

VCH-FC
MAG-B
1672
C.1

**FLUCTUACIONES GLACIALES EN EL ÁREA DE
COYHAIQUE Y BALMACEDA (45° - 46°S)
DURANTE LA ÚLTIMA TERMINACIÓN GLACIAL:
IMPLICANCIAS PALEOECOLÓGICAS Y
PALEOCLIMÁTICAS**



Tesis

Entregada A La
Universidad de Chile
En Cumplimiento Parcial De Los Requisitos
Para Optar Al Grado de

Magíster en Ciencias Biológicas

Facultad de Ciencias

Por

Carmen Gloria Miranda Cuevas

Noviembre, 2015

Director de Tesis: Dr. Patricio Moreno Moncada

FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE CHILE
INFORME DE APROBACIÓN
TESIS DE MAGÍSTER

Se informa a la Escuela de Postgrado de la Facultad de Ciencias que la Tesis de Magíster presentada por la candidata

Carmen Gloria Miranda Cuevas

Ha sido aprobada por la comisión de Evaluación de la tesis como requisito para optar al grado de Magíster en Ciencias Biológicas, en el examen de Defensa Privada de tesis rendido el día 13 de Junio de 2014.

Director de Tesis:

Dr. Patricio Moreno M.

Comisión de Evaluación de Tesis:

Dr. Luis Felipe Hinojosa

Dr. Gabriel Vargas

Dr. Antonio Maldonado



The right side of the document features four handwritten signatures in blue ink, each positioned above a horizontal dotted line. The top signature is partially obscured by a circular stamp. The stamp contains the text: 'FACULTAD DE CIENCIAS', 'BIBLIOTECA CENTRAL', and 'U. DE CHILE'.

Dedicada a mi Familia y amigos

AGRADECIMIENTOS

Primero que todo agradezco al Dr. Patricio Moreno por darme la oportunidad de trabajar en su laboratorio y formar parte de su equipo, por su invaluable Paciencia y enseñanza en el quehacer científico y por las numerosas oportunidades que me otorgó para continuar mis estudios. A los miembros de la comisión evaluadora, los Dres. Gabriel Vargas, Antonio Maldonado y Felipe Hinojosa por sus comentarios y buena disposición en la realización y término de la presente tesis.

Agradezco al Dr. Rodrigo Villa por las oportunidades que me brindó al incorporarme como parte de sus proyectos, por su gran apoyo en terreno y sus constantes consejos sobre la ciencia y la vida. No puedo dejar de agradecer a los Dres. Tom Lowell, Michael Kaplan y Esteban Sagredo por su apoyo desinteresado e incommensurable aporte científico al desarrollo de mi investigación.

Agradezco a mi amiga Loreto Hernández por sus enseñanzas y retos, sin los cuales no hubiese sido capaz de enfrentar los desafíos en estos últimos años. A mis compañeros y amigos del Laboratorio de Palinología: Javiera Videla, William Henríquez, Oscar Pesce, Marcela Valenzuela, Lucía Gonzaloren y Enzo Simi, que me brindaron su apoyo, comentarios y sugerencias. Especialmente quiero agradecer a William Henríquez por su colaboración en uno de los gráficos de este trabajo. De igual forma quiero expresar mi gratitud a la Dra. Isabel Vilanova, por su valioso apoyo en terreno.

Al Dr. Charles Stern y Derek Weller, quienes realizaron la descripción y análisis geoquímico de las tefras de los sitios de barrenaje.

Agradezco a mi familia que siempre me apoyó en todo lo que me embarqué. Finalmente, agradezco a todos mis amigos, aquellos que gané y que perdí en el camino, especialmente a Felipe Herrera Urrutia, quien fue la persona inspiradora de aquella curiosidad científica que mueve a investigar. Por creer en mí y en mis capacidades. En donde quiera que estés, Gracias!

Agradezco al financiamiento otorgado por el Instituto de Ecología y Biodiversidad (IEB), Proyecto ICM P05-002 y PFB-23, a los proyectos FONDECYT #1080485 y FONDECYT #1121141.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

AGRADECIMIENTOS	v
ÍNDICE DE CONTENIDOS	vi
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABLAS	viii
RESUMEN	ix
ABSTRACT	xi
1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	6
2.1 Objetivo general.....	6
2.2 Objetivos específicos	6
3. HIPÓTESIS.....	7
4. ÁREA DE ESTUDIO.....	8
5. ANTECEDENTES.....	11
5.1 Fluctuaciones glaciales en Patagonia.....	11
6. MATERIALES Y MÉTODOS.....	21
7. RESULTADOS	24
7.1 Geomorfología.....	24
7.2 Estratigrafía	53
7.3 Cronología de fluctuaciones glaciales.....	73
8. DISCUSIÓN	87
8.1 Fluctuaciones glaciales en el área de Coyhaique – Balmaceda.....	87
8.2 Correlación con registros paleoclimáticos regionales, hemisféricos e interhemisféricos	93
8.3 Correlación con registros paleoecológicos regionales.....	97
9. CONCLUSIONES	103

10. BIBLIOGRAFÍA.....	106
ANEXO 1 Glosario.....	115
ANEXO 2 Testigos de sedimento	119

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudio	9
Figura 2: Columna 19.01, Sistema El Diablo (modificado a partir de Arqueros, 2004).....	17
Figura 3: Perfil estratigráfico 03.05 de Arqueros (2004).....	18
Figura 4: División operacional del área de estudio para efectos de descripción y discusión. El nombre de los sitios se indica en la Tabla 1	25
Figura 5: Complejo morrénico en Lago Los Patos (ver detalle geomorfológico en Figura 7).....	26
Figura 6: Lago Los Patos	27
Figura 7: Geomorfología glacial de Coyhaique Alto. Ver Leyenda en Figura 8.	27
Figura 8: Leyenda	28
Figura 9: Morrenas del sector paso fronterizo Triana.....	31
Figura 10: Geomorfología glacial del sector entre Pampa del Diablo y Triana.	32
Figura 11: Geomorfología glacial del sector Coyhaique-Pollux. Ver Leyenda en Figura 8.	34
Figura 12: Paleolíneas de costa en el sector de Lago Pollux (líneas purpuras).....	35
Figura 13: Geomorfología glacial del sector Balmaceda.....	36
Figura 14: Sector Lago Baguales	38
Figura 15: Geomorfología glacial sector Baguales. Ver Leyenda en Figura 8	39
Figura 16: Geomorfología de sector Río Simpson (parte norte). Ver Leyenda en Figura 8.....	41
Figura 17: Morrenas del valle de río Claro.....	42
Figura 18: Morrena lateral del valle del río Simpson	43
Figura 19: Perfil topográfico de planicies proglaciales en el valle del río Simpson	44
Figura 20: Margen externo del Sistema morrénico río Simpson. Triángulos rojos indican pendiente de contacto de hielo	45
Figura 21: Geomorfología del sector río Simpson(parte sur). Ver Leyenda en Figura 8.	47
Figura 22: Localización de las secciones estratigráficas incluidas en este estudio	53
Figura 23: Columna estratigráfica sección Cuesta Los Leones	55

Figura 24: Vista general de la sección Cuesta Los Leones. El cuadro indica el sector estudiado con mayor detalle.....	56
Figura 25: Detalle de la sección Cuesta Los Leones. En la Tabla 2 se entregan los significados de los códigos utilizados.....	56
Figura 26: Vista general de la sección El Salto.....	59
Figura 27: Columna estratigráfica sección El Salto.....	59
Figura 28: Sección Río Pollux Alto.....	61
Figura 29: Columna estratigráfica sección Río Pollux Alto.....	62
Figura 30: Sección Río Pollux bajo.....	64
Figura 31: Columna estratigráfica sección Río Pollux Bajo.....	65
Figura 32: Sección Mirador Oeste.....	67
Figura 33: Detalle de la parte basal sección Mirador Oeste.....	67
Figura 34: Detalle de la unidad de arcillas laminadas, mostrando estructura de ondulitas.....	68
Figura 35: Columna estratigráfica sección Mirador Oeste.....	69
Figura 36: Sección El Blanco.....	71
Figura 37: Columna estratigráfica sección El Blanco.....	72
Figura 38: Fluctuaciones del lóbulo glacial Coyhaique.....	92
Figura 39: Comparación con registros paleoclimáticos interhemisféricos durante el UMG y UTG.....	95
Figura 40: Comparación de taxas y grupos de taxas en cuatro registros polínicos de Patagonia Centro:.....	101

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Sitios a partir de los cuales se obtuvo registro sedimentario y dataciones radiocarbónicas. *Altitudes medidas con gps geodésico Trimble.....	24
Tabla 2. Códigos de litofacies utilizados en Figura 25 (modificado de Ben y Evans, 2010).....	57
Tabla 3. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas de registros sedimentarios lacustres de Coyhaique.....	86

PLANOS

Plano N°1: Mapa geomorfológico glacial del sector de Coyhaique-Balmaceda (45°-46°S)

RESUMEN

En la siguiente tesis presento un estudio que combina geomorfología, estratigrafía y geocronología radiocarbónica del área de Coyhaique – Balmaceda (45° – 46°), en Patagonia Centro, para descifrar la estructura temporal y espacial de fluctuaciones glaciales durante la culminación del Último Máximo Glacial (UMG) y Última Terminación Glacial (UTG). Evidencia geomorfológica y estratigráfica indica que el área estuvo cubierta por un lóbulo glacial de piedemonte originado desde el Manto de Hielo Patagónico, fluyendo hacia el este durante el UMG (Arqueros, 2004; Mardones y col., 2011).

Identifiqué al menos tres morrenas al este de Coyhaique, en Pampa del Diablo y Coyhaique Alto, a elevaciones que varían de ~750 a ~867 m s.n.m. Desde las morrenas de Pampa de Diablo, a 750 m s.n.m., se origina una amplia planicie proglacial de lavado que mantea hacia el noreste. Estas formas las interpreto como periodos de reavances o estabilizaciones glaciales. El más reciente de ellos (morrenas Pampa del Diablo) posee una edad máxima de 21,8 ka (ka=1000 años calendario AP). Luego de estabilizaciones y reavances en la parte superior del río Pollux y Lago Castor, sobrevino un periodo de rápido retroceso y la formación de un lago proglacial represado por hielo que alcanzó una elevación máxima de 750 m s.n.m. en el valle del Lago Pollux, y cotas menores a 750 m en el sector de Lago El Toro – Lago Mellizas, previo a los 17,8 ka en el valle del río Coyhaique y previo a los 16,7 ka en el valle del río Simpson-Huemules. Durante esta fase, sobrevino un reavance de un lóbulo tributario en el valle del río Baguales sobre sedimentos glaciolacustres, previo a los 17 ka. El proceso de deglaciación fue interrumpido por un periodo de estabilizaciones en el valle del río Simpson (sistema morrénico Río Simpson) en algún momento entre los 17,9 y 15,8 ka. Finalmente a los 15,8 ka el lóbulo retrocedió hasta una posición al oeste de Lago Espejo que posibilitó el drenaje del lago proglacial en el valle del río Simpson bajo los 310 m s.n.m.

De acuerdo al registro de fluctuaciones glaciales en Coyhaique y en el resto de Patagonia es posible afirmar que el proceso de deglaciación habría respondido de forma sincrónica. Los patrones de cambio climático estarían probablemente relacionados con el calentamiento atmosférico como forzante que sincroniza el clima durante la glaciación y subsecuente deglaciación a una escala global. La variabilidad espacial de señales paleoclimáticas a escalas de tiempo milenial estuvo dominada por procesos regionales como: cambios en la intensidad de la circulación termohalina en el Hemisferio Norte y cambios en la posición y/o intensidad del Frente Polar Antártico y de los Vientos del Oeste en el Hemisferio Sur.

La comparación con registros paleoecológicos al interior de la región revela que las fluctuaciones glaciales, así como la formación de lagos proglaciales asociados, representaron una limitante para el desarrollo de la vegetación en el área. La serie de estabilizaciones glaciales que formaron la morrena Baguales y sistema morrénico Río Simpson coinciden con la dominancia de vegetación altoandina y arbustos, acompañado con la baja abundancia de *Nothofagus* y coníferas higrófilas/criófilas en Lago Edita interpretado como período de condiciones frías y húmedas. Por otro lado, el cese de la inundación por el lago proglacial en el sector de Balmaceda a los 16,7 ka, coincide con el incremento de hierbas, disminución en arbustos e incremento de coníferas en Lago Edita.

ABSTRACT

I present a study that combines glacial geomorphology, stratigraphy and radiocarbon chronologies from the Coyhaique – Balmaceda area (45° - 46°S), Central Patagonia, to decipher the temporal and spatial structure of glacial fluctuations during the culmination of the last glacial maximum (LGM) and the last glacial termination. Geomorphic and stratigraphic evidence indicates that the Coyhaique and surrounding areas were covered by piedmont glacier lobes that originated from an expanded Patagonian Ice Sheet flowing to the east during the LGM (Arqueros, 2004; Mardones et al., 2011).

I identified at least three moraine sets east of Coyhaique in the Pampa del Diablo and Coyhaique Alto sectors, with elevations that range between ~867 in the easternmost and ~750 m.a.s.l. in the westernmost moraines. An extensive outwash plain originates from Pampa del Diablo moraines, at 750 m.a.s.l., sloping northeastward. I interpret these landforms as periods of advances or stillstands of the Coyhaique ice lobe. The most recent, and innermost moraine set (Pampa del Diablo Moraines) has a minimum age of 21.9 ka (ka=1000 cal yr BP). After stabilization and readvances recorded in the upper part of Río Pollux and Lago Castor, the ice lobe underwent a period of rapid recession and the development of an ice-dammed proglacial lake that reached elevations up to 750 m.a.s.l. in Lago Pollux valley, and lower in Lago El Toro – Lago Mellizas area before of 17.8 ka in Río Coyhaique valley and before of 16.7 ka in Río Simpson-Huemules valley. During this phase, a readvance of a tributary lobe took place in Río Baguales valley over glaciolacustrine sediments prior to 17 ka. Deglaciation process of the Coyhaique area was punctuated by a period of stabilization in Río Simpson valley, which formed the Río Simpson moraine system, between 17.9 and 15.8 ka. Finally, at 15.8 ka, the ice lobe retreated to a position west of Lago Espejo that allowed the drainage of the proglacial lake below 310 masl. in the valley of Río Simpson. The chronology of glacial fluctuations in

Coyhaique and the rest of Patagonia confirm that the process of deglaciation have responded synchronously. The patterns of climate change would be likely related to an atmospheric warming that synchronizes climate during glaciation and subsequent deglaciation on a global scale. The spatial variability of paleoclimatic signals at millennial timescales was dominated by regional processes such as changes in the intensity of the thermohaline circulation in the Northern Hemisphere and changes in position and/or intensity of the Antarctic Polar Front and westerly winds in the Southern Hemisphere.

A comparison with paleoecological records within the region reveals that the glacial fluctuations, and the associated formation of proglacial lakes, represented an obstacle for the development of vegetation in the area. The glacial stabilization periods which formed the Baguales moraine and the río Simpson moraine system coincide with the dominance of high Andean vegetation and shrubs, along with a low abundance of *Nothofagus* and hygrophilous/cryophilic conifers in Lago Edita, which is interpreted as a period of cold and wet conditions. Moreover, the drainage of the proglacial lake in Balmaceda area around 16.7 ka coincides with increasing herbs, decreasing shrubs and increasing conifers in Lago Edita.

1. INTRODUCCIÓN

Durante el Cuaternario el clima de la Tierra ha fluctuado entre condiciones glaciales e interglaciales con un intervalo de recurrencia promedio cercano a los 100.000 años. Estos ciclos son asimétricos, caracterizados por un prolongado intervalo frío marcado por un crecimiento oscilante de grandes mantos de hielo a escala global hasta alcanzar un volumen máximo, seguido por un calentamiento de gran magnitud extraordinariamente rápido que lleva al sistema climático a condiciones interglaciales comparativamente breves (Denton y col., 2010). Estos grandes ciclos glaciales han sido explicados por oscilaciones periódicas en los parámetros orbitales de eccentricidad, oblicuidad del eje de rotación y precesión de equinoccios, que afectan la distribución espacial y temporal de energía solar incidente en la Tierra (Hays y col., 1976). Esto último se basa en la conexión entre cambios en el volumen de hielo registrado en sedimentos marinos y variaciones de la insolación en verano a escalas de tiempo de decenas de miles de años. Sin embargo, registros paleoclimáticos de alta resolución temporal (Lisiecki y Raymo, 2005; EPICA, 2004) dan cuenta de cambios climáticos abruptos a escalas de tiempo milenial que difícilmente son adjudicables a controles orbitales. Otros factores, como cambios en la circulación oceánica y atmosférica, cambios en el albedo e incrementos en la concentración de gases invernadero se han propuesto como probables causas de cambios climáticos abruptos (Sowers y Bender, 1995).

El último de los intervalos en que los glaciares alcanzaron su máximo volumen durante la última glaciación es conocido como Último Máximo Glacial (UMG) (~30-17,5 ka¹) (Mix y col., 2001). Las transiciones rápidas desde condiciones glaciales máximas a interglaciales se han

¹ ka: 1000 años calendario antes del presente.

denominado terminaciones glaciales, las cuales involucran el colapso del exceso de hielo continental y una reorganización del sistema climático, que lo conduce a una condición interglacial a lo largo de unos pocos miles de años (Broecker y Denton, 1990; Denton, 2000).

La identificación de las condiciones y procesos que desencadenan esta deglaciación abrupta ha sido objetivo importante de la investigación paleoclimática en los últimos años. La Última Terminación Glacial (UTG) se caracteriza por una marcada variabilidad milenial de compleja naturaleza cuya cronología revela características esenciales del sistema climático durante estos cambios bruscos. De particular importancia es dilucidar si estos cambios se manifiestan a nivel global, si su amplitud varía entre hemisferios, si hay desfases entre ambos hemisferios y si existen relaciones de fase entre los componentes del sistema climático (Denton y col., 1999b).

Diferentes hipótesis han surgido para dar cuenta del patrón y mecanismos involucrados en el acoplamiento climático interhemisférico durante la UTG. Algunas apuntan a la sincronía entre hemisferios sobre la base de un sistema climático global forzado por cambios asociados a la insolación en el hemisferio norte y a la intervención de mecanismos atmosféricos relacionados con cambios en la concentración atmosférica de gases invernadero (CO_2 , vapor de agua en los trópicos) (Denton y col. 1999b; Sugden y col. 2005). Un segundo grupo de hipótesis apuntan a una asincronía de eventos paleoclimáticos a escala milenial durante la última glaciación, asociada a variaciones en la circulación termohalina, producto del cese de formación de aguas profundas en el Océano Atlántico Norte y la intensificación de este proceso en el Océano Austral. Este mecanismo induciría un enfriamiento del Océano Atlántico Norte y sectores adyacentes, contemporáneo, y un calentamiento en sectores del océano Austral, Antártica y regiones aledañas (Blunier y col. 1998; Broecker, 1998; Lamy y col., 2007), y viceversa.

Registros isotópicos desarrollados a partir de testigos de hielo de Groenlandia indican que la UTG comenzó con un aumento brusco de las temperaturas a los ~14,7 ka. Diversos testigos de hielo antárticos indican un calentamiento gradual, comenzando en torno a ~17,5 ka en EPICA Domo Concordia (EDC) (Monnin y col., 2001). Este tiempo de desfase entre ambos hemisferios es lo que se ha denominado como "Intervalo Misterio" (Denton y col., 2006), caracterizado por una serie de eventos paleoclimáticos, de los cuales se destacan: condiciones inusualmente frías en el océano Noratlántico y mar Mediterráneo; inviernos hiper-fríos en Groenlandia y noreste de Europa; depósito masivo de detritos rocosos transportados por témpanos descargados hacia el océano Noratlántico (Evento Heinrich 1); cese de la exportación de ^{231}Pa desde el Atlántico hacia el sur, indicando el debilitamiento de la Circulación Meridional del Atlántico; gran retroceso de glaciares de montaña en ambos hemisferios que empezó cerca de los 17,5 ka. Luego de alcanzar un máximo de temperaturas ambos hemisferios polares registran una reversión climática hacia condiciones frías, cuya cronología, estructura y magnitud difieren entre testigos de hielo antárticos y groenlándicos (Blunier y col. 1998; Monnin y col., 2001; Denton y col. 2010). En estos últimos, sin embargo, durante el interestadial previo al evento frío Younger Dryas del Hemisferio Norte se registran eventos fríos abruptos a escalas de tiempo centenal, las denominadas Oscilaciones Gerzensee, Aegensee, Killarney, los cuales son coetáneos con la Reversión Fría Antártica del Hemisferio Sur (Björck y col, 1998, Andresen y col, 2000). Estos eventos han sido considerados como una de las respuestas relacionadas a la circulación termohalina ante un forzamiento general por la liberación de agua dulce al Noratlántico durante la última deglaciación (Björck y col, 1996).

En el caso del sur de Sudamérica, glaciares patagónicos expandieron, coalescieron y formaron un manto de hielo continuo en los Andes y sectores adyacentes desde ~35°S a ~56°S durante el UMG (Hollin y Schilling, 1981). La mayor parte de los estudios sobre el UMG en Patagonia se

concentran en la Región de Los Lagos e Isla Grande de Chiloé (Denton y col., 1999 a y b), en el Lago General Carrera-Buenos Aires (Kaplan y col., 2004; Turner y col., 2005), en el Lago Cochrane-Pueyrredón (Hein y col., 2010), en el área de Magallanes y Tierra del Fuego (McCulloch y col., 2005; Sugden y col., 2005, Sagredo y col., 2011) y en el área de Torres del Paine (Marden y Clapperton, 1995; Fogwill y Kubik, 2005; Moreno y col., 2009, García y col., 2012, García y col., 2014).

En el sector de Coyhaique, considerado como parte de Patagonia centro en esta tesis, se han reconocido formas que sugieren que un gran lóbulo glacial proveniente de la cordillera de los Andes ocupó las zonas bajas, con una dirección predominante de flujo hacia el este (Caldenius, 1932; Beltramone, 1991; 1994). Estudios sobre fluctuaciones glaciales pasadas son escasos en esta zona, los cuales se han desarrollado en áreas muy acotadas y carecen de control cronológico absoluto sobre dichos depósitos y geoformas (Arqueros, 2004; Mardones y col., 2011). La mayor parte de las investigaciones se han enfocado en aspectos tectónicos pre-cuaternarios y volcanismo post-glacial (De la Cruz y col. en prensa, Naranjo y Stern, 1998; Suárez y De la Cruz, 1994), por lo tanto el conocimiento acerca de la evolución del paisaje y su relación con la dinámica espacial y temporal de glaciares desde su máxima extensión hasta su posterior retiro es muy escaso.

Es en este contexto que se inserta la actual tesis de magíster, con la cual busco aportar información valiosa acerca de la evolución paleoambiental de esta zona de Patagonia mediante un estudio geomorfológico, estratigráfico y geocronológico glacial. Conviene mencionar que los mapas geomorfológico-glaciales delinean geoformas que son manifestaciones en superficie de antiguas fluctuaciones de los márgenes del hielo (Andersen y col. 1999) y proveen una base sobre la cual descifrar su dinámica espacial y temporal. Cuando este mapeo geomorfológico-glacial está acotado cronológicamente, es posible identificar las fluctuaciones pasadas de los

glaciares, y de esta forma inferir las condiciones climáticas asociadas a fases de avance, retroceso y eventuales reavances (Denton y col. 1999b).

La presente investigación busca responder las siguientes preguntas:

- ¿Cuál fue la estructura temporal y espacial de fluctuaciones glaciales en el sector de Coyhaique y Balmaceda durante el UMG y la UTG?
- ¿Cómo se correlaciona esta estructura con otros cuerpos glaciales en Patagonia durante este período?
- ¿Cómo se correlaciona este patrón con registros groenlandésicos y antárticos durante este período?
- ¿Qué relación tuvieron estas fluctuaciones con cambios paleoecológicos ocurridos en el área de estudio?

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo general

Determinar la dinámica espacial y temporal del lóbulo glacial Coyhaique durante el Último Máximo Glacial y la Última Terminación Glacial a partir de análisis geomorfológico, estratigráfico y geocronológico.

2.2 Objetivos específicos

- 1) Identificar geoformas glaciales y realizar un mapeo geomorfológico-glacial del sector Coyhaique-Balmaceda.
- 2) Obtener y caracterizar registros sedimentarios lacustres a partir de sitios ubicados en unidades morfoestratigráficas clave para descifrar la evolución paleoambiental del área de estudio.
- 3) Desarrollar una cronología de eventos glaciales, glaciolacustres y paleoclimáticos del sector Coyhaique-Balmaceda mediante tefrocronología y geocronología radiocarbónica.
- 4) Integrar la cronología de fluctuaciones glaciales del sector de Coyhaique con registros paleoecológicos de la región.
- 5) Comparar la cronología de fluctuaciones glaciales del sector de Coyhaique con cronologías de eventos paleoclimáticos a nivel regional, hemisférico y global y evaluar las similitudes/diferencias a la luz de posibles forzantes.

3. HIPÓTESIS

Si las variaciones del lóbulo glacial Coyhaique fueron forzadas por cambio climático a nivel zonal entonces espero identificar un inicio de deglaciación a los ~17,5 ka, y un proceso de deglaciación escalonado, no unidireccional, caracterizado por estabilizaciones y reavances glaciales entre 11,5-17,5 ka.

4. ÁREA DE ESTUDIO

El área de Coyhaique y Balmaceda ($45^{\circ}30' - 46^{\circ}S$) se ubica en la región de Aysén, Patagonia Centro, en el extremo sur de Sudamérica (Figura 1). Su límite oeste está formado por la Cordillera de los Andes, la cual presenta un relieve altamente disectado por numerosos fiordos y canales. Hacia el este, en cambio, se desarrollan amplios valles de orientación oeste-este. El sector de Coyhaique entonces se inserta en la transición entre el relieve montañoso de la cordillera y el de las pampas orientales.

La única fuente de precipitación en Patagonia Andina Centro-oeste son los vientos del oeste, los cuales transportan humedad hacia el continente desde el Océano Pacífico, asociado a una disminución de la presión atmosférica hacia el sur (Garreaud y col., 2008). El cinturón de los vientos del oeste es, en gran parte, simétrico sobre el Hemisferio Sur como consecuencia de la escasa presencia de masas continentales al sur de los $35^{\circ}S$. Sobre el extremo sur de Sudamérica y la región adyacente del Océano Pacífico, los vientos del oeste son más fuertes durante el verano con un foco de mayor influencia entre los 45° y $55^{\circ}S$. Durante el invierno austral, el cinturón de vientos del oeste se mueve hacia el norte alcanzando latitudes subtropicales (su eje es alrededor de los $30^{\circ}S$) y los vientos del oeste de baja altura se expanden hacia el ecuador, debilitándose, especialmente en los $\sim 50^{\circ}S$ (Miller, 1976; Garreaud y col., 2008). Entre la costa pacífica y sectores andinos se evidencia un fuerte gradiente de precipitación y humedad, debido a que la Cordillera de los Andes forma una gran barrera para la circulación atmosférica de baja altura. La precipitación anual varía desde los 3.000 mm en el lado oeste (Puerto Chacabuco, $45^{\circ}28'S$, $72^{\circ}49'O$, 10 m s.n.m.), a 900 mm en la estación Coyhaique ($45^{\circ}34'S$; $72^{\circ}02'O$, 310 m s.n.m.) y hasta 567 mm en la estación Balmaceda ($45^{\circ}55'S$, $71^{\circ}41'O$, 520 m s.n.m.) (Dirección

Meteorológica de Chile, 2011). Estos datos ilustran la gran disminución de precipitación que existe en la región a través de los Andes, considerando que Puerto Chacabuco y Balmaceda se localizan sólo a 60 y 48 km de Coyhaique (en distancia oeste-este), respectivamente.

Se ha descrito una correlación positiva entre la intensidad de los vientos del oeste y precipitación local (Moy y col., 2009) y la posición de Patagonia como única masa continental continua que intersecta el cinturón de vientos del oeste desde ambientes subtropicales a subantárticos le confieren importancia a escala hemisférica para realizar inferencias paleoclimáticas (Denton y col., 1999b; Moreno y col., 2010), incluyendo la evolución de los vientos del oeste a través de los ciclos glaciales cuaternarios.

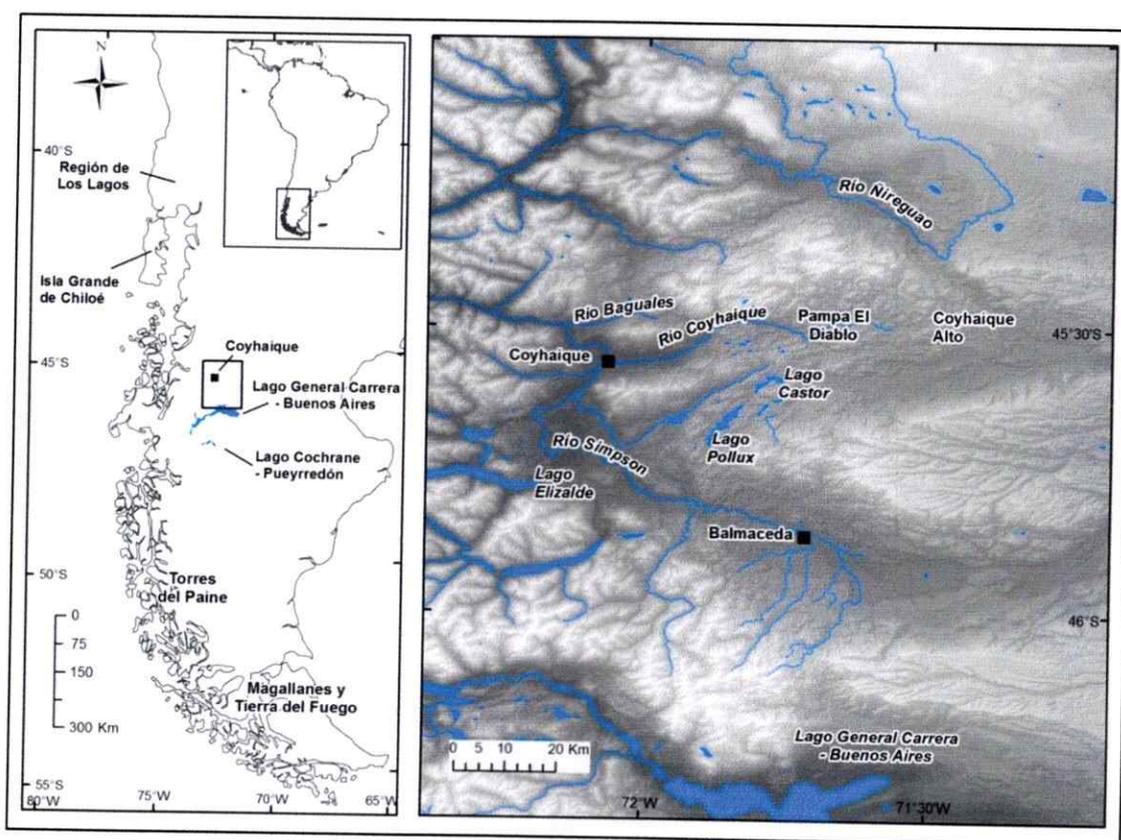


Figura 1. Área de estudio

En cuanto a la geomorfología de depósitos cuaternarios, se han descrito rasgos geomorfológicos (Caldenius, 1932; Beltramone, 1994; Arqueros, 2004) que sugieren que un lóbulo glacial habría ocupado gran parte de las zonas bajas hasta más allá del límite con Argentina, hacia el este, durante la última glaciación. Este lóbulo glacial se habría originado en la Cordillera de los Andes y habría tenido una dirección de flujo predominante hacia el este. Por otro lado, es posible postular que los glaciares que cubrieron esta región probablemente fueron más sensibles a cambios climáticos pasados que aquellos ubicados en Patagonia Sur (50-55°S) durante el término de la última glaciación, considerando que en la actualidad este sector carece de grandes extensiones glaciales y que la altitud de la línea de equilibrio actual se incrementa más aceleradamente que aquellos sectores donde se ubican los actuales Campos de Hielo Patagónicos (Sagredo y Lowell, 2012). Esta situación nos lleva a hipotetizar que cambios pasados en la insolación y temperatura atmosférica influyeron de manera más acentuada en la paleoablación y, por ende, el comportamiento de antiguos glaciares en esta región que aquellos ubicados más al sur.

5. ANTECEDENTES

5.1 Fluctuaciones glaciales en Patagonia

Región de Los Lagos e Isla de Chiloé

Esta es la zona de Patagonia más estudiada en relación a cronologías de fluctuaciones glaciales e historia de la vegetación desde el UMG (Laugenie y Mercer, 1973; Mercer, 1976; Porter, 1981; Heusser, 2003; Denton y col., 1999a). De acuerdo al estudio de Denton y col. (1999) en la Región de Los Lagos, Seno de Reloncaví e Isla Grande de Chiloé el UMG comenzó a los 29.400 años ^{14}C AP (34,1 ka) y terminó poco antes de los 14.550 – 14.805 años ^{14}C AP (17,7 – 18 ka). Dentro de este intervalo, ocurrieron cuatro avances glaciales principales dentro de las morrenas Llanquihue más externas, los cuales culminaron alrededor de los 29.400 (34,1 ka), 26.797 (31,2 ka), 22.295 – 22.570 (26,4 – 27,3 ka) y 14.550 - 14.869 años ^{14}C AP (17,7 – 18,3 ka). El reavance a los 22.295 – 22.570 años ^{14}C AP lo reconocen como el más extenso en el sector norte de la región (Lago Rupanco) mientras que en el sector sur (sector centro-este de Isla Grande de Chiloé) el avance máximo del UMG habría ocurrido a los 14.805 años ^{14}C AP.

Registros de polen de Canal de la Puntilla, ubicado adyacente al sector noroeste de Lago Llanquihue, sugieren que la transición glacial/interglacial comenzó en aquel sector con un primer calentamiento evidente a los 14.600 años ^{14}C AP (17,5 ka), seguido de pulsos de calentamiento a los 14.200 y a los 13.000 años ^{14}C AP (17 y 15,2 ka). Estos eventos cambiaron condiciones plenamente glaciales hacia un clima frío-templado, ligeramente más frío y húmedo que el clima moderno. Una reversión general en la tendencia se infiere con eventos de

enfriamiento a los 12.200 años ^{14}C AP y 11.000 años ^{14}C AP (14,1 y 12,7 ka) (Moreno y col., 1999).

Lago General Carrera-Buenos Aires y Lago Cochrane-Pueyrredón

Dataciones cosmogénicas en morrenas de Lago General Carrera-Buenos Aires enmarcan al UMG entre 26 y 17 ka. Durante este intervalo se identificaron cinco avances asociados al Complejo Morrénico Fénix y un reavance asociado a la morrena Menucos, de edades $15,87\pm 0,6$ (I), $17,07\pm 0,8$ (II), $19,97\pm 1,1$ (III), $21,47\pm 1,9$ (IV), $22,77\pm 0,9$ ka (V) y $14,47\pm 0,9$ (Menucos) (Douglas y col., 2006). Kaplan y col., (2011) calcularon nuevas edades de $18,5\pm 0,8$; $19,8\pm 0,7$; $21,8\pm 0,7$; $26,3\pm 0,9$ y $25,7\pm 0,9$ para las morrenas Fénix I a V a partir de la aplicación de una nueva tasa de producción de ^{10}Be . Según éstas, la deglaciación a partir de la morrena Fénix I ocurrió después de 18,5 ka, período durante el cual se formó un lago proglacial represado por el hielo detrás de las morrenas Fénix I. Posteriormente, a los $17,3\pm 0,6$ ka un reavance formó la morrena Menucos sobre sedimentos glaciolacustres (Singer y col., 2004; Douglass y col., 2006 y Kaplan y col., 2011).

En el área de Lago Cochrane-Pueyrredón la máxima extensión glacial durante la etapa isotópica marina 2 corresponde al límite exterior del Sistema Morrénico Río Blanco. Dataciones cosmogénicas sobre erráticos en estas morrenas arrojaron edades entre 27-25 ka (Hein y col., 2010), erráticos sobre morrenas más internas/jóvenes revelaron edades de 20-18 ka y edades sobre depósitos aún más proximales a la fuente glacial dieron edades entre 16,5-15 ka, indicando un rápido retroceso de los glaciares que cubrieron los valles actualmente ocupados por Lago General Carrera y Lago Cochrane, seguido por la formación de una serie de lagos proglaciales represados por hielo. Kaplan y col. (2011) recalcularon dichas edades con la nueva tasa de



producción, ajustándolas a $28,8 \pm 0,9$ (primer límite), $25,1 \pm 1$ (segundo límite) y $21,1 \pm 0,8$ ka (tercer límite). Luego, entre 13,6-12,8 ka, habría sucedido un período de estabilidad glacial y lacustre, evidenciada por la presencia de líneas de costa, playas, terrazas lacustres, deltas emergidos y sedimentos lacustres (Turner y col. 2005, Bell, 2008; Hein y col., 2010). De acuerdo a Turner y col. (2005), dos de los niveles lacustres más bajos, presentes en ambos lagos, representarían un gran lago proglacial que ocupaba todo el área entre la cuenca del Lago General Carrera y la del Lago Cochrane, hasta una altitud máxima de 654 m s.n.m. Turner y col. (2005) plantean que retroceso glacial en los Andes previo a 12,8 ka habría gatillado el colapso y separación de los Campos de Hielo Patagónico Norte y Sur, induciría el drenaje del lago represado y cambio en la dirección de flujo del actual río Baker hacia el Océano Pacífico.

Es importante también destacar que las tasas de producción utilizadas para el cálculo de las edades varían entre estudios y que los errores asociados a las edades son considerables. Según las edades de Douglass y col. (2006), tanto el reavance que formó la morrena Menucos ($14,47 \pm 0,9$) como el período de estabilidad glacial y lacustre ocurren durante la Reversión Fría Antártica y su terminación (12,8 ka) ocurrió previo a la cronozona Younger Dryas del Hemisferio Norte (Turner y col. 2005). Sin embargo, de acuerdo a las edades recalculadas por Kaplan y col., (2011) el reavance de la morrena Menucos, a los $17,3 \pm 0,4$ ka, representa el último avance del UMG.

Estudios de polen, esporas y carbón fósil en Lago Augusta, Valle de Chacabuco ($47^{\circ}05'S$, $72^{\circ}23'W$, 440 m s.n.m.), un pequeño lago de cuenca cerrada localizado cerca del actual ecotono bosque-estepa al este de los Andes, dan cuenta de un ambiente glaciolacustre próximo al lóbulo glacial que fluyó por el Valle Chacabuco y que retrocedía hacia los Andes, previo a 20 ka. Este lago proglacial dejó de inundar sectores bajo los 450 m s.n.m. alrededor de los 16 ka. Entre

14,2y 15,2 ka una reversión hacia sedimento inorgánico en el registro sugiere la supresión de la productividad orgánica producto de una disminución en la temperatura o una breve inundación del sitio por el lago proglacial que cubría sectores más bajos, probablemente causado por un reavance glacial (Villa-Martínez y col., 2012).

