



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

EVOLUCIÓN DEL MARGEN ORIENTAL DEL CAMPO DE HIELO NORTE DURANTE  
LA ÚLTIMA TERMINACIÓN GLACIAL A PARTIR DEL ESTUDIO  
MORFOESTRATIGRÁFICO DE LOS VALLES GENERAL CARRERA Y COCHRANE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS MENCIÓN  
GEOLOGÍA

**ALICIA PAZ VÁSQUEZ PARRAGUEZ**

PROFESORA GUÍA:

**VALENTINA FLORES AQUEVEQUE**

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

ESTEBAN SAGREDO TAPIA

PATRICIO MORENO MONCADA

GABRIEL EASTON VARGAS

Este trabajo fue financiado por el Núcleo Milenio Paleoclima, Fondecyt 1180815 y  
Fondecyt 1191942

SANTIAGO DE CHILE

2022

**RESUMEN DE TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAGISTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA**

**POR:** Alicia Paz Vásquez Parraguez

**FECHA:** 2022

**PROFESORA GUÍA:** Valentina Flores Aqueveque

**EVOLUCIÓN DEL MARGEN ORIENTAL DEL CAMPO DE HIELO NORTE DURANTE  
LA ÚLTIMA TERMINACIÓN GLACIAL A PARTIR DEL ESTUDIO  
MORFOESTRATIGRÁFICO DE LOS VALLES GENERAL CARRERA Y COCHRANE**

**RESUMEN**

Durante la Última Terminación Glacial (T1: ~18-11 ka), el aumento de la temperatura promedio global provocó el retroceso de los glaciares del Manto de Hielo Patagónico, permitiendo la formación de un gran número de lagos proglaciales. A pesar de la importancia de estos lagos para el estudio de la dinámica glacial, ajuste glacio-isostático y condiciones paleoclimáticas de Patagonia, su evolución espacial y temporal no se encuentra aun totalmente esclarecida. En este trabajo se propone una nueva reconstrucción de la evolución de los lagos General Carrera y Cochrane, ubicados al este del Campo de Hielo Norte, Aysén, durante la Última Terminación Glacial. Además, se analiza la sedimentología de los lagos Maldonado (325 msnm) y Edita (570 msnm), lagos umbrales ubicados en las inmediaciones del Lago Cochrane, para evaluar cambios en los ambientes sedimentarios y vincular estos resultados con la evolución lacustre y paleoclimática regional.

La metodología empleada incluyó el mapeo geomorfológico de deltas y paleolíneas de costa, indicadoras de antiguos paleoniveles y etapas de estabilización lacustre, medición de elevación con GNSS de alta precisión para la estimación de gradientes de alzamiento, reconstrucción de paleoniveles, muestreo de sedimentos para datación por luminiscencia estimulada ópticamente (OSL por sus siglas en inglés), análisis descriptivo y granulométrico de testigos de sedimentos y recopilación bibliográfica.

De este modo, se lograron identificar tres grupos de morfologías (deltas y paleolíneas de costa) en el Lago General Carrera: L3 (500-390 msnm), L2 (450-330 msnm) y L1 (340-270 msnm), que evidencian tres etapas de estabilización lacustre antiguas. La fase L3 (~16.8 ka - ¿?) se inicia con el retroceso glacial desde la morrena Menucos hasta la morrena Lago Bertrand, manteniendo un drenaje hacia el este a través del Río Deseado. La fase L2 (¿? – 14.8 ka) se inicia con la apertura del bajo Bayo, iniciándose el drenaje hacia el oeste y concluye con la apertura de la sección norte del valle del Río Baker, que permite la unión de los lagos General Carrera y Cochrane. La fase L1 (~14.8-11.3 ka) corresponde a la fase unida de los lagos General Carrera y Cochrane, y se correlaciona con la fase N3 del Lago Cochrane.

En el Lago Cochrane se reconocieron cinco grupos de morfologías: N5 (600-500 msnm), N4 (470-400 msnm), N3 (360-300 msnm), N2 (230-220 msnm) y N1(180-170 msnm), que evidencian la existencia de cinco etapas de estabilización lacustre antiguas. La fase N5 (~20.7-19.3 ka) se inicia con el retiro glacial desde la morrena Río Blanco ~90 km hacia el oeste. Durante esta etapa, el Lago Cochrane se mantiene unido con el valle Chacabuco a través de Puesto Tejuela, drenando a través del Río Caracoles. El fin de esta fase se encuentra dado por la edad de aislamiento de los lagos umbrales Edita y Augusta (~19.3 ka), interpretada en base a cambios observados en su sedimentología. Durante la fase N4 (~19.3-14.8 ka) las cuencas del Lago Cochrane y Chacabuco se mantienen unidas, pero a través del valle del Río Baker. En la fase N3 (~14.8-11.3 ka) el Lago Cochrane se une al Lago General Carrera. El fin de esta etapa está determinado por la edad de aislamiento del Lago Maldonado (~11.3 ka), determinada por dataciones de radiocarbono.

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco al Núcleo Milenio Paleoclima, financiado por la Iniciativa Científica Milenio del Ministerio de Economía, Fomento y Turismo, y a los proyectos FONDECYT 1180815 "*Glacial and post-glacial vegetation and climate history of the temperate ecosystem of Chilean Central Patagonia (44-49°S)*" y FONDECYT 1191942 "*A quantitative high-resolution reconstruction of the southern westerlies intensity based on continental and marine paleoclimate records since the Late Pleistocene*", que financiaron este trabajo.

En segundo lugar, quiero agradecer a mis profesores Valentina Flores, Esteban Sagredo, Patricio Moreno y Gabriel Easton por toda su ayuda, colaboración y enseñanza en todo este proceso. A Rodrigo Villa y Rodrigo Hevia por su colaboración en el escrito del artículo presentado en este trabajo. A José Luis Antinao y Garrett Marietta por recibirme y enseñarme el proceso de tratamiento de las muestras en Indiana. También, le agradezco a Dalila Briones, Mateo Martini, Lucía Guerra, Emilia Fercovich, Valeria Rivillo, Ignacio Pino, Joaquina Espíndola y Carolina Gómez, por acompañarme en terreno y hacer de estos momentos muy lindos recuerdos.

Finalmente, agradezco a mi familia y amigos por su apoyo incondicional y motivación durante todos estos años de universidad.

## Tabla de contenido

1	Introducción.....	1
1.1	Hipótesis de trabajo.....	4
1.2	Objetivos .....	5
1.1.1.	Objetivo general.....	5
1.1.2.	Objetivos específicos.....	5
1.3	Área de estudio y vías de acceso.....	5
2	Marco teórico.....	6
2.1	Geomorfología glacial de Patagonia central.....	6
2.2	Clima desde el Pleistoceno tardío en Patagonia .....	13
2.2.1	Último Máximo Glacial .....	13
2.2.2	Inversión Fría Antártica.....	13
2.2.3	Younger Dryas.....	14
2.2.4	Holoceno temprano .....	15
3	Metodología.....	16
3.1	Geomorfología y sedimentología.....	16
3.2	Geocronología.....	19
3.3	Análisis de testigos de sedimentos .....	21
4	Evolución del Lago General Carrera .....	22
4.1	Resultados .....	22
4.1.1	Geomorfología y sedimentología.....	22
4.1.2	Glacio-isostasia y paleoniveles.....	34
4.2	Discusiones .....	35
4.2.1	Reconstrucciones de los paleolagos .....	35
4.2.2	Alzamiento glacio-isostático.....	36
4.2.3	Geocronología .....	37
4.2.4	Implicancias regionales .....	39
5	Evolución del Lago Cochrane.....	42
6	Análisis de testigos de sedimentos .....	62
6.1	Resultados .....	62
6.2	Discusiones .....	69
6.2.1	Lago Maldonado .....	69
6.2.2	Lago Edita .....	70
6.2.3	Implicancias regionales .....	71
7	Conclusiones.....	73
8	Bibliografía .....	75
9	Anexos .....	83



## **INDICE DE TABLAS**

Tabla 4.1 Sitios con descripciones sedimentológicas en el Lago General Carrera. ....	25
Tabla 4.2 Dataciones por OSL en el Lago General Carrera. Los valores presentados son en granos de cuarzo.....	28

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 (a) Área ocupada por el Manto de Hielo Patagónico hace ~25 ka y capas de hielo actuales, modificado de Davies et al. (2020). (b) Área de estudio y vías de acceso. ....	2
Figura 1.2 Resumen de las principales etapas de la evolución lacustre en el área de estudio propuestas en la literatura. (a) Los lóbulos glaciales General Carrera y Cochrane se encuentran en la posición del Último Máximo Glacial. (b) Los lagos proglaciales comienzan su formación inicial, drenando hacia el este a través de los ríos Deseado y Caracoles (Hein et al., 2010; Thorndycraft et al., 2019). (c) Se forma el Lago Unido o Chalenko, y se establece el primer drenaje hacia el Océano Pacífico a través del Río Bayo (Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019). (d) Drenaje del Lago Chalenko a través del Río Baker (Thorndycraft et al., 2019). Polígonos de hielo modificados de Davies et al. (2020). ....	3
Figura 2.1 a) Cresta morrénica, Patagonia (créditos: Jacob Bendle). B) Crestas morrénicas recesionales y terminales vistas en imágenes satelitales en Patagonia (créditos: Jacob Bendle). C) Terreno irregular de origen glacial, Islandia (Créditos: Banco de imágenes geológicas, en <a href="http://www.flickr.com">www.flickr.com</a> ). D) Esker, Labrador, Canadá (créditos: Charlieg23, en <a href="http://www.flickr.com">www.flickr.com</a> ). E) Cubetas glaciales, Chugach National Forest, Chugach Mountains, Alaska (créditos: USGS). F) Terrazas kame, Río Columbia, EE.UU (créditos: Richard Droker). G) Delta kame, Escocia (créditos: Richard Webb, en <a href="http://www.wikipedia.org">www.wikipedia.org</a> ). H) Roca aborregada, Castle Loch, Escocia (créditos: David Baird). ....	11
Figura 2.2 A) Drumlin, Calgary, Canadá (créditos: LenP17, en <a href="http://www.flickr.com">www.flickr.com</a> ). B) Flautas glaciales, Brúarjökull, Islandia (créditos: Ólafur Inólfsson). C) Planicie proglacial de lavado, frente del glaciar Thompson, Canadá (créditos: J. Alean). D) Depósito de GLOF dejado por el desborde de la Laguna 513 en el año 2010, Perú (créditos: Martin Mergili). E, F) Paleo playa en las cercanías del Lago Cochrane, Aysén, Chile (créditos fotografía: Alicia Vásquez). G) Delta emergido ubicado en la desembocadura del Río Brown hacia el Lago Cochrane, Aysén, Chile (créditos: Alicia Vásquez). H) Varvas glaciales (créditos: Jacob Bendle). ....	12
Figura 3.1 Sectores que fueron recorridos en terreno (rectángulos rojos) y que cuentan con descripciones sedimentológicas y/o mediciones de elevación con GNSS en el Lago General Carrera (a) y Lago Cochrane (b). ....	17
Figura 3.2 Fotografías mostrando la toma de elevaciones en los quiebres de pendiente de deltas (a), con el GNSS Trimble R1 y Juno 5 (b). ....	18
Figura 3.3 Flujo de hielo simplificado e isobases cero definidas para las cuencas del Lago General Carrera y Lago Cochrane. ....	18
Figura 3.4 Datos geocronológicos obtenidos en este estudio. Lago Augusta y Lago Edita fueron publicados previamente, pero sus modelos de edad fueron reajustados en este trabajo. ....	20
Figura 3.5 Fotografías de la toma de muestras para datación por OSL, Lago Cochrane. ....	20

Figura 4.1 Mapeo geomorfológico del sector oriente del área de estudio. Las líneas representan paleolíneas de costa y los polígonos deltas. El color, indicado en la leyenda, indica el nivel al cual pertenece cada morfología mapeada. ....	23
Figura 4.2 Mapeo geomorfológico del sector oeste del área de estudio. Las líneas representan paleolíneas de costa y los polígonos deltas. El color, indicado en la leyenda, indica el nivel al cual pertenece cada morfología mapeada. Glaciares fueron obtenidos en Davies et al. (2020). ....	24
Figura 4.3 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías del sector El Cóndor (b-d). (b) Fotografía del delta L1 sobre el delta actual L0. (c) Capas de topset y foreset en afloramiento de delta L1. (d) Capas de topset subyaciendo el depósito de arena eólica. Se observa estratificación cruzada. Ver facies en Anexo D. ....	25
Figura 4.4 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías del sector Las Mercedes (b-f). (b) Líneas de costa actuales en playa del sitio 2. (c) Fotografía del delta L1 sobre el delta actual L0. Se observan las líneas de costa en el frente deltaico. (d) Panorámica de los deltas L2 y L3. (e) y (f) Afloramiento encontrado en el sitio 3. Ver facies en Anexo D. ...	26
Figura 4.5 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías (b-d) del sector Los Maitenes. (b) Fotografía del delta L2 y paleolíneas de costa asociadas al nivel L3. (c) Quiebre de pendiente del delta L3. (d) Panorámica de los deltas L0, L1 y L2. ....	28
Figura 4.6 Fotografías de los afloramientos sedimentológicos de los sitios 4 (a) y 5 (b-d). Ver facies en Anexo D. ....	29
Figura 4.7 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías (b-f) del sector Fachinal. (b) Desembocadura del Estero Laguna Bonita formando el delta actual L0. Se observa también el delta emergido L1 y la morrena Fachinal ubicada sobre este. (c) Cresta morrénica de la morrena Fachinal. (d) Laminación convoluta en sitio 6. (e) Laminación paralela en sitio 6. (f) Panorámica del valle de Fachinal. Se observan los sedimentos lacustres y el delta L1 y terrazas kame por el frente del valle. Las líneas negras en (a) corresponden a crestas morrénicas obtenidas de Davies et al. (2020). ....	30
Figura 4.8 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías (b-d) del sector El Salto. (b) Acercamiento del afloramiento correspondiente al sitio 7, donde se observa el contacto entre topset y foreset. (c) Fotografía del delta L2 sobre el delta L1. (d) Panorámica del delta L1 y L0. ....	31
Figura 4.9 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías (b-g) del sector Chile Chico. El afloramiento del sitio 8 presenta diversas facies, visibles en (b-c) y (e-g). En (d) se observa una panorámica de los deltas L1 y L2, cortados por el Río Jeinemeni. ....	33
Figura 4.10 Gradientes de alzamiento de los niveles L3, L2 y L1, en el Lago General Carrera. En la esquina inferior derecha se muestran las respectivas ecuaciones de las regresiones polinómicas, el coeficiente de determinación y el número total de puntos considerados (n=GNSS/DEM). Los datos GNSS se muestran como círculos blancos. Hay que recordar que las elevaciones de esta figura son elipsoidales y en el texto se encuentran referidas las transformaciones ortogonales. La línea punteada gris indica la elevación actual del Lago General Carrera. ....	34
Figura 4.11 Reconstrucciones de los paleoniveles (a) L3, (b) L2 y (c) L1 de la cuenca del Lago General Carrera. Los puntos de elevación utilizados en cada reconstrucción se encuentran también en esta figura. ....	35

Figura 4.12 Modelo de evolución del Lago General Carrera durante la Última Terminación Glacial. Las líneas blancas representan la posición del hielo y las líneas azules representan las vías de drenaje de los paleolagos. ....	37
Figura 4.13 Edades de OSL presentadas en este trabajo y en Glasser et al. (2016) en (a) Los Maitenes y (b) Chile Chico. La edad con texto en rojo se considera un valor atípico. ....	39
Figura 6.1 Fotografías, tomografías y columnas estratigráficas de los testigos de sedimento del Lago Maldonado. ....	62
Figura 6.2 Análisis granulométrico del testigo PC0904AT6. De izquierda a derecha: columna estratigráfica, gráfico de distribución de tamaño de grano, media aritmética, selección, % de materia orgánica y densidad de inorgánicos. ....	63
Figura 6.3 Análisis granulométrico del testigo PC0904AT7. De izquierda a derecha: columna estratigráfica, gráfico de distribución de tamaño de grano, media aritmética, selección, % de materia orgánica y densidad de inorgánicos. ....	63
Figura 6.4 Distribución de tamaño de grano en las distintas unidades reconocidas en los testigos de sedimento del Lago Maldonado. ....	64
Figura 6.5 Fotografías, tomografías y columnas estratigráficas de los testigos de sedimento del Lago Edita. ....	66
Figura 6.6 Análisis granulométrico de testigo PC0902BT8. De izquierda a derecha: columna estratigráfica, gráfico de distribución de tamaño de grano, media aritmética, selección, % de materia orgánica, peso de siliciclastos y % de carbonatos. ....	68
Figura 6.7 Análisis granulométrico de testigo PC0902BT9. De izquierda a derecha: columna estratigráfica, gráfico de distribución de tamaño de grano, media aritmética, selección, % de materia orgánica, peso de siliciclastos y % de carbonatos. ....	68
Figura 6.8 Distribución de tamaño de grano en las distintas unidades reconocidas en los testigos de sedimento del Lago Edita. ....	69
Figura 6.9 Relación entre los testigos de los lagos Maldonado y Edita y datos paleoclimáticos. Los rectángulos rojos/azules corresponden a estudios de paleovegetación de los lagos Edita (Henríquez et al., 2017) y Mellizas (Villa-Martínez & Moreno, 2021). El panel inferior muestra una reconstrucción de temperatura atmosférica del EPICA DOME C, Antártica. ....	72

# 1 Introducción

La Última Terminación Glacial (T1: ~18-11 ka) corresponde al período de transición más reciente entre un período glacial e interglacial y ha sido ampliamente estudiado para entender el funcionamiento del sistema climático durante las glaciaciones cuaternarias. Durante este periodo, la Tierra experimentó un importante aumento de la temperatura global que implicó grandes cambios, las enormes masas de hielo que cubrían las latitudes altas de ambos hemisferios comenzaron a retroceder rápidamente, lo cual a su vez provocó un aumento del nivel del mar de más de 100 m (Denton et al., 2010). También ocurrieron cambios a nivel atmosférico, como el aumento sostenido de CO<sub>2</sub> (Denton et al., 2010) y variaciones en la circulación atmosférica, como las migraciones que afectaron a los vientos del oeste en el hemisferio sur, que han sido sugeridas como un factor clave en el término de la última glaciación (Anderson et al., 2009; Denton et al., 2021; Lamy et al., 2007; Moreno et al., 2018; Toggweiler et al., 2006).

Patagonia ha sido indicada como una región clave para el estudio de los cambios que tuvieron lugar durante T1, ya que durante el último periodo glacial se mantuvo cubierta casi en su totalidad por el Manto de Hielo Patagónico (Glasser et al., 2008), la masa de hielo más grande del hemisferio sur después de la Antártica. Los cambios climáticos que tuvieron lugar durante T1 provocaron su desintegración, quedando fragmentada en el Campo de Hielo Norte, Campo de Hielo Sur y otras capas de hielo menores (Figura 1.1 a). Además, Patagonia es la única porción continental que es interceptada por una gran parte de los vientos del oeste, convirtiéndola en un área ideal para el estudio de las migraciones y cambios de intensidad de éstos.

En Patagonia Central (44-48°S), existieron dos grandes lóbulos glaciales que fluyeron desde el Campo de Hielo Norte hacia el este cubriendo las cuencas del Lago General Carrera y Lago Cochrane (Figura 1.1 b). Durante el Último Máximo Glacial (LGM: ~26.5 -19 ka) (Clark et al., 2009), estos lóbulos se extendían ~150 km al este del margen actual del Campo de Hielo Norte (Figura 1.2 a), ubicándose en las morrenas terminales Fénix y Río Blanco (Douglass et al., 2006; Hein et al., 2010; Kaplan et al., 2011), respectivamente. Se ha propuesto que durante el inicio de T1 ambos lóbulos comenzaron a retroceder dando origen a lagos proglaciales que fueron represados por dichas morrenas terminales. Numerosos autores han propuesto diversos esquemas para explicar la evolución de estos lagos (Bell, 2008; Bourgois et al., 2016; Davies et al., 2018; Glasser et al., 2016; Hein et al., 2010; Thorndycraft et al., 2019; Turner et al., 2005), que está intrínsecamente relacionada a la dinámica glacial del área. Se piensa que durante su etapa inicial (Figura 1.2 b), estos lagos drenaron hacia el Océano Atlántico a través de incisiones producidas en las morrenas terminales, conocidas en la literatura como bajo Deseado, para el Lago General Carrera, y bajo Caracoles, para el Lago Cochrane (Hein et al., 2010; Turner et al., 2005). A medida que los lóbulos glaciales continuaron retrocediendo, el área ocupada por ambos lagos fue aumentando progresivamente su tamaño. Eventualmente, el retroceso glacial permitió la unión de ambos lagos (Figura 1.2 c), el cual es referido en la literatura como “Lago Unido” (Turner et al., 2005) o “Lago Chalenko” (Davies et al., 2018). El Lago Unido habría culminado cuando la sección sur

del valle del Río Baker quedó libre de cubierta glacial (Figura 1.2 d), produciéndose un evento de drenaje a gran escala hacia el Golfo de Penas, Océano Pacífico. Si bien la mayoría de las reconstrucciones propuestas rectifican el desarrollo de estas fases principales, se observan también diferencias importantes en la definición de etapas intermedias de la evolución lacustre de la zona y la cronología de los eventos.

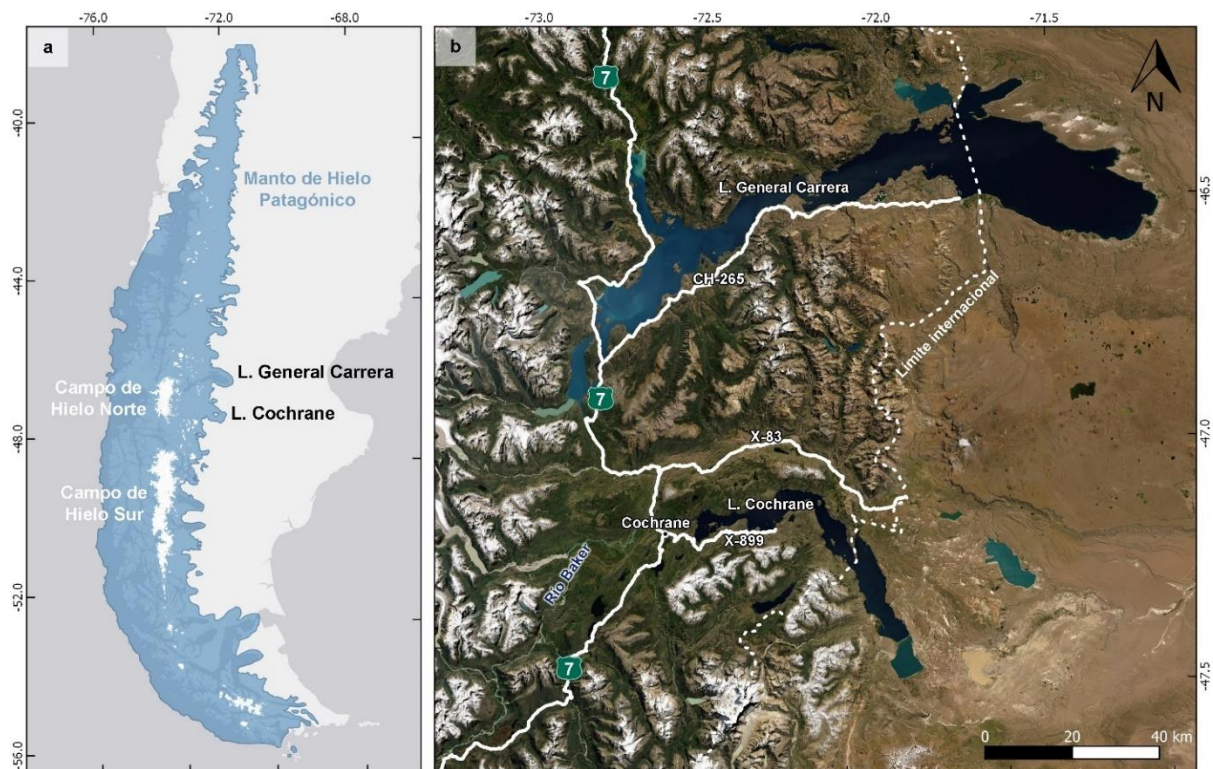


Figura 1.1 (a) Área ocupada por el Manto de Hielo Patagónico hace ~25 ka y capas de hielo actuales, modificado de Davies et al. (2020). (b) Área de estudio y vías de acceso.

Se han identificado tres factores principales que llevan a las diferencias en las reconstrucciones propuestas en la literatura para la evolución de los lagos General Carrera y Cochrane. Primero, existen diferencias en los criterios usados al momento de seleccionar e interpretar la información geocronológica disponible, así como del contexto geomorfológico y/o estratigráfico de dichas muestras. Segundo, la mayoría de los trabajos publicados se centran en el Lago General Carrera, generando un sesgo en la información en contra de la cuenca del Lago Cochrane. Y tercero, la mayoría de las reconstrucciones no considera el efecto producido por el rebote glacio-isostático, el cual ha afectado fuertemente al sector más cercano al Campo de Hielo Norte. Este factor solo ha sido discutido y analizado por Thorndycraft et al. (2019), quienes produjeron superficies corregidas a partir del análisis de morfologías glaciolacustres asociadas a antiguas líneas de costa. Sin embargo, su trabajo se basa principalmente en mapeos a partir de imágenes satelitales y modelos de elevación digital (DEM, por sus siglas en inglés) de baja resolución vertical (~20 m) y horizontal (~30 m), que no son óptimos para este tipo de reconstrucciones y afectan la precisión y exactitud de los resultados, y que no cuentan con validación posterior en terreno (mapeo o medición de elevaciones).



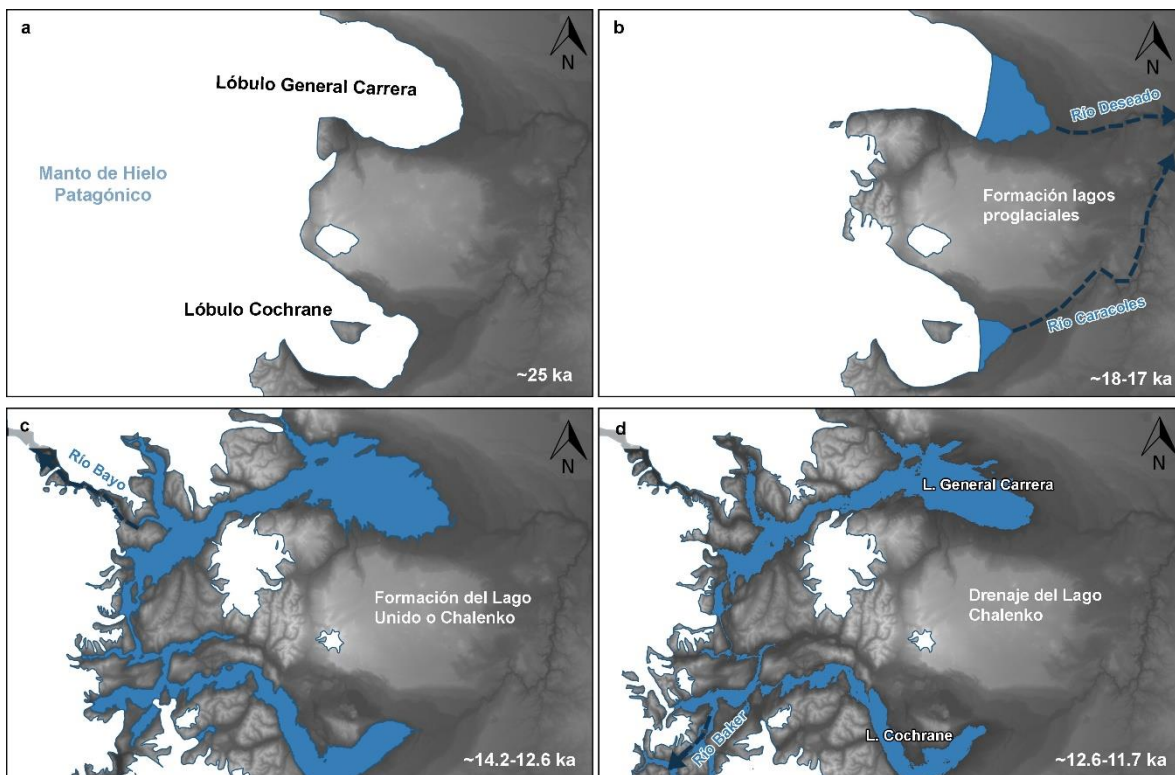


Figura 1.2 Resumen de las principales etapas de la evolución lacustre en el área de estudio propuestas en la literatura. (a) Los lóbulos glaciales General Carrera y Cochrane se encuentran en la posición del Último Máximo Glacial. (b) Los lagos proglaciales comienzan su formación inicial, drenando hacia el este a través de los ríos Deseado y Caracoles (Hein et al., 2010; Thorndycraft et al., 2019). (c) Se forma el Lago Unido o Chalenko, y se establece el primer drenaje hacia el Océano Pacífico a través del Río Bayo (Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019). (d) Drenaje del Lago Chalenko a través del Río Baker (Thorndycraft et al., 2019). Polígonos de hielo modificados de Davies et al. (2020).

En este trabajo se propone una nueva reconstrucción de la evolución lacustre de las cuencas de los lagos General Carrera y Cochrane con el fin de dilucidar nuevas perspectivas relativas a la dinámica glacial y factores climáticos que afectaron el área durante T1. Con este fin, se realizaron análisis sedimentológicos y geomorfológicos de las morfologías glaciolacustres presentes en las costas de ambos lagos. Específicamente, se estudiaron aquellas indicadores de antiguos niveles lacustres, como deltas, playas, terrazas y escarpes (Bendle et al., 2017). Durante los trabajos de terreno se obtuvieron mediciones de alta precisión vertical en estas morfologías para estimar nuevos gradientes de alzamiento producidos por el rebote isostático en la zona. Estos datos permitieron reconstruir los paleoniveles principales de cada cuenca. En el caso de Lago Cochrane, la cronología de las fases identificadas fue delimitada a partir de nuevas dataciones directas de luminiscencia estimulada ópticamente (OSL por sus siglas en inglés) obtenidas en frentes deltaicos y dataciones por radiocarbono de testigos de sedimentos lacustres de lagos umbrales. Los lagos umbrales corresponden a lagos pequeños de cuencas cerradas cuya cuenca de drenaje ha sido parcialmente ocupada por glaciares en el pasado. De este modo, presentan una transición entre sedimentos ricos en siliciclastos, cuando el hielo fue extenso, y sedimentos ricos en orgánicos, cuando el hielo fue reducido y las cuencas dejaron de recibir aporte glacial (aislamiento del lago umbral) (Briner et al., 2010).

En este trabajo se presentan resultados de tres lagos umbrales, entre ellos se encuentra un sitio nuevo, Lago Maldonado (325 msnm), y dos sitios que fueron reanalizados y reinterpretados, Lago Augusta (444 msnm) (Villa-Martínez et al., 2012) y Lago Edita (570 msnm) (Henríquez et al., 2017). En el Lago General Carrera la cronología fue analizada en base a nuevas edades de OSL obtenidas en frentes deltaicos y datos disponibles en la literatura.

## **1.1 Hipótesis de trabajo**

**H.1:** El retiro de los lóbulos glaciales General Carrera y Cochrane posterior a T1 permitió la formación de lagos proglaciales, los cuales fueron ampliando su área de inundación paulatinamente a medida que el hielo continuaba retrocediendo. En cada periodo estable del lago, se formaron morfologías como deltas y líneas de costa, las cuales fueron abandonadas producto de eventos de drenajes abruptos, causados por rupturas en la represa de hielo y/o morrenas. Por lo tanto, se espera encontrar grupos de morfologías con marcados cambios de elevación y, además, se espera que la distribución de las morfologías se desplace hacia el oeste con cada nivel inferior, siguiendo el retroceso glacial.

**H.2:** La evolución de los lagos General Carrera y Cochrane consta de etapas de estabilidad interrumpidas por eventos de drenajes abruptos. Cuando el lago es estable, se forman los deltas y líneas de costa. Se propone que la estabilidad/inestabilidad del lago se relaciona directamente a los cambios hidroclimáticos que afectaron la zona durante T1. Así, la estabilidad de los lagos estaría asociada a altas tasas de precipitación y bajas temperaturas, que propician un balance glacial positivo, manteniendo una represa de hielo efectiva de los lagos y previniendo así eventos de drenaje. Asimismo, periodos de temperaturas más cálidas y menores precipitaciones podrían desencadenar rupturas de la represa de hielo provocando descensos en el nivel de los lagos y alterando la red de drenaje de las cuencas. Por lo tanto, se espera encontrar una relación entre periodos más fríos/lluviosos (interpretados a partir de los datos paleoclimáticos de los testigos de sedimentos) y mayor tamaño/abundancia de las morfologías glaciolacustres; y periodos más cálidos/secos precediendo a eventos de drenaje.

**H.3:** Los lagos umbrales corresponden a lagos pequeños de cuencas cerradas cuya cuenca de drenaje fue parcialmente ocupada por glaciares en el pasado. Se propone que los lagos Maldonado, Augusta y Edita, ubicados por sobre los 300 msnm, serían lagos umbrales que estuvieron conectados con el lago regional que cubrió la cuenca del Lago Cochrane en el pasado y quedaron aislados una vez que el nivel del lago descendió por debajo de su elevación. Por lo tanto, se espera un cambio importante en su sedimentología, desde sedimentos ricos en siliciclastos y facies propias de ambientes de influencia glacial hacia sedimentos ricos en orgánicos sin influencia glacial.



## **1.2 Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo general**

Descifrar la evolución de los lagos General Carrera y Cochrane durante T1 a partir del análisis morfoestratigráfico de morfologías glaciolacustres, análisis de testigos de sedimentos lacustres y evaluación de información geocronológica obtenida en este estudio y la disponible en la literatura.

### **1.1.2. Objetivos específicos**

- Identificar y caracterizar morfológica y sedimentológicamente los depósitos deltaicos y paleolíneas de costa reconocidos en la zona de estudio.
- Estimar los gradientes de alzamiento generados por el rebote isostático en las cuencas del Lago Cochrane y Lago General Carrera.
- Reconstruir los paleoniveles de las cuencas del Lago Cochrane y Lago General Carrera y determinar el área ocupada por estos en las distintas etapas.
- Resolver la temporalidad de los paleoniveles de cada cuenca combinando los nuevos datos geocronológicos obtenidos en este estudio y los datos disponibles en la literatura.
- Analizar la sedimentología y geocronología de los testigos de sedimento lacustre obtenidos en Lago Maldonado y Lago Edita.
- Evaluar los factores paleoclimáticos que influyeron en la evolución de los lagos.

## **1.3 Área de estudio y vías de acceso**

La zona de estudio corresponde a las cuencas de Lago General Carrera y Lago Cochrane, ubicadas en la Región de Aysén, Chile (Figura 1.1 b). Ambas cuencas se encuentran conectadas a la hoya hidrográfica del Río Baker, que desemboca en el Golfo de Penas, Océano Pacífico.

Para acceder a la zona de estudio desde Coyhaique, primero se debe tomar la ruta pavimentada CH-245 que en sentido sureste conduce al poblado de Balmaceda. A ~40 km de Coyhaique (15 km antes de Balmaceda) se debe tomar el desvío hacia el sur, de modo de continuar por la ruta CH-7, también llamada carretera Austral. Continuando por esta vía se llega hasta la ciudad de Cochrane (334 km desde Coyhaique). El camino está pavimentado hasta villa Cerro Castillo (95 km de Coyhaique), luego el camino es de ripio. Para visitar la ribera sur del Lago Cochrane se debe tomar la ruta X-899 que sale desde Cochrane. La ribera norte es accesible vía navegación. El Lago General Carrera se encuentra bordeado por la ruta 7 y también se puede visitar su ribera sur por la ruta CH-265 hasta Chile Chico.

## 2 Marco teórico

### 2.1 Geomorfología glacial de Patagonia central

En esta sección se incluyen descripciones morfológicas y sedimentológicas de los distintos tipos de morfologías glaciales, periglaciales y glaciolacustres que se encuentran en el área de estudio.

- a. **Cresta morrénica:** morfología de relieve positivo y con forma de arco (Figura 2.1 a). Suelen ser alargadas (pueden alcanzar los 5 km de longitud) y poco anchas (30-300 m). Se forman por transporte y deformación de sedimentos por un glaciar. Las crestas morrénicas suelen ser morrenas marginales, es decir, que ocurren alrededor de un glaciar, y dependiendo de su posición pueden ser frontales o laterales. Las morrenas que marcan la máxima extensión de un avance glacial son denominadas terminales, ya que marcan la posición terminal de un glaciar. Durante un retroceso glacial pueden formarse sistemas de morrenas con posiciones sucesivas, las cuales son conocidas como morrenas recesionales (Figura 2.1 b) (Goudie, 2004). Las morrenas suelen estar compuestas de *till*, material no consolidado de muy mala selección, sin estratificación y con clastos angulosos e inmaduros. Se forman principalmente por meteorización mecánica en ambientes fríos, lo cual fragmenta la roca. La meteorización química no juega un rol importante, por esta razón, la composición química de los depósitos morrénicos suele ser muy similar a la de su fuente de origen y suelen encontrarse fragmentos líticos inalterados. Otra característica de los depósitos de *till* es la presencia de harina de roca, que se compone de fragmentos de tamaño fino de distintos minerales, formados por abrasión glacial. A diferencia de los sedimentos finos producidos por meteorización química, la harina de roca presenta un contenido casi nulo de arcillas por lo que no flocula, pudiendo permanecer más tiempo en suspensión. Esto provoca un color verdoso distintivo en lagos con recarga de derretimiento glacial (Nichols, 2009).
- b. **Terreno irregular de origen glacial (*hummocky terrain*):** terreno con colinas (hasta 20 m de altura y 200 m de ancho) y huecos dispuestos densamente de manera caótica e irregular (Figura 2.1 c) (Bendle et al., 2017). Usualmente se forman por el derretimiento de glaciares con mantos de sedimentos supraglaciales, aunque también pueden tener un origen subglacial (Goudie, 2004). Indican una zona marginal de un glaciar o de hielo estancado (Bendle et al., 2017). La sedimentología de estos cuerpos es compleja, revelando una serie de ciclos de redeposición durante su formación. Algunas facies presentes son flujos de detritos intercalados, sedimentos lacustres laminados, y arenas y gravas glaciofluviales. Estructuras de colapso como derrumbes y fallas están también presentes (Benn & Evans, 2010).
- c. **Eskers:** crestas estrechas y sinuosas compuestas de arena y grava glaciofluvial (Figura 2.1 d). Pueden encontrarse aisladas o en grupos (Bendle et al., 2017). Usualmente representan la ubicación de antiguos flujos subglaciales que transcurrían entre dos bloques de hielo (túneles), aunque también pueden corresponder a flujos englaciales (túneles) o supraglaciales (canales subaéreos),

aunque en estos últimos casos la forma de cresta suele perderse o deformarse durante el derretimiento del hielo (Benn & Evans, 2010; Goudie, 2004). Los eskers se componen de una gran variedad de facies, desde sedimentos finos a bloques, de buena selección o mala selección (*diamicton*). Cuando los túneles o canales colapsan o cambian de forma o tamaño, pueden conectarse con otros flujos, por lo que pueden encontrarse secuencias sedimentarias complejas, con estratificación cruzada y estructuras de erosión y relleno. También puede observarse laminación cruzada con ondulitas, laminación paralela, entre otros (Benn & Evans, 2010).

