Variaciones glaciales durante el Holoceno en Patagonia Central, Aisén, Chile: evidencias geomorfológicas

María Mardones¹, Liubow González ¹, Robert King ², Eduardo Campos³

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción.

mmardone@udec.cl; liubow@udec.cl

² Departamento de Ingeniería Civil Geológica, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Campus San Andrés, Alonso de Ribera 2850, Concepción.

rob.wal.king@gmail.com

³ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Av. Angamos 0610, Antofagasta.

edcampos@ucn.cl

RESUMEN. Durante el Holoceno, avances y retrocesos glaciares geomorfológicamente registrados caracterizan la Patagonia. Este artículo presenta la evolución geomorfológica y las evidencias de fluctuaciones glaciales holocénicas de una región patagónica, que servirán de referencia para el estudio de la evolución paleoclimática Postglacial del extremo sur de Sudamérica. El área de trabajo es la cuenca del río Blanco (45°30'S), en la Patagonia Central (Región de Aisén, Chile). Dataciones radiométricas de sedimentos orgánicos de morrenas terminales aportan antecedentes preliminares de dos avances glaciares: el primero, representado por la morrena frontal del lago Elizalde, arroja una edad inferior a 9.370±50 años ¹⁴C AP (10.700 a 10.480 cal. años AP), lo que cronológicamente ubica este evento glacial en el Holoceno Temprano. Esta progresión del hielo es 100 a 200 años más antigua que aquella observada inmediatamente al sur del área de estudio, en el margen oriental del lago General Carrera (o lago Buenos Aires en Argentina) y aproximadamente 100 años más joven, que la registrada en la morrena de Puerto Banderas I (lago Argentino, 50°S). Este resultado sugiere un patrón de comportamiento de los glaciares de Patagonia Central diferente a aquel observado por otros investigadores en la Región de Los Lagos (41°S) y en la Región de Magallanes (54°S), donde no se registran huellas de reavances glaciares durante el Holoceno Temprano. Luego de un importante retroceso hacia el oeste, un reavance glacial más reciente se habría producido en el valle del río Quetro (afluente del río Blanco), a una edad inferior a 2.250±40 AP (2.340 a 2.150 cal. años AP), comparable con el estadio frío del Neoglacial Medio, verificado en distintos puntos de la Patagonia. Confrontando estos resultados con registros palinológicos previamente publicados por otros autores, interpretamos que las causas de ambas fluctuaciones glaciales son variaciones regionales en la temperatura y precipitación atmosférica.

Palabras clave: Geomorfología glacial, Patagonia Central, Holoceno Temprano, Neoglacial, Cronología glacial.

ABSTRACT. Holocene glacial variations in Central Patagonia, Aisén, Chile: geomorphological evidences. During the Holocene, the patagonian glaciers were characterized by geomorphologically registered advances and retreats. This paper presents the geomorphological evolution and evidences of Holocene glacial advances within a segment in Central Patagonia Cordillera. This area will be used as a reference for studying the postglacial paleoclimatic evolution in the southernmost part of South America. The study area is the río Blanco basin (45°30'S), located in Central Patagonia (Aisén Region, Chile). Radiometric dating of organic sediments, within terminal moraines, provides preliminary data of two glacial advances. The first one is represented by the Lake Elizalde frontal moraine, which yielded a ¹⁴C age of 9.370±50 years BP (10,700 to 10,480 cal. yr BP). According to this chronological age, this glacial event took place in the Early Holocene. This glacial advance, being 100 to 200 years older than that observed immediately south of the study area, on the eastern edge of General Carrera Lake (or Buenos Aires Lake, in Argentina) and approximately 100 years younger than the event recorded in the Puerto Banderas I moraine (Argentino Lake, 50°S). These results show that the behavior patterns of the Central Patagonia glaciers differ from that observed both in the Lake District (41°S, Chile)

and in the Magallanes District (54°S, Chile), where there are no traces of glacial readvancement recorded during the Early Holocene. After a major retreat to the west, a more recent glacial advance occurred in the Quetro river valley (a tributary river of the Blanco river), at an age prior to 2.250±40 BP (2.340 to 2.150 cal. yr BP), comparable to the cold stage of the Middle Neoglacial, interpreted to have occurred in different parts of Patagonia. Confronting these results with previously published pollen records, we postulate that the cause of both glacier fluctuations are regional variations in the atmospheric temperature and precipitations.

Keywords: Glacial Geomorphology, Central Patagonia, Holocene, Neoglacial, Glacial chronology.

1. Introducción

El sur de Chile tiene condiciones excepcionales para estudios paleoclimáticos debido a su emplazamiento en la vertiente barlovento de los Andes, bajo la influencia de los vientos húmedos del Oeste. La localización latitudinal e intensidad de estos vientos ha sufrido fluctuaciones constantes durante el Pleistoceno y Holoceno, ocasionando gran variabilidad en el régimen pluviotérmico zonal y regional (Lamy *et al.*, 2001; Hulton *et al.*, 2002). La sensibilidad de los glaciares a las variaciones de precipitación y temperatura hace de los mismos, importantes indicadores climáticos del pasado (Laugenie, 1982).

Durante la Última Glaciación y hasta una edad aproximada de 14.600 años ¹⁴C Antes del Presente (AP), la Cordillera Andina estaba invadida por glaciares de circo, de valle y de piedemonte al norte de los 42°S, mientras que entre esta latitud y el extremo sur, extensos campos de hielo cubrían la mayor parte del relieve andino (Heusser, 2003; Laugenie, 1982) (Fig. 1). La deglaciación de la Cordillera Andina Austral se habría iniciado aproximadamente a los 13.500 años ¹⁴C AP (Mercer, 1982; Marden y Clapperton, 1995; Clapperton, 1995; Markgraff *et al.*, 1992). El retorno de eventos fríos y de reavances del hielo durante el Tardiglacial (14.600-10.000 ¹⁴C AP; Moreno *et al.*, 2001) y Holoceno (<10.000 años ¹⁴C AP) ha sido registrado y discutido en varias localidades del sur de Sudamérica y especialmente en la Patagonia (Marden y Clapperton, 1995; Wenzens y Wenzens, 1998; Strelin y Malagnino, 2000; Kaplan *et al.*, 2009; Ackert *et al.*, 2008), dado que los resultados obtenidos a través de variados 'proxies' climáticos sugieren historias regionales distintas para la zona situada entre 38° y 50°S. Un episodio

frío tardiglacial ha sido reconocido en los sitios de Huelmo y Mascardi (Fig. 2), situados a 41°S de latitud a ambos lados de la Cordillera Andina, y separados por 120 km de distancia. Es el evento denominado 'Huelmo/Mascardi Cold Reversal (HMCRR)', desarrollado aproximadamente entre los 11.400 y los 10.200 años ¹⁴C AP (Moreno *et al.*, 2001; Hajdas *et al.*, 2003). Con una fecha de inicio más tardía y un retroceso más temprano es el avance glaciario admitido en el frente del lago Argentino, en la vertiente oriental del Campo de Hielo Sur (Fig. 1); representado por la morrena interna de Puerto Banderas (50°S) la que ha sido datada de una edad superior a 10.390 e inferior a 11.170 años ¹⁴C AP (Strelin y Denton, 2005).

Un período climático frío y seco acompañado de fluctuaciones glaciales de limitada extensión (Kilian *et al.*, 2007), sincrónico con el Antarctic Cold Reversal¹, es también reportado en el Estrecho de Magallanes (McCulloch *et al.*, 2005). Por el contrario, otros estudios señalan que entre los 45° y 50°S, los glaciares retrocedieron hace aproximadamente 14.000 años ¹⁴C AP y no volvieron a reavanzar hasta el Neoglacial² (Mercer, 1976; Heusser y Streeter, 1980; Bennett *et al.*, 2000).

Durante el Holoceno³, avances neoglaciares han sido reconocidos en Patagonia (Mercer, 1976; Aniya, 1995; Glasser *et al.*, 2005; Ackert *et al.*, 2008 y otros) y cronológicamente referenciados a los 4.500-4.200, 3.600-3.200, 2.700-2.000 años ¹⁴C AP y 1.000-1.300, 1.600-1.850 años DC (Después de Cristo). Investigaciones recientes (Moreno *et al.*, 2009) apoyadas en registros palinológicos de alta resolución, en registros de carbón y en datos estratigráficos y geocronológicos, postulan períodos de enfriamiento durante los intervalos 4.400-4.100, 2.900-1.900, 1.300-1.100 y 570-70 años cal.AP, para el Campo de Hielo Sur (Fig. 1).

¹ El Antarctic Cold Reversal es un período de retorno del frío reconocido en la Antártica durante la última deglaciación (Tardiglacial), el cual se desarrolla entre los 14.540 y 12.760 años cal AP (Putnam *et al.*, 2010).