Magallanes y Bahía Inútil

La región de Estrecho de Magallanes-Bahía Inútil tiene una larga historia de estudios (Nordenskjöld, 1899; Caldenius, 1932; Meglioli, 1992; Sugden, 2005, McCulloch y col., 2005; Kaplan y col., 2008; Hall y col., 2013). Los estudios más recientes se han enfocado en refinar la cronología y mapeo de geoformas glaciales depositadas durante el UMG local y la deglaciación (Sugden, 2005; Kaplan y col., 2008). Reconstrucciones sobre la base de registros terrestres indican una extensión máxima del hielo alrededor de 25 ka y un leve retroceso glacial antes del UMG global. Mediante dataciones cosmogénicas y radiocarbónicas, Kaplan y col., (2008) han acotado al menos cuatro avances (estadios B – E). Estas dataciones sugieren que los glaciares que ocuparon el Estrecho de Magallanes y Bahía Inútil avanzaron entre 23,1 - 25,2 (estadio B), antes de 20,4 - 21,7 (estadio C) y antes de 17,5 ka (estadio D), seguido por una rápida deglaciación. El término del estadio D está marcado por el retroceso del glaciar hacia los fiordos de la Cordillera Darwin llevando al colapso y drenaje de un lago proglacial represado durante el estadio D, en algún momento previo a 15,5 - 16,6 ka (Kaplan y col., 2008). La posterior reanudación de depositación glaciolacustre y la presencia de paleolíneas de costa depositadas sobre capas de turba de edad post-estadio D fueron interpretadas por McCulloch y col. (2005) como un reavance glacial (estadio E) que llevó a la formación de un gran lago proglacial, el cual formó paleolíneas de costa que gradan hacia morrenas, visibles en la costa oeste y este de Isla Dawson. Este estadio tiene una edad máxima asociada a la tefra Reclús, de edad 14,3 ka

(McCulloch y col., 2005). Edades cosmogénicas recalculadas por revisiones en la tasa de producción regional (Kaplan y col., 2011) indican que el lóbulo de Bahía Inútil, proveniente de Cordillera Darwin, se mantuvo cerca de la posición del UMG hasta los $\sim 18,4 \pm 1,7$ ka.

Un estudio reciente por Hall y col. (2013) indica que extensos glaciares que emanaban de Cordillera Darwin, retrocedieron desde su posición UMG hasta un límite cercano al margen actual antes de los 14,8 ka, en el lado sur de Cordillera Darwin, y 16,8 ka en el lado norte. Si la edad propuesta para las morrenas más internas del UMG en Bahía Inútil son correctas ($\sim 18,4$ ka) entonces este retroceso ocurrió dentro de ~ 1.600 años. El estudio además sostiene que no hubo reavances significativos posteriores (refiriéndose en especial al ACR) desde Cordillera Darwin a Isla Dawson hacia el norte o por Canal Beagle hacia el sur.

Coyhaique, Patagonia Centro

Existen pocos estudios sobre fluctuaciones glaciales pasadas en esta zona de Patagonia. El primer estudio sobre evidencias geomorfológicas asociadas a la última glaciación fue realizado por Caldenius (1932). Caldenius reconoció una secuencia de límites glaciales y paleolagos asociados localizados al oriente de Coyhaique del área de estudio. En ausencia de métodos de datación radiocarbónicos y mediante la correlación de depósitos de varves, identificó una serie de sistemas de morrenas que denominó, de más antiguo a más joven, Inicioglacial, Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial. Entre sus observaciones, destacó las morrenas del valle del río Ñirehuao y los depósitos glaciolacustres en los alrededores de Laguna Blanca. Estas secuencias las correlacionó con drifts identificados en el noroeste de Europa depositados por el manto de hielo Fenoescandinavo durante las dos últimas glaciaciones.

Los estudios de Skármeta (1978) y Niemeyer y col., (1984) identificaron unidades geomorfológicas y depósitos glaciales al oriente de la ciudad de Coyhaique. Posteriormente Beltramone (1991; 1994) documentó una serie de drifts en la cuenca del río Mayo, a unos 50 km al este de Coyhaique, a los cuales denominó, de oeste a este, Drift La Elvira, Drift Río Mayo y Drift Ricardo Rojas. Beltramone correlacionó el Drift La Elvira con el Drift Nahuelhuapi de Patagonia noreste o Glaciación Wisconsin del Hemisferio Norte, correspondiente a la última glaciación; Drift Río Mayo y Drift Ricardo Rojas los correlacionó con la Glaciación El Cóndor y con la Glaciación Pichileufú, respectivamente, ambas de Patagonia norte.

Un estudio más reciente de Arqueros (2004) identificó unidades geomorfológicas y depósitos de origen glacial en la cuenca del río Coyhaique, los que agrupó en cuatro sistemas morfoestratigráficos, de oeste a este: Sistema El Toro, Sistema El Diablo, Sistema Coyhaique Alto y Sistema Los Flamencos. Según Arqueros, las similitudes en la extensión areal del registro morfosedimentario y el grado de erosión de los clastos, permiten correlacionar el Sistema El Diablo con el Drift La Elvira (Alto río Mayo), y ambos podrían corresponder al UMG. La presencia de facies glaciolacustres en el registro sedimentario del Sistema El Diablo indica que durante un momento de detención del glaciar se habría formado un lago proglacial represado por hielo cuyo límite oriental serían las morrenas más distales en Coyhaique Alto (Figura 2). El registro sedimentario que se encuentra distal a la morrena de Lago Baguales indica la formación de un lago proglacial en un estadio posterior al Sistema El Diablo.

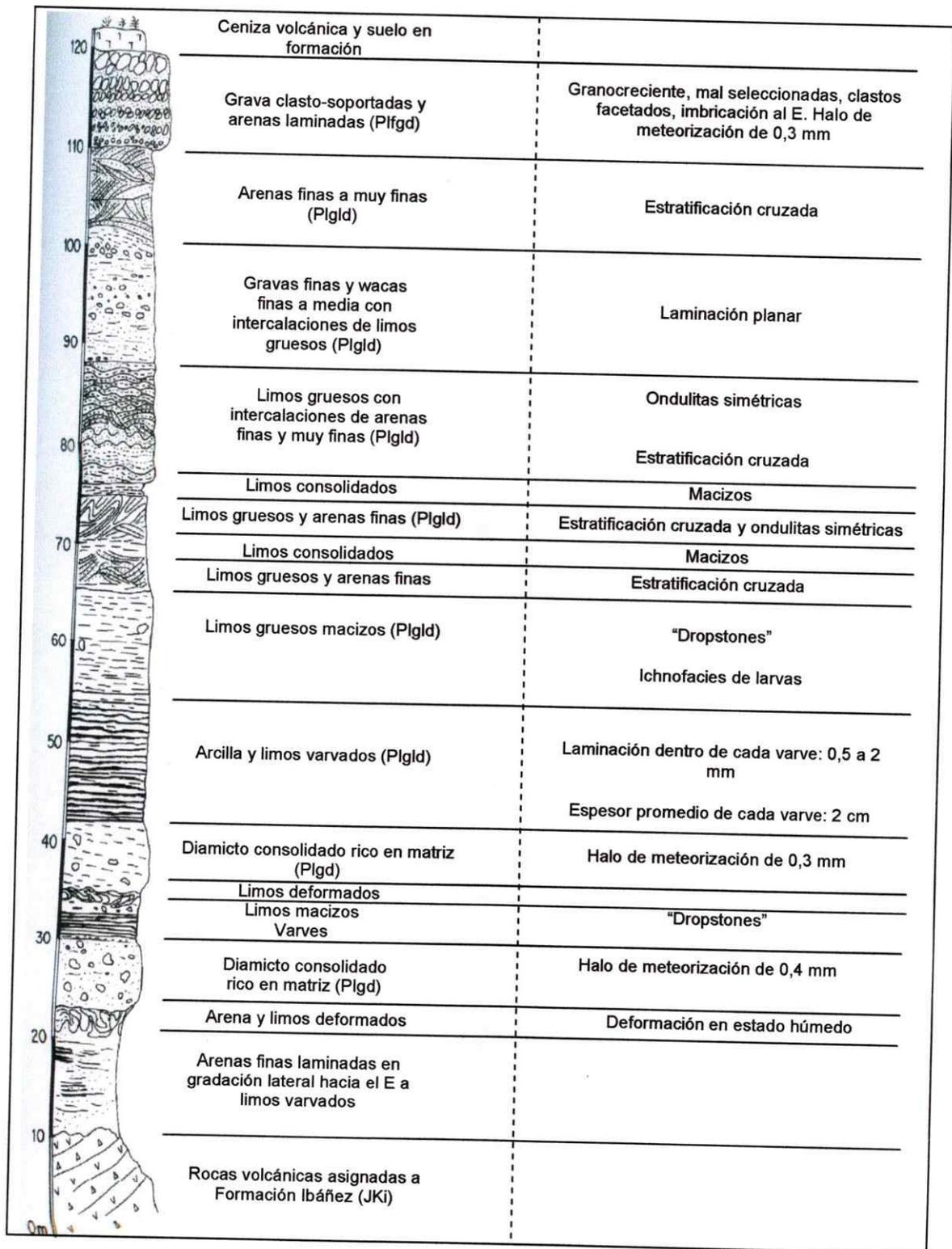


Figura 2: Columna 19.01, Sistema El Diablo (modificado a partir de Arqueros, 2004)

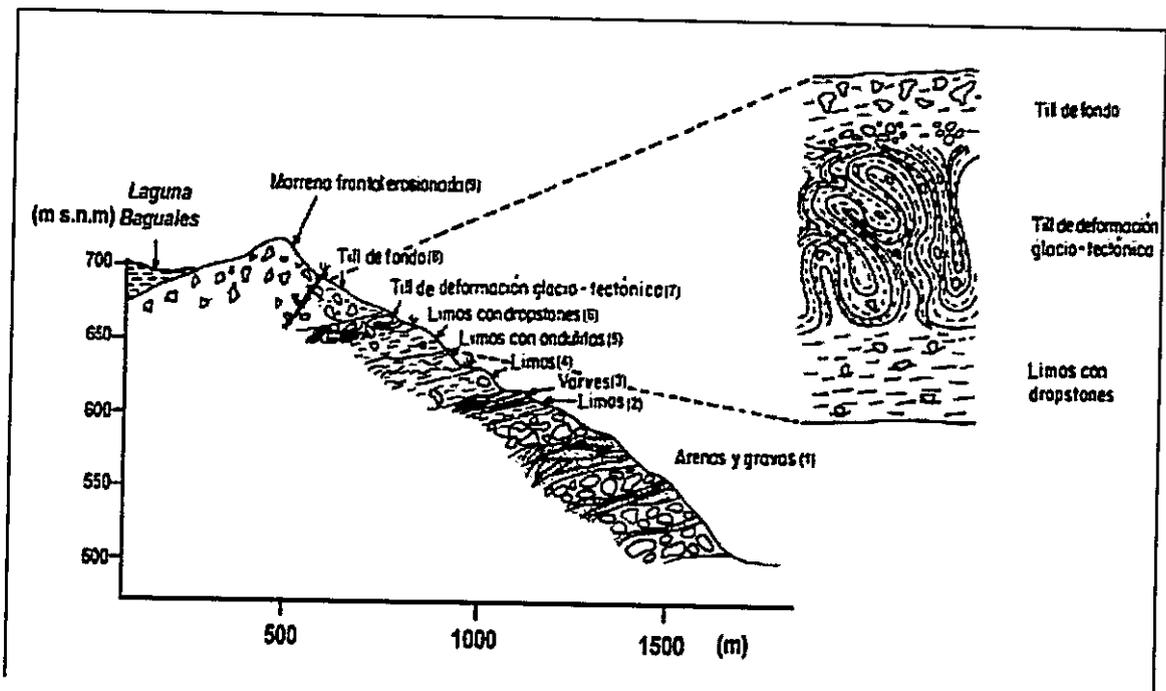


Figura 3: Perfil estratigráfico 03.05 de Arqueros (2004)

Arqueros (2004) conjetura que los dos primeros subestadios del Sistema El Toro (morrenas de Laguna Baguales, El Toro y Las Perdices) se correlacionan con el reavance Menucos en el Lago General Carrera-Buenos Aires. De todas maneras, los diferentes subestadios definidos en el Sistema El Toro representan distintos estadios dentro de la deglaciación posterior al UMG.

El registro palinológico de Mallín Pollux, un pantano ubicado cerca de la costa sureste de Lago Pollux ($45^{\circ}41'30''S$, $71^{\circ}50'30''W$, 640 m s.n.m., 20 km al sureste de Coyhaique) sugiere que el sitio estaba cubierto por el lóbulo glacial previo a 18,6 ka (Markgraf y col., 2007). Posteriormente, la presencia de especies de diatomeas y algas en el registro sedimentario sugiere un ambiente lacustre somero, el cual llegó a ser más productivo después de 17,1 ka. La comparación de siete registros con cronología radiocarbónica entre los 44 y 47° de latitud sur (Laguna Six Minutes [$46^{\circ}25'S$, $74^{\circ}20'W$, 20 m], Laguna Stibnite [$46^{\circ}25'S$, $74^{\circ}24'W$, 20 m], M.

Pollux [45°55'S, 71°41'W, 640 m], Laguna Lincoln [45°22'S, 74°04'W, 25 m], Laguna Lofel [44°53'S, 74°24'W, 25 m], Laguna Oprasa [44°21'S, 73°39'W, 50 m] y Laguna Fácil [44°19'S, 74°17'W, 10 m]) muestra el inicio de la sedimentación orgánica centrada alrededor de los 17,5 ka. La sedimentación fue muy rápida durante esta fase inicial. Datos de susceptibilidad magnética, pérdida por ignición, registros de polen, carbón, y diatomeas, sugieren que el alto aporte de material minerogénico, probablemente inmediatamente después del retroceso glacial, fue la causa primaria de la alta tasa de acumulación de sedimento. Markgraf y col., (2007), sugieren que a los 17 ka Mallín Pollux estaba dominado por hierbas y arbustos en un momento cuando el glaciar que provenía del sector que actualmente alberga a Campo de Hielo Norte estaba cerca del sitio.

Recientemente, Mardones y col. (2011) publicaron un mapeo geomorfológico del valle del río Blanco y el área frontal de Lago Elizalde, en un sector ubicado al oeste de la ciudad de Coyhaique. Mardones y col. (2011) identifican al menos dos avances glaciales, el más externo corresponde a la morrena frontal ubicada en el extremo este de Lago Elizalde y el más joven se ubica hacia el oeste, aguas arriba, en la sección intermedia del valle del río Quetro. Los autores acotaron la edad de la morrena más externa mediante una edad radiocarbónica sobre un clasto retrabajado de varves incorporado al till. Dicha datación arrojó una edad de 9.370 ± 50 años ^{14}C AP, (10,5 - 10,7 ka) aportando una edad máxima no necesariamente cercana para la depositación de esa morrena externa. Asimismo, la inclusión de sedimentos lacustres en el till, algunos de ellos con estructuras de deformación, lleva a hipotetizar que existía un lago en contacto con el glaciar cuyos sedimentos fueron erosionados e incorporados posteriormente a la morrena en un estadio de reavance glacial. De acuerdo a estos resultados y contexto deposicional entonces, la edad de la morrena de Lago Elizalde sería más joven que 9.370 ± 50 años ^{14}C AP (10,7 a 10,5ka,

rango 2σ). Por otro lado, Mardones y col. (2001) reportan otra edad radiocarbónica obtenida a partir de sedimentos de varves subyacentes a una morrena en el valle del río Quetro, con una edad de 2.260 ± 40 años ^{14}C AP (rango 2σ : 2,3 a 2,1 ka), la cual aportaría una edad máxima no necesariamente cercana para la depositación de esa morrena.

6. MATERIALES Y MÉTODOS

En la primera etapa de trabajo de esta tesis llevé a cabo fotointerpretación geomorfológica-glacial del área de Coyhaique sobre la base de fotografías aéreas del vuelo GEOTEC, escala 1:70.000. Complementariamente, en lugares sin cobertura fotográfica se utilizaron imágenes satelitales LANDSAT 7 ETM+ y modelo de elevación digital ASTER (GDEM) con resolución espacial de 15 y 30 metros, respectivamente. El objetivo de esta etapa fue identificar geoformas tales como: pendientes de contacto de hielo, cordones morrénicos, planicies proglaciales de lavado, terrenos acolinados, paleo líneas de costa, etc. Esta información fue integrada en un sistema de información geográfica (SIG) con el software ArcGIS 9.2. La leyenda se elaboró en base a los estudios de Denton y col., (1999b) para las geoformas glaciales. Sobre la base de esta información desarrollé un mapa geomorfológico glacial preliminar.

En una segunda etapa verifiqué en tres salidas a terreno la presencia de estas geoformas e interpreté sedimentos expuestos en secciones estratigráficas clave (zanjas, cortes de camino y secciones naturales accesibles). El objetivo de esta etapa fue identificar los procesos morfogenéticos y ambientes sedimentarios que dieran cuenta de su origen. Adicionalmente medí la altitud de geoformas que pudieran entregar información sobre la extensión de ambientes proglaciales, como es el caso de paleolíneas de costa, cuya altitud nos entrega una estimación sobre la extensión de lagos proglaciales represados por hielo. Se utilizó GPS geodésico Trimble para tal propósito. Posteriormente se corrigió y/o complementó el mapa geomorfológico con la información recogida en terreno.

Esfuerzos de barrenaje llevados a cabo por los Drs. Rodrigo Villa y Patricio Moreno permitieron recuperar testigos de sedimento del fondo de lagos localizados en sectores geomorfológicamente claves, entendiendo como clave aquellos que permitan obtener edades mínimas cercanas de abandono local del hielo o lagos proglaciales. Los testigos de sedimento fueron obtenidos con un barreno de pistón Wright a partir de una plataforma flotante anclada en varios sectores batimétricos de cada lago. Con el objetivo de asegurar una recuperación completa y obtener muestras de cada uno de los ambientes sedimentarios en el lago, se obtuvieron al menos dos testigos traslapados para evitar posibles hiatos entre segmentos del registro. El análisis estratigráfico consistió en la identificación de litologías y estructuras sedimentarias mediante la descripción macroscópica y análisis de radiografías digitales. Este último análisis permitió identificar cambios sutiles dentro de la estratigrafía. Paralelamente realicé análisis de Pérdida por Ignición (PPI) para cuantificar el contenido de agua, materia orgánica, carbonatos y siliciclastos presentes en los sedimentos (Heiri y col., 2001). El primer paso fue tomar 1 cc de muestra de sedimento en crisoles previamente pesados para luego determinar su peso húmedo. Luego, las muestras se sometieron a una temperatura de 105°C por 24 horas para eliminar toda el agua de la muestra y así determinar su peso en seco. Posteriormente las muestras fueron quemadas secuencialmente a 550 y 925°C. La pérdida de peso después de cada quema es proporcional a la cantidad de materia orgánica, carbonatos y siliciclastos, respectivamente. Los testigos fueron correlacionados mediante los valores del análisis de PPI y litoestratigrafía, lo que permitió generar una estratigrafía maestra (continua) y sin hiatos asociados a los extremos de cada testigo individual. La comparación de testigos permitió examinar las variaciones laterales de distintas unidades sedimentarias reconocidas a lo largo de un gradiente batimétrico en cada lago.

Sobre la base de los testigos de sedimento se realizaron dataciones radiocarbónicas AMS a partir de niveles orgánicos o macrorrestos vegetales lo más cercano posible al inicio de la sedimentación orgánica en cada sitio con el fin de obtener una cronología absoluta lo más cercana posible al cese de la influencia glacial o glaciolacustre local. Las edades fueron convertidas a años calendario antes del presente mediante el programa CALIB 6.0. Adicionalmente, se utilizaron niveles de ceniza volcánica como marcadores cronoestratigráficos para correlacionar sitios de estudio. Finalmente se correlacionó la cronología de fluctuaciones glaciales del sector de Coyhaique y Balmaceda con registros paleoecológicos de la región y cronologías glaciales de regiones cercanas.

7. RESULTADOS

7.1 Geomorfología

El área de estudio se dividió en cinco zonas para facilitar la descripción y análisis de la geomorfología glacial, esta división se muestra en la Figura 4. En la Tabla 1 se presenta el listado de sitios a partir de los cuales se obtuvieron dataciones radiocarbónicas y se desarrolló la tefroestratigrafía. Los triángulos amarillos en la Figura 4 indican la posición de los lagos a partir de los que se obtuvo registro sedimentario.

En el Plano N°1: Mapa Geomorfológico glacial de Coyhaique – Balmaceda (45°-46°S), adjunto a la presente tesis, se puede observar la geomorfología glacial del área de estudio.

N°	Nombre sitio	Latitud	Longitud	Elev. (m s.n.m.)
1	Lago Unco	45°34'29,4"S	71°43'7,6"O	756
2	Lago Tranquilo	45°27'29,1"S	71°44'43"O	953*
3	Lago Churrasco	45°41'22,9"S	71°49'15"O	798*
4	Lago Quijada	45°42'38,9"S	71°54'26,5"O	723*
5	Lago Mellizas	45°32'32"S	71°48'32,3"O	751*
6	Lago El Toro	45°31'49,8"S	71°50'55,6"O	654*
7	Lago Élida	45°50'27,3"S	71°43'14,8"O	570
8	Lago Baguales	45°29'53,7"S	71°55'5,6"O	650
9	Lago Espejo	45°45'24,7"S	72°7'51,7"O	310*

Tabla 1: Sitios a partir de los cuales se obtuvo registro sedimentario y dataciones radiocarbónicas. *Altitudes medidas con gps geodésico Trimble

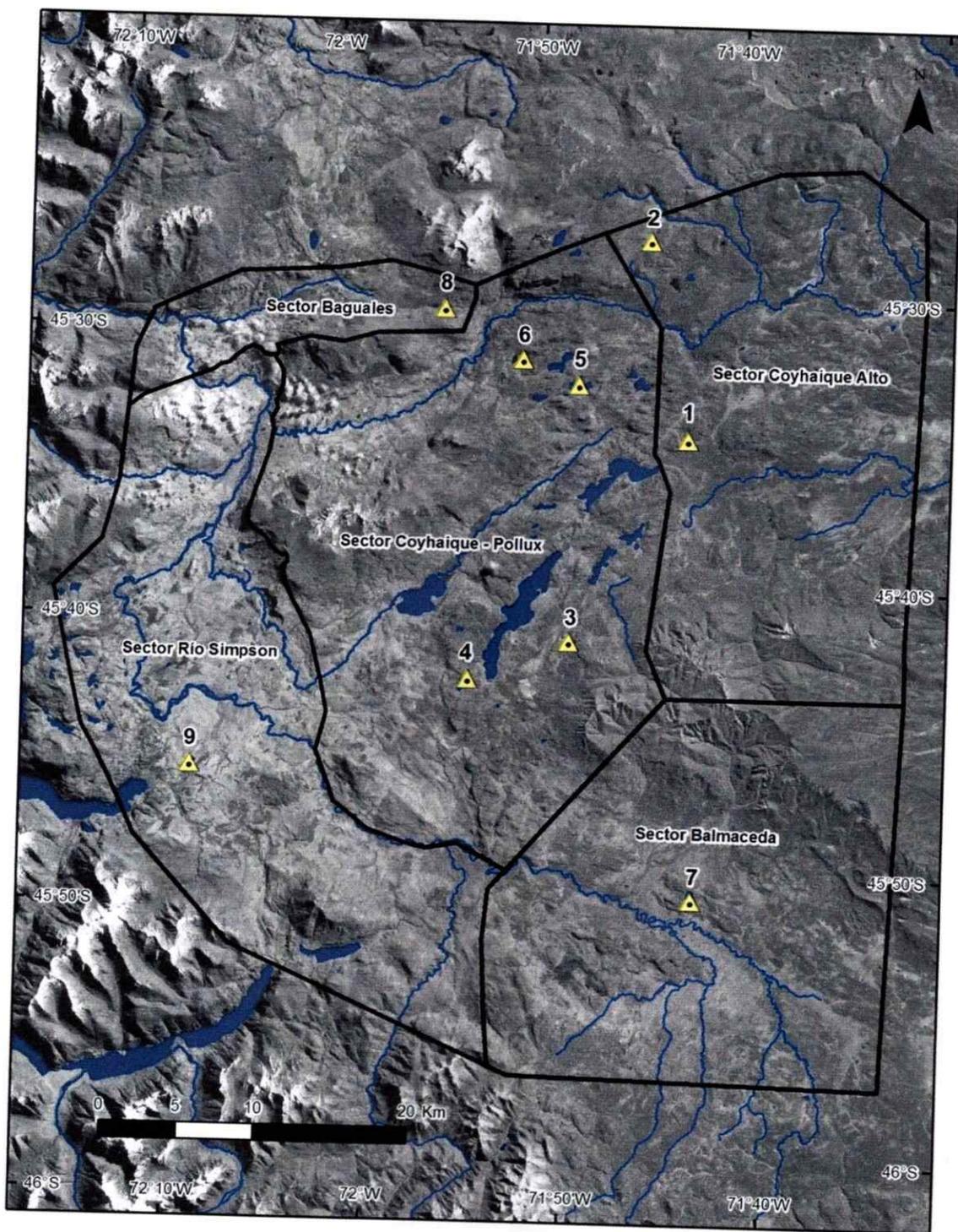


Figura 4: División operacional del área de estudio para efectos de descripción y discusión. El nombre de los sitios se indica en la Tabla 1

Sector Coyhaique Alto:

Esta zona comprende el límite este del área de estudio hasta el extremo oriental de Lago Castor (ver Figura 4 y Mapa adjunto N°1). Por el norte abarca el sector de Pampa del Diablo y Lago Los Patos. En esta zona dominan las geoformas glaciales deposicionales por sobre las erosivas. En el límite norte, sector de Lago Los Patos, se observa un complejo morrénico que indica la posición más externa que se ha observado del lóbulo glacial que ocupó el área de estudio (complejo morrénico Los Patos). Éste está formado por al menos tres crestas morrénicas más o menos continuas que describen un arco alrededor de Lago Los Patos (Figura 5 y Figura 6). Siguiendo el curso del estero El Culebra (ver Figura 7), éstas continúan y cambian hacia una orientación O-E, lo cual sugiere que éstas serían morrenas laterales. Continuando hacia el oriente, este complejo morrénico gradúa hacia una planicie proglacial de lavado (*outwash plain*), en la cual es posible identificar el desarrollo de múltiples canales de deshielo con dirección de flujo hacia el sureste, así como también el desarrollo de terrazas paralelas a dichos canales. Esta planicie se encuentra manteniendo hacia el sureste y disectada por estero Casa de Piedra y estero Los Tres Puentes.

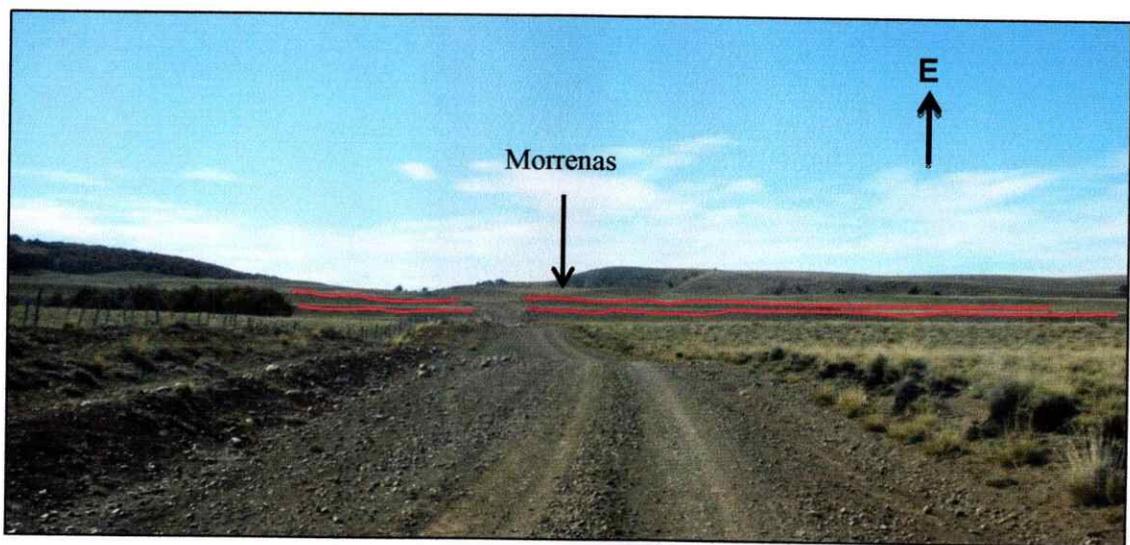


Figura 5: Complejo morrénico en Lago Los Patos (ver detalle geomorfológico en Figura 7)



Figura 6: Lago Los Patos

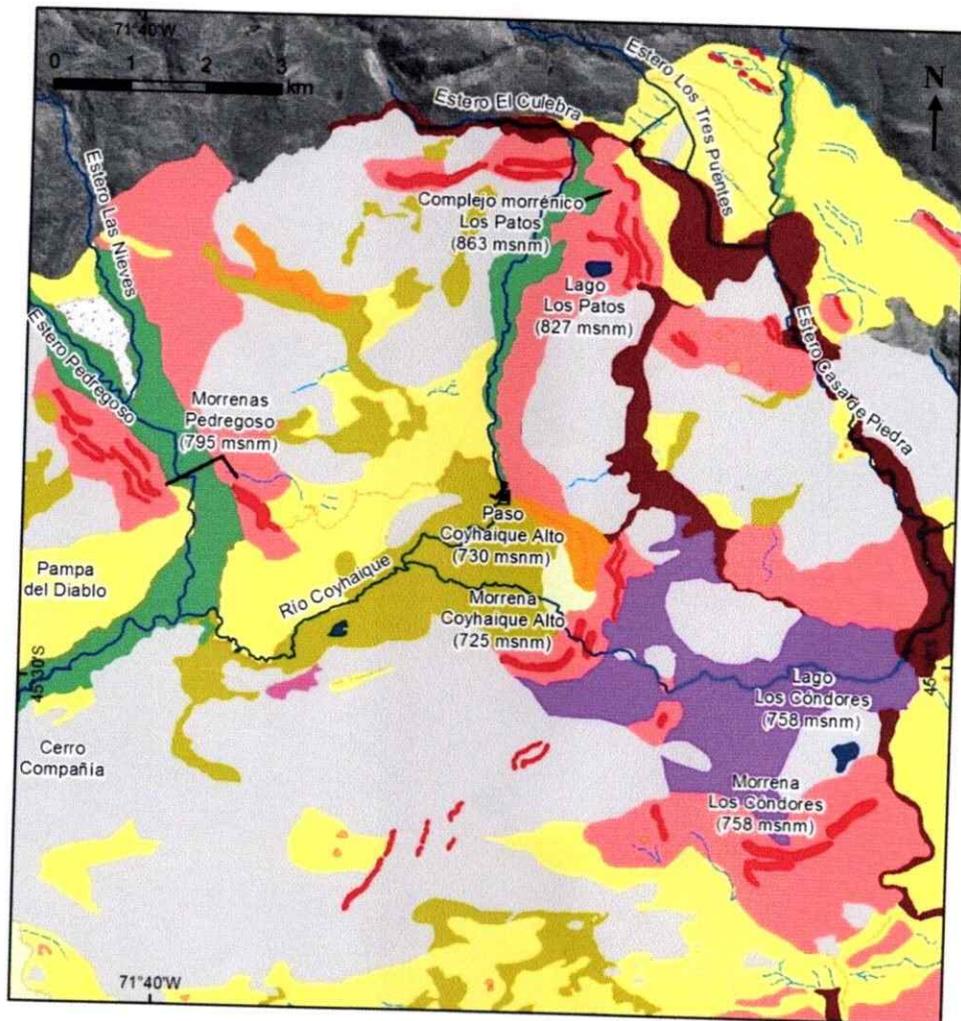


Figura 7: Geomorfología glacial de Coyhaique Alto. Ver Leyenda en Figura 8.
(Extracto del Plano N°1: Mapa Geomorfológico glacial de Coyhaique – Balmaceda (45°-46°S))



Figura 8: Leyenda

Hacia el sur de Lago Los Patos identifiqué dos crestas morrénicas, ambas con una orientación oeste-este, la primera de ellas ubicada 2 km al sur del paso fronterizo de Coyhaique Alto (morrena Coyhaique Alto) por la ruta hacia Argentina y la segunda próxima a Lago Los Cóndores. La morrena Coyhaique Alto tiene una altura de 24 m y gradada en el lado proximal hacia una geoforma que interpreto como terraza kame situada inmediatamente al este del paso fronterizo Coyhaique Alto a 765 m s.n.m.

Al oeste de Lago Los Cóndores y extremo sur del estero Casa de Piedra, se desarrolla una importante planicie proglacial de lavado, la que continúa más al este más allá del área de estudio. Ésta presenta numerosos canales de deshielo y algunos *kettle holes*. Se observa también niveles aterrazados, lo cual sugiere múltiples eventos de construcción de planicies evidenciado por una unidad de *outwash* más joven (subsidiario) que fluyó por el mismo sector y generó terrazas en el *outwash* más antiguo.

Un segundo complejo morrénico se desarrolla en la confluencia del estero Pedregoso y estero Las Nieves (ver Figura 7). Éste se ubica sobre una estructura de roca madre a una altitud

promedio de 800 m s.n.m. Es posible identificar un relieve con crestas morrénicas de pequeña superficie que se encuentra disectado por unidades de planicies de *outwash* más jóvenes las que, a su vez, están erosionadas y aterrazadas por el estero Pedregoso y Las Nieves. Estas morrenas gradan en su lado distal a una planicie proglacial de lavado, la cual presenta una superficie irregular y se encuentra altamente erosionada, siendo posible observarla sólo en la ladera norte del valle del río Coyhaique. Esta planicie presenta diferente inclinación a lo largo de la unidad lo cual sugiere que fue construida por el escurrimiento de aguas de deshielo provenientes del frente glacial y por aportes fluviales provenientes de sectores adyacentes de mayor elevación. En la ladera sur del valle del río Coyhaique se desarrollan dos terrazas a altitudes de ~772 y ~738 m s.n.m. asociadas al desarrollo de un lago proglacial represado por hielo que, en mi interpretación, inundó el valle del río Coyhaique cuando el margen glacial se encontraba al oeste de estero Pedregoso. Sobre la base del registro estratigráfico de Pampa del Diablo, Arqueros (2004) postuló que el ambiente glaciolacustre se mantuvo activo durante los distintos estadios hasta la colmatación de la cuenca en Pampa del Diablo.

En el sector hacia el sur de río Coyhaique, en torno a Cerro Compañía, el desarrollo de geoformas glaciales es limitado por la topografía rocosa, la cual presenta evidencias de erosión y depositación de till en superficie. En esta topografía rocosa es posible identificar tres crestas morrénicas de 400 metros a 1 km de longitud, de orientación NE-SO (Figura 7).

Un tercer grupo de geoformas corresponde al desarrollado hacia el este del Estero Zanjón Hondo, en Pampa del Diablo (ver Figura 10). Éste comienza con el desarrollo de tres crestas morrénicas (morrenas Pampa del Diablo) localizadas en las cercanías de estero Zanjón Hondo, en un rango altitudinal entre 755 a 740 m s.n.m., con alturas varían de 8 a 15 m. Hacia el este se extiende una superficie muy plana, correspondiente a Pampa del Diablo, la cual interpreto como una planicie proglacial de lavado. Ésta se encuentra basculada hacia el este y ligeramente hacia

el sur. Su límite este se extiende más allá de Estero Pedregoso y se encuentra disectada por dicho estero. Cabe destacar que las morrenas y planicie proglacial de lavado de Pampa del Diablo, y en general aquellas pertenecientes al sector Coyhaique Alto, corresponden a las de mayor extensión y mejor conservadas en toda el área de estudio. Otro grupo de geoformas se localiza entre el pueblo Aldea Beleiro (Argentina) y Estancia El Triángulo y lo conforman principalmente una planicie proglacial de lavado y morrenas laterales que se encuentran en la ladera norte del cerro Cono Peñascudo, 3,5 km hacia el este del paso fronterizo Triana (ver Figura 10).

En sector del puesto fronterizo Triana se localiza otro grupo de geoformas consistente en dos morrenas que se desarrollan en el extremo norte de Lago Castor (700 m s.n.m.). La más distal y conspicua de ellas tiene 747 m de altitud, ~ 6 m de altura y 600 m de longitud (en adelante morrena Triana). A partir de esta morrena se desarrolla una planicie proglacial de lavado con dirección de flujo hacia el este a partir de los 735 m s.n.m., (en la cabecera del *outwash*) la cual se encuentra erosionada por un canal elevado y abandonado proveniente del sector actualmente ocupado por Lago Castor (Figura 9). Hacia el este, dicha planicie se encuentra altamente erosionada por otra planicie de gran extensión que a su vez disecta el canal proveniente de Lago Castor recién mencionado.

