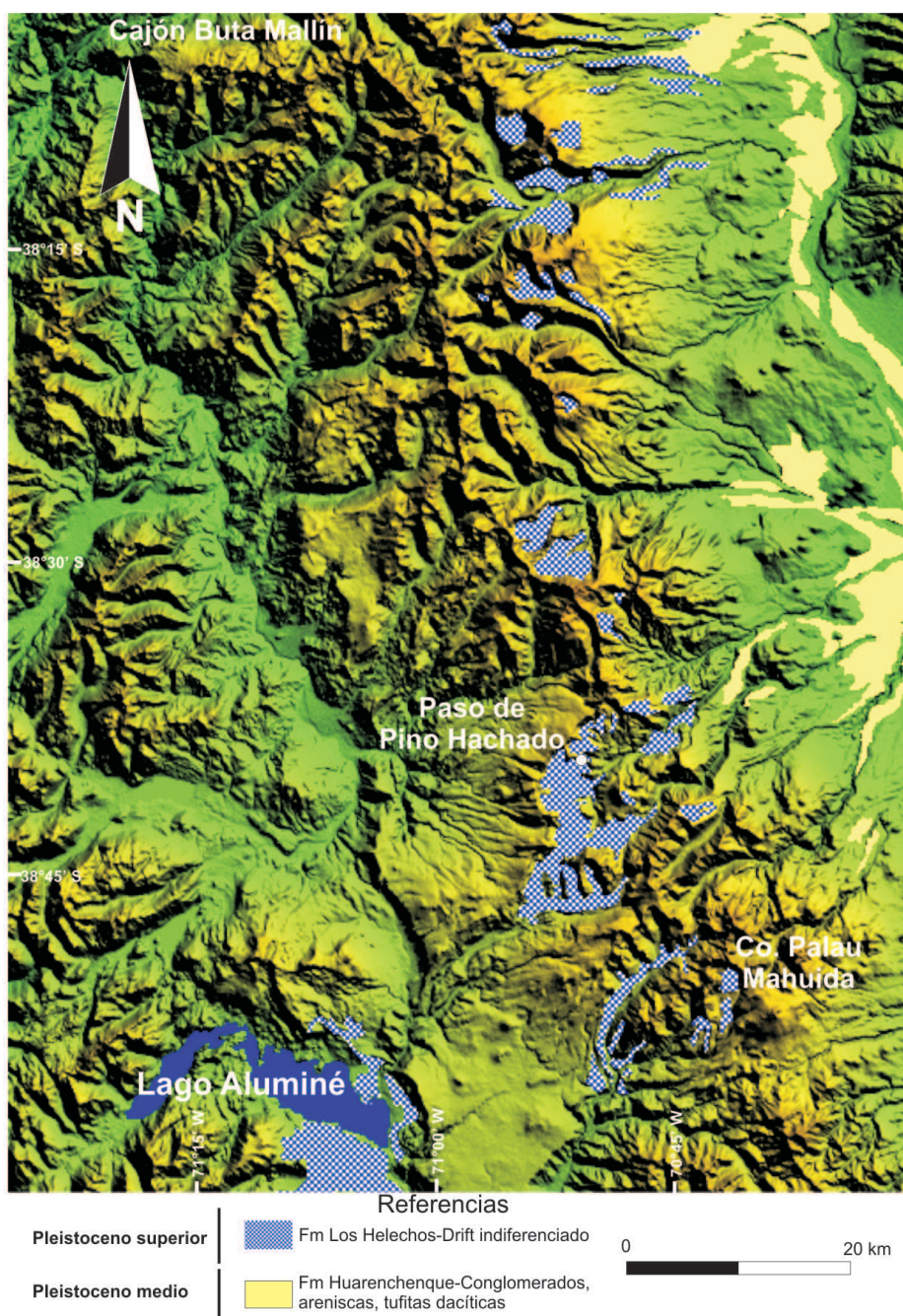


Figura 2 c: Mapa de distribución de depósitos glaciogénicos entre el Cajón de Buta Mallín y los lagos Moquehue y Aluminé.

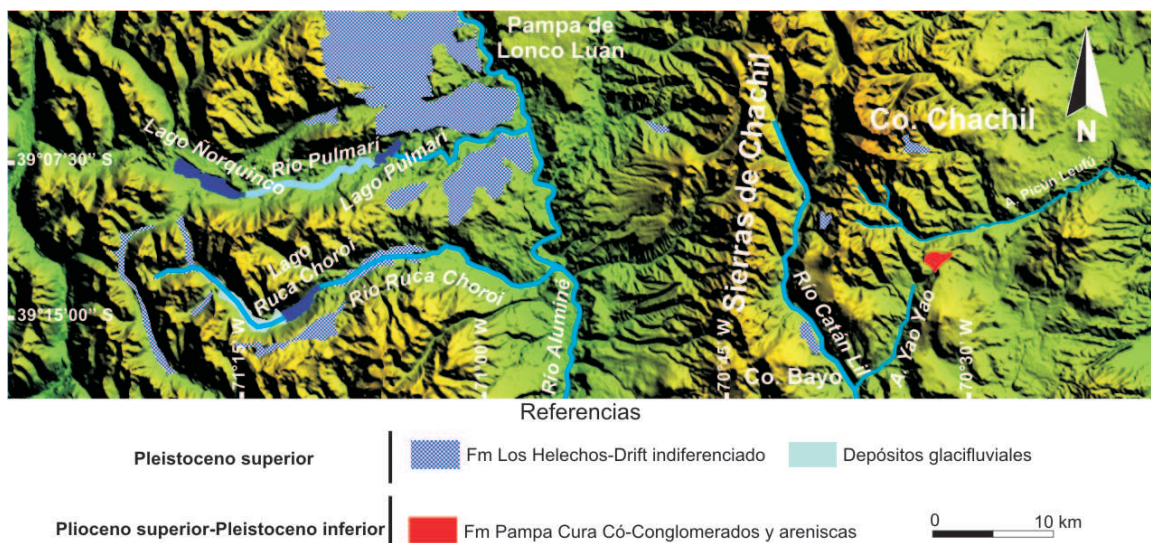


Figura 2 d: Mapa de distribución de depósitos glaciénicos en el lago Norquínco (1.060 m s.n.m.) y río Pulmarí y sierras de Chachil.

Fm. Los Helechos, Pleistoceno tardío (Zanettini *et al.* 2010). Estos depósitos se reconocieron también entre 1800-2000 m s.n.m., en el Paso de Pino Hachado y en los cerros Chucán y Mallín Chileno. Más hacia el S, los mismos depósitos fueron mapeados en las nacientes de los ríos Litrán, Cochicó Grande y Chico, así como al pie del cerro Palau Mahuida (Fig. 2c). La Fm. Los Helechos fue definida por Turner (1976) en el lago Alumín, como *drift* de la UG. Hacia el E, y a lo largo del río Agrío y afluentes principales se mapearon depósitos de conglomerados intercalados con areniscas muy friables y tufitas dacíticas. La expresión morfológica del conjunto es la de una extensa terraza sobre la cual se observaron voluminosos bloques erráticos, remanentes de antiguas morenas (Fig. 2c). Estos depósitos continúan hacia el N, E y S, en las sierras de Chachil. Fueron descriptos como conglomerados polimicticos en matrix arenosa color pardo y asignados a la Fm. Huarenchenque por Zanettini *et al.* (2010). La edad estimada por los autores es Pleistoceno temprano, correlacionable a otros depósitos glaciafluviales de la GGP (1 Ma).

Sierras de Chachil y Catán Lil (1.500 - 2.700 m s.n.m.; 38° 42' - 39° 36' S; 70° 40' O): La morfología de las cumbres y valles de las sierras Chachil y de Catán Lil (Figs. 1 y 2) indican que fueron afectadas por englazamiento durante el Cuaternario. Estas sierras se ubican en el extremo austral de la Cordillera Principal. Leanza (1985) identificó depósitos glaciares de la Fm. Los Helechos en la ladera E del cerro Chachil y en el cerro Bayo (Fig. 2d), a 2000 m s.n.m. Esta unidad fue reconocida y definida en las cabeceras del lago Alumín, al SO de estos cerros y asignada a la UG. En la laguna Blanca, en el faldeo E de las sierras de Chachil, y a 1.300 m s.n.m., se identificaron dos pequeños arcos morénicos (Leanza 1985), los cuales estarían representando las posiciones más orientales del englazamiento cuaternario. Cabe la posibilidad que estas geoformas sean, en cambio, de génesis glaciofluvial, producto de la deglaciación del sistema serrano; de todos modos, serían los únicos ejemplos de morfología glacial hasta ahora reconocidos en las mesetas centrales de Neuquén. Depósitos glaciafluviales de la glaciación anterior a la última, denominados «Formación Las Coloradas» son presenta-

dos también en inmediaciones a esta laguna (Leanza 1985). Más al S, Leanza & Leanza (1979) mapearon depósitos glaciafluviales a lo largo del valle del río Catán Lil y al E, en la pampa de Curacó (1.245 m s.n.m., Fig. 2e), indicando una edad máxima Pleistoceno temprano para las gravas de la Fm. Pampa de Cura-Có, debido al hallazgo de *Megatherium* sp. en unidades subyacentes de las cercanías. También fueron indicadas en la ladera O del cerro Lohan Mahuida, cerro Mirador del Chachil, ladera NO del cerro Caichigüe y cerro de la Chiva, a 1.300 m s.n.m. y en algunos sectores con más de 30 m de potencia (Leanza 1985). La génesis del estrato de rodados de la Fm. Pampa de Curacó es interpretada como resultado de cambios climáticos durante el Cuaternario temprano (Leanza & Leanza 1979) y vinculada a la «Glaciación Colorado» Groeber (1952). Probablemente se trate del depósito de un sistema de desagüe glacial funcional durante la GGP (ca. 1,0 Ma) o aun durante glaciaciones anteriores. La unidad glaciafluvial inferior forma una terraza en la margen E del río Catán Lil (900 m s.n.m.); ésta fue denominada Fm. Las Coloradas (Leanza & Leanza 1979) y asignada al Pleistoceno tardío o «Glaciación Diamante» (Groeber 1952). Según estos autores, la litología de las gravas que conforman ambas unidades indica que éstas debieron ser transportadas por corrientes fluviales provenientes desde las sierras de Chachil. La «Glaciación Diamante» fue interpretada como el primer avance glacial encauzado en valles por Groeber (1952), habiendo ocupado extensos sectores de las sierras de Chachil y Chacaicó. En laguna Blanca presentan depósitos de 35 a 40 m de espesor (Leanza 1985). La elevación de este sistema montañoso supera en más de 500 m a las cumbres de los Andes Norpatagónicos, ubicadas a la misma latitud pero al O (Figs. 1 y 2). Esta condición altitudinal habría permitido la intercepción de las masas de aire húmedo procedentes del Océano Pacífico y la formación de glaciares en las cumbres más orientales. Se han desarrollado sobre este cordón montañoso numerosos circos de orientación E-NE con valles de 1,5 a 6 km de extensión; otros circos de mayor tamaño se orientan hacia el S y se conectan a un sistema de valles, del cual el principal tiene 6 km de extensión y es por donde fluyen las nacientes del río Catán Lil, uniéndose al S con el Arroyo Yao Yao (Fig.