² Neoglacial (Mercer, 1976). Período holocénico caracterizado por varios eventos fríos, acompañados de pulsaciones glaciales, que ocurren entre los 5.000 años ¹⁴C AP y mediados del siglo XIX.

³ Holoceno: época geológica que se inicia hace aproximadamente 12.000 años cal AP (10.000 ¹⁴C años AP), hasta el actual (Roberts, 1998).

A causa de la escasa densidad y distribución geográfica de los sitios estudiados hasta el presente, aún no se clarifica el comportamiento de los frentes glaciares en el período de transición Glaciar-Interglaciar y durante el Holoceno en la Patagonia Central, entre los 42 y 46°S. Los resultados de la presente investigación proponen, a partir de evidencias geomorfológicas y dataciones ^{14}C de materia orgánica contenida en sedimentos lacustres, la ocurrencia de al menos dos avances glaciares holocénicos en el margen oriental de la Cordillera Andina de Aisén (Patagonia Central): el primero habría ocurrido durante el Holoceno Temprano (10.000 a 8.000 ^{14}C AP) y el segundo, durante el Neoglacial².

2. Localización y antecedentes del área de estudio

La cuenca del río Blanco (360 km²), tributaria de la cuenca del río Aisén, se emplaza entre los 45°25'-46°15'S y los 72°15'-72°55'W, en la Región de Aisén, Chile (Fig. 1). Desde el punto de vista geológico, se ubica en el margen sureste de la zona de falla Liquiñe-Ofqui a la cual se asocian una serie de lineamientos de direcciones NNE, NE y NNW (Cembrano *et al.*, 2000) y NNW-SSE y NE-SW (De la Cruz *et al.*, 2003), que inciden en la organización del relieve y en la orientación de los ejes de erosión glacial y fluvial (Mardones *et al.*, 2007).

FIG. 1. Localización del área de estudio (a) en el Sur de Chile y (b) en la cuenca del río Aisén. Observar la extensión de los Campos de Hielo al sur de los 42°S de latitud, durante el Máximo Avance Glacial Pleistocénico, según Laugénie (1982) y en el Presente. 1. Campo de Hielo Norte; 2. Campo de Hielo Sur.

FIG. 2. Ubicación de localidades citadas en el texto. El círculo señala la ubicación del lugar de estudio.

En un perfil transversal, Niemeyer *et al.* (1984) distinguen tres grandes unidades de relieve: al oeste la Cordillera Principal, con altitudes superiores a 2.000 m s.n.m., conformada por granitoides de edad cretácica inferior a miocena, rocas metamórficas paleozoicas y esporádicos centros volcánicos del Pleistoceno-Holoceno. Al este y a sotavento, se dispone la Precordillera con elevaciones menores a 2.000 m, compuesta por rocas sedimentarias, volcánicas y volcano-clásticas mesozoicas (De la Cruz *et al.*, 2003), limitada hacia el oriente por la Zona Extraandina,

con altitudes entre 400 y 700 m s.n.m. En esta sección oriental, las unidades litológicas reconocidas (De la Cruz *et al.*, 2003) corresponden mayoritariamente a rocas del Grupo Divisadero (Cretácico Inferior alto) representado principalmente por una sucesión de piroclastitas, riolitas y dacitas; salvo en la sección meridional, donde afloran rocas del Grupo Lago La Plata (Jurásico Medio-Cretácico Inferior) correspondientes a un conjunto de asociaciones volcánicas subaéreas que incluyen principalmente ignimbritas riolíticas y dacíticas, y lavas andesítico-basálticas (Fig. 3).

FIG. 3. Geología de la cuenca del río Blanco. Tomado de Niemeyer *et al.* (1984); De la Cruz *et al.* (2003).

Latitudinalmente el área se sitúa en la zona de contacto entre la Región Templada Húmeda Oceánica y la Región Fría-Húmeda Oceánica, la primera con influencias ciclónicas máximas en invierno (asociadas al Frente Polar) y la segunda con predominio ciclónico durante el año y un mínimo en verano (Romero, 1985). Esta localización en el ámbito climático, le confiere al sector estudiado una gran vulnerabilidad frente a los cambios climáticos globales (Moreno, 2004). Por otra parte, de acuerdo al relieve, se diferencian tres tipos climáticos distribuidos en franjas de orientación meridiana: Clima Marítimo Templado Frío al oeste, con temperaturas medias de invierno $\leq 0^{\circ}\text{C}$ y pluviometría anual superior a 3.000 mm; Clima Frío de Montaña en el centro sur del área, con temperaturas medias

de verano $< 0^{\circ}\text{C}$, precipitaciones anuales superiores 4.000 mm y Clima Trasandino o de margen oriental, progresivamente seco (1.000 a 400 mm anuales) y con elevadas oscilaciones térmicas anuales en la Zona Extraandina (Romero, 1985).

La superficie actualmente englaciada es pequeña (17,93 km²). Se observan glaciares de circo, activos y residuales en la sección meridional de la cuenca, entre los 1.100-1.600 m s.n.m., sobre los faldeos sur y oeste. La altitud de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) asciende de 1.050 m s.n.m. al oeste a 1.400 m s.n.m. al este. La distribución de geoformas glaciares pleistocénicas señalan para ese período una LEG localizada aproximadamente a 100 m s.n.m. actual, en el sector occidental y a 400 o 500 m de altura

en el sector oriental (Clapperton, 1993; Hubbard *et al.*, 2005). La profundidad y orientación de los valles y el pulido glacial que afecta las paredes de estos permiten señalar que aquí se formó durante el Último Máximo Glacial (UMG) un vasto Campo de Hielo, con centro en los cerros Hudson y Cordillera de Castillo (>2.000 m s.n.m.) (Fig. 4). Arqueros (2004) demuestra que en este período,

lenguas de hielo fluían desde la Cordillera Principal hacia el oriente y los ríos desaguaban hacia el Océano Atlántico (Fig. 4). En el presente, morrenas frontales localizadas aproximadamente a 300 m s.n.m. entranan el escurrimiento de la cuenca del río Blanco hacia el este, debiendo reorientarse los drenes hacia el NW, al Océano Pacífico, por el valle del río homónimo (Fig. 5).

FIG. 4. Dirección de los flujos de hielo pleistocénicos en la cuenca del río Blanco. Los círculos muestran las cumbres montañosas que recibían mayor alimentación nival. Las flechas indican la dirección del movimiento del hielo fuera de la cuenca (difiuencias y transfluencias) durante el Último Máximo Glacial (~20.000 años AP). Hay tres importantes lenguas glaciares que fluían hacia el E (valles del río Quetro-lago Atravesado, y de los lagos Elizalde y La Paloma), cuyas aguas de fusión drenaban hacia el Océano Atlántico.

Considerando la profundidad de los espolones truncados y el emplazamiento de depósitos morrénicos y lacustres en el fondo de las artesis glaciales, a una altitud muy inferior al límite alcanzado por el hielo durante el UMG, se hipotetiza que los relieves de acumulación glacial y proglacial presentes en la cuenca del río Blanco habrían sido modelados durante periodos de reavances glaciares, registrados durante el Holoceno.

La finalidad de esta investigación es comprender la evolución geomorfológica y contribuir al conocimiento de las fluctuaciones glaciales holocénicas en la cuenca del río Blanco, Patagonia Central (Región de Aisén, Chile).

3. Métodos

El relieve de erosión y acumulación glacial y proglacial de la cuenca del río Blanco fue preliminarmente cartografiado, descrito, clasificado e interpretado utilizando fotos aéreas del Proyecto de vuelo a escala 1:70.000 GEOTEC, del Servicio Aerofotométrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF, 1997). Las interpretaciones fueron validadas a través de un reconocimiento geomorfológico en terreno, durante los meses de enero del 2006 y 2008. Puntos de control para determinar la localización y distribución de los depósitos fueron obtenidos con GPS GARMIN, con resolución variando de 1 a 6 m.

Espolones truncados, hombreras glaciales y morrenas frontales son utilizadas para hacer reconstrucciones glaciológicas y geocronológicas relativas (Laugenie, 1982; Kaplan *et al.*, 2009). El límite superior de los espolones truncados determinado por fotointerpretación permitió estimar el espesor de los glaciares, lo que se complementó en terreno con la observación de superficies pulidas, estrías, rayaduras y surcos glaciales. Las morrenas terminales fueron consideradas como indicadoras de avances máximos o de estacionamiento durante el retroceso del glacial (morrenas recesivas) (Laugenie, 1982; Kaplan *et al.*, 2009). Por razones de acceso, se estudiaron el frente del lago Elizalde y más detalladamente el valle del río Quetro o localmente llamado Valle Laguna (VL).