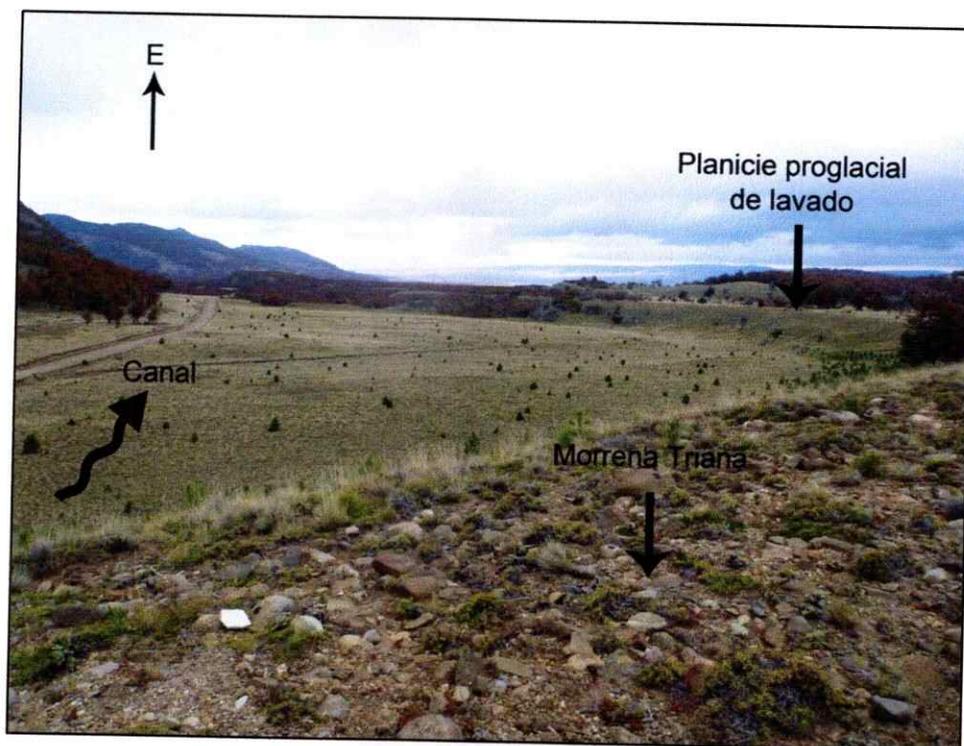


Figura 9: Morrenas del sector paso fronterizo Triana

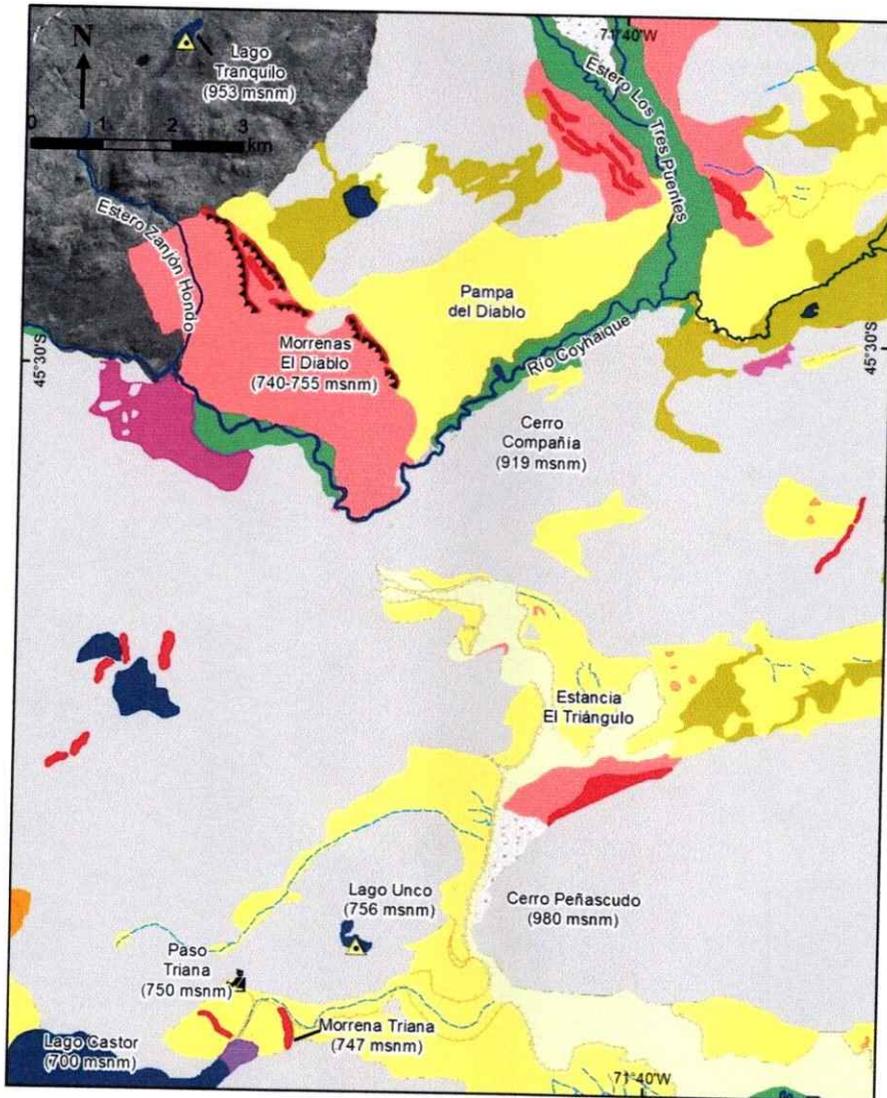


Figura 10: Geomorfología glacial del sector entre Pampa del Diablo y Triana. Leyenda en Figura 8. (Extracto del Plano N°1: Mapa Geomorfológico glacial de Coyhaique – Balmaceda (45°-46°S))

Sector Coyhaique – Pollux

Corresponde al sector centro del área de estudio, teniendo como límite norte el río Coyhaique y hacia el sur el cerro La Virgen (ver Figura 11). Este sector carece de geoformas deposicionales asociadas a márgenes de hielo y predominancia de promontorios de roca con erosión glacial. En el límite norte del área se observa una planicie compuesta por sedimentos lacustres, la que se

encuentra contigua al sistema morrénico de Pampa del Diablo y disectada por el río Coyhaique. Uno de los sectores donde se concentra la mayor parte de las geoformas glaciales de esta área se ubica al sur, en el valle donde nace el río Pollux. En este sector, a una altitud de ~747 m s.n.m., identifiqué una unidad de terrazas delimitadas por los cerros circundantes en la cabecera del valle, unidad que interpreto como terrazas kame sobre la base de su posición morfoestratigráfica. Sobre estas terrazas es posible identificar dos crestas morrénicas de ~560 metros de longitud con orientación O-E. Separando este valle de Lago Castor (700 m s.n.m.) hacia el este, identifiqué una superficie relativamente plana, la cual interpreto como una planicie proglacial de lavado (ver Figura 11). Sobre dicha superficie se pueden identificar canales que la atraviesan sin una dirección de flujo predominante. Hacia el suroeste-este se encuentra un valle estrecho de paredes abruptas ocupado actualmente por el lecho del río Pollux. He interpretado el fondo de este valle, el cual tiene altitudes entre ~515 y 700 m s.n.m., como fondo de un lago proglacial sobre la base de sedimentos glaciolacustres expuestos hasta una altitud de 543 m.

Otro grupo de geoformas se localiza cercano a Lago Churrasco (798 m s.n.m.), en el valle del Lago Pollux. Corresponden a tres terrazas de escarpe suave, con altitudes que van entre 740 y 728 m s.n.m. y con ~1,25 km de longitud. Interpreto estas terrazas como paleolíneas de costa de un lago proglacial que inundó este valle (Figura 12).

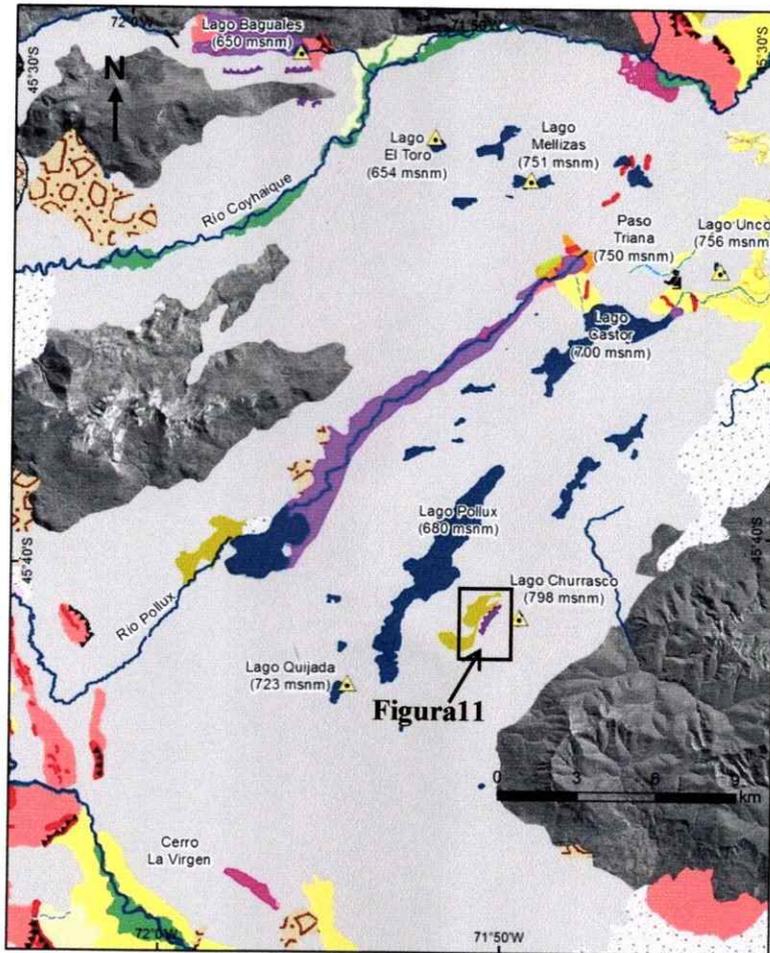


Figura 11: Geomorfología glacial del sector Coyhaique-Pollux. Ver Leyenda en Figura 8. (Extracto del Plano N°1: Mapa Geomorfológico glacial de Coyhaique – Balmaceda (45°-46°S))

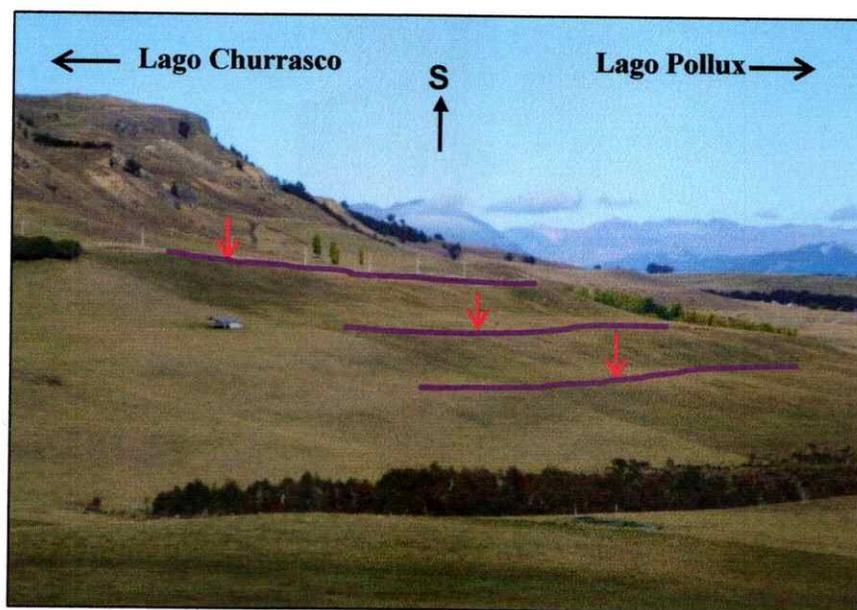


Figura 12: Paleolíneas de costa en el sector de Lago Pollux (líneas purpuras)

Hacia el sur del área, en la ladera con exposición noreste del cerro La Virgen se desarrolla una terraza compuesta por gravas y arenas, a los ~ 590 m s.n.m. La continuidad de esta unidad se ve interrumpida por una remoción en masa que continúa hasta el piso del valle.

Cabe mencionar que en el resto del sector predominan promontorios de roca con erosión glacial recubiertos con diamicto glacial, sin constituir márgenes glaciales.

Sector Balmaceda

Este sector corresponde a la parte sur del área de estudio, en el valle del río Huemules, que es la continuación de río Simpson hacia el este. Este sector carece de geoformas deposicionales asociadas a márgenes de hielo. Las únicas geoformas de este tipo corresponden al sistema de morrenas ubicado 11 km al noreste de Balmaceda, entre 711-765 m s.n.m. las cuales interpreto como morrenas laterales (Figura 13). Otro grupo de geoformas se ubica 3 km al sur de Balmaceda y corresponde a una serie de escarpes paralelos o subparalelos entre sí, las que

interpreto como paleolíneas de costa sobre la base de la identificación de clastos bien redondeados y facetados concentrados paralelos a lo largo del escarpe en superficie. Éstas se ubican a una altitud de 607 m s.n.m. y se extienden horizontalmente por ~2,5 km.

En la parte central del valle del río Huemules se observa una zona plana que contrasta con la topografía rocosa circundante (sector morado en Figura 13). Dicha zona la interpreto como fondo de un lago que inundó este valle considerando que se encuentran asociadas a paleolíneas de costa relativamente cercanas a lo largo del mismo valle.

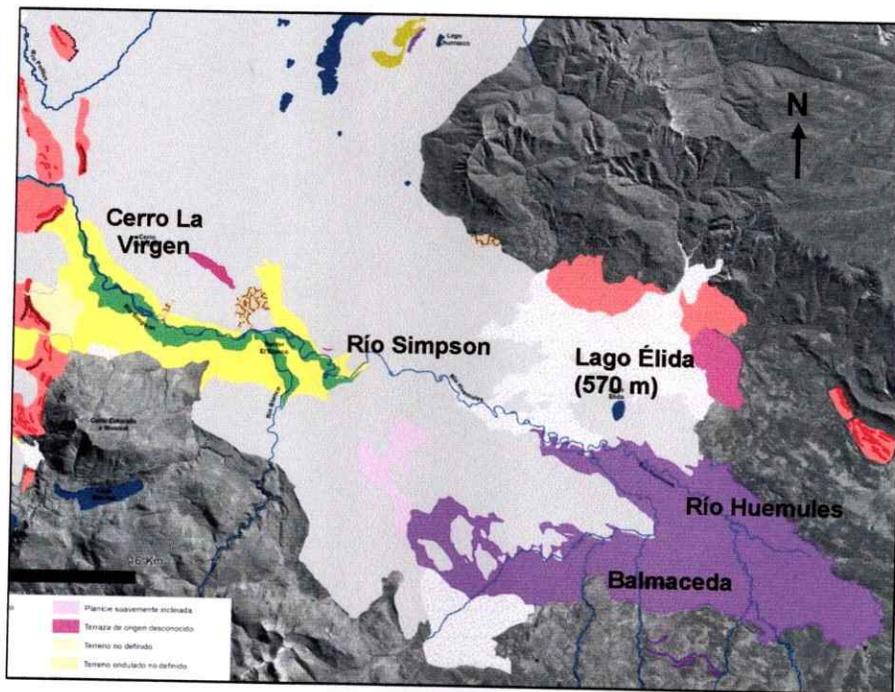


Figura 13: Geomorfología glacial del sector Balmaceda
(Extracto del Plano N°1: Mapa Geomorfológico glacial de Coyhaique – Balmaceda (45°-46°S))

Finalmente, hacia el norte, en las faldas del macizo rocoso ubicado al norte de Lago Élida se desarrollan abanicos aluviales que ocupan toda el área alrededor del promontorio de roca madre sobre el cual se emplaza Lago Élida hasta alcanzar el fondo del valle. Dichos abanicos han

erosionado parte de una unidad de topografía morrénica que se encuentra en la ladera montañosa, y por lo tanto son de edad posterior a la fase glaciolacustre.

Sector Baguales

Este sector corresponde al límite norte del área de estudio, en el valle del río Baguales, separado de éste por el macizo rocoso de Cerro Cinchao y Cerro Fraile. Este sector corresponde a un valle colgante que fue ocupado por un glaciar colgante proveniente desde el oeste a lo largo del valle del río Baguales. La mayor parte de las geoformas deposicionales de origen glacial se localizan en el sector de Lago Baguales (650 m s.n.m.). En el lado distal (este) de este lago se ha identificado una cresta morrénica de ~5 metros de altura (Figura 14). Distal a esta morrena el valle se encajona por la topografía rocosa, quedando de esta manera a una altitud mayor que la del río Coyhaique (~435 m s.n.m.). Arqueros (2004) documentó un perfil estratigráfico del sector distal de Lago Baguales, por el estero Los Corrales hacia el oriente (ver Figura 15). En éste se describe depósitos de ritmitas compuestos por limos y limos con dropstones subyaciendo a till de deformación glaciotectónica, y éste a su vez, subyaciendo al depósito de till asociado a la morrena Baguales.

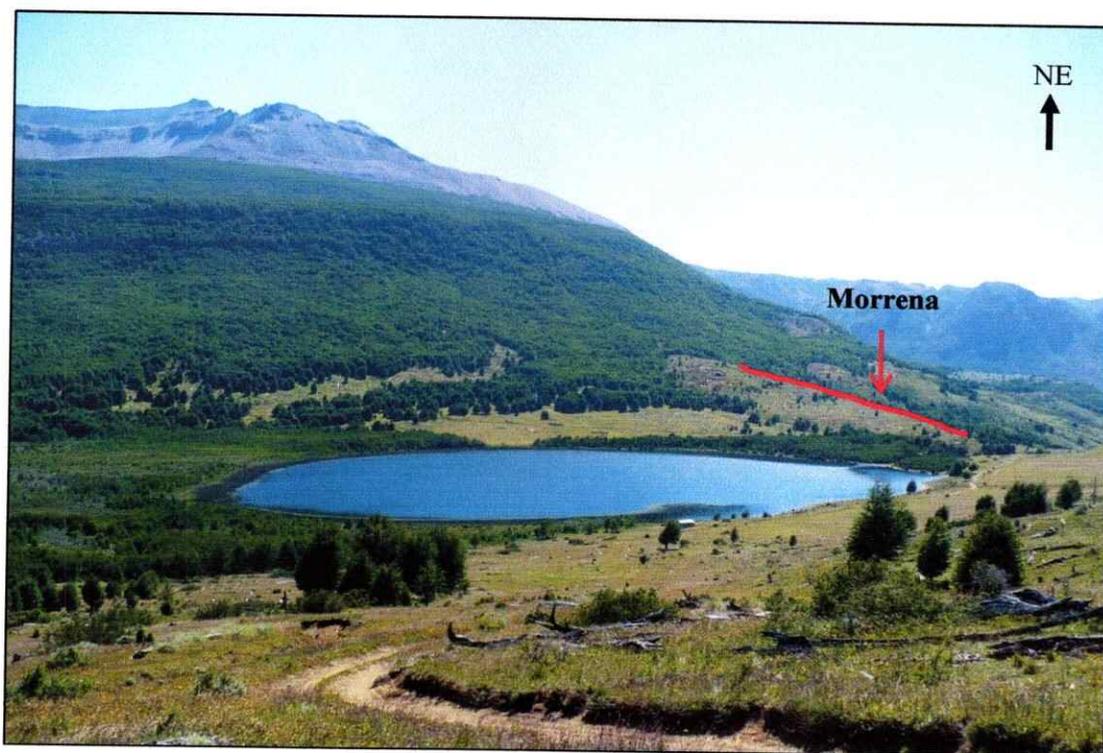


Figura 14: Sector Lago Baguales

En la ladera sur del valle del río Baguales se observan dos escarpes suaves que interpreto como paleolíneas de costa. Por motivos de accesibilidad, no realicé un estudio exhaustivo de estas geoformas en terreno y por lo tanto no tengo datos directos con exactitud. La altitud de estas geoformas, que va desde los 745 a los 760 m s.n.m., es solamente referencial ya que corresponde a información obtenida a partir de modelos de elevación digital.

Hacia el oeste identifiqué mediante fotointerpretación una unidad de topografía monticular con algunas crestas que interpreto como morrenas. Entre dicha unidad y Lago Baguales se desarrolla una zona plana, sin una inclinación definida, la cual interpreto como fondo de lago, ello sobre la base de posibles paleolíneas de costa y depósitos glaciolacustres (ver Figura 15).

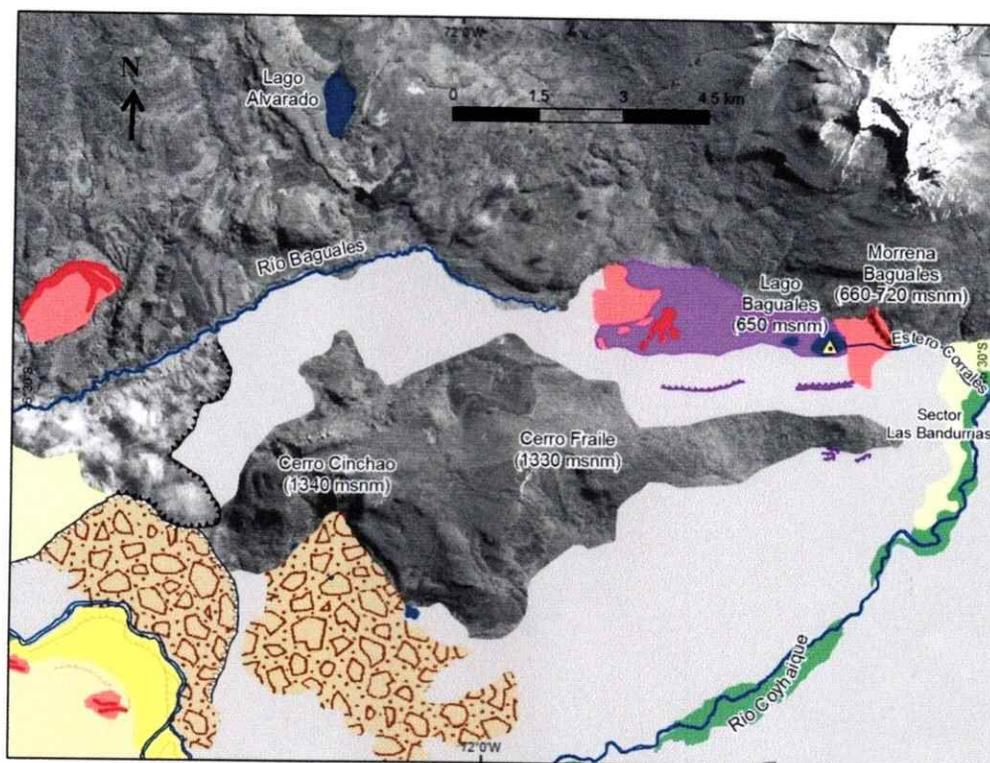


Figura 15: Geomorfología glacial sector Baguales. Ver Leyenda en Figura 8
(Extracto de Plano N°1: Mapa Geomorfológico glacial de Coyhaique – Balmaceda (45°-46°S))

Finalmente en el límite oeste, cerca de la unión del río Baguales con el río Simpson, se desarrolla una pendiente de contacto de hielo esculpida en las laderas del cerro Cinchao en su cara norte. Dicha pendiente presenta una topografía monticular y su borde demarca el límite sobre el cual los procesos erosivos postglaciales forman barrancos o cárcavas en los depósitos no consolidados a lo largo del talud. En el sector norte del río Baguales se ha identificado una unidad de topografía morrénica la cual está asociada a la pendiente de contacto de hielo mencionada anteriormente. Las morrenas más altas se ubican a una altitud aproximada de 670 m s.n.m., mientras que las más bajas se encuentran a una altitud aproximada de 560 m s.n.m.



Sector Río Simpson

Este sector exhibe un gran desarrollo de geoformas deposicionales de origen glacial (ver Figura 16). El área comienza, de norte a sur, con el desarrollo de una planicie proglacial de lavado aterrazada localizada al norte de la ciudad de Coyhaique. Hacia el lado proximal de esta planicie, o aguas arriba, se desarrolla de manera acotada una superficie de topografía morrénica de montículos suaves y poco visibles. Continuando por el sector Mirador se desarrolla una superficie amplia y de topografía ondulada. La geomorfología de esta superficie, en cuanto a su origen, es aún poco clara. En ciertos sectores se observan crestas morrénicas, pero en otros, dichos montículos corresponden a roca madre, algunas de ellas cubiertas por diamicto. Esta superficie grada hacia proximal a un terreno morrénico, con crestas que van desde los 797 a los 745 m s.n.m. La más alta de éstas grada hacia una terraza kame que aumenta en altitud hacia el norte, hasta los 825 m s.n.m.

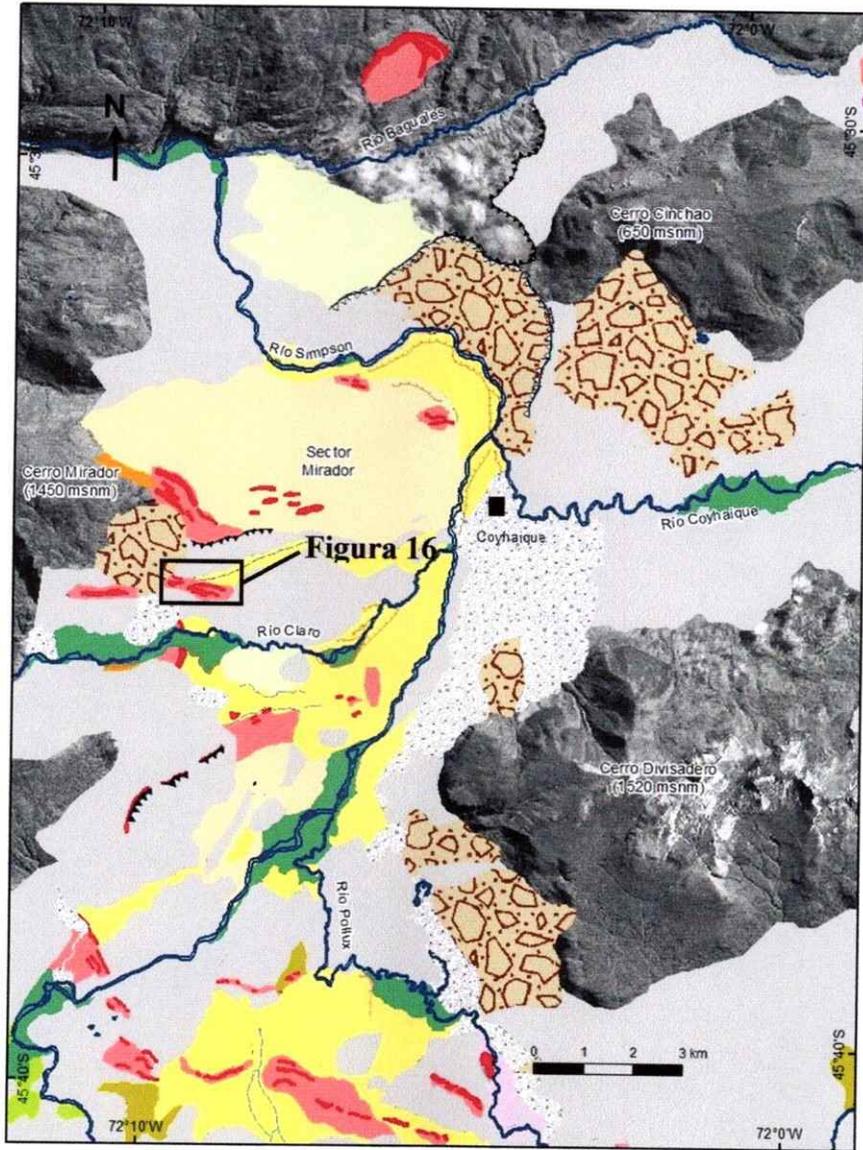


Figura 16: Geomorfología de sector Río Simpson (parte norte). Ver Leyenda en Figura 8 (Extracto de Plano N°1: Mapa Geomorfológico glacial de Coyhaique – Balmaceda (45°-46°S))

Otro grupo de geformas se localiza en el valle del río Claro, tributario del río Simpson que se une a él en el límite suroeste de Coyhaique. A los ~350 m s.n.m. se desarrolla una cresta morrénica que está parcialmente erosionada por el río Claro y una parte cubierta por depósitos aluviales. Esta morrena gradada hacia una planicie proglacial de lavado que disminuye en elevación en dirección hacia río Simpson. En dicha planicie se observan morrenas aisladas de

pequeña superficie y erosionadas por canales que provienen del margen descrito anteriormente. Un segundo margen glacial se ubica en la ladera norte del valle, en altitudes dentro del rango 570 los 450 m s.n.m. Consta de varias crestas morrénicas que disminuyen en altitud hacia el este, las que interpreto como morrenas laterales. Estas morrenas gradan hacia un canal de aguas de deshielo que fluye hacia el noreste (Figura 17).

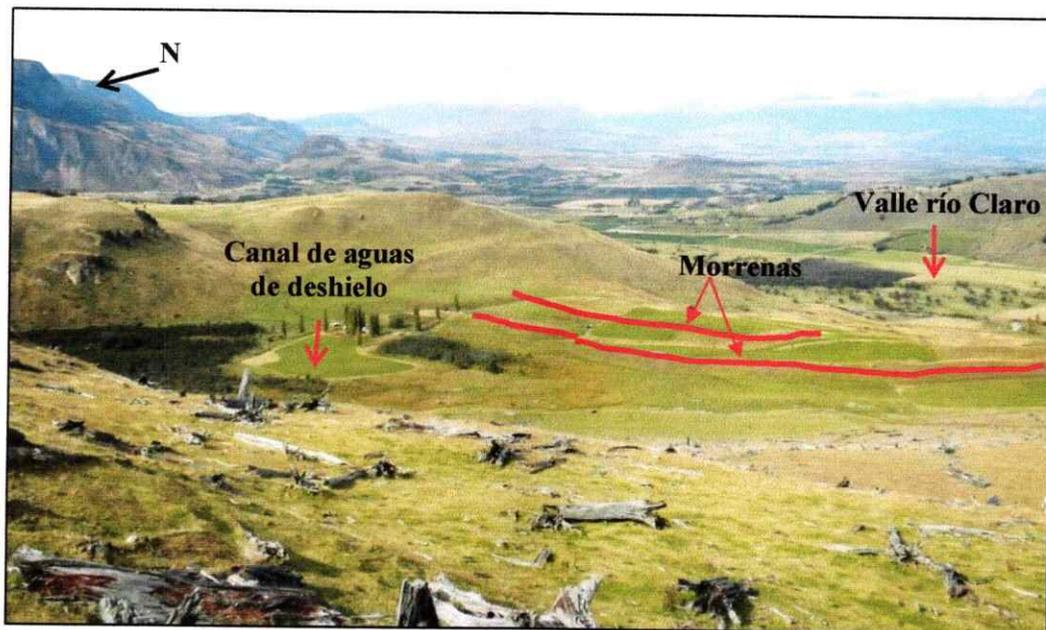


Figura 17: Morrenas del valle de río Claro

Cercano a la confluencia entre el río Claro y río Simpson se desarrolla una planicie proglacial de lavado que disminuye de elevación hacia el noreste (extremo A' de la Figura 19), a partir de los ~310 m s.n.m. En este mismo sector, a los ~444 m s.n.m. se ha identificado una morrena, la cual, dado su ubicación en el cerro, se ha interpretado como morrena lateral (Figura 18). A partir de los 310 m s.n.m., hacia el suroeste se desarrolla un terreno acolinado rocoso con inclinación hacia el sur, de ~3 km de extensión, hasta los ~256 m s.n.m (Figura 19). Hacia el suroeste se identificó una superficie plana basculada hacia el norte, la cual he interpretado como una planicie proglacial de lavado que gradan hacia un complejo morrénico de crestas discontinuas

que se desarrollan a una altitud de ~300 m s.n.m. Este complejo morrénico se caracteriza por describir un arco irregular a través del valle del río Simpson, hasta alcanzar sectores aledaños a Lago Espejo hacia el sur.

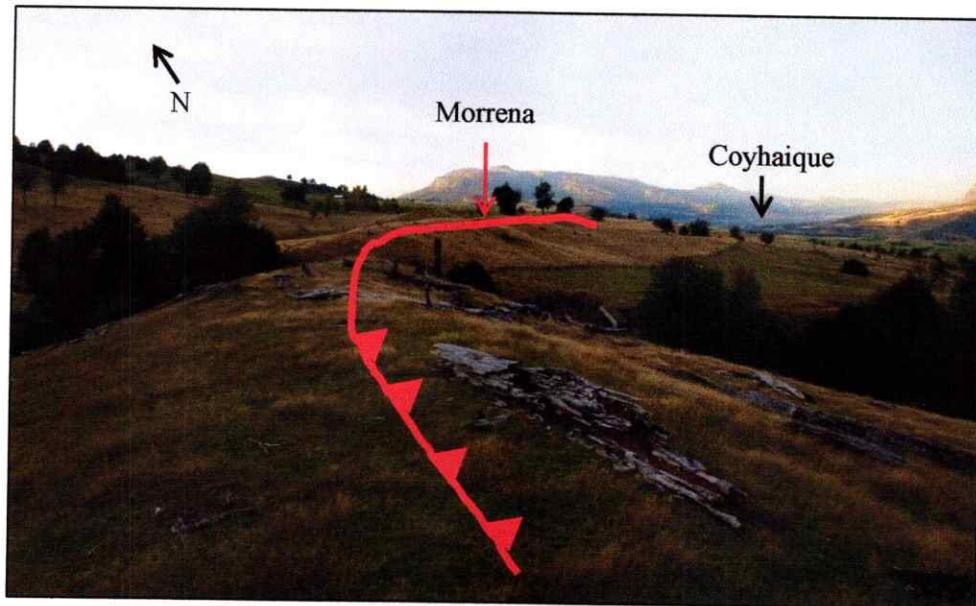


Figura 18: Morrena lateral del valle del río Simpson

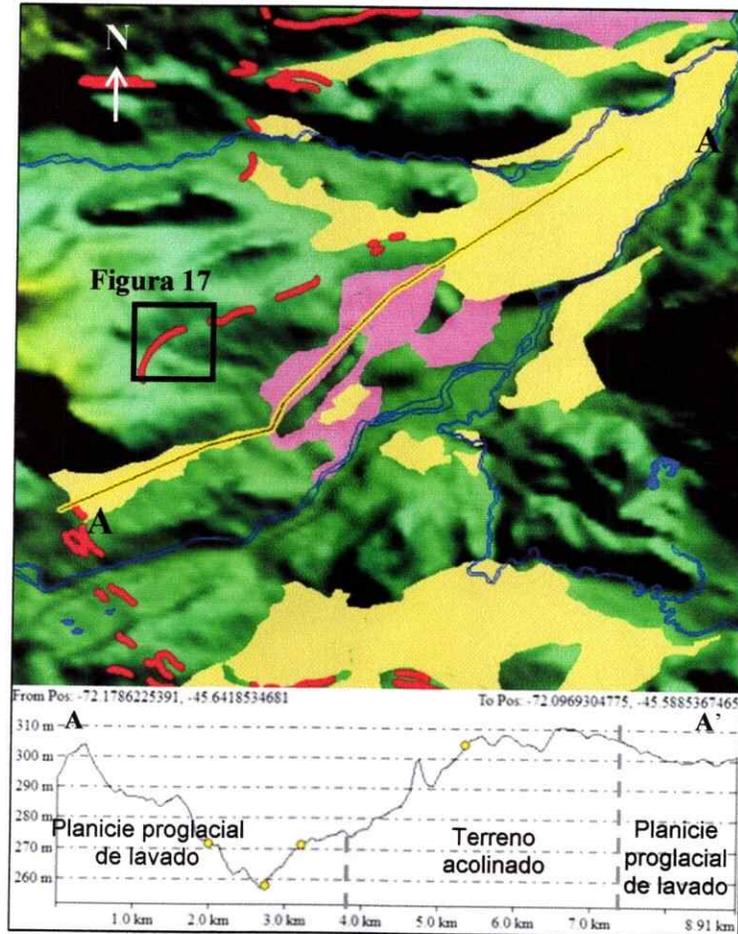


Figura 19: Perfil topográfico de planicies proglaciales en el valle del río Simpson

En el área abarcada por el río Pollux cerca de su confluencia con el río Simpson por el norte hasta la pared oeste del cerro Colorado o Monreal por el sur es posible identificar tres o cuatro complejos morrénicos que describen arcos concéntricos discontinuos (ver Figura 21). La exposición de la cara proximal de estas geoformas varía de sur a suroeste. El complejo más externo está presente en dos sectores, 2 km al norte y 2,6 km al sur de río Pollux, a altitudes de ~580 (ver Figura 20) y ~472 ms.n.m respectivamente. Este margen gradaba hacia una topografía de roca madre, con escasa presencia de depósitos fluvioglaciales.



Figura 20: Margen externo del Sistema morrénico río Simpson. Triángulos rojos indican pendiente de contacto de hielo

El siguiente complejo morrénico se localiza aproximadamente 2 km al oeste del complejo descrito anteriormente. Hacia el sur, en las cercanías del cerro La Virgen, ambos complejos conforman un sólo margen, compuesto por una cresta morrénica a los ~507 m s.n.m. El desarrollo de planicies proglaciales de lavado es limitado por la topografía rocosa circundante. Este complejo morrénico continúa hacia el sur hasta el sector cerro La Paloma, donde incrementa en altitud hasta ~870 m s.n.m. en la forma de morrenas laterales. Hacia el este se ha identificado una planicie proglacial de lavado inclinada hacia el sureste hasta el sector de río Blanco. En el lado sur del cerro La Virgen en esta planicie se desarrolla una serie de terrazas, quedando expuestas secuencias estratigráficas de gravas y sedimentos finos laminados, los cuales se abordan en el apartado de *Resultados: Estratigrafía: Sección El Blanco*.

Hacia el oeste, entre el sector El Salto y Lago Espejo se desarrollan dos complejos morrénicos. El más externo corresponde a aquel mencionado en la Figura 19 (punto A) en su límite norte a

los ~300 m de altitud, hasta los 500 m de altitud en el sector este de Lago Espejo. Proximal a este complejo, en el sector de Lago Pascua, por el camino hacia Lago Atravesado se ha identificado una superficie de delta, cuyos foresets mantean hacia el sureste y cuya superficie se encuentra a 296 m s.n.m (ver *Estratigrafía, Sección El Salto*).

El complejo más interno se encuentra altamente erosionado, con topografía morrénica presente en forma de parches aislados. En el sector proximal, hacia Lago Elizalde, se localiza una planicie proglacial de lavado, con canales que fluyen hacia el norte y noroeste. Finalmente, esta planicie continúa hasta el borde oriental de una llanura lacustre distal al lago, donde se encuentra una cresta morrénica a los 312 m s.n.m. la cual ha sido descrita por Mardones y col. (2011) como una morrena que da cuenta de un reavance del lóbulo glacial en el sector de Lago Elizalde.

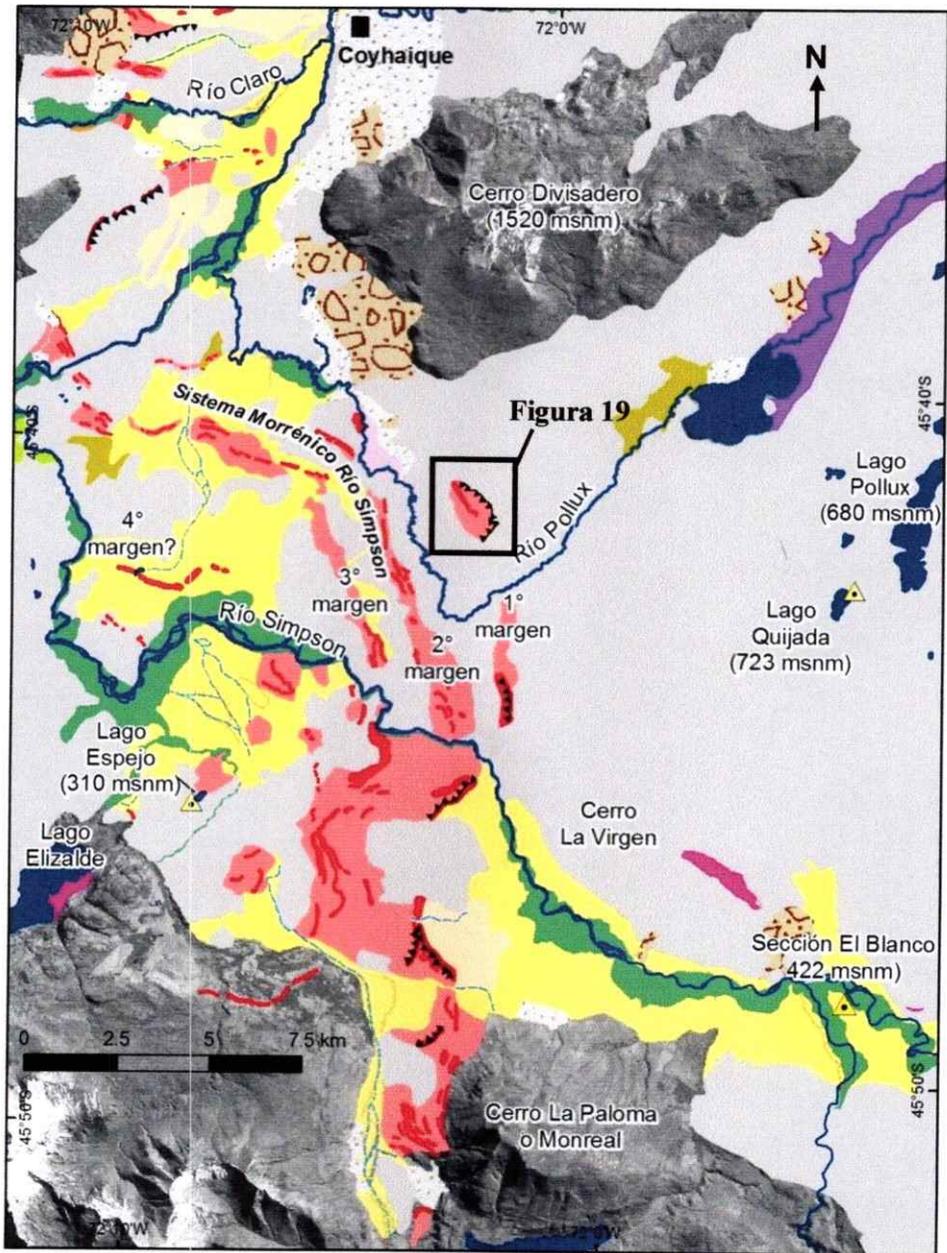


Figura 21: Geomorfología del sector río Simpson (parte sur). Ver Leyenda en Figura 8.
 (Extracto de Plano N°1: Mapa Geomorfológico glacial de Coyhaique – Balmaceda (45°-46°S))

Interpretación

Sobre la base de los antecedentes expuestos se presenta a continuación una integración de las descripciones de geformas en la forma de interpretación de cambios en la cubierta glacial en el área de estudio.