2d), proveniente del NE. Este arroyo colecta las aguas de algunos valles y circos glaciarios más al E; en cambio las nacientes del arroyo Picún Leufú colectan el drenaje del sector NE del englazamiento del Sistema Chachil (Fig. 2d) y aporta a la cuenca del río Limay. Es de destacar la importancia hídrica de los neveros y glaciares de la vertiente E de este sistema elevado ya que los arroyos que en ellos se originan proporcionan humedad a los suelos de la región semiárida del SE neuquino. Son escasos los circos y valles glaciarios orientados hacia el O; éstos se emplazan a 1.700 m s.n.m. y en ellos se originan algunos de los afluentes del río Aluminé, como el río Llamuco. En los circos de mayor tamaño aún preservan lagunas de tipo «tarn», como por ejemplo la laguna Atravesada, en el NE, y arcos morénicos a 1.500 m s.n.m. Evidencias de avances glaciarios durante el Holoceno han sido presentadas por Cobos (2000); no obstante es poco conocido aún el impacto de las glaciaciones pleistocenas sobre este sistema montañoso, el más oriental de Neuquén.

El englazamiento en el Engolfamiento Neuquino

No se conocen estudios de detalle que refieran a depósitos glaciarios o fluvio-glaciarios en esta región neuquina. No obstante, y en función de la interpretación sobre el posible origen glaci-fluvial antiguo de los rodados patagónicos o rodados ascendidos, es factible considerar que los niveles pedemontanos identificados en las hojas geológicas refieran a antiguos desagües de agua de fusión glacial mientras se producía el deshielo de los casquetes ubicados en las nacientes andinas de los ríos Ba-

rancas-Colorado, en el Pleistoceno medio-temprano, o con anterioridad. Durante el deshielo de las glaciaciones de manto ocurridas con anterioridad a 1 Ma se depositaron importantes paquetes de rodados sobre las mesetas de origen estructural de la Patagonia meridional (Martínez *et al.* 2009). Probablemente, el mismo proceso haya ocurrido también en la región septentrional. Estudios de detalle deberán confirmar o descartar esta idea.

Volcán Tromen (37° 08' S; 70° 02' O, 4.114 m s.n.m): El volcán Tromen, basáltico-andesítico, emplazado en el Engolfamiento Neuquino e incluido entre las manifestaciones eruptivas de retroarco de la Payenia (Ramos 1999, siguiendo a Bermúdez *et al.* 1993), es el único cono volcánico extra-andino en el que se preservan pequeños casquetes de hielo y neveros. Ello se debe a que se eleva en más de 1000 m por encima de las cumbres andinas occidentales constituyendo una barrera orográfica más eficiente en la retención de los vientos húmedos provenientes del océano Pacífico. No se conocen estudios de detalle sobre el englazamiento ocurrido en estas elevaciones. Los depósitos morénicos tienen buen desarrollo en los faldeos O de los volcanes Waile y Tromen (Figs. 1 y 2a). En cercanías a la cumbre del volcán Tromen se emplazan circos glaciarios y acumulaciones de sedimentos con formas de arco, de probable origen glacial. Dada la reiterada actividad pleistocena que tuvo este volcán y la conservación de las geoformas glaciarias en cercanías de la cumbre, las últimas deberían ser de edad Pleistoceno tardío y/o Holoceno, pero ello es aún incierto. Depósitos morénicos fueron mapeados en la ladera O del volcán, a 1300 m s.n.m (Zöllner & Amos 1953).

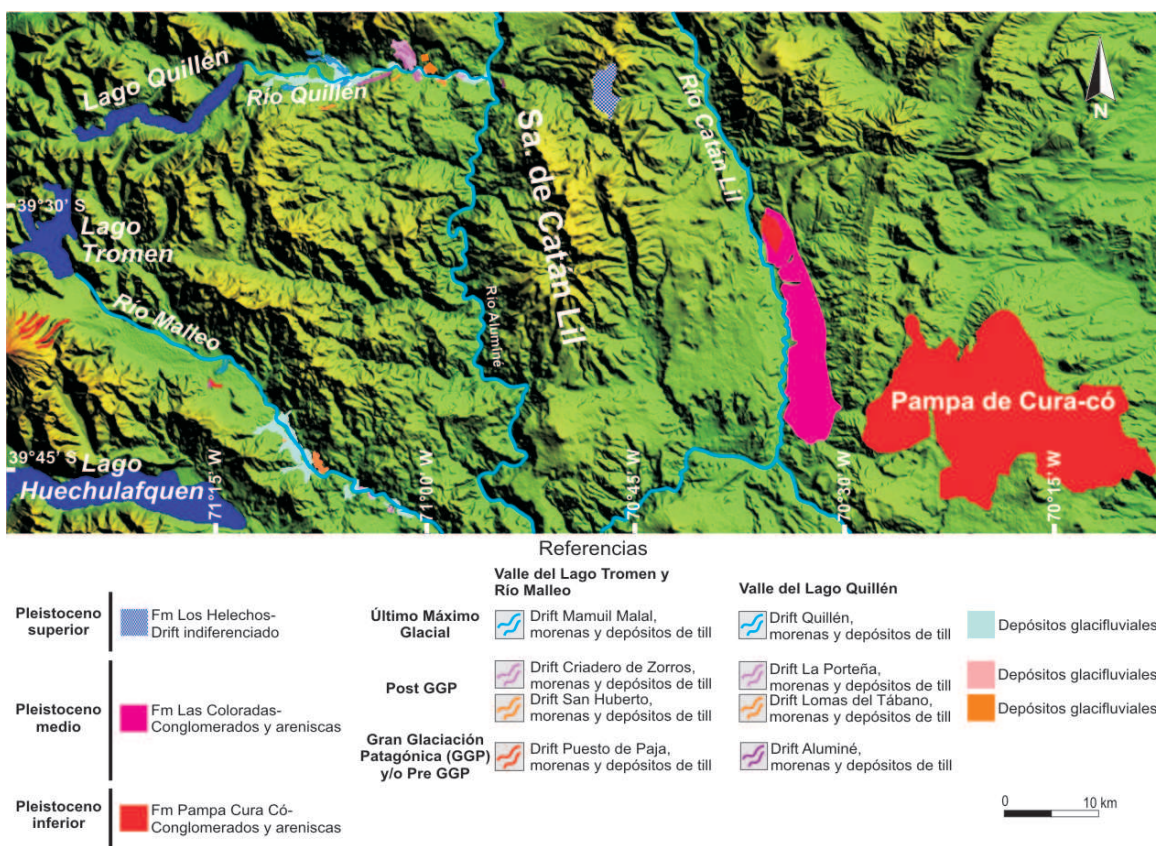


Figura 2 e: Mapa de distribución de geoformas y depósitos glaciogénicos a lo largo del lago y río Quillén, lago Tromen - río Malleo y sierras de Catán Lil.



Atendiendo a su posición estratigráfica respecto a las vulcanitas de la Fm. Maipo o Basalto IV, se infiere que los depósitos morénicos corresponden a una glaciación posterior a esta erupción, de edad Pleistoceno temprano.

Englazamiento debido al Manto de Hielo de Montaña Patagónico

Diversos valles transversales de los Andes Norpatagónicos han sido estudiados con el objeto de explicar el desarrollo de las glaciaciones en Neuquén. No obstante, mucha información es necesaria aún para comprender con claridad el desarrollo de estos eventos paleoclimáticos y sus consecuencias en el relieve y en la disponibilidad de material detrítico en la región. En un trabajo reciente, Glasser *et al.* (2008, sus figs. 3 y 13) presentan un mapa de las geoformas y lineaciones glaciogénicas de los Andes Patagónicos, incluyendo Neuquén, basado en el análisis preliminar de imágenes LANDSAT y ASTER de pequeña escala, sin haber realizado estudios de campo. Curiosamente, se consigna errónea y repetidamente en dicho trabajo el nombre provincial, denominándolo «Nequen region».

Lago Aluminé - Nacientes del río Aluminé (38° 57' S; 71° 02' O, 1.170 m s.n.m.): Turner (1976) mapeó extensas lomadas de drift, a las que incluyó en la Fm. Los Helechos, apoyadas sobre el sustrato paleozoico al E-SE del lago Aluminé (Fig. 1), sobre la margen O del río homónimo. Se corresponden con sedimentos de aspecto caótico, poligénicos, de muy variadas granulometrías, con clastos casi siempre redon-

deados y pulidos. Dominan las composiciones graníticas y los esquistos provenientes del basamento cristalino pero se observan también fragmentos de andesitas y basaltos aunque en proporción mucho menor. Los depósitos no alcanzan a definir auténticas morenas marginales pero es muy probable que esta morfología irregular sea el producto de la superposición de morenas frontales correspondientes a varias estabilizaciones glaciales de un lóbulo de descarga que provenía del NO, el cual nunca habría podido sobrepasar el obstáculo topográfico que significó la meseta Pampa de Lonco Luán, ubicada inmediatamente al E, a más de 1.530 m s.n.m. La edad Mioceno medio a superior estimada por Cucchi *et al.* (2006) para los basaltos que componen esta meseta no permiten asignarle a la Fm. Los Helechos una cronología precisa. Turner (1976) identificó como Fm. Collún Có a las gravas glacioluviales, aún cuando se trata de unidades coetáneas con los depósitos morénicos incluidos en la Fm. Los Helechos.

Valle del lago Ñorquinco (1060 m s.n.m) y río Pulmarí (39° 05' S, 71° 19' -70° 57' O): La unidad glaciogénica más reciente detectada en este valle corresponde al Drift Pulmarí (Schlieder 1989). Se reconocen aquí dos arcos morénicos frontales, de morfología muy bien preservada, que pasan a morenas laterales poco conspicuas. Se reconocieron además, cinco morenas recesionales más pequeñas, posteriores al Ultimo Máximo Glacial (UMG). Las morenas tienen menos de 10 m de desnivel local y están compuestas por till de bloques con abundantes granitos y escasa matriz de materiales finos. Se interpretó el tamaño pequeño de las morenas como resultado de un glaciar de descarga de

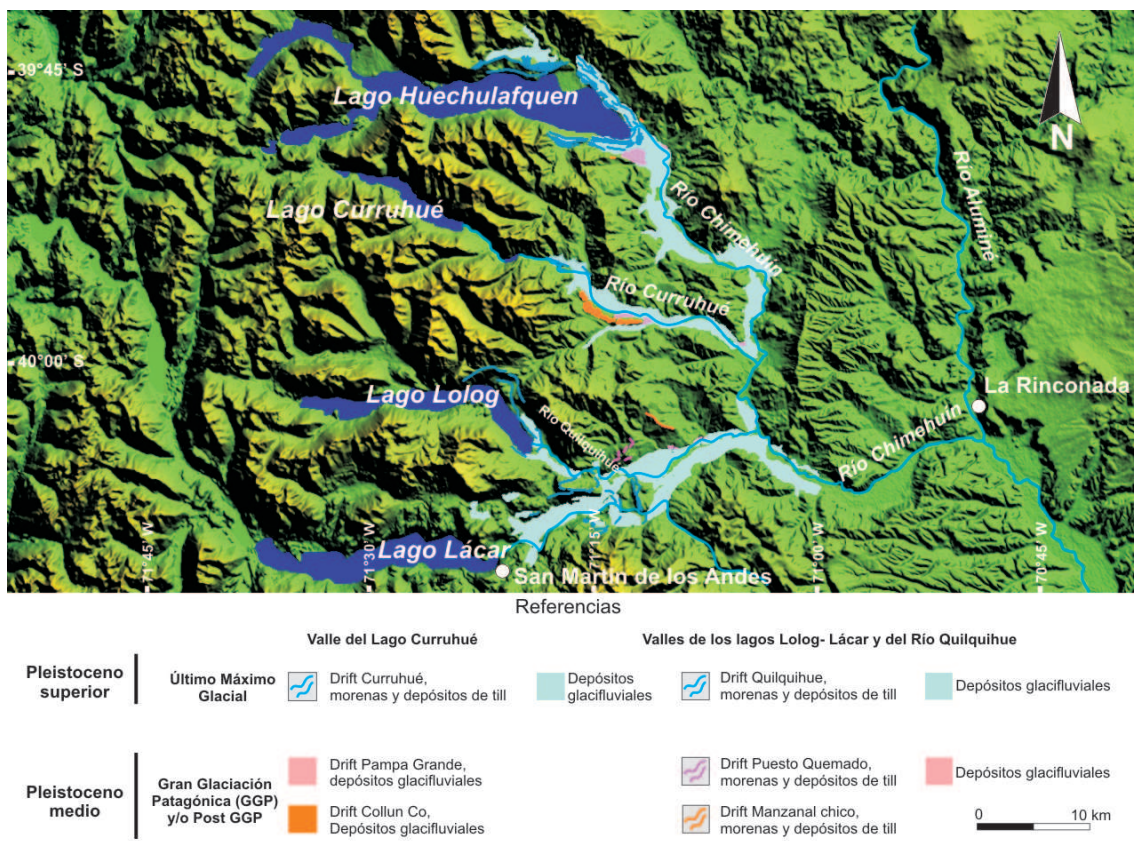


Figura 2: Mapa de distribución de geoformas y depósitos glaciogénicos a lo largo de los valles del lago Huechulafquen - río Chimehuin, lago Curruhué, lagos Lolog -Lácar y río Quilquihue.