Con el objeto de establecer la procedencia de los glaciares que alimentaron los distintos valles, se analizaron los componentes minerales y fragmentos líticos de cuatro tipos de depósitos (Tabla 1, Fig. 5); ellos son: morrena frontal del lago Elizalde (muestras LE-11 a LE-13); delta lacustre situado en la cabecera

del valle del río Quetro (VL-1 a VL-5); sedimentos lacustres subyacentes a depósitos morrénicos en el valle del río Quetro (VL-7) y sedimentos del cono de deyección del estero El Diablo (ED-1 y ED-2). La naturaleza de los fragmentos líticos y minerales depositados por el glaciar en la morrena frontal puede entregar información sobre el sustrato desde donde el glaciar erosionó y transportó. Del mismo modo, los depósitos lacustres, deltaicos y aluviales, contienen algunos estratos que han sido construidos por aguas de fusión glacial los que registran información valiosa sobre la procedencia de esos glaciares. El estudio granulométrico y mineralógico de los sedimentos se efectuó en los laboratorios de Sedimentología y Mineralogía y Petrografía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

Las muestras fueron colectadas en cortes de camino y cortes de erosión fluvial. *In situ* se hizo un reconocimiento litológico visual de los granos de tamaño superior a 10 cm. Los de menor tamaño fueron tratados con los métodos de tamizaje en seco, utilizando tamices cada 1 phi (A.S.T.M) para la fracción grava-arena; en húmedo para la separación de la fracción fango y el método de la pipeta para la determinación de las fracciones limo y arcilla. Para la caracterización petrográfica de las arenas, se confeccionó un molde con resina Epoxica, a partir de la cual se prepararon cortes de aproximadamente 30 µm de espesor que se estudiaron con microscopio de polarización de luz transmitida. Los minerales y tipos litológicos de la fracción grava fueron identificados macroscópicamente utilizando una lupa binocular.

La reconstitución de la evolución morfoclimática se ha establecido sobre la base de evidencias geomorfológicas locales, análisis de sus respectivos depósitos y la obtención de tres dataciones radiocarbónicas.

4. Resultados

4.1. Evidencias geomorfológicas y estratigráficas

Sobre los 1.000 m s.n.m., se reconocen en toda la cuenca del río Blanco circos glaciares simples y compuestos conectados por una red de artesis glaciales de trazado geométrico adaptada a lineamientos tectónicos, con direcciones dominantes NE-SE, NW-SW y N-S (Mardones *et al.*, 2007), unidas a través de confluencias, difluencias⁴ y transfluencias⁵ glaciales (Fig. 4).

⁴ Difluencia glacial es la división de un glaciar en brazos o lenguas que descienden valle abajo, alrededor de un interfluvio rocoso.

⁵ Se denomina transfluencia glacial al paso de una lengua glacial de un valle a otro por un portezuelo del interfluvio.

Durante el UMG las lenguas de hielo descendían desde los cerros Hudson y Castillo hacia el ENE por los valles de los ríos Cajón Bravo y Blanco (Fig. 4) y luego de un recorrido de 22 km difluían por el valle de los lagos Caro-Elizalde hacia el oriente y en el margen sur descendían desde la Cordillera de Castillo por el valle del río y lago La Paloma, en la misma dirección. Los glaciares cubrían gran parte de la cuenca, formando un Campo de Hielo del cual emergían solo las cumbres escarpadas que superaban los 1.000 a 1.200 m s.n.m. (Fig. 5). Los glaciares desbordaban los límites actuales de la cuenca del río Blanco formando hacia el este lóbulos de piedemonte (Fig. 6).

Hombreras y morrenas laterales se sitúan en la Precordillera a tres niveles de altitud: entre 1.000 y 1.300 m, 600 y 700 m y entre 300 y 500 m. Se

interpreta que estos niveles marcan tres posiciones alcanzadas por el hielo, debido a la regularidad con que descienden hacia el frente del sistema glacial y a su conexión topográfica con las morrenas laterales y sucesivos arcos morrénicos frontales (Fig. 6).

En el borde N y E de la cuenca, en el fondo de los valles glaciares principales, se presentan cubetas de sobreexcavamiento glacial ocupadas por los lagos Riesco, Atravesado, Elizalde y La Paloma, represados por morrenas frontales con altitudes máximas de 71, 307, 312 y 347 m s.n.m., respectivamente (Fig. 5). Estos relieves muestran signos evidentes de una acción morfogenética reciente: modelados bien conservados y sedimentos de morrena frescos.

Una datación efectuada en sedimentos orgánicos incorporados a una morrena localizada fuera del área de estudio, 16 km al NE del lago Elizalde (coordena-

FIG. 5. Área de la cuenca del río Blanco englacada durante el UMG; la cuenca era un Campo de Hielo del cual emergían las cumbres más elevadas (en gris). El mapa muestra solamente el lugar estudiado; aunque existen evidencias geomorfológicas de que el área no cartografiada (en blanco) que rodea la cuenca también estuvo cubierta por el hielo. Las morrenas frontales posglaciales (en punteado) indican la presencia de glaciares de valle en este período. Las flechas señalan la localización de muestras sedimentológicas analizadas y/o datadas en este trabajo. CA es la muestra referencial del UMG, obtenida en la cuenca del río Simpson, en una morrena frontal situada al norte de la ciudad de Coihaique.

TABLA 1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE MUESTRAS TOMADAS PARA ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y MINERALÓGICO. CUENCA DEL RÍO BLANCO, REGIÓN DE AISÉN.

Nombre de la muestra	Localización (coordenadas UTM) altitud en m	Lugar	Relieve	Características
ED1	708.078-4939.430 328 m	Estero El Diablo Interfluvio Valle Quetro	Cono deyección	Gravas muy gruesas (longitud media eje mayor: 84 cm)
ED2	708.078-4.939.430 328 m	Estero El Diablo Interfluvio Valle Quetro	Cono deyección	Sedimentos limo arenosos
VL1	701.333-4.940.589 221 m	Cabecera Valle Quetro	Delta lacustre	Arenas, estratificación cruzada
VL2	701.333-4.940.589 221 m	Cabecera Valle Quetro	Delta lacustre	Gravilla
VL3	701.333-4.940.589 221 m	Cabecera Valle Quetro	Delta lacustre	Arena fina, estratificación cruzada
VL4	701.333-4.940.589 221 m	Cabecera Valle Quetro	Delta lacustre	Arena fina, estructura masiva
VL5	701.333-4.940.589 221 m	Cabecera Valle Quetro	Delta lacustre	Limos grises, varves
VL7	694.954-4.952.674 119 m	Valle Quetro, próximo a lago Portales	Depósitos lacustres subyacentes a depósitos morrénicos	Limos grises, varves
LE11	721.367-4.928.586 312 m	Frente de lago Elizalde	Morrena frontal	Limos grises, varves
LE12	721.367-4.928.586 312 m	Frente de lago Elizalde	Morrena frontal	Matriz de morrena
LE13	721.367-4.928.586 312 m	Frente de lago Elizalde	Morrena frontal	Limos pardos

das UTM: 4952674S-694954W), arrojó una edad de 20.160 ± 100 años ^{14}C AP; de modo que los relieves glaciares observados en la cuenca del río Blanco debieran ser posteriores a esa fecha. Los hallazgos geomorfológicos revelan a lo menos dos avances glaciales. El depósito más externo corresponde a la morrena frontal del lago Elizalde y el más joven se ubica hacia el oeste, en la sección media del valle del río Quetro (Fig.5). Entre ambos eventos, en el valle del río Quetro, se registran procesos de formación de lagos y de reorganización del drenaje.

4.1.1. La morrena frontal del lago Elizalde

La morrena del lago Elizalde (LE) tiene una altitud de 312 m; presenta un frente de sobreexcavamiento de 81 m hacia la llanura lacustre que la separa del lago homónimo y una cara externa conectada con

el corredor fluvio-glacial del río Simpson (Fig. 6). En su lado occidental, está formada por un diamicto compactado de bloques subangulosos y subredondados de granito, brecha volcánica y diorita, con diámetros entre 29 cm y 46 cm, el cual contiene fragmentos aislados de sedimentos glaciolacustres tipo varves (LE-11) (Fig. 7) y paquetes de limos de color pardo amarillento (LE-13) que han sido arrancados de depósitos proglaciales e incorporados a la morrena. Estos componentes están incluidos en una matriz limoarenosa (LE-12) mezclada con sedimentos glaci-fluviales. La incorporación de fragmentos aislados de varves al till y la estructura plegada de estos sedimentos revelan empuje y compresión del hielo, por lo que la morrena Elizalde ha sido clasificada como morrena de empuje (Laugenie, 1982; Van der Meer, 2004).

En el paquete de varves predominan fragmentos líticos de rocas volcánicas e intrusivas (40 y 25%, respectivamente), con cantidades menores de granos de plagioclasa y otros minerales silicatados (10%). La textura y estructura laminada y plegada de los sedimentos sugiere que estos fueron depositados originalmente en un lago glaciar formado en el frente del glaciar Elizalde, luego erosionados e incorporados a la morrena frontal LE, durante un estadio de avance del hielo. El lago donde se originaron estos sedimentos se habría formado debido al represamiento del drenaje por el complejo morrénico situado al oriente del estero El Arco, complejo que demarca

actualmente la divisoria de aguas de la hoya del río Blanco (Fig. 6). La posición más avanzada hacia el este, de estas últimas morrenas en relación a la dirección de desplazamiento del glaciar, permite señalar que son más antiguas que la morrena LE.