El complejo morrénico de Lago Los Patos, identificado en la zona denominada Coyhaique Alto, es un indicador de la posición más distal alcanzada por el lóbulo glacial al interior del área de estudio y da cuenta del momento en que el lóbulo alcanzó un volumen y extensión máximos. Una vez abandonada esta posición, el margen retrocedió escalonadamente depositando el complejo morrénico Los Patosa partir de la cual se habría desarrollado una planicie proglacial de lavado la cual se encuentra inclinada hacia el sureste.

El gran desarrollo de canales de deshielo sobre las planicies proglaciales de lavado y la identificación de numerosos *kettles holes* en estas planicies dan cuenta de un período de alta tasa de fusión del hielo. No existe certeza de cómo se correlacionan estos retrocesos glaciales con las morrenas del paso fronterizo y la de Lago Los Cóndores, ubicadas al sur, no obstante, por su posición morfológicase presume que el complejo morrénico Lago Los Patos podrían correlacionarse con las morrenas adyacentes a Lago Los Cóndores, considerando la presencia de un canal de aguas de deshielo común que fluye en dirección al sureste. La geomorfología local sugiere que las aguas de deshielo fluyeron en dirección sureste cuando el margen glacial se encontraba al oeste de Lago Los Patos, por el estero Casa de Piedra y por el sector de Aldea Beleiro hacia el este.

Hacia el sur, en el lado proximal de la morrena del paso fronterizo Coyhaique Alto se ha identificado una terraza kame, a los 766 m s.n.m. Es posible que dicha morrena y terraza kame hayan represado a un lago proglacial en algún estadio posterior del lóbulo. La altitud máxima de

aquel lago estaría dada por la altitud del canal de desagüe observado en la morrena Coyhaique Alto, de 725 m s.n.m.

A los ~800 m s.n.m. se encuentra un complejo morrénico disectado por el estero Pedregoso, el cual grada hacia una planicie proglacial de lavado que se encuentra en gran parte erosionada, entre las cotas 800 y 780 m s.n.m. Es posible que esta planicie fue erosionada por un lago proglacial formado en estadios posteriores, a raíz del represamiento por el margen glacial y las morrenas distales del paso fronterizo y Lago Los Cóndores. Interpreto que el canal de desagüe de este lago corresponde al identificado al este de Lago Los Cóndores, a una altitud de 765 m s.n.m. En una etapa posterior posiblemente estuvo represado por la morrena del paso fronterizo y posteriormente disectó la morrena y desaguó por aquel canal, donde ahora fluye el estero El Arroyo. Durante el desarrollo de este lago se habrían formado las terrazas ubicadas en la pared sur del valle. El nivel lacustre más alto del que se tiene registro es de 765 m s.n.m.

Posteriormente se detecta una estabilización o reavance al este del estero Zanjón Hondo, evidenciado por el complejo morrénico y la planicie proglacial de lavado de Pampa del Diablo, y posiblemente por la planicie proglacial de lavado al oriente de Estancia El Triángulo, al sur de Pampa del Diablo. Evidencia estratigráfica (ver apartado Resultados: Estratigrafía), desarrollada en este estudio y en el de Arqueros (2004) revelan la presencia de un lago proglacial represado por hielo formado cuando el margen se encontraba cercano al estero Zanjón Hondo. La falta de evidencia de este lago en sectores ubicados al sur, en Estancia El Triángulo y el valle del río Mayo, sugiere que éste estuvo limitado al sector de Pampa del Diablo y Coyhaique Alto. Seguidamente se depositó la gran planicie proglacial de lavado y un retroceso acentuado del hielo, contemporáneo con el posterior descenso del nivel del lago.

En contraste con las áreas descritas anteriormente, donde el paisaje está dominado por procesos deposicionales, en la parte central del área de estudio, el sector denominado *Coyhaique – Pollux*, la presencia de diamicto de origen glacial (till) sobre los promontorios de roca y depósitos proglaciales en contacto con hielo (ver 7.2 *Estratigrafía, Sección Río Pollux Alto*) pero sin geoformas de margen glacial (morrenas), sugieren un período de rápida recesión glacial posterior al período de estabilización y reavances de Pampa del Diablo en el estero Zanjón Hondo. Las morrenas y terrazas kame en la cabecera del valle del río Pollux son indicadores de la única posición marginal del hielo identificada en esta zona. La identificación de un delta de contacto de hielo (*ice-contact delta* o *kame delta*) asociado a dichas morrenas en la cabecera del río Pollux indica un ambiente subacuático cuando el lóbulo glacial se encontraba en esta posición (ver *Estratigrafía, Sección Río Pollux Alto*). No existe certeza de cómo estas morrenas y delta se correlacionan con la morrena Triana, ubicadas 5 km al este en la frontera chileno-argentina, dado que esta última grada hacia una superficie que he interpretado como planicie proglacial de lavado que se desarrolla hacia el este, dando cuenta entonces de un ambiente subaéreo. Lo más plausible es que hubo una etapa expandida con depositación de morrenas en Triana, seguida de retroceso y formación de lago proglacial local hasta un nivel inferior a los ~735 m s.n.m. en río Pollux en el cual se deposita el *ice-contact delta*. Posterior a la posición Triana, sobreviene un rápido retroceso del margen glacial hacia el suroeste, asociado con la ausencia de geoformas glaciales marginales. A continuación se detecta una estabilización o reavance la cual adquiere evidencia en el sector bajo de río Pollux donde éste cambia de dirección hacia el norte hasta la confluencia con el río Simpson, sector en el que se desarrolla una pendiente de contacto de hielo que grada hacia un plano inclinado hacia el este. De acuerdo a evidencias estratigráficas y geomorfológicas, es posible postular que cuando el margen glacial estaba cercano a esta posición estuvo represando un lago proglacial, construyendo las paleolíneas de costa observadas en el lado sureste de Lago Pollux (ver Figura 12). El nivel de

este lago, de acuerdo a estas paleolíneas de costa, fluctuaría de los 728 a los 740 m s.n.m. Si bien no existe claridad de su extensión hacia el este, de acuerdo a la estratigrafía de Lago El Toro y Lago Mellizas (lo cual se tratará en *Resultados: Cronología de fluctuaciones glaciales*), ubicados ~23 km al este del posible margen glacial, el lago no habría inundado sectores sobre los 750 m s.n.m. Durante este período el lago posiblemente inundó hasta la cabecera del río Pollux, erosionando la terraza de delta y desaguando a través del canal que disecta las planicies proglaciales de lavado del sector Triana hacia el este.

Posterior al desarrollo del lago proglacial, el margen glacial se retiró hasta el valle del río Simpson con el consecuente descenso del nivel del lago. Luego ocurre un reavance glacial cuya posición más externa se encuentra al norte, en un sector cercano a la confluencia del río Pollux con río Simpson, evidenciado por una morrena lateral que grada hacia una pendiente de contacto, y ésta a su vez a una planicie proglacial de lavado que mantea hacia el norte (Figura 18 y Figura 19). En cuanto al área cercana a la ciudad de Coyhaique, existe evidencia que el lóbulo glacial estuvo detenido en el sector de acceso norte de la ciudad, así como también se han identificado morrenas laterales en el sector Mirador (ver Figura 16), las cuales por su altitud (797 m s.n.m.) interpreto que corresponden a un estadio más antiguo que las morrenas frontales de los valles de los ríos Claro y Simpson.

Posteriormente el lóbulo retrocedió hacia el suroeste manteniéndose estabilizado en el lado oeste del cerro La Virgen. En esta posición el lago proglacial habría alcanzado una altitud de ~607 m s.n.m. en el sector sur de Balmaceda considerando una serie de paleolíneas de costa. El posterior retiro del lóbulo glacial está asociado a la depositación de la planicie proglacial de lavado que llega hasta el sector de El Blanco. Este período de retroceso glacial adquiere evidencia donde se desarrolla el sistema morrénico Río Simpson, compuesto por tres o cuatro márgenes

discontinuos, separados por planicies de lavado de extensión acotada, que darían cuenta de períodos de estabilización acotados en el tiempo.

En relación al sector de Baguales, la morrena homónima que se emplaza sobre sedimentos glaciolacustres en el lado distal de Lago Baguales da cuenta de un reavance del lóbulo glacial Baguales, cuando el valle del río Coyhaique estaba inundado por un lago proglacial represado por hielo, al menos en el sector denominado Las Bandurrias. Se desconoce el evento glacial represante, sólo se puede decir que necesariamente el lóbulo se encontraba al oeste de Las Bandurrias y que la altitud de la morrena Baguales, ~660 m s.n.m., representa una altitud mínima para el lago proglacial.

7.2 Estratigrafía

A continuación se describen secciones estratigráficas identificadas en el área de estudio, en el contexto de las geoformas presentes. La figura siguiente muestra la ubicación de las secciones estratigráficas:



Figura 22: Localización de las secciones estratigráficas incluidas en este estudio

Sección Cuesta Los Leones:

La sección se ubica 27 km al este de Coyhaique por la ruta X-243 que va hacia Coyhaique Alto, en el sector Cuesta Los Leones, cruzando el río Coyhaique. En cuanto a la geomorfología, la sección se emplaza en un terreno dominado por topografía morrénica hacia el este, en el lado proximal de las morrenas Pampa del Diablo.

La sección comienza con una unidad cuya base no es visible dada la cubierta de coluvio, compuesta por arcillas y limos laminados de 28,5 m de espesor (Figura 24). Aproximadamente en los primeros 8 m cercanos a la base es posible observar laminaciones de arcillas y arenas finas con contactos nítidos entre los componentes finos y gruesos. Sobreyaciendo esta unidad laminada se observa una capa alrededor de 2 m de espesor de arcillas y limos laminados altamente deformados y plegados (Figura 25). Por sobre esta unidad y contenida en depósitos de arcillas y limos medianamente laminados se encuentra una capa de 1 a 2 cm de espesor compuesta por clastos de 2 mm (gránulos) hasta 20 cm (guijarros). Es importante mencionar que es difícil determinar su continuidad horizontal dado que sólo fue posible analizar una columna de 30 cm de ancho, por lo tanto, es incierto si efectivamente corresponde a una capa o un lente de gravas. Por sobre ésta, continúa una unidad de arcillas y limos finamente laminados con cierto grado de plegamiento. Hacia el techo es posible observar láminas y lentes de arena plegados y fallados. Asimismo la unidad presenta clastos redondeados aislados de tamaño que varía de 3 mm a 3 cm.

En contacto abrupto sobreyace una unidad compuesta por arenas y gránulos de 7 m de espesor. La unidad comienza con una facie gruesa de clastos entre 2 a 5 mm, redondeados y bien seleccionados. Sobreyaciendo se encuentra una facie de arenas medias a gruesas, cuyo contacto con la unidad inferior es gradacional. En el techo de la unidad se puede observar que las arenas presentan laminaciones finas.

Por último la sección termina con una unidad de arcillas y limos compactados, deformados en ciertos sectores y medianamente laminados. Esta unidad de arcillas se encuentra interrumpida por dos unidades de diamicto de matriz arcillosa, matriz-soportados, de 10 a 20 cm de espesor. El rango de tamaño de los clastos va desde 0,5 a 5 cm.

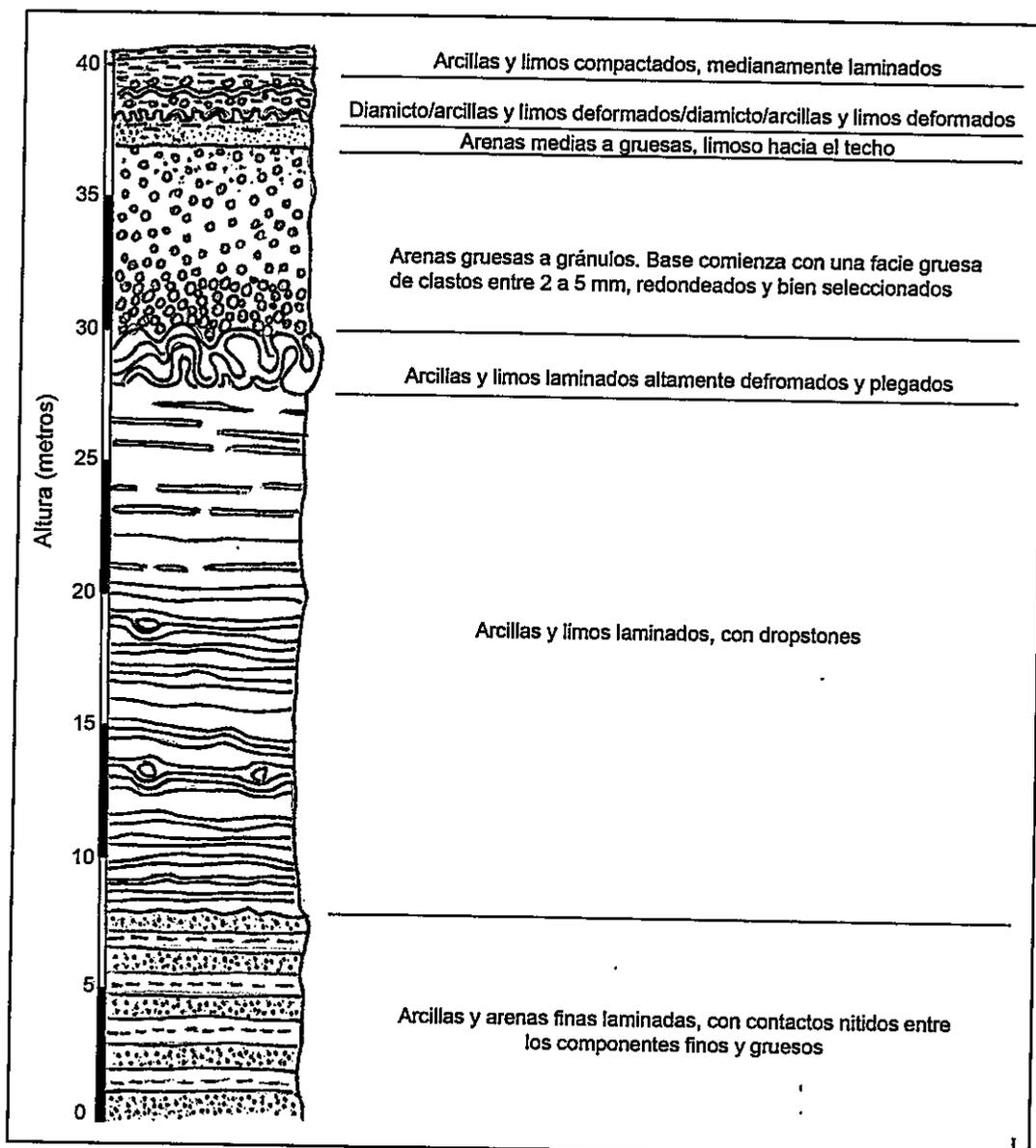


Figura 23: Columna estratigráfica sección Cuesta Los Leones

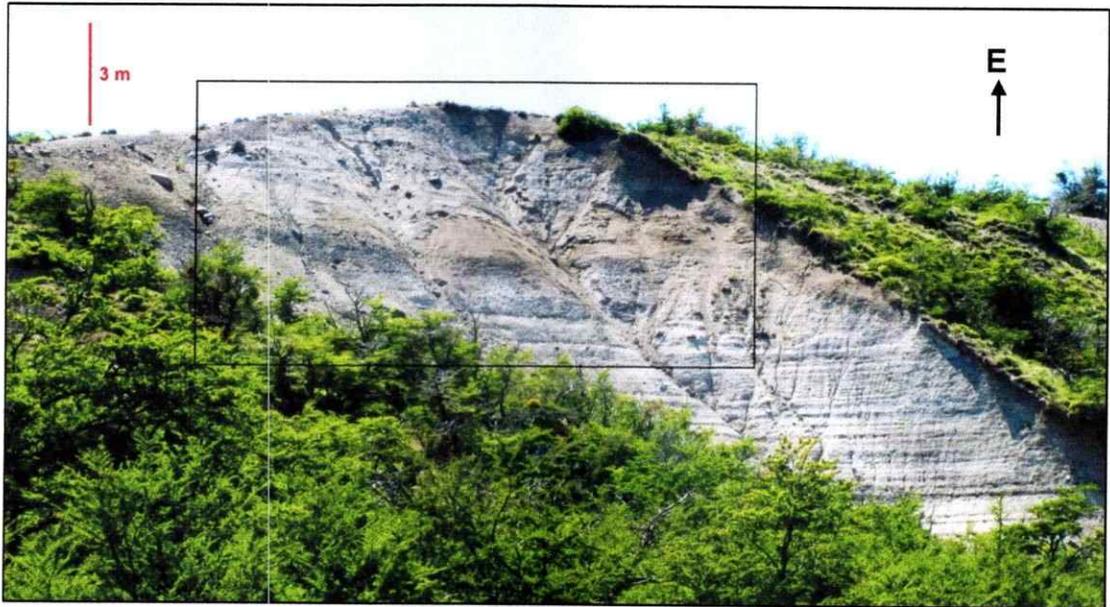


Figura 24: Vista general de la sección Cuesta Los Leones. El cuadro indica el sector estudiado con mayor detalle

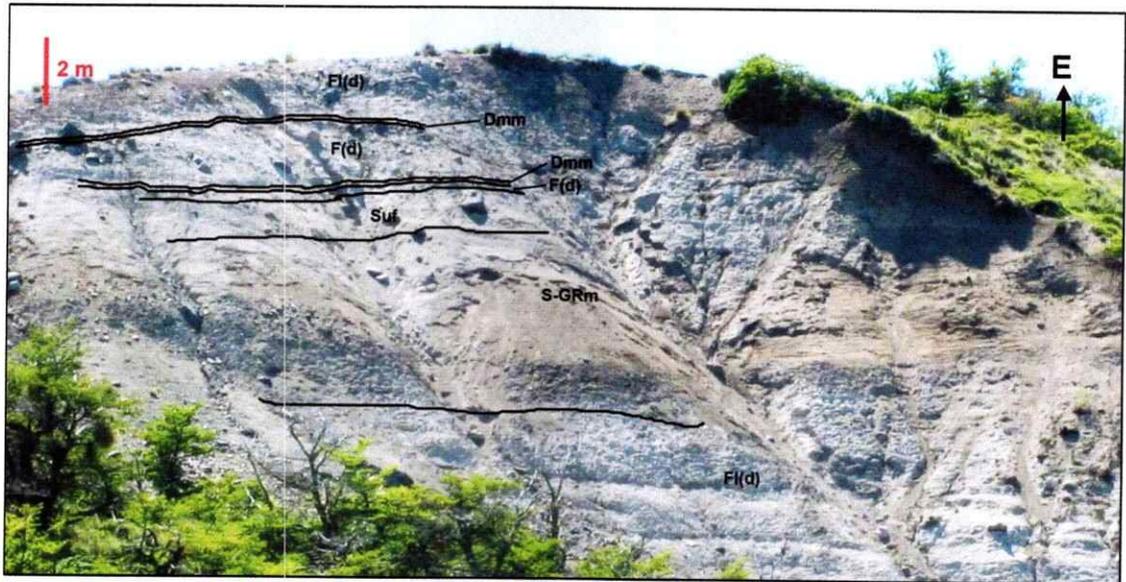


Figura 25: Detalle de la sección Cuesta Los Leones. En la Tabla 2 se entregan los significados de los códigos utilizados

Código	Descripción
F	Limos y arcillas (partículas de <0,063 mm)
Fl	Laminaciones finas, a menudo con presencia de arena fina y ondulitas muy pequeñas
.... (d)	Con dropstones
Dmm	Diamicto. Mezcla muy mal seleccionada con un amplio rango de tamaño de grano. Matriz soportada, masiva.
Suf	Arenas (partículas de 0,063 a 2 mm). Granodecreciente.
S-GRm	Arenas y gránulos masivos y homogéneos.

Tabla 2. Códigos de litofacies utilizados en Figura 25 (modificado de Ben y Evans, 2010)

Interpretación de la sección Cuesta Los Leones:

La sección Cuesta Los Leones se encuentra inserta en la cara proximal de la pendiente de contactoglacial y morrenas que se desarrollan en el extremo oeste de Pampa del Diablo. La sección muestra una unidad basal de arcillas y limos laminados que ha sido interpretada como de origen glaciolacustre. La presencia de facies finas y de arenas en la base sugiere un depósito glaciolacustre de baja energía distante al margen glacial. Al interior de esta unidad es posible encontrar estructuras de deformación y dropstones lo cual sugiere pequeños reavances del frente glacial ubicado hacia el oeste, pasando de un ambiente sin contacto con el hielo a uno con contacto con el hielo.

Por sobre la unidad glaciolacustre se desarrolla una facie gruesa compuesta por arenas y gránulos, lo cual sugiere un ambiente lacustre de mayor energía, asociadas posiblemente a turbiditas glaciolacustres y mayor cercanía al margen glacial. Los dos depósitos de diamicto, o flow till, cercanos al techo de la sección dan cuenta de pequeños reavances del glaciar.

Aunque no se tiene evidencia cronológica directa in situ que permita datar este depósito glaciolacustre, es probable que sea contemporáneo con el depósito glaciolacustre distal que se encuentra en Pampa del Diablo. Sobre estos depósitos glaciolacustres en Pampa del Diablo se depositan las morrenas y planicie proglacial, por lo tanto aquellas morrenas representan un reavance sobre un lago proglacial represado por hielo, el cual erosionó la parte superior del registro en la sección Cuesta Los Leones.

Sección El Salto:

La sección El Salto se localiza aproximadamente 15 km al sur de la ciudad de Coyhaique, por el camino que va hacia Lago Atravesado. Esta sección no pudo ser analizada en detalle debido a sus dimensiones y por estar cubierta en gran parte por detritos (Figura 26).

La primera unidad está compuesta por una secuencia de gravas y arenas estratificadas de un espesor aproximado de 15 m. Los diferentes estratos se encuentran altamente inclinados, manteniendo predominantemente hacia el suroeste, con ángulos de inclinación que varían levemente entre los estratos ($>30^\circ$). A esta unidad sobreyace una unidad de gravas clasto-soportadas, de espesor aproximado de 2 m, mal seleccionada, de clastos redondeados y de estructura masiva. Aparentemente los clastos no presentan imbricación. Sobreyaciendo a esta unidad se encuentra una capa de arena de estructura masiva. Al interior de esta unidad de arena se desarrolla una capa de ceniza volcánica de color claro.



Figura 26: Vista general de la sección El Salto

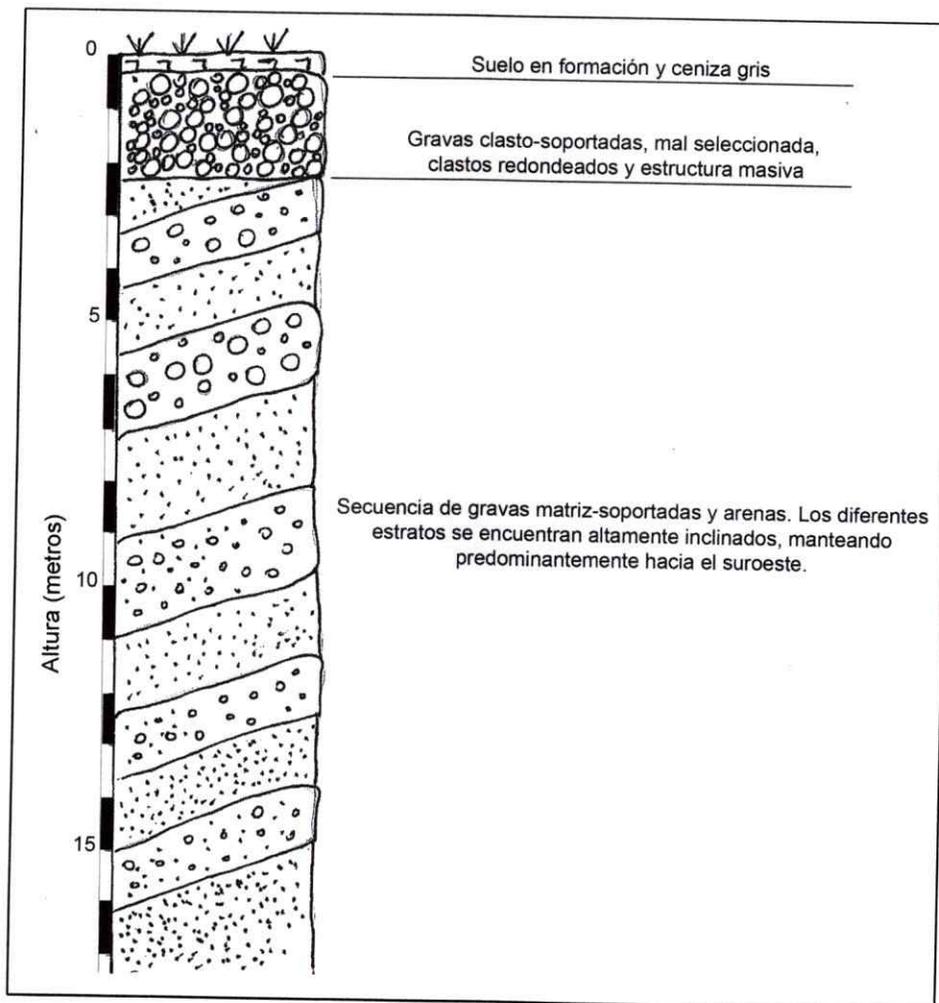


Figura 27: Columna estratigráfica sección El Salto

La unidad inferior la interpreto como un depósito de delta en un lago de carácter local y tardío en el proceso de deglaciación del sector, del cual pienso tuvo una altitud máxima de 300 m s.n.m. El manto de los estratos hacia el sur sugiere que este delta proviene de la escorrentía originada en los cerros circundantes.

Sección Río Pollux Alto:

La sección Río Pollux Alto se ubica 22 km al este de Coyhaique, por el camino que va hacia Lago Castor (ruta X-595), a 7 km de la frontera con Argentina. Esta sección no pudo ser analizada en detalle debido a que se realizaban obras en el lugar en el momento de la visita. Desde el punto de vista geomorfológico, se emplaza en un sector proximal a las morrenas asociadas al lóbulo que ocupaba el valle del río Pollux y Lago Frío.

La sección comienza con una unidad de gravas de espesor aproximado de 1,5 m, medianamente seleccionada, de estructura granocreciente, matriz-soportado y con clastos subredondeados levemente imbricados (ver Figura 29). La matriz corresponde a arena media a gruesa, y los clastos varían de 5 mm a 5 cm. La continuidad lateral de esta unidad de gravas se pierde por estar cubierta de detritos modernos. Sobreyaciendo se encuentra una unidad de aproximadamente 8 m de espesor, compuesta por una alternancia de gravas y arenas. Se pueden distinguir tres asociaciones de facies. La unidad comienza con el desarrollo de facies más finas, depositadas en forma de lentes o bien en capas delgadas (1-2 cm). Por sobre éstas se desarrolla una secuencia de arenas y gránulos matriz-soportados. Las capas se encuentran manteando hacia el este. En ciertos sectores, se encuentran altamente deformadas. Las capas muestran una estratificación cruzada gruesa, en forma de canales o artesas (*trough cross-bedding*). Sobreyaciendo se observa una secuencia de arenas y gravas clasto-soportadas, haciéndose

gradualmente más gruesa hacia el techo. En éstas últimas, la estratificación es planar y no se observan estructuras de deformación.

Sobreyaciendo a todos los depósitos anteriores, en el centro de la sección se observa un canal cuyo relleno corresponde a gravas matriz-soportadas, concentradas en la base del canal (Figura 28).



Figura 28: Sección Río Pollux Alto

La sección Río Pollux Alto la interpreto como un depósito de delta en contacto con un margen glacial o delta kame. La base de la sección la interpreto como una facie más gruesa de los *foresets* del delta, depositados por procesos gravitacionales en la ladera frontal. La porción media muestra las características comunes de los *foresets* deltaicos, gravas arenosas bien seleccionadas y frecuentemente con gradación inversa. Los estratos se encuentran manteniendo hacia el noreste, por tanto el frente glacial estaría detenido hacia el suroeste. La unidad superior de arenas y gravas clasto-soportadas se interpreta como parte de los *topsets* del delta.

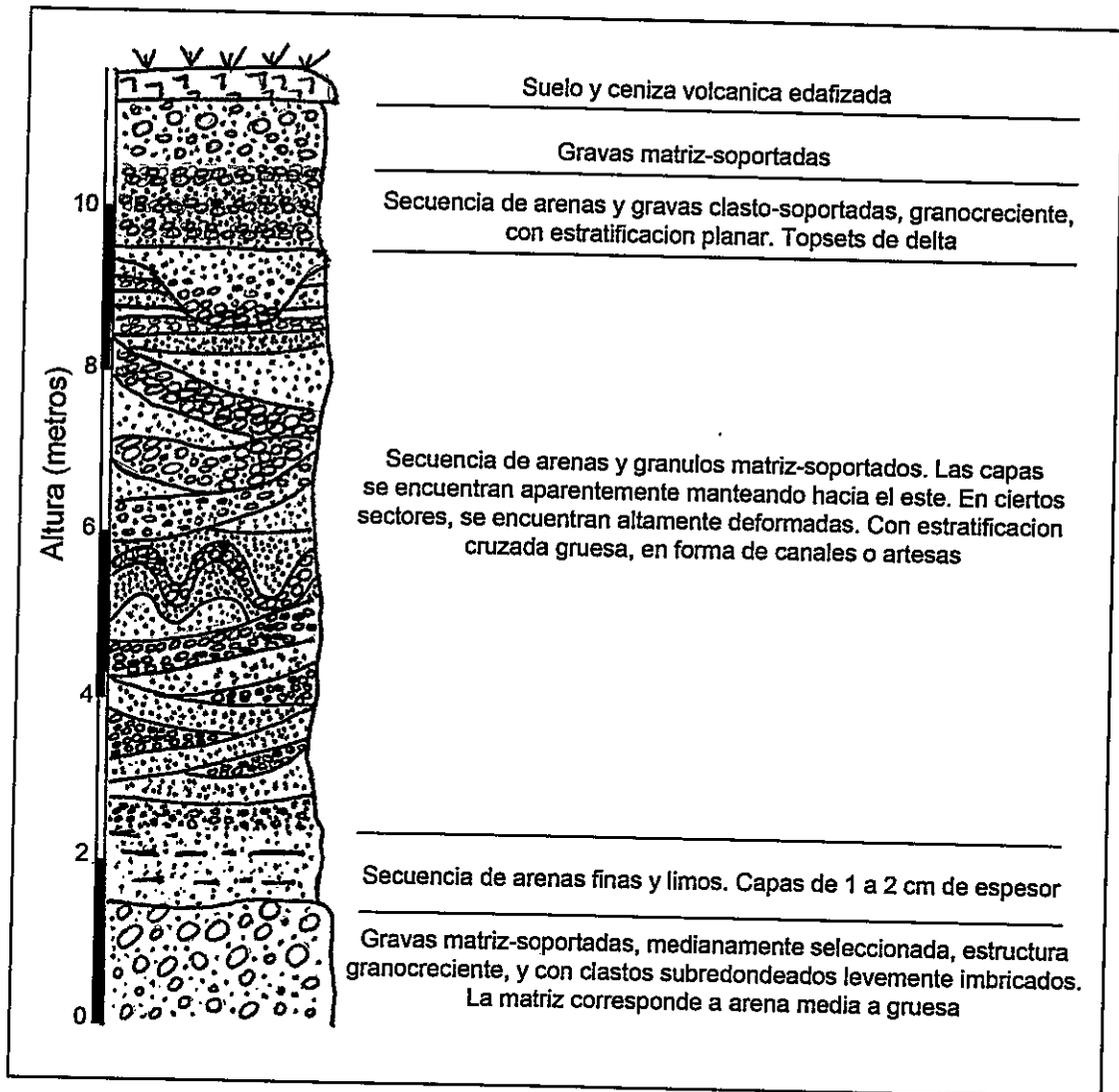


Figura 29: Columna estratigráfica sección Río Pollux Alto

Sección Río Pollux Bajo:

La sección Río Pollux Bajo se ubica aproximadamente a unos 8 km al sur de la ciudad de Coyhaique, cerca de la confluencia del Río Pollux con Río Simpson. Esta sección se emplaza en lo que se ha interpretado como unidad de planicie proglacial de lavado (*outwash plain*).

La base de la sección está compuesta por gravas masivas y clasto-soportadas. Los clastos son de litología heterogénea, mal seleccionado y algunos de ellos levemente imbricados (Figura 30 y

Figura 31). La matriz está compuesta de arena gruesa. Los clastos presentan un diámetro máximo de 15 cm y un diámetro medio de 1 cm. Sobreyaciendo a las gravas es posible identificar una unidad de gránulos clasto-soportados, granodecrecientes y muy bien seleccionados. Sobre esta unidad se desarrolla una capa de arenas estratificadas medias a gruesas, las cuales están cubiertas por una capa delgada de arenas más finas de color claro. Dentro de esta secuencia de arenas y gránulos sólo la capa intermedia de arenas es posible observarla a lo largo de toda la sección, mientras que la capa inferior y superior se encuentra sólo en ciertos sectores. Por otro lado se puede observar que los estratos se encuentran desplazados verticalmente lo que sugiere la presencia de una falla, sin embargo, esto último requiere ser examinado con mayor detalle.

Sobreyaciendo a las arenas se encuentra una unidad de gravas masivas clasto-soportadas, aunque en general el depósito varía en su desarrollo lateral en cuanto a la cantidad de matriz de arena. Al interior de la unidad se puede observar el desarrollo de pequeños lentes de arena gruesa. Los clastos presentan un diámetro máximo de 15 cm y un diámetro promedio de 1 cm, son subredondeados y algunos de ellos muestran imbricación. Sobreyaciendo se desarrolla una unidad de diamicto matriz-soportado de matriz arenosa fina. Los clastos son angulosos, tienen un diámetro máximo de 5 cm, y constituyen alrededor del 10 % de la unidad. Sobre ésta última, en contacto gradual, se desarrolla una capa amarilla de arena fina, masiva y matriz-soportada. Los clastos representan alrededor del 5% de la unidad. Por último, el techo de la sección corresponde a suelo en desarrollo y ceniza volcánica edafizada.



Figura 30: Sección Río Pollux bajo

Las gravas masivas y arenas de la sección se han interpretado como de origen glaciofluvial lo cual es consistente con el mapeo geomorfológico al haber sido interpretado este sector como planicie proglacial de lavado, la cual se habría originado durante la depositación del sistema morrénico río Simpson.

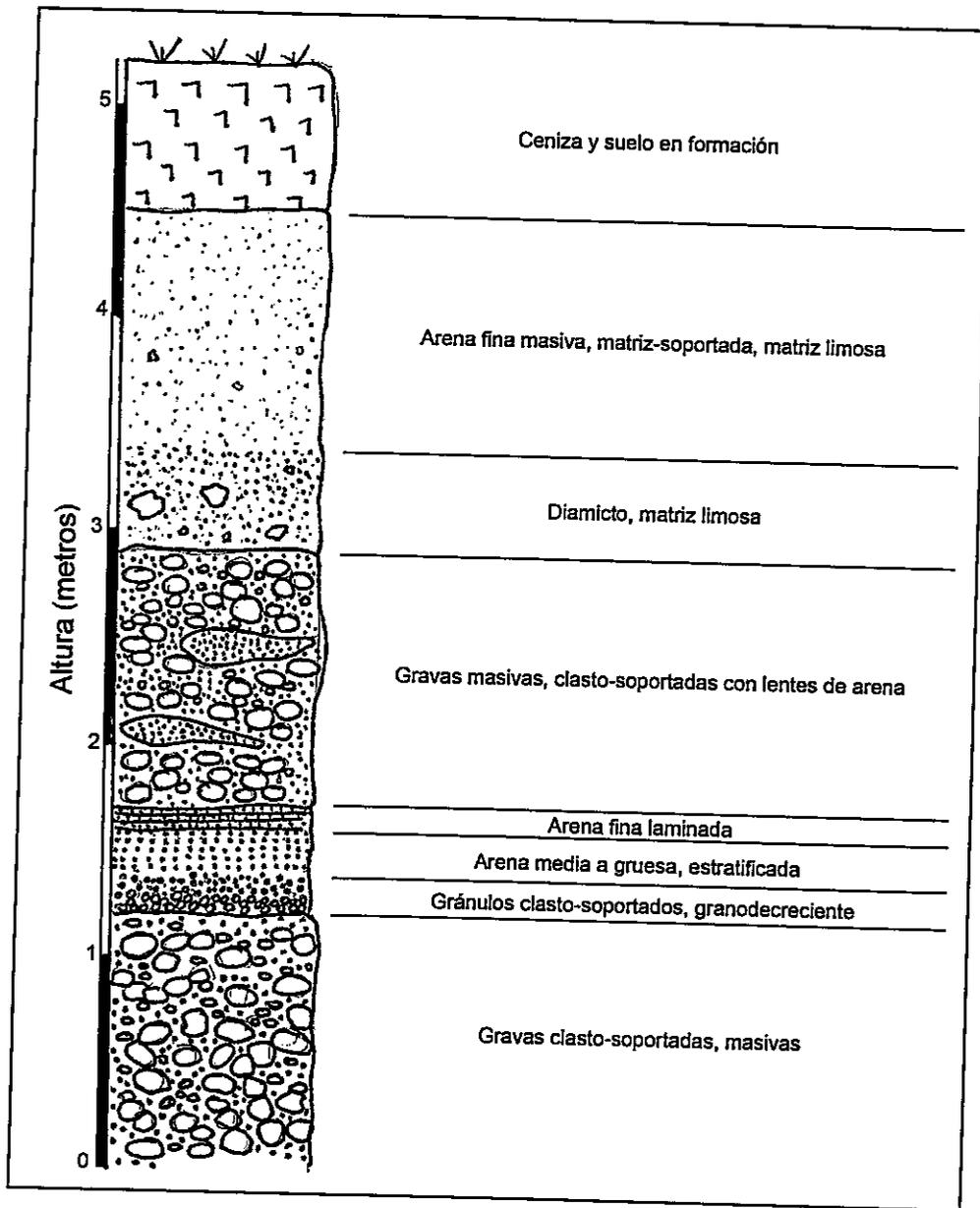


Figura 31: Columna estratigráfica sección Río Pollux Bajo

Sección Mirador Oeste:

La sección se localiza 5 km frente a la ciudad de Coyhaique por el oeste, en el sector de Panguilemu. La base de la sección está compuesta por gravas y lentes de arena levemente estratificadas (Figura 32). La Figura 33 muestra el detalle de dicha unidad. La base de la unidad corresponde a gravas matriz-soportadas, mal seleccionadas y levemente estratificadas. La matriz

está compuesta por arenas y los clastos son predominantemente de tamaño guijarro (0,4 – 6,4 cm), aunque también se observan grandes bloques (70 cm de diámetro). Al interior de la unidad descrita anteriormente se observan lentes de arenas y gravas masivas. Hacia el techo estos lentes comienzan gradualmente a mostrar granulometrías más finas (arena fina y arcillas) y con mayor grado de estratificación. En el contacto superior de esta unidad se encuentran lentes de arcillas muy deformadas.