Lóbulo glacial	Nomenclatura de las unidades de drift*			
Nahuel Huapi-Alto Río Limay	Nahuel Huapi	Anfiteatro	La Fragua	Pichileufu
Ñorquinco-Pulmarí	Pulmarí	Pino Guacho	Polcahue	Aluminé
Rucachoroi	Ruca Choroi	Cari Lil	Acantilado basáltico	Aluminé
Quillén	Quillén	La Porteña	Laguna de los Tábanos	Aluminé
Tromen-Malleo	Mamuil Malal	Criadero de Zorros	San Huberto	Puesto de Paja
Huechulafquen-Chimehuin	Huechulafquen	Casa de Lata	Cerro Frío	-----
Currhue	Currhue	Pampa Grande	Collun Có	-----
Lolog-Lacar-Quilquihue	Quilquihue	Puesto Quemado - Manzanal Chico		
Meliquina-Caleufu	Meliquina	-----		
<i>Posición estratigráfica inferida</i>	<i>Último Máximo Glacial</i>	<i>Post-GGP</i>		<i>GGP y/o Pre-GGP</i>
		<i>Glaciaciones del Pleistoceno medio a temprano o más antiguas</i>		

* En el sentido de unidades aloestratigráficas.

Tabla 1: Correlación de las unidades de *drift* reconocidas en los ejes de englazamiento estudiados en los Andes Norpatagónicos y su correlación con el modelo establecido para el lago Nahuel Huapi, tomado éste como referencia regional del englazamiento cuaternario (modificado de Schlieder 1989). «Último Máximo Glacial» refiere a la última glaciación pleistocena ocurrida ca. 25 ka calibrados (Rabassa 2008 y autores allí citados). «Post-GGP» refiere a glaciaciones ocurridas entre 1 Ma y el último interglacial (ca. 125 ka), según Coronato *et al.* (2004). GGP refiere a Gran Glaciación Patagónica (Mercer 1976). La ubicación espacial y extensión de las geoformas y depósitos que conforman cada unidad de *drift* puede observarse en los distintos mapas que presenta el trabajo.

dimensiones reducidas con poca carga detrítica debido a que todo el sustrato regional es granítico, resistente a la erosión. Los fechados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, roca total, efectuados sobre basaltos anteriores al UMG, ubicados inmediatamente al S del lago y portadores de erráticos acumulados sobre la colada, fueron de 0.012 ± 0.02 Ma y 0.024 ± 0.024 Ma. Si bien se debe considerar un error estadístico importante, los valores demuestran que los depósitos del UMG son efectivamente del estadio isotópico de oxígeno (EIO) 2. La siguiente unidad, en términos de antigüedad creciente, es el Drift Pino Guacho, el cual integra morenas terminales y laterales masivas, mucho más redondeadas que las anteriores. En el Cerro Polcahue (1.482 m s.n.m.) tres morenas laterales están bien definidas a unos 50-60 m por debajo de la cima. Se observa menor cantidad de bloques, pero muy grandes, de más de 3 m de diámetro y fracturados por crioclastismo. Se reconocieron 3 morenas internas de retroceso. Endicando el río Pulmarí (Fig. 2d), se observaron depósitos glacialacustres del tipo de ritmitas, de 20 m de espesor que incluyen guijarros caídos o *dropstones*. El *till* es más potente y arcilloso, debido a la erosión de vulcanitas y rocas terciarias, más friables. La morena lateral más interna está a 1590 m s.n.m., por lo cual el hielo pudo haber sobrepasado la divisoria en varios episodios, volcándose hacia el S, al valle del río Rucachoroi (Fig. 1), mediante transfluencia glacial. La siguiente unidad es el Drift Cerro Polcahue. La cumbre de este cerro está sembrada de erráticos graníticos y volcánicos muy meteorizados, con superficies rugosas, rasgos de exfoliación y agujeros profundos. La topografía morénica está muy mal preservada, unos 15 m bajo la cumbre; estos rasgos corresponderían a una glaciación más antigua que las anteriores. El

Drift Aluminé incluye los depósitos más antiguos del área, preservados debajo de remanentes de una colada basáltica que rellena un antiguo valle fluvial, a ambos lados del río Aluminé. En Piedra Gaucha, este basalto cubre gravas glacialfluviales muy gruesas, con 2 m de espesor. Unos 3 km al S aparecen remanentes de *till* pobremente expuesto, con clastos estriados y bloques volcánicos facetados, y un errático de granito de 4 m de diámetro. El basalto de Piedra Gaucha ha sido fechado por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ roca total, en 3.50 ± 0.04 Ma y en Rahue, en 3.43 ± 0.14 Ma (Schlieder 1989), por lo tanto la glaciación que formó el Drift Aluminé ocurrió hace más de 3.5 Ma, es decir durante el Plioceno. En esa época el piso de los valles estaba 240 m por encima de las vaguadas actuales, por lo cual la tasa de profundización del valle habría sido de 0.07 mm/año para este periodo. Este mapa no pudo ser incluido aquí por razones de espacio; las relaciones estratigráficas entre los *drifts* se presentan en la Tabla 1.

Valle del lago Ruca Choroi (1230 m s.n.m.) y río homónimo (39° 12' S, 71° 10' - 70° 55' O): En el valle del Ruca Choroi (Figs. 1 y 2d) se describe el Drift Ruca Choroi como la unidad glacial más reciente (Schlieder 1989). Se trata de morenas terminales ubicadas entre 1-2 km al E de la cabecera oriental del lago, con 5 morenas recesionales. El glaciar sólo habría erosionado el ambiente granítico del valle y, por ello, tuvo escasa carga sedimentaria. Los afloramientos de granito se presentan muy erosionados en la dirección de movimiento del hielo y están estriados, pulidos y facetados. La planicie fluvio-glacial correspondiente al Drift Ruca Choroi tiene más de 2,5 km de largo y se extiende hasta una angostura formada por las morenas



de la glaciación anterior. El Drift Cari Lil es el siguiente en antigüedad. Esta unidad está compuesta por morenas terminales y laterales con suelos profundos y cobertura vegetal, masivas, redondeadas, con 4 posiciones de retroceso. La mejor expuesta de ellas es la segunda, que exhibe enormes bloques graníticos. Por fuera de la morena Cari Lil 2 hay bloques dispersos y remanentes de *till*. Se presentan depósitos glaciales proximales, en los cuales casi todos los bloques son graníticos, grusificados pero con núcleos no meteorizados. Se observan además depósitos lacustres de 35 m de potencia correspondientes a un lago formado por el desborde del glaciar procedente del adyacente valle del río Pulmarí que fueron cubiertos por 5 m de gravas glaciales. Un basalto subyacente fue datado en 21.3 ± 0.5 Ma (40Ar/39Ar roca total; Ruca Choroí 1). La siguiente unidad es el Drift «Basalt Cliff» (Schlieder 1989). Se trata de erráticos de una glaciación más extensa, muy meteorizados, de grandes dimensiones, con más de 5 m de diámetro. Sólo se observaron dos afloramientos a por lo menos 1.467 m s.n.m., con remanentes de *till* bien preservado y erráticos sobre las vulcanitas. La escasez de afloramientos se debe a que la mayoría han sido afectados por procesos de remoción en masa, muy comunes en esta región. Se observan depósitos glaciales en sectores protegidos, con guijarros caídos. En parte, se trata de depósitos de *jokulhaupts* procedentes del lóbulo glacial que sobrefluía desde el valle del Pulmarí. Finalmente, el Drift Aluminé aparece al N de la ciudad de Aluminé que en su sección tipo presenta *till* y *drift* estratificado, preservados debajo de lava que rellenó un valle, a 1.170 m s.n.m. en Estancia Ayoso. Aparecen también 20 m de gravas glaciales, que cubren un diamictón gris, con muchos bloques, la mayoría graníticos, pero muchos de los clastos volcánicos están facetados y estriados. Por debajo del Drift Aluminé aparece una unidad tufácea amarillenta-naranja, que ha sido retrabajada e incorporada al *drift*. El diamictón, con bloques de granito de más de 4 m, está además inyectado en grietas de la unidad infrayacente, pudiendo deberse a procesos criogénicos. El *drift* está cubierto por basalto, el cual es el mismo descrito en Pulmarí (3.5 Ma). Los materiales debajo de la lava no están meteorizados ni los granitos grusificados, por lo cual se estima que hubo un breve lapso entre la depositación del *till* y el derrame del basalto, lo cual daría al *till* una edad ligeramente superior a 3.5 Ma. El Drift Aluminé se formó a unos 250 m por encima del actual piso de las vaguadas. Como en el caso anterior este mapa no pudo ser incluido en nuestro trabajo; las relaciones estratigráficas entre los *drifts* se presentan en la Tabla 1.

Valle del lago Quillén (980 m s.n.m) y río homónimo (39° 22' S, 71° 13' - 70° 55' O): El valle del lago Quillén (Figs. 1 y 2d) es un valle sobreexcavado en la roca de base. Aquí los glaciares avanzaron hasta una posición más al E que en el valle del Ruca Choroí, pues su cuenca de acumulación fue mucho mayor (Schlieder 1989). El Drift Quillén es la unidad más reciente. La morena terminal está a 11 km al E del lago y pequeños remanentes de morenas laterales han sido preservados. Se observan además 4 morenas recesionales, de las cuales las denominadas Quillén 4 y 5 son las más conspicuas. Estas morenas son mucho menos ricas en bloques y de pendientes menores que sus equivalentes en los otros valles hacia el N y probablemente

son de *drift* estratificado empujado por el glaciar en su avance. La planicie glaciafluvial de retroceso es de grandes dimensiones. Las morenas laterales han desaparecido por masivos deslizamientos. La planicie glaciafluvial exterior es muy grande y gradada a las morenas terminales, aguas abajo desaparece en una garganta asociada a las morenas inmediatamente anteriores. El Drift La Porteña contiene *till* a 8 km al E de la morena terminal Quillén, y depósitos lacustres de más de 90 m de espesor, que exhiben secuencias de ondulitas ascendentes, antidunas y guijarros caídos y que aparecen encerrados por una morena que ha desaparecido en el sector S del valle, pero hay varias crestas morénicas en el sector N. Los bloques erráticos son abundantes, enormes, estriados y facetados. El Drift Lomas de los Tábanos se presenta con pocos erráticos dispersos y terrazas glaciales por encima de 1.200 m s.n.m., 200 m por encima del límite superior del Drift La Porteña, pero no se ha preservado morfología morénica. Este *drift* es más joven que el basalto infrayacente (Quillén 5), datado por 40Ar/39Ar, roca total, en 5.0 Ma. Finalmente, el Drift Aluminé aflora en la confluencia del río Aluminé con el río Quillén. El basalto que lo cubre está a solamente 1.155 m s.n.m. Por debajo, aparecen gravas glaciales excepcionalmente gruesas, con bloques de hasta 3 m de diámetro. Clastos estriados y facetados suntuos a esta altura provienen del *till*. El espesor de este *drift* es de 25-30 m. El basalto suprayacente es el mismo de Rahue y Pulmarí (3.5 Ma). Las relaciones estratigráficas entre las unidades de *drift* se presentan en la Tabla 1.