La muestra LE-12 corresponde a la matriz de la morrena del lago Elizalde; en ella predominan gravas (>52%) y arenas (>35%). En la fracción grava, más del 65 % son líticos volcánicos de andesitas, riolitas, dacitas y algunos fragmentos de pómez (tefra); los fragmentos de rocas intrusivas representan solo un 12%. En la fracción arena, un 30% de los fragmentos son líticos volcánicos y un 40% presentan argilización.

FIG. 6. Geomorfología del sector frontal del lago Elizalde. Observar la secuencia de cordones morrénicos dejados por el glaciar durante su retroceso antes de construir la morrena del lago Elizalde (LE). El límite entre las cuencas de los ríos Blanco y Simpson y los cordones morrénicos frontales reproducen la forma lobulada, típica de un glaciar de piedemonte, que tenía este glaciar en dicho periodo.

FIG. 7. Paquete de varves incorporadas en la morrena Elizalde. De aquí fue extraída la muestra LE-11.

La muestra LE-13 corresponde a limo recolectado de un paquete de sedimentos que forman parte de la morrena LE; contiene alrededor de 70% de minerales alterados, con cantidades menores de plagioclasa (13%) y líticos volcánicos (10%). Por el alto contenido de minerales alterados (limonitizados) y de limos volcánicos, este sedimento podría corresponder a trozos de suelo volcánico depositado en las laderas del valle y erosionado posteriormente por el glaciar.

En cuanto a la procedencia de los fragmentos de rocas intrusivas (principalmente dioritas y granodioritas) observadas en los sedimentos glaciogénicos, no se encontraron elementos que permitan discriminar si éstos provenían del Batolito Patagónico situado al oeste de la cuenca del río Blanco (origen lejano) o del Complejo Plutónico Elizalde (origen local), que aflora en la ribera sur del lago homónimo, aproximadamente a 5 km del punto de muestreo acorde a los mapas geológicos de Niemeyer *et al.* (1984) y De la Cruz *et al.* (2003) (Fig. 3). Se interpreta que los fragmentos líticos volcánicos provienen de la erosión de las rocas de la Formación Ibáñez, afloramiento situado muy próximo a la morrena del lago Elizalde (De la Cruz *et al.*, 2003), mientras que los fragmentos de pómez de la muestra LE-12, considerando su buen estado de conservación, pudieron ser aportados por una

erupción volcánica contemporánea a la depositación de la morrena. Si la pómez cayó sobre el glaciar pudo congelarse y comportarse como un clasto duro; si esta hubiera sido erosionada de un depósito anterior, se habría desagregado con la presión del hielo. Dada la proximidad del volcán Hudson, este pudo ser el área fuente de dicho depósito.

Cubriendo la morrena Elizalde, se exponen tefras aportadas por la erupción del volcán Hudson y datadas de una edad $>3.670 \pm 70$ ^{14}C años AP (Naranjo y Stern, 1998).

4.1.2. La morrena del valle del río Quetro

Se sitúa a 6 km al este del lago Portales y a 119 m s.n.m., sobre el fondo rocoso, en la ribera norte del valle del río Quetro (Fig. 8, punto 2). Los depósitos de till sobreyacen a depósitos lacustres tipo varves glaciares, los que en parte también están incorporados a la morrena como megafragmentos plegados por el empuje del hielo. Los depósitos lacustres que subyacen a la morrena (till) están conformados por sedimentos limo arenosos y pumicitas, estratificados horizontalmente, separados por lentes ferruginosos (Fig. 9). En la capa limosa, los depósitos mejor representados son: arenas volcánicas (25%) y arenas con fragmentos de rocas plutónicas (10%). Los granos monominerales de

cuarzo y plagioclasa representan un 35% y 20% en el volumen de la muestra, respectivamente. Por sus características petrográficas, las arenas de líticos plutónicos y granos monominerales debieran provenir de la erosión del Batolito Norpatagónico que forma la roca caja del valle, mientras que las pumicitas y arenas volcánicas podrían haber sido originadas por las erupciones del volcán Hudson.

Desde un sector de contacto aparentemente no erosivo, entre el depósito de till y el depósito lacustre (varves) se obtuvo la muestra VL7 para datación ^{14}C . En este punto, el sedimento morrénico yace sobre los estratos horizontales de las varves glaciares, es la cara externa de la morrena. Los depósitos lacustres implican que un lago se formó en el valle del río Quetro, debido al bloqueo del drenaje al oeste del

FIG. 8. Geomorfología del sector lago Atravesado-valle del río Quetro. Los depósitos lacustres observados en la terraza marcada con el punto 1 se ubican 100 m más alto que los de la terraza situada en el punto 2. Estos últimos subyacen a la morrena Quetro.

punto VL7, por un glaciar lateral que descendía de uno de los grandes circos existentes en el Cordón de Los Barrancos (Fig. 8, punto C1). Mientras que los depósitos de till se ubican a la salida de un valle lateral relacionado con un circo más pequeño (Fig. 8, punto C2), situado al oriente del anterior. A nuestro juicio, un lago glaciar se habría formado simultáneamente al avance del glaciar de C2 y sus sedimentos habrían sido en parte arrancados del fondo de la cubeta lacustre e incorporados a la morrena terminal de C2.

4.1.3. Terraza lacustre del valle del río Quetro

14 km al oriente y 100 m más alto que la morrena del valle del río Quetro, en la ribera sur del valle, se observa una terraza lacustre, conformada por sedimentos deltaicos de base y espesor total desconocidos (Fig. 8, punto 1). El techo de la terraza es plano, sin huellas de erosión, aunque sus bordes muestran

huellas de desprendimientos. La figura 10 resume la sucesión estratigráfica observada en un corte de poco más de 3 m de espesor. De base a techo se registra: un depósito de arenas gruesas de espesor desconocido, superior a 20 cm, al que sobreyace un estrato horizontal de arena fina, limosa, con estructura laminada, tipo varves glaciares de 23 cm (VL5). Sobre este se disponen secuencialmente 30 cm de espesor de arenas finas, de estructura maciza (VL4); 23 cm de arena fina con estratificación cruzada; lechos de gravilla y arena de 20 cm de espesor, que degradan a estratos de arenas bien clasificadas, con laminación cruzada de 13 cm de espesor. Hacia el techo de la columna se observan estratos arenosos levemente inclinados de 1,10 m de potencia, sobre los que se depositó en contacto erosivo una capa de 40 cm de conglomerados fluviales y 50 cm de suelo limoso. Los estratos basales VL-5 y VL-4 están conformados principalmente por líticos volcánicos

FIG. 9. Sedimentos lacustres del valle del río Quetro. **a.** Sedimentos lacustres proglaciales; muestra VL 7 obtenida desde el techo de estos depósitos. **b.** Morrena sobreyacente a depósitos lacustres VL 7; **M:** detritos glaciales (till); **L:** sedimentos lacustres plegados por el empuje glacial. **c.** Detalle de estratos lacustres del sector a (**Li:** limos; **Pu:** estratos de pumicitas; **Fe:** lentes ferruginosos).

arenosos y secundariamente por monominerales de cuarzo. En las capas suprayacentes (VL-1 a VL-3), dominan los depósitos monominerales de cuarzo y secundariamente, los fragmentos líticos de origen sedimentario y de rocas plutónicas en la fracción arena, mientras que en la fracción grava los componentes principales son clastos de rocas graníticas y volcánicas. El origen de los clastos volcánicos sería la Formación Divisadero que aflora en la cabecera del actual valle del río Quetro, acorde a De la Cruz *et al.* (2003).

Este conjunto de sedimentos podría ser interpretado como parte de un depósito lacustre prodeltaico, formado por el bloqueo del drenaje del valle del río Quetro hacia el oeste. Los estratos de arenas finas y limos formarían los ‘foreset beds’, en cambio los arenosos y conglomerádicos, los ‘topset beds’ de dicho delta.