Sobreyaciendo se encuentra una secuencia de ocho metros de espesor de arenas y arcillas finamente laminadas. En ciertos sectores se observa estratificación cruzada con ondulitas, como se observa en la Figura 34. Cabe destacar que en la parte superior de la unidad estas ondulitas son de tipo simétricas, característica que se asocia a la acción del oleaje, mientras que en la parte inferior son de tipo asimétricas, asociadas a la acción de una corriente (Figura 34). Dichas ondulitas en la parte superior de la unidad se encuentran altamente fracturadas. Por sobre esta secuencia se puede observar una unidad de diamicto presente de forma intermitente a lo largo de la sección. Por último, cabe destacar que la parte superior de la sección está caracterizada por la concentración de bloques y cantos (ver Figura 35).

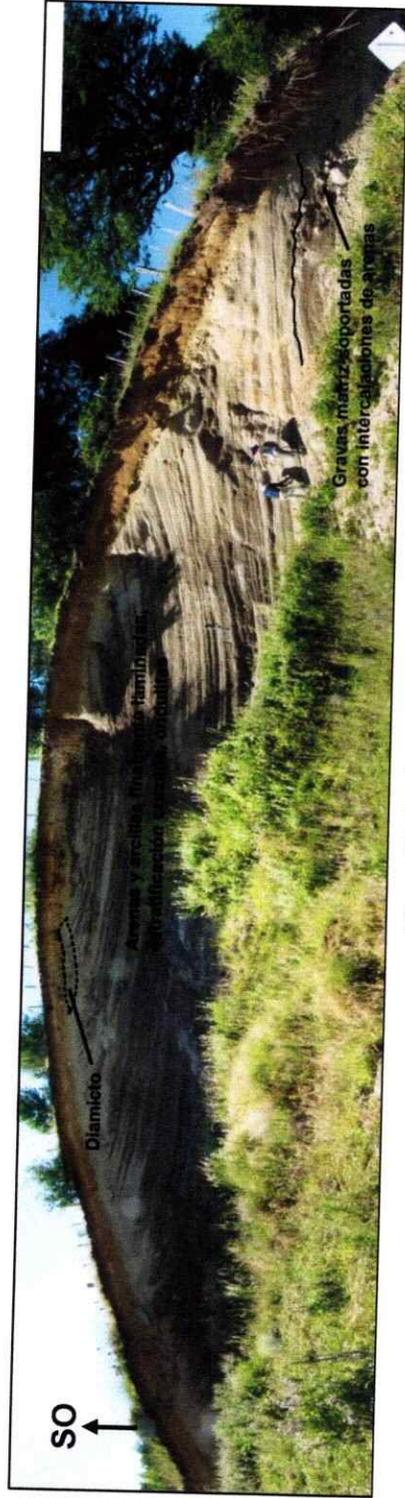


Figura 32: Sección Mirador Oeste

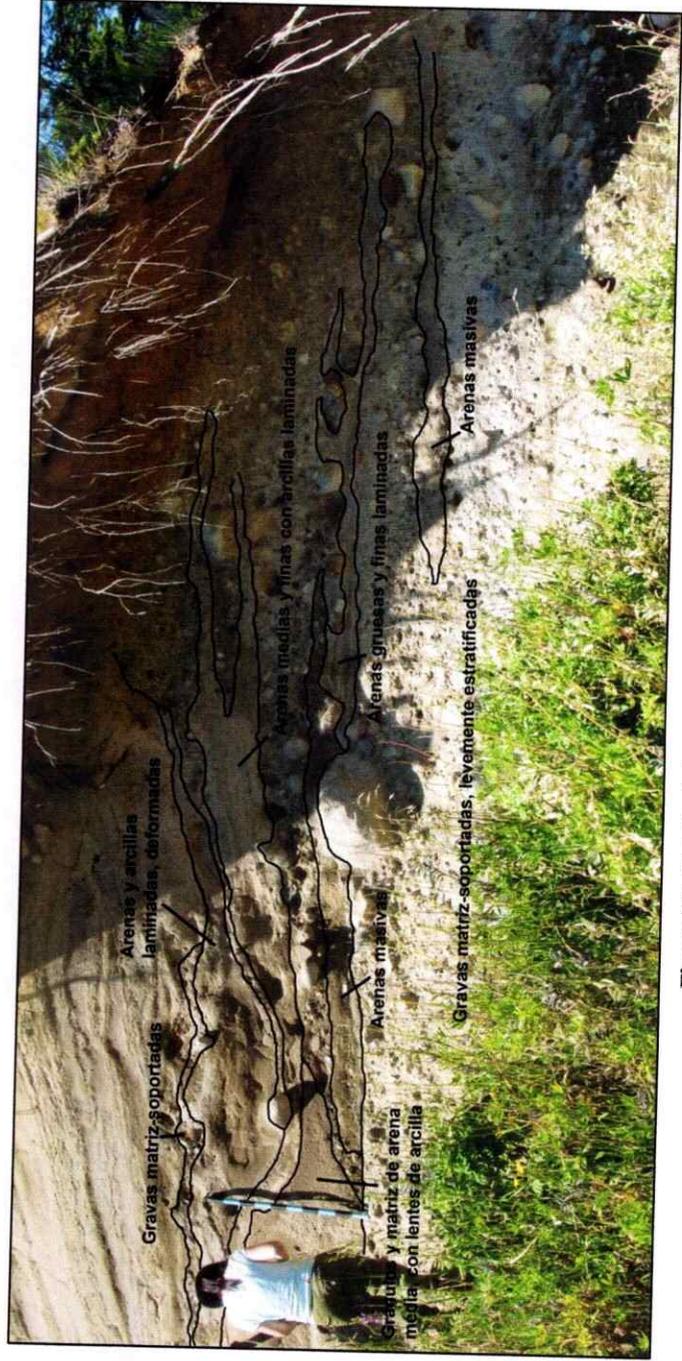


Figura 33: Detalle de la parte basal sección Mirador Oeste

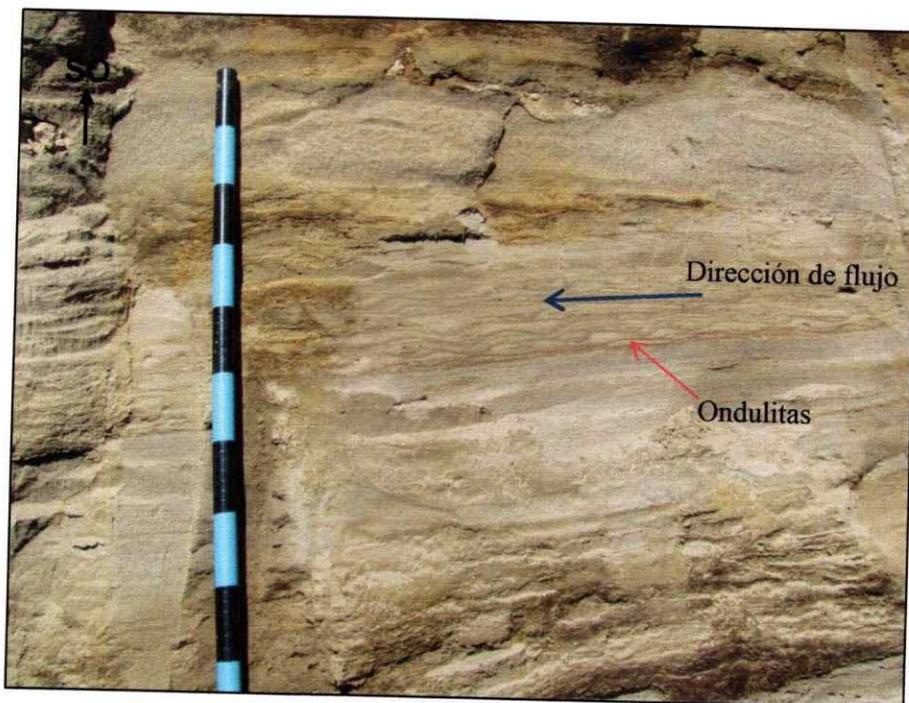


Figura 34: Detalle de la unidad de arcillas laminadas, mostrando estructura de ondulitas.

La unidad inferior de gravas y arenas ha sido interpretada como material glaciofluvial proveniente de una posición desconocida del hielo. Sobreyacen ocho metros de material glaciolacustre, cuyas características cercanas a la base (laminaciones muy finas homogéneas y sin deformación) sugieren que el depósito era distal al margen glacial. La disposición de las ondulitas sugiere la presencia de una corriente principal proveniente del noroeste. Hacia el techo de la unidad las ondulitas se vuelven de crestas simétricas y de artesas redondeadas lo cual puede indicar la acción de oleaje en un ambiente subacuático somero. En relación al diamicto que sobreyace en algunos sectores al material glaciolacustre, se desconoce su origen. Pienso que si este fuera de origen glacial, o till, la fuente provendría del lóbulo que fluyó por el valle del río Simpson por el norte.

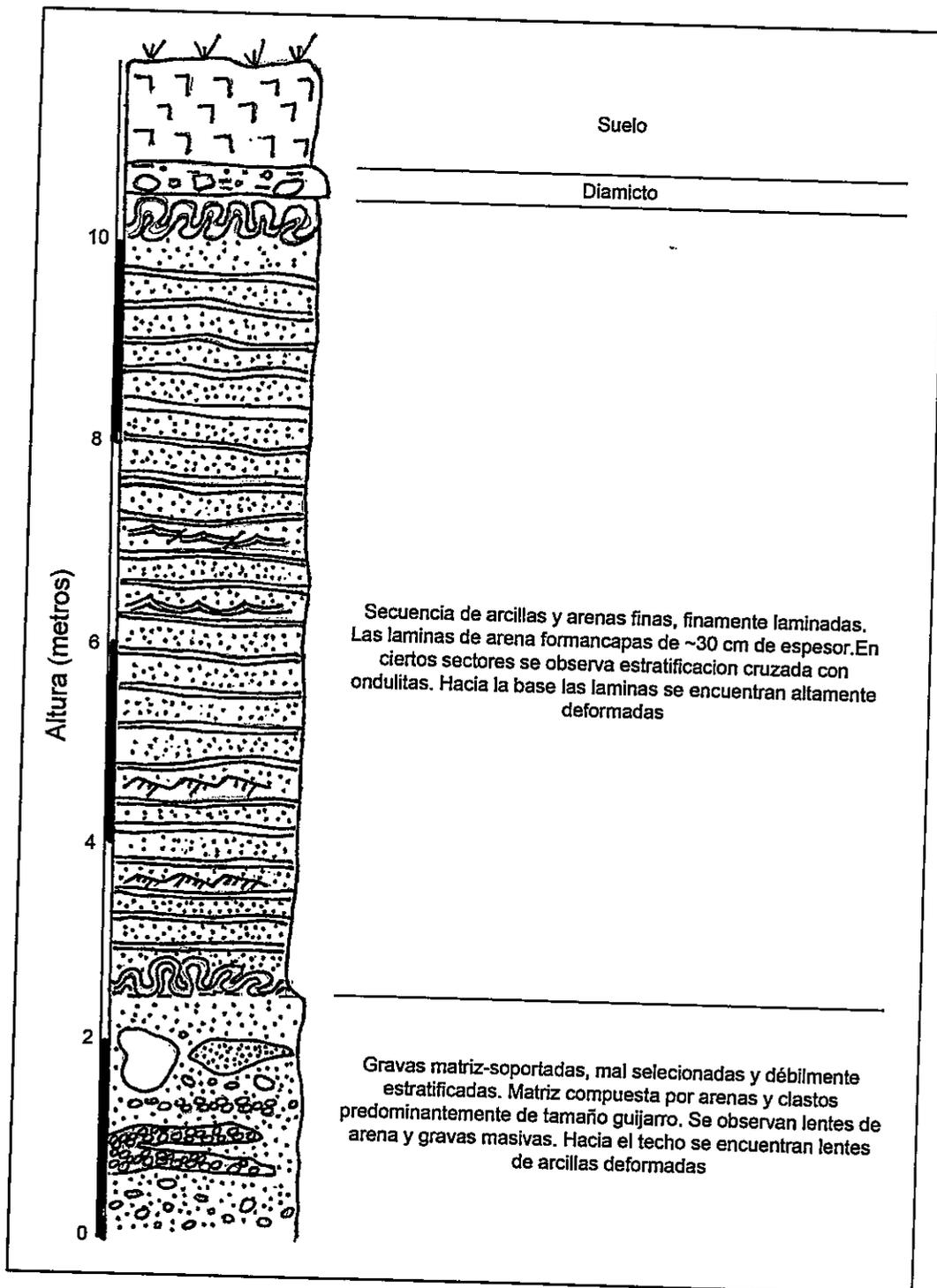


Figura 35: Columna estratigráfica sección Mirador Oeste

Sección El Blanco

Esta sección se localiza cercano al pueblo El Blanco, 30 km al sur de la ciudad de Coyhaique siendo accesible por la Ruta 7 que va hacia el aeropuerto de Balmaceda. Este corte se encuentra expuesto debido a la acción erosiva del río Simpson que se encuentra muy próximo a ella. Continuando río arriba es posible observar una sección estratigráfica de grandes dimensiones (aproximadamente más de 10 m de alto), y pienso que la sección El Blanco corresponde a la parte basal de dicha sección.

La sección comienza con una base de 47 cm arenas medias y arcillas laminadas con leve deformación cubierta por una capa de 53 cm de limos y arenas estratificadas. En algunos sectores de la unidad se pueden apreciar fallas. Por sobre ésta se depositan 75 cm de arcillas y lentes de arena altamente deformados, con el contacto superior claramente discordante, cubiertas por 67 cm de arenas laminadas con intercalaciones de arcillas. Posteriormente se deposita una secuencia arcillas deformadas/arenas/arcillas deformadas con intercalaciones de arena. En las arcillas se observan ondulitas. En los siguientes 1,5 metros se observa una secuencia de arcillas muy deformadas, arenas sin deformación y nuevamente arcillas altamente deformadas. Posteriormente se aprecian 1,60 – 1,70 m de limos y arenas sin evidencias de deformación, cubiertas finalmente por gravas matriz-soportadas y arenas masivas en el techo de la sección (Figura 36 y Figura 37).

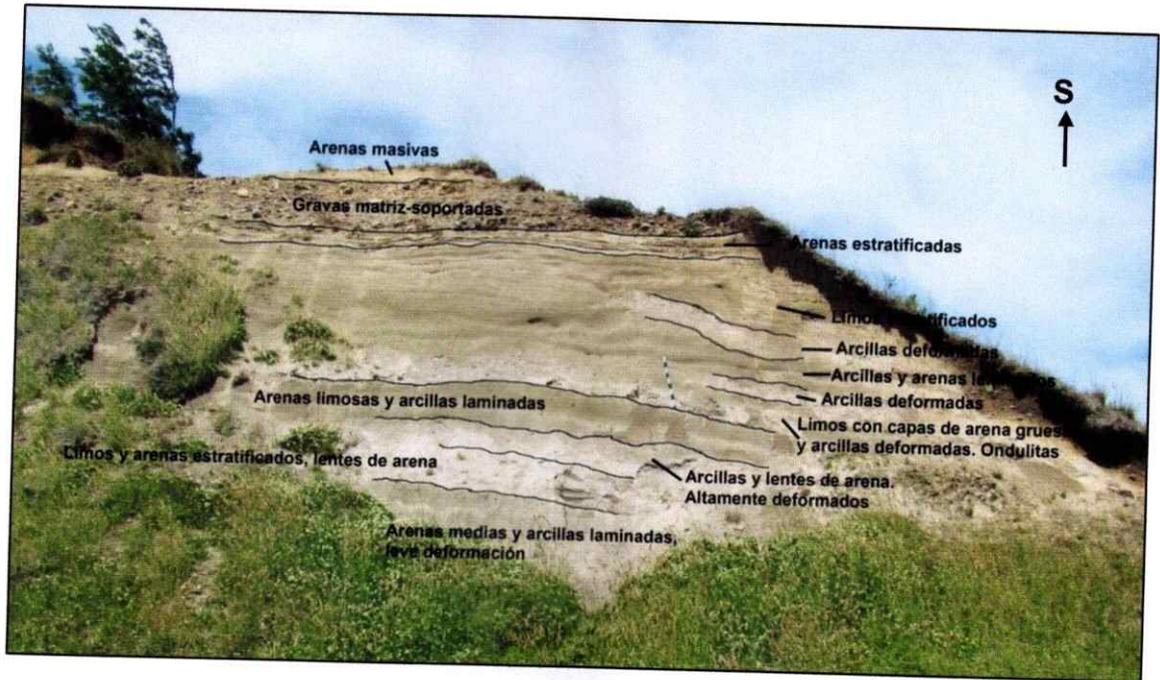


Figura 36: Sección El Blanco

Interpreto la secuencia de arcillas y arenas laminadas deformadas como material glaciolacustre, con alternancia de laminaciones finas y de deformación glaciotectónica, lo cual sugiere intervalos de estabilización glacial y lacustre con periodos de leves reavances del frente glacial. Esta alternancia de depósitos glaciolacustres y glaciofluviales representan distintas distancias al margen glacial que se ubicaba presumiblemente en el las morrenas Río Simpson.

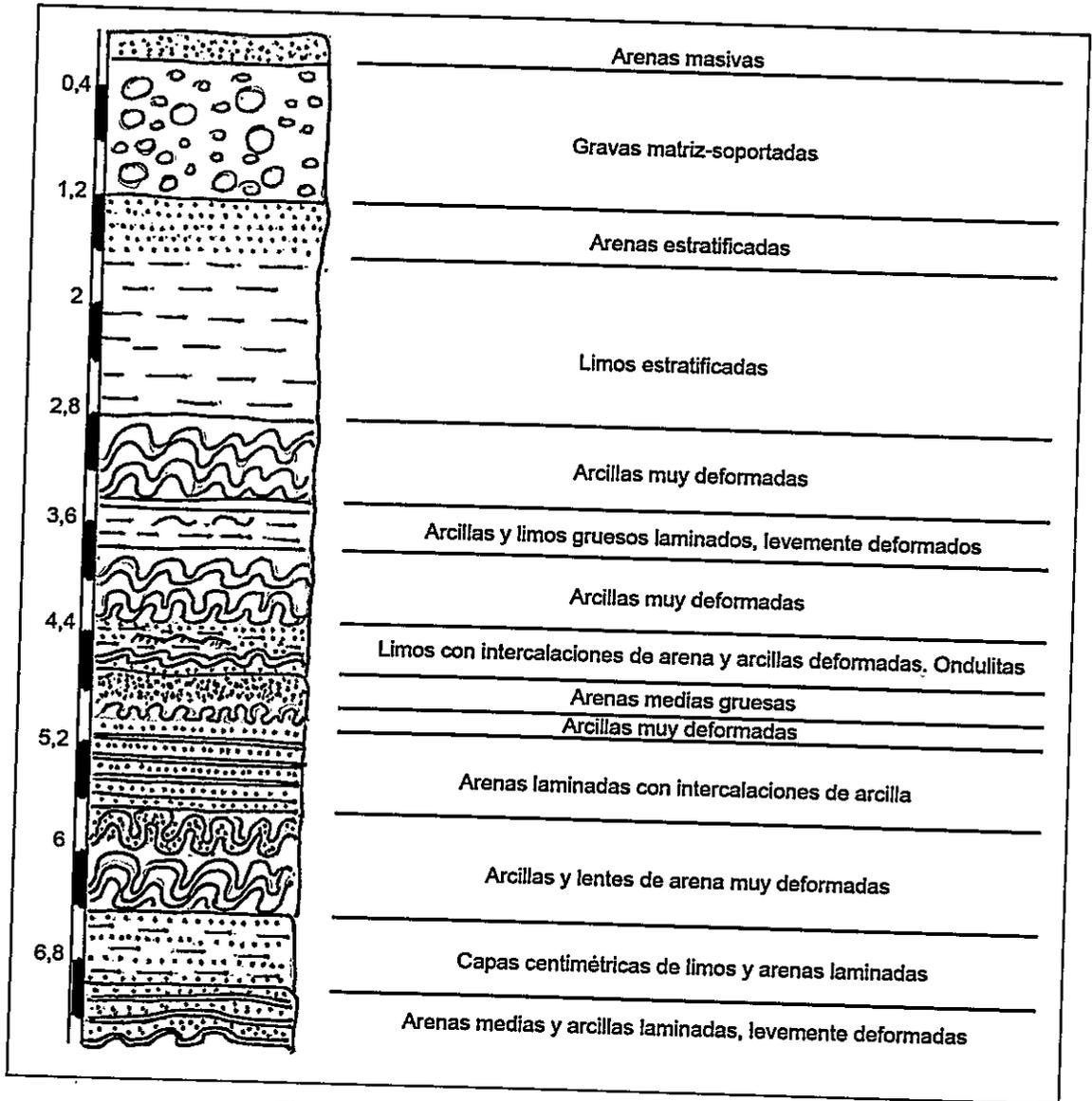


Figura 37: Columna estratigráfica sección El Blanco

7.3 Cronología de fluctuaciones glaciales

A continuación presento las dataciones radiocarbónicas obtenidas en el área de Coyhaique-Balmaceda y una descripción de los testigos de sedimento obtenidos a partir de lagos pequeños de cuenca cerrada a partir de los cuales se desarrollaron dichas dataciones. La ubicación de los sitios se muestra en la Figura 4 y Tabla 1. Las columnas estratigráficas se muestran en ANEXOS.

Sitio Lago Tranquilo

Este sitio corresponde a un lago ubicado a los 953 m s.n.m., en el sector montañoso contiguo a Pampa del Diablo hacia el norte. Por su altitud y posición morfoestratigráfica este sitio se mantuvo aislado de la influencia del lóbulo glacial Coyhaique durante la depositación de las morrenas Pampa del Diablo considerando su posición distal a dicho margen. El registro sedimentario de Lago Tranquilo tiene una longitud total de 13 m y se compone de los testigos PC1203AT1 al PC1203AT13. La estratigrafía maestra fue construida mediante valores del análisis de PPI, litoestratigrafía e imágenes de rayos x de los distintos segmentos para generar un registro continuo y sin hiatos.

El registro comienza, de base a techo, con la depositación de limos orgánicos con carbonatos, los cuales gradan hacia sedimento lacustre orgánico (*gyttja*) de detrito orgánico grueso (*CDG*, *coarse detritus gyttja*) con carbonatos laminados. Sobre esta unidad continúa el mismo tipo de *gyttja*, pero con un aumento en la fracción limosa, de apariencia bandeada y carente de carbonatos. Esta unidad se ve interrumpida por la depositación de dos niveles de tefra de color negro y luego por una capa de tefra gris oscura de 35 cm de espesor, siendo la de mayor espesor en todo el registro. Por sobre esta tefra gris, con un contacto gradual, el sedimento se vuelve

arcilloso y limoso gris, interrumpido por una tefra negra de 3 cm de espesor, para continuar con una alternancia de gyttja limosa-CDG-gyttja arenosa. En torno a los 700 cm de longitud del registro (respecto al techo del registro) la sedimentación lacustre orgánica se vuelve relativamente homogénea, aumentando el contenido de materia orgánica de manera casi constante hasta el techo del registro (ver Figura i en Anexos).

Weller y col., (2014) han identificado numerosas tefras intercaladas con sedimentos lacustres sobre la base de análisis ICPMS y caracterización petrológica a lo largo del registro. Al menos seis tefras se consideran como las de mayor espesor, en torno a los 250, 400, 700, 900, 1100 y 1175 cm de longitud con respecto al techo del registro. De esas seis tefras, al menos tres están asociadas a erupciones del volcán Hudson, incluyendo la tefra gris de 35 cm de espesor, siendo ésta la más antigua que se ha tenido registro de este volcán, a la cual Weller y col., (2014) la han denominado H0. El resto de la tefras presentes en el registro no supera el centímetro de espesor, de color negro y composición máfica cuya fuente está asociada a conos de ceniza monogenéticos (Stern, com. pers., 2012).

Se obtuvieron cuatro edades radiocarbónicas para este sitio. Para determinar la edad basal se tomó una muestra del primer centímetro orgánico, la cual arrojó una edad de 21,8 ka (18.240±70 años ^{14}C AP). Debido a que se considera que Lago Tranquilo no fue cubierto por el lóbulo glacial depositó el complejo morrénico Pampa del Diablo, su edad basal representa una edad máxima para las morrenas, depósitos y geoformas asociadas en Pampa del Diablo. Las edades 19,9 (16.790±60 años ^{14}C AP) y 20,1 ka (16.950±50 años ^{14}C AP) representan edades máximas y mínimas cercanas para la depositación de una tefra negra del registro, a los 1168-1180 cm de profundidad. Una edad de 19,3 ka (16.200±80 años ^{14}C AP) corresponde a la edad máxima de una tefra gris de 35 cm de espesor asociada al volcán Hudson.

Sitio Lago Quijada

Lago Quijada se encuentra a 723 m s.n.m., y a 1,5 km del extremo sur de Lago Pollux en un relieve rocoso suavizado por erosión subglacial y con una cubierta de depósitos glaciales, glaciofluviales y volcánicos. El registro sedimentario de Lago Quijada tiene una longitud total de 11,4 m y se compone de los testigos PC1001DT1 al PC1001DT13.

El registro permite identificar al menos dos unidades litológicas principales. La base corresponde a una unidad de arenas finas y limos grises. Hacia el techo hay un cambio hacia arenas gruesas y clastos de mayor tamaño, tipo gránulos y guijarros. La unidad que sobreyace está compuesta por limo arenoso gris con un nivel de macrorrestos vegetales en el techo. Sobre ésta se desarrolla una tefra de 70 cm de espesor compuesta por arenas grises finas a media, delimitada a su vez en la base y techo por dos tefras de color negro. Dicha tefra corresponde a la denominada H0 por Weller y col. (2014). Luego en contacto gradacional se depositan 10 cm de limos y gytja arenosa interrumpidos por dos tefras negras. Luego sobreyace una unidad lacustre orgánica, que se mantiene relativamente sin variaciones hasta el techo del registro, sin considerar la depositación de tefras. En torno a los 750 cm de longitud respecto al techo del registro, se encuentra una secuencia de al menos siete tefras negras cercanamente espaciadas y una tefra gris asociada a una erupción del volcán Hudson. Dicha secuencia de ocho tefras está presente en todos los sitios, siendo en Lago Quijada y Lago Espejo (el cual se tratará posteriormente) donde se observan más claramente.

Se obtuvieron cuatro edades radiocarbónicas para este sitio (Tabla 3). La primera de ellas, 20 ka (16.850±200 años ^{14}C AP), fue obtenida en limos grises con muy poco contenido de materia orgánica, lo cual produjo un rango de error muy alto. Una segunda muestra fue obtenida 17 cm sobre la primera, arrojando una edad de 17,9 ka (14.735±30 años ^{14}C AP). Dicha edad la

interpreto como una edad mínima en que el sitio Lago Quijada estuvo libre de cubierta glacial. Se obtuvo una edad máxima de 17,3 ka (14.220±45 años ¹⁴C AP) para la depositación de gyttja, siendo a su vez una edad mínima (no cercana) para la tefra H0 descrita anteriormente. Por último se obtuvo una edad máxima de 14,9 ka (12.625±40 años ¹⁴C AP) para la depositación del grupo de ocho tefras.

Sitio Lago Unco

Este sitio corresponde a un pequeño lago ubicado en una cuenca cerrada emplazada en un relieve rocoso con erosión glacial, cercano al paso fronterizo chileno-argentino Triana, a los 756 m s.n.m. El área contigua a la cuenca corresponde a planicies proglaciales de lavado que fluyen hacia el este provenientes de la morrena Triana. El registro sedimentario obtenido de Lago Unco tiene una longitud total de 8,3 my se compone de los testigos PC1103DT1 al PC1103DT9, y de PC1103ET8 y PC1103ET9 en la parte basal. Estos testigos fueron correlacionados mediante los valores del análisis de PPI para generar un registro continuo y sin hiatos.

La base del registro está compuesto por gránulos y arenas grises masivas cubiertas por una unidad de arcillas y limos grises con carbonatos laminados en la base y dos niveles de 1 cm cada uno de tefras en el techo. Sobre esta unidad se encuentra una capa de 55 cm de ceniza volcánica, referida a H0 (Weller y col., 2014), compuesta por arenas y limos compactados, masivos, la cual grada a arcillas ocre en el techo. Luego de la depositación de una tefra negra laminada, se desarrolla una gyttja con algunos detritos orgánicos gruesos color ocre en la base, la cual se vuelve de color café-oliva hasta el techo del registro, siendo interrumpida sólo por la depositación de ceniza volcánica.

Se obtuvieron cuatro edades radiocarbónicas para este sitio. La más antigua de ellas, y de mayor profundidad es de 19,5 ka (16.270±580 años ¹⁴C AP), la cual, por el contexto estratigráfico de la

muestra se considera que esta edad es demasiado antigua para ser considerada como la edad mínima de la capa de arenas y limos compactados desde donde fue obtenida. A 75 cm más arriba de ésta última, se obtuvo una edad 17,4 ka (14.345±45 años ^{14}C AP) y corresponde a la depositación de carbonatos laminados cercanos a la base. Las otras dos edades, 16,6 (13.430±50 años ^{14}C AP) y 16,8 ka (13.720±45 años ^{14}C AP) fueron obtenidas en gyttja con detritos orgánicos gruesos que sobreyacen a la capa de arenas compactas mencionadas anteriormente. La edad de 17,4 ka, se interpreta como una edad mínima para el abandono de la posición Triana por parte del lóbulo glacial Coyhaique.

Sitio Lago Mellizas

Este sitio corresponde a un lago ubicado a los 751m s.n.m. en un relieve rocoso con evidencias de erosión glacial, en la parte central del área de estudio y entre las cuencas del río Coyhaique y río Pollux. El registro sedimentario obtenido de Lago Mellizas tiene una longitud total de 8,8 m y se compone de los testigos PC1106AT1 al PC1106AT9 y PC1106BT8.

La base del registro está compuesta por arcillas y limos con concentración de gravas en la base, cubiertas por una unidad de arenas y limos con carbonatos. Luego, en contacto concordante se observan 40 cm de un depósito compuesto por grava, de tamaño gránulos a guijarros medios (8-16 mm) con gradación normal. Sobre la grava se deposita una unidad de limos y carbonatos medianamente laminados, con predominio de carbonatos hacia el techo del depósito. Luego se registra una alternancia de carbonatos y gyttja limosa con gran cantidad de detritos orgánicos gruesos, interrumpida por dos tefras, la primera de color gris claro asociada a una erupción del volcán Mentolat (Stern, com. pers., 2012) y la segunda ocho cm más arriba en el registro, de color negro. Sobre los carbonatos se depositan 58 cm de tefra gris, compuesta por clastos de pómez tamaño gránulos en una matriz de arena. Esta tefra se asocia a una erupción del volcán

Hudson (H0) (Weller y col., 2014). Luego se presenta una unidad de limos grises y arenas finas, la cual cambia gradualmente hacia gyttja de color pardo. En el contacto limos/gyttja se encuentra una tefra negra de 5 cm de espesor, de estructura débilmente laminada, con partículas grises y finas en el techo y negras y más gruesas en la base. El sedimento orgánico lacustre se caracteriza por ser gyttja limosa en el primer 1,5 m y para luego aumentar en contenido de arenas hacia el techo. El cambio de gyttja limosa a gyttja arenosa ocurre aproximadamente a los 450 cm (respecto al techo del registro) luego de la depositación de una secuencia de cuatro tefras cercanamente espaciadas. Entre los 233 y 246cm se encuentra una tefra asociada a la erupción del volcán Hudson H2.

El esfuerzo de datación radiocarbónica se enfocó en las tefras y en la base del registro. La edad basal del registro corresponde a 17,9 ka (14.680 ± 35 años ^{14}C AP) basado en una edad radiocarbónica obtenida a partir del primer centímetro de materia orgánica que sobreyace a los sedimentos inorgánicos. Sobre ésta se desarrolla una tefra asociada a una erupción del volcán Mentolat, con una edad mínima y máxima de 18 y 18,1 ka (14.795 ± 55 y 14.860 ± 60 años ^{14}C AP). La edad siguiente (más arriba en el registro) de 18 ka (14.800 ± 90 años ^{14}C AP) corresponde a la edad máxima de una tefra negra embebida en una unidad de carbonatos. La siguiente edad más joven es de 17,8 ka (14.670 ± 45 años ^{14}C AP) y corresponde a la edad máxima para la depositación de la tefra H0 y una edad mínima no cercana (no en el centímetro siguiente al contacto) de la tefra negra en carbonatos mencionada anteriormente. La edad siguiente de 16,9 ka (13.810 ± 110 años ^{14}C AP) corresponde a la edad mínima para la depositación de la tefra negra laminada en el contacto de limos grises/gyttja que sobreyace a la tefra Hudson. La edad restante corresponde a una edad máxima para el aumento de la depositación de materia orgánica lacustre, con un valor de 9 ka (8.120 ± 35 años ^{14}C AP).



Sitio Lago El Toro

Este sitio corresponde a un lago ubicado a los 674 m s.n.m., 3 km al noroeste de Lago Mellizas en un relieve rocoso con evidencias de erosión glacial, en la parte central del área de estudio. El registro sedimentario obtenido en el Lago El Toro tiene una longitud total de 9,5 m y se compone de los testigos PC1002AT2 al PC1002AT10 y un testigo de interfase agua-sedimento (PC1002SC).

El registro permite identificar al menos cinco unidades litológicas. La base está compuesta por arcillas y limos grises compactados y masivos. Sobre ésta se deposita una unidad de limo arenoso gris y masivo, con la presencia de dos tefras negras, finas y delgadas (< 1cm) en la parte superior. Gradualmente sobre ésta, se desarrolla una unidad de limos y arcillas grises finamente laminados, la cual se encuentra interrumpida por una tefra gris de clastos gruesos de pómez, de tendencia granodecreciente, asociada a la tefra H0 (Weller y col, 2014). Por sobre la tefra se desarrolla una unidad de arenas finas muy compacta, la cual gradúa hacia una capa masiva de gránulos y arena gruesa en abundante matriz fina. Nuevamente hacia el techo se observa la sucesión de láminas milimétricas claras y oscuras de arcillas y limos. Hacia el techo la laminación se torna más gruesa y menos clara. En el contacto de la unidad laminada y la gyttja que sobreyace se depositan tres cm de tefra negra con laminación débil. Sobre la tefra comienza la sedimentación orgánica lacustre, con gyttja de color pardo en la base, volviéndose marrón oscuro hacia el techo. Se depositan a continuación nueve tefras en un tramo longitud de 1,15 m. Ocho de ellas corresponden a tefras negras de grano fino y espesor promedio de 0,5 cm y una corresponde a tefra gris clara.

Se obtuvieron 16 edades radiocarbónicas para este sitio. Una muestra de la base y techo de la tefra que se encuentra en el contacto entre las arcillas/limos laminados y gyttja arrojó una edad

de 18,5 (15.235±40 años ^{14}C AP) y 18,6 ka (15.435±30 años ^{14}C AP) respectivamente. Esta tefra la correlacioné mediante análisis de Pérdida por Ignición, imágenes de rayos X y análisis ICPMS con otra tefra en Lago Mellizas, cuya edad mínima (no cercana) es de 16,9 ka (13.810±110 años ^{14}C AP), siendo ésta última una edad coherente con la estratigrafía interna de Lago Mellizas y con otros sitios del área de estudio. Dados estos antecedentes, pienso que dichas edades de 18,5 y 18,6 ka de Lago El Toro son demasiado antiguas de acuerdo a la posición morfoestratigráfica del sitio. Una muestra obtenida dos centímetros sobre la anterior arrojó una edad de 17,8 ka (14.660±45 años ^{14}C AP) y otra muestra equivalente al mismo nivel pero en el testigo contiguo arrojó una edad de 17,5 ka (14.395±45 años ^{14}C AP), teniendo ambas un rango (a 2σ) que se superpone (17.562 - 18.052 y 17.181 - 17.832 años cal. AP, respectivamente). Las siguientes diez edades corresponden a edades que permiten acotar la cronología de las siguientes cinco tefras hacia arriba en el registro, cuyo rango va de 17,4 a 14,1 ka entre los 692 y 622 cm de longitud. Por último, a los 578 cm de longitud fue posible acotar la cronología de una tefra proveniente del Volcán Mentolat (Stern, com. pers., 2012) mediante edades mínimas y máximas de 13,8 (11.995±35 años ^{14}C AP) y 14,3 ka (12.360±35 años ^{14}C AP), respectivamente.

Sitio Lago Élida

Lago Élida se encuentra a 570 m s.n.m sobre un morro rocoso que sobresale de un paisaje dominado por amplias planicies del valle del río Huemules, en el sector sur del área de estudio. El registro sedimentario obtenido en el Lago Élida tiene una longitud total de 7,4 m y se compone de los testigos PC1105AT1 y PC1105BT1 al PC1105BT7.

El registro permite identificar al menos cinco unidades litológicas (ver Figura vi en Anexos). La base está compuesta por arcillas de color rosáceo y limos grises, laminados, intercalados con arcillas grises masivas. Hacia el techo las arcillas finamente laminadas comienzan a estar

intercaladas con arenas finas, hasta observar una predominancia de la fracción arena, laminadas e intercaladas con arcillas rosadas, alrededor del centímetro 525 de longitud. Posteriormente se depositan 13 cm de carbonatos con arenas finas laminadas para luego gradar hacia arcillas y limos laminados que varían de color entre gris-amarillento a gris-rosado. Finalmente en contacto nítido se depositan alrededor de 4 m de gyttja hasta el techo del registro.