Valle del lago Tromen (1.050 m s.n.m.) y río Malleo (39° 35' S, 71° 25' - 70° 52' O): El valle del río Malleo (Figs. 1 y 2e) fue estudiado en detalle por Rabassa *et al.* (1987, 1990). Se reconoce aquí al Drift Mamuil Malal como la unidad glaciafluvial más reciente, correspondiente a la UG, con su morena terminal al NE de la Estancia Mamuil Malal, y 3 morenas recesionales. El avance glacial precedente fue casi totalmente arrasado por los procesos glaciafluviales de los estadios de retroceso posteriores, cuyo *drift* estratificado es muy extenso y gradado a la morena, y que fue desviado por la presencia de los afloramientos de la Andesita Pino Santo, una lava que llenó el valle en tiempos recientes, a partir de un pequeño cono volcánico que aparece en el fondo del valle. La erosión glacial durante el Pleistoceno tardío-Holoceno ha labrado una garganta de 20-30 m en la andesita, demostrando el lapso transcurrido. Aguas debajo de la andesita, extensas planicies de *drift* estratificado de esta edad rellenan el fondo del valle. La siguiente unidad es el Drift Criadero de Zorros. No hay *drift* sobre la Andesita Pino Santo, lo que implica que ésta es más joven que los cuerpos de *drift* más extensos que aparecen en el valle aguas abajo. Las dataciones obtenidas en la andesita por 40Ar/39Ar, roca total, son las siguientes: PS 1, 0.13 ± 0.02 Ma; PS 1bis: 0.167 ± 0.05 Ma; Pino Santo Inferior 1, 0.207 ± 0.023 Ma y Pino Santo Inferior 1, duplicado, 0.126 ± 0.019 Ma. Estos fechados demuestran una edad cercana al último interglacial. No se observan morenas masivas de este *drift* aguas abajo de las morenas Maluil Malal. Al no observarse *drift* sobre la andesita, ello indica que el Drift Criadero de Zorros es anterior a ella. Este *drift* es un conjunto de depósitos glaciales, con intercalaciones de *till* de flujo y *till* alojado, en una sección de más de 20 m de espesor. Se observan además ristras de

erráticos en la posición que correspondería a las morenas laterales. Se hallaron fragmentos de madera (de especies no identificadas) en los depósitos glacialacustres, en parte turbosos, probablemente sepultados por el glaciar en su avance, de los cuales se obtuvieron varios fechados por ^{14}C : $29,750 \pm 555$, $>36,000$, $>51,000$ y $>56,000$ a AP. La muestra original de edad finita fue replicada y dio edad infinita, por cual se considera que probablemente estaba contaminada. Se confirma entonces que esta glaciación es más antigua que el límite del método ^{14}C . Este *drift* es además más antiguo que 140 ka, tomado este valor como promedio de los datos radimétricos obtenidos sobre la andesita. Hay otro centro eruptivo cercano, denominado Pino Santo Sur, que tiene bloques estriados encima, y cuyas lavas fueron datada por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, roca total, en 1.48 ± 0.07 Ma y 1.49 ± 0.09 Ma (Pino Santo Sur 1 y 2). Puede tratarse de un dique o filón capa cercano a la superficie, intruido antes de la profundización del valle. A continuación se desarrolla el Drift San Huberto, con importantes afloramientos de gravas muy gruesas y limpias, con abundantes bloques de hasta 1 m de diámetro, como *drift* estratificado proximal (Rabassa *et al.* 1990). La edad de esta unidad no es fácil de establecer, pero es más joven de 1.48 Ma y más antiguo que 140 ka. La siguiente unidad es el Drift Puesto de Paja (Rabassa *et al.* 1990), que representa la glaciación más extensa dentro del valle. Presenta grandes erráticos graníticos dispersos, sin matrix, unos 250 m por encima de la vaguada actual del río y ha sido asignado al Pleistoceno temprano. Rabassa *et al.* (1990) correlacionaron esta uni-

dad con el denominado Drift Paso Tromen, que está constituido por bloques erráticos dispersos, muy meteorizados y redondeados por crioclastismo, es decir rejuvenecidos in situ por acción periglacial, en divisorias locales en los flancos del volcán Lanín. Sin embargo, es posible que la edad de estos erráticos aislados pueda ser diferente y deben ser reestudiados. Podría tratarse de un *drift*, monolitológico, proveniente de una glaciación de circo muy local en los alrededores del lago Tromen. Las relaciones estratigráficas entre las unidades de *drift* se presentan en la Tabla 1.

Valle del lago Huchulafquen (893 m s.n.m.) - Río Chimehuin ($39^\circ 47' \text{ S}$, $71^\circ 12' \text{ O}$ – $39^\circ 42' \text{ S}$, $71^\circ 04' \text{ O}$): El valle del lago Huechulafquen y el río Chimehuin (Figs. 1 y 2f) es uno de los valles más grandes de la región, resultado de la acción de grandes glaciares de descarga que confluían en el piedemonte. A su vez, el glaciar que ocupó esta artesa se formaba por la confluencia de glaciares de valle provenientes del N y O, entre ellos los que formaron las depresiones de los lagos Paimún y Epulafquen (Fig. 2f). El Drift Huechulafquen es la unidad más joven, con morenas terminales y laterales muy bien preservadas, que cierran el valle y endican el lago de ese nombre, con múltiples crestas laterales, por lo menos 6 en el sector S del lago (Schlieder 1989). La morena terminal frontal está casi sepultada por el *drift* de retroceso. En el sector N del lago, las morenas laterales son mucho menos conspicuas, seguramente por la acción de deslizamientos o porque fueron

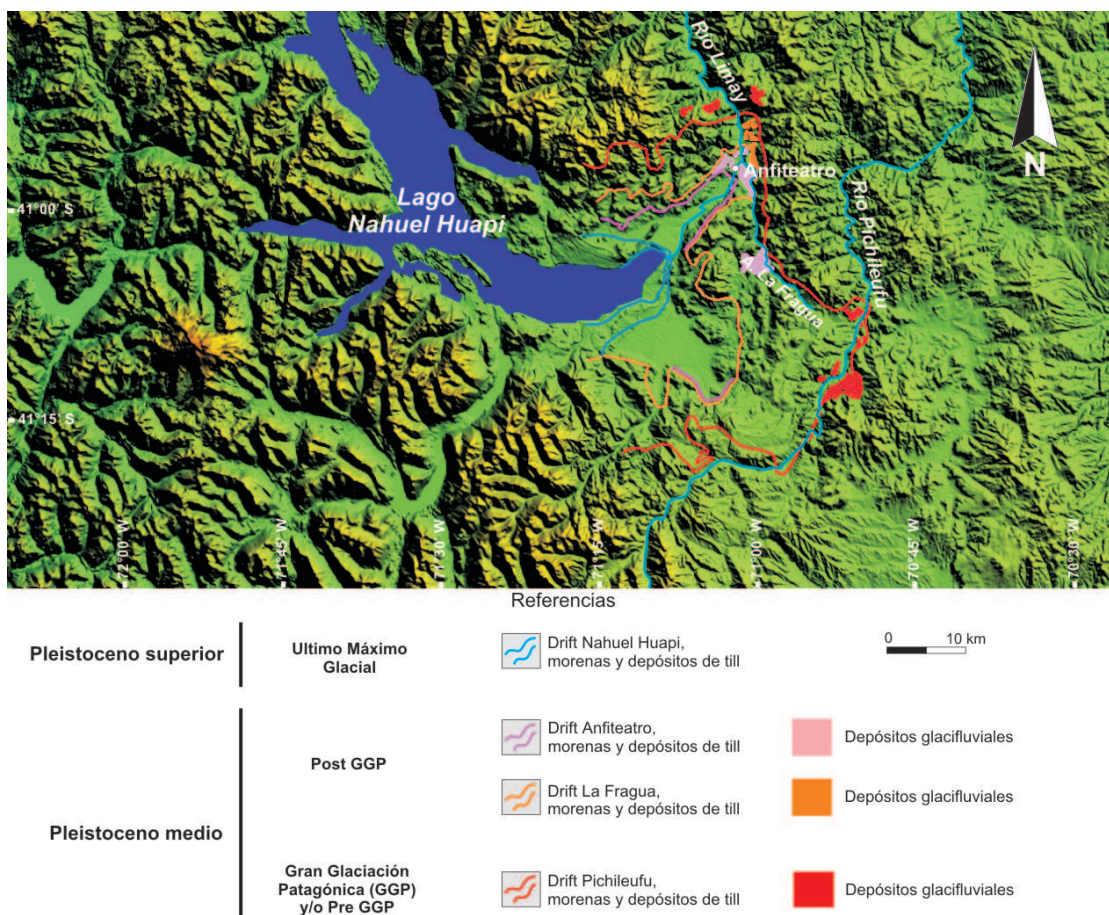


Figura 2 g: Mapa de distribución de geoformas y depósitos glaciogénicos a lo largo del lago Nahuel Huapi y Alto Río Limay.