4.1.4. El abanico aluvial o cono de deyección del estero El Diablo

Se ubica aproximadamente 2 km al NW del lago Atravesado (Fig. 8). El estero se origina en dos paleocircos glaciales, emplazados en el cerro Cuatro Puntas (Fig. 8, punto 3). Un escarpe de erosión fluvial de 2,5 m en el borde del cauce muestra una

capa basal de más de 70 cm de espesor conformada por gravas gruesas clasto-soportadas (Fig. 11), mal seleccionadas, conformadas principalmente por bloques angulosos de rocas volcánicas (principalmente dacitas) y algunos granitoides. Estos depósitos subyacen a una capa limo-arenosa de 45 cm de espesor (ED-2), que podría indicar un ambiente de baja energía asociado a un entrapamiento del drenaje. Sobre ésta se observa una secuencia de: 20 cm de arenas con estratificación cruzada, 10 cm de gravas finas, semiangulosas, 25 cm de arenas, 20 cm de gravas gruesas clasto soportadas, mal seleccionadas, depositadas en un ambiente de alta energía, con clastos subredondeados (ED1), 13 cm de arena y gravilla, 10 cm de gravilla y 45 cm de suelo. Tanto en la fracción arena como en grava, predominan líticos volcánicos procedentes de la erosión de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Divisadero, que conforman la parte media e inferior de la cuenca del estero El Diablo (De la Cruz *et al.*, 2003), mientras que el 15% de gravas de granitoides que aparecen en la muestra ED-1 tendrían su origen en la erosión de granitos y tonalitas del Batolito Norpatagónico, que afloran en la cabecera de dicha cuenca (Niemeyer *et al.*, 1984) (Fig. 3).

FIG. 10. Columna estratigráfica de la terraza lacustre del valle del río Quetro. Estos estratos formarían parte de un sistema deltaico lacustre.

FIG. 11. Columna estratigráfica del cono de deyección del estero El Diablo. Se indica posición de las muestras ED-1 y ED-2.

En la base del corte no se observa el sustrato sobre el cual sobreyacen estos depósitos, pero considerando su localización en el fondo de la artesa glacial, interpretamos que este abanico aluvial del estero El Diablo se empezó a construir cuando el valle quedó despejado de hielo, es decir, en el periodo Postglacial. Su formación bloqueó el drenaje del lago Atravesado que inicialmente se hizo por el valle del río Quetro, por lo cual el desagüe del citado sistema lacustre se orientó hacia el sur, en dirección al lago Elizalde.

5. Dataciones radiométricas

Tres muestras de sedimentos lacustres asociados a morrenas terminales (CA, LE11 y VL7), conteniendo materia orgánica no percibida a simple vista, fueron utilizadas para datación radiométrica (Tabla 2). Las muestras fueron obtenidas desde cortes de caminos; se hizo una cavidad de 30 cm de profundidad y desde el techo se extrajo una fracción entre 150 a 200 gramos de sedimento. Las dataciones radiocarbono fueron realizadas en carbón orgánico total, usando la técnica AMS (Accelerator Mass Spectrometry) en el Laboratorio Beta Analytic Inc. (Miami, U.S.A.), técnica de mayor sensibilidad para sedimentos pobres en contenido de carbono. En el mismo laboratorio, las muestras recibieron un pretratamiento de ácido (HCl) para asegurar la ausencia de fases de carbonatos

y todas ellas proporcionaron suficiente carbón para asegurar medidas exactas.

Las muestras CA y LE11 corresponden a fragmentos de varves incluidos dentro de las morrenas y VL7 a varves glaciares subyacentes al piso de una morrena. La muestra CA obtenida de una morrena depositada fuera de la cuenca del río Blanco provee una edad máxima de 20.160 ± 100 años AP; es decir, esta progresión glacial sería contemporánea del UMG y la morrena se habría construido cuando los glaciares desbordaron los límites de la cuenca del río Blanco (Fig. 5). Esta fecha permitió constatar el avance máximo de los glaciares en el UMG y validar las edades posglaciares de las morrenas situadas al interior de la cuenca del río Blanco (Figs. 6 y 8).

Lagos glaciares represados por una morrena frontal o por una cubeta de sobreexcavamiento pueden formarse durante el retroceso de glaciares de piedemonte, dejando en su fondo una secuencia de varves y en el techo depósitos fluvio-glaciares (Arqueros, 2004). Pero también durante un reavance del glaciar, el drenaje del frente glaciar puede ser bloqueado por las morrenas depositadas previamente, formándose un lago proglacial contemporáneo del avance del hielo y las varves depositadas en el fondo de este lago, pueden ser arrancadas de allí e incorporadas a la morrena frontal cuando el glaciar invade el fondo lacustre (Laugenie, 1982). Considerando la estructura laminada y plegada de las varves y la importante proporción de arenas graníticas (más del 25%) contenidas por la muestra LE11, se estima que estos sedimentos se depositaron en un lago formado delante de un glaciar activo, el cual durante su progresión erosionó los paquetes de varves (limos glaciares) húmedos y los plegó, debido a la compresión producida por el avance del hielo. Las arenas graníticas se han originado por la erosión del Batolito Patagónico situado en el margen oeste de la cuenca del río Blanco y luego transportadas y depositadas por el hielo en el sitio de muestreo. Los glaciares templados habitualmente no impiden el desarrollo de la vegetación en laderas cercanas, por lo que es fácil comprender que estos lagos glaciares en el pasado hayan recibido aporte de materia orgánica (polen, hojas, etc.) suficiente para su datación (Laugenie, 1982). La morrena tendría entonces una edad inferior a la edad obtenida en la muestra de varves, es decir, $<9.370 \pm 50$ años ^{14}C AP (10.700 AP años cal. 10.480 AP), aunque se admite que también las varves podrían ser contemporáneas al periodo de avance

TABLA 2. EDADES RADIOCARBÓNICAS OBTENIDAS DE MATERIA ORGÁNICA CONTENIDA EN SEDIMENTOS MORRÉNICOS (*)

Nombre Código de la muestra	Coordenadas UTM, altitud	Número de Laboratorio	Edad convencional años AP	Razón C13/C12	Calibración 2 Sigma
Morrena cruce Carretera Austral (**) CA	7.258.87-4.956.443 366 m	Beta-227441	2.0160±100	-25,6 ‰	No aplicable (***)
Morrena Elizalde LE11	721.367-4.928.586 312 m	Beta-221368	9.370±50	-24,4 ‰	10.700 AP a 10.480 AP
Morrena Quetro VL7	694.954-52.674 119 m	Beta-221369	2.260±40	-25,6 ‰	2.340 AP a 2.150 AP

(*) Las edades se reportan en años ^{14}C AP convencional (conventional ^{14}C years BP) y son corregidas por efectos de fraccionamiento isotópico y normalizadas a un valor relativo $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}-1}$ de 25‰. La edad calibrada se calculó utilizando INTCAL98 Radio Carbon Age Calibration (Stuiver and vander Plicht, 1998).

(**) Cuenca del río Simpson.

(***) El calendario de calibración es aplicable para sedimentos con edades entre 100 y 19.000 años AP.

glaciar, considerando el sentido de desplazamiento de la lengua de hielo de oeste a este.

La muestra VL7 fue extraída desde el techo de una secuencia de varves que subyace a una morrena situada en el valle del río Quetro. Las varves arrojan una edad de 2.260 ± 40 años ^{14}C AP (2.340 a 2.150 años cal. AP), lo cual indica que la morrena tendría una edad inferior a esta. El material volcánico contenido en los sedimentos lacustres podría provenir de uno de los dos episodios explosivos señalados para el volcán Hudson por Naranjo y Stern (1998) y datados de 3.700 ^{14}C años AP y de 2.330 ± 70 años ^{14}C AP. Esta última erupción es consistente con la edad obtenida en el techo del depósito lacustre, situado debajo de la morrena Quetro.

6. Discusión

El estudio geomorfológico y las dataciones radiométricas ^{14}C que hemos efectuado en la cuenca del río Blanco y al oriente de esta revelan que durante el UMG el hielo cubrió todos los valles y sus respectivas lenguas glaciares fluyeron y depositaron morrenas frontales fuera de los límites de la cuenca investigada (Fig. 5). Posteriormente al calentamiento climático que se inicia hace 13.500 años ^{14}C AP y que culmina con la separación de los Campos de Hielo N y S a los 10.000 años ^{14}C AP (Clapperton, 1995), nuestro estudio

aporta evidencias preliminares sobre dos reavances glaciares holocénicos: el primero registrado en el Holoceno Temprano (10.000 a 7.000 años ^{14}C AP) y el segundo durante el Neoglacial (período que se inicia 5.000 años ^{14}C AP y termina con la Pequeña Edad del Hielo, a fines del siglo XVII- principios del siglo XVIII).

El avance más antiguo registrado en la cuenca del río Blanco construyó la morrena frontal del lago Elizalde, que arroja una edad máxima de 9.370 ± 50 años ^{14}C AP (Tabla 2), lo que cronológicamente la ubica en el Holoceno Temprano. Durante este evento, glaciares de más de 300 m de espesor descendían desde los circos más altos ubicados en Cordillera de Castillo-Volcán Hudson, rellenaban el valle, cubrían el actual lago Elizalde y construían la morrena homónima. Esta morrena tiene una altitud de 312 m s.n.m., la altitud media del lago actual es de 226 m y en la sección cercana a la morrena el lago alcanza una profundidad máxima de 100 m (Campos, 1998)⁶. De lo anterior se deduce, que el avance glaciar formó por erosión una cubeta de sobreexcavamiento, cuyo fondo está a 212 m s.n.m. y su drenaje bloqueado hacia el este por la morrena terminal. Como la datación se ha realizado en un paquete de sedimentos lacustres varvados, incorporados en la morrena, se postula que esta sería una edad ^{14}C máxima próxima al avance glaciar.