A lo largo del registro se depositaron alrededor de 22 tefras, la mayoría de ellas de no más de 1 cm de espesor. De dichas tefras, cuatro son las más importantes en cuanto a su espesor, depositadas a los 663 – 675, 498-502, 382-392, 243-250 y 104-119 cm de longitud. La tefra más profunda y de mayor espesor corresponde a H0. La de los 382-392 cm de longitud corresponde a una secuencia de al menos ocho tefras de color negro y una tefra de color gris estrechamente espaciadas entre sí, la cual ha sido correlacionada en todos los sitios de barrenaje. La tefra de los 104-119 cm de longitud corresponde a una erupción del volcán Hudson denominada H2, de edad aproximada de 3,6 ka.

Se obtuvieron dos edades radiocarbónicas para este sitio. La primera de ellas se obtuvo en arcillas y limos laminados de color gris-amarillo arrojando una edad de 16,7 ka (13.480 ± 40 años ^{14}C AP) para el comienzo de la sedimentación orgánica y cese de la inundación del lago proglacial represado por hielo que depositó la unidad glaciolacustre presente en la base del registro. La segunda edad fue obtenida en la transición de arcillas y limos laminados hacia gyttja café, la cual arrojó una edad de 14,8 ka (12.575 ± 35 años ^{14}C AP).

Sitio Lago Churrasco

Lago Churrasco se encuentra a 798 m s.n.m. y a 2,6 km de la orilla centro-oriental de Lago Pollux en un relieve rocoso que presenta escasos depósitos y geoformas de margen glacial. La cuenca de Lago Churrasco si bien se encuentra muy próxima a Lago Pollux, ésta se encuentra

encerrada entre promontorios rocosos y a una mayor altitud, quedando por lo tanto aislada del valle principal. La estratigrafía maestra del sitio se compone de los testigos PC1201AT1 al PC1201AT8 y tiene una longitud total de 7,57 m.

El registro permite identificar al menos seis unidades litológicas. La base está compuesta por gravas en matriz de limo gris, intercalada por niveles más arenosos hacia el techo. Sobreyaciendo se deposita una unidad de arenas y sobre éstas una unidad de arcillas grises finamente laminadas, con una alternancia de láminas negras y grises, las cuales se hacen más claras hacia el techo. A continuación sobre esta unidad, se deposita en contacto gradacional una unidad de 65 cm de arenas y limos grises levemente estratificados, con la presencia de una tefra negra en la base. Sobre esta unidad de arenas, continúan las laminaciones pero con una granulometría mayor (limos), seguidas por dos niveles de tefras negras. A continuación se deposita nuevamente una unidad de arenas y limos, esta vez de color negro y con mejor estratificación. Finalmente en contacto gradacional comienza la depositación lacustre orgánica, interrumpida por varios niveles de tefra (30 en total) siendo las principales una secuencia de ocho tefras negras y una tefra gris, depositada 58 cm sobre el comienzo de la sedimentación orgánica, y una tefra gris de 25 cm de espesor asociada a la erupción H2 del volcán Hudson.

Obtuvimos una edad radiocarbónica correspondiente al inicio de la sedimentación orgánica, la cual arrojó 16,9 ka (13.740 ± 40 años ^{14}C AP). Se hubiese esperado que el inicio de la sedimentación orgánica de Lago Churrasco fuera contemporánea a la del sitio Lago Quijada (17,9 ka) dada su proximidad e incluso más antigua dada la diferencia de altitud (723 m Lago Quijada y 798 m Lago Churrasco). Dicha diferencia puede deberse a que Lago Churrasco se mantuvo más tiempo congelado, considerando su mayor altitud, posibilitando la depositación de una unidad de ritmitas en la base del registro. Posteriormente la depositación de tefras de gran espesor impidió el desarrollo de sedimento lacustre orgánico, en un momento en el cual además

se piensa que Lago Churrasco se encontraba cercano al frente del lóbulo glacial que ocupaba el valle del río Simpson.

Sitio Lago Baguales

Este sitio se localiza en el valle del río Baguales, en el sector norte del área de estudio y a los pies del cerro Pirámide a 650 m s.n.m., en un terreno perteneciente al Regimiento militar Las Bandurrias. Morfoestratigráficamente el sitio se emplaza en la cara proximal de la morrena frontal depositada por el Lóbulo Baguales, la cual se encuentra sobreyaciendo depósitos glaciolacustres, cuyas estructuras de deformación evidencian un evento de reavance del lóbulo glacial sobre estos depósitos, formados por un lago proglacial que ocupaba el valle del río Coyhaique.

La estratigrafía de los testigos de Lago Baguales abarca una longitud total de 3,34 m y se compone de los testigos PC1104AT1 al PC1104AT4. Estos testigos fueron acoplados entre sí mediante los valores del análisis de PPI, litoestratigrafía e imágenes de rayos x para generar un registro continuo y sin hiatos.

El registro permite identificar cuatro unidades litológicas (ver Figura vii de Anexos). La base está compuesta por gravas en matriz de arena. Sobre ésta se deposita una unidad de gyttja de detrito orgánico grueso (*coarse organic detritus gyttja* o CDG) con niveles en los cuales aumenta la cantidad de limos inorgánicos, especialmente entre los centímetros 882 – 893. Entre los 792 y 812 cm se deposita una capa de arenas en matriz de CDG, de la cual lamentablemente no se puede afirmar si tiene un origen piroclástico o epiclástico. Por sobre esta capa de arenas se deposita una unidad de gyttja de menor contenido orgánico hasta el techo del registro, interrumpida por múltiples tefras, de las cuales, la tefra H2 del volcán Hudson y una tefra negra gruesa a los 721 cm de profundidad son las de mayor espesor.

Para determinar la edad basal del registro, es decir, el comienzo de la sedimentación orgánica, obtuvimos una muestra del primer centímetro de materia orgánica, la cual arrojó una edad de 17 ka (13.910 ± 30 años ^{14}C AP). Esta representa una edad mínima para el abandono de la posición del lóbulo glacial Baguales en la morrena del mismo nombre, la cual a su vez, es una edad mínima para el reavance que depositó la morrena.

Sitio Lago Espejo

Este sitio corresponde a una pequeña cuenca lacustre emplazada en un relieve rocoso, 3,2 km al noreste de Lago Elizalde a los 310 m de altitud. Está ubicado en el sector proximal del complejo morrénico Río Simpson y en el sector distal de la morrena descrita por Mardones y col. (2011).

Luego de establecer un ensamble de testigos mediante los valores del análisis de PPI, litoestratigrafía e imágenes RX, se generó una estratigrafía maestra utilizando el testigo PC1003AT1 al PC1003AT9 y testigo de interfase agua-sedimento PC1003SC, con una longitud total de 9 m.

En el registro es posible identificar tres unidades litológicas principales. Éste comienza en la base con la depositación de arena fina y grava, cubiertas por una unidad de limos arenosos. En contacto erosivo se deposita una unidad de gyttja que permanece relativamente continua hasta el techo del registro, interrumpida frecuentemente por la depositación de tefras. Es importante destacar que Lago Espejo representa un sitio importante para el estudio de tefras provenientes del volcán Hudson, dado su cercanía (65 km al noreste) y su conexión directa a través del valle del Lago Elizalde. Se pueden identificar al menos cuatro tefras importantes en relación a su espesor. La primera de ellas corresponde a una secuencia de ocho tefras de color negro y una tefra gris estrechamente espaciadas entre sí, depositada 55 cm sobre el contacto entre la gyttja y las arcillas grises de la base. La siguiente corresponde a dos tefras grises de grano muy fino,

separadas por dos cm de gyttja y depositadas 2,55 m sobre la secuencia de nueve tefras descrita anteriormente. A 1,43 m sobre las dos tefras grises anteriores se depositan 56 cm de tefra gris de grano muy grueso, con clastos de pómez mayores a 2 mm y con cierta estratificación. Dicho depósito corresponde a la erupción H2 del volcán Hudson (Stern, com. pers., 2012). Por último, 84 cm sobre la tefra H2 se depositan 20 cm de una secuencia de al menos cinco tefras de color negro y grano grueso cercanamente espaciadas entre sí, siendo posible incluso pensar en más de cinco eventos eruptivos, pero dada su cercanía, no es posible diferenciarlas detalladamente. Entre estas cuatro tefras, o secuencias de tefras, se han identificado varias otras más, las cuales en general no superan el centímetro de espesor. En total el registro presenta al menos 31 niveles de tefra.

Obtuvimos tres edades radiocarbónicas de Lago Espejo. La primera muestra corresponde al primer centímetro de materia orgánica, la cual arrojó una edad de 15,8 ka (13.080 ± 30 años ^{14}C AP). Dicha edad se interpreta como una edad mínima para el retiro del lóbulo glacial desde el valle del río Simpson y una edad mínima para el drenaje hasta los 310 m s.n.m. del lago proglacial represado por hielo que inundó el sector. La segunda y tercera muestra corresponde a la base y techo de la secuencia de nueve tefras cercanas a la base, las cuales arrojaron edades máximas y mínimas de 14,9 y 14 ka (12.605 ± 30 y 12.235 ± 40 años ^{14}C AP). A continuación se detallan las edades radiocarbónicas obtenidas de los nueve sitios de barrenaje a partir de los cuales se obtuvo registro sedimentario lacustre:

Sitio	Código laboratorio	Testigo	Profundidad (cm)	Material	^{14}C años AP	Rango años cal. AP (2σ)	Mediana (años cal. AP)
Lago Quijada	CAMS-159608	PC1001DT8	1507-1508	Sedimento	12625 ± 40	14585 - 15200	14938
Lago Quijada	CAMS-159607	PC1001DT10	1664-1665	Sedimento	14220 ± 45	16992 - 17595	17299
Lago Quijada	CAMS-154860	PC1001ET9	1685-1686	Macrorrestos	14735 ± 30	17648 - 18432	17920
Lago Quijada	CAMS-154861	PC1001ET9	1702-1703	Sedimento	16850 ± 200	19478 - 20422	20000
Lago El Toro	UCIAMS-122965	PC1002AT6	1128-1129	Sedimento	11995 ± 35	13742 - 13974	13849
Lago El Toro	UCIAMS-122966	PC1002AT6	1130-1131	Sedimento	12360 ± 35	14063 - 14894	14384

Sitio	Código laboratorio	Testigo	Profundidad (cm)	Material	¹⁴ C años AP	Rango años cal. AP (2σ)	Mediana (años cal. AP)
Lago El Toro	UCIAMS-122967	PC1002AT7	1172-1173	Sedimento	12255±35	13933 - 14523	14112
Lago El Toro	UCIAMS-122968	PC1002AT7	1174-1175	Sedimento	12530±30	14239 - 15114	14735
Lago El Toro	UCIAMS-122969	PC1002AT7	1187-1188	Sedimento	12185±35	13881 - 14185	14033
Lago El Toro	UCIAMS-122970	PC1002AT7	1189-1190	Sedimento	12940±35	15079 - 16090	15458
Lago El Toro	UCIAMS-122971	PC1002AT7	1207-1208	Sedimento	13080±40	15217 - 16409	15819
Lago El Toro	UCIAMS-122972	PC1002AT7	1215-1216	Sedimento	13410±40	16161 - 16864	16592
Lago El Toro	UCIAMS-122973	PC1002AT7	1225-1226	Sedimento	13370±40	15983 - 16831	16537
Lago El Toro	UCIAMS-122974	PC1002AT7	1227-1228	Sedimento	13470±45	16370 - 16877	16657
Lago El Toro	UCIAMS-122975	PC1002AT7	1240-1241	Sedimento	14005±40	16819 - 17405	17046
Lago El Toro	UCIAMS-122976	PC1002AT7	1242-1243	Sedimento	14270±40	17034 - 17648	17352
Lago El Toro	UCIAMS-122977	PC1002AT7	1248-1249	Sedimento	14395±45	17181 - 17832	17514
Lago El Toro	CAMS-159611	PC1002BT6	1245-1246	Sedimento	14660±45	17562 - 18052	17836
Lago El Toro	CAMS-154862	PC1002BT6	1247-1248	Sedimento	15435±30	18547 - 18810	18659
Lago El Toro	CAMS-154863	PC1002BT6	1251-1252	Sedimento	15235±40	18105 - 18674	18546
Lago Espejo	CAMS-159612	PC1003AT7	1125-1126	Sedimento	12235±40	13898 - 14508	14088
Lago Espejo	CAMS-154864	PC1003AT7	1149-1150	Sedimento	12605±30	14582 - 15180	14908
Lago Espejo	CAMS-154865	PC1003AT8	1205-1206	Sedimento	13080±30	15221 - 16402	15818
Lago Unco	UCIAMS-122978	PC1103ET8	1419-1420	Sedimento	13430±50	16204 - 16875	16612
Lago Unco	CAMS-159614	PC1103ET8	1423-1424	Sedimento	13720±45	16692 - 17018	16850
Lago Unco	CAMS-159613	PC1103ET9	1517-1518	Sedimento	14345±45	17132 - 17788	17443
Lago Unco	CAMS-154872	PC1103ET8	1442,5-1443,5	Sedimento	16270±580	18118 - 21006	19474
Lago Baguales	CAMS-154873	PC1104AT3	952-953	Sedimento	13910±30	16796 - 17165	16968
Lago Élida	CAMS-154874	PC1105BT4	1143-1144	Sedimento	12575±35	14266 - 15174	14838
Lago Élida	CAMS-159609	PC1105BT5	1232-1233	Sedimento	13480±40	16397 - 16875	16668
Lago Mellizas	CAMS-159616	PC1106SC	780-781	Sedimento	590±35	510 - 631	547
Lago Mellizas	UCIAMS-122979	PC1106AT1	824-825	Sedimento	1250±20	1057 - 1215	1118
Lago Mellizas	UCIAMS-122980	PC1106AT1	858-859	Sedimento	1830±20	1611 - 1811	1693
Lago Mellizas	CAMS-159610	PC1106AT2	915-916	Sedimento	3060±35	3073 - 3337	3204
Lago Mellizas	CAMS-159604	PC1106AT3	997-998	Sedimento	3890±30	4100 - 4408	4240
Lago Mellizas	UCIAMS-122981	PC1106AT3	1060-1061	Sedimento	6860±20	7589 - 7681	7641
Lago Mellizas	CAMS-159605	PC1106AT4	1107-1108	Sedimento	8120±35	8775 - 9114	8993
Lago Mellizas	CAMS-159606	PC1106AT6	1348-1349	Sedimento	13810±110	16691 - 17178	16914
Lago Mellizas	UCIAMS-122999	PC1106BT7	1452-1453	Sedimento	14670±45	17573 - 18368	17847
Lago Mellizas	UCIAMS-123030	PC1106BT7	1457-1458	Sedimento	14800±90	17661 - 18509	18014
Lago Mellizas	UCIAMS-123033	PC1106BT7	1463-1464	Macrorrestos	14795±55	17688 - 18491	17994
Lago Mellizas	UCIAMS-123034	PC1106BT7	1469-1470	Macrorrestos	14860±60	17798 - 18518	18171
Lago Mellizas	CAMS-154875	PC1106BT7	1472-1473	Macrorrestos	14680±35	17591 - 18365	17859
Lago Churrasco	CAMS-159603	PC1201AT5	975-976	Sedimento	13740±40	16711 - 17027	16863
Lago Tranquilo	UCIAMS-123000	PC1203AT12	1842-1843	Sedimento	16200±80	18935 - 19552	19349
Lago Tranquilo	UCIAMS-123035	PC1203AT12	1868-1869	Macrorrestos	16790±60	19580 - 20251	19964
Lago Tranquilo	UCIAMS-123001	PC1203AT12	1880-1881	Macrorrestos	16950±50	19884 - 20354	20152
Lago Tranquilo	CAMS-159617	PC1203AT13	1969-1970	Sedimento	18240±70	21460 - 22127	21785

Tabla 3. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas de registros sedimentarios lacustres de Coyhaique

8. DISCUSIÓN

8.1 Fluctuaciones glaciales en el área de Coyhaique – Balmaceda

Evidencia geomorfológica y estratigráfica indica que el área de Coyhaique fue cubierta por lóbulos glaciales de piedemonte que se originaron desde un Manto de Hielo Patagónico expandido, los cuales fluyeron hacia el este y ocuparon gran parte de las zonas bajas más allá del límite con Argentina. Estudios previos de Caldenius (1932) han identificado al menos cuatro etapas donde estos glaciares alcanzaron extensiones máximas en el área de Coyhaique – Río Huemules, depositando un sistema de morrenas terminales. Sin embargo, la ausencia de control cronológico absoluto en el esquema de Caldenius impide determinar a cuál glaciación o glaciaciones corresponden estas morrenas. En un marco tentativo conjeturo que las dos morrenas más internas podrían corresponder a las identificadas en el área de estudio.

El sistema de morrenas más oriental identificado en el área de estudio corresponde al complejo morrénico Los Patos, compuesto por una serie de morrenas arqueadas relativamente continuas en el sector próximo a Lago Los Patos. El desarrollo hacia el oriente del lóbulo glacial Coyhaique habría estado limitado por el relieve rocoso al sur de Lago Los Patos, siendo entonces este terreno rocoso un punto de división del lóbulo en dos direcciones, la del norte hacia Lago Los Patos y la del sur en dirección a Lago Los Cóndores. De acuerdo con evidencia geomorfológica que expresa relaciones de corte entre canales de deshielo que se generan a partir de Morrenas Los Patos y geoformas morrénicas distales, pienso que la continuación hacia el sur del lóbulo en el momento en que ocupaba la posición Los Patos quedaría evidenciada por la morrena Coyhaique Alto, es decir, serían contemporáneas ambas geoformas.

Cuando el lóbulo glacial se encontraba en la morrena Coyhaique Alto, formó un lago proglacial represado por hielo hasta el sector de Lago Los Cóndores. Esta interpretación se basa en la existencia de un terreno muy plano distal a la morrena Coyhaique Alto, con ausencia de canales superficiales y encerrado por la topografía. Este lago proglacial represado por hielo habría tenido una altitud máxima de ~760 m s.n.m., dada por un canal de desagüe que fluye 3 km hacia el sur en su tramo inicial y hacia el este en un tramo posterior.

Hacia el oeste, en el sector de Estero Pedregoso se localiza una serie de morrenas a los 800 m s.n.m en un terreno más alto que el valle principal. Es posible que este margen y la planicie proglacial distal constituyan un estadio más antiguo que el de las morrenas de Coyhaique Alto (744 m s.n.m), basado en la diferencia de altitud entre ambas morrenas. Sin embargo, no existe evidencia suficiente ni información geocronológica en estas morrenas que permita sustentar esta hipótesis.

En el estudio llevado a cabo por Arqueros (2004) se analiza la estratigrafía en el sector de Pampa del Diablo, entre la cuesta Los Leones y estero Pedregoso, la cual interpretó como una serie de reavances y retrocesos del frente glacial sobre un ambiente glaciolacustre (Figura 2). Arqueros (2004) denomina Lago El Diablo a aquella fase que comienza a partir del retroceso del lóbulo desde Coyhaique Alto hasta que se detiene en la ribera oeste del estero Zanjón Hondo, cerca de la sección Cuesta Los Leones de este estudio, y forma un gran lago proglacial represado por hielo. Según Arqueros (2004), a continuación, el hielo reavanza y forma las morrenas al este de estero Zanjón Hondo, y con ello se forma la planicie glaciofluvial que corresponde a Pampa del Diablo (estadio I en Figura 38). No existe actualmente una cronología publicada para esta serie de fluctuaciones glaciales en este sector. En Lago Tranquilo, un sitio que se encuentra muy cercano a las morrenas de Pampa del Diablo en el estero Zanjón Hondo, obtuvimos una edad basal de 21,8 ka. Considerando que este sitio se encontraba en una posición distal y a mayor

altitud que el margen del glaciar que depositó las morrenas de Pampa del Diablo, ésta es una edad máxima para la depositación de aquellas morrenas.

El límite sur del reavance de Pampa del Diablo está dado por la topografía morrénica del sector de Estancia El Triángulo, en Argentina.

Posterior al abandono de las morrenas Pampa del Diablo el lóbulo glacial retrocedió, al menos, hasta el sector entre el río Pollux y Lago Castor, como lo evidencia la morrena Triana y la planicie proglacial de lavado que se desarrolla hacia el este por la cuenca del río Mayo. Durante el momento en que el glaciar retrocede hacia el suroeste, da origen a un lago proglacial represado por hielo en la parte alta del río Pollux, como lo evidencia un depósito de delta y terrazas lacustres en el mismo sector, descritos anteriormente en la Sección Río Pollux Alto (ver Figura 28 y Figura 29). El nivel del lago habría tenido como cota aproximada 740 m s.n.m., dada por la altitud del delta (parte superior o techo).

Posteriormente el lóbulo se retiró hacia el suroeste hasta una posición desconocida, desde la cual represó un lago proglacial hasta altitudes de 750, 738 y 728 m s.n.m. como lo evidencia la presencia de tres paleolíneas de costa en el sector entre Lago Pollux y Lago Churrasco. En testigos de sedimento obtenidos de Lago El Toro y en la cara distal de la morrena Baguales (Figura 3) identifiqué un depósito glaciolacustre que daría cuenta de este lago proglacial, cuando el frente del glaciar estaba, probablemente cerca del extremo suroeste de Lago Pollux y Lago Quijada (estadio II de Figura 38), lo cual se fundamenta en dos observaciones: el único margen glacial identificado en el área corresponde al situado al oeste de Lago Quijada (ver Figura 20 y Figura 21) y porque los sedimentos de Lago Quijada muestran facies más gruesas, no atribuibles a paleoescorrentía, y que son contemporáneas con el depósito glaciolacustre de Lago El Toro, lo cual sugiere que Lago Quijada se encontraba más cercano al margen glacial. Asimismo, el

depósito glaciolacustre distal de morrena Baguales es contemporáneo con el depósito glaciolacustre en testigos de sedimento de Lago El Toro. Edades basales de Lago El Toro y Lago Élida otorgan una edad mínima de 17,8 y 16,7 ka para el cese de la inundación por el lago proglacial represado por hielo en el valle del río Coyhaique a los 674 m s.n.m. y en el valle del río Simpson a los 570 m s.n.m., respectivamente.

Este lago proglacial represado por hielo habría alcanzado elevaciones al menos de 610 m s.n.m. en el valle del río Huemules, interpretación basada en la presencia de paleolíneas de costa en el sector de Balmaceda. Estructuras de deformación y glacioteconismo encontradas en depósitos glaciolacustres en el lado distal de la morrena Baguales sugiere un reavance de un lóbulo tributario sobre estos depósitos, cuya edad mínima sería de 17 ka, dada por la edad basal de Lago Baguales.

Por otro lado, en el valle del río Coyhaique hacia el oeste, no se ha observado evidencias de depósitos o geoformas de márgenes glaciales claros. En el área comprendida entre la confluencia del río Baguales con río Simpson por el norte y la confluencia de río Pollux con río Simpson en el sur, encontramos geoformas que dan cuenta de distintos direcciones de flujo glacial que confluían en este sector, principalmente desde el sur por el valle de Lago Elizalde, desde el oeste por el valle del río Simpson y desde el norte en el sector de Baguales. Morrenas frontales y laterales dan cuenta de un pequeño lóbulo tributario en el valle del río Claro. En el cerro inmediatamente al oeste de la ciudad de Coyhaique (mirador oeste) se encuentra una serie de morrenas entre los 530 y los 450 m s.n.m. de sentido oeste – este, que podría pertenecer al lóbulo sur o bien al lóbulo oeste.

Posteriormente se observa un periodo de estabilizaciones del lóbulo glacial que comienza con la depositación de una morrena lateral (444 m s.n.m.) al sur del sector de río Claro hasta el

desarrollo de las morrenas del complejo Río Simpson, entre los 475 a los 315 m s.n.m (estadio III en Figura 38). En el sector de El Blanco se observa una transición de sedimentos glaciolacustres deformados a gravas glaciofluviales los cuales se han interpretados como intervalos de reavances y retrocesos del frente del lóbulo. El lado distal de las morrenas más internas gradan hacia planicies proglaciales de lavado lo cual indica que el lago proglacial represado por hielo ya había sido drenado en aquellas elevaciones durante el tiempo de depositación de las morrenas. La edad basal de 15,8 ka de Lago Espejo a 310 m s.n.m. provee una edad mínima para aquellas morrenas internas y para la regresión lacustre a esa elevación (estadio IV en Figura 38).

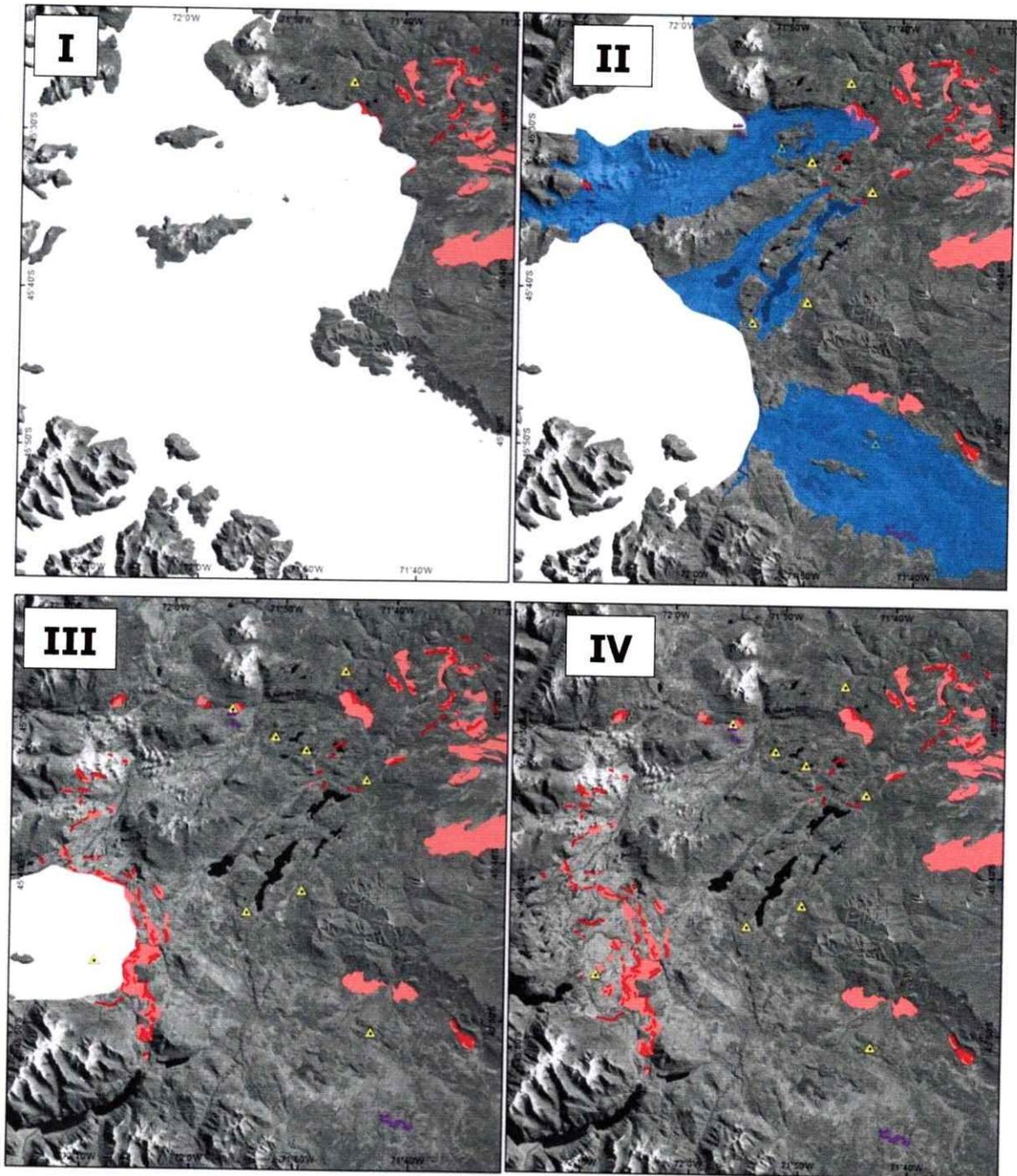


Figura 38: Fluctuaciones del lóbulo glacial Coyhaique

8.2 Correlación con registros paleoclimáticos regionales, hemisféricos e interhemisféricos

Durante la última terminación el área de Coyhaique presentó una serie de fluctuaciones glaciales sincrónicas a aquellas descritas en la Región de Los Lagos (Denton y col., 1999), en el Lago General Carrera-Buenos Aires (Kaplan y col., 2004; Douglas y col., 2006) y el área de Magallanes/Tierra del Fuego (McCulloch y col., 2005), es decir, inicio del abandono de posiciones extendidas de márgenes glaciales durante el UMG en torno a los ~17,8 ka y un patrón escalonado de deglaciación (ver Figura 39). En el caso de Patagonia Noroeste, a partir de los 17,8 ka sucede un rápido calentamiento que llevó a un retroceso glacial abrupto que alcanzó los valles interiores de los Andes en 1.000 años (Moreno y col., 2015). Esto además es contemporáneo con el inicio de la deglaciación en áreas lejanas de latitudes medias del Hemisferio Sur como Lago Pukaki, Nueva Zelanda, donde el lóbulo glacial habría comenzado su retroceso en torno a los $17,4 \pm 1,0$ ka (1σ) (Schaefer y col., 2006). Asimismo puede ser correlacionado con otros eventos paleoclimáticos, como el inicio del aumento de las temperaturas y de CO₂ atmosférico alrededor de los ~17,5 ka en el testigo de hielo antártico EPICA Domo C (Monnin y col., 2001), el inicio del evento de descarga de témpanos de hielo en el Océano Noratlántico, conocido como el evento Heinrich 1 (H-1) y una reducción de la circulación termohalina entre los 17,5 – 14,7 ka (McMannus y col., 2004). Por otro lado, el inicio de la Última Terminación Glacial en testigos de hielo en Groenlandia fue datado en 14,6 ka (Stuiver y Grootes, 2000). A este período de desfase de la Última Terminación se le ha denominado *Mystery Interval* (“Intervalo Misterio”) (Denton y col., 2006) (ver Figura 39).

En la Figura 39 se puede observar que las morrenas El Diablo son contemporáneas con el término del UMG en el testigo de hielo antártico EPICA Domo C y el reavance que depositó la morrena Baguales es contemporáneo con el inicio del estadio Heinrich 1 (HS1) o “Intervalo Misterio”, así como también el desarrollo del lago proglacial represado por hielo. Puede decirse

que los últimos reavances glaciales en Coyhaique, correspondientes a Morrena Baguales y Morrenas Simpson, ocurrieron 2 ka después del término del UMG en los testigos de hielo antárticos, durante el proceso de aumento de las temperaturas y de CO₂ atmosférico. Los datos paleoclimáticos de latitudes medias y altas del Hemisferio Sur indican que el pulso cálido de edad 17,8 ka fue un gatillante decisivo para la Última Terminación Glacial (Moreno y col, 2015).

El otro evento que ha nutrido la discusión en torno a la globalidad de los mecanismos involucrados en la generación y propagación de las señales climáticas asociadas a la última transición glacial-interglacial, dice relación con un período de reversión climática hacia condiciones frías durante la transición glacial-interglacial. Este evento de reversión en la tendencia hacia el calentamiento durante la última deglaciación en los testigos de hielo antárticos (*Antarctic Cold Reversal*, ACR) se desarrolló entre los 14,7 y 12,8 ka. En el área de Coyhaique-Balmaceda la posición del hielo durante el ACR se mantiene desconocida, la cual eventualmente se encuentre en sectores más internos de la Cordillera de los Andes.

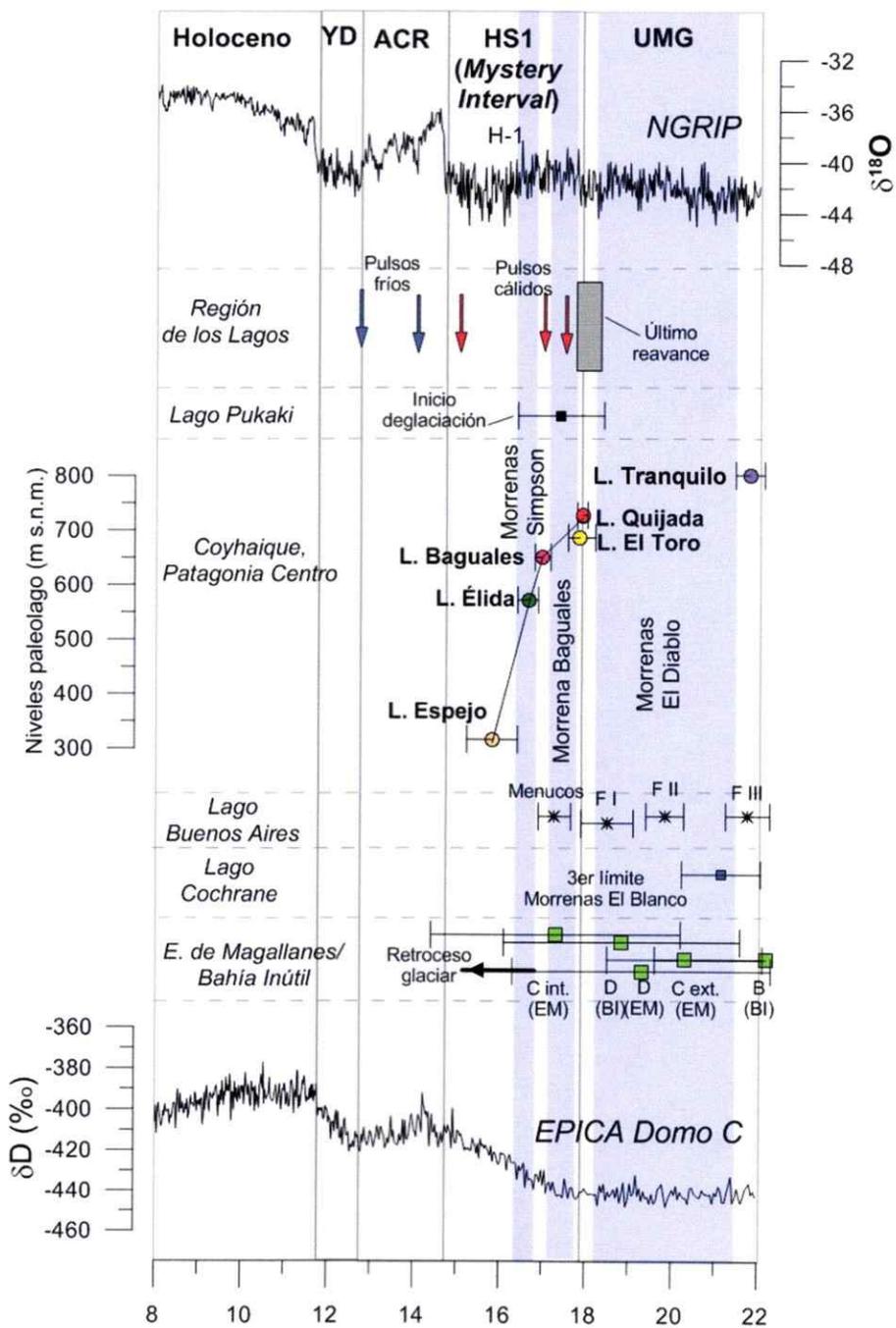


Figura 39: Comparación con registros paleoclimáticos interhemisféricos durante el UMG y UTG

Comparando el área de Coyhaique con las cronologías de regiones cercanas, el rápido retroceso glacial y el subsecuente desarrollo y vaciamiento de un lago proglacial represado por hielo en el valle del río Coyhaique previo a los 17,8 ka (rango de calibración 17,7-17,9 ka a 1σ) son contemporáneos con la depositación de las morrenas Menucos a los $17,3\pm 0,6$ ka (1σ) del Lago General Carrera (Figura 39). Es importante mencionar que ambas edades no son directamente comparables al representar distinto ambiente de depositación, ya que la edad cosmogénica de $17,3\pm 0,6$ ka representa la edad de depositación de la morrena, mientras que la edad radiocarbónica de 17,8 ka representa la edad de producción de materia orgánica. Por lo tanto, es posible pensar que el margen El Diablo y posterior desarrollo del lago proglacial represado por hielo en Coyhaique, en sus niveles más altos, es comparable con la depositación de la morrena Fénix I de Lago General Carrera, y el reavance que depositó la morrena Baguales previo a los 17 ka es comparable con la morrena Menucos. En Lago Cochrane, la depositación del tercer límite del Sistema Río Blanco ocurre a los $21,1\pm 0,9$ ka, lo cual es contemporáneo con la depositación de las morrenas El Diablo considerando los amplios errores asociados a las dataciones cosmogénicas.

En Bahía Inútil, en Patagonia sur, el lóbulo proveniente de Cordillera Darwin, se mantuvo cerca de la posición del UMG hasta los $\sim 18,4 \pm 1,7$ ka (Hall y col., 2012, McCulloch y col., 2005, Kaplan y col., 2011) (edad basada en dataciones cosmogénicas) correlacionable dicha posición con las morrenas El Diablo. Alrededor de los 16,8 ka (2σ) (edad radiocarbónica) el lóbulo se habría retirado hacia el interior de Cordillera Darwin, sin reavances significativos posteriores.

Cuando se examina la evolución de mantos de hielo a una escala milenial, es importante considerar los ajustes isostáticos, es decir, los efectos de la sobrecarga y descarga de los mantos de hielo sobre la superficie de la Tierra. En regiones ocupadas por mantos de hielo, la carga o peso del hielo sobre la corteza terrestre hace que se desplace el manto subyacente. A este efecto

se le denomina glacio-isostacia, y afecta el nivel relativo del mar en las áreas ocupadas por mantos de hielo y alrededor de ellas, pero no tiene un impacto global. Alzamiento postglacial es la fase de rebote registrada en un área una vez que el hielo se retira y puede ser reconstruida desde evidencia directa, por ejemplo a través del alzamiento de paleolíneas de costa. En el sector de Coyhaique no se ha observado evidencia que permita relacionar los niveles de paleolagos con un rebote isostático. La estimación del rebote isostático postglacial es compleja por el hecho de que existe un tiempo de desfase de ajuste entre la litósfera y astenósfera (la parte plástica del Manto superior), el cual puede ser mayor a 10.000 años, por lo tanto el equilibrio puede que nunca sea alcanzado a lo largo de un ciclo glacial-interglacial. Por otro lado, los parámetros reológicos de la Tierra calculados para una región pueden no ser aplicables a otra.

Por último, los resultados del área de Coyhaique confirman el patrón patagónico de retroceso glacial durante la última terminación, sugiriendo una causa común probablemente relacionada con el calentamiento atmosférico como forzante que sincroniza el clima durante la glaciación y subsecuente deglaciación a una escala global.

8.3 Correlación con registros paleoecológicos regionales

Durante el Último Máximo Glacial, todos los sectores bajos de Coyhaique y los distintos subvalles estuvieron cubiertos por glaciares. Esto se tradujo en una limitante básica para el establecimiento de la biota terrestre, debido a que el espacio habitable estuvo confinado a los sectores altos, y las condiciones climáticas eran muy severas. Estas condiciones se mantuvieron durante la primera etapa de la transición glacial-interglacial, cuando los espacios libres de hielo fueron cubiertos por un extenso lago proglacial.