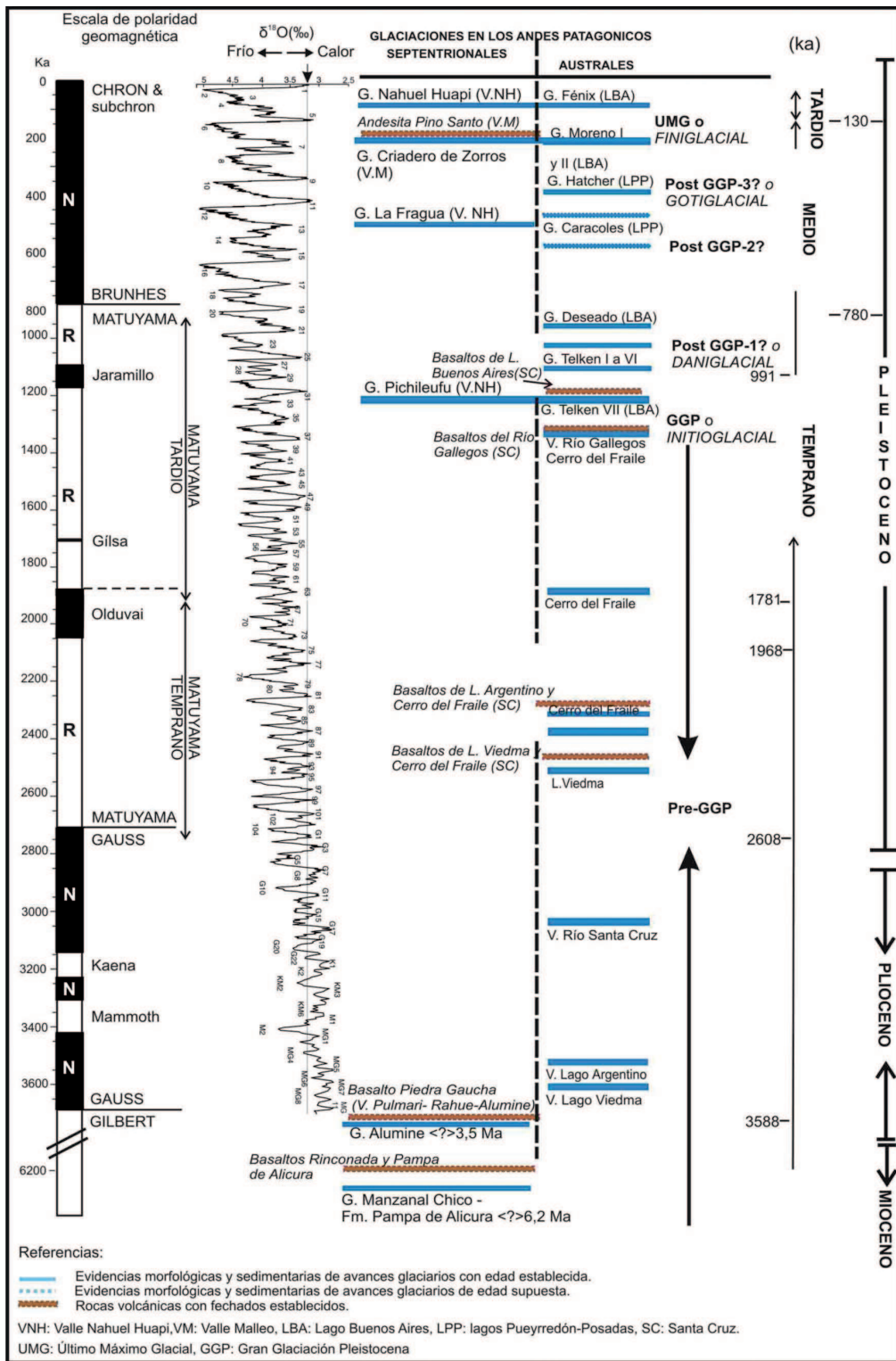


Figura 3: Cronoestratigrafía sugerida para las glaciaciones reconocidas en los Andes Norpatagónicos de Neuquén, en comparación con los Andes Patagónicos Australes (escala isotópica según Lisieki & Raimo 2005). La nomenclatura y cronoestratigrafía de los Andes Patagónicos Australes según Caldenius (1932), Singer *et al.* (2004), Kaplan *et al.* (2004), Hein *et al.* (2009) y Coronato *et al.* (2004). Edad basal del Cuaternario en 2,6 Ma (Congreso INQUA, Australia, 2007).

esencialmente del tipo morena kame. En Estancia Los Helechos se presentan buenos remanentes de estas morenas. La cresta más alta es la Huechulaufquen 3. Hay también importantes deltas y abanicos en un lago marginal al hielo, con abundantes depósitos glacialacustres. La morena terminal fue estudiada por sus características

glacitectónicas (Stephens *et al.* 1986), debido a deslizamientos de *till* y otros depósitos glacialigénicos, quizás por remoción en masa o por empuje del glaciar avanzando sobre sus propias acumulaciones. El Drift Cerro Frío representa un avance glacial anterior pero, como en el valle del río Malleo, no se observan morenas masivas. Hay bloques

graníticos y volcánicos dispersos a más de 50 m por encima de las crestas de la UG, pero no se obtuvieron más elementos para establecer su edad u otras relaciones estratigráficas. Se describe el Drift Casa de Lata como dos pequeñas unidades de depósitos glacifluviales ubicados a 25-30 m por encima de la planicie glacifluvial Huechulafquen. Puede ser correlacionable al Drift Cerro Frío o una entidad de edad intermedia entre éste y la UG. Las relaciones estratigráficas entre las unidades de *drift* se presentan en la Tabla 1.

Valle del lago Curruhué (985 m s.n.m., 39° 55' S, 71° 23' - 71° 04' O): El valle del lago Curruhué (Figs. 1 y 2f) es un valle muy pequeño. La unidad más joven es el Drift Curruhué, consistente en pequeños remanentes de *till* y bloques, dispersos, que no forman verdaderas morenas terminales (Schliedier 1989). Grandes espesores de outwash de recesión sepultan todo. Se observa también influencia de un brazo de hielo del adyacente valle del lago Lolog, ubicado al sur (Figs. 1 y 2f). Continúa el Drift Pampa Grande, con una terraza de depósitos de *drift* estratificado de 20 m de espesor visible, con bloques de granito fuertemente meteorizados. Esta fue una glaciación no mucho más extensa que la UG. La siguiente unidad es el Drift Collún Co, con otra posible terraza glacifluvial, ubicada entre 70 y 90 m por encima de la vaguada del río Curruhué, con gravas de más de 50 m de espesor, constituyendo un depósito de indudable relleno glacifluvial, con 70 % de clastos graníticos y 30 % de vulcanitas en bloques y guijarros, de hasta 3 m de diámetro. Se trata de depósitos proximales, con todos los clastos graníticos grusificados. Los bloques graníticos llegan hasta 2 metros. Se presentan algunos remanentes morénicos, poco definidos. Las relaciones estratigráficas entre las unidades de *drift* se presentan en la Tabla 1.

Valles de los lagos Lolog (900 m s.n.m.) **y Lácar** (680 m s.n.m.) **y del río Quilquihue** (40° 04' S - 40° 09' S, 71° 21' O - 71° 05' O): El valle del río Quilquihue (Figs. 1 y 2f) tiene una estratigrafía y geomorfología muy compleja, ya que es el tributario más importante del río Chimehuin. El Drift Quilquihue es la unidad más reciente, correspondiente a la UG (Schliedier 1989). La mayoría de sus depósitos están en la divisoria entre los lagos Lácar y Lolog, indicando que esa divisoria estuvo cubierta de hielo uniendo las dos cuencas, en cada una de las cuales había un lóbulo glacial. En estas cuencas, el drenaje fue invertido por acción glacial durante la UG, de pendiente atlántica a pacífica. El avance más extenso de esta glaciación alcanzó la Loma Atravesada de Taylor, 12 km al E de San Martín de los Andes (Fig. 2f). Se reconocieron cinco morenas terminales para la Glaciación Quilquihue. Además, se observaron tres crestas de bloques, con depresiones de marmitas (*kettles*) todavía visibles. Se reconocieron además cuatro niveles de paleo-lagos proglaciales de amplia depositación glaciolacustre en contacto con el hielo y extensas planicies glacifluviales, sobre las cuales se ha construido el aeropuerto local. Los sedimentos glaciolacustres tienen estructuras de empuje glaciario y de glaciotectónica, muy bien expuestos en los afloramientos de la ruta. Se identificaron mega-ritmitas con capas individuales de 30-35 cm de espesor, con un espesor grueso de limos arenosos y uno muy delgado, con sólo 2-3 cm

de limo arcilloso. Estos mega-varves, si fueran efectivamente anuales, tienen laminación interna que correspondería a aportes diarios o de periodos estacionales muy cortos. Se observaron diques clásticos con espesor de 1 a 10 cm, con una capa de arcilla roja en la porción externa del dique, que demuestra que éstos fueron inyectados desde abajo, ya que el *till* basal de la secuencia es de ese color. Representan estructuras de pérdida de agua (*dewatering*) causadas por un reavance glacial sobrepasando sus propios depósitos al desplazarse hacia el E. Hay también *till* y depósitos glaciogénicos, deformados, con estructuras convolutas ubicadas a sólo 100 m de distancia, comprobando su génesis glaciotectónica (Van der Meer *et al.* 1992, 2008). La siguiente unidad es el Drift Puesto Quemado. Se trata de depósitos glaciales más antiguos que la UG, ubicados en las divisorias, las cuales aparecen cubiertas por erráticos dispersos y *till* expuesto en las cicatrices de deslizamiento. El *till* tiene bloques estriados en una matrix arenosa limosa gris, con 92% de clastos graníticos y 8% de vulcanitas. Se observan varios *tills* de flujo. La mayoría de los clastos graníticos están totalmente grusificados. Pueden ser materiales desplazados por deslizamientos y su edad es incierta. Continúa el Drift Manzanal Chico, con *till* que aparece en las lomadas unos 5 km al NO del aeropuerto. Las crestas parecen algo orientadas por el paso del hielo. Los bloques y clastos están estriados y facetados. Tras un recuento de 50 bloques de más de 1 m en el *till*, el 94% de ellos son graníticos. La terraza está a unos 25-30 m por debajo del pedimento más alto reconocido en el área. En este caso, hay sólo 25% de clastos graníticos en la superficie, pues han sido totalmente grusificados por el intemperismo, debido al largo tiempo transcurrido desde su exposición. Estas gravas se vinculan lateralmente con la Fm. Alicura según González Díaz *et al.* (1986). La superficie geomórfica más alta de la región fue datada en el paraje La Rinconada (Fig. 2f) por $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, roca total, en más de $6,20 \pm 0,12$ Ma y $6,24 \pm 0,12$ Ma, la edad del «Basalto II» que cubre las gravas del pedimento. A 40 km al S, en Pampa de Alicura, una pequeña colada proveniente de un reducido cono y que suprayace a las gravas de posible origen glacifluvial arrojó edades $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, roca total de $6,18 \pm 0,12$, $5,45 \pm 0,13$, $6,06 \pm 0,08$ y $6,41 \pm 0,13$ Ma. Es posible que el Drift Manzanal Chico pueda ser la facies glacial de las gravas distales que constituyen la Fm. Alicura. Siendo así, éste se constituye en el *drift* más antiguo para los Andes Norpatagónicos. Las relaciones estratigráficas entre las unidades de *drift* se presentan en la Tabla 1.

Valle del lago Meliquina (925 m s.n.m.) **y río Caleufu** (40° 22' - 40° 30' S, 71° 15' - 70° 42' O): En el valle de Meliquina (Figs. 1 y 2) no se encontraron, como tampoco en el valle del río Caleufu, depósitos anteriores a la última glaciación. Los depósitos más antiguos pudieron haber sido eliminados por erosión, meteorización y deflación, y por remoción en masa. La otra posibilidad es que esta zona haya tenido un comportamiento paleoglacial diferente a las áreas ubicadas más al N, por la posición de la divisoria de hielo del manto de hielo de montaña, la cual haya cambiado posteriormente. La unidad más joven es el Drift Meliquina, caracterizado por morenas y deltas alrededor del lago de ese nombre (Schliedier 1989). Se reconoce la



presencia de antiguos lagos endicados, abundantes depósitos glaciafluviales y glacialacustres. Es posible que la altura de 1.704 m s.n.m. del cordón montañoso ubicado entre este sector y el valle del río Traful (Fig. 2) no hubiera permitido el desborde del manto de hielo de montaña, sino que desarrolló solamente glaciación de circo y valles locales menores, hasta la UG. Como en casos anteriores, este mapa no pudo ser incluido en nuestro trabajo; las relaciones estratigráficas entre las unidades de *drift* se presentan en la Tabla 1.