⁶ Campos, H. 1998. Informe diagnóstico limnológico de los principales lagos de la comuna de Coihaique. Universidad Austral de Chile, Inédito: 138 p.

A comienzos del Holoceno el glaciar del valle del río Quetro cubría el sector del lago Atravesado y se conectaba hacia el sur con el glaciar del lago Elizalde. Las aguas de ablación fluían hacia el este. Cuando la lengua glaciar del valle del río Quetro se replegó hacia el oeste, se formó el lago Atravesado. No hay datos que permitan determinar si el glaciar desaparece por completo. Hacia el poniente de dicho lago, el valle afluente del estero El Diablo, que aportaba sus propias aguas de deglaciación, construyó un extenso abanico aluvial que desconectó el drenaje del lago Atravesado con el del río Quetro (Fig. 8). A una edad no precisada, entre el abanico aluvial del estero El Diablo y un frente glaciar situado hipotéticamente a unos 9 km al poniente de éste, se forma un lago cuyos sedimentos (VL-1 a VL-5) contienen en la base una capa centimétrica de varves que podrían indicar la cercanía de un frente glaciar al menos por un corto período, luego de lo cual el valle fue ocupado por un primitivo río Quetro (conglomerados fluviales, sección superior, Fig. 10).

Finalmente, un avance glaciar tardío se evidencia en el punto VL7, 25 km al NW del lago Atravesado (Fig. 8). Se asume que lenguas glaciares tributarias descendieron de los circos glaciares del Cordón de Los Barrancos (1.400 m s.n.m.) y obstruyeron el drenaje del río Quetro formando un lago posicionado 100 m más bajo que aquel situado en el punto VL1-VL5. Esta idea es consistente con la presencia de una morrena sobrepuesta en el borde N de la terraza lacustre (Fig. 8, punto 2), dispuesta paralelamente a la artesa que desciende del Cordón de Los Barrancos. La depositación de varves glaciares ha sido descrita en ambientes proglaciares (Sylvan, 1990). Los paquetes de sedimentos lacustres incorporados dentro de la morrena indican un avance del glaciar sobre un lago. La edad del techo de los sedimentos lacustres es de 2.250 ± 40 años ^{14}C AP; si el lago es de barrera glaciar y la morrena los cubre, el avance glaciar debiera ser de una edad menor a esta fecha. La datación obtenida es correlacionable con avances neoglaciares evidenciados en distintos puntos de Chile Austral, mediante métodos paleoecológicos y geomorfológicos (Mercer, 1965; Markgraff, 1991; Moreno *et al.*, 2009).

La posición estratigráfica de la edad radiocarbónica obtenida para la morrena del lago Elizalde de 9.370 ± 50 BP (10.700 a 10.480 años cal. AP) es más joven que el evento frío-húmedo Huelmo-Mascardi (11.400 a 10.200 años ^{14}C AP) reportado por Hajdas

et al. (2003) para ambos lados de la Cordillera Andina entre los 41° y $41^\circ 30'$ de latitud S y que el corto avance glaciar Puerto Banderas III, descrito por Strelin y Malagnino (2000) en el lago Argentino, fechado con una edad ^{14}C superior a 10.390 años AP. Sin embargo, nuestra datación es comparable con el avance ocurrido en el glaciar O'Higgins (margen oriental del Campo de Hielo Sur), donde Wenzens (1999) reporta una edad mínima de 9.360 ± 70 años ^{14}C AP para la morrena localizada en el frente del lago San Martín y con la edad de 9.180 ± 120 años ^{14}C AP propuesta por Marden y Clapperton (1995), para la morrena interna del glaciar Grey ($51^\circ 08'S$). Comparable a la edad calibrada reportada para la morrena del lago Elizalde (10.700 a 10.480 años cal. AP) es también la progresión glaciar fechada en la morrena de Puerto Banderas I en el frente del lago Argentino, con una edad de 10.800 ± 05 años cal. AP (Ackert *et al.*, 2008).

Avances glaciares más jóvenes (8.500-6.200 años cal. AP) se registran al S del lago Elizalde, en el frente del lago General Carrera o lago Buenos Aires. Douglass *et al.* (2005) estudian este avance glaciar del Holoceno Temprano, en bloques erráticos emplazados sobre la morrena de Fachinal ($46^\circ 57'S$). Utilizando isótopos cosmogénicos ^{10}Be y ^{36}Cl , se obtuvo para dicha morrena una edad de 8.500 ± 0.7 años cal. AP para la cara externa y de 6.200 ± 0.8 años cal. AP para la cara interna. Como se trata de bloques erráticos, asumimos que son edades mínimas dado que los bloques ubicados en la cara externa pudieron ser derrumbados desde el frente del glaciar, mientras que los de la cara interna fueron presumiblemente depositados al momento de la ablación de la lengua de hielo.

A pesar de las evidencias geomorfológicas de avances glaciares, los registros palinológicos no señalan cambios climáticos significativos que impliquen disminución de la temperatura en la Patagonia durante el Holoceno Temprano. En el lago Condorito ($41^\circ 45'S$) en la Región de Los Lagos (Fig. 2), Moreno (2004) señalaba condiciones más bien secas y cálidas entre 10.000 y 8.000 años ^{14}C AP; sin embargo, registros de polen y de coleópteros en Puerto Edén ($49^\circ 08'S$) en los canales patagónicos (Ashworth *et al.*, 1991), así como reconstrucciones del nivel del lago Cardiel (Markgraf *et al.*, 2003) situado a los $48^\circ 57'S$ en Argentina, muestran un incremento de la humedad para este período; factor favorable para una buena alimentación glaciar en

el sector andino. Markgraf *et al.* (2003) explican este contraste entre las condiciones climáticas de la Región de Los Lagos y el Sur de la Patagonia, por la migración de los 'Westerlies' desde 50° a 40°S de latitud entre 11.000 y 6.000 años ¹⁴C AP. El registro polínico documentado por Markgraf *et al.* (2007) en el Mallín Pollux ubicado al E del área de estudio (45°41'S), con el cual se puede contrastar la fecha de 9.370±50 ¹⁴C años AP (10.700 a 10.480 cal. años AP) de la morrena Elizalde, corresponde a la primera sección de la zona Pol-3, cronológicamente ubicada entre 11.000 y 10.000 cal. años AP. Este se caracteriza por la presencia de una estepa de gramíneas (Poaceae) pobre en especies, con 20% de *Nothofagus dombeyi* y altos porcentajes de *Acaena* y *Escallonia*, lo que estaría indicando condiciones climáticas más frías y secas que aquellas que le sucedieron y que favorecieron el desarrollo de una formación boscosa con especies como *N. pumilio* y *N. antartica*, por lo menos en esta parte de Patagonia. Markgraf *et al.* (2007) sugieren que en este período (zona Pol-3) los inviernos habrían sido templados y los veranos más fríos que el actual. Nuestra interpretación entonces es que aunque las precipitaciones de nieve invernal fueron menores, la ablación estival también fue menor, lo que favoreció la progresión glacial. En consecuencia, los registros indicarían cambios climáticos favorables a un reavance glacial en el Holoceno Temprano, luego de lo cual continúa el proceso de deglaciación (Moreno *et al.*, 2001; Ackert *et al.*, 2008).

Es probable que por las dificultades de acceso, en la cuenca del río Blanco no han sido descubiertas las huellas geomorfológicas y sedimentológicas del primer avance neoglacial reconocido en la segunda mitad del Holoceno, tanto en el margen NW como en el sector oriental del Campo de Hielo Sur, el cual habría culminado entre 4.700-4.200 años ¹⁴C AP de acuerdo a Mercer (1976) y Markgraf (1991) y a los 3.600 años ¹⁴C AP según la cronología de Aniya (1995). Investigaciones recientes en el valle del glaciar Ema en Tierra del Fuego no descartan incluso la posibilidad de un primer avance entre 6.000 y 5.000 ¹⁴C AP, el cual habría construido la morrena externa de dicho glaciar, seguido de una pulsación corta más joven datada de 3.135±75 años ¹⁴C AP (Strelin *et al.*, 2008).