No existen muchos estudios con control cronológico sobre la ocupación del área de Coyhaique por especies vegetales terrestres. De acuerdo a Markgraf y col., (2007) la zona de Mallín Pollux (45°41'30" S, 71°50'30" O, 640 m s.n.m.) estaba bajo la influencia de aguas de deshielo previo a los 18,5±159 ka, basado en una datación radiocarbónica de una capa de *Drepanocladus cf. longifolius* (musgo acuático) depositada en arcillas laminadas gris-rosácea con alto contenido inorgánico. La presencia de diatomeas de ambientes lacustres someros en el registro de Mallín Pollux indica que ya los 18,5 ka la influencia de aguas de deshielo había cesado a esa elevación. Dicha edad es inconsistente con las edades de este estudio. Es importante mencionar que el modelo de edad de ese tramo del registro se basa en la interpolación lineal entre dos edades, siendo la edad más baja demasiado antigua y con un error alto. Comparada con la edad basal de Lago Quijada, de 17,9 ka, la edad de 18,5 ka de Mallín Pollux corresponde a una edad máxima no cercana para el desarrollo de especies vegetales, al considerar que Mallín Pollux se encuentra a una altitud más baja (640 msnm) que Lago Quijada (723 msnm), por lo tanto debió estar libre de hielo y colonizada por vegetación más tardíamente. Posteriormente, la presencia de especies de diatomeas y algas en el registro sedimentario de Mallín Pollux sugiere un ambiente lacustre somero, el cual llegó a ser más productivo después de 17,1 ka. Dicha edad es concordante con el sitio Baguales, que sugiere el cese de la inundación del lago proglacial previo a los 17 ka en el valle del río Coyhaique. Desde los 18 a los 14 ka, Mallín Pollux era parte de un lago poco profundo rodeado por un escaso matorral estepárico, acompañado por alguna actividad de fuego. A los 14 ka el matorral se expandió sugiriendo un incremento moderado de la humedad y temperatura. Entre los 14 y los 11 ka se registraron altas fluctuaciones en el polen de taxas terrestres y acuáticos, dando cuenta de alta variabilidad climática en ese período. Finalmente, entre los 11 y 7,5 ka, hubo un gran desarrollo de bosques de *Nothofagus* y grandes eventos locales de fuego.

En el valle del río Cisnes, a 143 km de distancia al norte de Coyhaique, el registro de Pantano Lago Shaman (44°26'S; 71°11'O, 919 m s.n.m.) (de Porras y col., 2012) indica que la parte superior del valle estuvo libre de hielo cerca de los 19 ka. A partir de los 19 ka hasta los 14,8 ka se desarrolla una vegetación con altas proporciones de arbustos interpretados por dichos autores como condiciones más frías y secas (Figura 40).

En Lago Augusta (47°05'S, 72°23'O, 440 m s.n.m.), Valle Chacabuco (Villa-Martínez y col., 2012), la sedimentación orgánica lacustre comienza alrededor de los 19,5 ka, a partir del cual el registro polínico muestra que las condiciones extremas de frío y precipitación se mantuvieron previas a los ~16 ka. Posteriormente el desarrollo de hierbas, arbustos y especies arbóreas características de bosque siempreverde entre 15,6 y 16 ka son interpretados como condiciones de clima frío y húmedo (Figura 40). El sitio de Lago Edita (47°8'S 72°25'O, ~570 m s.n.m.) (Henríquez, 2014), distante 5 km al suroeste de Lago Augusta, muestra un registro con un cambio de arcillas grises glaciolacustres a barro orgánico lacustre a partir de ~19,5 ka, lo cual evidencia el cese de la inundación por el lago proglacial represado por hielo a los ~570 m s.n.m. en el proceso de retroceso a partir de las morrenas Río Blanco (Hein y col., 2010) y el comienzo de la sedimentación orgánica. Según Henríquez (2014), posteriormente a los ~16,7-19 ka registra una dominancia de arbustos y hierbas, junto a árboles resistentes a condiciones frías y relativamente secas, seguido entre ~11-16,7 ka por fluctuaciones en la dominancia de hierbas y arbustos criófilos, acompañado por pteridófitas y junto a coníferas higrófilas/criófilas interpretadas como condiciones frías y de persistentes precipitaciones (Figura 40). Esto último es consistente con el registro polínico de Lago Augusta, donde la dominancia de hierbas, arbustos y coníferas entre ~11,8-16 ka es interpretado como condiciones frías y precipitaciones constantes.

Dichas interpretaciones paleoclimáticas son opuestas a la interpretación de Mallín Pollux (Markgraf y col., 2007) y Lago Shaman (de Porras y col., 2012) los cuales entre ~15-19 ka dan

cuenta de una dominancia de hierbas y arbustos interpretada como un paisaje estepárico con arbustos resistentes a sequías, seguido por el establecimiento de vegetación estepárica bajo condiciones relativamente húmedas y más cálidas entre ~11,3-15 ka. Esta divergencia, de acuerdo a Henríquez (2014) puede deberse a la interpretación que se otorga a los elementos herbáceos y arbustivos presentes en la estepa patagónica, asociadas actualmente a ambientes de menor pluviosidad, los cuales si bien están presentes en Lago Augusta y Lago Edita, éstos presentan relativamente alta abundancia de pteridófitas y árboles higrófilos característicos de los bosques templado-lluviosos que hoy se encuentran en las costas hiperhúmedas de Patagonia Centro.

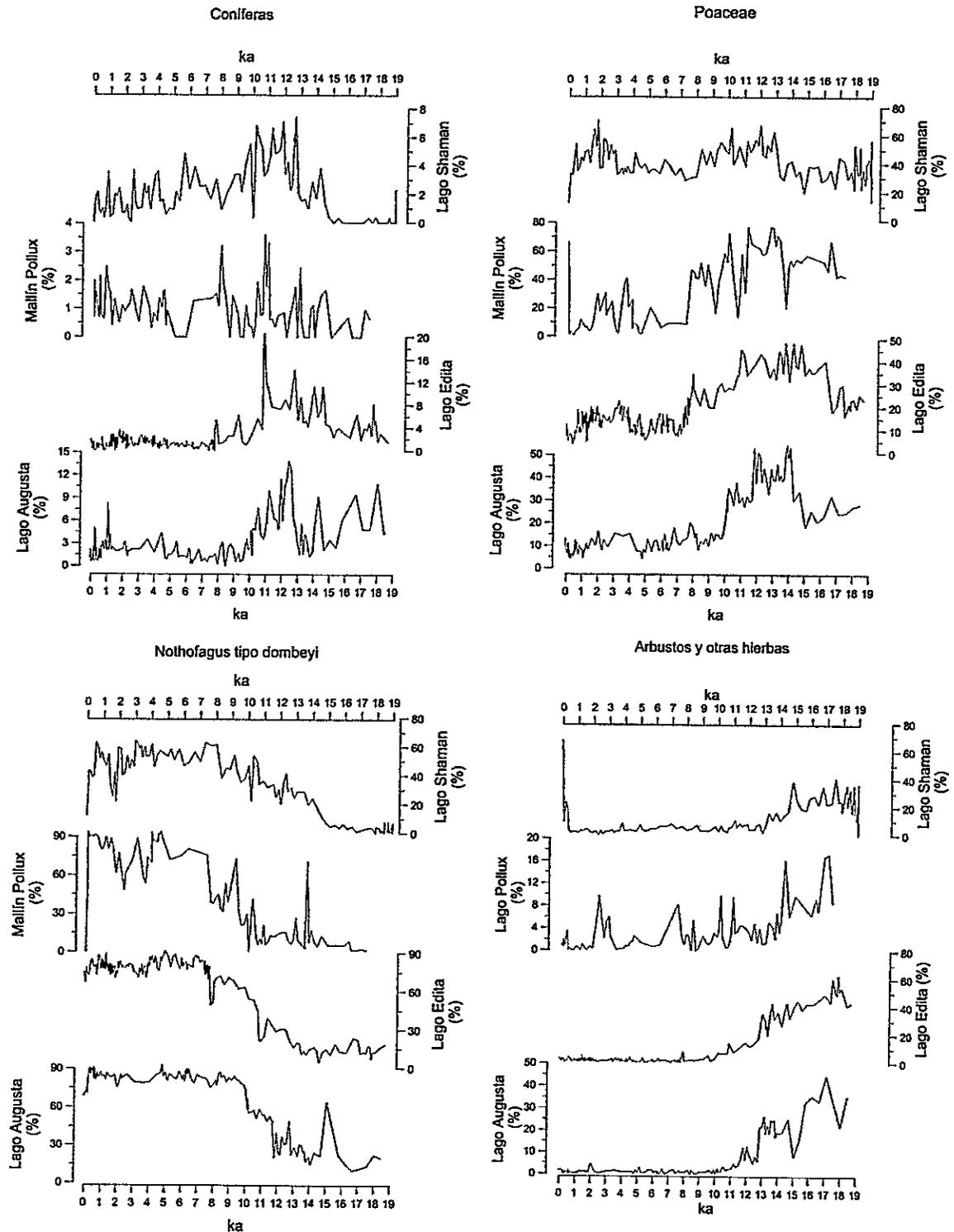


Figura 40: Comparación de tasas y grupos de tasas en cuatro registros polínicos de Patagonia Centro: Mallín Pollux (Markgraf y col., 2007), Lago Shaman (de Porras y col., 2012), Lago Augusta (Villa-Martínez y col., 2012) y Lago Edita (Henríquez, 2014).

Ahora bien, a pesar de tener condiciones frías a los ~16,7-19 ka mostrados por el registro de polen de Lago Edita y Augusta, la evidencia geomorfológica en el sector de Coyhaique muestra un profundo retroceso del lóbulo glacial y el desarrollo de un lago proglacial represado por hielo antes de 17,8 ka en el valle del río Coyhaique y antes de 16,7 ka en el valle del río Simpson-Huemules. Posteriormente a los 15,8-17,8 ka suceden una serie de estabilizaciones glaciales (morrena Baguales y sistema morrénico Río Simpson) las cuales coinciden con la dominancia de vegetación altoandina y arbustos, acompañado con la baja abundancia de *Nothofagus* y coníferas higrófilas/criófilas en Lago Edita interpretado como período de condiciones frías y húmedas. Por otro lado, el cese de la inundación por el lago proglacial en el sector de Balmaceda a los 16,7 ka, coincide con el incremento de hierbas, disminución en arbustos e incremento de coníferas.

Finalmente, se puede plantear que durante el UMG y la primera etapa de la deglaciación, las fluctuaciones del hielo, fenómenos periglaciales asociados, los cuales guardan estrecha relación con la presencia de lagos proglaciales, fueron una limitante para el desarrollo de la vegetación en el sector de Coyhaique.

9. CONCLUSIONES

El área de Coyhaique y Balmaceda contiene geoformas que atestiguan sucesivos reavances, estabilizaciones y retrocesos de un lóbulo glacial originado por la coalescencia de lenguas glaciales provenientes de la Cordillera de los Andes durante el Último Máximo Glacial hasta la terminación. En esta tesis he dividido el área de estudio en cinco zonas de acuerdo a la asociación de éstas geoformas: Coyhaique Alto, Coyhaique-Pollux, Balmaceda, Baguales y Río Simpson. El sector Coyhaique Alto, en el extremo oriental del área de estudio, se caracteriza por la presencia de al menos tres períodos de estabilización y/o reavances glaciales. El más reciente de ellos (morrenas Pampa del Diablo) posee una edad máxima de 21,8 ka.

Una vez que el margen glacial abandonó esta posición experimentó estabilizaciones y reavances glaciales como se deduce a partir de evidencias geomorfológicas y estratigráficas que indican que estuvo detenido en el sector comprendido entre río Pollux (en la parte alta) y Lago Castor, las que corresponden a la morrena Triana y planicies proglaciales de lavado. Posteriormente sobrevino un acentuado retroceso, aproximadamente 25 km desde morrena Triana, hasta una posición ubicada más al sur de Lago Quijada. Esta fase de deglaciación es coetánea con el desarrollo de un gran lago proglacial represado por hielo que alcanzó una cota máxima de 750 m s.n.m. en el valle del Lago Pollux, y cotas menores a 750 m en el sector de Lago El Toro – Lago Mellizas, previo a los 17,8 ka. En el sector de Balmaceda el cese del lago proglacial ocurrió a los 16,7 ka

A continuación el lóbulo Coyhaique-Balmaceda continuó su retroceso, con los glaciares ya individualizados posiblemente entre los valles de los ríos Coyhaique, Baguales y Pollux, hasta un momento en que experimenta una fase de reavances, sobre el lago proglacial, y

estabilizaciones en el sector del valle del río Simpson y río Baguales. En este último, el reavance se produjo previo a los 17 ka.

Finalmente los glaciares retrocedieron hasta una posición que posibilitó el drenaje del lago proglacial en el valle del río Simpson, al este de Lago Espejo y Elizalde previo a los 15,8 ka.

De acuerdo al análisis de las cronologías del retroceso glacial estudiadas en Patagonia, es posible afirmar que el proceso de deglaciación en Coyhaique, iniciado a partir de los 17,8 ka es sincrónico con el retroceso de los hielos de su posición UMG en la Región de Los Lagos (Denton y col., 1999), en el Lago General Carrera-Buenos Aires (Kaplan y col., 2004; Douglass y col., 2006) y el área de Magallanes/Tierra del Fuego (Kaplan y col., 2011; Hall y col., 2013), teniendo en cuenta los grandes rangos de error asociados a las distintas formas de datación, los cuales acomodan cualquier comparación. Si bien es necesario evaluar si las diferencias entre cronologías caen dentro del rango de error de éstas, a rasgos generales, numerosos registros paleoclimáticos terrestres de latitudes medias del hemisferio sur dan cuenta de que el proceso de transición glacial-interglacial habría respondido de forma sincrónica. De acuerdo a Denton y col., (2005) la última terminación se habría desencadenado en torno a los 17,8 ka por un aumento global de las temperaturas, que ocasionó el retroceso de los glaciares en latitudes medias y la disminución del volumen integrado de hielo global, y que posiblemente habría desencadenado la descarga masiva de témpanos de hielo en Bahía Hudson (evento H-1).

Finalmente, se puede concluir que durante la última terminación glacial los patrones de cambio climático estarían probablemente relacionados con el calentamiento atmosférico como forzante que sincroniza el clima durante la glaciación y subsecuente deglaciación a una escala global. La variabilidad espacial de señales paleoclimáticas a escalas de tiempo milenial estuvo dominada por procesos regionales como: cambios en la intensidad de la circulación termohalina en el

Hemisferio Norte y cambios en la posición y/o intensidad del Frente Polar Antártico y de los Vientos del Oeste en el Hemisferio Sur.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Andersen, B.G., Denton, G.H. and Lowell, T.V., 1999. Glacial geomorphologic maps of Llanquihue drift in the area of the southern Lake District, Chile. *Geografiska Annaler*, 81A: 155-166.
- Andresen, C. S., Björck, S., Bennike, O., Heinemeier, J. and Kromer, B., 2000. What do $\Delta^{14}C$ changes across the Gerzensee oscillation/GI-1b event imply for deglacial oscillations? *Journal of Quaternary Science*, 15: 203-214.
- Arqueros C. 2004. Evolución glacial de la hoya del río Coihaique: una aproximación a partir del análisis geomorfológico y morfoestratigráfico. Tesis (Magíster en Ciencias, mención Geología) Universidad de Chile, Santiago de Chile. 114 p.
- Bell, C.M., 2008. Punctuated drainage of an ice-dammed quaternary lake in southern South America. *Geografiska Annaler Serie A Physical Geography*, 90A: 1-17.
- Beltramone C., 1991. Estratigrafía glacial del Valle del río Mayo, Provincia de Chubut, Argentina. Congreso Geológico Chileno N°6, Actas, p. 58-61, Viña del Mar, Chile.
- Beltramone C., 1994. Bosquejo geomorfológico de la región de la Pampa de Chalia-Alto río Mayo, Chubut, Argentina. Congreso Geológico Chileno, N° 7, Actas, vol. I, p. 230-234, Concepción, Chile.
- Benn D. y Evans D., 2010. *Glaciers and Glaciation*. Second edition. Hodder Education. Londres, Inglaterra.

- Björck, S., Kromer, B., Johnsen, S., Bennike, O., Hammarlund D., Lemdahl, G., Possnert, G., Rasmussen, T. L., Wohlfarth, B., Hammer, C. U. And Spurk, M., 1996. Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, 274: 1155-1160.
- Björck, S., Walker M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K-L., Lowe, J. J., Wohlfarth, B. and INTIMATE Members 1998. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland Ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13: 283-292.
- Blunier, T., Chappellaz J., Schwander A., Dällenbach A., Stauffer B., Stocker T., Raynaud D., Jouzel J., Clausen H., Hammer C. y Johnsen S. 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 393: 739-743.
- Broecker, W., 1998. Paleocean circulation during the last deglaciation: a bipolar seesaw? *Paleoceanography*, Vol. 13, N° 2: 119-121.
- Broecker, W. y G. H. Denton, 1990. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Quaternary Science Reviews*, 9: 305-341.
- Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler*, t. 14, 1-2, Estocolmo, Dirección de Minas y Geología, Publ. 95, Buenos Aires.
- De la Cruz, R.; Suárez, M.; Belmar, M; Quiroz, D y Bell, M, en prensa. Geología del área Coihaique -Balmaceda. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile. Mapa Escala 1:1 00.000,Santiago.

- de Porras, M. E., Maldonado, A., Abarzúa, A. M., Cárdenas, M. L., Francois, J. P., Martel-Cea, A., Stern, C. R., Méndez, C., Reyes, O., 2012. Postglacial vegetation, fire and climate dynamics at Central Chilean Patagonia (Lake Shaman, 44°S). *Quaternary Science Reviews*, 50: 71-85.
- Denton, G. H., Heusser C. J., Lowell T. V., Moreno P. I., Andersen B G., Heusser L. E., Schlüchter y Marchant D. R., 1999a. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the Last Glaciation. *Geografiska Annaler, Series A Physical Geography*, 81(2): 107-153.
- Denton, G.H.; Lowell, T.V.; Heusser, C.J.; Schüchter, C.; Andersen, B.G.; Heusser, L.; Moreno, P.I. y Marchant, D.R., 1999b. Geomorphology, Stratigraphy, and Radiocarbon Chronology of Llanquihue Drift in the area of the Southern Lakes District, Seno de Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler*, 81A, vol 2, p. 167-229,
- Denton G. H., 2000. Does an asymmetric thermohaline-ice sheet oscillator drive 100.000-yr glacial cycles? *Journal of Quaternary Science*, 15(4): 301-318.
- Denton, G., Alley, R., Comer, G., Broecker, W., 2005. The role of seasonality in abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1159–1182
- Denton G. H., Anderson R., Toggweiler J., Edwards R., Schaefer J., Putnam A. E., 2010. The Last Glacial Termination. *Science*, 328: 1652-1656.
- Douglass, D., Singer, B., Kaplan, M., Mickelson, D., Caffee, M., 2006. Cosmogenic nuclide surface exposure dating of boulders on last-glacial and late-glacial moraines, Lago Buenos Aires, Argentina: Interpretive strategies and paleoclimate implications. *Quaternary Geochronology*. 1: 43–58.



- EPICA Community Members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444, 195-198.
- Fogwill, C., Kubik P. W., 2005. A glacial stage spanning the Antarctic Cold Reversal in Torres del Paine (51°S), Chile, based on preliminary cosmogenic exposure ages. *Geografiska Annaler, Series A-Physical Geography*. 87: 403-408.
- García J.L, Kaplan M., Brenda H., Schaefer J., Vega R., Schawartz R., Finkel R., 2012. Glacier expansion in southern Patagonia throughout the Antarctic cold Reversal. *Geology*; 40:859-862.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 281, 180-195.
- Hall B., Porter Ch., Denton D., Lowell T., Bromley G., 2013. Extensive recession of Cordillera Darwin glaciers in southernmost South America during Heinrich Stadial 1. *Quaternary Science Reviews*. 62: 49-55.
- Hein, A. S., Hulton, N. R. J., Dunai, T. j., Sugden, D. E., Kaplan, M. R., Xu, S., 2010. The chronology of the Last Glacial Maximum and deglacial events in central Argentine Patagonia. *Quaternary Science Reviews*. 29: 1212-1227.
- Heiri O, Lotter A., Lemcke G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25: 101-110.
- Henríquez W., 2014. Variaciones de la vegetación y clima en Patagonia Norte y Centro desde el Último Máximo Glacial. Tesis entregada a la Universidad de Chile en cumplimiento Parcial

de los requisitos para optar al Grado de Magíster en Ciencias Biológicas, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile (inédito).160 p.

Heusser, C.J., 2003. Ice Age Southern Andes a Chronicle of Paleoecological Events. Elsevier, Amsterdam.

Holling, J. T. y D. H. Schilling, 1981. Late Wisconsin-Weichselian mountain glaciers and small ice caps. The last great ice sheets. G. H. Denton and T. J. Hughes, Wiley Interscience:179-206.

Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Singer, B.S., Douglass, D.C., Kurz, M.D., 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia. Geological Society of America Bulletin, 116: 308-321.

Kaplan, M.R., Fogwill, C., Sugden, D.E., Hulton, N.R.J., Kubik, P.W., Freeman, S.P.H.T., 2008. Southern Patagonian glacial chronology for the last glacial period and implications for Southern Ocean climate. Quaternary Science Reviews. 27, 284-294.

Kaplan, M.R., Strelin, J.A., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Finkel, R.C., Schwartz, R., Putnam, A.E., Vandergoes, M.J., Goehring, B.M., Travis, S.G., 2011. In-situ cosmogenic ^{10}Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: implications for late-glacial climate chronology. Earth and Planetary Science Letters. 309, 21-32.

Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H.W., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., Timmermann, A., Toggweiler, R., 2007. Modulation of the bipolar seesaw in the southeast Pacific during Termination I. Earth and Planetary Science Letters 259, 400-413.

- Laugenie C., Mercer J.H., 1973. Southern Chile: A chronology of the last glaciation. IX INQUA Congress Christchurch. N.Z.
- Lisiecki L., Raymo M., 2005. A Plio-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic ^{18}O Records. *Paleoceanography*.
- Marden C., Clapperton C.M., 1995. Fluctuations of the South Patagonian Ice-field during the last glaciation and the Holocene. *Journal of Quaternary Science*, 10: 197-210.
- Mardones M., González L., King R., Campos E., 2011. Variaciones glaciales durante el Holoceno en Patagonia Central, Aisén, Chile: evidencias geomorfológicas. *Andean Geology* 38 (2): 371-392.
- Markgraf, V., Whitlock, C. and Haberle, S., 2007. Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aisén (45°41'30"S, 71°50'30"W, 640 m elevation). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 254: 492-507.
- McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Tipping, R.M., Clapperton, C.M., 2005. Evidence for late-glacial ice dammed lakes in the central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geografiska Annaler*. 87A, 335-362.
- McManus, J.F., Francois, R., Gherardi, J.M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834-837.

- Meglioli A., 1992. Glacial geology and chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Department of Geology. Pennsylvania, Lehigh University. Phd: 215.
- Mercer, J.H., 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, vol. 6, p. 125-166.
- Miller, J.M.G., 1996. Glacial Environments. In *Sedimentary Environments and Facies* (editado por Reading, H.G.), editorial Blackwell Scientific Publications, p.454-667.
- Mix, A. C., Bard E., Schneider R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Review*, 20: 627-657.
- Monnin E., Indermühle A., Dällenbach A., Flückiger J., Stauffer B., Stocker T., Raynaud J., Barnola JM., 2001. Atmospheric CO₂ Concentrations over the Last Glacial Termination. *Science*. Vol. 291. 112-114.
- Moreno, P.I., Kaplan, M.R., François, J.P., Villa-Martínez, R.P., Moy, C.M., Stern, C., Kubik, P.W., 2009. Renewed glacial activity during the Antarctic Cold Reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in SW Patagonia. *Geology* 37,375-378.
- Moreno, P.I., François, J.P., Moy, C.M., Villa-Martínez, R., 2010. Covariability of the Southern Westerlies and atmospheric CO₂ during the Holocene. *Geology* 38,727-730.
- Moreno, P.I., Denton G., Moreno H., Lowell T., Putnam A., Kaplan M., 2015. Radiocarbon chronology of the last glacial maximum and its termination in northwestern Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 122, 233-249.

- Moy, C. M., Moreno, P. I., Dunbar, R. B., Kaplan, M. R., Francois, J. P., Villalba, H. T., 2009. Climate Change in Southern South America During the Last Two Millennia. Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions Developments in Paleoenvironmental Research. 4: 353-393.
- 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 Serie A Physical Geography 87A: 289–312.
- Niemeyer, H.; Skármeta, J.; Fuenzalida, R. y Espinosa, W., 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aisén, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 60-61, mapa 1:500.000, Santiago.
- Nordenskjöld, O., 1898. Tertiary and Quaternary deposits in the Magellan territories. American Geologist, vol. 21, p. 300-309.
- Porter, S.C., 1981. Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. Quaternary Research. 16: 263-291.
- Sagredo, E.A., Moreno, P.I., Villa-Martínez, R., Kaplan, M.R., Kubik, P.W., and Stern, C.R., 2011, Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52°S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination 1: Geomorphology, v. 125, p. 92–108.
- Sagredo E.A, Lowell T., 2012. Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. Global and Planetary Change 86–87: 101–109.

- Skarmeta, J., 1978. Geología de la región continental de Aisén entre el Lago General Carrera y la Cordillera Castillo. Carta Geológica de Chile; Escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, N° 29. Santiago.
- Sowers T., Bender, M. 1995. Climate records covering the last deglaciation. *Science* 269: 210-214.
- Stuiver M., Grootes, P.M., 2000. GISP2 Oxygen Isotope Ratios. *Quaternary Research* 53 (3): 277-284.
- Sugden, D.E., Bentley, M.J., Fogwill, C.J., Hulton, N.R.J., McCulloch, R.D., Purves, R.S., 2005. Late-glacial glacier events in southernmost South America: A blend of 'northern' and 'southern' hemispheric climatic signals? *Geografiska Annaler Serie A Physical Geography*, 87A: 273-288.
- Turner, K.J., Fogwill, C.J., McCulloch, R.D., Sugden, D.E., 2005. Deglaciation of the eastern flank of the North Patagonian Icefield and associated continental-scale lake diversions. *Geografiska Annaler Serie A Physical Geography*, 87A: 363-374.
- Villa-Martínez, R, Moreno, P.I., Valenzuela, M.A., 2012. Deglacial and postglacial vegetation changes on the eastern slopes of the central Patagonian Andes (47°S). *Quaternary Science Reviews*. 32: 86-99.
- Weller D., Miranda C., Moreno P., Villa-Martínez R., Stern C., 2014. The large late-glacial Holocene eruption of the Hudson volcano, southern Chile. *Bulletin of Volcanology*. 76:831.

Anexo 1: Glosario

Ablación: Pérdida de hielo a través del derretimiento, sublimación, deflación eólica y/o desintegración mecánica del frente glacial (calving).

Abrasión glacial: Meteorización mecánica y erosión del sustrato rocoso realizado por la rodadura y trituración de partículas embebidas en las paredes del glaciar.

Altitud de la línea de equilibrio glacial: Es la altitud en la cual se separa la zona de acumulación de la zona de ablación en la superficie del glaciar. En la Línea de Equilibrio la acumulación es igual la ablación, por consecuencia, el balance de masa anual en esta línea es cero.

Errático: Corresponde a un bloque de roca transportada y depositada por el glaciar, que difiere en tamaño y litología del sustrato sobre el cual se deposita.

Deformación glaciotectónica: Es la deformación estructural producida por la carga o movimiento del hielo sobre el sustrato, ya sea generado por el mismo glaciar o sustrato pre-existente.

Delta: Corresponde a un plano deposicional formado por una corriente de agua que desemboca en un lago, océano o cuerpo de agua estable en general, y formado por la carga fluvial.

Diamicto: Término general para referirse a un depósito sedimentario no consolidado y mal seleccionado, sin distinguir su origen.

Distal: Aguas abajo.

Drift: Es el término general para todos los depósitos glaciales, ya sean depósitos con selección (drift estratificado) o sin selección (till).

Dropstone: Es un fragmento de roca aislado, transportado por el glaciar y depositado en sedimentos laminados finos de ambiente lacustre o marino. Se distingue por la deformación que experimentan las láminas subyacentes por la caída del fragmento sobre ellas.

Geoforma: Forma del relieve modelada por una combinación de agentes endógenos y agentes exógenos.

Gyttja: Sedimento lacustre orgánico.

Kettle hole: Depresión circular en el relieve que se origina cuando un bloque aislado de hielo persiste y queda cubierto por sedimentos glaciales después del retiro del glaciar. Una vez que se derrite, deja una cavidad que generalmente forma lagos o pantanos.

Lago proglacial represado por hielo: Cuerpo de agua generado por la acumulación de aguas de deshielo, las cuales no pueden salir fuera de la cuenca, debido a que el glaciar genera una barrera impidiendo su drenaje.

Lóbulo glacial: Corresponde a la salida de un glaciar desde un relieve montañoso hacia relieves más bajos, formando un glaciar de piedemonte.

Morrena: Depósito glacial en forma de cresta que se forma en los márgenes del glaciar, compuesto generalmente por till.

Ondulitas: Estructuras sedimentarias que se forman por la acción de una corriente de agua o viento sobre un sustrato de arena. Cuando la corriente es unidireccional, p. ejemplo un río, se

forman ondulitas de caras asimétricas, mientras que si la corriente es oscilatoria, p. ejemplo el oleaje, se forman caras simétricas.

Manto de hielo: Corresponde a una masa de hielo en forma de domo que cubre extensiones continentales.

Paleolínea de costa: Geofomas remanentes que indican antiguos niveles de un cuerpo de agua. Estas formas están comúnmente marcadas por un escarpe a una elevación constante.

Pendiente de contacto de hielo: Corresponde a la cara proximal, y por lo general de mayor pendiente, de una morrena, planicie proglacial o terraza kame.

Planicie proglacial de lavado (*outwash plain*): Corresponde a una planicie que se desarrolla a partir de un margen glacial, y se inclina suavemente hacia una red fluvial principal. Está compuesta por sedimentos glaciofluviales, los que son gruesos y mal seleccionados en la cercanía de las morrenas, y finos y mejor seleccionados aguas abajo de ellas.

Proximal: Aguas arriba.

Rítmicas: Consisten en capas de sedimentos, que pueden ser consolidados o no consolidados, depositados en ambientes tranquilos bajo una cierta regularidad y periodicidad, por ejemplo, en un ambiente lacustre.

Tefra: Depósito de fragmentos producidos por una erupción volcánica, sin distinguir su composición, granulometría ni forma de depositación.

Terraza kame: Forma plana compuesta por derrubios estratificados, depositados entre un glaciar y la pared del valle adyacente.

Till: Sedimento no clasificado depositado directamente por un glaciar.

Anexo 2
Testigos de sedimento

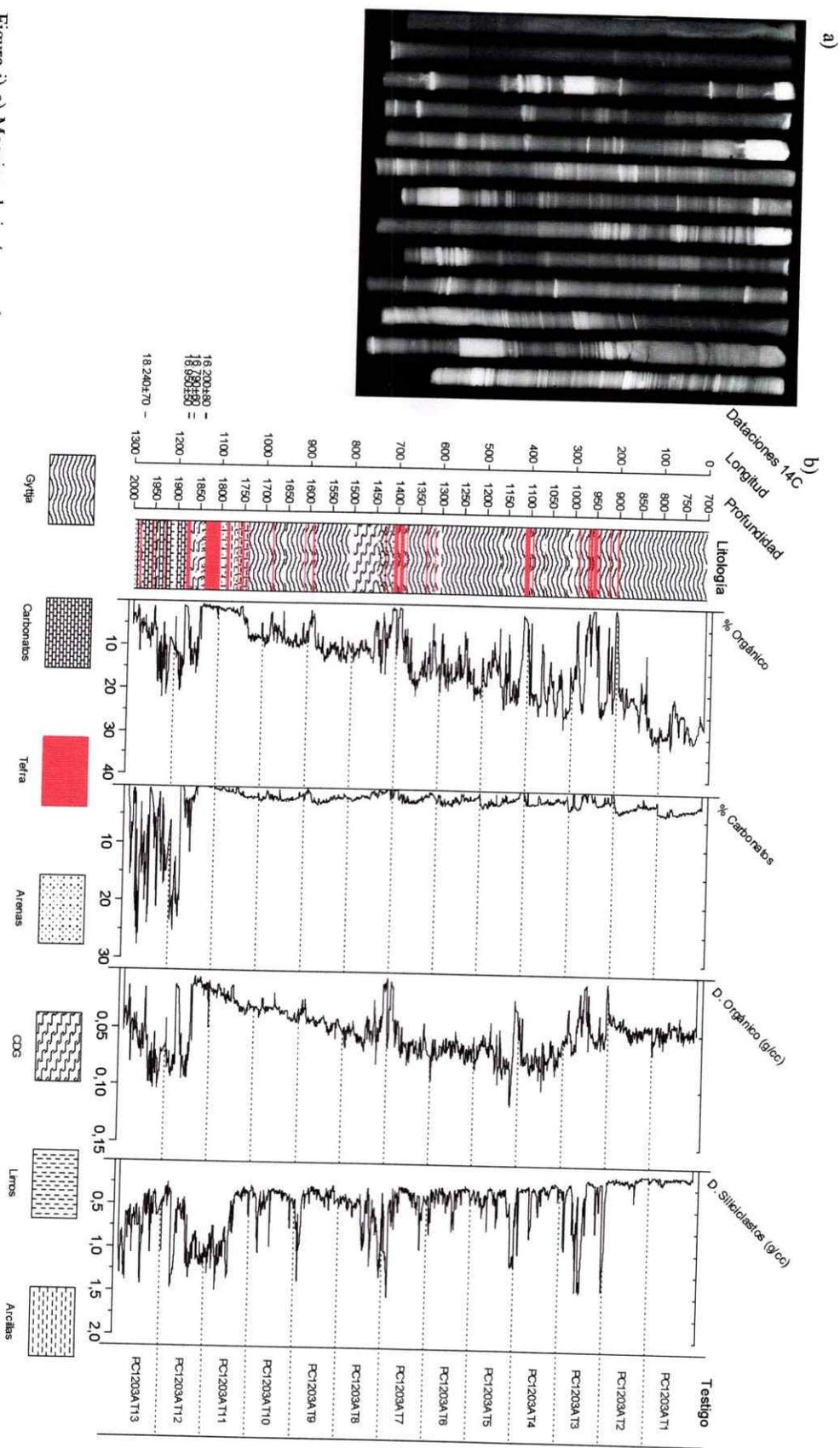


Figura 1) a) Mosaico de imágenes de rayos x tomadas al testigo PCI203A del sitio Lago Tranquilo. Cada segmento corresponde a ~ 1 m de sedimento, extraídos de manera continua desde un mismo hoyo. La base del segmento del extremo derecho de la imagen corresponden a sedimentos más antiguos (profundos) y el tope del segmento del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes (superficiales). b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra del sitio Lago Tranquilo. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la profundidad en el eje y (cm respecto a la superficie del lago).

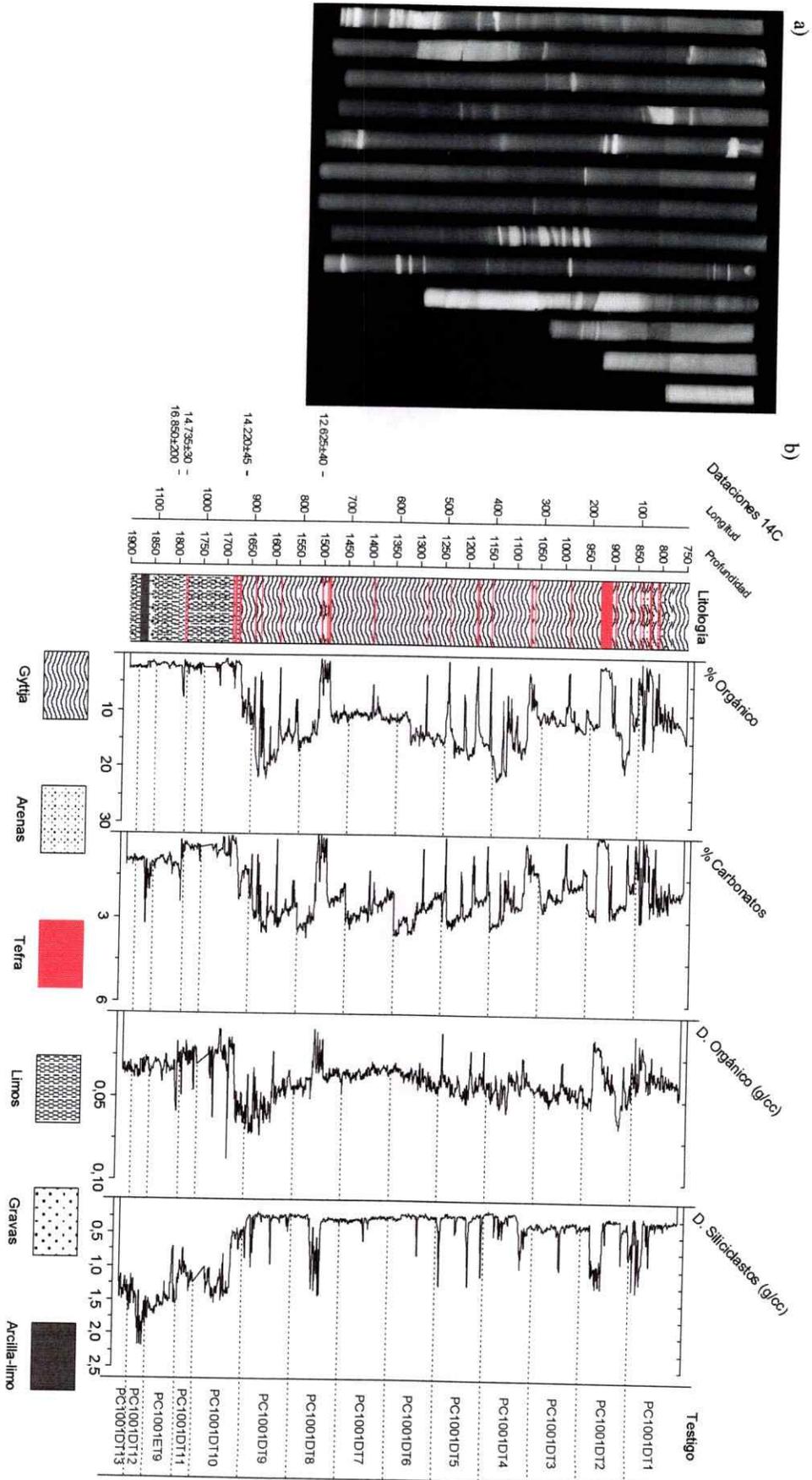


Figura ii) a) Mosaico de imágenes de rayos x tomadas al testigo PC1001D del sitio Lago Quijada. Cada segmento corresponde a ~ 1 m de sedimento, extraídos de manera continua. La base del segmento del extremo derecho de la imagen corresponden a sedimentos más antiguos (profundos) y el tope del segmento del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes (superficiales). b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra del sitio Lago Quijada. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la profundidad en el eje y (cm respecto a la superficie del lago).