- d. **Cubeta glacial (*kettle hole*):** son depresiones formadas por el derretimiento de bloques aislados de hielo que fueron enterrados en sedimento glaciofluvial (Figura 2.1 e). Estos bloques pueden separarse del glaciar principal por ablación o ser transportados por los flujos de salida del glaciar, depositándose en un sandur. También pueden ser transportados durante eventos de GLOF (inundación por desborde violento de lago glacial), siendo cubiertos por sedimentos muy rápidamente. La forma de las cubetas glaciales depende de las propiedades físicas de los sedimentos que los rodean; por ejemplo, aquellos poco profundos, con paredes verticales o con inclinación hacia adentro se forman en sedimentos gruesos, clasto soportados; en sedimentos gruesos matriz soportados o sedimentos de grano fino se forman depresiones más profundas con paredes de marcada pendiente (Goudie, 2004).
- e. **Terraza kame:** acumulación de sedimentos glaciofluviales o glaciolacustres de superficie plana o con pendiente muy suave ubicadas en las partes laterales de un valle (Figura 2.1 f). Marcan la posición marginal de un glaciar y se asocian a altas tasas de descarga por derretimiento (Bendle et al., 2017). Se forman cuando un glaciar fluye en un área confinada topográficamente, permitiendo la acumulación de depósitos glaciofluviales entre la pared rocosa y el glaciar. La morfología de una terraza kame depende principalmente de la cantidad de agua de derretimiento y la pendiente del margen glaciar y de la pared rocosa (Benn & Evans, 2010). Pueden estar levemente inclinadas hacia la pared del valle y encontrarse fragmentadas en varias secciones producto del colapso del hielo subyacente. Los sedimentos varían rápidamente en textura y estructuras, lateral y verticalmente. Usualmente, se componen de capas alternadas de arena y grava fina, aunque también pueden observarse capas de finos laminados y *foreset* deltaicos. En las partes adyacentes al hielo también es posible encontrar sedimentos de *till* y en la parte cercana al valle, depósitos de flujos de detritos o abanicos aluviales. En la superficie de las terrazas kame es posible encontrar cubetas glaciales (Goudie, 2004).
- f. **Delta kame:** montículos de sedimentos glaciofluviales que se forman en contacto directo con el hielo (en un margen glaciar), cuando un flujo supraglacial entra en un lago proglacial o supraglacial (Figura 2.1 g). Suelen estar compuestos de capas de arena y grava, flujos de *diamicton* y laminaciones de arcilla y limo. El derretimiento del hielo adyacente o subyacente provoca que la parte proximal al hielo colapse, formando plataformas aisladas, con pendientes fuertes en la parte proximal al hielo. Además, se produce fallamiento normal en los sedimentos,

pudiendo encontrarse estructuras de derrumbe o de carga (Benn & Evans, 2010; Goudie, 2004). Indican una posición terminal del glaciar y una importante descarga por derretimiento (Bendle et al., 2017). Pueden observarse cubetas glaciales en su superficie (Benn & Evans, 2010).

- g. Lineaciones glaciales:** morfologías lineales y elongadas reconocibles tanto en roca (roca aborregada, *drumlin rocoso*) como en sedimento (*drumlins*, flautas), y que pueden alcanzar más de 3 km de largo (Bendle et al., 2017). Una roca aborregada es una formación rocosa asimétrica alargada, con una punta de suave pendiente y otra de fuerte pendiente (Figura 2.1 h). Usualmente se encuentran en grupos o campos. Su morfología refleja la abrasión glacial en el lado de suave pendiente, que además suele mostrarse pulido, con estrías glaciales y algunas fracturas de medialuna. El lado de fuerte pendiente refleja la erosión glacial, que presenta evidencias de arranque de bloques de rocas. Estas morfologías se forman cuando un glaciar avanza en una zona con un obstáculo, lo cual provoca que la presión de carga del glaciar aumente pudiendo alcanzar el punto de fusión y un derretimiento parcial que hace posible el deslizamiento del glaciar sobre la roca. En el lado de sotavento la presión es más baja, promoviendo la formación de una cavidad de agua subglacial y la remoción de bloques (Goudie, 2004). Los *drumlins*, por su parte, se componen de sedimentos glaciales y presentan una forma alargada y asimétrica (Figura 2.2 a), pero a diferencia de las rocas aborregadas, la cara de barlovento presenta una fuerte pendiente y el sotavento baja pendiente. Suelen ocurrir en grupos o campos. Antes se pensaba que estaban formados netamente de *till* pero se han encontrado *drumlins* con estratificación. Su formación se encuentra aún en debate, pero una de las hipótesis más mencionadas es que se forman por el moldeamiento de sedimentos depositados previamente en un ambiente subglacial con limitada agua de derretimiento (Goudie, 2004). Las flautas corresponden a pequeñas crestas alargadas, orientadas paralelamente a la dirección del flujo glacial (Figura 2.2 b). Su ancho y alto varía entre varias decenas de centímetros a un par de metros. Suelen ocurrir en grupos. Su potencial de preservación es bajo ya que son fácilmente erosionadas por el viento y el agua. Por lo general son rectas o suavemente curvilíneas, aunque pueden virar abruptamente cuando son interrumpidos con un bloque de roca. La hipótesis más aceptada para su origen es que se forman por la acumulación de sedimentos subglaciales en el sotavento de algún obstáculo que luego pueden congelarse y adherirse al hielo basal, siendo transportados hacia adelante; el sedimento puede también permanecer descongelado y la cavidad de hielo puede desplazarse hacia adelante añadiendo nuevo sedimento (Benn & Evans, 2010).
- h. Sandur o planicie proglacial de lavado:** superficies amplias de leve inclinación, conformadas principalmente por arena y grava de origen glaciofluvial (Figura 2.2 c) (Bendle et al., 2017). Se forman por derretimiento y flujos desde el frente del glaciar, que liberan grandes volúmenes de agua junto con detritos transportados por el glaciar. Pueden observarse cubetas glaciales, canales abandonados y distintos niveles de terraza, reflejando la evolución del sistema de drenaje y/o cambios en la posición marginal del glaciar (Nichols, 2009). Las facies

sedimentarias más comunes son características de ríos trenzados, donde es posible encontrar canales, arquitectura de acreción lateral, barras de gravas, sedimentos de flujos de gravedad, acreción corriente abajo, arenas laminadas y con estructuras primarias (ondulitas, estratificación cruzada acanalada) y finos de desborde (Benn & Evans, 2010).

- i. **Depósito de GLOF o de inundación por desborde violento de lago glacial:** superficies planas o de pendiente leve con marcados bordes y conformadas por arena y gravas. Se encuentran elevadas con respecto a los sistemas fluviales actuales. Pueden encontrarse bloques de gran tamaño sobre estas y las superficies suelen encontrarse socavadas por el impacto de los sedimentos (Figura 2.2 d). Se forman por flujos de gran magnitud producto de desbordos de lagos proglaciales por ruptura de morrenas (Bendle et al., 2017). En sus zonas proximales predominan facies de gravas con gradación inversa, clasto soportadas y subredondeadas. Usualmente estos depósitos son superpuestos por secuencias de grava fina y media con gradación normal, seguidas de capas de limos, arena y grava fina con laminación horizontal, interpretadas como la etapa tardía del evento de inundación (Benn & Evans, 2010).
- j. **Paleolíneas de costa:** terrazas continuas y curvilíneas con pendientes muy suaves hacia el lago, alineadas usualmente de manera paralela al margen de un lago actual (Figura 2.2 e y f). Pueden extenderse por hasta 10 km. Se forman cuando un lago permanece estable a cierto nivel por un período prolongado, por lo tanto, son usadas como indicadoras de paleoniveles lacustres (Bendle et al., 2017). El carácter de estas morfologías puede ser deposicional, como una playa, o erosivo, como escarpes marcados por las olas (Benn & Evans, 2010).
- k. **Deltas (glaciogénicos) elevados:** se reconocen como acumulaciones de sedimentos de poca pendiente que ocurren normalmente en secuencias escalonadas aguas arriba de un delta moderno. Presentan un marcado quiebre de pendiente, indicativo de antiguos niveles del lago (Figura 2.2 g) (Bendle et al., 2017). Se forman cuando flujos subaéreos entran a un cuerpo de agua estable, combinando procesos fluviales, gravitacionales y de suspensión (Benn & Evans, 2010). Los deltas son característicos de diversos ambientes, pero nos centraremos en los glaciogénicos, es decir, aquellos que se forman en ambientes glaciales por flujos de deshielo. Estos se pueden ubicar directamente en el margen del hielo (ver delta kame) o descargar en un lago proglacial o fiordo. Dentro de estos últimos se reconocen tres tipos: Hjulstrom, Gilbert y Salisbury. Deltas del tipo Hjulstrom ocurren cuando una planicie proglacial de lavado de grava y arena entra en aguas poco profundas y de suave pendiente. El tipo Salisbury se forma cuando un flujo subglacial de alta energía suministra materiales rápidamente, acrecionando capas de *topsets* muy rápidamente. Los deltas de tipo Gilbert son los más abundantes en lagos proglaciales y se forman en aguas profundas por abundantes cargas de sedimento, desarrollando una estructura muy distintiva (Goudie, 2004). Presentan una parte central que abarca la mayor parte del cuerpo volumétricamente, conocida como *foreset*, capas de alta pendiente (~30°) inclinadas hacia el cuerpo de agua. Suelen estar constituidas de gravas a arenas masivas y gradadas, con estructuras de corrientes como ondulitas y de deformación sin-sedimentaria como

derrumbes. En áreas subacuáticas y en la base del cuerpo deltaico se encuentra el *bottomset*, capas de material muy fino y de muy poca pendiente, depositadas por corrientes de turbidez y por material en suspensión. El techo del delta está definido por el *topset*, compuesto de capas de poca inclinación y material más grueso. Se pueden desarrollar pantanos, *levées*, depósitos de inundación por ruptura de *levées*, canales, entre otros (Arche, 2010; Nichols, 2009).

- I. **Depósitos glaciolacustres:** acumulaciones amplias y de superficie plana de sedimentos glaciolacustres de grano fino alrededor de antiguos márgenes glaciales, bahías o partes laterales de los valles. En imágenes satelitales pueden observarse como zonas con colores blanquecinos, aunque es más fácil reconocerlas en terreno. Indican la existencia de un lago glacial (Bendle et al., 2017). Un rasgo característico de los fondos de lagos glaciales son los depósitos de ritmitas. Estas son intercalaciones de capas de limo de color claro, que representan flujos de primavera o de tormentas, y capas de arcilla más oscura, con un alto contenido de material orgánico, que representan la deposición que ocurre durante invierno. El contacto entre estas dos capas está usualmente bien definido, aunque también puede ser gradacional. En las capas de limo más proximales pueden ocurrir múltiples laminaciones internas, que reflejan fluctuaciones de períodos cortos (horas o días) en la carga y dispersión de los sedimentos. Si la periodicidad de las capas es anual entonces reciben el nombre de varvas glaciales (Figura 2.2 h) (Goudie, 2004).



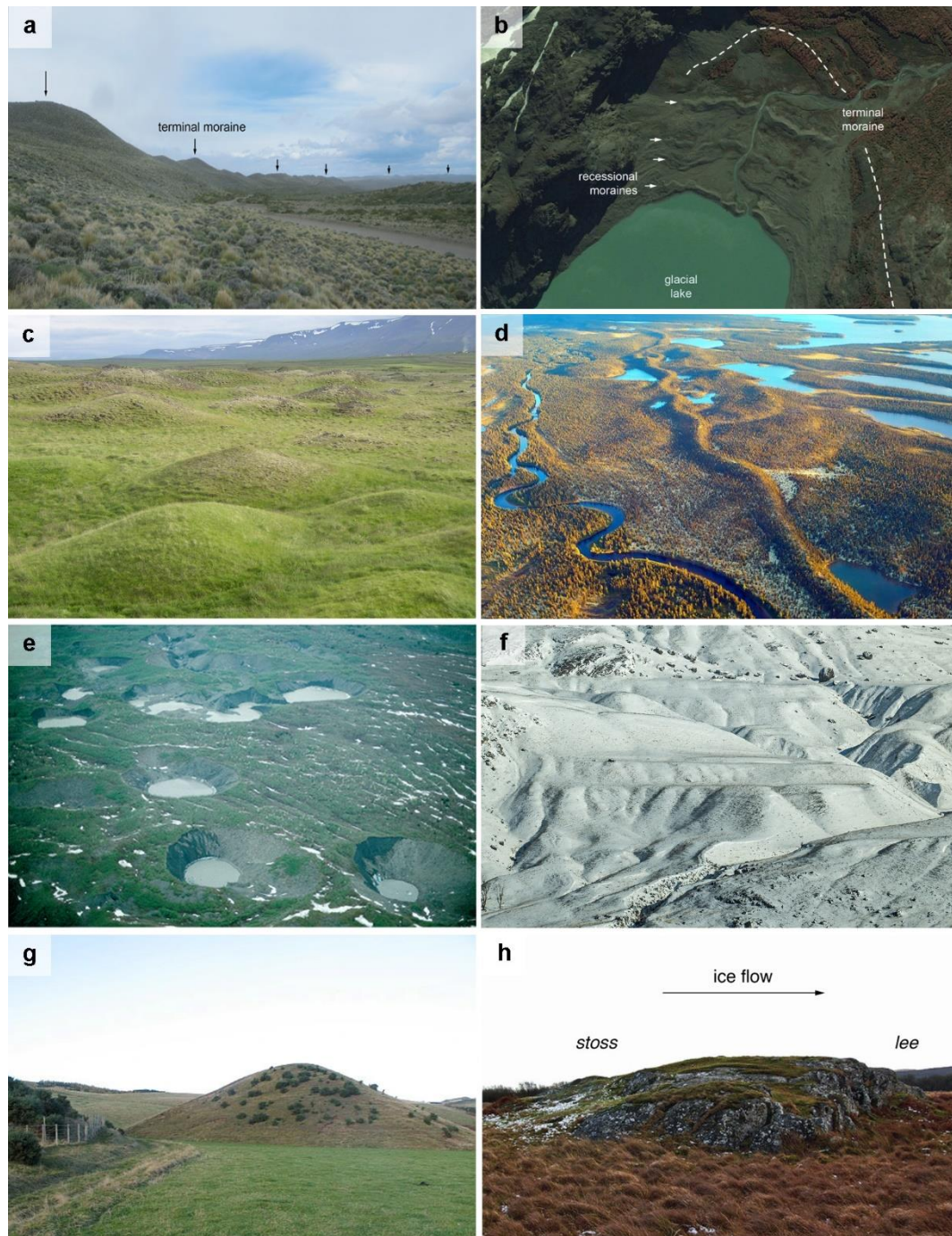


Figura 2.1 a) Cresta morrénica, Patagonia (créditos: Jacob Bendle). B) Crestas morrénicas recesionales y terminales vistas en imágenes satelitales en Patagonia (créditos: Jacob Bendle). C) Terreno irregular de origen glacial, Islandia (Créditos: Banco de imágenes geológicas, en [www.flickr.com](http://www.flickr.com)). D) Esker, Labrador, Canadá (créditos: Charlieg23, en [www.flickr.com](http://www.flickr.com)). E) Cubetas glaciales, Chugach National Forest, Chugach Mountains, Alaska (créditos: USGS). F) Terrazas kame, Río Columbia, EE.UU (créditos: Richard Droker). G) Delta kame, Escocia (créditos: Richard Webb, en [www.wikipedia.org](http://www.wikipedia.org)). H) Roca aborregada, Castle Loch, Escocia (créditos: David Baird).





Figura 2.2 A) Drumlin, Calgary, Canadá (créditos: LenP17, en [www.flickr.com](http://www.flickr.com)). B) Flautas glaciales, Brúarjökull, Islandia (créditos: Ólafur Inólfsson). C) Planicie proglacial de lavado, frente del glaciar Thompson, Canadá (créditos: J. Alean). D) Depósito de GLOF dejado por el desborde de la Laguna 513 en el año 2010, Perú (créditos: Martin Mergili). E, F) Paleo playa en las cercanías del Lago Cochrane, Aysén, Chile (créditos fotografía: Alicia Vásquez). G) Delta emergido ubicado en la desembocadura del Río Brown hacia el Lago Cochrane, Aysén, Chile (créditos: Alicia Vásquez). H) Varvas glaciales (créditos: Jacob Bendle).



## **2.2 Clima desde el Pleistoceno tardío en Patagonia**

### **2.2.1 Último Máximo Glacial**

El Último Máximo Glacial o LGM corresponde al período en que la mayoría de las masas de hielo alcanzaron su máxima extensión durante el último ciclo glacial, entre 26.5 y 19 ka (Clark et al., 2009). Coincide también con el momento en que el nivel del mar alcanzó su mínimo, sugiriendo un cuasi-equilibrio entre la criósfera y el clima (Clark et al., 2009). Clark et al., (2009) propone además que la desglaciación del hemisferio norte habría comenzado a los 20-19 ka, inducido por un aumento de la insolación de verano, provocando un consecuente aumento en el nivel medio del mar.

Usualmente se usa la nomenclatura GLGM y LLGM para diferenciar el Último Máximo Glacial Global y Local, respectivamente, ya que muchos glaciares alcanzaron sus máximas extensiones de manera previa o posterior al GLGM.

En Patagonia, el LLGM es variable debido a su gran rango latitudinal, aunque en la mayoría de los casos, los glaciares patagónicos alcanzaron su máxima extensión antes que el GLGM, durante el MIS3 (Palacios et al., 2020). Por su parte, el inicio de la desglaciación tiene un carácter más homogéneo, centrándose alrededor de los ~17.8 ka (Palacios et al., 2020). A continuación, se presenta un breve resumen de los datos geocronológicos presentados en la revisión de Palacios et al., (2020). Cabe mencionar que los datos cosmogénicos se presentan con incertidumbre de  $2\sigma$ .

En la zona de la Región de Los Lagos, a los 41°S, los datos de radiocarbono de múltiples cronologías indican avances glaciares a los ~33.6, 30.8, 26.9 y 17.8 ka (Moreno et al., 2015). Además, se observa un rápido calentamiento desde los 17.8 ka, alcanzando la temperatura promedio interglacial a los 16.8 ka (Moreno et al., 2015). Más hacia el sur, en el valle del Lago General Carrera (46.5°S) se tienen edades de  $\sim 26 \pm 0.9$  ka para el LLGM, obtenidos de la morrena Fénix (Douglass et al., 2006; Kaplan et al., 2011), mientras que en el valle del Lago Cochrane (47.4°S), se estima una edad de  $\sim 29 \pm 3.5$  ka a partir de dataciones de la morrena Río Blanco (Hein et al., 2010; Kaplan et al., 2011). En Patagonia Sur, los lóbulos de hielo Torres del Paine y Última Esperanza (51°S) alcanzaron su máxima extensión (LLGM) a los ~48 ka, y se indican avances posteriores a los ~39.2, ~34 ka, y un último avance considerablemente menos extenso a los ~21.5 ka (García et al., 2018; Sagredo et al., 2011). En el lóbulo glacial Bahía Inútil/San Sebastián (53°S) existieron avances importantes a los ~45 y ~30 ka, y uno de menor extensión a los ~20 ka (Darvill et al., 2015). Es importante mencionar que estos últimos datos, relativos a avances glaciares, corresponden a dataciones cosmogénicas, con errores del orden de 1000 años.

### **2.2.2 Inversión Fría Antártica**

La Inversión Fría Antártica (ACR por sus siglas en inglés) fue un episodio climático que afectó al hemisferio sur durante la Última Terminación Glacial, disminuyendo drásticamente la temperatura (Pedro et al., 2016). Este evento se encuentra muy bien documentado en testigos de hielo de la Antártica entre 14.7 - 13.0 ka (Pedro et al., 2011, 2016). Se estima que su extensión latitudinal alcanza los 40°S, evidenciado

principalmente por avances glaciales que ocurrieron tanto en Patagonia (Moreno et al., 2021; Palacios et al., 2020; Soteris et al., 2022) como en Nueva Zelanda (Putnam et al., 2010). Además, coincide con un evento de calentamiento ocurrido en el hemisferio norte conocido como Bolling-Allerod (Pedro et al., 2011) y precede al posterior enfriamiento del hemisferio norte, el Younger Dryas (YD), por lo que su estudio es de gran importancia para entender las relaciones climáticas interhemisféricas.

De acuerdo con la recopilación bibliográfica presentada por Palacios et al. (2020), en Patagonia Norte no se han realizado suficientes estudios de fluctuaciones glaciales por lo que no se tiene evidencia robusta de avances glaciales durante el ACR. Sin embargo, si existe evidencia palinológica de un enfriamiento durante este periodo (Moreno et al., 2018; Moreno & Videla, 2016; Pesce & Moreno, 2014). En el Lago Pichilaguna (41°15'S), cercano al Lago Llanquihue, un cambio a condiciones frías y húmedas durante el ACR fue detectado, seguido de un decrecimiento de precipitaciones durante el YD (Moreno et al., 2018). En el trabajo de Moreno & Videla (2016) se describen cambios hidroclimáticos desde los 16 ka a partir del estudio de polen del Lago El Salto (41°38'S). Los resultados registran condiciones frías y húmedas entre 14.5 - 16 ka, seguidas de condiciones más frías y húmedas entre 13 - 14.5 ka, mayor variabilidad y/o temporalidad de precipitaciones entre 11.6 - 13 ka, y un periodo seco y cálido entre 7.6 - 11.3 ka. Se reconoce, por lo tanto, una reversión climática fría que abarca desde el ACR hasta el YD.

En Patagonia Central, existen evidencias de avances glaciales a partir de dataciones cosmogénicas en el glaciar Tranquilo (~47.5°S) a los  $13.9 \pm 0.7$  ka (Sagredo et al., 2018); glaciar Soler (~47°S) entre los  $15.1 \pm 0.7$  a  $14.0 \pm 0.6$  ka (Davies et al., 2018), glaciar Calluqueo (~47.3°S) a los  $13.2 \pm 0.6$  ka (Davies et al., 2018) y glaciar Belgrano (~48°S) a los  $13.1 \pm 0.6$  ka (Mendelová et al., 2020). También destaca el trabajo de Henríquez et al. (2017), donde a partir de estudios de polen en el Lago Edita (47°S), se determina un periodo de condiciones frías y húmedas entre 14.5 - 13 ka, seguido por un aumento de incendios entre 13 - 11 ka. Esto último es consistente con los datos glaciales presentados previamente, lo cual permite concluir una fuerte presencia del ACR en Patagonia Central.

En Patagonia Sur se reportan avances glaciales en el glaciar Torre (49°S) a los  $13.5 \pm 0.5$  ka (Reynhout et al., 2019) y en Torres del Paine (~51°S) a los  $14.2 \pm 0.5$  ka (García et al., 2012). Además, en el área del Lago Argentino (50°15'S), edades de  $^{10}\text{Be}$  en conjunto con dataciones por radiocarbono permiten determinar un avance glacial a los  $13.0 \pm 0.1$  ka (Kaplan et al., 2011; Strelin et al., 2011). Los registros de mayor latitud se encuentran a los ~54.5°S, en las cercanías de Ushuaia, donde se reportan avances glaciales en pequeños glaciares de circo a los  $13.5 \pm 0.8$  ka (Menounos et al., 2013).

### 2.2.3 Younger Dryas

El Younger Dryas (YD) corresponde a un enfriamiento abrupto que afectó al hemisferio norte entre 12.9 - 11.7 ka (Rasmussen et al., 2014). Fue reconocido inicialmente en registros de polen en Dinamarca, donde se identificaron restos de *Dryas octopetala*, una especie vegetal ártico-alpina y que se asocia por ende con climas fríos (Ruddiman, 2001). Estudios posteriores reconocieron este evento también en sedimentos marinos y testigos de hielo de Groenlandia (Rasmussen et al., 2014; Ruddiman, 2001). Durante este

periodo, se produjo un debilitamiento de la Circulación Meridional del Atlántico (AMOC, por sus siglas en inglés), expansión de hielo marino y una disminución de las temperaturas de invierno y primavera (Denton et al., 2010; Renssen et al., 2015). Esto generó avances importantes de los glaciares en Europa y América del Norte.

Las causas del YD se encuentran aún en debate. Inicialmente, se propuso un drenaje abrupto del Lago Agassiz, Norteamérica, como el detonante de este evento. Esto habría provocado una importante descarga de agua de deshielo en el Atlántico Norte, debilitando el AMOC y el transporte de calor hacia el hemisferio norte (Broecker et al., 1989). También se ha planteado la posibilidad de un impacto extraterrestre como gatillante para este periodo climático (Firestone et al., 2007). Por otro lado, se ha sugerido que pudiese tratarse de una parte integral de la secuencia de eventos que ocurrieron durante T1, más que un evento fortuito (Broecker et al., 2010)

En Patagonia, la mayoría de los glaciares retrocedió durante el YD, aunque en algunas zonas (47°-52°S) se evidencia una estabilización glacial o avances menores (Glasser et al., 2012; Mendelová et al., 2020; Sagredo et al., 2011, 2018). De acuerdo con la recopilación de Palacios et al. (2020), los registros de paleovegetación indican un descenso de las precipitaciones en el Noroeste de Patagonia (Jara & Moreno, 2014; Moreno et al., 2018; Pesce & Moreno, 2014), condiciones cálidas y húmedas en Patagonia Central (Henríquez et al., 2017; Villa-Martínez et al., 2012), y un aumento de las precipitaciones en sectores del suroeste (48°-54°S) (Moreno et al., 2012; Moreno and Videla, 2018).

#### **2.2.4 Holoceno temprano**

Múltiples estudios de paleovegetación han reconocido condiciones cálidas y secas impuestas a lo largo de Patagonia entre ~11 - 8 ka (Henríquez et al., 2017; Moreno et al., 2018; Moreno et al., 2009; Moreno & Videla, 2016; Villa-Martínez et al., 2012), que marcan el inicio del actual periodo interglacial conocido como Holoceno. Moreno et al. (2021) proponen, en base a esta evidencia, un debilitamiento máximo de los vientos del oeste entre 11.3 - 7.5 ka, caracterizado por una persistencia de vegetación arbórea, intensa actividad de incendios forestales y descenso de niveles de lagos en Patagonia occidental. Se piensa además que durante este periodo los glaciares patagónicos retrocedieron hasta posiciones cercanas a sus márgenes actuales (Kaplan et al., 2016; Strelin et al., 2011). También, existe evidencia de avances glaciales durante el Holoceno temprano a los ~49°S, de acotada extensión (Reynhout et al., 2019).

## 3 Metodología

### 3.1 Geomorfología y sedimentología

En primera instancia, se desarrolló un mapeo geomorfológico en las cuencas de los lagos General Carrera y Cochrane a partir de imágenes satelitales de alta resolución (Google Earth, Esri World Imagery), DEM ALOS PALSAR (12.5 m de resolución horizontal) y observaciones realizadas en cuatro campañas de terreno (noviembre 2018, agosto 2019, enero 2021 y noviembre 2021). Para esto se utilizó el software QGIS v3.10. Este mapa incluye morfologías asociadas a niveles lacustres, como deltas activos, deltas emergidos y paleolíneas de costa. Otras morfologías glaciales de la zona relevantes para este estudio, como morrenas y sandurs, fueron obtenidas de la base de datos PATICE (Davies et al., 2020). En los sectores con observaciones de terreno se realizaron además descripciones sedimentológicas de afloramientos, para caracterizar de mejor manera las morfologías mapeadas. En el Lago General Carrera, estos sectores fueron nombrados, de oeste a este: El Condor, Las Mercedes, Los Maitenes, Fachinal, El Salto y Chile Chico. En el Lago Cochrane, los sectores son, de oeste a este: La Ponderosa, Frutillar, Dos Arroyos, Buena Vista, Paso La Leona y Río Brown (Figura 3.1).

En los distintos sectores que fueron recorridos en terreno (mencionados previamente), se tomaron mediciones de elevación de alta precisión en los puntos de quiebre de pendiente de deltas y paleolíneas de costa. Para ello se utilizó un receptor de sistemas de navegación global por satélite (GNSS, por sus siglas en inglés) Trimble R1 y una colectora Juno 5 con el software Terrasync v5.85 (Figura 3.2). En los lugares no visitados en terreno, las elevaciones fueron extraídas de los DEM ALOS PALSAR, obteniendo diez puntos de cada línea mapeada (quebres de pendiente). Se decidió usar un número fijo de extracciones por geoforma con el fin de que la elevación de cada forma estuviera bien representada, sin importar su tamaño. Cabe destacar que las morfologías que presentaban evidencias fuertes de erosión no fueron consideradas. Posteriormente, se validó estadísticamente el uso de ALOS PALSAR, comparando los registros obtenidos en terreno y su equivalente extraído del modelo de elevación, calculando el coeficiente de correlación, raíz del error cuadrático medio y sesgo. Tanto las elevaciones obtenidas con GNSS y ALOS PALSAR se encuentran en datum vertical WGS 84 elipsoidal, pero en el texto se reportan sus conversiones ortogonales, obtenidas con el software online Geoid Height Calculator ([www.unavco.com](http://www.unavco.com)), con respecto al geoide EGM96-15, sin interpolación cúbica.

Este conjunto de datos de elevación (GNSS + ALOS PALSAR) fue posteriormente graficado en función de su distancia a los bajos Deseado y Caracoles, que son consideradas como punto de referencia para el gradiente glacio-isostático. Para ello, se determinó en primer lugar un flujo de hielo simplificado para cada cuenca (Figura 3.3), a partir del modelo presentado en Davies et al. (2020). Luego, se trazó una línea perpendicular al flujo de hielo que interceptara los bajos Deseado y Caracoles, respectivamente en cada cuenca, referidas como isobase cero (Figura 3.3). De este

modo, se midió la distancia entre cada punto del conjunto de datos de elevación y la isobase cero. A partir del diagrama de elevación en función de la distancia, se identificaron diferentes grupos de morfologías, caracterizadas por su elevación. A estos distintos grupos de morfologías se ajustaron polinomios de segundo grado en el software R (R Core Team, 2020), que corresponden a los gradientes de alzamiento.

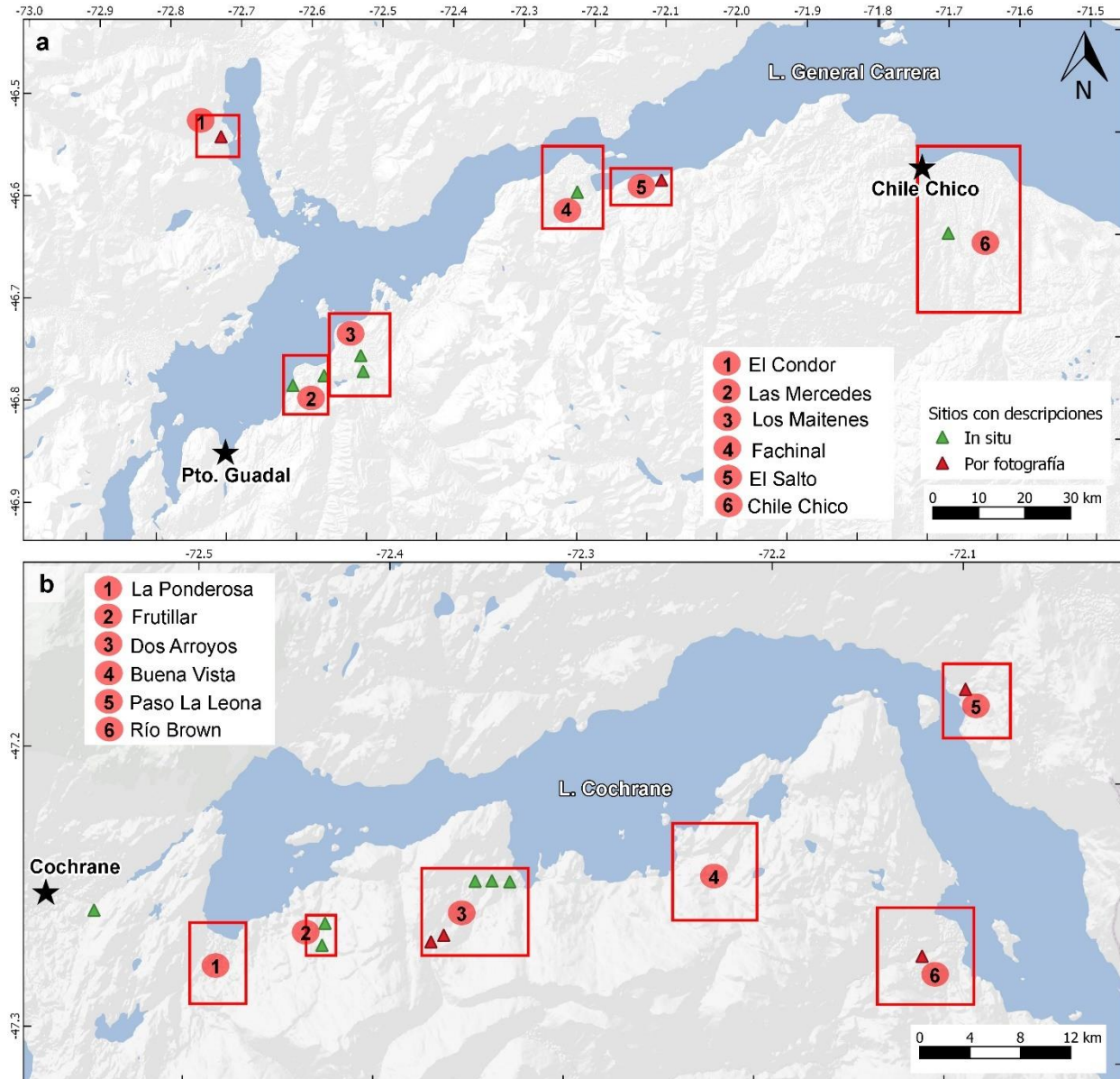


Figura 3.1 Sectores que fueron recorridos en terreno (rectángulos rojos) y que cuentan con descripciones sedimentológicas y/o mediciones de elevación con GNSS en el Lago General Carrera (a) y Lago Cochrane (b).

Utilizando los gradientes de alzamiento calculados se reconstruyeron los paleoniveles de cada cuenca. Para esto se utilizó la Calculadora Raster de QGIS para modificar los DEM ALOS PALSAR, sobre los cuales se mapeó el área ocupada por cada paleonivel (indicado por la intersección del eje-y en las ecuaciones de los gradientes) (ver Anexo A para más detalle). Además, a partir de la distribución de las morfologías de cada nivel identificado



fue posible inferir la posición del hielo en cada fase. Así, se obtuvo una reconstrucción de cada fase de estabilidad lacustre para cada cuenca.

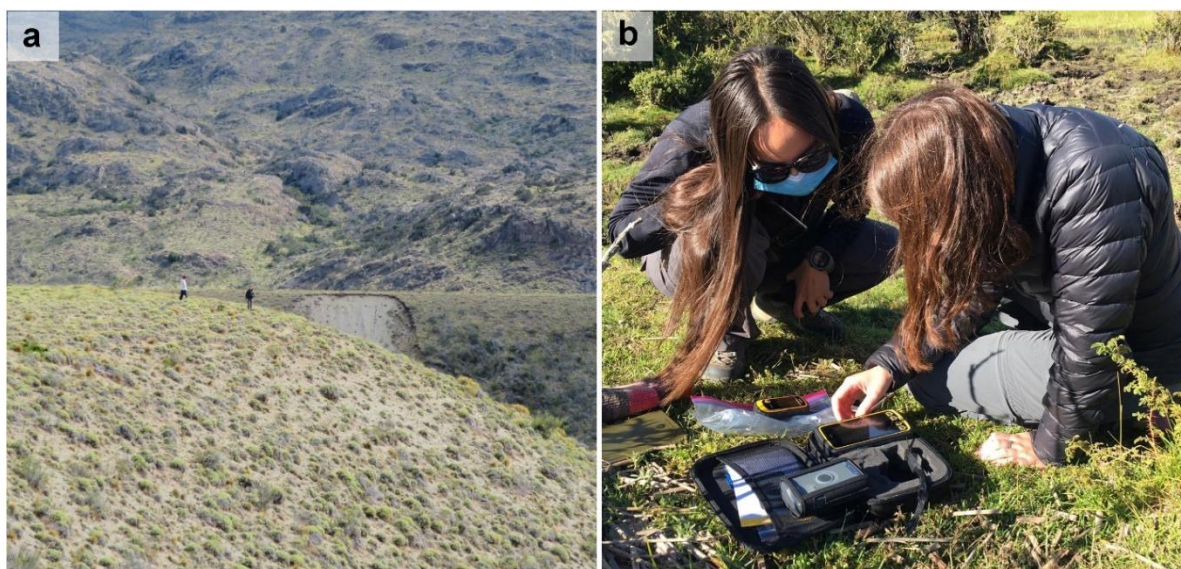


Figura 3.2 Fotografías mostrando la toma de elevaciones en los quebres de pendiente de deltas (a), con el GNSS Trimble R1 y Juno 5 (b).