En el glaciar Ophidro ubicado a 48°25' de latitud sur y 73°51' de longitud oeste, en la sección NW del

Campo de Hielo Sur, a 320 km al sur del área de estudio, a través de dataciones de turba, se obtienen edades mínimas de 4.060±110 y 3.740±110 años ¹⁴C AP (Porter, 2000). Edades similares son recabadas por el mismo autor en una morrena lateral del glaciar Témpano (4.120±115 años ¹⁴C AP), situado al sur del glaciar Ophidro y en sedimentos orgánicos asociados a la morrena externa del glaciar Narváez (4.320±110 años ¹⁴C AP), localizada al SE del Campo de Hielo Sur. Sin embargo, en el área de estudio aún no se ha logrado pesquisar depósitos morrénicos de estas primeras pulsaciones neoglaciales. En la cuenca del río Blanco la única huella geomorfológica de la presencia de glaciares durante este período, son las varves contenidas en los sedimentos lacustres del valle del río Quetro (Fig. 10). La formación de este lago no podría explicarse sin un bloqueo importante en la sección occidental de dicho valle, tal como ocurrió durante el avance neoglacial más joven datado en el sitio VL-7. El volumen del glaciar que formó el primer lago (sitio VL-1 a VL-5) debió ser de mayor envergadura que este último, dada la mayor elevación alcanzada por el nivel de aquel (100 m más alto); pero no existen otros elementos que permitan sustentar esta hipótesis.

La morrena del valle del río Quetro, cuya edad máxima aproximada es 2.260±40 años ¹⁴C AP (2.340 a 2.150 años cal. AP), indica un claro reavance glacial; este evento es consistente con el intervalo neoglacial propuesto por Moreno *et al.* (2009) para el lago Guanaco (Fig. 2). Una edad levemente superior se atribuye a la morrena frontal que bloquea el lago Leones (46°30'S) situado en el margen oriental del Campo de Hielo Norte, donde Harrison *et al.* (2008), utilizando isótopos cosmogénicos y dendrocronología, obtienen una edad media de 2.500 años cal. AP, es decir, más de 200 años que la morrena del valle del río Quetro (2.340 a 2.150 cal. AP).

El avance glacial acreditado por la morrena del valle del río Quetro se ubica en la zona Pol-5 del estudio palinológico realizado por Markgraf *et al.* (2007) en el sector del lago Pollux, cronológicamente acotada entre 4.500 y 1.500 años cal. AP. Se documenta para esta zona polínica una abrupta disminución de los pólenes de *Nothofagus* (<60%) y un aumento de Poaceae (40%), cambio que ocurre después de la depositación de una capa de ceniza volcánica de 27 cm de espesor, procedente de una erupción del volcán Hudson datada de 3.700 años ¹⁴C AP, en muchos registros a través de la Patagonia (Naranjo

y Stern, 1998). En contraposición a lo propuesto por Markgraf *et al.* (2007), quienes atribuyen este cambio en la vegetación a la erupción del volcán Hudson, el avance glaciar confirmado por la depositación de la morrena Quetro sobre los sedimentos lacustres conteniendo las tefras del volcán Hudson, en el sitio VL-7, permite deducir que el cambio vegetacional registrado en el lago Pollux es principalmente una respuesta a un cambio climático.

En este trabajo, no se cuenta con evidencias de cómo fueron las condiciones climáticas que detonaron estos avances glaciares. Solo se puede señalar que no se observaron cuñas de hielo, ni otros fenómenos de crioturbación que implicara la ocurrencia de climas fríos. Sin embargo, varios investigadores (Markgraf *et al.*, 2007; Harrison *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2009) proponen un incremento de la humedad acompañando la migración de los vientos del oeste hacia el norte, con consecuentes avances de los glaciares a escala milenial. Moreno *et al.* (2009) han sistematizado la cronología de los múltiples avances comunicados para el Campo de Hielo Sur desde 6.000 años cal. AP; luego, comparando la periodicidad de estos eventos con el Índice de Nothofagus/Poaceae del SSA (Singular Spectrum Análisis) obtenido desde el lago Guanaco, reseñan una correlación entre cuatro episodios de avance neoglacial con periodos de mayor humedad climática, cronológicamente ubicados a: 4.400-4.100, 2.900-1.900, 1.300-1.100 y 570-70 años cal. AP. Estos autores sugieren que esta conexión entre fases húmedas y avances glaciares, aumentan la probabilidad de que la mayor actividad de los vientos del Oeste pueda ser detonadora de avances neoglaciares en la Patagonia, particularmente en los últimos 5.000 años.

7. Conclusiones

El estudio de la geomorfología glaciar en la cuenca del río Blanco contribuye al conocimiento de las fluctuaciones glaciales holocénicas en la Patagonia central y a la discusión sobre el retorno de eventos fríos durante este período. Las conclusiones obtenidas son las siguientes:

- Durante el Holoceno (11.700 cal. AP hasta el Actual; Roberts, 1998), los glaciares de la cuenca del río Blanco (Región de Aisén, Chile) sufrieron reavances y retrocesos que quedaron registrados dentro de los límites de esta. Todos los depósitos glaciares, fluvioglaciares y glaciolacustres observa-

dos son de edad posglacial; pero el límite superior de los espolones truncados muestra que durante el UMG se formó aquí un Campo de Hielo, cuyas lenguas afluentes drenaban hacia la periferia de la cuenca, formando glaciares de piedemonte, en razón de lo cual los depósitos anteriores al Postglaciar se localizarían fuera del área de estudio.

- Las dataciones radiométricas asociadas a depósitos morrénicos en esta zona aportan antecedentes cronológicos preliminares de dos pulsaciones glaciares posteriores a la última glaciación pleistocénica: la primera datación, obtenida en la morrena frontal del lago Elizalde, arroja una edad inferior a 9.370 ± 50 años ^{14}C AP (10.700 AP a 10.480 cal. años AP), lo que cronológicamente ubica este avance en el Holoceno Temprano. Este resultado sugiere un patrón del comportamiento de los glaciares diferente a aquel observado a 41°S , en la Región de Los Lagos (Hajdas *et al.*, 2003) y de Magallanes (Glasser *et al.*, 2004; Bennett *et al.*, 2000) donde no se registran huellas de reavances glaciares durante el Holoceno Temprano. Este evento glaciar es 100 a 200 años más antiguo que aquel observado al sur del área de estudio en el frente del lago General Carrera (o lago Buenos Aires) y aproximadamente 100 años más joven que el registrado en la morrena de Puerto Banderas I (Ackert *et al.*, 2008).

La segunda progresión glacial se habría producido a una edad inferior a 2.250 ± 40 AP (2.340 AP a 2.150 cal. años AP), comparable con el segundo estadio frío de la cronología neoglacial propuesta por Moreno *et al.* (2009) para el Campo de Hielo Sur. No se tiene claridad de lo que ocurrió en el período intermedio. Los depósitos lacustres observados en el valle del río Quetro indican que el sistema glaciar retrocedió hacia el oeste y bloqueó sucesivamente el drenaje a partir de los 7 km, desde el frente del lago Atravesado. Pero no fue posible concluir, con los antecedentes recabados, si entre ambos eventos datados los glaciares desaparecieron completamente.

- Apoyándonos en los registros palinológicos de Markgraf *et al.*, (2007) y de Moreno *et al.* (2009), sugerimos que las causas de ambas variaciones glaciares son forzantes climáticas regionales. Es probable que en el Holoceno Temprano a la ocurrencia de veranos más fríos que favorecían el balance glaciar (debido a la menor ablación de la nieve), se agregó el hecho que el Campo de Hielo formado durante el Pleistoceno aún no fundía totalmente, lo que explicaría la importancia geomorfológica de este reavance

glaciar. En relación a la segunda progresión ocurrida en el Neoglacial, se propone que un aumento de la humedad climática asociado a la mayor actividad de los vientos del oeste sería el detonador de este y de otros avances ocurridos en este período.

- El gran contenido de material piroclástico dentro y sobre las morrenas y en los sedimentos lacustres (>70%) muestra la influencia constante de la actividad eruptiva del volcán Hudson, en la composición sedimentológica del relieve holocénico de la cuenca del río Blanco. Los fragmentos de pómez obtenidos de la matriz de la morrena LE y la intercalación de tefras con varves en el frente y subyacente a la morrena del valle del río Quetro (VL7) indican actividad volcánica contemporánea al avance glacial.

- Finalmente, los cambios geomorfológicos y las obstrucciones de los valles producidos por las fluctuaciones glaciales provocaron grandes cambios en la organización del drenaje; en el Holoceno Temprano, cuando los glaciares ocuparon los valles de la cuenca del río Blanco, de manera similar al valle del lago Elizalde, las aguas de ablación escurrieron hacia la actual cuenca del río Simpson (45°20'-46°15'S y 71°28'-72°35'W). El drenaje tomó su rumbo actual, hacia el noroeste, por la actual cuenca del río Blanco (45°15'-46°15'S y 72°45'-73°W), posteriormente al avance datado de $>2.250 \pm 40$ AP.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el Proyecto Fondecyt 105 0576. Los autores desean agradecer las valiosas correcciones de los evaluadores anónimos que han contribuido a reestructurar este artículo. Se agradece también a la Dra. V. Pineda y a Don P. Bravo por el análisis sedimentológico de las muestras, al Dr. A. Quinzio por la preparación de la columna estratigráfica, al Dr. L. López por la traducción al inglés del resumen, y al Ing. Geomensor L. Vásquez por la preparación de las figuras, todos de la Universidad de Concepción.