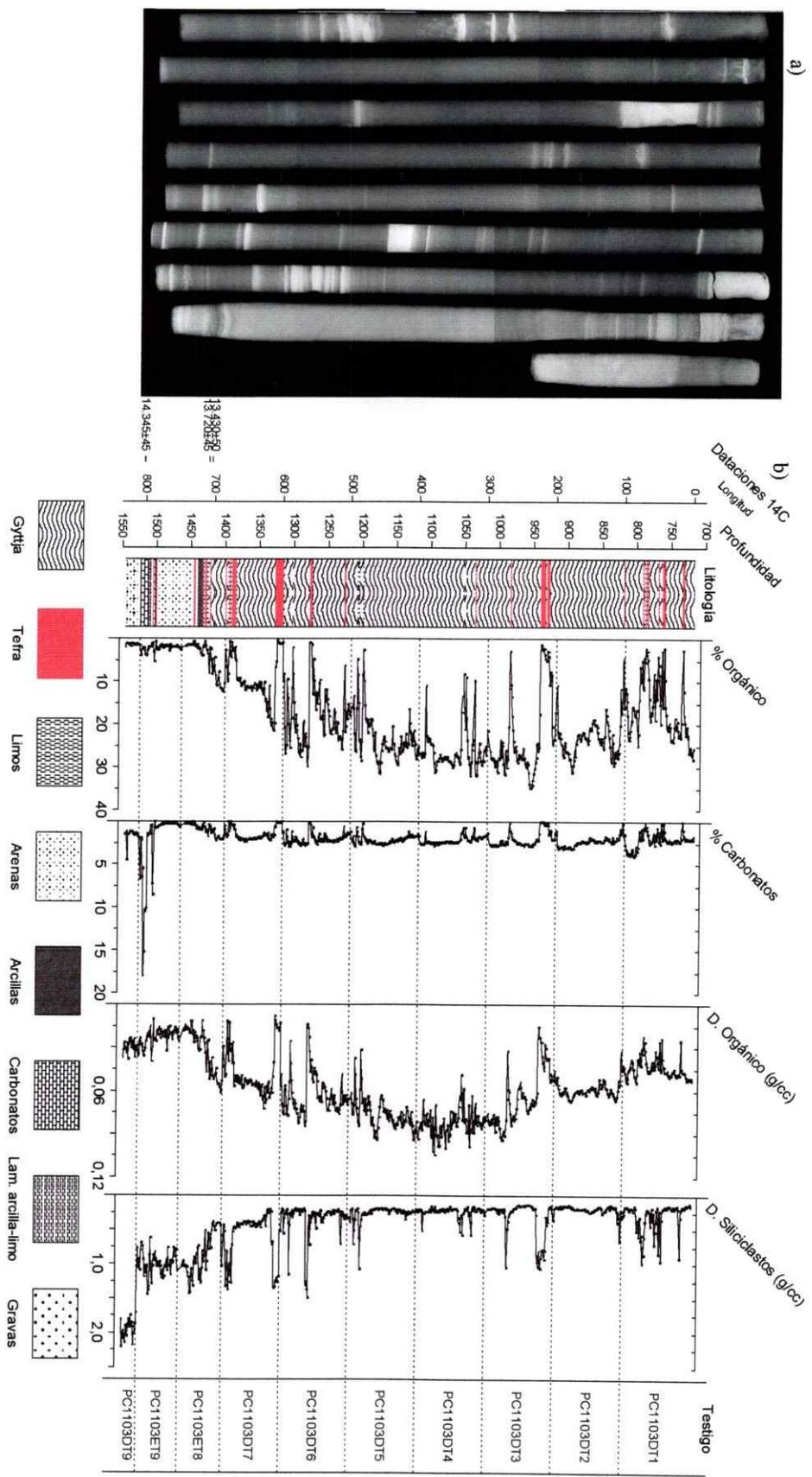


Figura iii) a) Mosaico de imágenes de rayos x tomadas al testigo PC1103D del sitio Lago Unco. Cada segmento corresponde a ~ 1 m de sedimento, extraídos de manera continua. La base del segmento del extremo derecho de la imagen corresponden a sedimentos más antiguos (profundos) y el tope del segmento del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes (superficiales). b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra del sitio Lago Unco. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la profundidad en el eje y' (cm respecto a la superficie del lago).

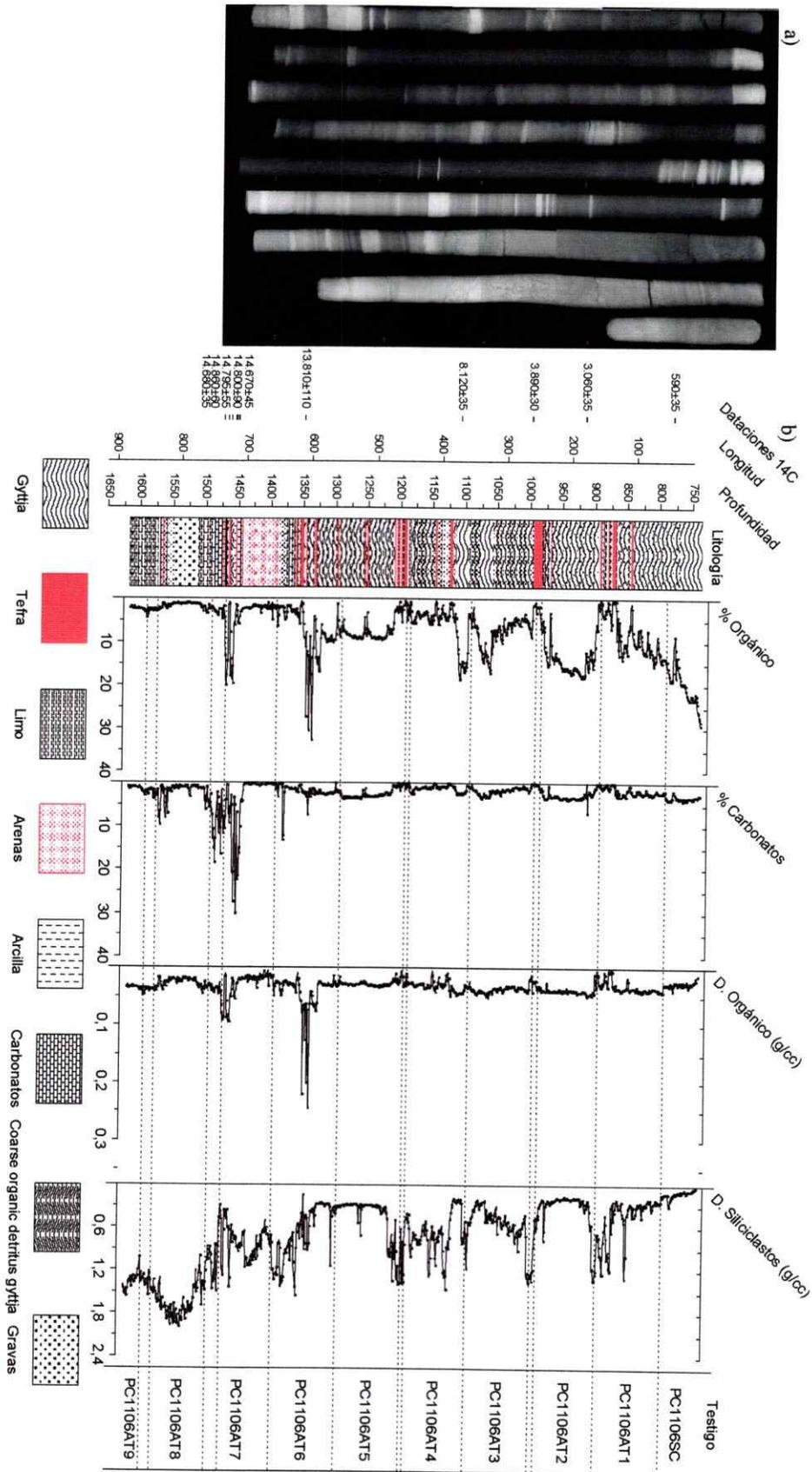


Figura IV) a) Mosaico de imágenes de rayos x tomadas al testigo PC1106A del sitio Lago Mellizas. Cada segmento corresponde a ~ 1 m de sedimento, extraídos de manera continua. La base del segmento del extremo derecho de la imagen corresponden a sedimentos más antiguos (profundos) y el tope del segmento del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes (superficiales). b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra del sitio Lago Mellizas. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la profundidad en el eje y (con respecto a la superficie del lago).

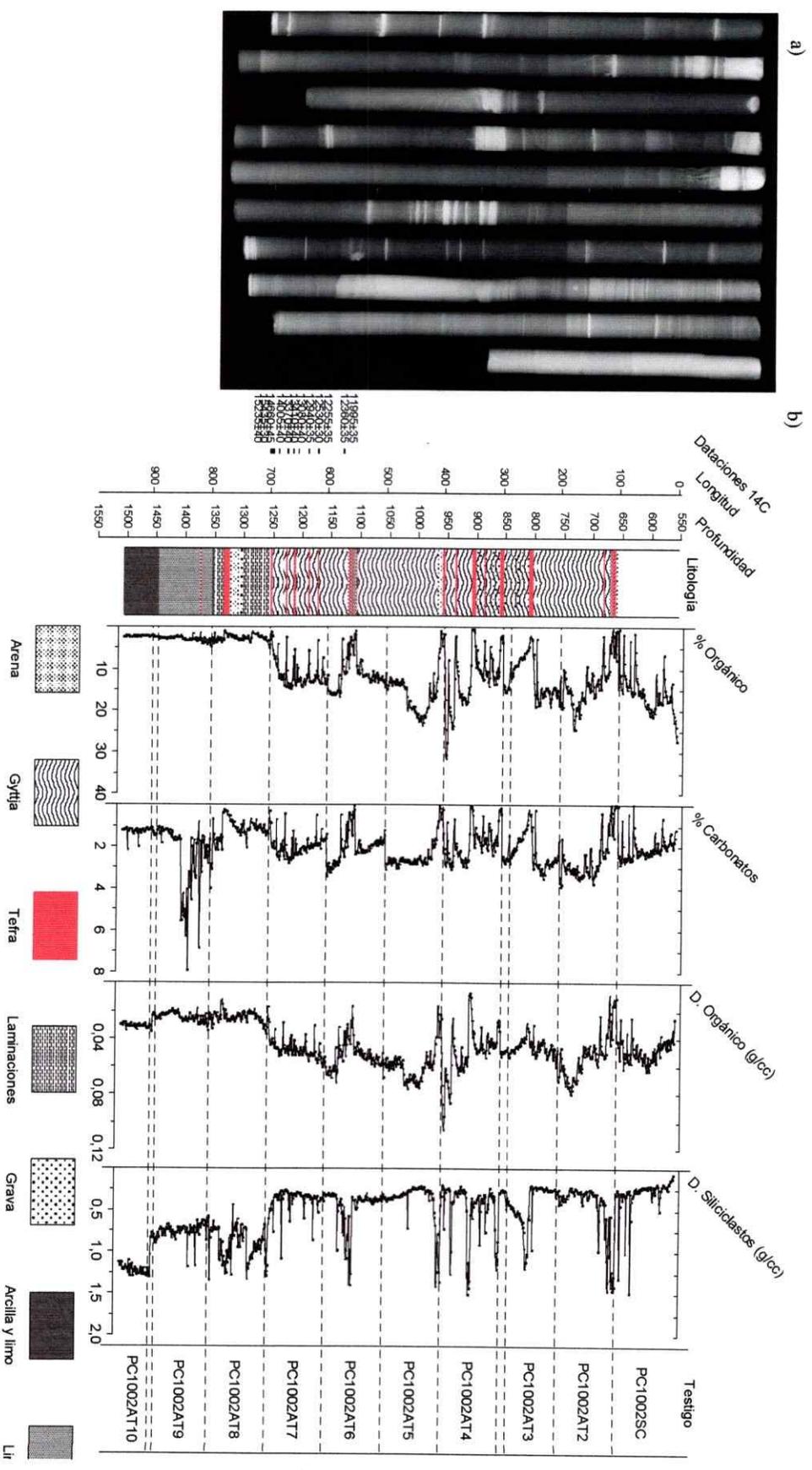


Figura 5) a) Mosaico de imágenes de rayos x tomadas al testigo PC1002A del sitio Lago El Toro. Cada segmento corresponde a ~ 1 m de sedimento, extraídos de manera continua. La base del segmento del extremo derecho de la imagen corresponden a sedimentos más antiguos (profundos) y el tope del segmento del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes (superficiales). b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra del sitio Lago El Toro. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la profundidad en el eje y (cm respecto a la superficie del lago).

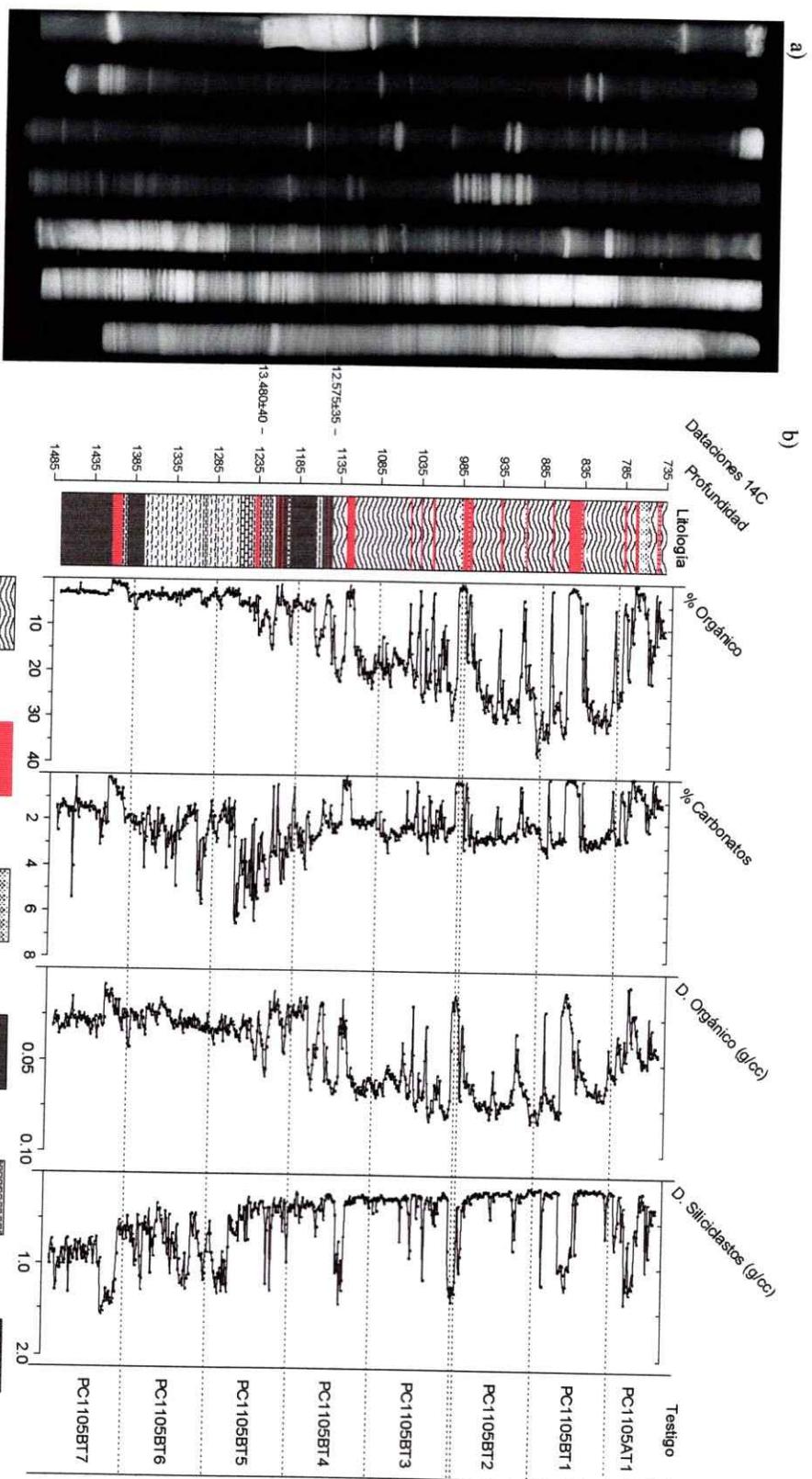


Figura vi) a) Mosaico de imágenes de rayos x tomadas al testigo PC1106B del sitio Lago Elida. Cada segmento corresponde a ~ 1 m de sedimento, extraídos de manera continua. La base del segmento del extremo derecho de la imagen corresponden a sedimentos más antiguos (profundos) y el tope del segmento del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes (superficiales). b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra del sitio Elida. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la profundidad en el eje y (cm respecto a la superficie del lago).

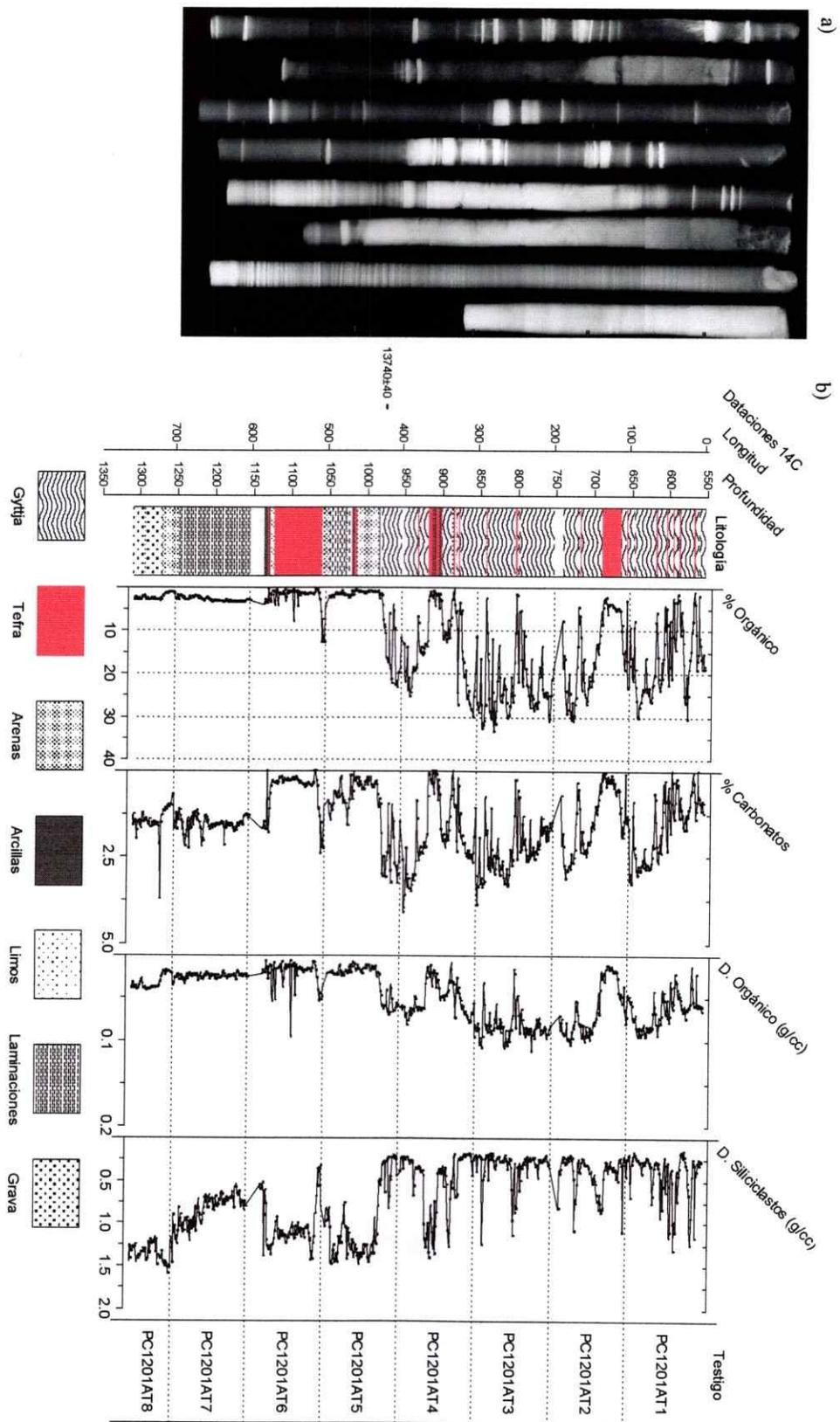


Figura vii) a) Mosaico de imágenes de rayos x tomadas al testigo PC1201A del sitio Lago Churrasco. Cada segmento corresponde a ~ 1 m de sedimento, extraídos de manera continua. La base del segmento del extremo derecho de la imagen corresponden a sedimentos más antiguos (profundos) y el tope del segmento del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes (superficiales). b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra del sitio Lago Churrasco. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la profundidad en el eje y (cm respecto a la superficie del lago).

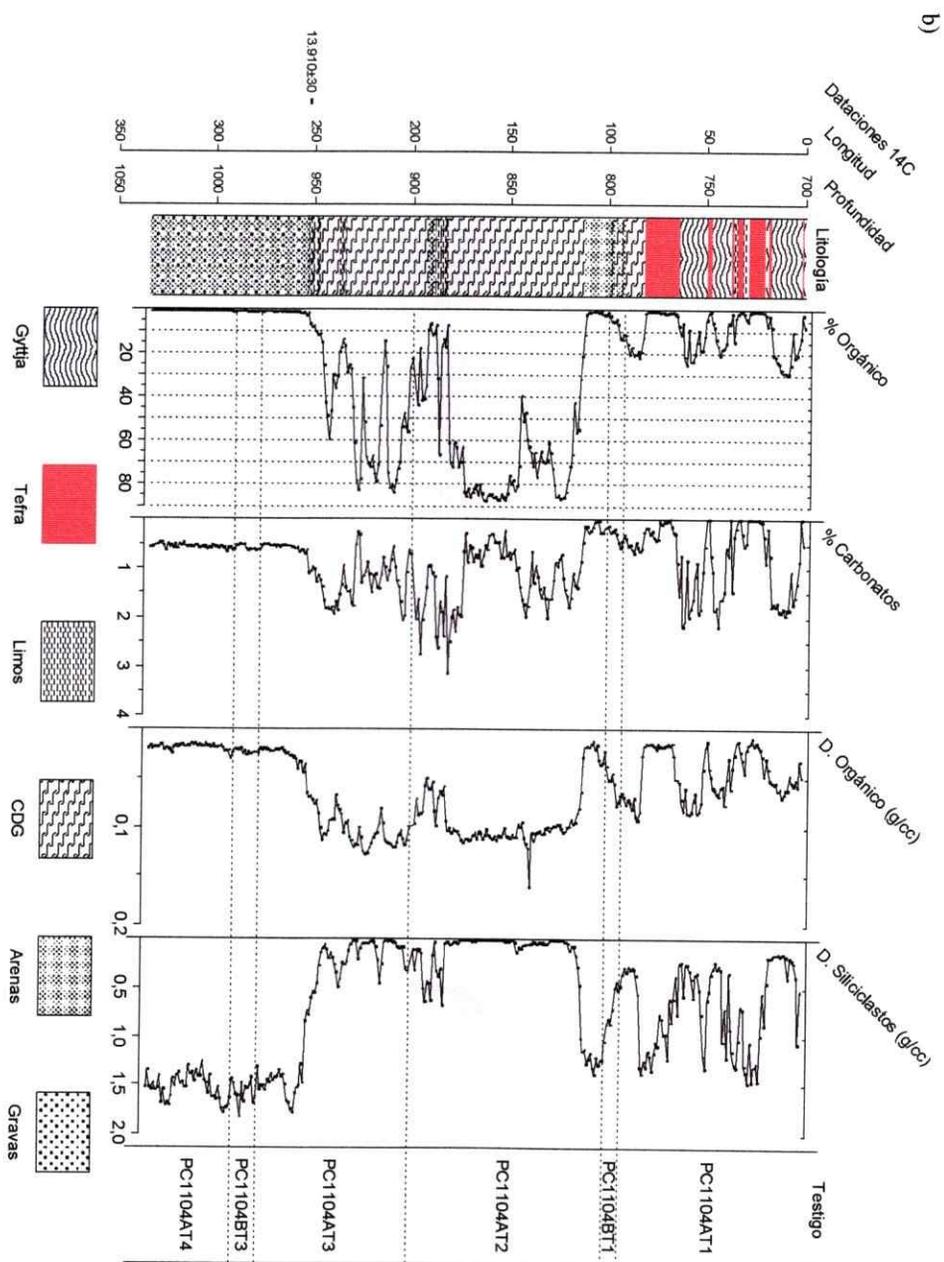
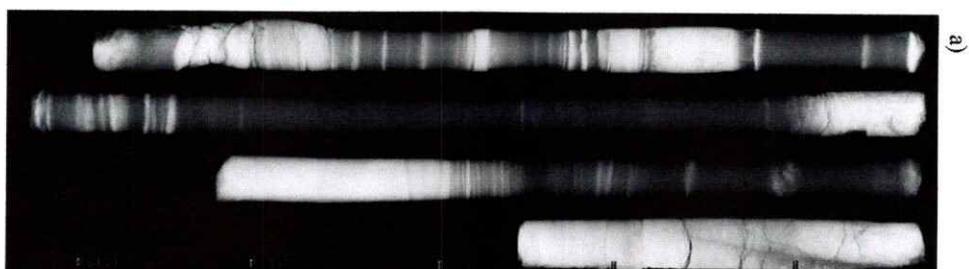


Figura viii) a) Mosaico de imágenes de rayos x tomadas al testigo PC1104A del sitio Lago Baguales. Cada segmento corresponde a ~ 1 m de sedimento, extraídos de manera continua. La base del segmento del extremo derecho de la imagen corresponden a sedimentos más antiguos (profundos) y el tope del segmento del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes (superficiales). b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra del sitio Lago Baguales. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la profundidad en el eje y (cm respecto a la superficie del lago).

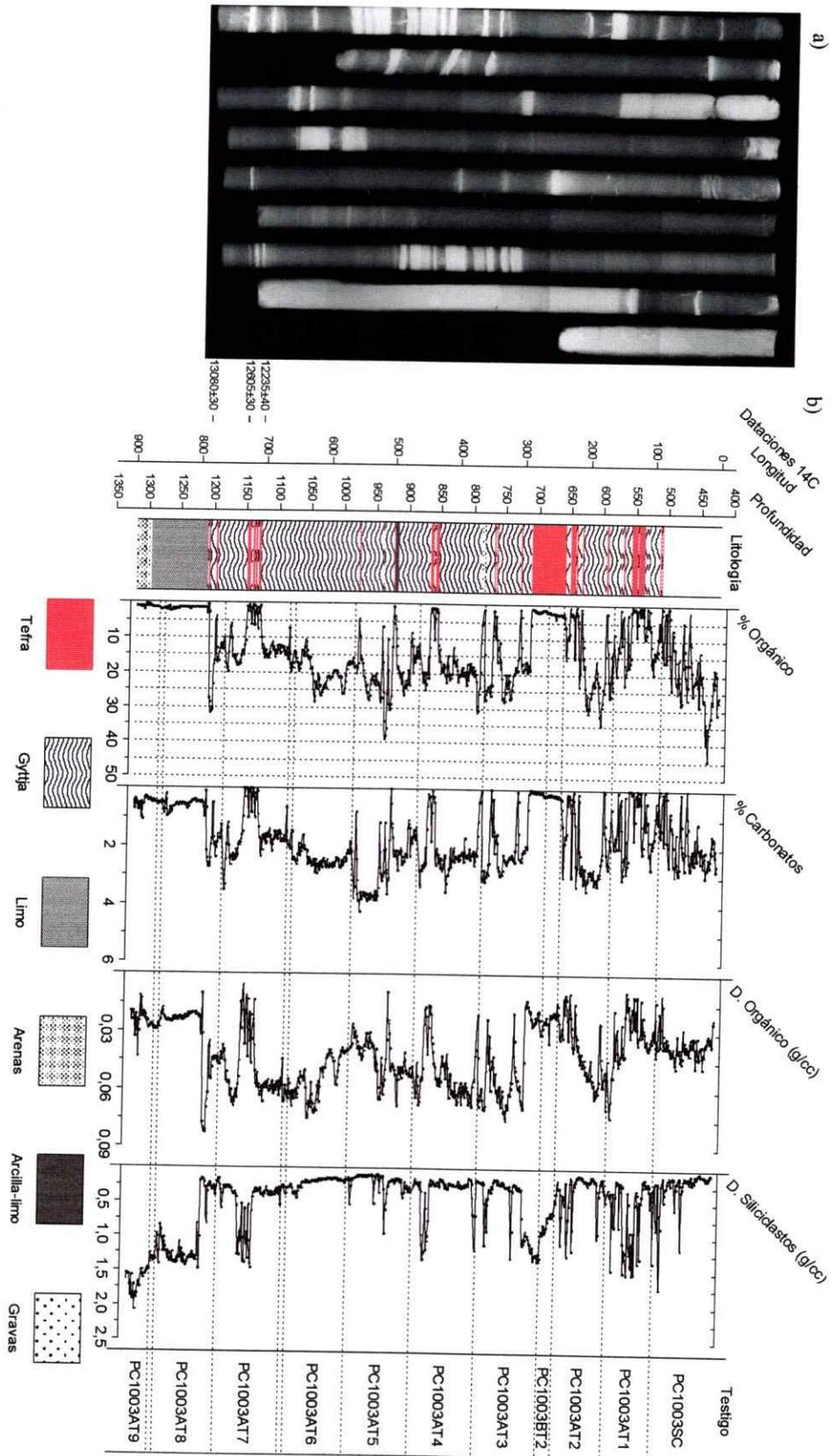
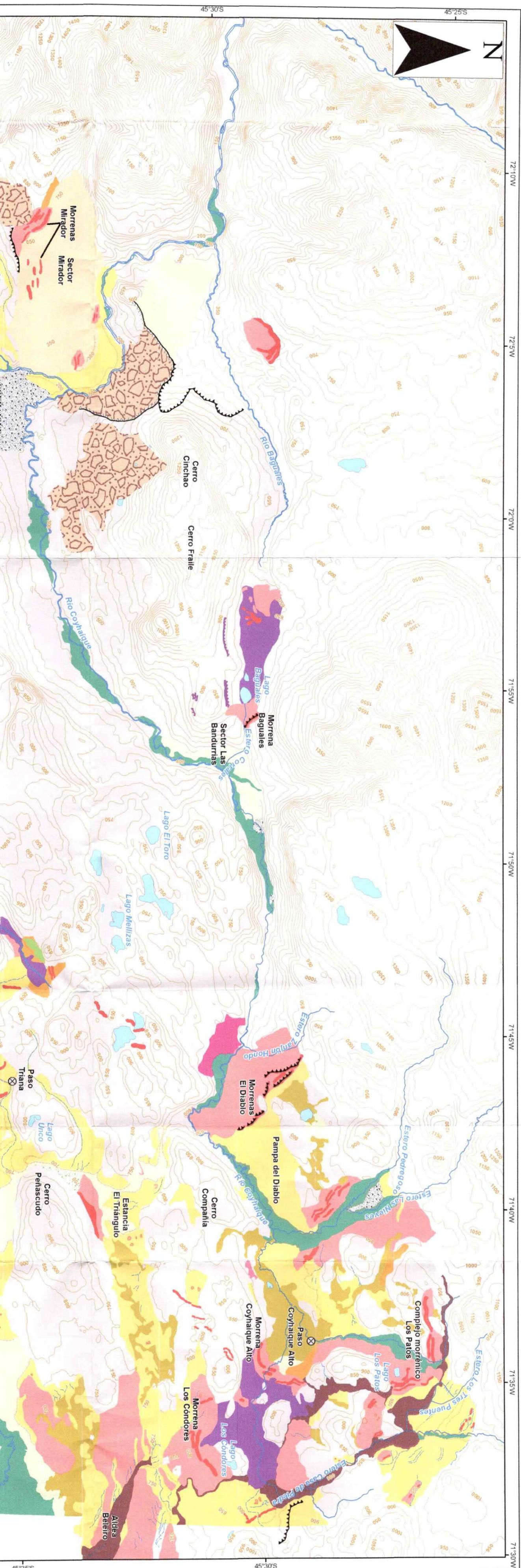


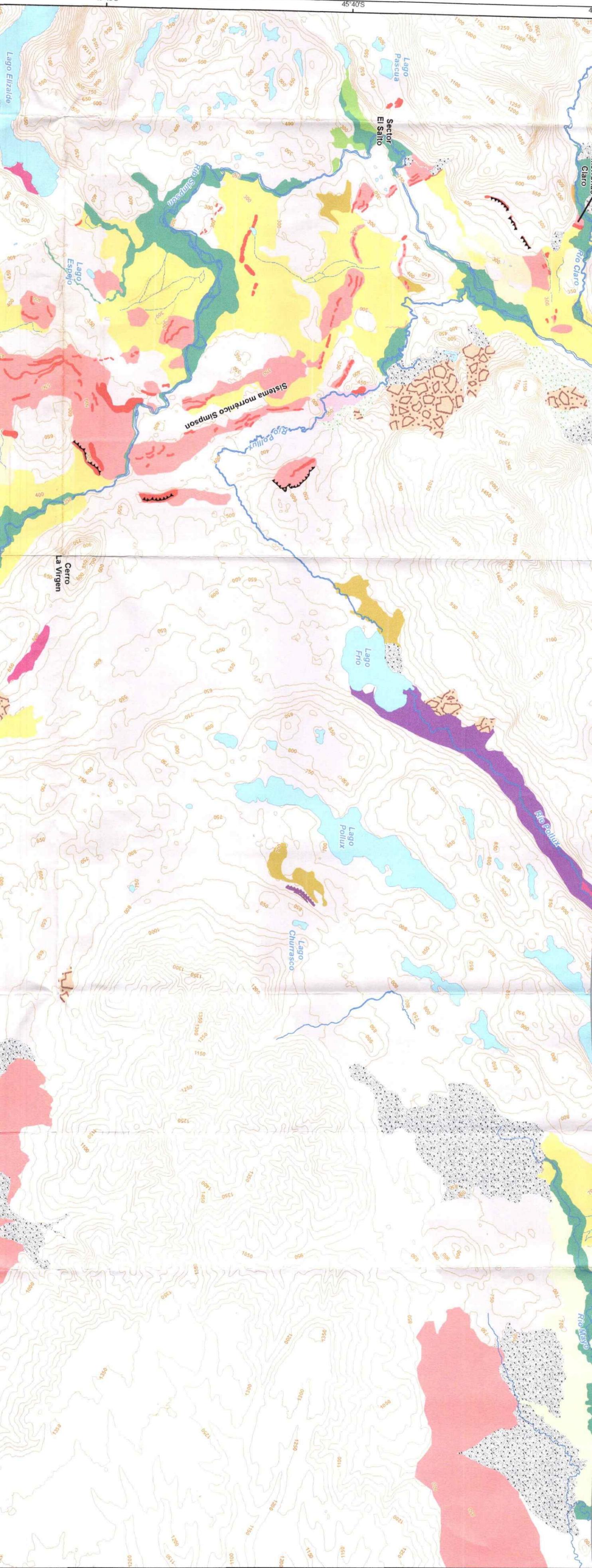
Figura ix) a) Mosaico de imágenes de rayos x tomadas al testigo PC1003A del sitio Lago Espejo. Cada segmento corresponde a ~ 1 m de sedimento, extraídos de manera continua. La base del segmento del extremo derecho de la imagen corresponden a sedimentos más antiguos (profundos) y el tope del segmento del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes (superficiales). b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra del sitio Lago Espejo. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la profundidad en el eje y (cm respecto a la superficie del lago).

MAPA GEOMORFOLÓGICO GLACIAL DE COYHAIQUE - BALMACEDA (45° - 46°S)



45°45'S

45°40'S



Sistema morenico Simpson

Sector El Saito

Cerro La Virgen

Lago Frio

Lago Pollux

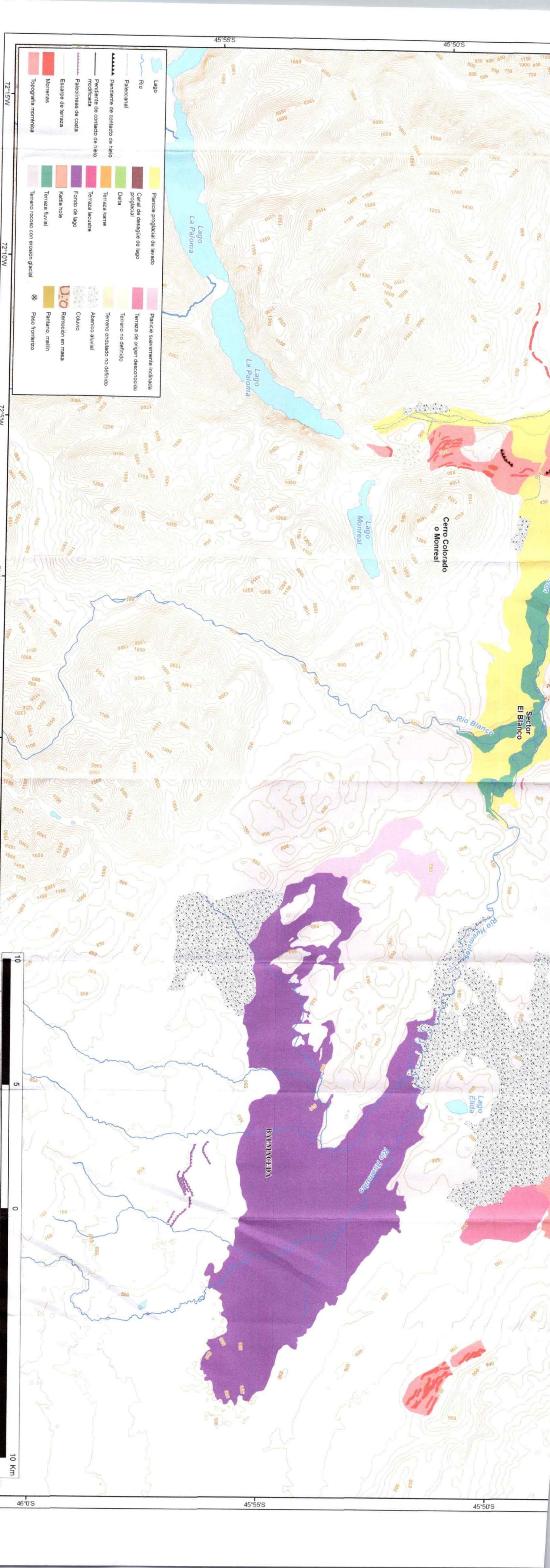
Lago Churrascho

Lago Espejo

Lago Pascua

45°45'S

45°40'S



	Lago		Planicie proglacial de lavado
	Rio		Canal de desague de lago proglacial
	Palaeocanal		Delta
	Pendiente de contacto de hielo		Terraza kame
	Pendiente de contacto de hielo modificada		Terraza lacustre
	Paleolinasas de costa		Fondo de lago
	Escarpe de terraza		Terrazo ondulado no definido
	Morrenas		Terraza fluvial
	Topografía morrénica		Terrazo rocoso con erosión glacial
			Planicie suavemente inclinada
			Terraza de origen desconocido
			Terrazo no definido
			Terrazo ondulado no definido
			Terrazo aluvial
			Coluvio
			Remoción en masa
			Pantano, mallín
			Paso fronterizo