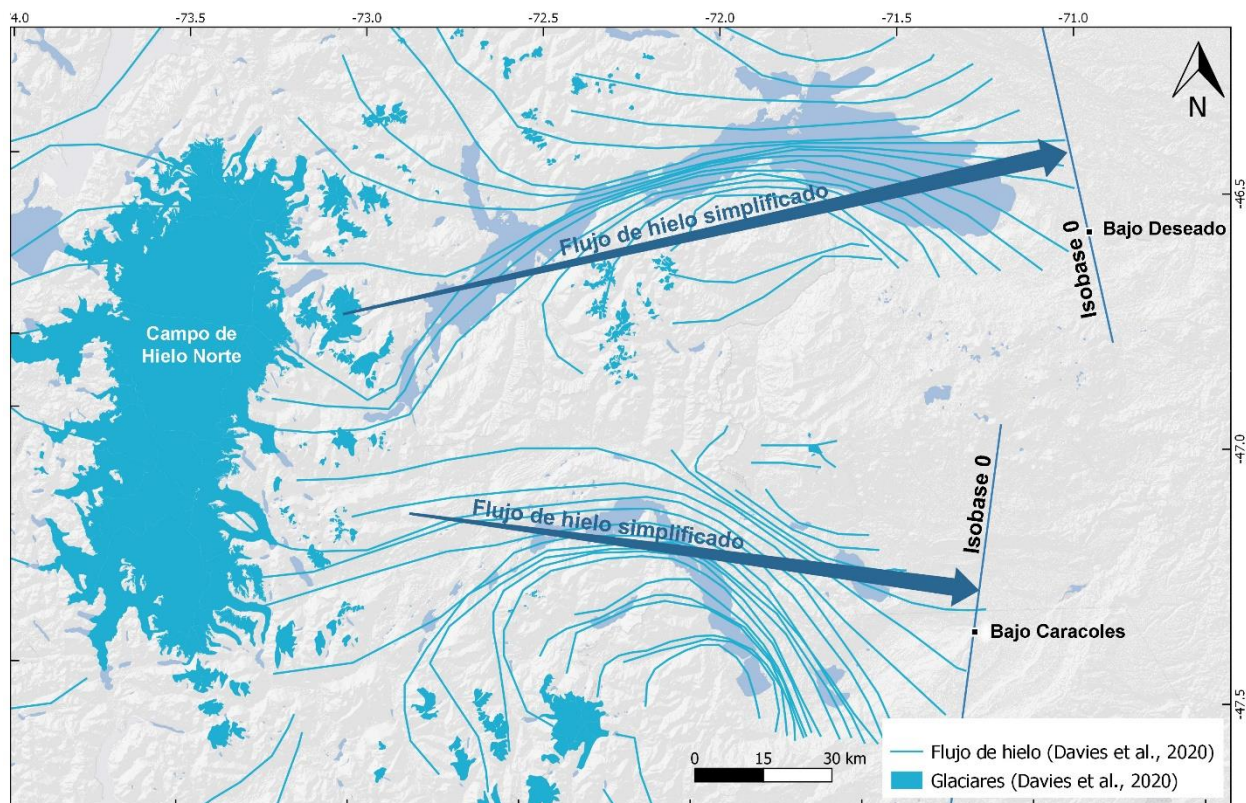


Figura 3.3 Flujo de hielo simplificado e isobases cero definidas para las cuencas del Lago General Carrera y Lago Cochrane.

## 3.2 Geocronología

La temporalidad de las distintas fases de evolución lacustre identificadas fue limitada por datos geocronológicos obtenidos en este estudio y datos previamente publicados en la literatura. Estos incluyen dataciones por OSL, radiocarbono y edades cosmogénicas.

Se obtuvieron diez edades nuevas de OSL, cinco tomadas en el sector del Lago General Carrera y cinco correspondientes al Lago Cochrane (Figura 3.4). La toma de muestras se efectuó en sedimentos arenosos de buena selección. Para ello se utilizaron tubos de PVC de 50 mm de diámetro, que fueron introducidos en los sedimentos y, una vez que el tubo se encontraba lleno de sedimento, fueron sellados con tapas de PVC evitando su exposición al sol (Figura 3.5). Se seleccionaron granos de cuarzo siguiendo el protocolo *single-aliquot regenerative-dose* (SAR) (Murray & Wintle, 2000, 2003) en el Laboratorio de Luminiscencia del Servicio Geológico de Indiana, Indiana University. La dosis equivalente y distribución de edad fueron estimadas usando el Modelo de Edad Mínima (Galbraith et al., 1999). La dosimetría y edad de cada muestra fue calculada usando la calculadora online DRAC v1.2 (Durcan et al., 2015).

Para la cronología del Lago Cochrane, fueron claves los datos obtenidos en los lagos umbrales Maldonado (este estudio), Lago Edita (Henríquez et al., 2017) y Lago Augusta (Villa-Martínez et al., 2012) (Figura 3.4). El Lago Maldonado (-47.2547, -72.5124, 325 msnm) es un pequeño lago de cuenca cerrada ubicado a 2 km hacia el oeste del Lago Cochrane, donde se obtuvieron múltiples testigos de sedimentos. La extracción de los testigos se realizó desde una plataforma anclada equipada con un barreno Livingstone de barra cuadrada con un tubo de carcasa de aluminio de 7.5 cm de diámetro. Todos los testigos fueron envueltos en plástico y guardados en una cámara de frío a 4°C. Se realizaron análisis de Pérdida Por Ignición (PPI) siguiendo el protocolo de Heiri et al. (2001) y se obtuvieron siete edades de radiocarbono. A partir de estas edades se desarrolló un modelo Bayesiano de edad usando el paquete Bacon de R (Blaauw & Christeny, 2011; R Core Team, 2020). Las edades de radiocarbono de los Lagos Augusta y Edita fueron recalibradas usando el software CALIB 8.2 (Stuvier et al., 2021) y la más reciente curva de calibración SHCal20 (Hogg et al., 2020). Los resultados se presentan con un rango de  $\pm 2 \sigma$ . Los modelos de edad de ambos lagos fueron actualizados a partir de estos resultados, y en el caso el Lago Augusta se realizaron además las siguientes modificaciones: (a) se excluyó la edad CAMS-144599, considerada anómala ya que es más joven que las dos muestras contiguas del testigo, y (b) se incluyeron las edades basales del Lago Edita (UCIAMS-133418, CAMS-144454), basado en las congruencias de ambos lagos, reportadas por Henríquez et al. (2017).



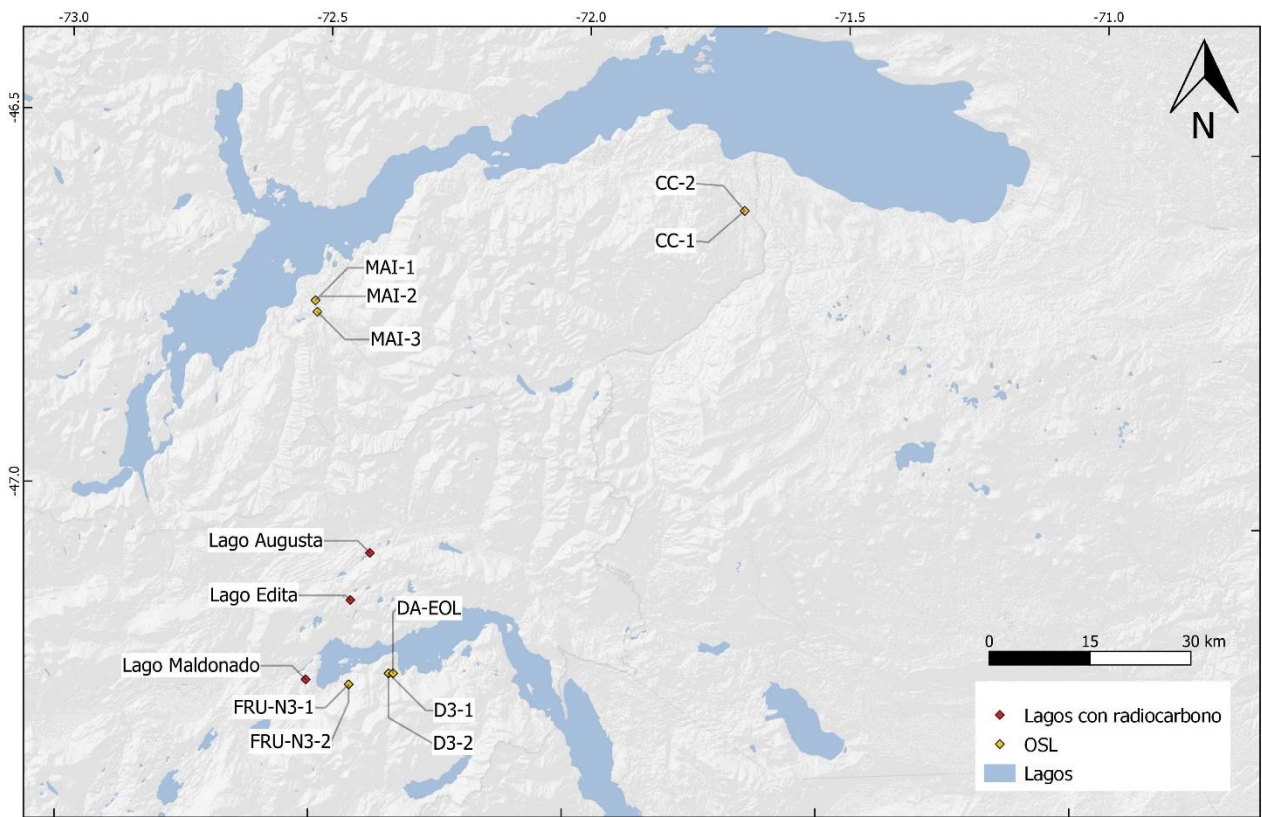


Figura 3.4 Datos geocronológicos obtenidos en este estudio. Lago Augusta y Lago Edita fueron publicados previamente, pero sus modelos de edad fueron reajustados en este trabajo.

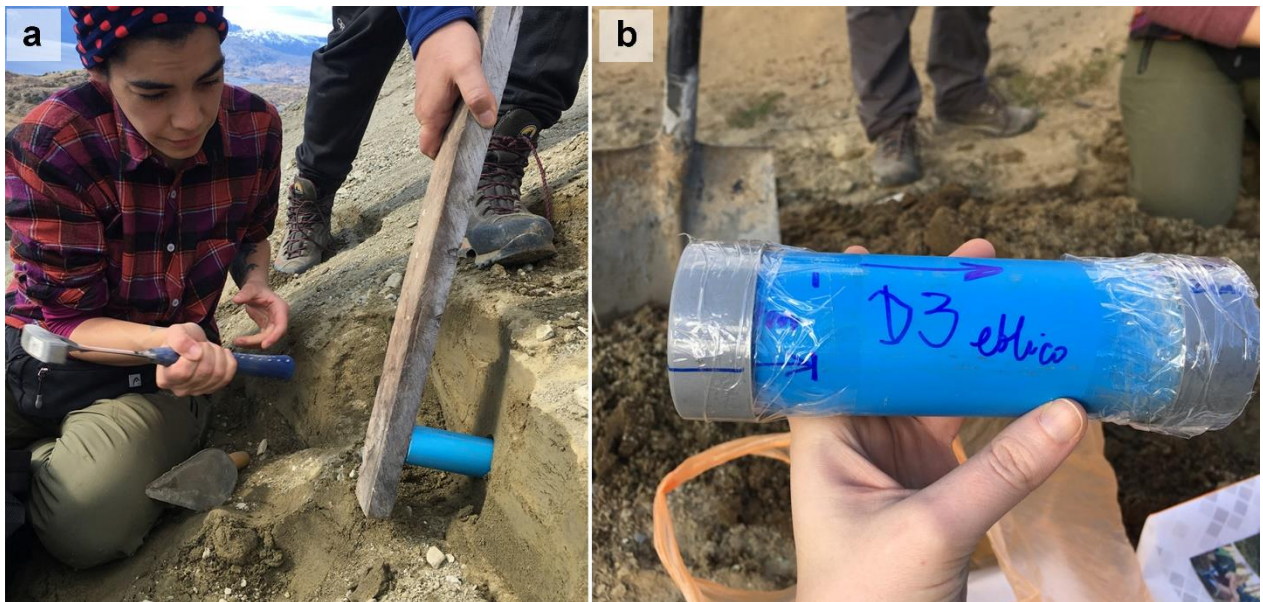


Figura 3.5 Fotografías de la toma de muestras para datación por OSL, Lago Cochrane.



Se compiló un total de 116 edades reportadas en la literatura (Anexo B). Las edades de  $^{10}\text{Be}$  fueron recalculadas usando la calculadora online CRONUS-Earth v3, con la versión 2.2.1 de los archivos de constantes (Balco et al., 2008), y la versión de alta resolución del marco geomagnético (Lifton et al., 2008). Todas las edades se presentan usando el modelo Lal/Stone (Lal, 1991; Stone, 2000) y la tasa de producción regional de Patagonia (Kaplan et al., 2011). Las edades cosmogénicas se reportan con un rango de  $\pm 1 \sigma$ . Las edades de radiocarbono fueron recalibradas se acuerdo a los parámetros descritos en el párrafo anterior. Las edades de OSL son presentadas en su forma original.

### **3.3 Análisis de testigos de sedimentos**

Los testigos de sedimentos de los lagos Maldonado y Edita fueron sometidos además a otros tipos de análisis. En primer lugar, se realizó una inspección visual de los testigos para determinar variaciones de litología, tamaño de grano, estructuras sedimentarias, color y relaciones de contacto entre unidades. En segundo lugar, se realizaron tomografías en el Centro de Imagenología del Hospital Clínico de la Universidad de Chile usando un tomógrafo SIEMENS SOMATOM Definition Edge, obteniendo imágenes de 0.6 mm de resolución, a 140 kV. Estas imágenes fueron analizadas en el software RadiAnt DICOM VIEWER 2021.2.2. Con las descripciones sedimentológicas y tomografías se construyeron columnas estratigráficas en el software Adobe Photoshop 2022. En tercer lugar, se obtuvieron muestras de 3 cm<sup>3</sup> cada 1 cm en la zona de transición de unidades limosas ricas en orgánicos y unidades arcillosas e inorgánicas, y cada 5 cm en el resto del testigo para análisis granulométricos. Estas muestras fueron pretratadas siguiendo el protocolo descrito en el Anexo C, modificado de Vaasma (2008), con el fin de eliminar material orgánico, carbonatos y sílice biogénico. Para los análisis granulométricos se utilizó el equipo Malvern MasterSizer 2000 ubicado en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Los resultados fueron analizados con GRADISTAT v8 (Blott & Pye, 2001) y graficados con Matlab (Fredin, 2022) y R (R Core Team, 2020). También se incluyeron resultados de Pérdida Por Ignición (PPI) de materia orgánica, materia inorgánica y carbonatos.

## 4 Evolución del Lago General Carrera

### 4.1 Resultados

#### 4.1.1 Geomorfología y sedimentología

A partir del trabajo en terreno e imágenes satelitales se mapearon un total de 731 morfologías correspondientes a deltas activos, deltas emergidos, paleo-playas y otras paleolíneas de costa como terrazas y escarpes de erosión por oleaje (Figuras 4.1 y 4.2). Los deltas activos se presentan mayoritariamente como superficies muy planas progradantes y en forma de abanico. Río arriba de estos cuerpos suelen encontrarse los deltas emergidos, que evidencian antiguos niveles del lago. Estos se presentan como superficies planas de poca pendiente con un brusco quiebre de pendiente en su zona frontal correspondiente al frente deltaico. También, presentan una sedimentología característica donde capas de gravas con laminación planar conocidas como *topset* se disponen sobre capas de material más fino fuertemente inclinado ( $\sim 30^\circ$ ), conocidas como *foreset*. Las paleoplayas se caracterizan por ser terrazas de poca pendiente con lineaciones cóncavas de gravas hacia el lago. Otras paleolíneas de costa se presentan como pequeñas terrazas erosivas o deposicionales dejadas por el oleaje a lo largo del lago.

Estas morfologías fueron agrupadas de acuerdo con su elevación en tres grupos principales, nombrados desde L0 (nivel actual) hasta L3, de menor a mayor elevación. Es importante recordar que la zona ha sido afectada por el rebote isostático, el cual presenta una mayor magnitud hacia el oeste. Por lo tanto, para la agrupación de las morfologías se usaron como apoyo los resultados de la Figura 4.10, considerando de esta forma también la ubicación de las morfologías con respecto al límite glacial terminal de la cuenca del Lago General Carrera. A continuación, se describen en detalle los sectores visitados en terreno (Figura 3.1 a), incluyendo las descripciones sedimentológicas realizadas en sitios con afloramientos, los cuales se encuentran resumidos en la Tabla 4.1.

En el sector El Condor se encuentra la desembocadura del Estero Pérez (Figura 4.3 a). Aquí se observa un delta activo (L0) en forma de abanico de aproximadamente 2 km<sup>2</sup>. Río arriba es posible reconocer un delta emergido (L1) de superficie plana de  $\sim 0.1$  km<sup>2</sup> con un marcado quiebre de pendiente fuertemente erosionado, medido en terreno a 319.8 msnm (GNSS) (Figura 4.3 b). Los afloramientos expuestos de este depósito (sitio 1, Figuras 4.3 c-d) muestran la sedimentología característica de un cuerpo deltaico, con capas horizontales de gravas subredondeadas hacia el techo (*topset*), y una unidad subyacente de sedimentos más finos con fuerte inclinación ( $\sim 30^\circ$ ) (*foreset*). Es posible reconocer también estructuras de estratificación cruzada. Sobre este depósito se encuentra una capa de arena fina posiblemente de origen eólico, de  $\sim 1$  m de espesor. Una descripción más detallada de este depósito fue inviable debido a su difícil acceso.

En el sector Las Mercedes desemboca el Río Las Dunas, donde se reconoce un delta actual (L0) en forma de abanico, de  $\sim 1.85$  km<sup>2</sup> (Figura 4.4 a). Este se encuentra limitado a ambos costados por playas gravosas cóncavas de buen desarrollo. En la playa

occidental (sitio 2, Figura 4.4 b) se observa el desarrollo de líneas de costa recientes, de ~50 cm de espesor. Estas se componen de intercalaciones de gravas oligomíticas subredondeadas de buena selección con gradación normal, y capas de sedimentos de arena media a gruesa de buena selección. Se observan además tres cuerpos deltaicos por sobre el delta actual y numerosas paleolíneas de costa con un amplio rango de elevaciones. El nivel deltaico L1 (~2.3 km<sup>2</sup>) tiene un marcado quiebre de pendiente (Figura 4.4 c), donde se tomaron cinco mediciones de elevación en un rango de 321-319 msnm, promediando 320.2 msnm (GNSS).

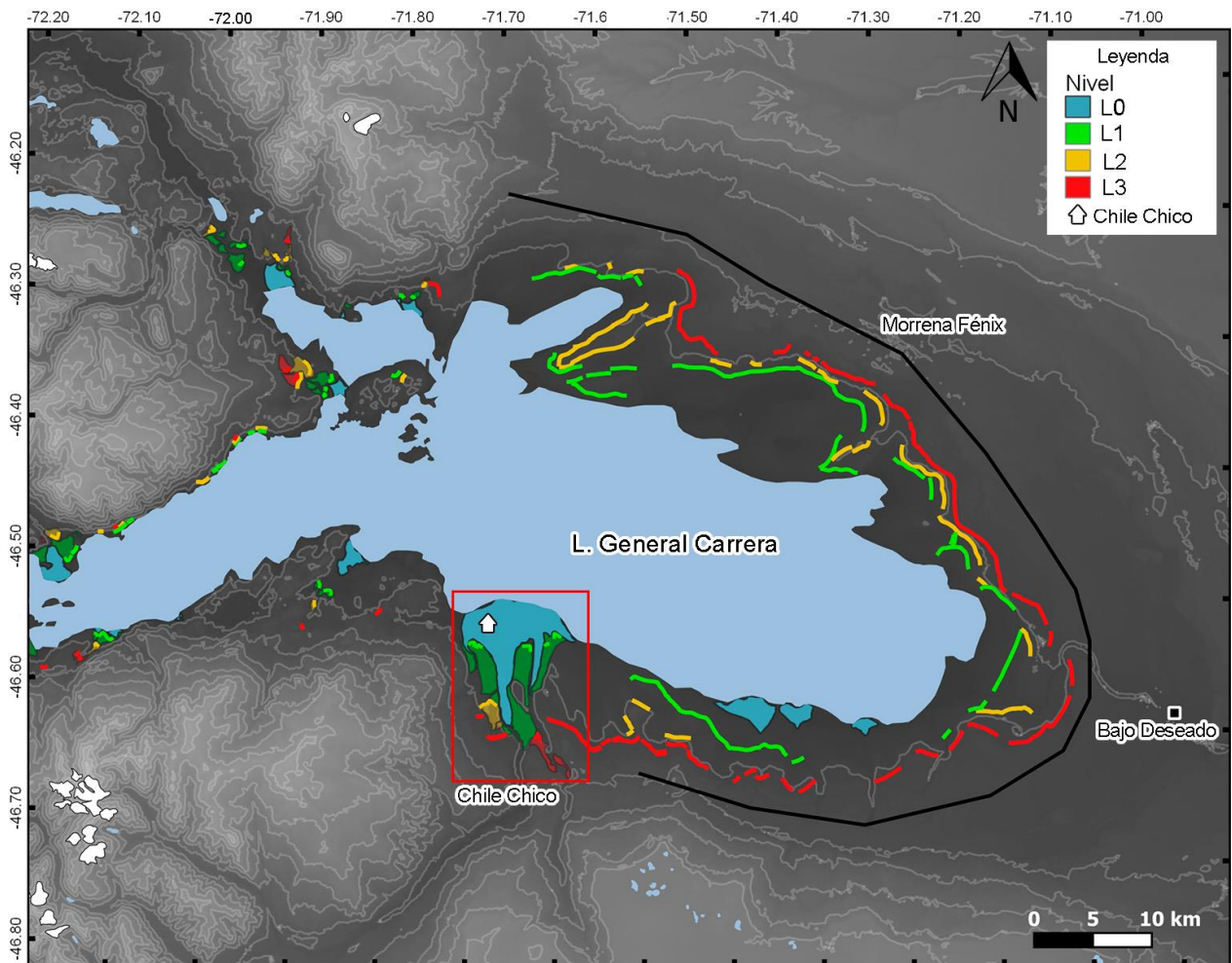


Figura 4.1 Mapeo geomorfológico del sector oriente del área de estudio. Las líneas representan paleolíneas de costa y los polígonos deltas. El color, indicado en la leyenda, indica el nivel al cual pertenece cada morfología mapeada.

En el frente deltaico se distinguen numerosas paleolíneas de costa a diversas elevaciones (Figura 4.4 c). El nivel deltaico L2 (~1.5 km<sup>2</sup>) se encuentra también bien conservado, con un marcado quiebre de pendiente a 429.8 msnm (GNSS) (Figura 4.4 d). Se observan paleolíneas de costa en su frente deltaico, al igual que en el delta L1. El nivel deltaico L3 (~0.2 km<sup>2</sup>) se observa solo en el lado oriental de la quebrada, con un quiebre de pendiente a 495.6 msnm (GNSS). Es posible distinguir múltiples paleolíneas de costa asociadas a este nivel, con una elevación máxima de ~530 msnm. Se describió un depósito de sedimentos correspondiente a un afloramiento de las paleolíneas de costa

asociadas al nivel L1 de ~5.5 m de alto y ~30 m de ancho (sitio 3, Figura 4.4 e-f). Este depósito se compone de intercalaciones centimétricas de sedimentos de grava gruesa y gránulos de buena selección, subredondeados a subangulosos, clasto soportado y polimícticos, con estratificación planar y una inclinación de ~10°. Es posible reconocer gradación normal en algunos sectores.

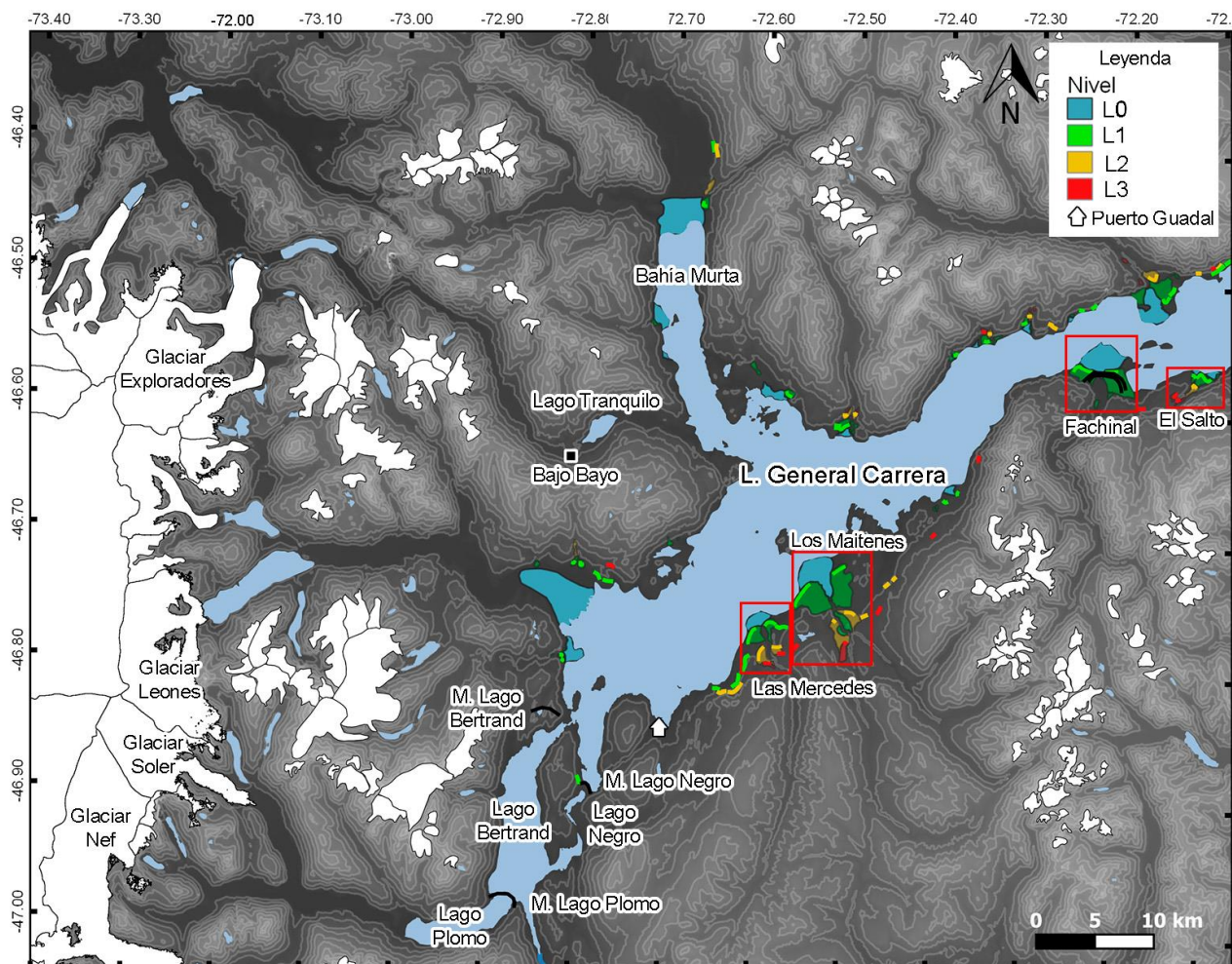


Figura 4.2 Mapeo geomorfológico del sector oeste del área de estudio. Las líneas representan paleolíneas de costa y los polígonos deltas. El color, indicado en la leyenda, indica el nivel al cual pertenece cada morfología mapeada. Glaciares fueron obtenidos en Davies et al. (2020).



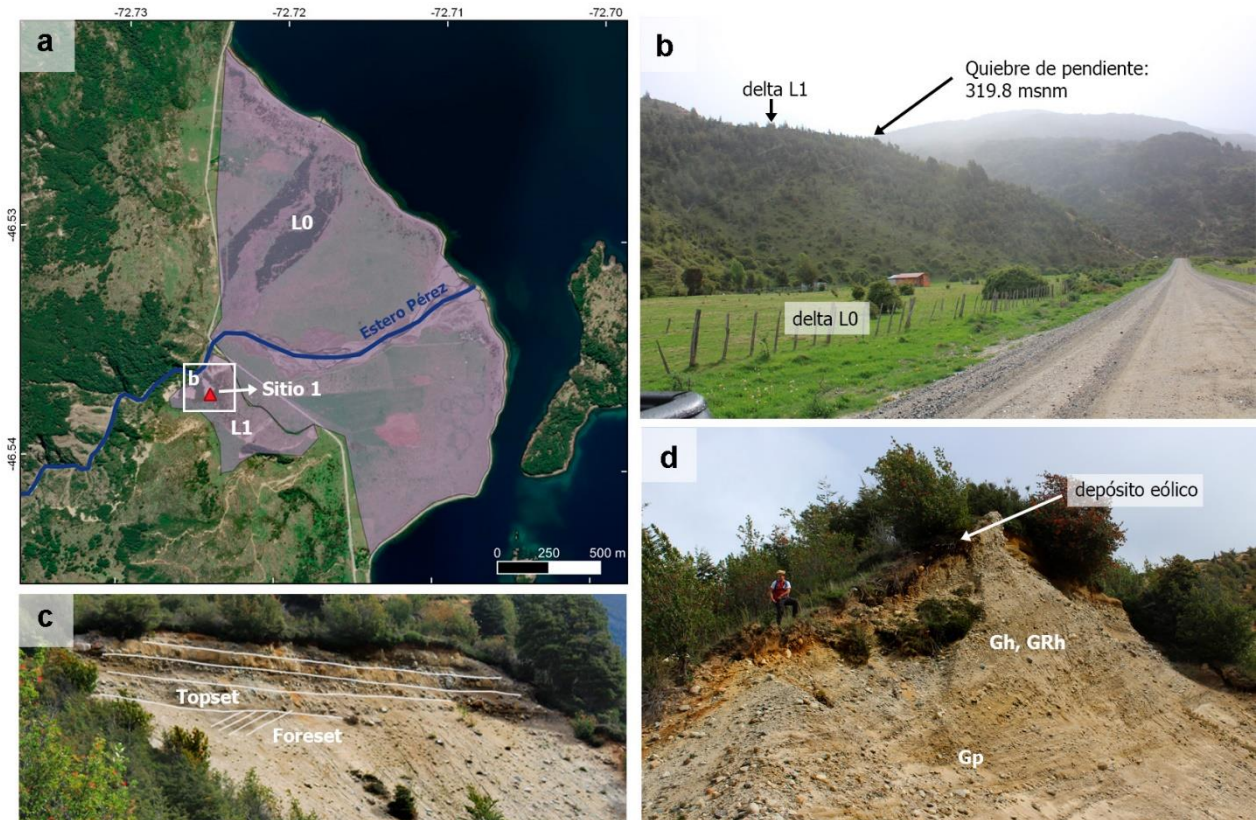


Figura 4.3 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías del sector El Cóndor (b-d). (b) Fotografía del delta L1 sobre el delta actual L0. (c) Capas de topset y foreset en afloramiento de delta L1. (d) Capas de topset subyaciendo el depósito de arena eólica. Se observa estratificación cruzada. Ver facies en Anexo D.

Tabla 4.1 Sitios con descripciones sedimentológicas en el Lago General Carrera.

Sitio	Lat (°)	Lon (°)	Elev (msnm)	Sector	Nivel	Depósito	Método de descripción
1	-46.537	-72.724	319.8 (GNSS)	El Condor	L1	Topset y foreset	Por fotografía
2	-46.778	-72.612	203.8 (GNSS)	Las Mercedes	L0	Playa LGCBA	In situ
3	-46.768	-72.568	324 (GPS)	Las Mercedes	L1	Paleoplaya	In situ
4	-46.747	-72.517	284 (GPS)	Los Maitenes	L1	Foreset	In situ
5	-46.762	-72.512	438 (GPS)	Los Maitenes	L2	Foreset y topset	In situ
6	-46.580	-72.217	278 (GPS)	Fachinal	-	Lacustres	In situ
7	-46.565	-72.098	281 (GPS)	El Salto	L1	Topset y foreset	Por fotografía
8	-46.606	-71.689	337.6 (GNSS)	Chile Chico	L2	Foreset y lacustres	In situ





Figura 4.4 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías del sector Las Mercedes (b-f). (b) Líneas de costa actuales en playa del sitio 2. (c) Fotografía del delta L1 sobre el delta actual L0. Se observan las líneas de costa en el frente deltaico. (d) Panorámica de los deltas L2 y L3. (e) y (f) Afloramiento encontrado en el sitio 3. Ver facies en Anexo D.

En el sector Los Maitenes desemboca el Río Los Maitenes y se reconocen tres niveles deltaicos importantes por sobre el delta actual (Figura 4.5 a), que corresponden a los de mayor área en la costa del lago después de los deltas del sector Chile Chico. El delta actual (L0) se forma a partir de un río trezado bien desarrollado, tiene forma de abanico y cubre un área de  $\sim 6.8 \text{ km}^2$ . El nivel deltaico L1 ( $\sim 10 \text{ km}^2$ ) presenta también un buen desarrollo, conservando en parte su forma de abanico. La planicie deltaica es de muy baja pendiente y se observa un marcado quiebre de pendiente hacia el frente deltaico (Figura 4.5 d), medido en 317.4 msnm (GNSS). Cercano al ápice del delta, se describió el depósito sedimentario correspondiente al sitio 4 (Figura 4.6 a). El afloramiento tiene  $\sim 3 \text{ m}$  de alto y  $\sim 12.3 \text{ m}$  de ancho y se compone de intercalaciones de escala decimétrica de sedimentos gruesos y arenosos, con una inclinación de  $\sim 20^\circ$  (*foreset*). Las capas de material más grueso están formadas principalmente de gravas subredondeadas, polimícticas, de buena selección y dispuestas en una matriz arenosa. Las capas de arena se componen principalmente de arena media de buena selección. En una de estas capas se obtuvieron dos muestras para datación por OSL, MAI-1 y MAI-2, con edades de  $15.1 \pm 2.3 \text{ ka}$  y  $11.9 \pm 1.3 \text{ ka}$  (Tabla 4.2), respectivamente. El nivel deltaico L2 posee un área amplia ( $\sim 3.2 \text{ km}^2$ ) y de muy baja pendiente, con un marcado quiebre de pendiente medido en 438.7 msnm (GNSS) (Figura 4.5 d). En su frente deltaico se describió el sitio 5 (Figuras 4.6 b-d), que corresponde a un depósito de  $\sim 2 \text{ m}$  de alto y  $\sim 15 \text{ m}$  de ancho. Aquí se reconocen dos unidades principales. La unidad superior (Figura 4.6 b) se compone de intercalaciones de capas subhorizontales de escala decimétrica de sedimentos gruesos y arenosos/gravosos (*topset*). Las capas de gruesos están compuestas principalmente por clastos subredondeados, polimícticos, tamaño grava (de hasta 20 cm), en matriz de arena gruesa a grava fina. Las capas de grava fina son matriz soportadas, de buena selección, con clastos subredondeados y polimícticos. La unidad inferior (Figuras 4.6 c-d) se compone principalmente de arena fina con laminaciones de  $\sim 1 \text{ mm}$ , inclinadas en  $\sim 30^\circ$ , identificándose como el *foreset*. Se observa también laminación convoluta en algunos sectores y algunas capas de arena gruesa. Aquí se obtuvo una muestra para datación por OSL, MAI-3, con una edad de  $5.7 \pm 0.6 \text{ ka}$  (Tabla 4.2). El nivel deltaico L3 se reconoce con claridad solo en el lado occidental de la quebrada y tiene un quiebre de pendiente marcado a los 491.2 msnm (GNSS) (Figura 4.5 c). Existen además múltiples líneas de costa asociadas a este nivel (Figura 4.5 b).

En el sector Fachinal se observa un gran delta activo (L0) en forma de abanico de  $\sim 6.5 \text{ km}^2$  formado por el estero Laguna Bonita (Figura 4.7 a). Seguidamente, es posible reconocer un delta emergido (L1), seccionado en tres cuerpos. Estos se caracterizan por una superficie plana de muy baja pendiente, con un área total de  $\sim 4.5 \text{ km}^2$  y un quiebre de pendiente bien definido medido en 296.7 msnm (GNSS). Sobre este nivel deltaico se dispone una morrena terminal, conocida en la literatura como morrena Fachinal (Figura 4.7 b). Estas se presentan como crestas sinuosas y en forma de arco, con una elevación máxima medida en 365 msnm. Los sedimentos son de muy mala selección, desde finos hasta bloques, angulosos a subangulosos y polimícticos (Figura 4.7 c). Cercano al ápice del delta, se describió el sitio 6, que corresponde a un depósito de sedimentos lacustres ( $\sim 280\text{-}270 \text{ msnm}$ ), que subyace a los sedimentos deltaicos. Se compone principalmente de arena fina con laminaciones milimétricas, y en algunas secciones es posible encontrar



laminación convoluta (Figura 4.7 d-e). Frente a este depósito se observan algunas terrazas kame, cerca de la superficie deltaica de menor área (Figura 4.7 f).

Tabla 4.2 Dataciones por OSL en el Lago General Carrera. Los valores presentados son en granos de cuarzo.

Muestra	Cod. lab IGWS	Nivel	Alicuotas	Lat (°)	Lon (°)	Elev (msnm)(m)	Prof (m)	Dosimetría (Gy/ka)	Dosis eq. (Gy)	Agua (%)	Edad (ka)
MAI-1	492	N1	18/40	-46.747	-72.516	290	3	2.2 ± 0.1	33 ± 5	15 ± 5	15.1 ± 2.3
MAI-2	493	N1	29/40	-46.747	-72.516	290	3	2.1 ± 0.1	25 ± 2.5	15 ± 5	11.9 ± 1.3
MAI-3	494	N2	24/80	-46.762	-72.512	423	1.7	2.1 ± 0.1	12 ± 1.2	15 ± 5	5.7 ± 0.6
CC-1	490	-	27/40	-46.606	-71.688	337.6	10	3.1 ± 0.1	36 ± 2	15 ± 5	11.9 ± 0.8
CC-2	491	-	26/40	-46.606	-71.688	337.6	10	3.0 ± 0.1	36 ± 2	15 ± 5	11.3 ± 0.8

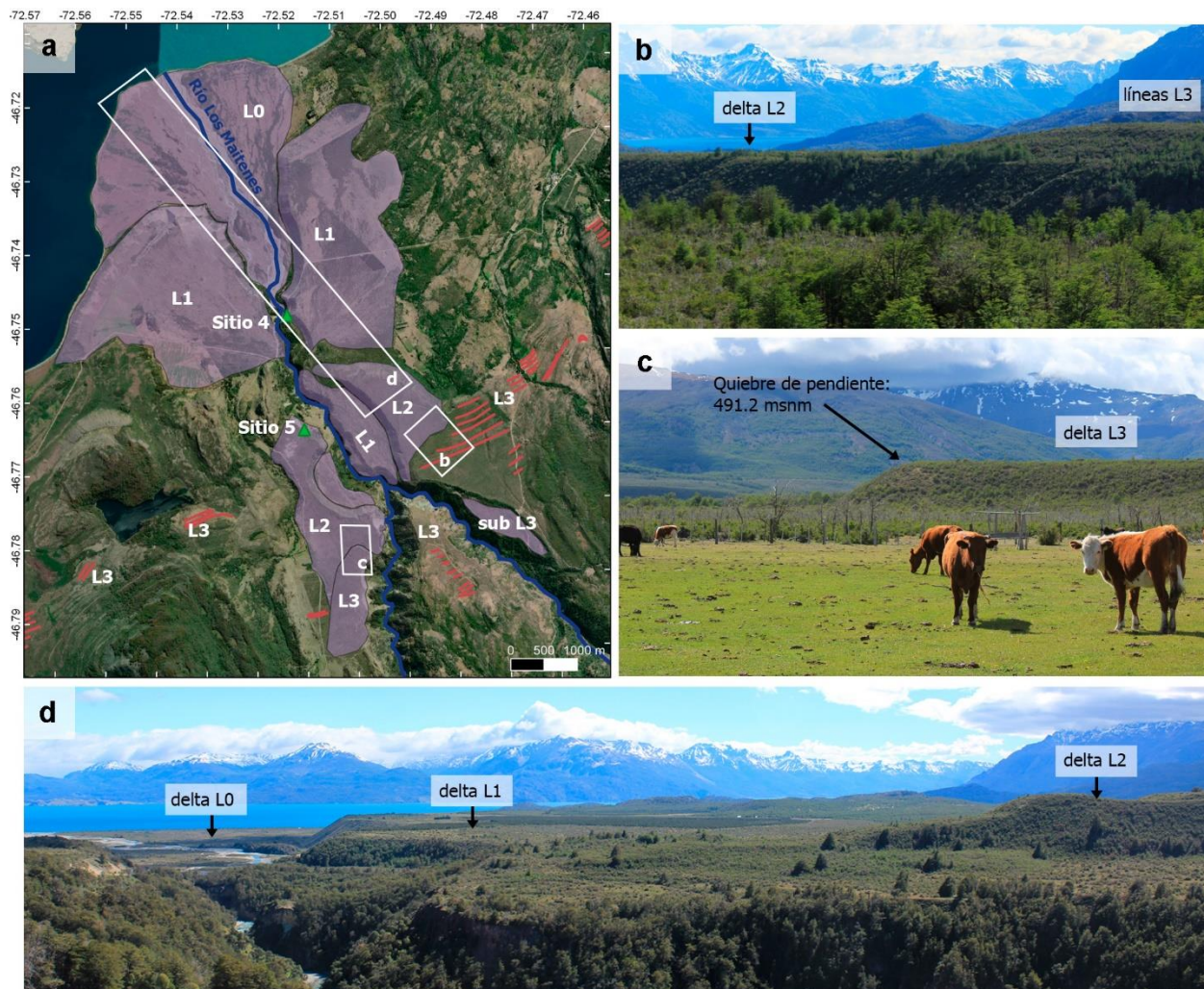


Figura 4.5 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías (b-d) del sector Los Maitenes. (b) Fotografía del delta L2 y paleolíneas de costa asociadas al nivel L3. (c) Quiebre de pendiente del delta L3. (d) Panorámica de los deltas L0, L1 y L2.