Referencias

- Ackert, R.P. Jr.; Becker, R.A.; Singer, B.S.; Kurz, M.D.; Caffee, M.W.; Mickelson, D.M. 2008. Patagonian glacier response during the Late Glacial Holocene Transition. *Science* 5887 (321): 392-395.
- Aniya, M. 1995. Holocene glacial chronology in Patagonia: Tyndall and Upsala glaciers. *Artic and Alpin Research* 27: 311-322.
- Arqueros, R. 2004. Evolución glacial de la hoya del río Coyhaique: una aproximación a partir del análisis geomorfológico y morfoestratigráfico. Tesis para optar al Grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología (Inédito), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas: 114 p.
- Bennett, K.D.; Haberle, S.G.; Lumley, S.H. 2000. The last Glacial-Holocene Transition in Southern Chile. *Science* 290 (12): 333-338.
- Cembrano, J.; Schermer, E.; Lavenue, A.; Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319: 129-149.
- Clapperton, C. 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier Science Publishers B.V., Chapter 11: 275-333. Amsterdam.
- Clapperton, C. 1995. Fluctuations of local glaciers at the termination of the Pleistocene: 18-8 ka BP. *Quaternary International* 28: 41-50.
- De la Cruz, R.; Suárez, M.; Belmar, M.; Quiroz, D.; Bell, M. 2003. Geología del Área Coihaique-Balmaceda, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 80: 40 p. escala 1: 100.000.
- Douglass, D.C.; Singer, B.S.; Kaplan, M.R.; Acker, R.P.; Mickelson, D.M.; Caffee, M.W. 2005. Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology* 33 (3): 237-240.
- Glasser, N.F.; Jansson, K.; Harrison, S.; Rivera, A. 2005. Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. *Geomorphology* 71: 263-277.
- Hajdas, I.; Bonani, G.; Moreno, P.I.; Ariztegui, D. 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* 59: 70-78.
- Harrison, S.; Glasser, N.; Winchester, V.; Haresing, E.; Warren, Ch.; Duller, G.; Bailey, R.; Ivy-Ochs, S.; Jansson, K.; Kubik, P. 2008. Glaciar León, Chilean Patagonia: Late-Holocene chronology and geomorphology. *The Holocene* 18 (4): 643-652.
- Heusser, C.J.; Streeter, S.S. 1980. A temperature and precipitation record of the past 16000 years in southern Chile. *Science* 210: 1345-1347.
- Heusser, C.J. 2003. Ice Age Southern Andes. A chronicle of paleoecological events. *Developments in Quaternary Science* 3. Series Editor. J. Rose. Elsevier Science Publishers B.V.: 240 p. Amsterdam.

- Hulton, N.R.J.; Purves, R.S.; McCulloch, R.D.; Sugden, D.E.; Bentley, M.J. 2002. The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Reviews* 21: 233-241.
- Hubbard, A.; Hein, A.; Kaplan, M.; Hulton, N.; Glasser, N. 2005. A modelling reconstruction of the Last Glacial Maximum ice sheet and its deglaciation in the vicinity of the Northern Patagonian Icefield, South America. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography* 87 (2): 375-391.
- Kaplan, M.R.; Hein A.S.; Hubbard, A.; Lax, S.M. 2009. Can glacial erosion limit the extent of glaciation? *Geomorphology* 103 (2): 172-179.
- Kilian, R.; Schneider, C.; Koch, J.; Fesq-Martin, M.; Biester, H.; Cassas, G.; Arévalo, M.; Wendt, G.; Baeza, O.; Berhmann, J. 2007. Paleocological constraints on Late Glacial and Holocene ice retreat in the Southern Andes (53°S). *Global and Planetary Change* 59: 49-66.
- Lamy, F.; Hebbeln, D.; Röhl, U.; Wefer, G. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the South Westerlies. *Earth Planetary Science Letters* 185: 369-382.
- Laugenie, C. 1982. La Region des Lacs, Chili Meridional. Recherches sur l'évolution géomorphologique d'un piémont glaciaire quaternaire andine. Thèse de Doctorat D'Etat (Unpublished), Université de Bordeaux III: 822 p.
- McCulloch, R.D.; Fogwill, C.J.; Sugden, D.E.; Bentley, M. J.; Kubik, P.W. 2005. Chronology of the Last Glaciation in Central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geografiska Annaler* 87 (2): 289-312.
- Marden, C.J.; Clapperton, C.M. 1995. Fluctuations of the South Patagonian Ice-Field during the Last Glaciation and the Holocene. *Journal of Quaternary Science* 10: 197-209.
- Mardones, M.; Jara, J.; Vargas, J. 2007. El patrón hidrográfico de la cuenca del río Blanco: control tectónico y geomorfológico. *Revista Geografía Norte Grande* 38: 79-98.
- Markgraf, F. 1991. Younger Dryas in southern South America? *Boreas* 20: 63-69.
- Markgraf, V.; Bradbury, J.P.; Schwalb, A.; Burns, S.J.; Stern, C.; Ariztegui, D.; Gilli, A.; Anselmetti, F.S.; Stine, S.; Maidana, N. 2003. Holocene paleoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene* 13: 581-191.
- Markgraf, V.; Whilock, C.; Haberle, S. 2007. Vegetation and fire history during the last 18000 cal. yr BP in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Provincia de Aisén (45°41'30"S, 71°50'30"W, 640 m elevation). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254: 492-507.
- Mercer, J.H. 1965. Glaciers variations in Southern Patagonia. *Geographical Reviews* 55: 390-413.
- Mercer, J.H. 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research* 6 (2): 125-166.
- Mercer, J.H. 1982. Holocene glacier variations in southernmost South America. *Quaternary Research* 6: 125-166.
- Moreno, P.; Jacobson Jr., G.L.; Lowells, T.V.; Denton, G.H. 2001. Interhemispheric-climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409: 804-808.
- Moreno, P. 2004. Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over de last 15000 yr. *Journal of Quaternary Science* 19: 35-47.
- Moreno, P.I.; François, J.P.; Villa-Martínez, R.P.; Moy, C.M. 2009. Millenial-scale variability in the Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28: 25-38.
- Naranjo, J.A.; Stern, Sh.R. 1998. Holocene explosive acitivity of Hudson volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology* 59: 291-306.
- Niemeyer, H.; Skarmeta, J.; Fuenzalida, R.; Espinoza, W. 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aisén, Región de Aysén. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 60-61: 80 p., 1 mapa escala 1:500.000. Santiago.
- Porter, S.C. 2000. Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere. *Journal of Quaternary Science* 15: 395-408.
- Putnam, A.; Denton, G.; Schaefer, J.; Barrel, L.; Andersen, B.; Finkel, R.; Schwartz, R.; Dougty, A.; Kaplan, M.; Schüchter, C. 2010. Glacier advance in southern middle-latitudes during the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience* 3: 700-704.
- Roberts, N. 1998. The Holocene: an environmental history. 2nd edition. Malden, MA. Blackwell: 316 p.
- Romero, H. 1985. Geografía de los climas. Geografía de Chile. Tomo XI. Instituto Geográfico Militar: 243 p.
- Strelin, J.A.; Malagnino, E.C. 2000. Late-glacial history of Lago Argentino, Argentina, and age of the Puerto Bandera moraines. *Quaternary Research* 54: 339-347.
- Strelin, J.; Denton, G. 2005. Las Morrenas de Puerto Bandera, Lago Argentino. In Congreso Geológico Argentino, No. 16, Proceedings, CD-ROM, Art. 269: 6 p.
- Strelin, J.; Casassa, G.; Rosqvist, G.; Holmlund, P. 2008. Holocene glaciations in the Ema Glacier valley, Monte Sarmiento Massif, Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260: 299-314.

- Stuiver, M.; van der Plicht, J. (Editors). 1998. IntCal98: Calibration Issue. *Radiocarbon* 40 (3): 1041-1083.
- Sylwan, C. 1990. Paleomagnetism of glacial varves from the Last Glaciation Maximum in Patagonia at lago Blanco. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64 (2-4): 143-152.
- Wenzens, G. ; Wenzens, E. 1998. Late glacial and Holocene glacial advances in the area of Lago Viedma (Patagonia Argentina). *Zentralblatt Geologie und Paläontologie* I (3-6): 593-608.
- Wenzens, G. 1999. Fluctuations of outlet and valley glaciers in the southern Andes (Argentina) during the past 13000 years. *Quaternary Research* 51: 238-247.
- Van der Meer, J.J.M. (Editor). 2004. Spitsbergen push moraines, 4. Elsevier Science Publishers B.V Hard-bound: 212 p.