Valle del lago Nahuel Huapi (768 s n.m.) y Alto Río Limay (41° 03' S - 71° 08' O - 40° 56' S - 71° 02' O): En las cabeceras orientales del lago Nahuel Huapi, Feruglio (1950) distinguió dos sistemas morénicos principales: uno externo, que comprende las morenas del valle del río Pichileufú (Río Negro, Fig. 2g), especialmente las del O, y uno interno, representado por un arco morénico en la costa N del lago Nahuel Huapi y en cercanías de la cabecera. El mismo autor reconoció la existencia de depósitos glaciaarios intermedios a ambos grupos, por ejemplo entre la Pampa de Nahuel Huapi y el cerro Carmen de Villegas y en el Alto Valle del río Limay y el arroyo La Fragua (Fig. 2g), sugiriendo que la edad de estos depósitos estaría más relacionada con el arco interno que con el externo. De la misma manera, sugirió que los depósitos lacustres del río Pichileufú podrían corresponder a un avance glaciario aún más antiguo. La unidad sedimentaria más joven es el Drift Nahuel Huapi (DNH), cuyas morenas bordean el lago homónimo, perteneciente a la UG (EIOs 4 y 2), aunque los depósitos del estadio más antiguo estarían sepultados por los del 2, o estarían muy próximos a ellos, habiendo sido confundidos con ellos. Las terrazas glaciafluviales del DNH están ubicadas a sólo 5-10 m por encima de la planicie de inundación holocena del Alto Río Limay. La siguiente unidad es el Drift Anfiteatro, que corresponde a la fase más joven del Drift El Cóndor propuesto por Flint & Fidalgo (1964). La sección tipo de este *drift* está en la localidad de ese nombre, ubicada a 19 km al NO de las nacientes del río Limay (Fig. 2g). Se observan dos morenas frontales masivas, con estructuras de relleno de *kettles*, deformadas por glaciotecciónica o por deslizamientos singlaciales. Depósitos correlacionables a éstos se encuentran en Río Negro, en el camino a Pilcaniyeu o rumbo a La Pilila (Fig. 2g), y se corresponden con los arcos morénicos de menor altitud. Erráticos aislados y cordones moreniformes se encuentran dispersos en el paisaje, pues el hielo tuvo que remontar la pendiente en esa dirección al río Pichileufu (Fig. 2g), lo cual hizo que fuera mucho más fácil canalizar la lengua glaciaria hacia el valle del Alto Río Limay (NE), o bien mediante un lóbulo mucho menor tuvo que ocupar el valle del arroyo La Fragua (Fig. 2g). Estas expansiones del hielo formaron numerosos lagos marginales. Es destacable que no se hayan encontrado depósitos de esta edad en alturas superiores a los 950 m s.n.m. en las áreas terminales. A continuación, se encuentra el Drift La Fragua. Estos depósitos se disponen aguas abajo de la localidad Anfiteatro (Fig. 2g) como morenas laterales bien definidas. Las morenas terminales frontales han sido borradas por los depósitos glaciafluviales de la glaciación posterior. Aparecen también en posiciones elevadas a media pendiente del valle del Arroyo La Fragua. Por otra parte aparecen en el camino del aeropuerto a La Pilila, formando las

crestas morénicas más elevadas antes de alcanzar la altiplanicie. Aparecen también como morenas laterales en el sector sur de la pampa de Nahuel Huapi, detrás del aeropuerto de San Carlos de Bariloche (Fig. 1) o bien en las laderas del Cerro Carmen de Villegas. Se han observado depósitos de *till* alojados a alturas superiores a los 1.100 m s.n.m., unos 220 m por encima de los depósitos del Drift Anfiteatro. Los paleoglaciares de esta glaciación tenían una morfología muy similar a los de la Glaciación Anfiteatro, aunque más extensos, pero ocupaban valles de idéntica morfología, lo cual demuestra que son depósitos post-episodio de formación de valles y además que no difieren mayormente en su edad, ya que ambas son del Pleistoceno medio. Los paleolagos que aparecen en el área pueden ser de edades muy distintas, por eso las generalizaciones sobre su correlación son impropias. Los estudios paleomagnéticos han demostrado polaridades normales pero inclinaciones excesivas. Podrían corresponder a episodios paleomagnéticos transicionales o excursiones del campo magnético (Kodama *et al.* 1986). En base a los datos altimétricos de las terrazas glaciafluviales y glacialacustres, la tasa de erosión del Alto Río Limay habría sido de 1,4 mm/100 a, es decir, tres veces mayor que lo determinado para el valle del Aluminé en los últimos 3,5 Ma. Este valor podría atribuirse a razones tectónicas en la cuenca del Nahuel Huapi o por el mayor aporte hídrico a lo largo de todo el Cuaternario como consecuencia del gran volumen del lóbulo glacial en las distintas glaciaciones. El Drift La Fragua podría haberse formado en el EIO 12, en base a las anomalías paleomagnéticas que podrían ser correlacionables con el evento Emperador (465±50 ka). La secuencia continúa con el Drift Pichileufu, compuesto sólo por remanentes de *till*, gravas glaciafluviales y depósitos glacialacustres entre el río Pichileufu y la pampa de Nahuel Huapi. Se trata de una unidad conservada sólo en las divisorias, muy por encima de las vaguadas actuales, lo cual es un indicador de su antigua edad. Además, fue generada antes del episodio formador de valles, lo cual es coincidente con lo sugerido por Rovereto (1912) y Feruglio (1950). En el valle del Alto Río Limay, el Drift Pichileufu está a 1100-1200 m en las cercanías del cerro Carbón, donde se encuentran los remanentes de sus morenas frontales, hasta 500 m por encima de las vaguadas actuales. En la sección tipo, estaría compuesto por un mínimo de tres morenas terminales, de las cuales no se puede decir aún que correspondan a un solo evento o más de una glaciación. En el valle del Alto Río Limay, aparece hasta 1400 m s.n.m. en el cerro Carmen de Villegas, un gigantesco nunatak en esa época. Es evidente que la paleogeomorfología de esta región era sustancialmente diferente durante la formación del Drift Pichileufu. La dirección dominante del drenaje cambió al valle del Alto Río Limay después de la Glaciación Pichileufu, por lo cual se desarrolló el gran valle a medida que recibía mayor caudal durante las glaciaciones posteriores, dejando al Río Pichileufu como un curso de agua de caudal reducido. Si bien Schlieder (1989) consideró al Drift Pichileufu como de edad pliocena, es altamente posible que corresponda a la GGP (1 Ma). Por ello, no parece correcto correlacionar a esta unidad con el Drift Aluminé, el cual sería mucho más antiguo, del Plioceno temprano o aún del Mioceno cuspidal, más joven a 5,5 Ma y más antiguo que 3,5 Ma. Las relaciones estratigráficas entre las unidades de *drift* se presentan en la Tabla 1.

CORRELACIONES ESPACIO-TEMPORALES

El englazamiento ocurrido en las montañas neuquinas se debe entender como una respuesta a los cambios climáticos globales ocurridos durante el Cuaternario, así como a manifestaciones locales debidas a reajuste de la tectónica andina desde el Plioceno. La carencia de mapeos detallados e información cronoestratigráfica no permite establecer una ajustada correlación con las glaciaciones ocurridas en el resto de Patagonia. No obstante, se presenta la correlación estratigráfica entre las unidades de *drift* de los valles más estudiados (Tabla 1) y una propuesta de correlación con las regiones de los lagos Buenos Aires y Pueyrredón-Posadas, cuya cronoestratigrafía fue establecida por Singer *et al.* (2004), Kaplan *et al.* (2004) y Hein *et al.* (2009), entre otros. El modelo de englazamiento propuesto por Caldenius (1932) entre los 40° y 55°S ofrece cuatro avances glaciarios, aunque la edad asignada por este autor fue errónea, pero cuya cartografía geológica es excelente. Rabassa *et al.* (2005) propusieron el desarrollo de 15 eventos glaciarios en Patagonia sur, desde el Mioceno tardío (ca. 7 Ma) al Tardiglacial (16-12 ka), en respuesta a los cambios orbitales terrestres y la consecuente disminución de energía solar recibida y descenso global de las temperaturas. Coronato *et al.* (2004) unificaron las relaciones cronoestratigráficas de las diferentes unidades de *drift* estudiadas por diversos autores y propusieron un esquema tomando como punto de partida a la GGP, señalándola como el englazamiento regional más extenso y abarcativo, que afectó también el nivel de mesetas estructurales de la Patagonia extra-andina, ocurrido entre 1,1-1,05 Ma (Ton That *et al.* 1999; Singer *et al.* 2004). Remanentes de *till* aislados y geoformas más antiguas se englobaron bajo la denominación Pre-GGP; mientras que las geoformas y depósitos sedimentarios interiores de los valles se denominaron Post-GGP I, II y III, según la cantidad de avances glaciarios reconocidos y siempre que correspondieran a una edad mayor a 25 ka, ubicación cronológica de la UG. Dos eventos de reavance glacial se reconocieron en las costas de algunos lagos cordilleranos y se denominaron Tardiglacial I y II, ocurridos entre 20 y 12 ka. Durante el Holoceno, dos a tres avances glaciarios han sido reconocidos en diversos valles de los Andes Patagónicos, fuera del territorio neuquino y en la vertiente chilena (Mercer 1970; Heusser *et al.* 1981; entre otros trabajos). En la Fig. 3 puede observarse el número de glaciaciones hasta ahora reconocido para los Andes Norpatagónicos. El esquema glacial de cuatro avances propuesto por Caldenius (1932) fue reconocido en los valles andinos neuquinos, incluyendo el lago Nahuel Huapi; estas glaciaciones se corresponden con algunas de las indicadas para los Andes Patagónicos Australes. Debe recordarse que las variaciones en longitud y frecuencia de los ciclos climáticos cálidos y fríos del registro oceánico de isótopos de oxígeno se vuelven mayores a partir del Pleistoceno temprano-medio, provocando que el clima adoptara condiciones glaciales en las bajas latitudes. Los ciclos climáticos durante el Plioceno y Mioceno fueron más cortos y débiles como para generar un repetido y potente englazamiento en la Cordillera Patagónica. La posición cronoestratigráfica del Drift Aluminé, reconocido en varios afloramientos a lo largo del río Aluminé, debe ser objeto de revisión exhaustiva ya que indica un avance del hielo

hacia posiciones muy distales del eje andino norpatagónico durante períodos isotópicos relativamente cálidos (EIOs MG 11 y subsiguientes). Este *drift* podría ser el resultado del englazamiento local del Sistema Chachil-Catán Lil, en su vertiente O, de mayor altitud que los Andes Norpatagónicos en latitud semejante. Esta situación plantearía que el emplazamiento del paleocasquete de hielo durante el Plioceno temprano-Mioceno habría estado ubicado en una posición más al E que la que tuvo durante el Pleistoceno. El Drift Manzanal Chico y su supuesta unidad glaciofluvial equivalente, la Fm. Alicura, es otra unidad aloestratigráfica que merece cuidadosa revisión debido a su posición cronoestratigráfica en el Mioceno final, con climas más cálidos. La interpretación de la génesis glaciofluvial de la Fm. Alicurá, independientemente de su edad, y en base a su expresión geomorfológica y composición sedimentaria, remite a corrientes glaciofluviales que drenaban el agua de fusión de glaciares ubicados en la vertiente oriental del Cordón Chapelco (2300 m s.n.m) y montañas aledañas, con anterioridad a la instalación del drenaje actual en las cuencas de los ríos Caleufu y Quemquentreu.