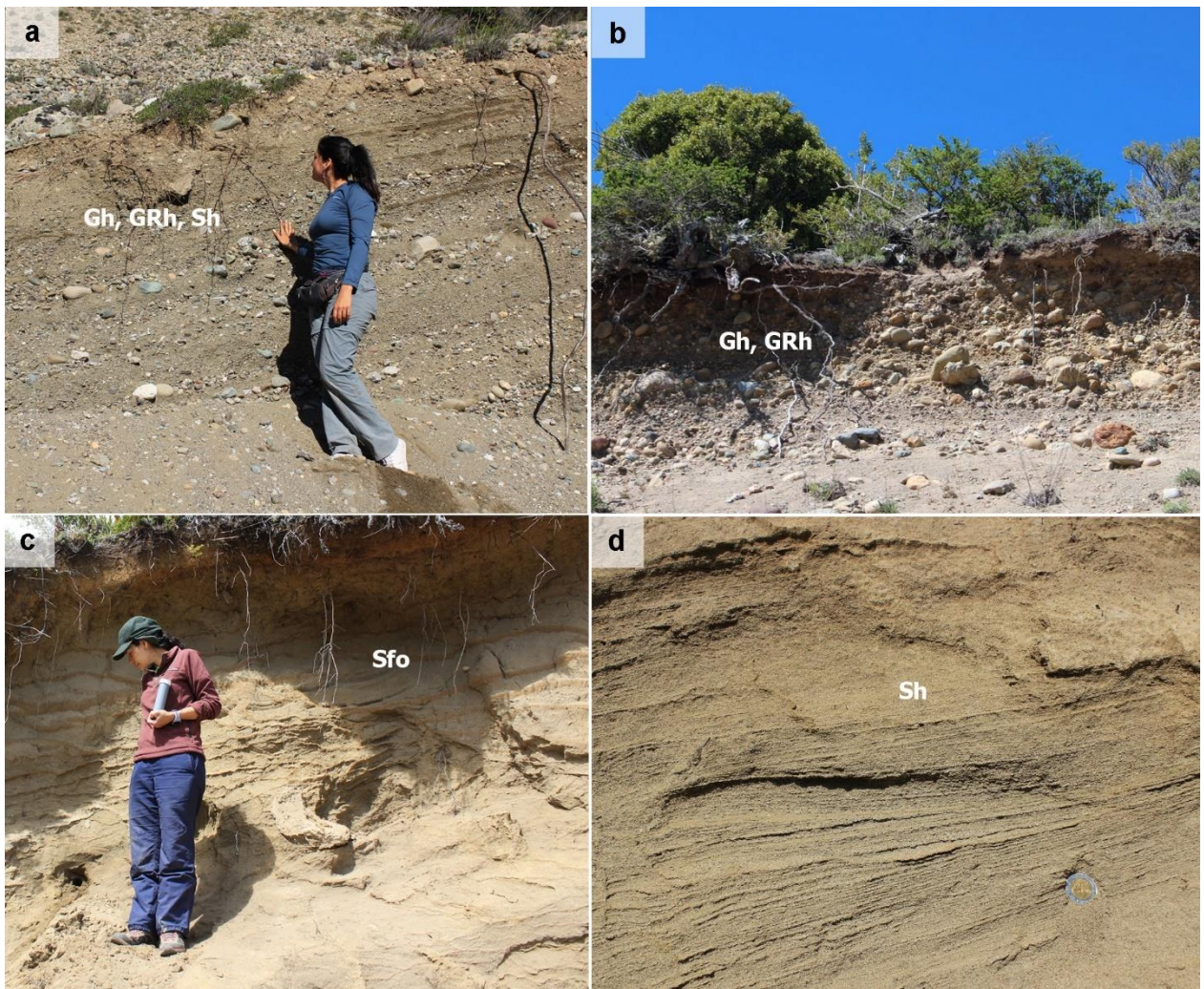


Figura 4.6 Fotografías de los afloramientos sedimentológicos de los sitios 4 (a) y 5 (b-d). Ver facies en Anexo D.



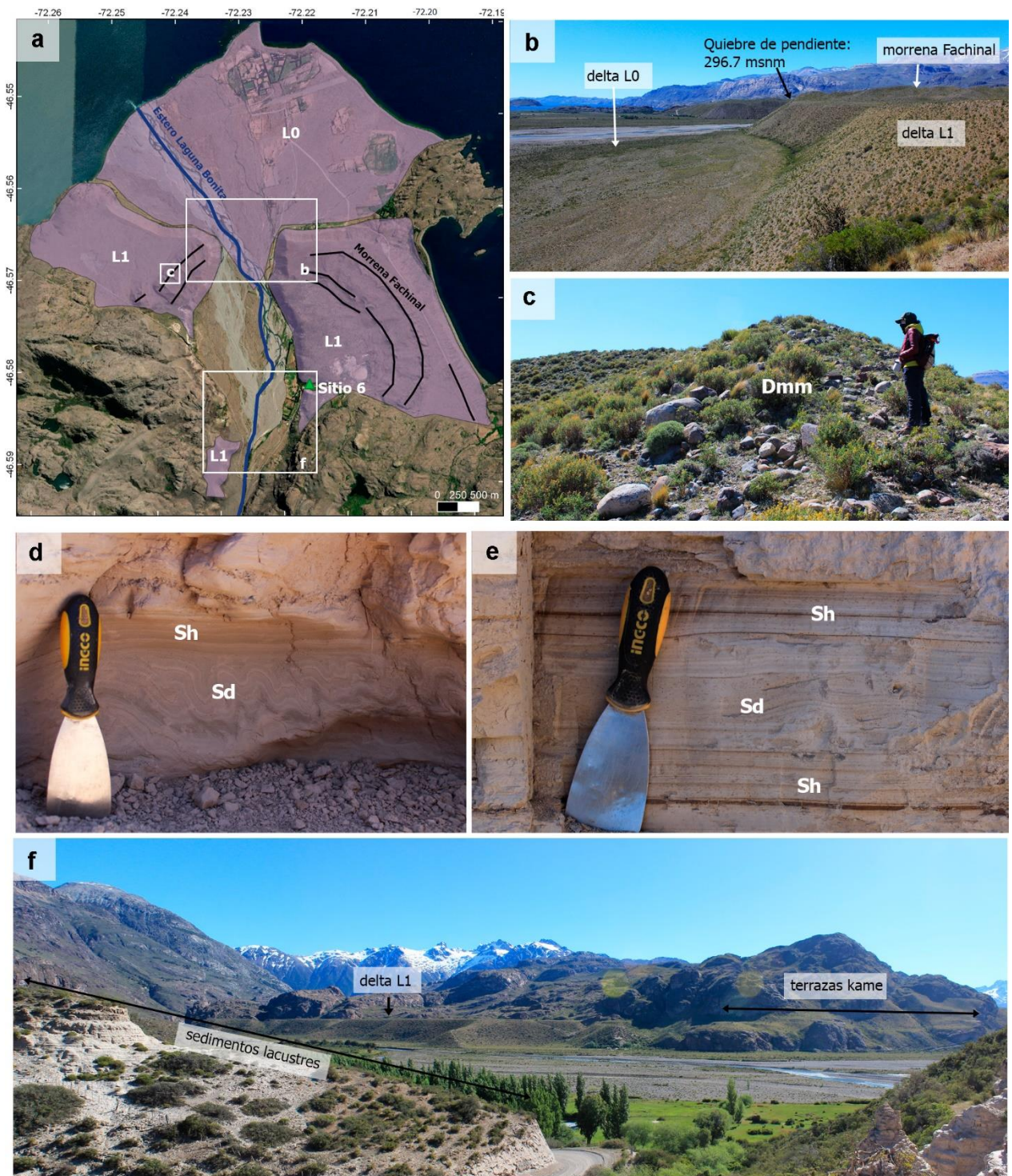


Figura 4.7 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías (b-f) del sector Fachinal. (b) Desembocadura del Estero Laguna Bonita formando el delta actual L0. Se observa también el delta emergido L1 y la morrena Fachinal ubicada sobre este. (c) Cresta morrénica de la morrena Fachinal. (d) Laminación convoluta en sitio 6. (e) Laminación paralela en sitio 6. (f) Panorámica del valle de Fachinal. Se observan los sedimentos lacustres y el delta L1 y terrazas kame por el frente del valle. Las líneas negras en (a) corresponden a crestas morrénicas obtenidas de Davies et al. (2020).



En el sector El Salto se reconocen dos deltas activos (L0) pequeños con forma de abanico, de 0.3 y 0.5 km<sup>2</sup> formados por los esteros Santa Clara y Las Horquetas, respectivamente (Figura 4.8 a). Sobre estos se observan tres niveles de deltas emergidos. El primer nivel emergido (L1) corresponde a un cuerpo deltaico seccionado en tres partes, con un área total de ~1.4 km<sup>2</sup>. Presenta una superficie plana de muy baja pendiente y un marcado quiebre de pendiente medido en 302.5 msnm (GNSS) (Figura 4.8 d). Se reconocieron los contactos entre capas de sedimentos horizontales correspondientes al *topset* y capas de fuerte inclinación, identificadas como el *foreset* (Sitio 7, Figura 4.8 b), sin embargo, este sitio se encuentra inaccesible en terreno por lo que una descripción en mejor detalle fue inviable. El segundo nivel deltaico emergido (L2) tiene un área de ~0.5 km<sup>2</sup> y un quiebre de pendiente marcado, medido en 395.9 msnm (GNSS) (Figura 4.8 c). El tercer nivel deltaico (N3) no se logró reconocer en terreno, pero la elevación de su planicie deltaica es de ~450 msnm y abarca un área de ~0.4 km<sup>2</sup>. Presenta fuertes evidencias de erosión, por lo que no es considerado en el cálculo de gradientes de elevación.

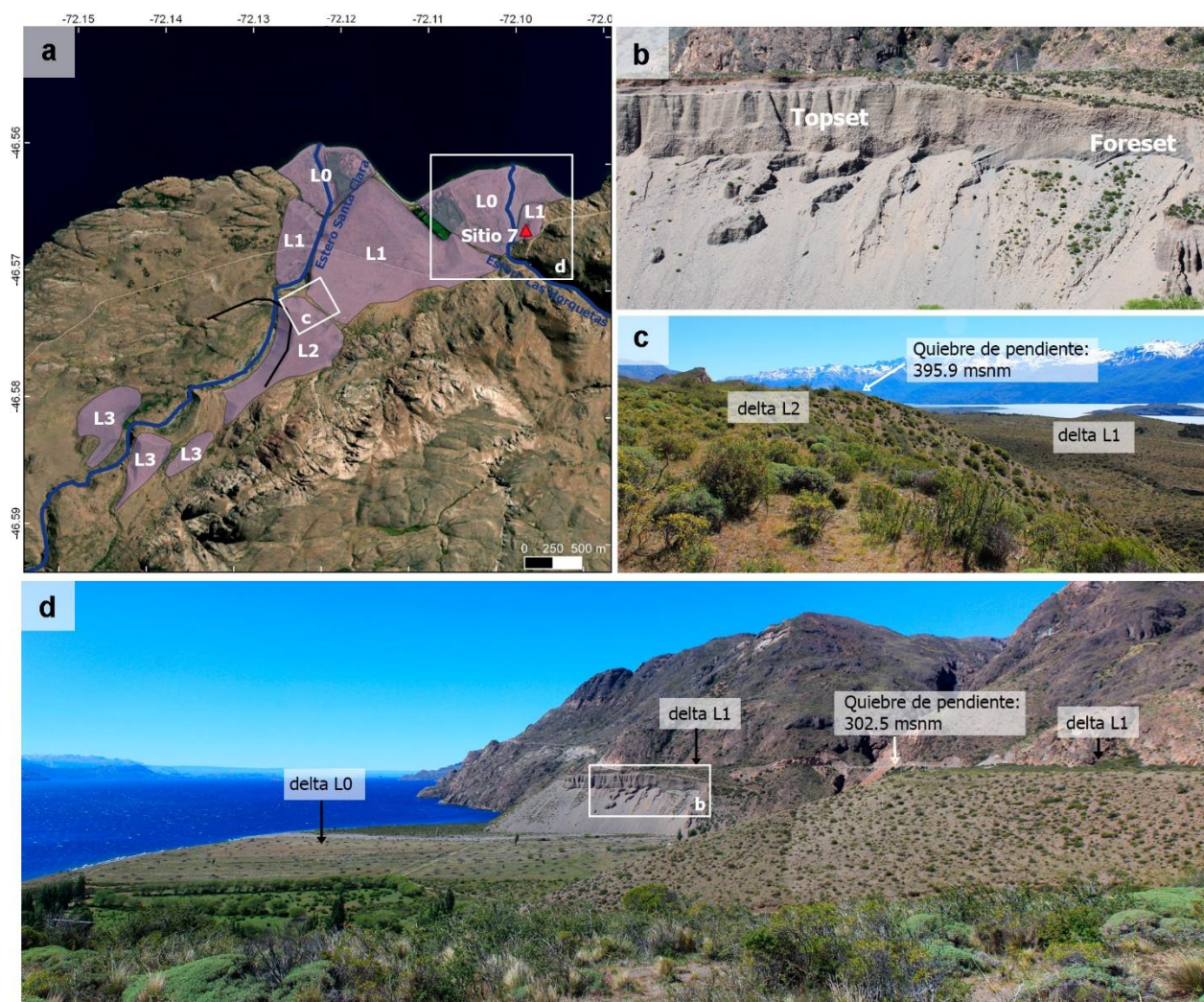


Figura 4.8 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías (b-d) del sector El Salto. (b) Acercamiento del afloramiento correspondiente al sitio 7, donde se observa el contacto entre topset y foreset. (c) Fotografía del delta L2 sobre el delta L1. (d) Panorámica del delta L1 y L0.

El último lugar con reconocimiento en terreno corresponde al sector Chile Chico, el cual se encuentra en el límite fronterizo entre Chile y Argentina. Aquí se encuentran los deltas de mayor área en la costa del Lago General Carrera (Figura 4.9 a). El delta activo se forma por el aporte de los ríos Jeinemeni (territorio chileno) y Los Antiguos (territorio argentino), ambos de carácter trenzado, y cubre un área de ~38 km<sup>2</sup>. Por sobre el delta activo se reconocen tres cuerpos deltaicos emergidos. El primero (L1) tiene un área total de ~21 km<sup>2</sup> y se encuentra fuertemente erosionado por acción fluvial e intervención antrópica. Aun así, se logró medir su quiebre de pendiente en 291.7 msnm (GNSS). El siguiente nivel (L2) se reconoce en un pequeño cuerpo deltaico al oeste del Río Jeinemeni y algunas paleolíneas de costa contiguas. El quiebre de pendiente fue medido en 377.7 msnm (GNSS) (Figura 4.9 d). En el frente deltaico se describió un afloramiento de grandes proporciones, correspondiente al sitio 8, el cual presenta distintas unidades con transiciones laterales. La primera unidad corresponde a un depósito tabular, de ~7 m de alto y ~30 m de ancho (Figura 4.9 e), compuesto principalmente por laminaciones milimétricas de arena muy fina (Figura 4.9 b). Se observan también ondulitas y ondulitas de ascenso. De este depósito se extrajeron dos muestras para datación por OSL, CC-1 y CC-2, con edades de  $11.9 \pm 0.8$  ka y  $11.3 \pm 0.8$  ka (Tabla 4.2), respectivamente. Estas arenas gradan lateralmente hacia sedimentos más gruesos, correspondientes a la segunda unidad (Figura 4.9 c). En esta se observan intercalaciones decimétricas de capas con laminaciones de arena y capas de gravas (Figuras 4.9 f-g). Las gravas pueden llegar hasta los ~10 cm de diámetro, son subredondeadas y clasto soportadas. Se observa una predominancia de capas más gravosas hacia la izquierda del afloramiento, donde es posible reconocer una inclinación aparente pronunciada de los estratos de ~20° (*foreset*). El nivel deltaico L3 se reconoce en un delta emergido seccionado por el Río Los Antiguos y se encuentra ubicado en territorio argentino. Este presenta evidencias de fuerte erosión fluvial y su planicie deltaica tiene elevaciones entre 470 – 420 msnm. El quiebre de pendiente no se pudo registrar en terreno. Se reconocen también paleolíneas de costa asociadas a este nivel, las cuales alcanzan elevaciones de hasta 450 msnm y se encuentran limitadas por crestas morrénicas (Figura 4.9 a).



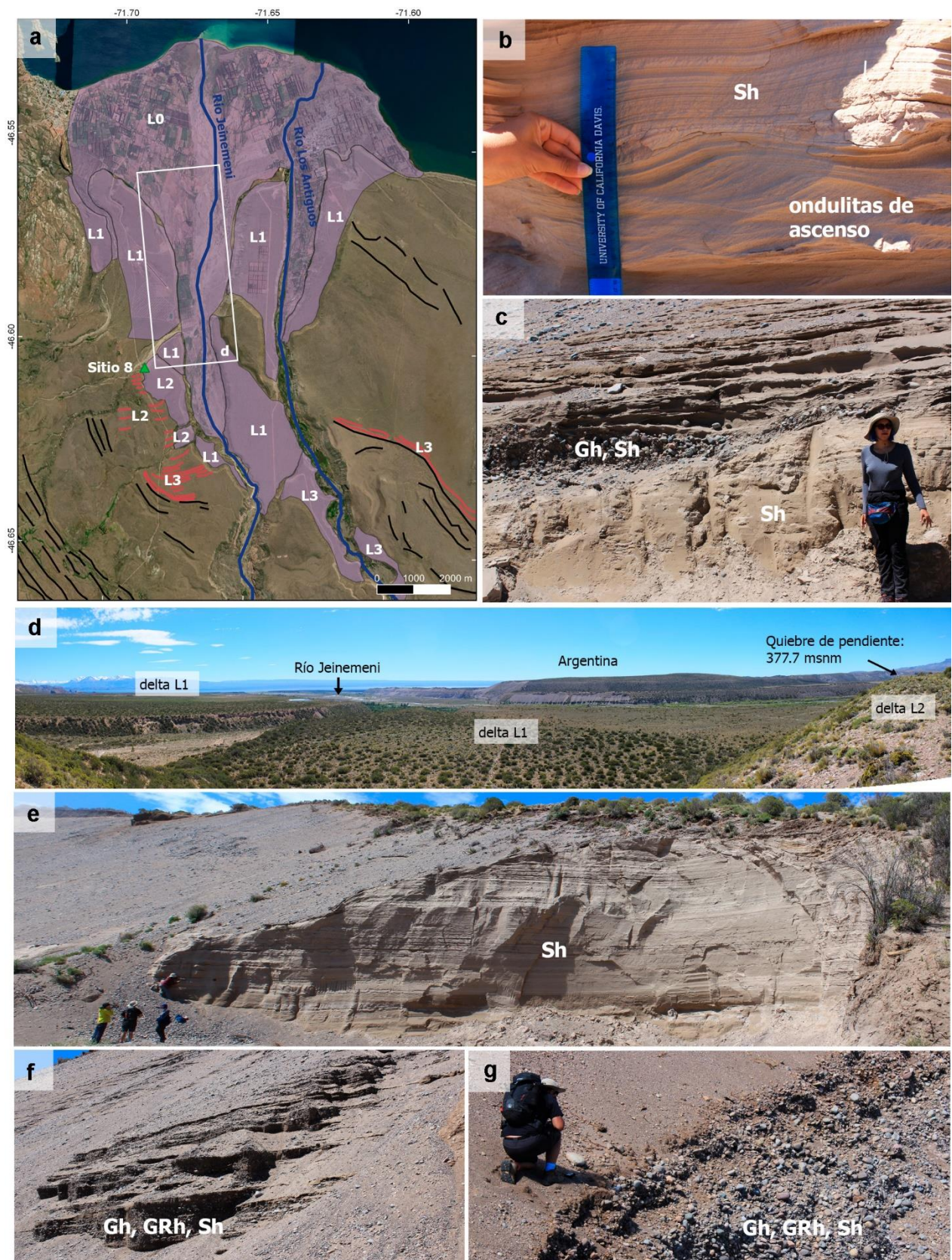


Figura 4.9 Mapeo geomorfológico (a) y fotografías (b-g) del sector Chile Chico. El afloramiento del sitio 8 presenta diversas facies, visibles en (b-c) y (e-g). En (d) se observa una panorámica de los deltas L1 y L2, cortados por el Río Jeinemeni.



#### 4.1.2 Glacio-isostasia y paleoniveles

Los gradientes de alzamiento fueron determinados a partir de datos de elevación de GNSS (<1 m de precisión vertical) y de DEM ALOS PALSAR. Estos últimos fueron validados estadísticamente comparándolos con los datos GNSS, demostrando tener una alta correlación ( $r^2 = 0.99$ ) y una raíz de error cuadrático medio de 6.9 m (ver Anexo F), por lo tanto, son aceptables en términos de exactitud y precisión para los objetivos de este trabajo.

Los datos de elevación fueron graficados en función de su distancia hasta la isobase cero, definida como una línea recta perpendicular al flujo de hielo y que pasa por el bajo Deseado (sección 3.1). Para esto se consideraron solo los datos agrupados dentro de los niveles principales, es decir, L3, L2 y L1. Luego, se aplicaron regresiones polinómicas de segundo orden a cada grupo de morfologías obteniendo de este modo los gradientes de alzamiento, provocados por el rebote isostático (Figura 4.10). Los gradientes estimados promedios son: 0.81, 0,76 y 0.19 m km<sup>-1</sup>, para L3, L2 y L1, respectivamente. Los paleoniveles están dados por la intersección del eje-y en cada regresión, cuyas transformaciones ortométricas son ~383, ~344 y ~305 msnm, para L3, L2 y L1, respectivamente.

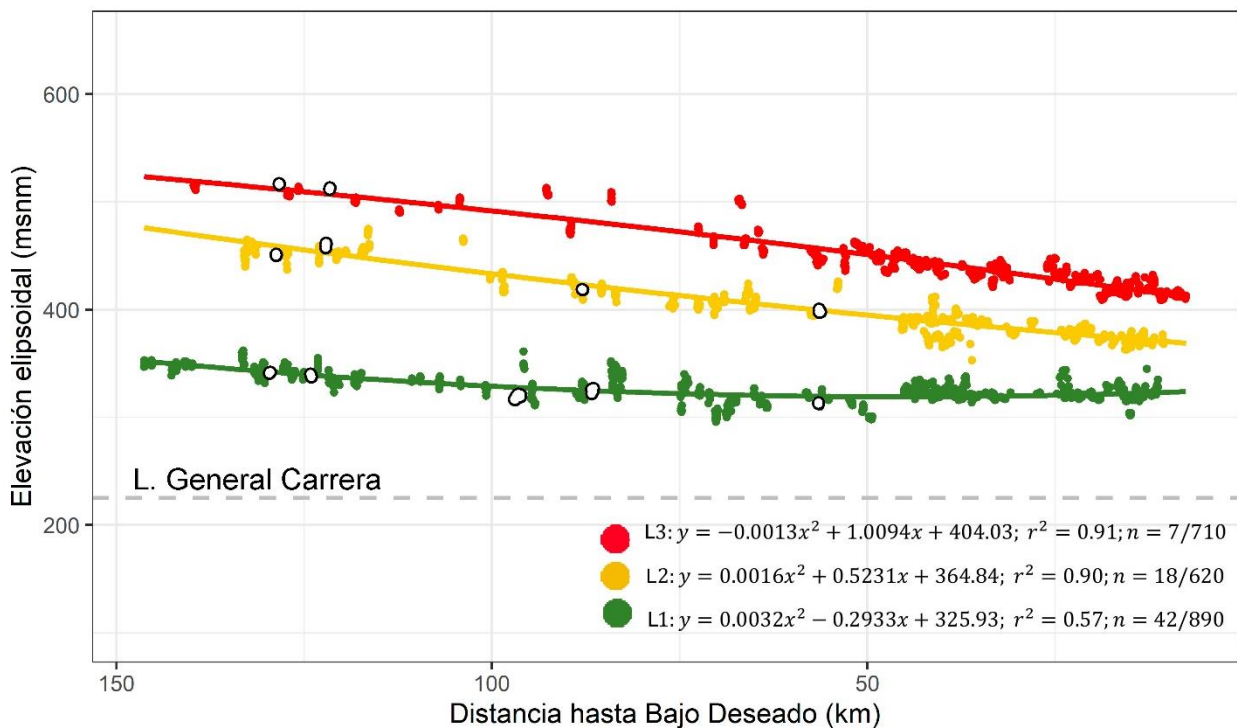


Figura 4.10 Gradientes de alzamiento de los niveles L3, L2 y L1, en el Lago General Carrera. En la esquina inferior derecha se muestran las respectivas ecuaciones de las regresiones polinómicas, el coeficiente de determinación y el número total de puntos considerados ( $n$ =GNSS/DEM). Los datos GNSS se muestran como círculos blancos. Hay que recordar que las elevaciones de esta figura son elipsoidales y en el texto se encuentran referidas las transformaciones ortogonales. La línea punteada gris indica la elevación actual del Lago General Carrera.

A partir de los resultados de gradientes se reconstruyeron las áreas inundadas por cada nivel, presentadas en la Figura 4.11 junto a los respectivos sets de datos utilizados en su reconstrucción.

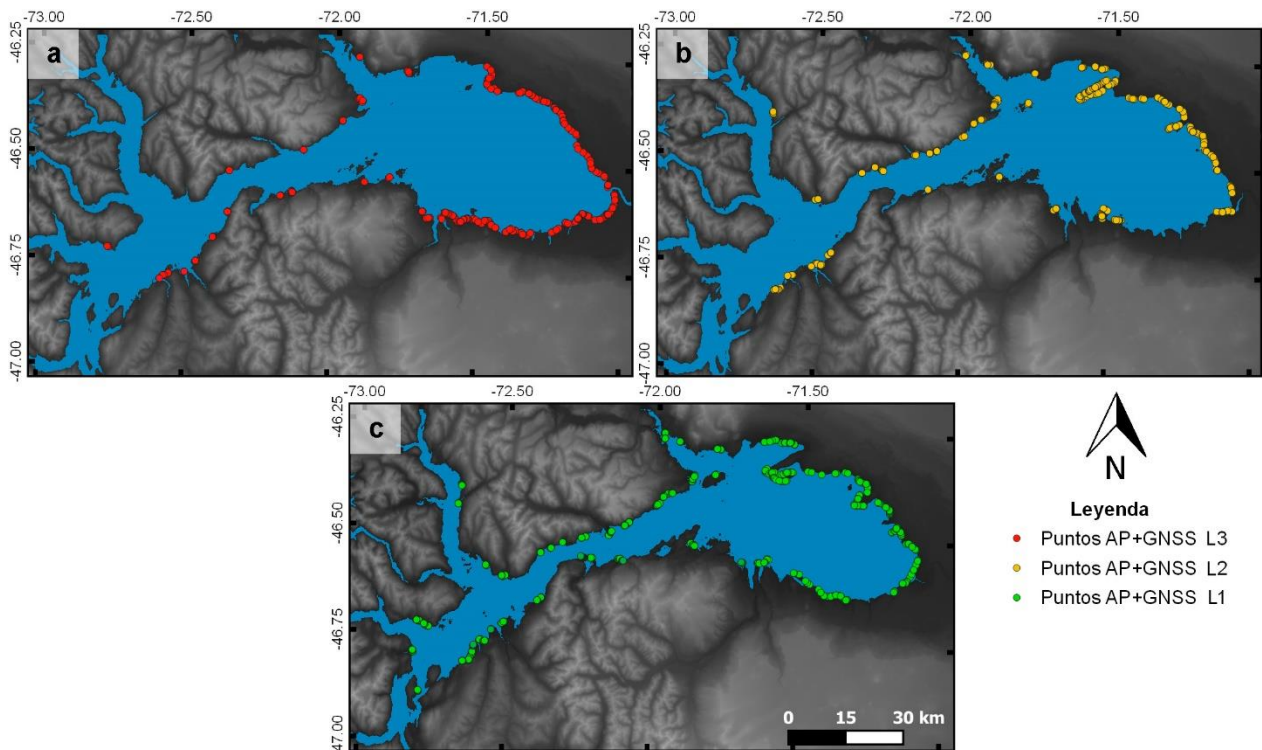


Figura 4.11 Reconstrucciones de los paleoniveles (a) L3, (b) L2 y (c) L1 de la cuenca del Lago General Carrera. Los puntos de elevación utilizados en cada reconstrucción se encuentran también en esta figura.

## 4.2 Discusiones

### 4.2.1 Reconstrucciones de los paleolagos

Las descripciones sedimentológicas y geomorfológicas realizadas tanto en terreno como con imágenes satelitales permitieron la identificación de cuatro grupos principales de morfologías glaciolacustres (deltas y paleolíneas de costa), que fueron nombradas como L3 a L0, desde mayor a menor elevación. Las morfologías de L0 corresponden a deltas activos, es decir, que desembocan actualmente en el Lago General Carrera. Los grupos L3 a L1 se encuentran a elevaciones superiores y, por lo tanto, revelan la existencia de al menos tres etapas antiguas de estabilización del nivel del lago.

El grupo L3 se encuentra a 500-390 msnm, con un marcado aumento de elevaciones hacia el oeste (Figura 4.10). Las morfologías se observan en la costa sur y norte del lago, con una mayor predominancia hacia el este, formando marcadas paleolíneas de costa en el límite con la morrena Fénix (Figura 4.1). Su ubicación más occidental se encuentra a ~130 km de la morrena Fénix (Figura 4.2), indicando un retroceso del frente glacial de al menos 130 km durante esta etapa. En base a esta distribución de las morfologías, se sugiere una estabilización glacial cercana a la morrena Lago Bertrand (Figura 4.2). Podemos inferir también una posible estabilización glacial en el valle de Bahía Murta, evidenciada por la carencia de morfologías en esta área, indicando que podría haberse

mantenido ocupada por el hielo durante esta fase. Además, la reconstrucción del paleolago (Figura 4.11 a) muestra que la vía de drenaje más viable en esta etapa sería a través del bajo Deseado (~390 msnm), hacia el Océano Atlántico.

El grupo L2 se encuentra conformado por morfologías con elevaciones entre ~450-330 msnm, y al igual que el grupo L3, presenta un gradual aumento de las elevaciones hacia el oeste (Figura 4.10). El paleonivel se encuentra a 344 msnm, es decir, ~40 m por debajo de L3. Esto indica un importante evento de drenaje entre la transición de L3 y L2 y el consecuente abandono del Río Deseado como ruta principal de desagüe. Se observa además una distribución similar de las morfologías con respecto al grupo L3, con la diferencia de que si se observan deltas y paleolíneas asociadas a L2 en el valle de Bahía Murta (Figura 4.2). Esto último sugiere que podría haber ocurrido un retroceso glacial en este valle. Además, la distribución de las morfologías sugiere que el hielo se habría mantenido en una posición similar a la etapa anterior, probablemente con el Glaciar Soler ubicándose en la morrena Lago Bertrand bloqueando el drenaje hacia el valle del Río Baker (Figura 4.2). La topografía de la cuenca del Lago General Carrera permite tres vías de drenaje viables: bajo Deseado (~390 msnm), bajo Bayo (~350 msnm) y valle del Río Baker (~200 msnm). Asumiendo que el bajo Deseado fue abandonado y que el valle del Río Baker se encontraba cubierto por hielo, solo queda el bajo Bayo como vía posible de drenaje durante esta etapa, lo cual si es posible de acuerdo con la reconstrucción de la Figura 4.11 b.

Las morfologías pertenecientes al grupo L1 se encuentran a elevaciones entre ~340-270 msnm, estando las de mayor elevación hacia el sector oeste del lago (Figura 4.10). El paleonivel dado por la reconstrucción tiene 305 m de elevación, indicando un descenso de ~40 m con respecto a la fase L2. La reconstrucción de este paleolago coincide con la reconstrucción del Lago Cochrane en su etapa N3, presentada en Vásquez et al. (2022), por lo que se trataría de la fase Unida, es decir, el periodo en el que los lagos General Carrera y Cochrane se unieron a través del valle del Baker. Esto implica que el Glaciar Soler retrocedió, abandonando su posición en la morrena Lago Bertrand. Lamentablemente, no existe registro geomorfológico de deltas o paleolíneas de costa en el área del Lago Bertrand/Lago Negro suficiente para respaldar dicho retroceso.

#### **4.2.2 Alzamiento glacio-isostático**

Los resultados de gradientes de alzamiento se presentan en la Figura 4.10. Se estimaron gradientes promedios de 0.81, 0.76 y 0.19 m km<sup>-1</sup>, para L3, L2 y L1, respectivamente. L3 y L2 presentan valores elevados y muy similares entre sí, lo cual se refleja también en la tendencia observada en la Figura 4.10. Esto cambia sustancialmente en L1, donde se observa una curva de menos pendiente y con un valor de gradiente promedio considerablemente más bajo. Esto implica que el efecto de alzamiento glacio-isostático es similar durante las fases L3 y L2 y, por lo tanto, ambas fases tendrían una temporalidad similar entre sí. Por otro lado, la fase L1 presenta un alzamiento menor por lo que sería más reciente en comparación a L3 y L2.

### 4.2.3 Geocronología

Para determinar la cronología de las etapas definidas anteriormente se analizaron edades cosmogénicas, de radiocarbono y OSL disponibles en la literatura y edades de OSL presentadas en este trabajo.

La fase L3 (Figura 4.12 a) estaría limitada superiormente por la edad de la morrena Menucos (Douglass et al., 2006), recalculada en  $16.8 \pm 1.3$  ka, que corresponde al sistema morrénico ubicado justamente al oeste de la morrena Fénix (límite más interno:  $18.2 \pm 1.5$  ka). El fin de esta fase estaría marcado por un evento de drenaje importante, iniciado más posiblemente por la apertura del bajo Bayo, como se discutió en la sección 4.2.1. Sin embargo, en este trabajo no se presentan antecedentes nuevos que permitan estimar la edad este evento. Tampoco existen edades directas para las morfologías sedimentarias de esta fase que permitan acotar su temporalidad.

La fase L2 (Figura 4.12 b) habría comenzado con la apertura del bajo Bayo, que como se menciona en el párrafo anterior, aun no se encuentra acotada temporalmente. Durante esta etapa, el Lago General Carrera se habría mantenido separado del Lago Cochrane por el Glaciar Soler, estabilizado en la morrena Lago Bertrand (Figura 4.2), cuyo límite interno se encuentra datado en  $\sim 14.0 \pm 0.5$  ka (recalculado de Davies et al., 2018).

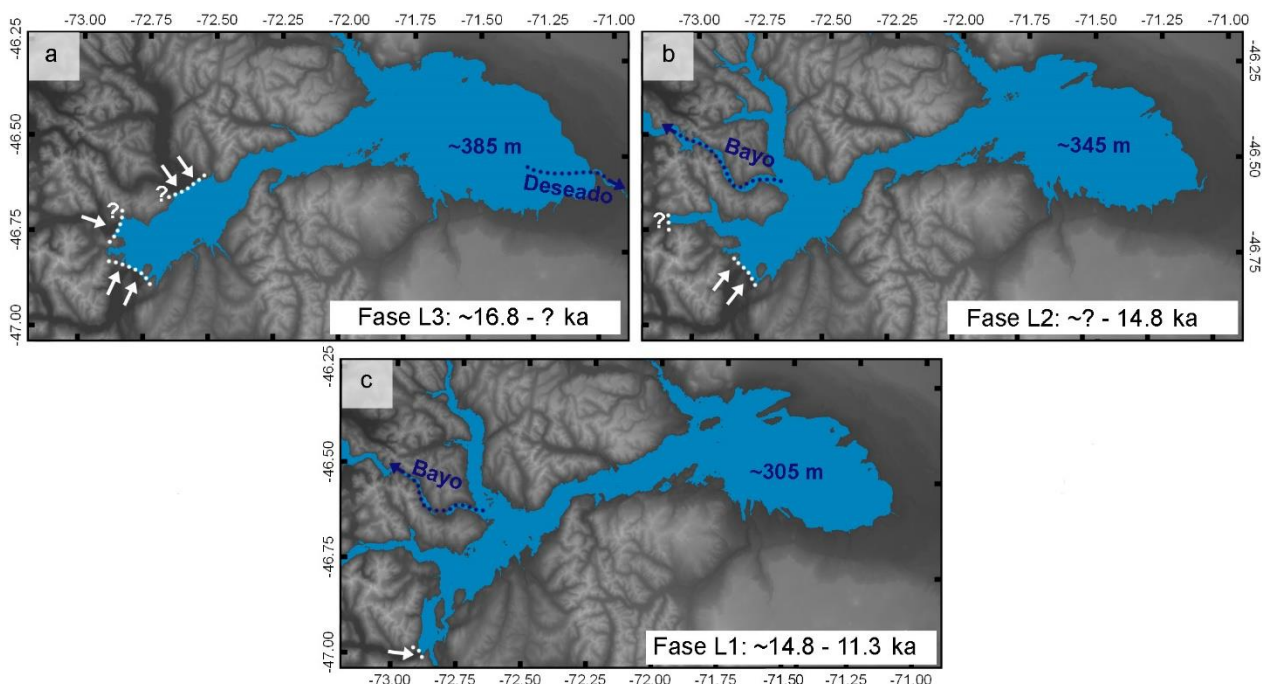


Figura 4.12 Modelo de evolución del Lago General Carrera durante la Última Terminación Glacial. Las líneas blancas representan la posición del hielo y las líneas azules representan las vías de drenaje de los paleolagos.

La unión de los lagos General Carrera y Cochrane se encuentra mejor definida por la edad de aislamiento del lago umbral Augusta (Villa-Martínez et al., 2012), ubicado en el valle de Chacabuco, recalculada en  $\sim 14.8$  ka (Vásquez et al., 2022, ver en Capítulo 5). En este trabajo se presentan además tres edades de OSL orientadas a acotar esta fase, dos correspondientes al sector Chile Chico y una del sector Los Maitenes (Tabla 4.2). La muestra de Los Maitenes, MAI-3, presenta una edad directa de L2 de  $5.7 \pm 0.6$  ka (Figura



4.13-a), que es menor que las edades obtenidas en el nivel inferior L1 de la misma serie estratigráfica (MAI-1:  $15.1 \pm 2.3$  ka, MAI-2:  $11.9 \pm 1.3$  ka) y por lo tanto se considera como un valor atípico. Es posible que el depósito haya sufrido algún tipo de remoción en masa o error de muestreo que propició un blanqueamiento de la muestra. Por otra parte, las edades CC-1 y CC-2 del sector Chile Chico (Figura 4.13-b), correspondientes a un depósito lacustre ubicado debajo de un cuerpo deltaico de L2, indican edades de  $11.9 \pm 0.8$  ka y  $11.3 \pm 0.8$  ka, respectivamente. Según la secuencia estratigráfica en la que se disponen (lacustres  $\rightarrow$  delta L2  $\rightarrow$  delta L1), estas representan edades mínimas para la construcción del delta L2 y L1. Estas edades son coherentes dentro del contexto de Chile Chico al compararlas con la edad OSL JV02 del delta L1 de  $9.8 \pm 0.7$  ka (Glasser et al., 2016) (Figura 4.13-b). Por otro lado, este depósito lacustre es más antiguo que los deltas L2 y L1 y, sin embargo, las edades de OSL de Chile Chico quedan en el rango temporal de la fase L1, estimada en  $\sim 14.8$ - $11.3$  ka (explicado en párrafo siguiente). Por lo tanto, CC-1 y CC-2 son anómalamente jóvenes y no pueden considerarse para la cronología de este trabajo. Es posible que por el tamaño de grano más fino de este depósito se hayan introducido granos parcialmente blanqueados durante el muestreo.

La apertura de la sección norte del valle del Río Baker y consecuente unión del Lago General Carrera y Cochran a los  $\sim 14.8$  ka determinan el límite cronológico superior de la fase L1. Esta fase se correlaciona con la fase N3 del Lago Cochran y, por lo tanto, el límite inferior de esta fase sería a los  $\sim 11.3$  ka, correspondiente a la edad de aislamiento del lago umbral Maldonado (Vásquez et al., 2022, ver en Capítulo 5). Se obtuvieron también dos edades directas de OSL en el frente deltaico del delta L1 ubicado en Los Maitenes (Tabla 4.2). Estos resultados indican edades de  $15.1 \pm 2.3$  ka y  $11.9 \pm 1.3$  ka, que están dentro del rango  $\sim 14.8$ - $11.3$  ka planteado para esta fase, considerando la incertidumbre, por lo que son coherente con la edad propuesta. Cabe señalar que existe una diferencia significativa entre estas edades, que corresponden al mismo depósito en la misma profundidad, lo cual implica una impresión en el método de OSL que se debe tener en cuenta. Por otro lado, es interesante también notar la diferencia de estas edades con la publicada por Glasser et al. (2016) en el delta equivalente del sector Las Mercedes, MCS01:  $8.5 \pm 1.1$  ka (Figura 4.13-a). Nuestras edades son al menos 3400 años mayor denotando una posible subestimación de las edades reportadas por Glasser et al. (2016).

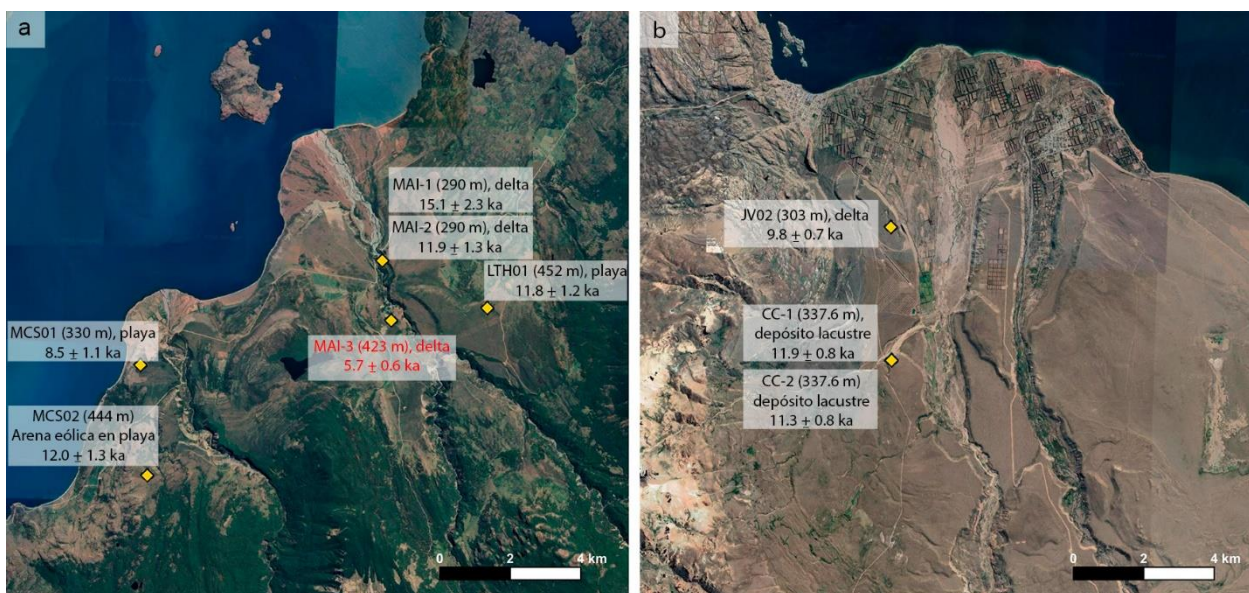


Figura 4.13 Edades de OSL presentadas en este trabajo y en Glasser et al. (2016) en (a) Los Maitenes y (b) Chile Chico. La edad con texto en rojo se considera un valor atípico.

#### 4.2.4 Implicancias regionales

En esta sección se comparan los resultados obtenidos en este trabajo con los estudios previos realizados en el Lago General Carrera.

- (1) El mapeo geomorfológico realizado en el Lago General Carrera permitió determinar tres grupos de morfologías asociadas a paleoniveles del lago, nombradas desde L3 a L1, de mayor a menor elevación. Estos grupos presentan marcados gradientes de alzamientos hacia el oeste, con promedios de 0.81, 0.76 y 0.19 m km<sup>-1</sup>, para L3, L2 y L1, respectivamente. En el trabajo de Thorndycraft et al. (2019) se utilizó una metodología estadística para determinar los niveles principales, definiendo solo dos, nombrados como *Deseado level* y *Bayo level*, los cuales serían equivalentes a los niveles L3 y L1 de este trabajo, respectivamente. Definen también un nivel intermedio llamado Sub-deseado, que se puede relacionar al nivel L2 de este trabajo. Frente a esto, es importante recalcar la importancia del reconocimiento en terreno para este tipo de trabajos, ya que como se presentó en la sección de resultados, el nivel L2 presenta un excelente desarrollo, con deltas de importante volumen a lo largo del lago, donde se logra observar claramente la secuencia de los tres niveles principales (p. ej Figura 4.4 y 4.5). En cuanto a los gradientes de alzamiento, Thorndycraft et al. (2019) determinó gradientes de 0.31 y 0.30 m km<sup>-1</sup> para los niveles Deseado y Bayo, las cuales difieren bastante por las presentadas en este estudio. Se sugiere que estas diferencias resultan principalmente por la selección de morfologías, dificultad para reconocer los quiebres de pendientes sin trabajos en terreno, mejor resolución espacial de los DEM ALOS PALSAR (12.5 m), utilizados en este trabajo, en comparación a los DEM ASTER (30 m), utilizado por Thorndycraft et al. (2019) y la validación de nuestros datos con GNSS de alta precisión.

- (2) Considerando el gran tamaño del lóbulo glacial que cubrió la cuenca del Lago General Carrera, se plantea que los gradientes de alzamiento son una consecuencia directa del rebote glacio-isostático que afectó a la zona de estudio, posterior al retiro de los hielos. Sin embargo, cabe señalar que un porcentaje del alzamiento puede responder también a la dinámica tectónica del área (Isla & Espinosa, 2021), para lo cual se requiere un estudio más detallado de la geología estructural de la zona de estudio.
- (3) Un rápido retroceso glacial ocurrió en la cuenca del Lago General Carrera desde los 16.8 ka, cuando el lóbulo glacial abandonó la morrena Menucos, retrocediendo al menos 130 km en menos de 2000 años (65 m/año). La magnitud de este retroceso es similar a lo planteado en Vásquez et al. (2022) (ver en Capítulo 5) para el Lago Cochrane, donde se estima un retroceso de al menos 90 km en 1400 años (64.28 m/año). Sin embargo, el retiro glacial en la cuenca del Lago Cochrane habría ocurrido entre ~20.7-19.3 ka, es decir, cerca de 4000 años antes que en el Lago General Carrera. Esto implica un fuerte desacoplamiento en la desglaciación de estos lóbulos glaciales, que podría responder a factores topográficos, pero que se encuentran fuera del alcance de este estudio.
- (4) Durante la fase L2 del Lago General Carrera se propone al bajo Bayo (~350 m) como vía de drenaje, planteado inicialmente en Glasser et al. (2016), quienes propusieron que la apertura del bajo Bayo habría ocurrido a los ~10.5 ka, tomando como referencia una sola datación por OSL al este del Lago Tranquilo (Figura 4.2). Esto fue rebatido en el modelo de Thorndycraft et al. (2019), donde se reinterpretan los erráticos LTE1(14.4 ± 0.8 ka, 336 m) y LTE2 (13.2 ± 0.7 ka, 317 m) de Glasser et al. (2006), ubicados al oeste del Lago Tranquilo, como bloques que estuvieron sumergidos y, por lo tanto, edades mínimas para el drenaje del paleolago y apertura del bajo Bayo. Además, la edad de ~10.5 ka es incompatible con las edades obtenidas de los testigos de sedimento del lago Maldonado para los eventos de drenaje, que indicarían que el nivel del lago se encontraba a <350 m desde los 11.3 ka.
- (5) La reconstrucción de la fase L1 del Lago General Carrera y fase N3 del Lago Cochrane (Vásquez et al., 2022, ver en Capítulo 5) coinciden, permitiendo la correlación entre estas dos fases y delimitar la extensión del Lago Unido.
- (6) En Vásquez et al. (2022) se propone que el inicio de la fase unida comienza con el drenaje de Lago Cochrane hacia el Lago General Carrera, lo cual implica que el drenaje durante la fase unida puede haberse mantenido a través del Río Bayo. Esto es coherente con los paleoniveles determinados para cada cuenca en las fases previas a la fase unida; en Lago Cochrane el nivel se encontraba a ~385 msnm (Fase N4), mientras que en el Lago General Carrera se encontraba a ~345 msnm (Fase L2), favoreciendo el flujo desde Cochrane hacia General Carrera.
- (7) Un caso particular se observa en el sector Fachinal, donde el sistema morrénico Fachinal, de edades 13.2 ± 3.4 ka y 8.8 ± 0.91 ka en su límite exterior e interior, respectivamente, se dispone por sobre un cuerpo deltaico clasificado como L1. Esto es coherente con la edad propuesta para L1 en este trabajo (14.8-11.3 ka) considerando la incertidumbre de los datos cosmogénicos, específicamente del límite externo de la morrena Fachinal, de más de 3000 años. Esto permite eliminar

algunas edades como valores atípicos y concluir que se trataría de avances holocénicos, posteriores a la formación de los deltas, compatibles con la reconstrucción propuesta en este trabajo.

- (8) Las edades directas de OSL presentadas en Glasser et al. (2016), correspondientes a deltas y paleoplayas, son mayoritariamente más jóvenes de lo esperado, siendo la mayoría incompatibles con la reconstrucción planteada en este trabajo. Solo tres edades directas son compatibles con nuestros resultados: FD02 ( $11.0 \pm 0.7$  ka) y BMG02 ( $10.6 \pm 0.9$  ka), tomadas en deltas pertenecientes a L1, y PII02 ( $11.1 \pm 4.2$  ka), de un delta perteneciente a L2. Estas tres edades están dentro del periodo propuesto para las fases L1 (14.8-11.3 ka) y L2 (? -14.8 ka), respectivamente, considerando sus incertidumbres. Esto queda evidenciado también en Los Maitenes, donde se reportan las muestras MAI-1 y MAI-2 en los deltas L1, que son al menos 3400 años mayor que la reportada por Glasser et al. (2016) en el delta equivalente de Las Mercedes.



## **5 Evolución del Lago Cochrane**

En este capítulo se presentan los resultados y discusiones referentes a la cuenca del Lago Cochrane, presentados en el artículo de Vásquez et al. (2022). Existen tres edades adicionales de OSL obtenidas en el Lago Cochrane que no se encuentran incluidas en el artículo, pero que no afectan la reconstrucción de evolución ya que fueron consideradas como anómalamente jóvenes (ver Anexo E para mayor detalle).



# Evolution of Glacial Lake Cochrane During the Last Glacial Termination, Central Chilean Patagonia (~47°S)

Alicia Vásquez<sup>1,2\*</sup>, Valentina Flores-Aqueveque<sup>1,2</sup>, Esteban Sagredo<sup>2,3,4</sup>, Rodrigo Hevia<sup>2,3</sup>, Rodrigo Villa-Martínez<sup>2,5</sup>, Patricio I. Moreno<sup>2,6</sup> and Jose L. Antinao<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile, <sup>2</sup>Millennium Nucleus Paleoclimate, ANID Millennium Science Initiative, Santiago, Chile, <sup>3</sup>Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile, <sup>4</sup>Estación Patagonia de Investigaciones Interdisciplinarias UC, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile, <sup>5</sup>Centro de Investigación Gaia-Antártica, Universidad de Magallanes, Punta Arenas, Chile, <sup>6</sup>Instituto de Ecología y Biodiversidad, Centro de Estudios del Clima y la Resiliencia, Departamento de Ciencias Ecológicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile, <sup>7</sup>Indiana Geological and Water Survey, Indiana University, Bloomington, IN, United States

## OPEN ACCESS

### Edited by:

Jacob M. Bendle,  
University of Northern British  
Columbia, Canada

### Reviewed by:

Andrew S. Hein,  
University of Edinburgh,  
United Kingdom  
Adrian Palmer,  
Royal Holloway, University of London,  
United Kingdom

### \*Correspondence:

Alicia Vásquez  
alicia.vasquez@ug.uchile.cl

### Specialty section:

This article was submitted to  
Quaternary Science, Geomorphology  
and Paleoenvironment,  
a section of the journal  
Frontiers in Earth Science

**Received:** 18 November 2021

**Accepted:** 05 January 2022

**Published:** 25 January 2022

### Citation:

Vásquez A, Flores-Aqueveque V,  
Sagredo E, Hevia R, Villa-Martínez R,  
Moreno PI and Antinao JL (2022)  
Evolution of Glacial Lake Cochrane  
During the Last Glacial Termination,  
Central Chilean Patagonia (~47°S).  
Front. Earth Sci. 10:817775.  
doi: 10.3389/feart.2022.817775

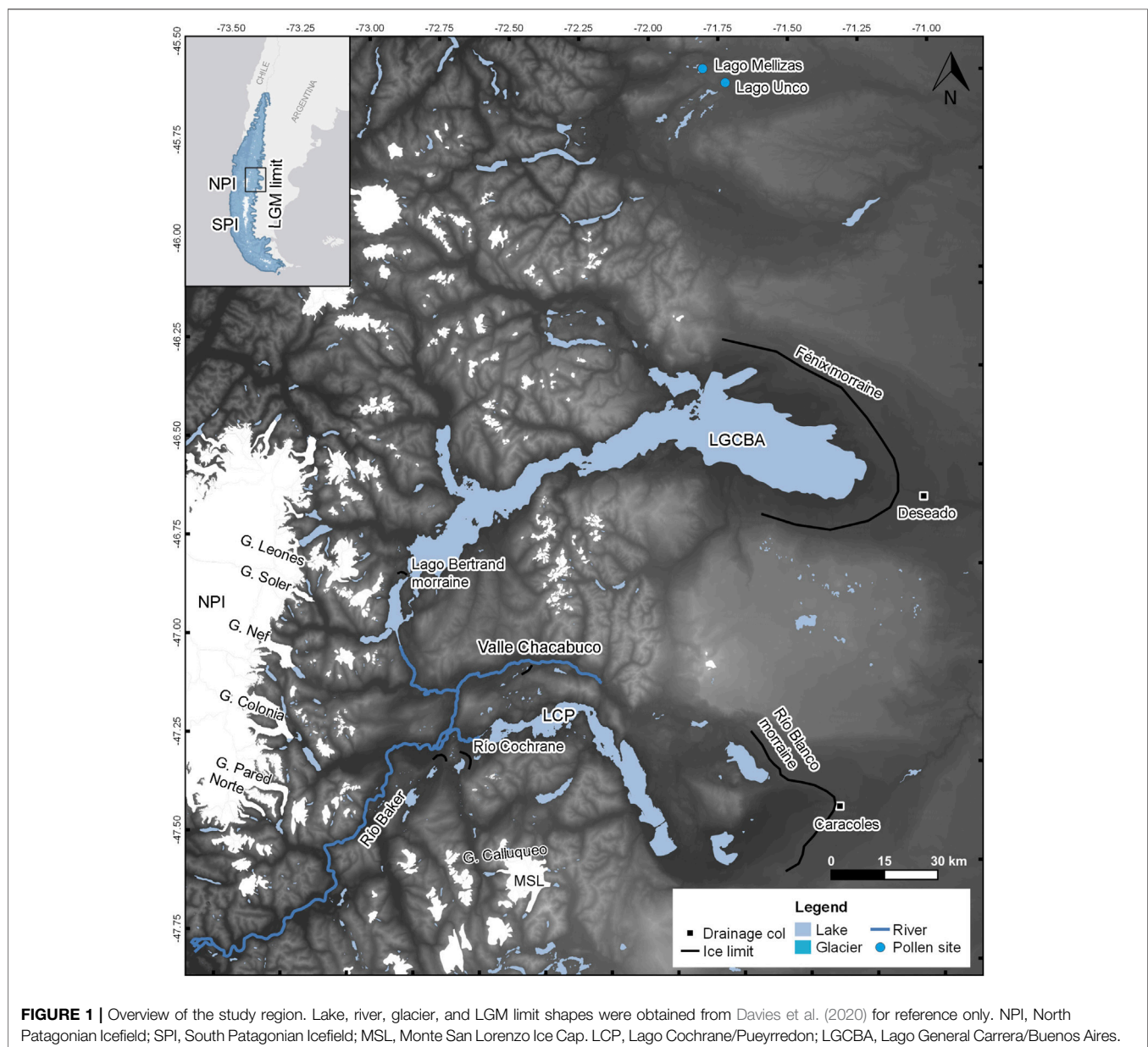
Large ice-dammed lakes developed along the eastern margin of the Patagonian Ice Sheet (PIS) during the Last Glacial Termination (T1). Their spatial/temporal evolution, however, remains poorly constrained despite their importance for deciphering fluctuations of the shrinking PIS, isostatic adjustments, and climate forcing. Here we examine the distribution and age of shoreline features deposited or sculpted by Glacial Lake Cochrane (GLC) in the Lago Cochrane/Pueyrredón (LCP) basin, Central Patagonia, following recession of the LCP glacier lobe from its final Last Glacial Maximum (LGM) moraines. GLC drained initially toward the Atlantic Ocean and continuing ice shrinking opened new drainage routes allowing the discharge toward the Pacific Ocean. We identify five clusters of lake terraces, shorelines, and deltas between elevations ~600–500 (N5), ~470–400 (N4), ~360–300 (N3), ~230–220 (N2), and ~180–170 masl (N1) throughout the LCP basin. The distribution of these clusters and associated glaciolacustrine deposits provide constraints for the evolving position of the damming glacier bodies. Elevation gradients within the landform clusters reveal glacio-isostatic adjustments that enable us to quantify the magnitude of deglacial rebound and construct isostatically corrected surfaces for the different phases in the evolution of GLC. Our chronology, based principally on radiocarbon dates from lake sediment cores and new OSL dating, suggests that these phases developed between ~20.7–19.3 ka (N5), ~19.3–14.8 ka (N4), ~14.8–11.3 ka (N3), and shortly thereafter (N2 and N1). The N3 landforms are the most ubiquitous, well-preserved, and voluminous, attributes that resulted from a ~3,500-year long period of glacial stability, enhanced sediment supply by peak precipitation regime, and profuse snow and ice melting during the most recent half of T1. This scenario differs from the cold and dry conditions that prevailed during the brief N5 phase and the moderate amount of precipitation during the N4 phase. We interpret the limited development of the N2 and N1 landforms as ephemeral stabilization events following the final and irreversible disappearance of GLC after N3. This event commenced shortly after the onset of an early Holocene westerly minimum at pan-Patagonian scale at ~11.7 ka, contemporaneous with peak atmospheric and oceanic temperatures in the middle and high latitudes of the Southern Hemisphere.

**Keywords:** glacial lake cochrane, last glacial termination, isostatic rebound, central patagonia, patagonian ice sheet

## 1 INTRODUCTION

The Last Glacial Termination (T1: ~18–11 ka, ka =  $10^3$  calibrated years before present) is the most recent transition from glacial maximum to interglacial conditions and constitutes a key target for understanding the functioning of the global climate system through Quaternary ice ages. T1 featured a general trend of increase in atmospheric CO<sub>2</sub>, along with abrupt temperature and atmospheric circulation swings at millennial timescales that led to the abrupt collapse of continental ice sheets from their LGM (~26.5–19 ka, Clark et al., 2009) positions, and subsequent rapid sea-level rise (Denton et al., 2010). Recent studies have

emphasized the importance of changes in the Southern Westerly Winds (SWW) as a key factor in the climatic transformations that terminated the last glaciation at regional, hemispheric, and global scale (Toggweiler et al., 2006; Lamy et al., 2007; Anderson et al., 2009; Moreno et al., 2018). The western portion of Patagonia (40°–55°S), in southern South America, is a key region to monitor T1 and associated SWW swings because it is the sole continuous landmass that extends south into the subantarctic realm, intersecting a large portion of the SWW belt. Furthermore, it harbored the largest ice mass in the Southern Hemisphere outside Antarctica during the LGM, the PIS, which allows the study of past changes in the



cryosphere, atmosphere, hydrosphere, and biosphere, and their reciprocal relationships.

The PIS covered the Patagonian Andes and adjacent regions multiple times during Quaternary ice ages (Rabassa and Clapperton, 1990; Glasser et al., 2008). Large eastward-flowing outlet glacier lobes filled the basins of Lago General Carrera/Buenos Aires (LGCBA) and LCP in Central Patagonia (44°–48°S) during the LGM (**Figure 1**) (Turner et al., 2005; Bell, 2008; Hein et al., 2010). The Fénix and Río Blanco moraines define the LGM positions of these lobes, respectively (Douglass et al., 2006; Hein et al., 2010; Kaplan et al., 2011), and constrain the initial formation of ice-dammed proglacial lakes in both basins. These glacial lakes drained eastward to the Atlantic Ocean during the earliest stages of T1. Continuing ice retreat allowed the opening of new drainage routes and, eventually, both lakes merged through the upper Valle Río Baker (Turner et al., 2005; Hein et al., 2010; Glasser et al., 2016; Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019). The subsequent separation of the North and South Patagonian Icefields (NPI and SPI, respectively) and associated outlet glacier lobes, during the later stages of T1, allowed the drainage of this merged glacial lake via the lower Valle Río Baker towards the Pacific Ocean, establishing the drainage pattern that persists until the present (Turner et al., 2005). Deciphering the sequence of events through this process spurred a flurry of research over the last 17 years, leading to multiple interpretations (Turner et al., 2005; Hein et al., 2010; Bourgois et al., 2016; Glasser et al., 2016; Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019). We identify three main sources of divergence among these alternative models. First, although they agree on the identification of the principal steps that took place in the lake evolution, the timing of events varies considerably, owing mainly to differences in geomorphic/stratigraphic interpretations and the precision and accuracy of the available geochronological data. Second, most of the data come from the LGCBA basin and the upper Valle Río Baker, with relatively few field-based measurements and stratigraphic data from the LCP basin. And third, the majority of models do not consider the glacio-isostasy effects, which caused an important uplift on the western sector. The latter factor was discussed by Thorndycraft et al. (2019), who produced isostatically corrected lake surfaces. Their approach is based on digital elevation models (DEM) with coarse vertical (~20 m) and horizontal (~30 m) resolution along with selected geomorphologic, stratigraphic, and chronologic constraints.

Here we report new data on shoreline-related landforms (raised deltas and paleoshorelines) in the LCP area, which is located ~70 km east of the NPI (**Figure 1**), along with sediment cores from small closed-basin threshold lakes to decipher the evolution of GLC through T1. We provide Global Navigation Satellite System (GNSS) measurements with high precision for constraining the elevation at the brink points of the landforms, and the age for the transition from glaciolacustrine to organic-rich mud deposition in sediment cores from threshold lakes distributed at different elevations. We assess these results in the context of previously published geochronologies and interpretations, which we collated from the literature, recalculated, and recalibrated. We aim to 1) identify ancient lake levels in the LCP basin, 2) constrain their chronology,

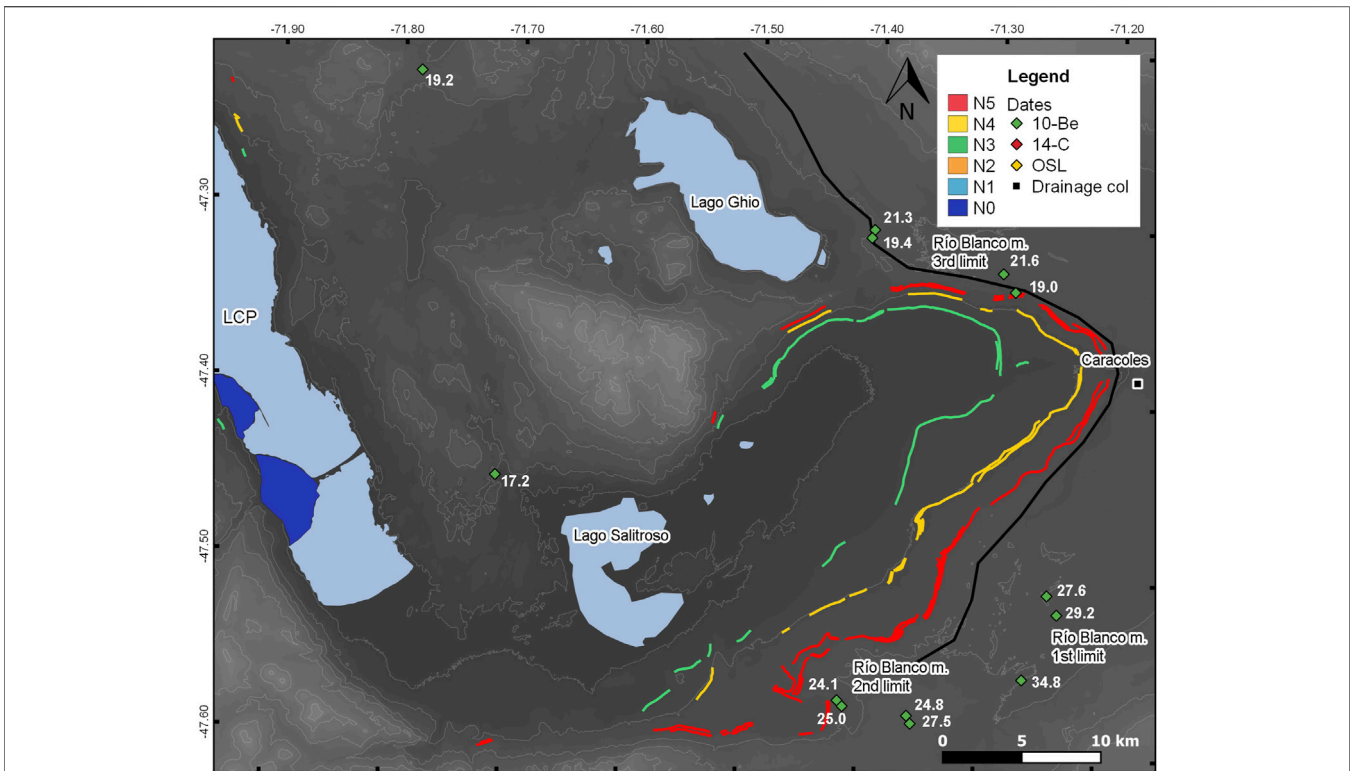
and 3) examine their response to glacial isostatic and climatic influences. These data allow assessment of the following questions: 1) When did the LCP glacier lobe abandon the LCP basin? 2) did recession of the LCP glacier lobe proceed steadily, or was it punctuated by stabilizations or reversals? 3) did variations in the extent and elevation of GLC represent responses to climate forcing through T1? and 4) what are the regional implications of the GLC evolution?

## 2 PREVIOUS WORK

The first study of glacial landforms in the area was carried out by Caldenius (1932), who identified, named, and assigned tentative ages for several moraines east of LCP. A long hiatus in geomorphic studies followed until the publication of the Turner et al. (2005), Bell (2008), Glasser et al. (2008), and Hein et al. (2010) papers early during the 21st century. The latter study mapped multiple glacial limits around LCP and reported  $^{10}\text{Be}$  measurements from the Río Blanco moraines (**Figure 2**). These dates yielded a mean age of  $20.7 \pm 1.3$  ka (recalculated) for the innermost crests (Hein et al.'s (2010) third limit). Subsequently, Boex et al. (2013) reported cosmogenic exposure ages from erratics at Cerro Oportus, with ages ranging between ~19 and 17 ka (elevation range: 1,900–1,300 masl), Cerro Tamango, with ages ranging between ~17–16 ka (elevation range: 1,500–500 masl), in the highlands that separate the LCP basin from Valle Chacabuco, and the María Elena moraines on the Valle Chacabuco floor (**Figure 3**), with a recalculated mean age of  $16.2 \pm 0.5$  ka (elevation range: 600–450 masl). Davies et al. (2018) reported a recalculated mean age of  $13.0 \pm 0.4$  ka for the Esmeralda lateral moraines and one sample from the Salto moraine (359 masl) (**Figure 3**) with an age of  $12.5 \pm 0.4$  ka, both located in Valle Río Baker, southwest to LCP. They also dated two boulders below 350 masl on the Salto moraine with a recalculated mean age of  $12.1 \pm 0.4$  ka, which they interpreted as anomalously young ages as a result of water shielding by the merged lake. Upstream in Valle Río Baker, the same authors reported a recalculated mean age of  $14.0 \pm 0.5$  ka for the inner Lago Bertrand moraine (**Figure 1**), which they considered as a maximum limiting age for the merged lake phase, referred to in the literature as the “Lower United Lake” (Turner et al., 2005) and “Lago Chalenko” (Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019).

Henríquez et al. (2017) studied sediment cores from Lago Edita (570 masl, GNSS), a small closed-basin lake located on the highlands that separate Valle Chacabuco from the LCP basin (**Figure 3**). They reported two identical radiocarbon dates from the basal organic sediments that yielded a median probability age of ~19.4 ka. This constitutes a minimum limiting age estimate for local ice-free conditions and cessation of glaciolacustrine sedimentation at the Puesto Tejuela col (580 masl) (**Figure 3**). An identical age and interpretation apply to the Lago Augusta (440 masl, GNSS) (Villa-Martínez et al., 2012) record, a small closed-basin lake located ~7 km northeast from Lago Edita in Valle Chacabuco (**Figure 3**). Turner et al. (2005) reported minimum limiting ages of





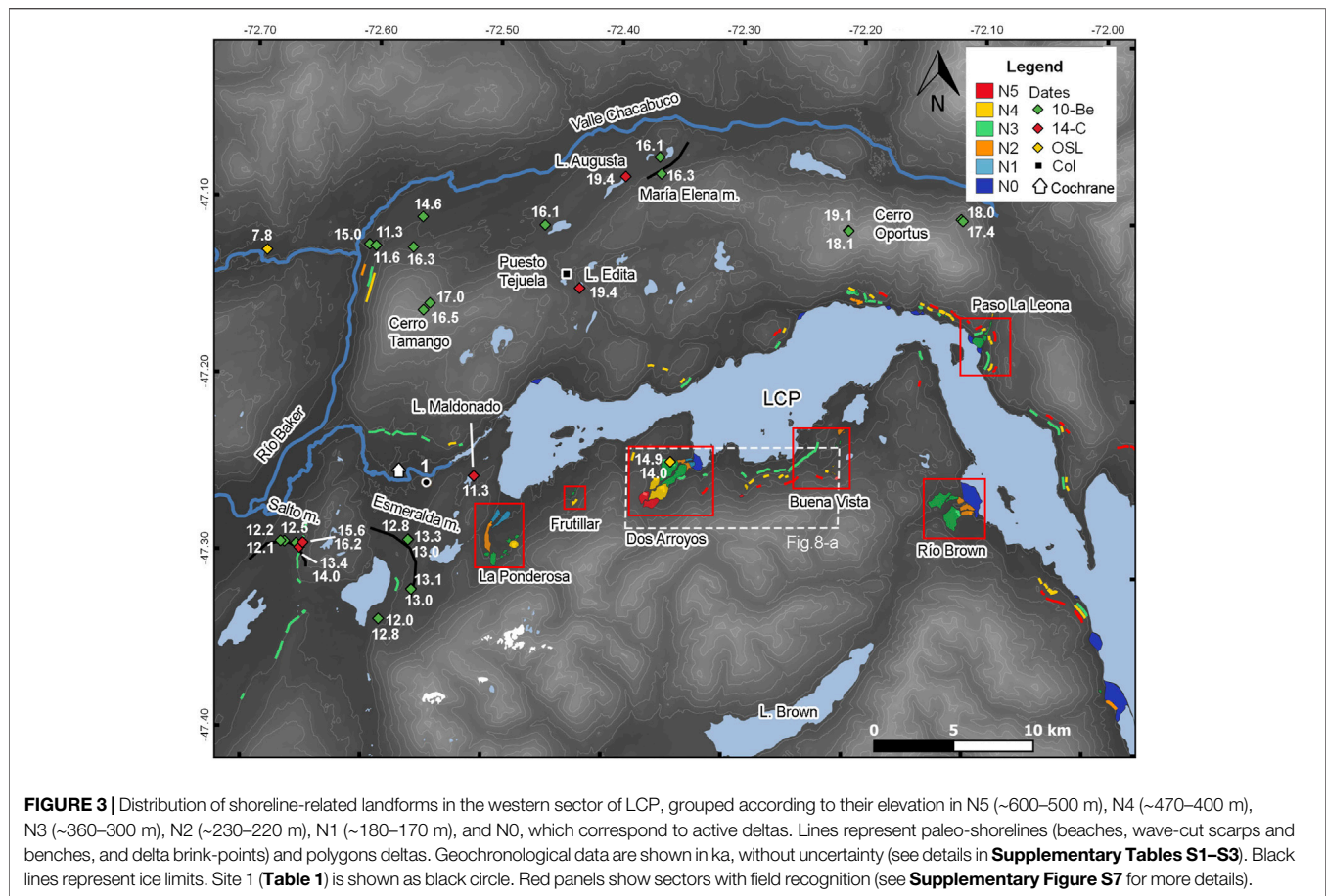
**FIGURE 2 |** Distribution of shoreline-related landforms in the eastern sector of LCP, grouped according to their elevation in N5 (~600–500 m), N4 (~470–400 m), N3 (~360–300 m), N2 (~230–220 m), N1 (~180–170 m), and N0, which correspond to active deltas. Lines represent paleo-shorelines (beaches, wave-cut scarps and benches, and delta brink-points) and polygons deltas. Geochronological data are shown in ka, without uncertainty (see details in **Supplementary Tables S1–S3**). Black lines represent ice limits.

kettle holes and shoreline features and concluded that the final drainage of the Lower United Lake occurred at ~12.8 ka. Thorndyraft et al. (2019) combined radiocarbon dates reported by Turner et al. (2005) and cosmogenic ages reported by Glasser et al. (2012) to propose that the end of the Lower United Lake drainage occurred between ~12.4–11.8 ka, using a Bayesian age model.

### 3 MATERIALS AND METHODS

This study combines analyses of satellite data, field-based descriptions, and GNSS measurements of key sediment-landform assemblages, along with collection of sedimentary samples for documenting changes in depositional environments and obtaining absolute dates. We used high-resolution satellite imagery from Google Earth Pro and Esri™ World Imagery, ALOS PALSAR DEM (12.5 m horizontal resolution), and field data to construct a geomorphological map of selected sectors of the LCP basin (**Figures 2, 3**). We mapped shoreline-related landforms, including active deltas, raised deltas and their brink points, paleo-beaches, and wave-cut scarps and benches, using QGIS v3.10. We also described the sedimentology and stratigraphy of natural and artificial outcrops according to the depositional setting.

We acquired geodetic GNSS data (vertical datum WGS 84 ellipsoid; horizontal datum WGS 84) from the brink points of the landforms using a Trimble R1 GNSS receiver paired to a Juno 5 collector with Terrasync v5.85. The measurements were post-processed with the software Trimble Business Center, yielding an average vertical accuracy of ~0.7 m. We extracted the elevation of geomorphic features that we were unable to visit on the field from ALOS PALSAR DEMs (vertical datum WGS 84 ellipsoid). Ten measurements were obtained from each linear shape. The DEM data accuracy was validated statistically by comparing it with our GNSS data and calculating their correlation coefficient, Root Mean Square Error (RMSE), and bias. The same process was applied to ASTER G-DEM to evaluate its vertical accuracy as well. We considered the NPI vertical elevation model proposed by Hubbard et al. (2005) and defined a simplified ice flow direction of 97° azimuth. We defined isobase zero orthogonally, passing through the Caracoles col (**Figure 1**). Finally, we plotted the elevation dataset in a scatter diagram against their distance to the isobase zero measured along the flowline of the LCP glacier lobe (we discarded landforms with strong evidence of erosion because of the difficulties in identifying their original brink point elevation). Using this plot together with field observations, we clustered landforms in six distinct groups according to their elevation (N5–N0, with N0 the lowest). We applied second-order polynomial regressions to N5, N4, and N3 using R



(R Core Team, 2020) to obtain the glacio-isostatic gradients and paleolevels. Based on these results we adjusted the ALOS PALSAR DEMs in QGIS v3.10 to produce an isostatically corrected landscape reconstruction of the LCP area. We used these paleolake reconstructions, together with the inferred ice position, to estimate the water volume drained in each stage using raster analysis tools from QGIS. Some of the morphologies did not belong to the main levels and are therefore cataloged as sub-levels and not considered in the glacio-isostatic calculations. It is important to mention that although the aforementioned data processing was done using ellipsoidal elevations, all elevation data reported in the text are orthometric (EGM96).