CONSIDERACIONES FINALES

A juzgar por las evidencias geomorfológicas y estratigráficas disponibles, el englazamiento cuaternario tuvo lugar en la porción neuquina de los Andes Centrales y Norpatagónicos así como en conos volcánicos alejados del eje cordillerano. La posición de la línea de nieve se habría ubicado entre 1500 y 2000 m s.n.m. La elevación superior a 2.000 m s.n.m. de las sierras de Chachil-Catán Lil con respecto a las de los Andes Norpatagónicos occidentales y de los volcanes Domuyo y Tromen, permitió el englazamiento cuaternario en ambientes montañosos ubicados en la actual región semiárida neuquina. El sistema de las sierras Chachil - Catán Lil fue afectado por englazamiento en repetidas oportunidades durante el Cenozoico tardío, probablemente desde el Mioceno cuspidal. Los Andes Norpatagónicos albergaron los glaciares de descarga de mayor longitud y potencia que hayan existido en Neuquén. El antiguo cono del volcán Lanín (3600 m s.n.m.) y otros volcanes fueron nunataks que emergían desde el manto de hielo patagónico, el que descargaba lenguas glaciarias hacia ambas vertientes de la cordillera. Glaciares de circo y de valle formados en las cumbres de los cerros más bajos (1900-1700 m s.n.m.) contribuían a la red glacial. Los ejes de englazamiento mejor conocidos por el momento son los paleoglaciares que formaron las cuencas lacustres transversales Aluminé, Ñorquinco, Quillén, Tromen, Paimún-Epulfafquen-Huechulafquen, Currhue, Lolog, Lácar, Meliquina y Nahuel Huapi. La posición frontal de estos glaciares estuvo limitada por el desarrollo N-S de las estribaciones de la Cordillera Principal (Sierras de Chachil y Catán Lil) y mesetas volcánicas asociadas, formando en algunos casos, glaciares de piedemonte al unirse fuera de los valles estructurales transversales. Los ríos Aluminé-Collón Curá habrían actuado como el sistema de evacuación del agua de fusión glacial de la región septentrional del manto de hielo de montaña norpatagónico, al menos durante la UG. Esta situación se habría repetido a



lo largo de las distintas glaciaciones ocurridas durante el Pleistoceno medio, dependiendo de la potencia que hubieran alcanzado los paleoglaciaros durante las distintas glaciaciones. Muchos estudios faltan aún para interpretar el comportamiento glaciológico en las demás cuencas lacustres y cumbres de los Andes Centrales, así como el rol del río Neuquén como colector del agua de fusión glacial del sector N. Es posible afirmar que a lo largo del lago Nahuel Huapi se desarrolló el mayor lóbulo glaciario pedemontano de la región, con una longitud mínima del eje del glaciar de 130 km en el UMG, de dimensiones mucho mayores a los demás valles, dimensiones incrementadas aún más en las glaciaciones más antiguas. El territorio neuquino fue afectado por episodios de avance glacial de diversa edad, extensión y naturaleza. Las áreas N y centro han sido poco estudiadas por lo cual no es posible establecer un modelo de englazamiento, aunque se presume que debió responder a las mismas causas que englazaron vastamente el área S, aunque con glaciares menos extensos o potentes, debido a la menor disponibilidad de humedad. Para el sector S se propone el siguiente modelo de englazamiento, afectando a los Andes Patagónicos y al sistema Chachil-Catán Lil: (a) uno o varios avances glaciarios antiguos, anteriores a la GGP. Probablemente, el englazamiento fue de naturaleza local. Estos avances ocurrieron durante el Plioceno, con anterioridad a 3,5 Ma, en los lóbulos glaciarios Ñorquinco-Pulmarí y Quillén. Depósitos de *till* relacionados a estos avances glaciarios fueron identificados en las localidades de Pulmarí y Rahue, respectivamente, de extensión, potencia y desarrollo muy difíciles de establecer por la escasez de afloramientos conocidos. Además, en el Monte Tronador (41°S), en cercanías del área estudiada, se ha postulado la existencia de bloques glaciarios formando parte de conglomerados volcánicos del Plioceno tardío. Los basaltos Piedra Gaucha y La Rinconada, datados en ca. 6,2 Ma, suprayacen a depósitos de *till* y conglomerados de posible origen glaciofluvial ubicados en el sector pedemontano. El posible origen glaciofluvial antiguo de la Fm. Alicurá fue propuesto inicialmente por Gracia (1958), aún antes de la realización de dataciones radiométricas. Estos depósitos de *till* muy antiguo estarían indicando un evento glacial significativo ocurrido en el Mioceno tardío, afectando el S del sistema de las sierras de Catán Lil, además de los Andes Norpatagónicos. Ello podría justificarse en la propuesta de Cerling *et al.* (1997), quienes sugirieron que entre 8 y 6 Ma tuvo lugar una disminución global de CO₂ atmosférico, compatible con glaciación global; (b) una glaciación pedemontana, la GGP, está representada en el valle del lago Nahuel Huapi como Drift Pichileufu (EIOs 30-32). Se reconocen tres arcos morénicos, dispuestos a 1275 m s.n.m. en sus expansiones más externas, y depósitos lacustres en el valle del río homónimo, al E de San Carlos de Bariloche (Río Negro). En el resto de los valles andinos de Neuquén no se ha podido establecer fehacientemente la presencia de esta unidad. En esta época, el manto de hielo patagónico estaba desarrollado completamente, forzado por la permanencia de bajos niveles de insolación en ciclos de 100 ka debido a la excentricidad de la órbita terrestre. Episodios glaciarios prolongados se produjeron en consecuencia permitiendo la formación de un único y continuo manto

de hielo de montaña a lo largo de más de 2500 km en los Andes Patagónico-Fueguinos, el cual se extendía sobre el piedemonte andino en la vertiente oriental y alcanzaba la actual plataforma en el lado O (Rabassa 2008); (c) un evento erosivo profundizador de los valles ocurrido en algún momento entre la GGP y glaciaciones posteriores, en respuesta a un incremento de la erosión fluvial. Las causas se han atribuido al ascenso tectónico de los Andes (Rabassa *et al.* 1990) y a un posible comportamiento glaciológico diferente entre las extensas áreas de glaciares fríos en las divisorias y glaciares templados en los valles. El ascenso tectónico de los Andes habría sido así sincrónico y semejante a lo largo de Patagonia, al N y S de la Triple Unión de las placas del Pacífico Sur, lo cual requiere un profundo análisis tectónico regional. Un análisis más detallado sobre la génesis de este evento de escala regional ha sido presentado por Martínez (2005); (d) varias glaciaciones posteriores a la GGP, denominadas GGP-1, «La Fragua» (EIOs 10-12) y GGP-2 o «Anfiteatro» (EIO 6-8) en el valle del Nahuel Huapi, cuyas morenas terminales están localizadas a baja altitud y generalmente «anidadas» en las morenas construidas por la glaciación Pichileufu, que se presentan claramente separadas entre sí en distancia y elevación. En la Fig. 3 se presenta la Glaciación Criadero de Zorros, Río Malleo, como formada en el enfriamiento global del EIO 6, ya que ha sido mejor limitada cronológicamente que su equivalente, la Glaciación Anfiteatro en el Valle del Nahuel Huapi-Alto Río Limay. El Drift La Fragua arrojó una edad de ca. 465±50 ka lo cual ubicaría a esta glaciación en el EIO 12; no obstante, los datos paleomagnéticos anómalos obtenidos por Kodama *et al.* (1986) indicarían que el avance glacial se habría producido inmediatamente después del episodio Emperador, o bien entre 700 y 800 ka, vinculándose a la transición Brunhes-Matuyama (EIO 18), la edad asignada a la Post-GGP 1 en el lago Buenos Aires (46°S), representada por la Glaciación Deseado (Singer *et al.* 2004). Al Drift Anfiteatro le correspondería una edad pre-Sangamon o último interglacial (Post GGP-3), anterior a 125 ka, lo cual además estaría apoyado por la excelente preservación de su morfología. Una edad por termoluminiscencia en arenas glaciofluviales de la morena Anfiteatro de 65 ka (Amos 1998) implicaría que esta unidad de *drift* se habría formado durante el EIO 4 (Pleistoceno tardío). Se considera que este fechado, que corresponde a la UG, sólo aporta una edad mínima para la Glaciación Anfiteatro, por ser más moderno que el último período interglacial. Por otra parte, en ningún otro lugar de Patagonia se han reconocido morenas del EIO 4 en una posición topográfica tan distante de las del UMG (Rabassa 2008); (e) La UG o Glaciación Nahuel Huapi está representada por uno o más arcos morénicos en la cabecera oriental de los valles norpatagónicos estudiados, y probablemente también en el valle del río Agrío. La carencia de material datable en estos depósitos no ha permitido aún establecer su cronología absoluta. En términos generales se acepta que el UMG ocurrió en Patagonia hacia 25 cal. ka. Los fechados de 40Ar/39Ar, roca total, realizados sobre basaltos muy jóvenes, pero anteriores al UMG, ubicados al S del lago Ñorquinco y portadores de erráticos acumulados sobre la colada, permiten confirmar que la Glaciación Nahuel Huapi es efectivamente correlacionable a la Glaciación Llanquihue en la vertien-

te occidental de los Andes, la cual ha sido datada por Denton *et al.* (1999), con avances glaciarios mayores en 29.400, 26.670 y 22.295-22.570 a 14C A.P. En distintas localidades de Neuquén se han establecido edades de retroceso del hielo entre 30 y 26 ka A.P. Estas edades merecen una cuidadosa revisión y análisis, pues son mucho más tempranas que sus equivalentes en el Distrito Lacustre Chileno y en otros sectores patagónicos. Pueden existir problemas de datación, pero de confirmarse debería explicarse cuáles habrían sido las condiciones paleoclimatológicas regionales para determinar un inicio tan temprano de la deglaciación; (f) varios reavances glaciarios que ocurrieron durante el Tardiglacial en el Distrito Lacustre de Chile y en los Andes Patagónicos Australes (Rabassa 2008 y trabajos allí citados) no han sido reconocidos aún en los valles neuquinos. En el lago Nahuel Huapi fueron identificadas morenas interiores, ubicadas muy lejos y a menor cota que las morenas de los circos. Estas fueron interpretadas como más modernas que las morenas del UMG en base a la edad 14C basal de turberas asociadas (Rabassa 1983). Hajdas *et al.* (2003) propusieron que los glaciares del Monte Tronador (3550 m s.n.m., Fig. 2) avanzaron significativamente hacia el lago Mascardi durante el estadio Dryas temprano (11-10 14C ka A.P.), postulando que la historia climática regional refleja los cambios atmosféricos producidos a nivel planetario; (g) glaciaciones ocurridas en el Holoceno o Neoglaciaciones, con referencias aisladas en el Monte Tronador (Bertani *et al.* 1986; Rabassa *et al.* 1984) y en las sierras de Chachil (Cobos 2000).

Las cumbres andinas y extra-andinas permiten la presencia de glaciares de circo y neveros durante el presente interglacial a cotas mayores a 2000 m s.n.m., pero debe asumirse que la línea de nieve regional descendió significativamente durante los episodios fríos del Cenozoico tardío y aún desde el Mioceno tardío, favoreciendo la formación de mantos de hielo de montaña, glaciares de descarga y de piedemonte. La variedad de condiciones geomorfológicas y paleoglaciológicas identificadas en Neuquén, considerando la escasez de investigaciones con mapeos detallados y suficientes dataciones radiométricas, demuestra la necesidad de nuevos y más profundos estudios en el futuro próximo, los cuales aportarán sin duda información muy valiosa para comprender la magnitud, extensión y edad de las glaciaciones del Cenozoico tardío en una de las regiones más bellas de la Patagonia.

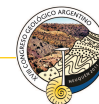
Agradecimientos

Los autores desean dedicar este trabajo a la memoria de Carl Caldenius, en las cercanías del 80º aniversario de la publicación de su monumental trabajo. J.R. desea expresar su agradecimiento y homenaje a John Mercer, Francisco Hidalgo, Félix González Bonorino y Stephen Porter, quienes lo orientaron en el estudio de las glaciaciones patagónicas. J.R. y G.S. desean agradecer a Edward Evenson por haber conducido el estudio de las glaciaciones en Neuquén (1983-1988) y recuerdan con profundo afecto y respeto a George C. Stephens (George Washington University), recientemente fallecido, quien los honrara con su amistad y con quien compartieron las campañas en Neuquén. El presente trabajo fue sustentado por el CONICET