We obtained multiple overlapping sediment cores from Lago Maldonado (−47.255, −72.512; 325 masl, GNSS) (**Figure 3**), a small closed-basin lake located on an ice-molded bedrock promontory ~2 km west of LCP. Coring was carried out from an anchored raft equipped with a 7.5 cm diameter aluminum casing tube using a square-rod Livingstone corer. All cores were wrapped in plastic foil and stored at 4°C in a walk-in cooler. We obtained digital X radiographs to detect potential stratigraphic structures on the sediment cores, carried out loss-on-ignition analyses using the protocol described by Heiri et al. (2001) and obtained seven radiocarbon dates on bulk sediments, upon which we developed a Bayesian age model using the Bacon package of R (Blaauw and Christeny, 2011; R Core Team, 2020). We

recalibrated the radiocarbon dates from Lago Augusta and Lago Edita (**Figure 3**) (Villa-Martínez et al., 2012; Henríquez et al., 2017) and updated the age models incorporating, in the case of Lago Augusta, the following modifications: 1) we excluded the radiocarbon date CAMS-144599 from the new age model considering it is anomalously young in the context of the over and underlying dates, and 2) we included the basal dates from Lago Edita (UCIAMS-133418, CAMS-144454) in the new Lago Augusta age model based on the Henríquez et al. (2017) discussion of the Lago Augusta record reported by Villa-Martínez et al. (2012), and their congruence with the basal date from Lago Edita (CAMS-144600).

We obtained two OSL dates from a raised delta front in Dos Arroyos (site 5) (**Figure 3**; **Table 1**). Measurements were performed on quartz following the single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocols (Murray and Wintle, 2000, Murray and Wintle, 2003) at the Luminescence Laboratory, Indiana Geological and Water Survey, Indiana University. The SAR protocol was applied on 39 and 11 multi-grain aliquots (25–40 grains each). Equivalent dose and age distributions were estimated using the Minimum Age Model (Galbraith et al., 1999). The dose rate and age for each sample was calculated using the online DRAC v1.2 calculator tool (Durcan et al., 2015).

We compiled 122 dates from previously published articles in the LGCBA and LCP basins, including cosmogenic, radiocarbon,

**TABLE 1** | Summary of stratigraphic sections. See locations in **Supplementary Figure S7**.

Site	Lat (°)	Lon (°)	Elev (masl)	Sector	Level	Deposit	Description method
1	-47.2578	-72.5492	173	Río Cochrane	N3 or N2	glaciolacustrine rhythmites	<i>In situ</i>
2	-47.2598	-72.4278	343	Frutillar	N3	Delta topset and foreset	<i>In situ</i>
3	-47.2677	-72.4290	457	Frutillar	N4	Delta topset and foreset	<i>In situ</i>
4	-47.2428	-72.3316	148	Dos Arroyos	N1	Delta topset	<i>In situ</i>
5	-47.2427	-72.3410	222	Dos Arroyos	N2	Delta topset	<i>In situ</i>
6	-47.2430	-72.3498	330	Dos Arroyos	N3	Delta topset and foreset	<i>In situ</i>
7	-47.2627	-72.3653	489	Dos Arroyos	N4	Delta topset and foreset	Through field photograph
8	-47.2652	-72.3719	632	Dos Arroyos	N5	Delta topset and foreset	Through field photograph
9	-47.2641	-72.1140	330	Río Brown	N3	Aeolian and delta topset	Through field photograph
10	-47.1683	-72.0964	331	Paso La Leona	N3	Delta topset	Through field photograph

and OSL dates (**Supplementary Tables S1–S3**).  $^{10}\text{Be}$  ages were recalculated with the CRONUS-Earth exposure age calculator v3, with version 2.2.1 of the constants files (Balco et al., 2008), and the high-resolution version of the geomagnetic framework (Lifton et al., 2008). All ages are presented using the time-dependent Lal/Stone scaling model (Lal, 1991; Stone, 2000) and the regional Patagonian production rate assuming zero erosion (Kaplan et al., 2011). We report cosmogenic dates with  $\pm 1\sigma$  analytical uncertainty. We decided not to use external uncertainties because we consider their use unnecessary given that all the ages presented here were calculated using a local production rate, which was empirically derived against radiocarbon dates. In this sense, for moraines, the arithmetic mean was calculated including the propagation of the analytical uncertainty and the local production rate uncertainties (3%) (Kaplan et al., 2011). All radiocarbon ages were recalibrated and converted to calendar years BP using the CALIB 8.2 (Stuiver et al., 2021) and the SHCal20 calibration dataset (Hogg et al., 2020) and are presented with  $\pm 2\sigma$  ranges. We report the calculated ages from OSL dates as reported in their original publications.

## 4 RESULTS

### 4.1 Geomorphic Features and Sedimentology

Field mapping and satellite imagery revealed lake marginal features in LCP that include raised deltas, paleo-beaches, wave-cut scarps, and benches (**Figures 2, 3**). Raised deltas are distinguishable in the study area as flat surfaces composed of sedimentary materials, usually located upstream from active modern deltas (**Figure 4**). Their delta-top area range from 0.01 to 1 km<sup>2</sup>, and their top slope varies between 1° and 10°. In general, they show well-defined brink points and steep fronts, and show well-developed topset and steeply inclined foreset beds (**Figures 5, 6**), which are the main features of Gilbert-type deltas, similar to those described in LGCB by Bell (2008). Paleo-beaches show parallel lineations of gravel bars, gently concave towards the lake. Other paleo-shorelines are identified as narrow erosive or depositional terraces or scarps throughout the margins of LCP.

We mapped a total of 568 landforms (**Figures 2, 3**), which fall into six clusters of lake-marginal features with elevations between

~600–500 (N5), ~470–400 (N4), ~360–300 (N3), ~230–220 (N2), ~180–170 masl (N1), and the currently active morphologies (N0), with their elevations close to the present-day water level (~150 masl). The Río Blanco LGM moraines, located in the easternmost sector, feature shorelines at ~500 (N5), 400 (N4), and 300 (N3) masl. They exhibit a steady rise in elevation toward the west, which explains the broad range of elevation within the clusters. In the following paragraphs we describe key sectors we visited during fieldwork or monitored from satellite imagery (Valle Río Baker).

Most of the landforms located in the Valle Río Baker (**Figure 3**) range between ~360 and 350 masl, falling in the elevation range of the N3 cluster. The most conspicuous shoreline extends for ~4 km, north of Cochrane township. The western side of Cerro Tamango contains shorelines with elevations of ~460, ~350, and ~200 masl, associated to the N4, N3, and N2 clusters, respectively. We found glaciolacustrine rhythmites close to Río Cochrane at 173 masl (site 1 in **Figure 3** and **Table 1**), composed of alternating millimetric clay and silt layers of dark and lighter sediments (**Supplementary Figures S8A,B**). Considering its elevation and the inferred ice position (discussed in **Section 5.1**), this deposit is most likely related to paleolevel N3 or N2.

We detect four raised deltas at La Ponderosa (**Figure 3**) which belong to clusters N4 to N1 (**Figure 4A**). N4 delta has a gently sloping upper surface and a steep delta-front slope, with a sharp and well-defined brink point at ~470 masl. N3 presents a sharp brink point at 365 masl (GNSS) and erosional notches incised along its sloping front. The N2 delta extends over a larger area and has a diffuse brink point at 222 masl (GNSS). The N1 delta does not show a distinguishable brink point.

In the Frutillar sector (**Figure 3**) we detect two raised deltas (**Figures 4B,C**) which occupy small areas and have a moderately steep delta top slope (5–10°). The N4 delta has a somewhat diffuse and convex brink point at 455 masl (GNSS). The delta located within the N3 level does not show a clear brink point but its delta top has an elevation of 350 masl (GNSS). Outcrops in both deltas reveal the topset/foreset contacts for N3 and N4 landforms (sites 2 and 3, respectively) (**Table 1**). Topset beds at site 2 (**Figures 5A–C**) have a thickness of ~3 m and correspond to alternating centimetric layers of darker matrix-supported pebbles in a matrix of coarse sand and layers of clast-supported sub-rounded well-sorted granules to pebbles, with normal gradation. We find scour





**FIGURE 4** | Field photographs from La Ponderosa (A), Frutillar (B,C), and Dos Arroyos (D–F) deltas. The location of these sites is expressed in **Supplementary Figure S7**.

and fill structures, planar and trough cross-bedding, and conglomerate lenses. The foreset beds are ~2 m thick and exhibit steeply dipping (~30°) decimetric layers of sub-rounded fine-grained to medium-grained massive sand with some isolated pebbles, intercalated with centimetric layers of coarse-grained sand to pebbles showing normal gradation (Figure 5D) and planar lamination. At site 3 (Figure 5E), the topset beds are ~50 cm thick, and the contact between the topset and foreset is diffuse. Topset beds are composed mainly of subangular matrix-supported pebbles in a granule to sandy matrix, with a slight

imbrication of clasts. Foreset beds have a thickness of ~3 m and present a well-defined parallel lamination with an orientation of 25° NE. They correspond to alternating layers of massive matrix-supported granule clasts in a sandy matrix and massive matrix-supported pebbles in a granule sandy matrix.

The Dos Arroyos sector (Figure 3) contains the most extensive and well-preserved perched deltas in LCP (Figures 4D–F), which encompass elevations that correspond with the N5 to N1 clusters. The N5 delta top has a gentle slope and irregular surface, possibly due to fluvial erosion. The front is



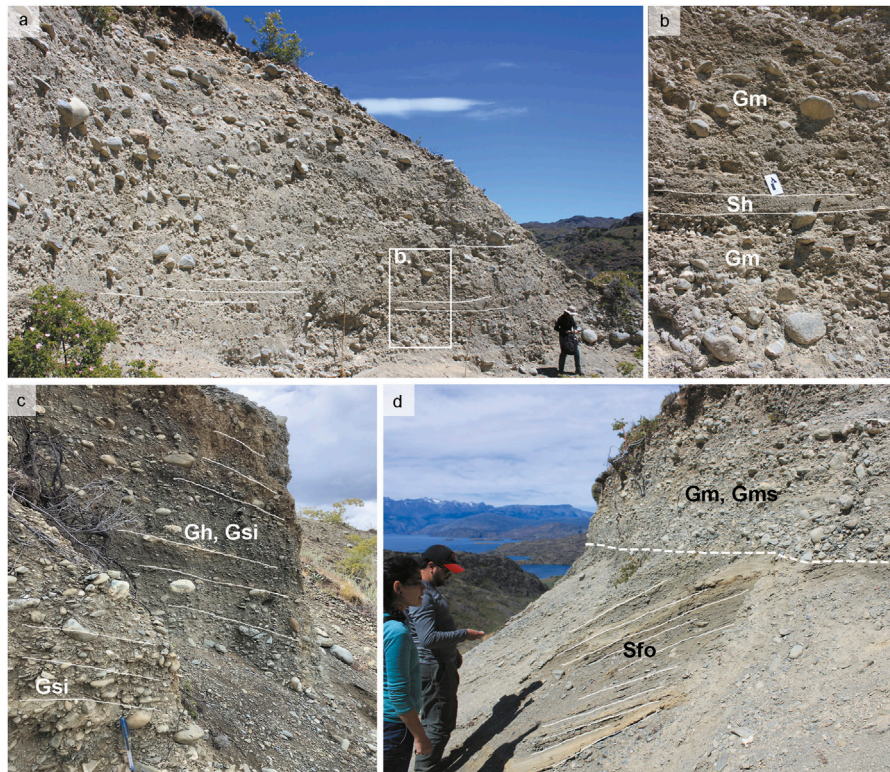


**FIGURE 5 |** Main stratigraphic and sedimentological features of deltas in Frutillar sector. **(A)** Outcrop showing the topset/foreset contact on site 2. **(B)** Trough cross-bedded gravel in topset. **(C)** Planar cross-bedding in topset. **(D)** Upward fining granules in foreset. **(E)** Topset/foreset contact on site 3. Gm, clast-supported massive gravel; Gfo, deltaic foreset gravel; Gh, horizontally bedded gravel; Gt, Trough cross-bedded gravel; Gfu, Upward-finning gravel; GRm, massive granule; GRfu, upward-finning granule; GRp, Cross-bedded granule; GRfo, deltaic foreset granule; Sfo, deltaic foreset sand; Sm, massive sand.

very eroded as well, but the brink point is distinguishable at 600 masl (GNSS). Deltas at N4 and N3 are extensive (~0.8 and 1 km<sup>2</sup>, respectively) and have sharp and well-defined brink points at 458 and 345 masl (GNSS), respectively. There are also minor breaks at 584 and 333 masl (GNSS). N2 and N1 deltas are considerably smaller in size and have no distinguishable brink points. In the following sentences we describe outcrops from the N1 (site 4), N2 (site 5), and N3 (site 6) levels. Site 4 features a ~5 m high and ~30 m wide outcrop that reveals alternating decimetric layers of sand-pebble and granule-boulder (Figures 6A,B). Sand-pebble layers correspond to matrix-supported pebbles in a matrix of angular medium-grained to coarse-grained metamorphic

sand, showing horizontal stratification. Granule-boulder layers are composed of clast-supported subrounded pebbles to boulders (up to ~30 cm diameter) in a granule matrix. Imbrication is occasionally observed in the deposit. Site 5 consists of a 2.3-m high section composed of clast to matrix-supported pebbles to cobbles of metamorphic origin in a medium-grained sandy matrix (Figure 6C). Clasts are sub-angular to sub-rounded. Well-developed imbrication and parallel lamination are evident in the finer sediments. At site 6 we find a ~2 m high outcrop of tabular morphology composed of 2 conformable units recognized as topset and foreset beds (Figure 6D). Foreset beds consist of 1.5 m of alternating steeply dipping (~30°NW) layers of clast-supported pebbles (~1 cm)





**FIGURE 6** | Deltas from the Dos Arroyos sector. **(A)** Main stratigraphic features of site 4. **(B)** Detail showing main sedimentary facies of site 4. **(C)** Delta topset on site 5. **(D)** Topset and foreset on site 6. Sh, horizontally bedded sand; Gsi, matrix-supported imbricated gravel; Gms, matrix-supported massive gravel.

**TABLE 2** | OSL dates of delta-front deposits from Dos Arroyos site.

Field sample ID	Aliquots used	Lat (°)	Lon (°)	Elevation (masl)	Sample depth (m)	Dose rate (Gy/ka)	Equivalent dose	Water (%)	Age (ka)
D3.1	11	-47.2430	-72.3498	335	2.00	2.78 ± 0.21	39 ± 7	7 ± 4	14.0 ± 2.7
D3.2	39	-47.2430	-72.3498	335	2.05	2.82 ± 0.11	42 ± 3	7 ± 4	14.9 ± 1.2
Weighted mean age									14.8 ± 1.1

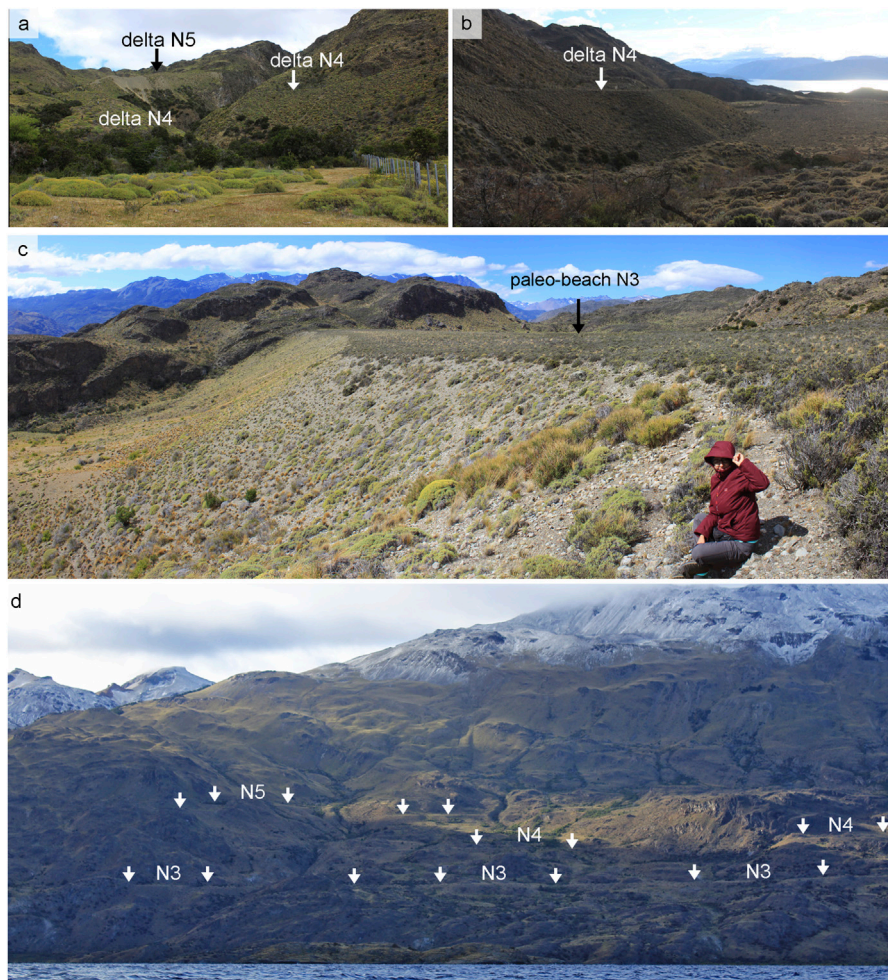
and layers of 3–20 cm of fine-grained sand with parallel lamination. We collected two samples for OSL dating from this unit ~1 m below its upper limit (**Table 2**; **Supplementary Figures S1, S.2**), yielding an weighted mean age of  $14.8 \pm 1.1$  ka. The topset is composed of ~1 m of massive matrix to clast-supported pebbles-to-cobbles in a coarse sand matrix. The topset/foreset contact was also recognizable at N4 (site 7, **Supplementary Figure S8C**) and N5 (site 8, **Supplementary Figure S8D**) delta outcrops in the Dos Arroyos sector, but not accessible *in situ*.

We found two small raised deltas in the Buena Vista sector (**Figure 3**) falling in the elevation range of the N5 and N4 clusters (**Figures 7A,B**). These exhibit smooth and inconspicuous brink points at 576 and 443 masl (GNSS) and minor slope breaks at 542 and 431 masl (GNSS). A very distinctive paleo-beach within N3

shows parallel and slightly concave gravel lineations, with its lowest shoreline at 331 masl (GNSS) (**Figure 7C**). Small deltas within the N3 and N2 elevation ranges are preserved in this sector but their brink points are not well-defined.

We detect several small terraces within the elevations of the N5-N3 clusters between Dos Arroyos and Buena Vista (**Figure 7D**). The continuity of the N3 shoreline is remarkable, extending almost uninterrupted for ~5 km with an average elevation of ~330 masl.

We identify an extensive delta within the N3 range and smaller deltas at N2 elevations in the Río Brown sector (**Figures 3, 8A**). The brink point in the N3 delta is well defined at 324 masl (GNSS). There is a lateral section in its delta-top that shows alternating layers of clast-supported subrounded pebbles and clast-supported granules (site 9, **Supplementary Figure S8E**).



**FIGURE 7 | (A–C)** Field photographs from the Buena Vista sector. **(D)** Shorelines between the Dos Arroyos and Buena Vista sectors. Note the remarkable preservation and continuity of N3. See location in **Supplementary Figure S7**.

The N2 deltas are considerably smaller with restricted, underdeveloped delta fronts, and a major slope break at 217 masl (GNSS), and minor breaks at 289 and 278 masl.

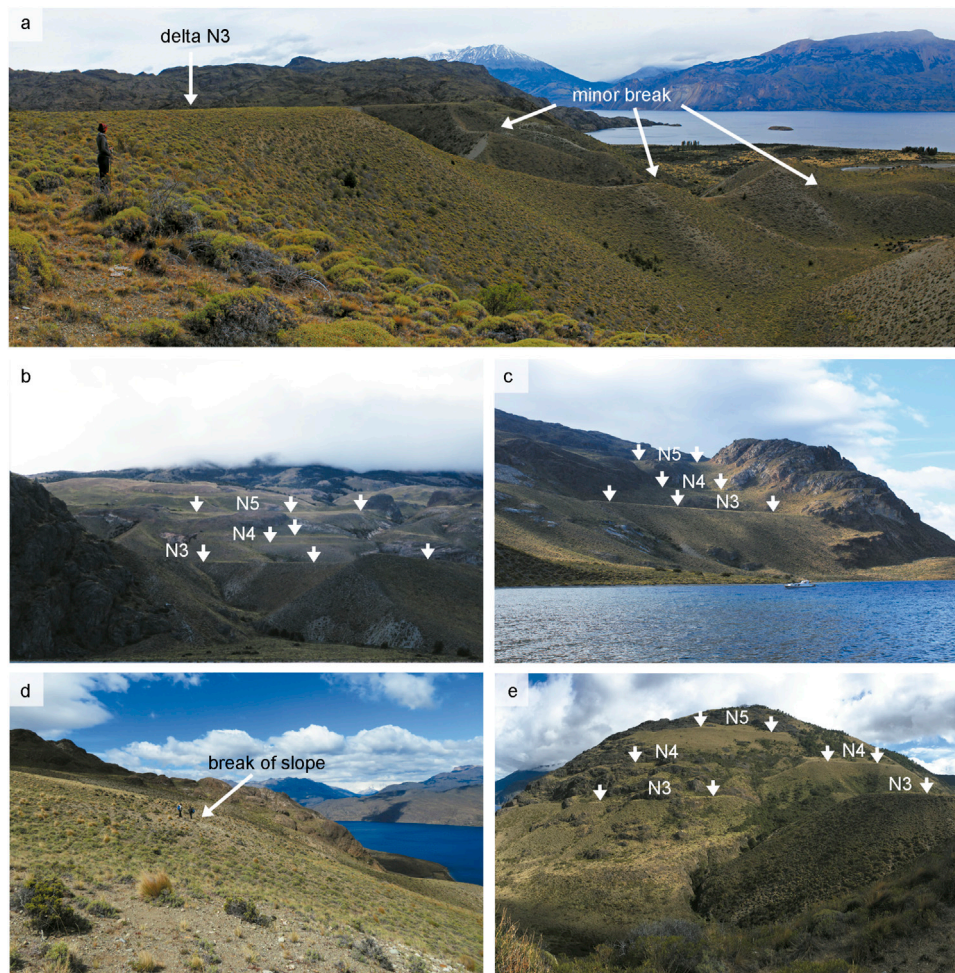
At Paso La Leona sector (**Figure 3**) we found geomorphic features that fall in the elevation ranges of clusters N5 to N3 (**Figures 8B–E**). The N5 landforms are preserved as isolated terraces and paleo-beaches. The lowest break of slope measured in the field has an elevation of ~530 masl (GNSS). N4 landforms comprise some sharp isolated terraces as well, one of them with an altitude of 414 masl (GNSS), and a small delta with no distinguishable brink point. A large delta with a gentle sloping top surface shows a well-defined brink point at 319 masl (GNSS), and some associated terraces fall in the N3 elevation range. Topset beds were observed at the N3 delta (site 10, **Supplementary Figure S8F**). They consist of centimetric sub-horizontal layers with alternations between pebble-rich layers and finer sediments. West of Paso La Leona we observe several small terraces belonging to clusters N5 to N2 (**Figure 3**), whose elevations were extracted from ALOS PALSAR DEMs.

## 4.2 Isostasy and Paleolake Levels

The elevation dataset used to calculate the glacio-isostasy includes GNSS (sites with *in situ* field measurements) and ALOS PALSAR DEMs (sites lacking *in situ* field measurements) data. We first evaluated the accuracy of DEMs by comparing them with our GNSS data. They show a very strong correlation ( $r = 0.999$ ) with a RMSE of 7.94 m. Although these are good results, we note that ALOS PALSAR systematically underestimates elevations, with a bias of  $-6.49$  m (**Supplementary Figure S3; Supplementary Tables S4, S5**). Likewise, ASTER G-DEM shows a very strong correlation ( $r = 0.997$ ) with a RMSE of 10.18 m and a bias of  $-6.38$  m (**Supplementary Figure S4; Supplementary Tables S4, S5**). The elevation differences between the DEM and our GNSS data range between  $-18$  and  $2$  m for ALOS PALSAR, and between  $-22$  and  $19$  m for ASTER G-DEM, resulting in a higher terrain ruggedness (**Supplementary Figure S5**). Based on these results we favor the ALOS PALSAR dataset.

We plotted the elevation data obtained at the slope breaks of shoreline-related landforms against distance to the Caracoles col





**FIGURE 8** | Field photographs from the Río Brown (A) and Paso La Leona sectors (B–E). See location in **Supplementary Figure S7**.

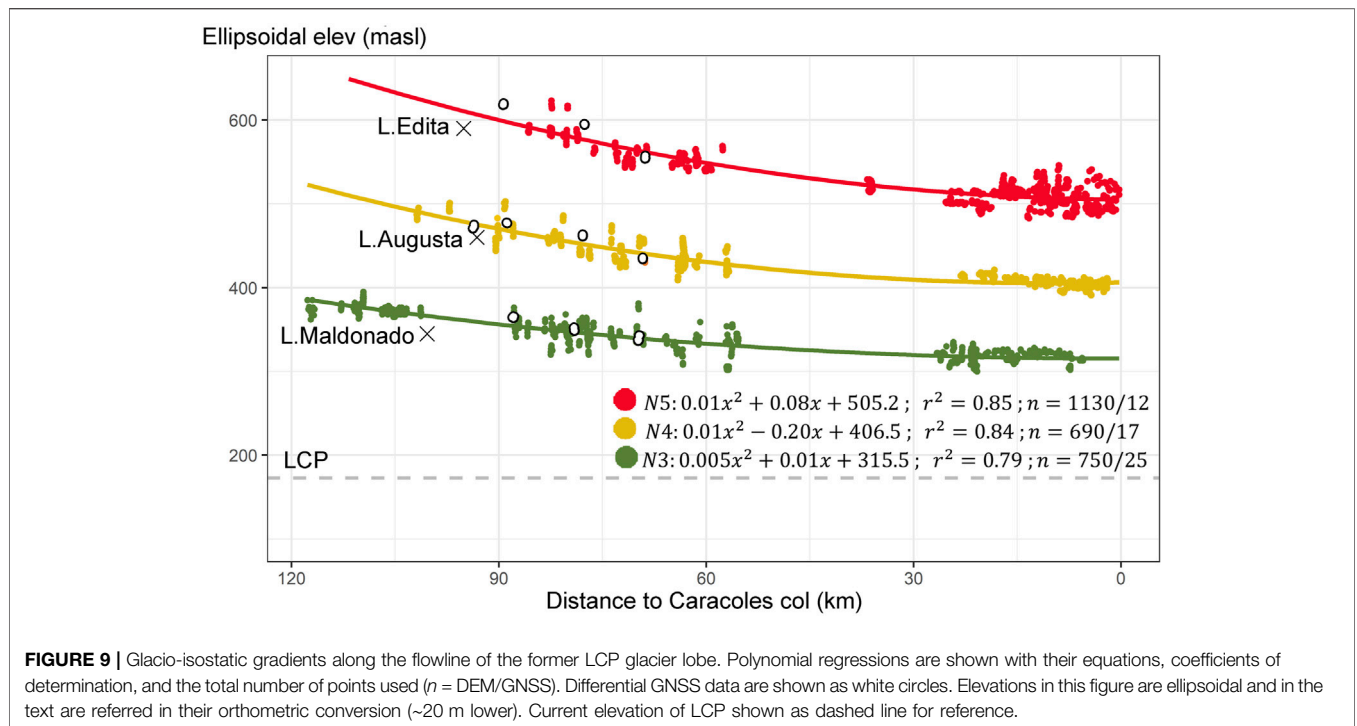
to explore trends along the former glacier flowline (Figure 9). Second-order polynomial regressions applied to each cluster (N5, N4, and N3) show very strong correlations ( $r \geq 0.89$ ). We observe successively decreasing slopes from the highest to the lowest clusters, which implies that glacio-isostasy has been stronger at higher (and older) than at lower (and younger) levels. Average gradients, between 0 and 100 km (i.e., between the Río Blanco moraines and the western end of the lake) are 1.16, 0.81, and  $0.51 \text{ m km}^{-1}$  for N5, N4, and N3, respectively. The  $y$ -intercept of each regression represents the lake level during each phase, i.e., the paleolevel (see equations in Figure 9). The orthometric elevations of these are  $\sim 485$ ,  $\sim 385$ , and  $\sim 295$  masl for N5, N4, and N3, respectively. Gradients for N2 and N1 were not calculated owing to the scarcity of morphologies classified within these clusters and the difficulty to identify their brink points. The reconstructions of these phases, therefore, are based on current elevations.

Considering the paleolake reconstructions of phases N5, N4, and N3, together with the inferred ice position, which will be discussed in Section 5.1, we estimate water discharges of  $\sim 150\text{--}200 \text{ km}^3$  for the N5–N4 transition,  $100\text{--}150 \text{ km}^3$  for the N4–N3, and  $\sim 300 \text{ km}^3$  during the N3 drainage.

### 4.3 Lake Sediment Cores

We retrieved overlapping sediment cores from Lago Maldonado (core series PC0904A, B, and C) from a water depth of 680 cm. Core series PC0904A (Supplementary Figure S6) is 13-m long and features a blueish/grey inorganic mud (organic matter  $< 5\%$ ) unit between 1,300 and 760 cm depth, with occasional laminations and matrix-supported clasts in the granule and pebble-sized range. This shifts to an organic-rich silty unit at 760 cm through a gradual transition between 760 and 742 cm depth. The organic unit persists with variations in the amount of organic material until the modern water-sediment interface. Seven radiocarbon dates obtained from the lowermost 80 cm of organic sediments yielded a sequence of ages between  $\sim 12.2$  and  $\sim 9$  ka (Table 3). Four out of five radiocarbon dates obtained in the narrow interval between 759 and 755 cm depth yielded statistically identical ages that produce an error weighted mean age of  $9,828 \pm 21 \text{ }^{14}\text{C yr BP}$  with a median calibrated age of  $\sim 11.2$  ka. One of them (CAMS-144603) yielded an age of  $\sim 12.2$  ka that is inconsistent in the context of the stratigraphic sequence, being  $> 3\sigma$  older than the enveloping radiocarbon dates UCIAMS-146440 and UCIAMS-146441. Therefore, we consider the age of





**FIGURE 9 |** Glacio-isostatic gradients along the flowline of the former LCP glacier lobe. Polynomial regressions are shown with their equations, coefficients of determination, and the total number of points used ( $n$  = DEM/GNSS). Differential GNSS data are shown as white circles. Elevations in this figure are ellipsoidal and in the text are referred in their orthometric conversion (~20 m lower). Current elevation of LCP shown as dashed line for reference.

**TABLE 3 |** AMS radiocarbon dates from sediment cores and calibrated ages.

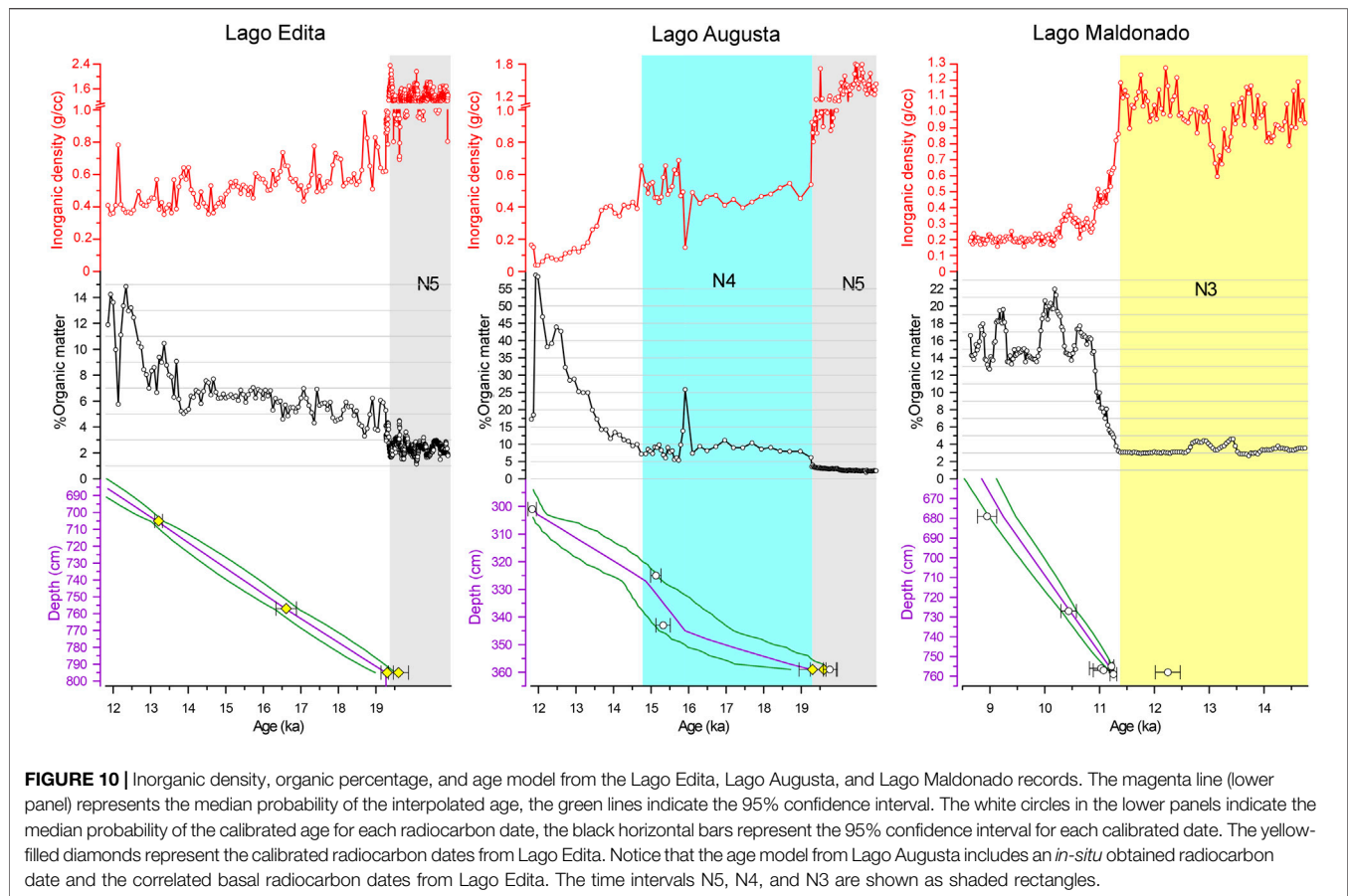
Lake	Lab Code	Material	Depth	$\delta^{13}C$ (‰)	$^{14}C$ yr BP $\pm 1\sigma$ error	$2\sigma$ range cal BP	Median probability (years)
L. Maldonado	CAMS-144601	Bulk	679	-27	8,100 $\pm$ 35	8,772–9,123	8,986
L. Maldonado	CAMS-144602	Bulk	727	-27	9,315 $\pm$ 35	10,293–10,577	10,457
L. Maldonado	UCIAMS-146438	Bulk	755	-27	9,840 $\pm$ 35	11,176–11,260	11,219
L. Maldonado	UCIAMS-146439	Bulk	756	-27	9,760 $\pm$ 45	10,815–11,242	11,155
L. Maldonado	UCIAMS-146440	Bulk	757	-27	9,800 $\pm$ 50	10,885–11,262	11,193
L. Maldonado	CAMS-144603 <sup>a</sup>	Bulk	758	-27	10,415 $\pm$ 40	12,018–12,473	12,260
L. Maldonado	UCIAMS-146441	Bulk	759	-27	9,885 $\pm$ 40	11,191–11,315	11,239
L. Edita	UCIAMS-133501	Bulk	660	-27	8,935 $\pm$ 25	9,901–10,180	10,033
L. Edita	UCIAMS-133416	Bulk	705	-27	11,350 $\pm$ 60	13,108–13,313	13,219
L. Edita	UCIAMS-133417	Bulk	757	-27	13,740 $\pm$ 70	16,335–16,883	16,583
L. Edita	UCIAMS-133418	Bulk	795	-27	16,250 $\pm$ 90	19,336–19,866	19,566
L. Edita	CAMS-144454	Bulk	795	-27	16,020 $\pm$ 50	19,135–19,465	19,298
L. Augusta	CAMS-144596	Bulk	269	-27	8,890 $\pm$ 35	9,747–10,168	9,972
L. Augusta	CAMS-144597	Bulk	301	-27	10,225 $\pm$ 35	11,722–11,945	11,852
L. Augusta	CAMS-144598	Bulk	325	-27	12,725 $\pm$ 35	14,988–15,267	15,132
L. Augusta	CAMS-146711	Bulk	343	-27	12,850 $\pm$ 45	15,131–15,513	15,294
L. Augusta	CAMS-144599 <sup>a</sup>	Bulk	351	-27	12,785 $\pm$ 35	15,061–15,344	15,205
L. Augusta	CAMS-144600	Bulk	359	-27	16,445 $\pm$ 45	19,587–19,932	19,764

<sup>a</sup>We consider this date as an outlier because it is older/younger than contiguous over and underlying dates.

sample CAMS-144603 as an outlier. A Bayesian age model applied to all the radiocarbon dates in the Lago Maldonado core pinpoints the onset of organic-rich sediments in Lago Maldonado at a median age of ~11.3 ka ( $2\sigma$  range: 11.226–11.345 ka) (Figure 10).