y la Universidad Nacional de la Patagonia-San Juan Bosco, sedes Ushuaia y Esquel. La tesis doctoral de G.S. fue financiada por National Science Foundation y Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania, U.S.A.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. 1998. CADINQUA. Reunión de Campo, San Carlos de Bariloche. Parte II, PROGREBA. Bariloche.
- Auer, V. 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: The Ice and Interglacial Ages. *Annales Academiae Scie. Fennicae. Series A III. Geolog-Geogr.* 45: 1-226. Helsinki.
- Bermúdez, A. & Delpino, D. 1999. Erupciones subglaciales y en contacto con el hielo en la región volcánica de Copahue, Neuquén. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 250-252. Salta.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. & Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extra-andino. En: Ramos, V. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12º Congreso Geológico Argentino 1 (13): 161-172.
- Bertani, L., Rabassa, J. & Brandani, A. 1986. Fluctuations of Castaño Overo glacier in Northern Patagonia since the beginning of the XVIII Century. *Data of Glaciological Studies* 57: 192-196. Moscú.
- Caldenius, C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. *Anales, Dirección General de Geología y Minería* 95: 1-110. Buenos Aires.
- Cerling, T., Harris, J. & MacFadden, B. 1997. Global vegetation change during the Miocene-Pliocene boundary. *Nature*, 389, 153-158.
- Clapperton, C.A.M. 1993a. Nature and environmental changes in South America at the Late Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 101: 189-208.
- Clapperton, C.A.M. 1993b. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam.
- Cobos, D. 2000. Evidencias morfológicas de glaciaciones holocenas en el Cerro Chachil. 3º Jornadas Nacionales de Geografía Física, Actas 263-270.
- Coronato, A. & Rabassa, J. 2007a. Mid-Quaternary Glaciations in the Southern Hemisphere. En: Elias, S. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science* 2: 1051-1056. Elsevier.
- Coronato, A. & Rabassa, J. 2007b. Late Quaternary Glaciations in South America. En: Scott, E. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science* 2: 1101-1108. Elsevier.
- Coronato, A., Martínez, O. & Rabassa, J. 2004. Pleistocene Glaciations in Argentine Patagonia, South America. En: Ehlers, J. & Gibbard, P. (Eds.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part III. Development in Quaternary Sciences* 49-67. Elsevier.
- Costa, C. & González Díaz, E.F. 2007. Age constraints and paleoseismic implication of rock avalanches in the Northern Patagonian Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24 (1): 48-57.
- Cucchi, R., Leanza, H.A., Repol, D., Escosteguy, L., González, R. & Danielli, J.C. 2005. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Boletín 357, 102 pp. Buenos Aires.
- Denton, G., Lowell, T., Heusser, C.J., Schlüchter, C., Andersen, B., Heusser, L.E., Moreno, P.I. & Marchant, D. 1999. Geomorphology, stratigraphy and radiocarbon chronology of Llanquihue Drift in the area of the Southern Lake District,



- Seno Reloncaví, and Isla de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler* 81 (A): 167-229.
- Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio de la Nación, Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales 3 (1):431.
- Flint, R. & Fidalgo, F. 1964. Glacial Geology of the East Flank of the Argentine Andes between Latitude 39°10' S and Latitude 41°20' S. *Geological Society of America, Bulletin* 75: 335-352.
- Flint, R. & Fidalgo, F. 1969. Glacial drift in the eastern Argentine Andes between latitude 41°10'S and latitude 43°21'S. *Geological Society of America, Bulletin*, 80: 1043-1052.
- Glasser, N., Jansson, K., Harrison, S. & Kleman, J. 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38° S and 56° S. *Quaternary Sciences Review* 27: 365-390.
- González Díaz, E.F. 2003. El englazamiento en la región de la caldera de Caviahue-Copahue (Provincia del Neuquén): su re-interpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (3): 356-366. Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. 2004. Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1): 72-87. Buenos Aires.
- González Díaz, E. & Folguera, A. 2006. La avalancha de rocas de Pilún Challa: ratificación de una única glaciación en la región de Caviahue-Copahue y sus adyacencias, (Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (1): 19-30.
- González Díaz, E., Riggi, J.C. & Fauqué, L. 1986. Formación Caleufú (*nov. nom.*): reinterpretación de las formaciones Río Negro y Alicurá en el área de Collón Cura, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41: 81-105. Buenos Aires.
- Gracia, R. 1958. Informe geológico de las cartas Paso Flores y Trafal. Secretaría de Ejército. Dirección General de Ingenieros, (Informe Inédito), Buenos Aires.
- Groeber, P. 1925. La región de Copahue y su glaciación diluvial. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA)* 1(3): 92-110. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1936. Oscilaciones del clima en Argentina desde el Plioceno. *Revista Centro de Estudiantes de Ciencias Naturales (CECN)* 1: 1-19. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1 (3) : 177-208. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1952. Glacial, Tardío y Posglacial en Patagonia. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicionales de Mar del Plata* 1 (1).
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P. & Aristegui, D. 2003. Precise radiocarbon dating of Late Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* 59: 70-78.
- Hein, A., Hulton, N., Dunai, T., Schnabel, Ch., Kaplan, M., Naylor, M. & Sheng, X. 2009. Middle Pleistocene glaciación in Patagonia dated by cosmogenic-nuclide measurements on outwash gravels. *Earth and Planetary Science Letters* 286: 184-197.
- Heusser, C., Streeter, S. & Stuiver, M. 1981. Temperature and precipitation record in Southern Chile extended 43,000 years ago. *Nature* 294: 65-67.
- Hildreth, W., Godoy, E., Fierstein, J. & Singer, B. 2004. Quaternary eruptive history of Laguna del Maule volcanic field, Chilean Andes (36° S). IAVCEI General Assembly, Pucón. Chile.
- Kaplan, M., Ackert, R., Singer, B., Douglass, D. & Kurz, M. 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during the O-isotope stage 2 in Patagonia. *Geological Society of America, Bulletin*, 116 (3): 308-321.
- Kodama, K., Rabassa, J., Evenson, E. & Clinch, J. 1986. Paleomagnetismo y edad relativa del Drift Pichileufu en su área tipo, San Carlos de Bariloche, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 165-178.
- Leanza, H.A. 1985. Descripción geológica de la hoja 36b, Cerro Chachil, provincia del Neuquén. SEGEMAR (Informe inédito). 144 pp. Buenos Aires.
- Leanza, A.F. & Leanza, H.A. 1979. Descripción geológica de la Hoja 37c, Catán Lil, provincia del Neuquén. SEGEMAR, Boletín 169, 76 pp. Buenos Aires.
- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E. 2005. A Pliocene- Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic 18O records. *Paleoceanography* 20 (1003): 1-17.
- Martínez, O. 2005. Incisión fluvial y glaciaciones durante el Pleistoceno a los 43° l.s., noroeste de la Provincia de Chubut. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 4, Versión CD. La Plata.
- Martínez, O., Coronado O.A. & Rabassa, J. 2009. Charles Darwin y las primeras observaciones científicas sobre los «Rodados Patagónicos». *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (1): 90-100.
- Mercer, J. 1970. Variations of some Patagonian glaciers since the Late Glacial: II. *American Journal of Science* 269: 1-25.
- Mercer, J. 1976. Glacial history of Southernmost South America. *Quaternary Research* 6: 125-166.
- Moreno, F.P. 1897. Apuntes preliminares sobre una excursión al Neuquén, Río Negro, Chubut y Santa Cruz. Editorial Elefante Blanco (Ed. 1999), 192 pp. Buenos Aires.
- Nordenskjöld, O. 1899. *Geologie, Geographie and Anthropologie. Schwedischen Expedition nach den Magellansländern, 1895-1897.* Norstedt and Söner, Stockholm.
- Penna, I. 2010. Procesos de remoción en masa en el retroarco norneuquino (37° - 38° S). Factores condicionantes y sus implicancias en el modelado del paisaje. Tesis Doctoral inédita, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires 207 pp.
- Polanski, J. 1965. The maximum glaciación in the Andes Cordillera. *Geological Society of America, Special Paper* 84: 444-472.
- Rabassa, J. 1981. Inventario de Glaciares y cuerpos de nieve en los Andes Patagónicos Septentrionales de Argentina. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 109-122.
- Rabassa, J. 1983. INQUA Commission on lithology and genesis of Quaternary deposits: South American Regional Meeting, Argentina, 1982. En: Evenson, E.B., Schlüchter, C, Rabassa, J. (Eds.): *Tills and Related Deposits* 445-451. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Rabassa, J. 2008. Late Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. En: J. Rabassa (Ed.): *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Development in Quaternary Sciences* 11: 151-204. Elsevier.
- Rabassa, J. & Clapperton, C. 1990. Quaternary Glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9: 153-174.
- Rabassa, J. & Evenson, E. 1996. Reinterpretación de la estratigrafía glaciaria de la región de San Carlos de Bariloche. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 237. Buenos Aires.
- Rabassa, J., Rubulis, S. & Brandani, A. 1980. East-west and north-south snow line gradients in the Northern Patagonian Andes, Argentina. *Proceedings of the Riederalp Workshop, World Glacier Inventory, IAHS-AISII*, Publication 126.
- Rabassa, J., Brandani, A., Boninsegna, J. & Cobos, D. 1984. Cronología de la «Pequeña Edad del Hielo» en los glaciares Río Manso y Castaño Overo, Cerro Tronador, provincia de Río Negro.

- 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 624-639. San Carlos de Bariloche.
- Rabassa, J., Evenson, E.B. & Stephens, G.C. 1986. Nuevas evidencias del englazamiento Plioceno-Pleistoceno inferior en los Andes Patagónicos Septentrionales: Cerro Tronador, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41: 405-409.
- Rabassa, J., Evenson, E., Schlieder, G., Clinch, J., Stephens, G. & Zeitler, P. 1987. Edad pre-Pleistoceno Superior de la Glaciación El Condor. Valle del río Malleo, Neuquén. República Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 261-263.
- Rabassa, J., Evenson, E., Clinch, J., Schlieder, G., Zeitler, P. & Stephens, G. 1990. Geología del Cuaternario del valle del río Malleo, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 55-68.
- Rabassa, J., Coronato, A. & Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean Region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 20(1-2): 81-103.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. SEGEMAR, Anales 29: 41-96. Buenos Aires.
- Rovere, E., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, C., Folguera, A., Escosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J. & Danieli, J.C. 2004. Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, provincia de Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Boletín 298, 104 pp. Buenos Aires.
- Rovereto, G. 1912. Studi di geomorfologia argentina. III, La valle de Río Negro: 2. II, Lago Nahuel Huapi. *Bolletino della Societa Geologica Italiana* 31: 181-237.
- Schlieder, G. 1989. Glacial Geology of the Northern Patagonian Andes between lakes Alumine and Lacar. Tesis Doctoral inédita, Department of Geological Sciences, Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania, EUA.
- Singer, B., Hildreth, W. & Wincze, Y. 2000. 40Ar/39Ar evidence for early deglaciation of the central Chilean Andes. *Geophysical Research Letters* 27 (11) 1663-1666.
- Singer, B., Ackert, R. & Guillou, H. 2004. 40Ar/39Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society of America, Bulletin* 116 (2): 434-450.
- Stephens, G., Rabassa, J., Evenson, E. & Schlieder, G. 1986. Origen de estructuras de deformación en morenas terminales: análisis de la morena terminal interna del lago Huechulafquen, Neuquén, Argentina. 1º Simposio Argentino de Sedimentología, Resúmenes, p. 4. La Plata.
- Ton-That, T., Singer, B., Mörrner, N. & Rabassa, J. 1999. Datación de lavas basálticas por 40Ar/39Ar y geología glacial de la región del lago Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (4): 333-352.
- Turner, J.C.M. 1976. Descripción geológica de la hoja 36a, Alumine, Neuquén. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, 1:200.000, SEGEMAR, Bol. 138. Buenos Aires.
- Van der Meer, J., Rabassa, J. & Evenson, E.B. 1992. Micromorphological aspects of glaciolacustrine sediments of northern Patagonia, Argentina. *Journal of Quaternary Science* 7: 31-44.
- Van der Meer, J., Kjaer, K.H., Kruger, J., Rabassa, J. & Kilfeather, A.A. 2008. Under pressure: Clastic dykes in glacial settings. *Quaternary Science Reviews* pp. 1-13.
- Zanettini, J.C.M. 2001. Hoja Geológica 3772 - II, Las Ovejas. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 263, 61 pp. Buenos Aires.
- Zanettini, J.C., Leanza, H.A., Giusiano, A. & Santamaría, G. 2010. Hoja Geológica 3972-II, Loncopué, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Boletín 381, 93 pp. Buenos Aires.
- Zöllner, W. & Amos, A. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, E 1: 200.000, provincia de Neuquén. Boletín 143. SEGEMAR, Buenos Aires.