Lake sediment cores from Lago Augusta and Lago Edita (Villa-Martinez et al., 2012; Henríquez et al., 2017) show abrupt transitions from high-density blueish/grey inorganic mud (organic matter <5%) to lower-density organic silts similar to

that observed in Lago Maldonado. The exact onset of organic sedimentation in Lago Edita is constrained by two accelerator mass spectrometry (AMS) dates (UCIAMS-133418, CAMS-144454) succeeded by progressively younger dates further up in the stratigraphy. The age model estimate for this irreversible transition is ~19.3 ka ( $2\sigma$  range: 19.5–19 ka) (Figure 10). In the case of Lago Augusta the shift from glaciolacustrine mud is constrained by one AMS date (CAMS-144600), overlain by one anomalously young date (CAMS-144599) located 8 cm



above, and several AMS dates in stratigraphic order further up in the section. A Bayesian age model that excludes CAMS-144599 and incorporates CAMS-144600 along with the basal Lago Edita AMS dates mentioned above, yielded an interpolated age of ~19.3 ka ( $2\sigma$  range: 19.6–18.7 ka) for the end of the basal inorganic mud. Light brown/yellowish low-density organic silts with plant macrofossils persist in the Lago Augusta record until 343 cm (mean organic content: 10.3%), followed by a shift to higher-density grey organic silts without plant macrofossils until 325 cm (mean organic content: 7.7%). From that point onward the inorganic density of the sediments declines and their organic content increases steadily to a maximum of 60% at ~11.9 ka. The reversal to grey inorganic mud is bracketed by radiocarbon dates CAMS-144598 and CAMS-146711, and age model-based interpolations of ~15.8 ka ( $2\sigma$  range: 16.9–15.1 ka) and ~14.8 ka ( $2\sigma$  range: 15.2–13.9 ka) for its onset and termination, respectively (**Figure 10**).

## 5 DISCUSSION

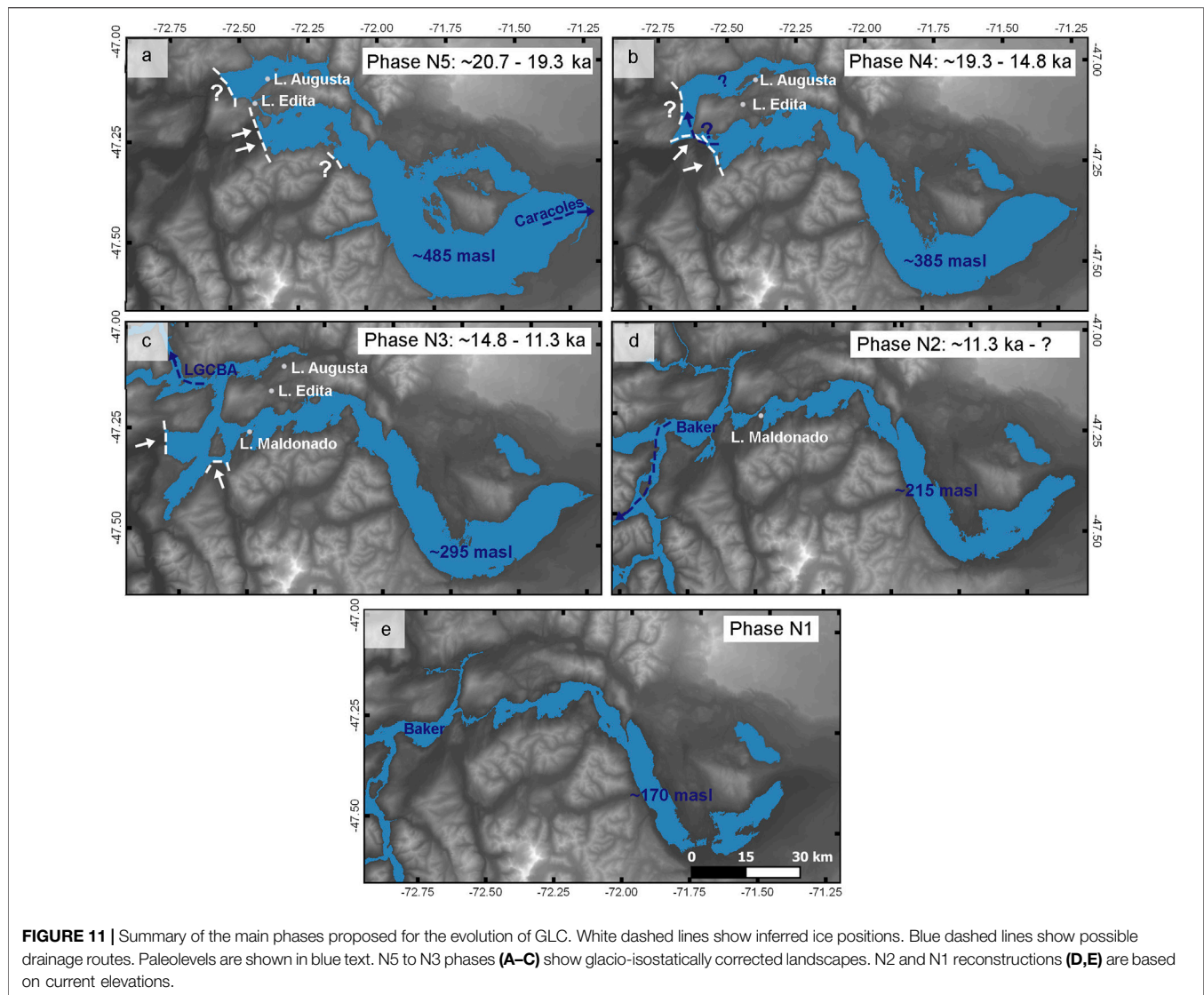
### 5.1 Evaluation of Paleo-Shorelines and Paleolake Reconstructions

We clustered the landforms in six groups according to their elevation, numbered N5 to N0 from highest to lowest, with N0

corresponding to the modern active deltas (**Section 4.1**). These clusters attest to at least five ancient phases of stabilization of GLC, which occupied the LCP basin following glacier withdrawal from the Río Blanco moraines.

Landforms grouped in N5 are present on the northern and southern valley walls surrounding the LCP basin (**Figures 2, 3**), with its westernmost position found at the Dos Arroyos sector. This distribution suggests that the LCP glacier lobe receded ~95 km from the Río Blanco moraines, stabilized and established an effective dam for the development of GLC west of Dos Arroyos (**Figure 11A**). The reconstruction of paleolevel N5 shows that LCP and Valle Chacabuco were connected through the Puesto Tejuela col (580 masl), as stated originally by Glasser et al. (2016). This is in agreement with the findings reported by Henriquez et al. (2017), who observed exposed glaciolacustrine beds and lake terrace fragments (590 masl) around Lago Edita, documenting the highest-elevation proglacial lake phase in this area. Drainage of GLC during this phase must have occurred through the easternmost spillway of the basin, the Caracoles col (480 masl), toward the Atlantic Ocean.

N4 landforms are widespread from the Río Blanco moraines to the western end of LCP, with its westernmost position at La Ponderosa (**Figures 2, 3**), which suggests that the LCP Glacier Lobe retreated and stood just west of this sector by this time (**Figure 11B**). This phase began with a water level drop of ~100 m



from N5 to N4, which may represent an ice dam rupture or, alternatively, thinning and recession of the damming ice front. The N4 paleolevel reconstruction (Figure 11B) shows that GLC ceased to inundate Valle Chacabuco through the Puesto Tejuela col after the N5 phase and, likewise, ceased to drain through Caracoles col. We also note a ~1.7 km long shoreline on the western side of Cerro Tamango within the elevation range of the N4 cluster (Figure 3), indicating continuity of GLC between Valle Chacabuco and the LCP basin through this short portion of Valle Río Baker.

N3 landforms are the most ubiquitous and extensive around LCP, suggesting that they formed during an extended period of lake stability, and/or the fluvial discharge and sediment load was higher during this phase. Landforms associated with this level are abundant along the adjacent portion of Valle Río Baker, suggesting local ice-free conditions during this interval (Figure 11C). Considering the distribution of N3 landforms, we infer that the damming glacier bodies must have lain

downstream from LCP along the modern drainage system, potentially by the expanded Colonia and Calluqueo glaciers (Figure 1).

Geomorphic features clustered in N2 and N1 are very sparse and small, suggesting that these represent minor events during the late phases of GLC. The relatively small difference in their current elevations (N2: 230–220, N1: 180–170 masl) suggests ephemeral stabilizations in lake level during the regressive phase following N3. Considering the slight difference in elevation with the modern lake, it is likely that the current drainage configuration was achieved during these phases (Figures 11D,E).

## 5.2 Isostatic Adjustments

Glacio-isostatic uplift results are presented in Figure 9, and yield average gradients of 1.16, 0.81, and 0.51 m km<sup>-1</sup>, for N5, N4, and N3 levels, respectively. The variability of elevations within each level is probably associated with the effects of glacio-isostatic

rebound, the erosion over the brink points, the imprecision of ALOS PALSAR DEMs, and the difficulties involved in recognizing brink points in areas not visited during fieldwork. In the Dos Arroyos sector (where morphologies are best preserved), we find that the uplift due to glacio-isostasy reaches ~115 m for the N5 delta, ~70 m for the N4 delta, and ~50 m for the N3 delta (this is considering the paleolevel of each phase vs. their current elevation).

### 5.3 Timing of Events

In this section we assess the age of the lake marginal features associated to GLC through comparisons with radiocarbon and exposure-age dated lacustrine and glacial features in and around the study area. The innermost Río Blanco moraines (Hein et al., 2010) have a recalculated mean age of  $20.7 \pm 1.3$  ka ( $n = 3$ ), which constitutes a maximum limiting constraint for the N5 level. A minimum limiting age for this level is afforded by the radiocarbon-dated transition from glaciolacustrine mud to organic lake sediments at ~19.3 ka in Lago Edita (570 masl, GNSS) (Henríquez et al., 2017), which was flooded by GLC during the N5 phase. Lago Edita became isolated from GLC during the regressive glaciolacustrine phase that led to the N4 phase of GLC, attesting to the end of flooding of the Puesto Tejuela col.

The age for the cessation of glaciolacustrine influence in Lago Augusta at ~19.3 ka (Villa-Martínez et al., 2012; Henríquez et al., 2017) is statistically identical to the age from Lago Edita. Unlike Lago Edita, however, Lago Augusta is located in Valle Chacabuco at 440 masl (GNSS). These findings imply a synchronous cessation of glaciolacustrine flooding in the highest section of Valle Chacabuco and Puesto Tejuela col by the end of the N5 phase. The stratigraphy from Lago Augusta indicates a subsequent transgressive glaciolacustrine phase in Valle Chacabuco between ~15.8–14.8 ka. Together these results imply that: 1) the glaciolacustrine regressive phase following N5 must have reached elevations below 440 masl in Valle Chacabuco after ~19.3 ka, and 2) the subsequent transgressive phase of Valle Chacabuco must have started from elevations below ~440 masl before ~15.8 ka.

Considering our N4 reconstruction, it is possible that GLC remained separated from and slightly higher than the Chacabuco glacial lake at the beginning of the N4 phase, probably by an ice dam west to Cerro Tamango (Figure 11B). Glaciolacustrine transgression of Valle Chacabuco during N4 might have occurred through hydraulic continuity with GLC through the damming ice body (englacially) and/or by slight recession and thinning of the ice dam. Rising Chacabuco glacial lake levels reached and surpassed the elevation of closed-basin Lago Augusta, depositing the grey organic silts without plant macrofossils. This persisted until ~14.8 ka followed by a reversal back to organic-rich lake sediments in the Lago Augusta sediment cores, thus affording a minimum limiting age for the culmination of the N4 phase.

The N3 phase in the evolution of GLC is constrained by two OSL dates that yielded a weighted mean age of  $14.8 \pm 1.1$  ka for the construction of the thickest and most extensive delta in the Dos Arroyos sector. The OSL dates inform us of the timing of

construction of the delta front, which does not necessarily imply a close limiting age estimate for the beginning or end of this geomorphic feature. We note, however, that our chronology for the end of the N4 flooding of Lago Augusta is indistinguishable from the weighted mean age of the Dos Arroyos N3 delta. Our radiocarbon dates from Lago Maldonado, located at a current elevation of 325 masl (GNSS) and ~12 km west of the N3 delta front in Dos Arroyos, afford a minimum limiting age of ~11.3 ka for a regressive phase of GLC after the deposition of the N3 landforms. This independent minimum age constraint is coherent and compatible with the young confidence age limit of the OSL age. Combining these dates, we interpret that the N3 phase must have taken place between ~14.8–11.3 ka (Figure 11C). Drainage of GLC after ~11.3 ka was punctuated by brief stabilizations marked by the N2 and N1 deltas in the Dos Arroyos sector, for which chronologic data is currently unavailable.

### 5.4 Regional Implications

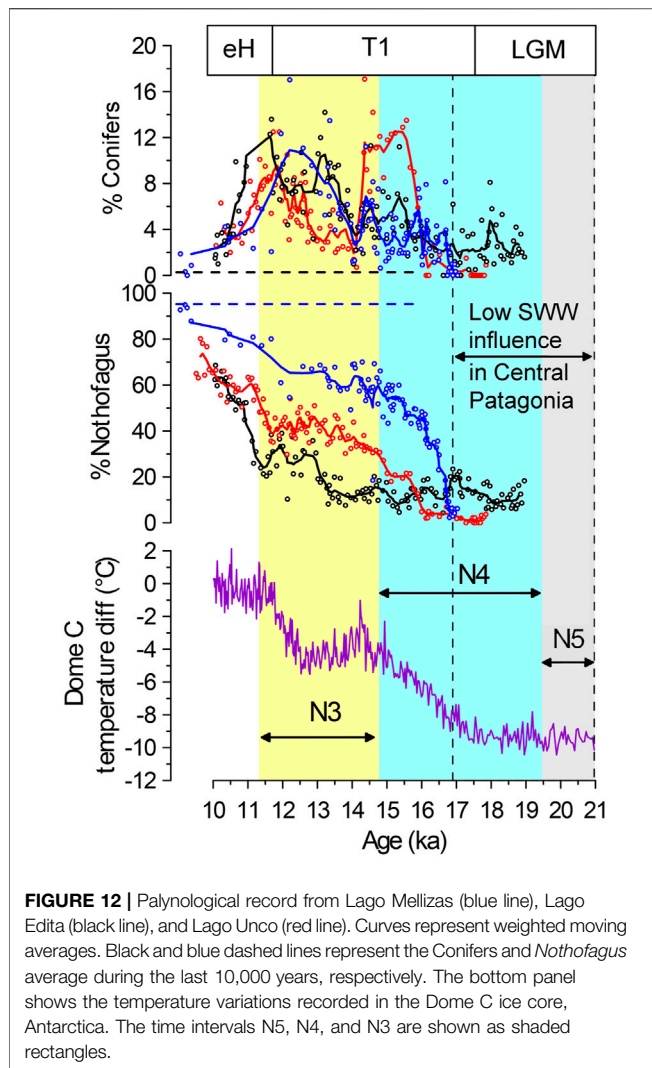
In this section we compare our reconstruction of the evolution of GLC with previous studies in the LGCBA, Valle Río Baker, and sectors adjacent to LCP.

- (1) Our reconstruction of paleolevels in the LCP basin distinguishes three main stages between ~20.7–11.3 ka, named N5, N4, and N3 phases. These reconstructions consider the elevation of more than 500 landforms and glaciolacustrine deposits along the flowline of the former LCP ice lobe. Although we followed a similar procedure to that reported by Thorndyrcraft et al. (2019), our results indicate larger-magnitude uplift estimates in the western sector, with average gradients of 1.16, 0.81, and 0.51 m km<sup>-1</sup> for N5, N4, and N3, respectively. Thorndyrcraft et al. (2019), in contrast, reported average gradients of 0.78, 0.65, and 0.51 m km<sup>-1</sup> for the equivalent paleolevels. We note an important difference for N5 and N4 which, according to our observations, emerges from the selection of landforms made by the different authors and the distinct elevation datasets used. Our study uses a combination of GNSS data with ALOS PALSAR DEM, which yielded higher precision results than ASTER G-DEM (used by Thorndyrcraft et al. (2019)), and a more accurate basis for the correct delineation of geomorphic features and extraction of their elevation data.
- (2) Glacial withdrawal and rapid recession of the LCP ice lobe from the Río Blanco moraines occurred between ~20.7–19.3 ka (N5 phase), which differs from the ~18 ka age estimate for the LGCBA lobe (Bendle et al., 2017). This implies that the LCP glacier lobe abandoned the LGM moraines ~2,700 years earlier and retreated much faster than the LGCBA lobe, most likely driven by intense calving. The LCP glacier lobe then stabilized in a position ~50% from its final LGM extent and featured a much slower, step-wise recession through the remainder of T1.
- (3) We consider the onset of organic sedimentation in small closed-basin lakes Lago Edita and Lago Augusta at ~19.3 ka



as the decisive marker for the termination of the N5 phase. In addition, this transition constitutes a maximum age for the emplacement of the N4 landforms and deposits. This implies that the  $16.2 \pm 0.5$  ka age from the María Elena moraine (450–600 masl) (Boex et al., 2013), located adjacent to Lago Augusta on the Valle Chacabuco floor, should be considered as a minimum age estimate for local ice-free conditions. Shielding by the proglacial lake, shown in the paleolevel reconstructions, and potential exhumation may account for these anomalously young cosmogenic ages. Thorndyraft et al.'s (2019) model for the lake evolution did not take into account these constraints and interpretations, diverging from our reconstruction.

- (4) The elevation, extent, and age of the GLC N3 phase are equivalent to Turner et al.'s (2005) Lower United Lake phase and "Lago Chalenko" in Thorndyraft et al.'s (2019) terminology. Our results suggest that N3 landforms developed between  $\sim 14.8$ – $11.3$  ka, an interval within which Soler glacier abandoned the Lago Bertrand moraine LBM3 ( $14.0 \pm 0.5$  ka) (Davies et al., 2018), permitting the connection between LCP and LGCBA through the upper Valle Río Baker. We note that the  $\sim 95\%$  confidence interval for LBM3 (15–13 ka) overlaps with the confidence interval for our maximum limiting age estimate for the beginning of N3 (15.2–13.9 ka) and thus, are statistically indistinguishable. This supports that the connection between LGCBA and LCP basins started with the shrinking of the Soler glacier, as proposed by Thorndyraft et al. (2019).
- (5) Turner et al. (2005) reported eleven radiocarbon dates aimed at constraining the chronology of the Lower United Lake phase. They deduced a minimum limiting age constraint of  $\sim 12.8$  ka, considering radiocarbon dates from shoreline sediments and minimum limiting ages from kettle holes. This estimate is  $\sim 1,500$  years older than the transition from glaciolacustrine to organic mud in Lago Maldonado. Unlike the results reported by Turner et al. (2005), the elevation and age estimates from Lago Maldonado are robust and precise, based on geodetic GNSS measurements with a vertical error of  $\pm 70$  cm, and dating of autochthonous organic matter produced within a small closed-basin lake environment, in the context of a complete stratigraphic record from the onset of ice-free conditions until the present that shows a gradual and conformably lain transition from glaciolacustrine to organic mud. Moreover, our age estimate is constrained by multiple, statistically indistinguishable AMS radiocarbon dates sampled from contiguous and narrow stratigraphic interval immediately above the cessation of glaciolacustrine deposition, as Lago Maldonado detached from a lowering GLC during the abandonment of the N3 level. We attribute the divergence with Turner et al.'s (2005) estimate to imprecisions related to single radiocarbon dating measurements from each site, intersite variability, and differences in the elevation and diagnostic value of kettle holes to constrain lake-level fluctuations which, by definition are located on morainal topography which do not necessarily constitute prime locations for monitoring lake-level changes.
- (6) The N3 glaciolacustrine phase provides the timing and context for the subaqueous deposition of the Salto and Esmeralda moraines (Figure 3). Davies et al. (2018) reported a date of  $12.5 \pm 0.4$  ka (recalculated) for the Salto moraine at 359 masl, and a mean age of  $13.0 \pm 0.4$  ka ( $n = 5$ , recalculated) (Supplementary Table S1) for the Esmeralda moraines (360–520 masl). These authors also reported paleoshorelines carved on their proximal and distal slopes at  $\sim 350$  masl. The depositional setting and ages for these moraines are coherent with our findings from LCP.
- (7) According to Thorndyraft et al. (2019) the end of the Lower United Lake/Chalenko phase occurred between  $\sim 12.4$ – $11.8$  ka, an inference based on one radiocarbon date reported by Turner et al. (2005) from a kettle hole in El Maitén (geographical location poorly constrained) and six cosmogenic exposure ages, originally reported by Glasser et al. (2012), that they reinterpreted as boulders that were shielded by the water column of the Lower United Lake. This minimum limiting age estimate is significantly older than our interpretation from Lago Maldonado which, as discussed in previous paragraphs, we consider robust and precise.
- (8) We estimate water discharges of  $\sim 150$ – $200$  km<sup>3</sup> for the N5–N4 transition,  $100$ – $150$  km<sup>3</sup> for the N4–N3, and  $\sim 300$  km<sup>3</sup> during the N3 drainage. The latter estimate assumes that LCP and LGCBA were connected during the Lower United phase. Our estimate is in broad agreement with Thorndyraft et al.'s (2019) Stage 7, with an estimated water volume of  $312$  km<sup>3</sup> during the drainage of their Lago Chalenko stage.
- (9) Benito and Thorndyraft (2020) interpreted catastrophic floods from the geomorphological and sedimentological evidence presented in the middle Valle Baker, such as gravel and sand bars, antidune landforms, and erosional evidence. Some of these sites are located downstream from Río Cochrane, at elevations ranging from  $\sim 170$ – $100$  masl. We speculate that these floods might be related to transitions between the ephemeral N2 and N1 phases of GLC.
- (10) Glasser et al.'s (2016) timing and structure of changes in glacial lake development in this area is incompatible with our findings in terms of chronology. Their stage A, potentially equivalent to our N5 phase, is dated at  $\sim 13.8$ – $11.5$  ka on the basis of cosmogenic ages from Lago Tranquilo, Lago Negro, and the valley mouths from Valle Leones and Valle Chacabuco, originally published by Glasser et al. (2006) and Glasser et al. (2012). For reference, our N5 phase is constrained between  $\sim 20.7$ – $19.3$  ka. Moreover, Glasser et al. (2016) place the termination of the Lower United Lake at  $8.5 \pm 0.9$  ka, based on OSL samples from sites located around LGCBA. Our estimate for the end of N3, equivalent to Turner et al.'s (2005) Lower United Lake phase, is  $\sim 11.3$  ka ( $2\sigma$  range:  $11.3$ – $11.2$  ka). We observe that their modeled effect of



freshwater hosing from the PIS into the SE Pacific Ocean between ~13.8–8.5 ka must be reassessed in the context of the new evidence reported in this study (timing, duration, and volume).

### 5.5 Climatic Implications

The pollen record from Lago Edita (Henríquez et al., 2017), along with the L. Unco and L. Mellizas sites (Vilanova et al., 2019; Villa-Martínez and Moreno, 2021) from the Coyhaique area, located ~200 km north of LCP (Figure 1), afford valuable information for examining the climatic context in which the LCP deltas were built (Figure 12). These pollen sites indicate warming at ~17.9 ka and an increase in precipitation brought by stronger SWW influence in pulses centered at ~16.6 and ~14.8 ka. Cool-temperate and hyper humid conditions persisted between ~14.8–11.7 ka, spanning the Antarctic Cold Reversal (ACR) and Younger Dryas (YD) chonozones, followed by warming and decline in SWW influence during the early Holocene (~11.7–9.4 ka). Based on these findings, we interpret that the large volume of the N3 deltas in LCP

represents a combination of factors including a ~3,500-year long period of GLC stability brought by cool-temperate conditions, enhanced sediment supply by increased precipitation, and profuse snow and ice melting driven by air temperatures higher than during the LGM and early T1. This climatic scenario differs from the cold and dry conditions that prevailed during the formation of the N5 deltas in LCP, constrained between ~20.7–19.3 ka, and the relatively temperate, and intermediate-precipitation N4 phase constrained between ~19.3–14.8 ka. We note that the end of the N3 phase at ~11.3 ka occurred shortly after the warm pulse and decline in SWW influence that initiated the Holocene at pan Patagonian scale (~11.7 ka) (Moreno et al., 2021).

## 6 CONCLUSION

- (1) GLC stabilized multiple times above the modern elevation of Lago Cochrane (~150 masl) during the T1. We recognize five clusters of shoreline features at ~600–500 (N5), ~470–400 (N4), ~360–300 (N3), ~230–220 (N2), and ~180–170 masl (N1). We estimate new glacio-isostatic gradients and generated isostatically corrected surfaces of the distinct phases of GLC. From these results we estimate uplifts of ~150, ~70, and ~50 m for the N5, N4, and N3 deltas, respectively, in the Dos Arroyos sector.
- (2) During the N5 phase GLC was connected to Valle Chacabuco through the Puesto Tejuela col and drained towards the Atlantic Ocean through the Caracoles col. Cosmogenic dates of  $20.7 \pm 1.3$  ka from the innermost Río Blanco moraines afford a maximum limiting age constraint for the N5 phase. A minimum limiting age constraint comes from basal radiocarbon dates from Lago Edita and Lago Augusta, which afford an age of ~19.3 ka.
- (3) The surface elevation of GLC dropped ~100 m after ~19.3 ka, below the elevation of Caracoles and Puesto Tejuela cols. This event could represent an ice dam rupture or a lake level decline driven by thinning and recession of the damming ice front. The distribution of N4 landforms suggests that the ice dam was positioned at the westernmost end of LCP against Cerro Tamango. The Lago Augusta stratigraphic record suggests that the Chacabuco and Cochrane glacial lakes could have remained independent of each other at the beginning of the N4 phase and were eventually reconnected by drainage from the LCP basin, causing a transgressive glaciolacustrine phase in Valle Chacabuco. A subsequent regressive glaciolacustrine phase in Lago Augusta affords a minimum limiting age of ~14.8 ka for the end of the N4 phase.
- (4) The N3 landforms are widely distributed in the LCP basin and Valle Río Baker attesting to a major glacier retreat phase. We constrain its chronology with a maximum limiting age of ~14.8 ka from Lago Augusta, two OSL dates that yielded a weighted mean age of  $14.8 \pm 1.1$  ka for the construction of the N3 delta at Dos Arroyos, and a minimum limiting age of ~11.3 ka from Lago Maldonado. Our N3 phase in the LCP basin represents the local expression of the Lower United

Lake or Chalenko phase, made possible by recession of the Soler glacier from the Lago Bertrand moraines.

- (5) We infer the opening of the lower Valle Río Baker and the irreversible establishment of the current drainage setting shortly before ~11.3 ka. The subsequent N2 and N1 phases represent ephemeral stabilization events related probably to moraine collapses.
- (6) We observe that the N3 landforms are the most ubiquitous, well-preserved, and largest morphologies in the study area, aspects that may represent an extended period of glacial lake stability, enhanced sediment supply by increased precipitation, and profuse snow and ice melting driven by temperate conditions between ~14.8–11.3 a. This climatic scenario differs from the colder and drier conditions that prevailed during the N4 and N5 phases between ~20.7–14.8 ka. The end of the N3 phase occurred shortly after a warm pulse and decline in precipitation at ~11.7 ka that initiated the Holocene at western Patagonian scale.

## DATA AVAILABILITY STATEMENT

The raw data supporting the conclusion of this article will be made available by the authors, without undue reservation.

## AUTHOR CONTRIBUTIONS

AV: Conceptualization, methodology, investigation, visualization, writing—original draft preparation. VF-A:

## REFERENCES

- Anderson, R. F., Ali, S., Bradtmiller, L. I., Nielsen, S. H. H., Fleisher, M. Q., Anderson, B. E., et al. (2009). Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO<sub>2</sub>. *Science* 323 (5920), 1443–1448. doi:10.1126/science.1167441
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., and Dunai, T. J. (2008). A Complete and Easily Accessible Means of Calculating Surface Exposure Ages or Erosion Rates from <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al Measurements. *Quat. Geochronol.* 3 (3), 174–195. doi:10.1016/j.quageo.2007.12.001
- Bell, C. M. (2008). Punctuated Drainage of an Ice-dammed Quaternary lake in Southern South America. *Geografiska Annaler: Ser. A, Phys. Geogr.* 90 (1), 1–17. doi:10.1111/j.1468-0459.2008.00330.x
- Bendle, J. M., Palmer, A. P., Thorndycraft, V. R., and Matthews, I. P. (2017). High-resolution Chronology for Deglaciation of the Patagonian Ice Sheet at Lago Buenos Aires (46.5°S) Revealed through Varve Chronology and Bayesian Age Modelling. *Quat. Sci. Rev.* 177, 314–339. doi:10.1016/j.quascirev.2017.10.013
- Benito, G., and Thorndycraft, V. R. (2020). Catastrophic Glacial-lake Outburst Flooding of the Patagonian Ice Sheet. *Earth-Science Rev.* 200, 102996. doi:10.1016/j.earscirev.2019.102996
- Blaauw, M., and Christen, J. A. (2011). Flexible Paleoclimate Age-Depth Models Using an Autoregressive Gamma Process. *Bayesian Anal.* 6 (3), 457–474. doi:10.1214/11-BA618
- Boeux, J., Fogwill, C., Harrison, S., Glasser, N. F., Hein, A., Schnabel, C., et al. (2013). Rapid Thinning of the Late Pleistocene Patagonian Ice Sheet Followed Migration of the Southern Westerlies. *Sci. Rep.* 3 (1), 1–6. doi:10.1038/srep02118

Conceptualization, methodology, writing—review and editing. ES: Conceptualization, writing—review and editing. RH: Methodology. RV-M: writing—review and editing. PM: Conceptualization, methodology, formal analysis, visualization, writing—review and editing. JL: Methodology.

## FUNDING

This work was funded by Iniciativa Científica Milenio NC120066, FONDECYT 1180815 (RV-M), and FONDECYT 1191942 (VF-A).

## ACKNOWLEDGMENTS

We thank D. Briones, M. Martini, L. Guerra, E. Fercovic, and V. Rivillo for providing field assistance, and A. Arancibia for GNSS data processing. Our appreciation goes to O. Pesce, W. Henríquez, and I. Jara for providing coring assistance. We thank T. Guilderson, R. De Pol, and J. Southon for their contributions to the development of radiocarbon dates from Lago Maldonado.

## SUPPLEMENTARY MATERIAL

The Supplementary Material for this article can be found online at: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2022.817775/full#supplementary-material>

- Bourgeois, J., Cisternas, M. E., Braucher, R., Bourlès, D., and Frutos, J. (2016). Geomorphic Records along the General Carrera (Chile)-Buenos Aires (Argentina) Glacial Lake (46°–48°S), Climate Inferences, and Glacial Rebound for the Past 7–9 Ka. *J. Geology.* 124 (1), 27–53. doi:10.1086/684252
- Caldenius, C. C. z. (1932). Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler* 14 (1–2), 1–164. doi:10.2307/519583
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., et al. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science* 325 (5941), 710–714. doi:10.1126/science.1172873
- Davies, B. J., Darvill, C. M., Lovell, H., Bendle, J. M., Dowdeswell, J. A., Fabel, D., et al. (2020). The Evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 Ka to the Present Day (PATICE). *Earth-Science Rev.* 204, 103152. doi:10.1016/j.earscirev.2020.103152
- Davies, B. J., Thorndycraft, V. R., Fabel, D., and Martin, J. R. V. (2018). Asynchronous Glacier Dynamics during the Antarctic Cold Reversal in central Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 200, 287–312. doi:10.1016/j.quascirev.2018.09.025
- Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J. R., Edwards, R. L., Schaefer, J. M., and Putnam, A. E. (2010). The Last Glacial Termination. *Science* 328 (5986), 1652–1656. doi:10.1126/science.1184119
- Douglass, D., Singer, B., Kaplan, M., Mickelson, D., and 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. *Quat. Geochronol.* 1 (1), 43–58. doi:10.1016/j.quageo.2006.06.001
- Durcan, J. A., King, G. E., and Duller, G. A. T. (2015). DRAC: Dose Rate and Age Calculator for Trapped Charge Dating. *Quat. Geochronol.* 28, 54–61. doi:10.1016/j.quageo.2015.03.012

- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H., and Olley, J. M. (1999). Optical Dating of Single and Multiple Grains of Quartz from Jinnium Rock Shelter, Northern Australia: Part I, Experimental Design and Statistical Models. *Archaeometry* 41 (2), 339–364. doi:10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x
- Glasser, N. F., Harrison, S., Ivy-Ochs, S., Duller, G. A. T., and Kubik, P. W. (2006). Evidence from the Rio Bayo valley on the Extent of the North Patagonian Icefield during the Late Pleistocene-Holocene Transition. *Quat. Res.* 65 (1), 70–77. doi:10.1016/j.yqres.2005.09.002
- Glasser, N. F., Harrison, S., Schnabel, C., Fabel, D., and Jansson, K. N. (2012). Younger Dryas and Early Holocene Age Glacier Advances in Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 58, 7–17. doi:10.1016/j.quascirev.2012.10.011
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Duller, G. A. T., Singarayer, J., Holloway, M., and Harrison, S. (2016). Glacial lake Drainage in Patagonia (13–8 Kyr) and Response of the Adjacent Pacific Ocean. *Sci. Rep.* 6 (1), 1–7. doi:10.1038/srep21064
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Harrison, S., and Kleman, J. (2008). The Glacial Geomorphology and Pleistocene History of South America between 38°S and 56°S. *Quat. Sci. Rev.* 27 (3–4), 365–390. doi:10.1016/j.quascirev.2007.11.011
- Hein, A. S., Hulton, N. R. J., Dunai, T. J., Sugden, D. E., Kaplan, M. R., and Xu, S. (2010). The Chronology of the Last Glacial Maximum and Deglacial Events in central Argentine Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 29 (9–10), 1212–1227. doi:10.1016/j.quascirev.2010.01.020
- Heiri, O., Lotter, A. F., and Lemcke, G. (2001). Loss on Ignition as a Method for Estimating Organic and Carbonate Content in Sediments: Reproducibility and Comparability of Results. *J. Paleolimnology* 25, 101–110. doi:10.1023/A:1008119611481
- Henríquez, W. I., Villa-Martínez, R., Vilanova, I., de Pol-Holz, R., and Moreno, P. I. (2017). The Last Glacial Termination on the Eastern Flank of the central Patagonian Andes (47° S). *Clim. Past* 13 (7), 879–895. doi:10.5194/cp-13-879-2017
- Hogg, A. G., Heaton, T. J., Hua, Q., Palmer, J. G., Turney, C. S., Southon, J., et al. (2020). SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0–55,000 Years Cal BP. *Radiocarbon* 62 (4), 759–778. doi:10.1017/RDC.2020.59
- Hubbard, A., Hein, A. S., Kaplan, M. R., Hulton, N. R. J., and Glasser, N. (2005). A Modelling Reconstruction of the Last Glacial Maximum Ice Sheet and its Deglaciation in the Vicinity of the Northern Patagonian Icefield, South America. *Geografiska Annaler: Ser. A, Phys. Geogr.* 87 (2), 375–391. doi:10.1111/j.0435-3676.2005.00264.x
- Kaplan, M. R., Strelin, J. A., Schaefer, J. M., Denton, G. H., Finkel, R. C., Schwartz, R., et al. (2011). *In-situ* Cosmogenic <sup>10</sup>Be Production Rate at Lago Argentino, Patagonia: Implications for Late-Glacial Climate Chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 309 (1–2), 21–32. doi:10.1016/j.epsl.2011.06.018
- Lal, D. (1991). Cosmic ray Labeling of Erosion Surfaces: *In Situ* Nuclide Production Rates and Erosion Models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104 (2–4), 424–439. doi:10.1016/0012-821X(91)90220-C
- Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H. W., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., et al. (2007). Modulation of the Bipolar Seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1. *Earth Planet. Sci. Lett.* 259 (3–4), 400–413. doi:10.1016/j.epsl.2007.04.040
- Lifton, N., Smart, D. F., and Shea, M. A. (2008). Scaling Time-Integrated *In Situ* Cosmogenic Nuclide Production Rates Using a Continuous Geomagnetic Model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 268 (1–2), 190–201. doi:10.1016/j.epsl.2008.01.021
- Moreno, P. I., Henríquez, W. I., Pesce, O. H., Henríquez, C. A., Fletcher, M. S., Garreaud, R. D., et al. (2021). An Early Holocene westerly Minimum in the Southern Mid-latitudes. *Quat. Sci. Rev.* 251, 106730. doi:10.1016/j.quascirev.2020.106730
- Moreno, P. I., Videla, J., Valero-Garcés, B., Alloway, B. v., and Heusser, L. E. (2018). A Continuous Record of Vegetation, Fire-Regime and Climatic Changes in Northwestern Patagonia Spanning the Last 25,000 Years. *Quat. Sci. Rev.* 198, 15–36. doi:10.1016/j.quascirev.2018.08.013
- Murray, A. S., and Wintle, A. G. (2000). Luminescence Dating of Quartz Using an Improved Single-Aliquot Regenerative-Dose Protocol. *Radiat. Measurements* 32 (1), 57–73. doi:10.1016/S1350-4487(99)00253-X
- Murray, A. S., and Wintle, A. G. (2003). The Single Aliquot Regenerative Dose Protocol: Potential for Improvements in Reliability. *Radiat. Measurements* 37 (4–5), 377–381. doi:10.1016/S1350-4487(03)00053-2
- R Core Team (2020). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing. Available at: <https://www.R-project.org/>.
- Rabassa, J., and Clapperton, C. M. (1990). Quaternary Glaciations of the Southern Andes. *Quat. Sci. Rev.* 9 (2–3), 153–174. doi:10.1016/0277-3791(90)90016-4
- Stone, J. O. (2000). Air Pressure and Cosmogenic Isotope Production. *J. Geophys. Res.* 105 (B10), 23753–23759. doi:10.1029/2000JB900181
- Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W. (2021). CALIB 8.2. [WWW program]. Available at: <http://calib.org> (Accessed 7 30, 2021).
- Thorndycraft, V. R., Bendle, J. M., Benito, G., Davies, B. J., Sancho, C., Palmer, A. P., et al. (2019). Glacial lake Evolution and Atlantic-Pacific Drainage Reversals during Deglaciation of the Patagonian Ice Sheet. *Quat. Sci. Rev.* 203, 102–127. doi:10.1016/j.quascirev.2018.10.036
- Toggweiler, J. R., Russell, J. L., and Carson, S. R. (2006). Midlatitude Westerlies, Atmospheric CO<sub>2</sub>, and Climate Change during the Ice Ages. *Paleoceanography* 21 (2). doi:10.1029/2005PA001154
- Turner, K. J., Fogwill, C. J., McCulloch, R. D., and Sugden, D. E. (2005). Deglaciation of the Eastern Flank of the north Patagonian Icefield and Associated continental-scale lake Diversions. *Geografiska Annaler: Ser. A, Phys. Geogr.* 87 (2), 363–374. doi:10.1111/j.0435-3676.2005.00263.x
- Vilanova, I., Moreno, P. I., Miranda, C. G., and Villa-Martínez, R. P. (2019). The Last Glacial Termination in the Coyhaique Sector of central Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 224, 105976. doi:10.1016/j.quascirev.2019.105976
- Villa-Martínez, R., and Moreno, P. I. (2021). Development and Resilience of Deciduous Nothofagus Forests since the Last Glacial Termination and Deglaciation of the central Patagonian Andes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 574, 110459. doi:10.1016/j.palaeo.2021.110459
- Villa-Martínez, R., Moreno, P. I., and Valenzuela, M. A. (2012). Deglacial and Postglacial Vegetation Changes on the Eastern Slopes of the central Patagonian Andes (47°S). *Quat. Sci. Rev.* 32, 86–99. doi:10.1016/j.quascirev.2011.11.008

**Conflict of Interest:** The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

The handling Editor declared a past co-authorship with one of the authors ES.

**Publisher's Note:** All claims expressed in this article are solely those of the authors and do not necessarily represent those of their affiliated organizations, or those of the publisher, the editors and the reviewers. Any product that may be evaluated in this article, or claim that may be made by its manufacturer, is not guaranteed or endorsed by the publisher.

Copyright © 2022 Vásquez, Flores-Aqueveque, Sagredo, Hevia, Villa-Martínez, Moreno and Antinao. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.



## 6 Análisis de testigos de sedimentos

### 6.1 Resultados

#### Lago Maldonado

Los resultados obtenidos en base a las descripciones sedimentológicas y tomografías de los testigos de sedimento permitieron el desarrollo de columnas estratigráficas del Lago Maldonado, como se observa en la Figura 6.1.

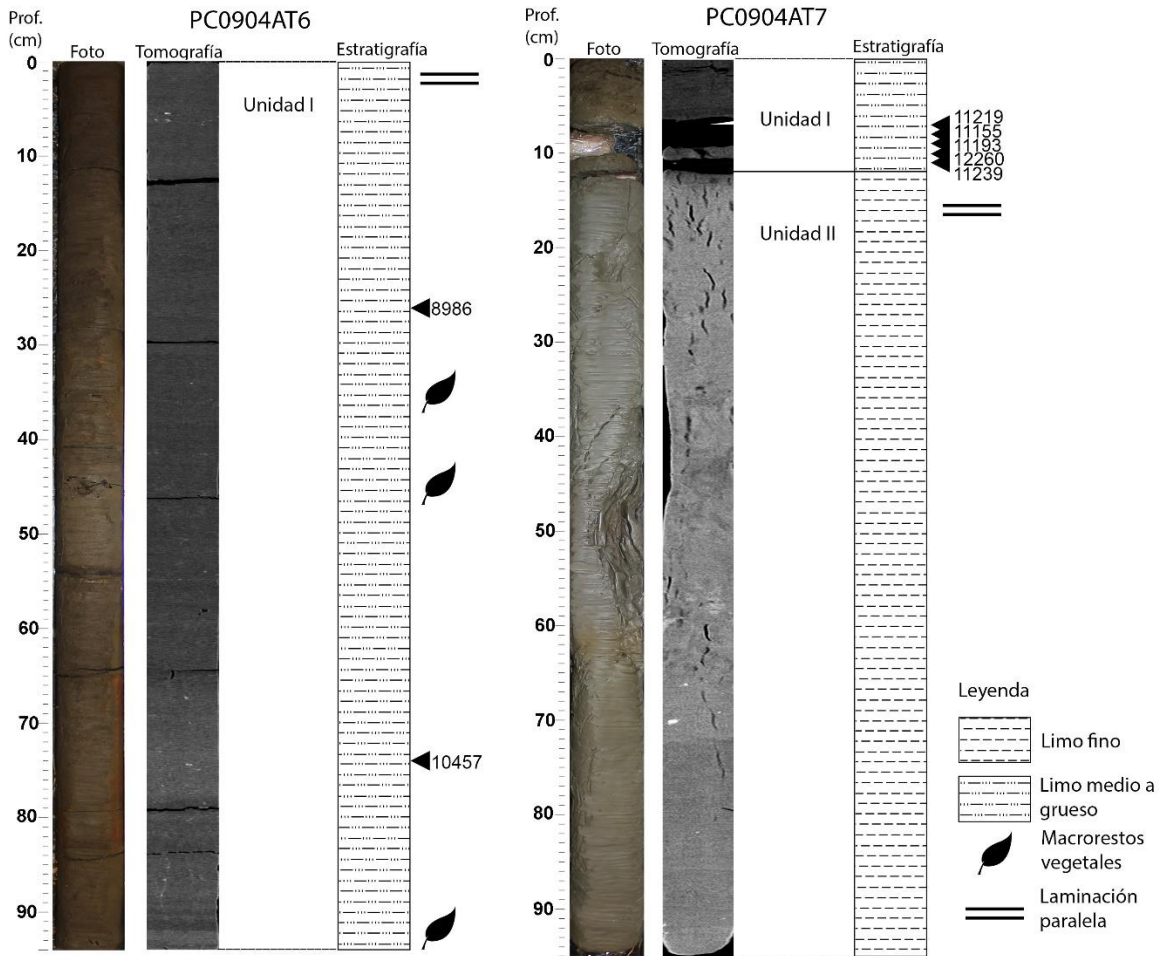


Figura 6.1 Fotografías, tomografías y columnas estratigráficas de los testigos de sedimento del Lago Maldonado.

Se observa la existencia de dos unidades principales en la secuencia estratigráfica (Figura 6.1). La Unidad I se presenta en la totalidad del testigo PC0904AT6 y en los primeros 13 cm del testigo PC0904AT7, abarcando un total de 107 cm. Se compone principalmente de sedimentos limosos de color pardo con presencia de algunos restos de macro vegetales no abundantes. Las tomografías muestran desarrollo de laminación paralela de escala milimétrica. La Unidad II se encuentra en el testigo PC0904AT7 entre 13-95 cm y se compone de limo fino gris. Las tomografías muestran la presencia de algunos clastos ocasionales de mayor tamaño (puntos blancos) y de laminación paralela muy fina. El

contacto entre ambas unidades es más bien abrupto según lo observado en las tomografías.

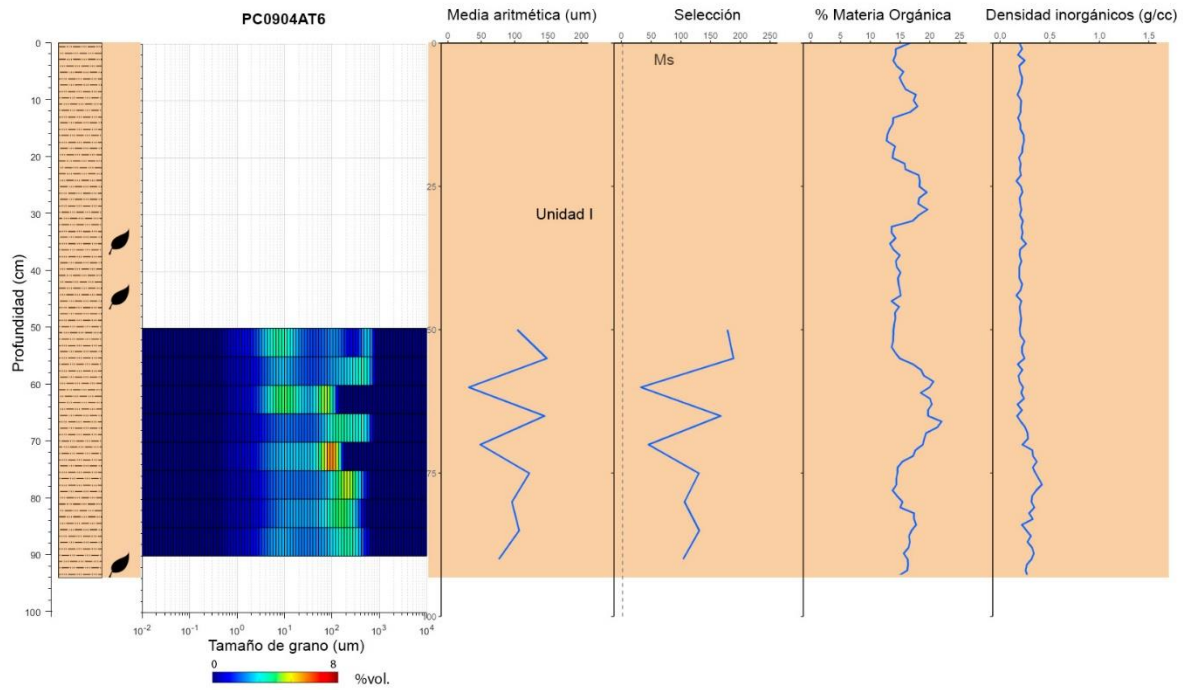


Figura 6.2 Análisis granulométrico del testigo PC0904AT6. De izquierda a derecha: columna estratigráfica, gráfico de distribución de tamaño de grano, media aritmética, selección, % de materia orgánica y densidad de inorgánicos.

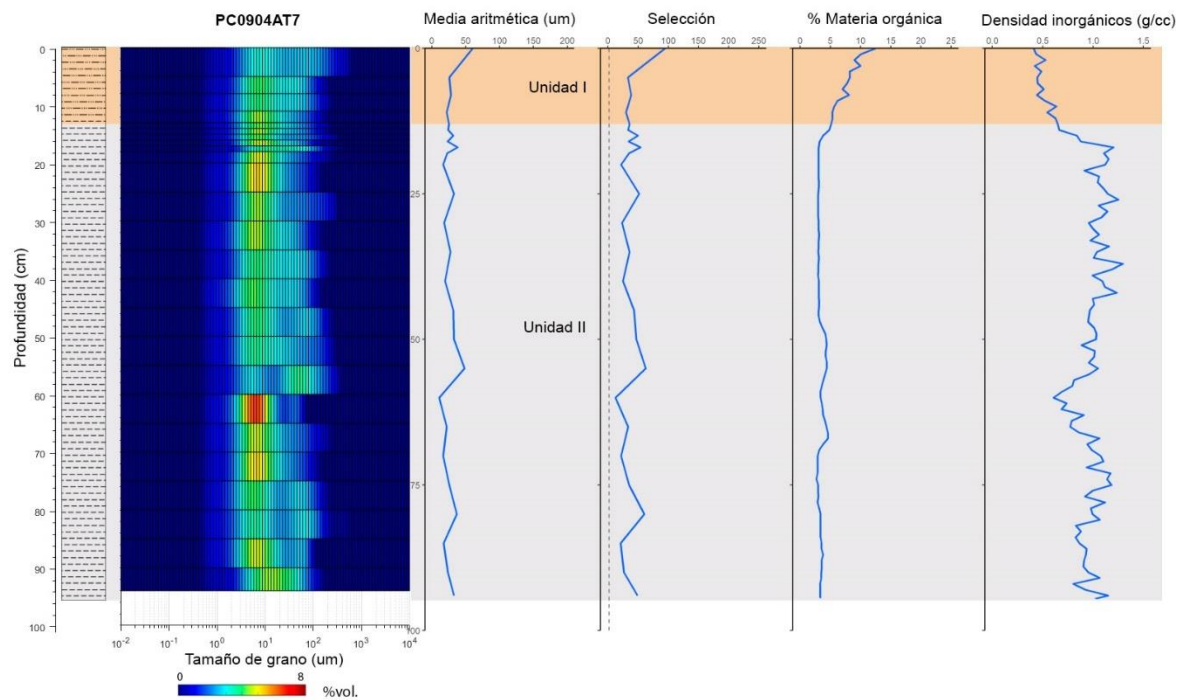


Figura 6.3 Análisis granulométrico del testigo PC0904AT7. De izquierda a derecha: columna estratigráfica, gráfico de distribución de tamaño de grano, media aritmética, selección, % de materia orgánica y densidad de inorgánicos.

Los análisis granulométricos y PPI se presentan en las Figuras 6.2, 6.3 y 6.4. Los valores de carbonatos no presentan variaciones importantes y mantienen valores entre 0-5% por lo que no se consideran en las discusiones. La granulometría de la Unidad I presenta una media aritmética con variaciones intermitentes entre limo fino/medio y limo grueso / arena muy fina (Figura 6.2 y 6.3), resultando en una distribución bimodal con estos tamaños (Figura 6.4). Esto se ve reflejado también en la selección, que se presenta también variable a lo largo de la unidad. Tanto el tamaño como la selección de los granos tienden a valores más bajos y homogéneos hacia la base de la unidad. Esto es un tanto diferente a las descripciones visuales realizadas en esta unidad, pero se consideran datos más válidos los de granulometría. El porcentaje de materia orgánica presenta valores variables entre 10-20%, pero se observa una disminución constante hacia la base de la unidad. La densidad de inorgánicos presenta valores muy homogéneos de  $\sim 0.3 \text{ g/cm}^3$  y aumenta hasta  $\sim 0.5 \text{ g/cm}^3$  hacia la base. La Unidad II presenta una media aritmética más homogénea (Figura 6.3) con una distribución unimodal (Figura 6.4), indicando la predominancia de limo fino en esta unidad. La selección sigue una tendencia similar con valores mucho más homogéneos y bajos con respecto a la Unidad I. La materia orgánica es muy baja ( $< 5\%$ ) y la densidad de inorgánicos más alta ( $\sim 1 \text{ g/cm}^3$ ).

Estas observaciones rectifican la clasificación de unidades realizadas en las descripciones visuales de los testigos. Sin embargo, la transición parece ser más gradual que lo observado en las tomografías, caracterizado por un aumento gradual y rápido de la materia orgánica y una disminución un poco más abrupta de los inorgánicos.

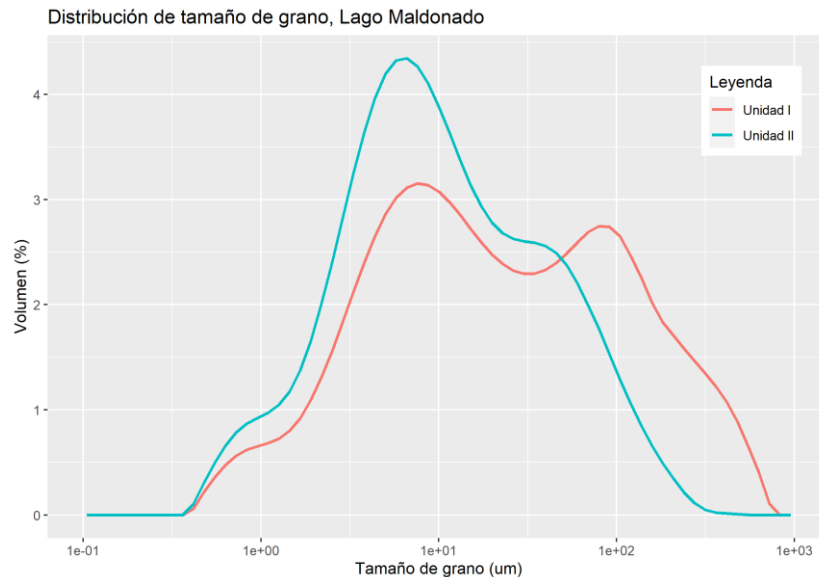


Figura 6.4 Distribución de tamaño de grano en las distintas unidades reconocidas en los testigos de sedimento del Lago Maldonado.



## **Lago Edita**

Las columnas estratigráficas, fotografías y tomografías obtenidas en el Lago Edita se presentan en la Figura 6.5. En este caso se estudiaron cuatro testigos, dos correspondientes a la serie A y dos de la serie B, de profundidades similares entre sí. Las tomografías y PPI se realizaron en los testigos de la serie A, mientras que la granulometría se realizó en los testigos de la serie B.

Se definió un total de cuatro unidades, observables en ambas series y correlacionables entre sí (Figura 6.5). La Unidad I se extiende entre 0-60 cm en el testigo PC0902AT8 y entre 0-8 cm en PC0902BT8. Se compone principalmente de limo pardo con algunas intercalaciones de arcilla, observables en las tomografías. La Unidad II se encuentra entre 60-98 cm en PC0902AT8 y continúa en 0-8 cm en PC0902AT9; en la serie B se encuentra entre 8-60 cm en PC0902BT8. Por lo tanto, tiene un espesor de 52 cm, determinados en la serie B donde la unidad se encuentra completa en un testigo. Esta presenta intercalaciones de limo y arcilla carbonatadas, que reaccionaron fuertemente con ácido. En las tomografías los carbonatos se observan con tonalidades más blanquecinas. Además, en las tomografías se observa una fuerte deformación de las capas hacia la base de la unidad, con estructuras de carga y de llama en el límite con la Unidad III. La Unidad III tiene un espesor variable debido a que el contacto con la Unidad IV cambia dentro del testigo según lo observado en la tomografía de PC0902AT9, dando un rango entre 20 y 30 cm. En PC0902BT8 se ubica entre 60-91 cm. Se compone de limo fino y arcilla gris muy compacta. Tanto hacia el techo como hacia la base se observan estructuras de llama en los contactos con las unidades II y IV. La Unidad IV se encuentra entre 35-90 cm en PC0902AT9, entre 91-100 en PC0902BT8 y en toda la extensión de PC0902BT9 (90 cm), por lo que tiene un espesor de al menos 99 cm. También se compone de limo fino y arcilla gris, pero hay una presencia muy abundante de clastos de tamaño arena fina a grava fina angulosos, especialmente hacia el techo de la unidad, observables como singularidades blanquecinas en las tomografías. Las tomografías muestran también una fuerte deformación de esta unidad, observable como laminación convoluta, y se reconocen también algunas intercalaciones de arena muy fina y limo grueso.

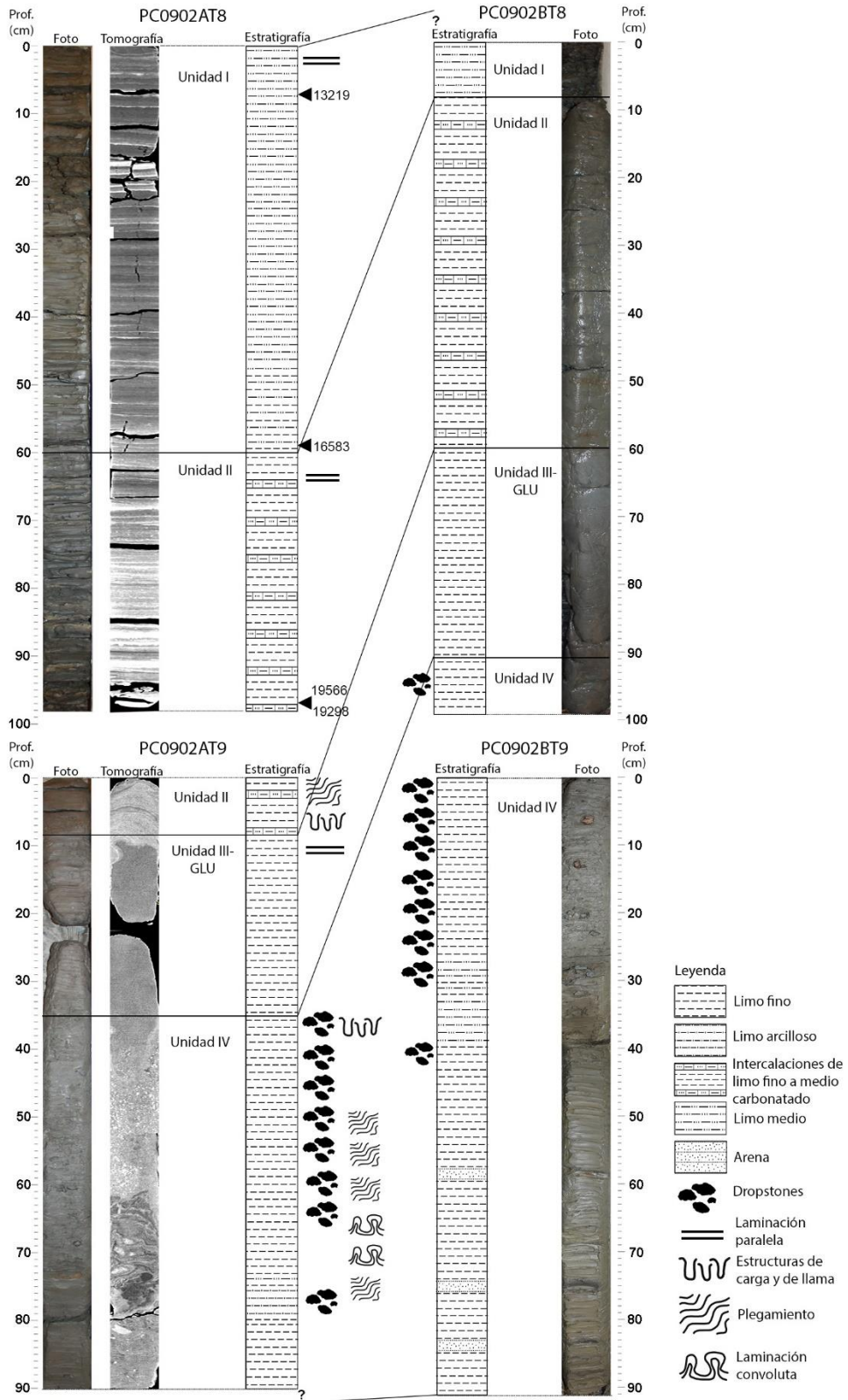


Figura 6.5 Fotografías, tomografías y columnas estratigráficas de los testigos de sedimento del Lago Edita.

La granulometría y PPI se presenta en las Figuras 6.6, 6.7 y 6.8. La Unidad I presenta una media aritmética poco variable (Figura 6.6) y con una distribución unimodal (Figura 6.8), con una predominancia de limo fino a medio. La selección tiene valores bajos y es poco variable a lo largo de la unidad. El porcentaje de materia orgánica varía entre 5-7.5% y los siliciclastos entre 0-1 g. Los carbonatos se mantienen con valores bajos (<5%). La Unidad II, correspondiente a la unidad carbonatada, presenta mayor variabilidad en términos de tamaño de grano, especialmente hacia el techo (Figura 6.6), con una moda principal en torno a limo medio y una menor en arena media (Figura 6.8). La selección tiene valores principalmente bajos y sigue una tendencia similar. Si bien en las descripciones visuales no se distinguió una capa de arena como indica la granulometría, se considera este método más válido y confiable para la definición de tamaño de grano. La materia orgánica varía entre 2.5-7.5% y aumenta levemente hacia el techo, mientras que los siliciclastos disminuyen levemente hacia el techo. Los carbonatos varían entre 0-25% en esta unidad, denotando una marcada diferencia con respecto a las otras unidades.

La Unidad III presenta una granulometría muy homogénea (Figura 6.6) con una distribución unimodal con predominancia de limo fino (Figura 6.8). La selección tiene valores bajos y poco variables a lo largo de la unidad. El porcentaje de materia orgánica varía entre 2.5-5% con un leve aumento hacia el techo y los siliciclastos disminuyen gradualmente hacia el techo. Los carbonatos se mantienen constantes y en baja abundancia (<5%). La Unidad IV presenta valores de media aritmética variable (Figura 6.7) con predominancia de limo medio, ligeramente mayor con respecto a las otras unidades, y una segunda moda de arena media (Figura 6.8). Esto último responde directamente a la presencia de clastos de arena fina a media reportados anteriormente (los clastos más grandes fueron tamizados previamente al análisis de granulometría). Hacia la base, la disminución de estos clastos de mayor tamaño implica también una disminución de la media aritmética. La selección sigue un patrón similar, presentando valores más altos asociados a la presencia de clastos de mayor tamaño. La materia orgánica presenta valores bajos (<3%) y el peso de los siliciclastos aumenta hacia el techo, asociado a los clastos de arena. No se observan variaciones importantes de carbonatos (<5%).



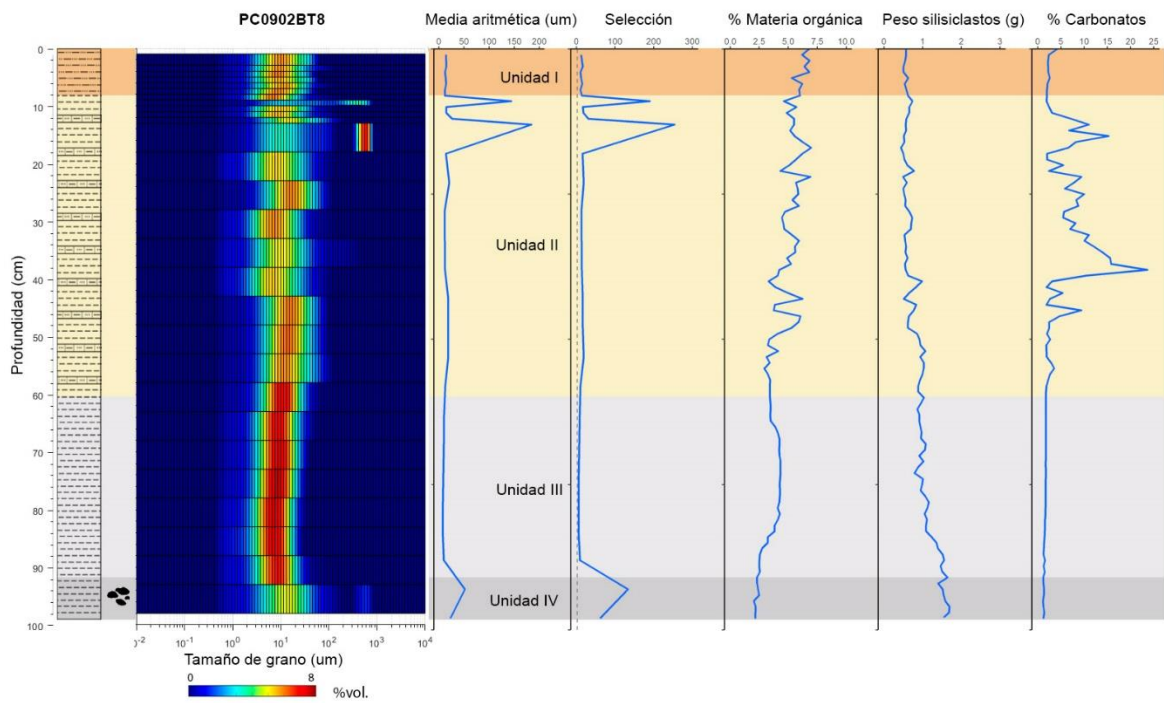


Figura 6.6 Análisis granulométrico de testigo PC0902BT8. De izquierda a derecha: columna estratigráfica, gráfico de distribución de tamaño de grano, media aritmética, selección, % de materia orgánica, peso de siliciclastos y % de carbonatos.

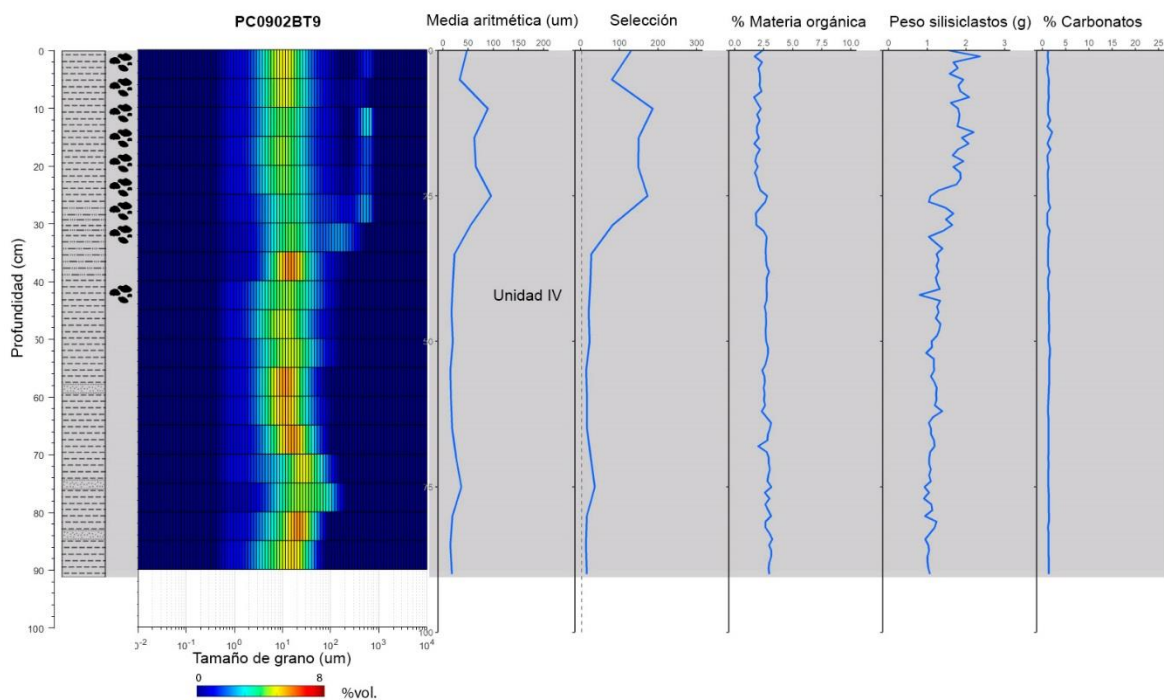


Figura 6.7 Análisis granulométrico de testigo PC0902BT9. De izquierda a derecha: columna estratigráfica, gráfico de distribución de tamaño de grano, media aritmética, selección, % de materia orgánica, peso de siliciclastos y % de carbonatos.

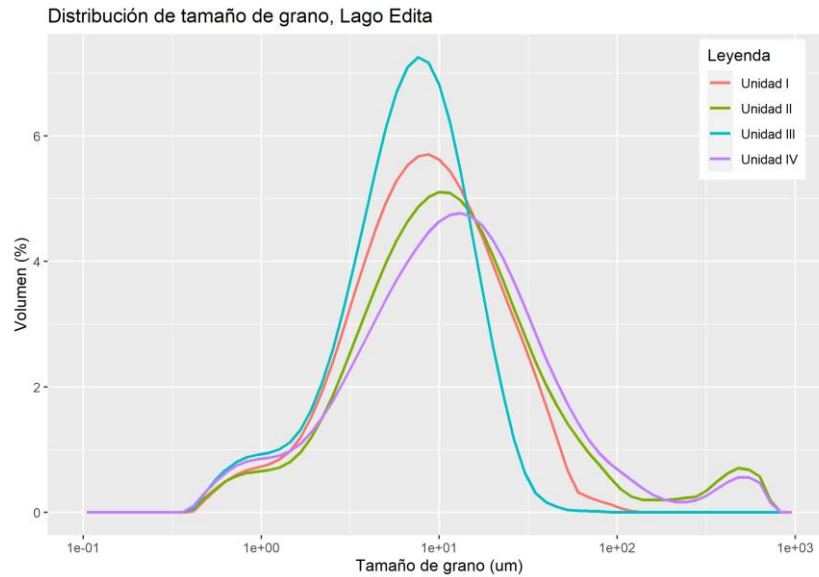


Figura 6.8 Distribución de tamaño de grano en las distintas unidades reconocidas en los testigos de sedimento del Lago Edita.

## 6.2 Discusiones

### 6.2.1 Lago Maldonado

En base a los resultados obtenidos a partir de descripciones, análisis de granulometría, PPI y tomografías de testigos del Lago Maldonado se determinaron dos unidades principales, las cuales indican el desarrollo de dos fases principales de deposición. Estas se describen a continuación desde la más antigua a la más nueva:

Fase 1: Ambiente lacustre con influencia glacial distal: La unidad basal, correspondiente a la Unidad II, es interpretada como un ambiente lacustre de baja energía y con influencia glacial distal. Esto se evidencia por la presencia de sedimentos finos y de buena selección, que indican predominancia de un transporte de larga distancia por suspensión. Además, la coloración grisácea, bajo contenido de materia orgánica (<5%) y mayor cantidad de materia inorgánica indican el dominio de deposición terrígena, común en ambientes glaciolacustres distales (Fitzsimons & Howarth, 2018).

Fase 2: Ambiente lacustre sin influencia glacial: La unidad superior, correspondiente a la Unidad I, se interpreta como un ambiente lacustre sin influencia glacial. Aquí se observa una disminución importante de los sedimentos terrígenos inorgánicos y un aumento de los sedimentos autigénicos producto del establecimiento de la vegetación (materia orgánica >10%). Esto se evidencia también en la presencia de macro restos vegetales. El tamaño de grano aumenta, predominando el limo grueso a muy grueso, acompañado de limo fino.

### 6.2.2 Lago Edita

Los resultados obtenidos permitieron la definición de cuatro unidades principales en los testigos estudiados del Lago Edita, que se relacionan a cuatro fases de evolución del lago. Estas se describen a continuación desde la más antigua a la más nueva:

Fase 1: Ambiente lacustre en contacto con hielo: La Unidad IV presenta dos características principales que permiten interpretarla como un ambiente lacustre en contacto directo con hielo. En primer lugar, tenemos la granulometría, que se destaca por una gran cantidad de clastos angulosos de tamaño arena fina a grava fina dispersos en una matriz de limo medio. Estos corresponden a detritos transportados por hielo (IRD, por sus siglas en inglés), es decir, clastos liberados por témpanos de hielo sobre el lecho del lago, acompañados de una gran cantidad de sedimentos finos transportados por suspensión. Esto indica un *calving* activo en el área, que podría estar relacionado a una etapa de retroceso glacial. En segundo lugar se encuentra la fuerte deformación de los sedimentos, evidenciada en estructuras de carga y de llama, típicas de ambientes lacustres de contacto glacial (Fitzsimons & Howarth, 2018). Dada la complejidad de la deformación no es posible determinar una causa específica, pudiendo ser syndepositacional y/o postdepositacional, que pueden ocurrir por diversos procesos, por ejemplo, movimientos de masa desde el glaciar hacia el lago, generación de turbiditas, deformación directa por témpanos de hielo que entran en contacto con sedimentos más someros, derretimiento de hielo en contacto con los sedimentos, entre otros (Fitzsimons & Howarth, 2018).

Fase 2: Ambiente lacustre glacial distal: Esta fase se identifica en la Unidad III, compuesta principalmente por limo fino gris compacto de muy buena selección y sin presencia de detritos o *dropstones*, lo cual se interpreta como una lejanía del frente glacial con respecto a la fase 1, con un dominio de la deposición por suspensión de sedimentos terrígenos. Sin embargo, se observa aun deformación de los sedimentos en el contacto de esta unidad con las dos unidades adyacentes, producida probablemente por deformación syndepositacional y/o postdepositacional relacionada a derretimiento de hielo cercano. Por lo tanto, se concluye que el frente glacial se encuentra en un proceso activo de retroceso durante las fases 1 y 2, provocando un cambio gradual desde sedimentos lacustres cercanos al hielo, hacia sedimentos lacustres más distales del frente glacial.

Fase 3: Ambiente lacustre somero sin influencia glacial: La Unidad II se compone de intercalaciones de limo fino a medio carbonatados. Los sedimentos carbonatados lacustres pueden producirse por precipitación química gatillada por cambios de pH inducidos por actividad biológica o cambios físicos del agua, también pueden ser producidos por organismos acuáticos o pueden ser transportados desde unidades geológicas carbonatadas (Villa-Martínez et al., 2012). En este caso, la segunda opción puede ser descartada considerando la ausencia de moluscos acuáticos en el registro sedimentario. La tercera opción también puede descartarse dado que no hay recargas al lago provenientes de suelos o rocas carbonatadas. Por lo tanto, se trataría de carbonatos autigénicos. En otros lagos de Patagonia, como por ejemplo el Lago Augusta, los carbonatos autigénicos han sido interpretados como mayores tasas de evaporación, que promueven un aumento de la concentración de carbonatos y su precipitación (Villa-



Martínez et al., 2012). Esto podría haber producido a su vez una somerización del nivel lacustre. Se observa además un aumento de la materia orgánica y disminución del contenido de siliciclastos, que se interpreta como el inicio del desarrollo de la vegetación en la zona y retiro glacial.

Fase 4: Ambiente lacustre no somero sin influencia glacial: La última fase reconocida se asocia a la Unidad I, compuesta principalmente por limo fino a medio pardo con algunas intercalaciones de arcilla. La ausencia de carbonatos de la Unidad I con respecto a la Unidad II se interpreta como un aumento del nivel del lago, que inhibe los procesos de precipitación de carbonatos. Además, durante este periodo se observa un aumento importante de la microalga *Pediastrum* (Henríquez et al., 2017), que puede estar asociado también al aumento del nivel del agua. La coloración de los sedimentos cambia progresivamente a tonos cada vez más pardos hacia el techo y se observa un aumento gradual del porcentaje de materia orgánica, indicando una mayor presencia de vegetación en la zona.

### 6.2.3 Implicancias regionales

La estratigrafía del Lago Edita muestra una transición de sedimentación glaciolacustre de alto contenido siliciclástico a una unidad de limo y arcilla carbonatada de mayor contenido orgánico, a los 19.3 ka. Esto fue interpretado anteriormente como el inicio de la colonización de la vegetación y un descenso del nivel del lago. Este episodio se relaciona a un descenso abrupto del nivel del Lago Cochrane desde su etapa inicial, que se encontraba ~400 m por sobre el nivel actual, cubriendo el Lago Edita (Vásquez et al., 2022). Tras el descenso del nivel del lago regional, el Lago Edita habría quedado aislado, manteniendo un nivel relativamente bajo que favoreció la formación de carbonatos autigénicos hasta los ~16.6 ka. El registro de paleovegetación del Lago Edita muestra el inicio de la colonización por hierbas y arbustos desde los 19.3 ka, infiriéndose condiciones frías y húmedas hasta ~16.8 ka (Henríquez et al., 2017). Un aumento importante de la conífera higrófila *P. Nubigena* a ~16.8 ka sugiere un aumento de las precipitaciones, que se mantiene hasta los ~13 ka. Este “evento húmedo” está presente también en el registro del Lago Mellizas (Villa-Martínez & Moreno, 2021), ubicado en el sector de Coyhaique, donde se observa un aumento muy importante de *Nothofagus* desde ~16.6 ka que se mantiene hasta los ~11.7 ka. Esto también se evidencia en el Lago Unco por un marcado aumento del helecho *Blechnum* a los ~16.6 ka (Vilanova et al., 2019). Esto sugiere un aumento de las precipitaciones a nivel regional debido probablemente a un reforzamiento de los vientos del oeste (Villa-Martínez & Moreno, 2021). Esto coincide con el cambio deposicional que se observa en el Lago Edita (Figura 6.9), donde a los ~16.6 ka cesa la formación de carbonatos autigénicos, interpretado como un aumento en el nivel del lago. Por lo tanto, este aumento del nivel del Lago Edita respondería a un aumento significativo de las precipitaciones.

Los registros de paleovegetación indican que estas condiciones de temperaturas templadas a frías y de altas precipitaciones se mantienen hasta ~11.7 ka, cambiando luego a condiciones cálidas y secas que marcarían el inicio del Holoceno (Villa-Martínez & Moreno, 2021). Esto se aprecia también en registros de hielo antártico, donde se observa

un aumento sostenido de la temperatura entre los 12.7-11.7 ka (Figura 6.9). Este calentamiento regional habría causado un nuevo pulso de derretimiento glacial, provocando la apertura del Río Baker y su establecimiento como vía de drenaje de los lagos Cochrane y General Carrera, a los ~11.3 ka (Vásquez et al., 2022). De manera similar a lo planteado para el Lago Edita, el Lago Maldonado habría quedado aislado del lago regional durante este evento de drenaje abrupto, permitiendo finalmente la colonización de la vegetación.

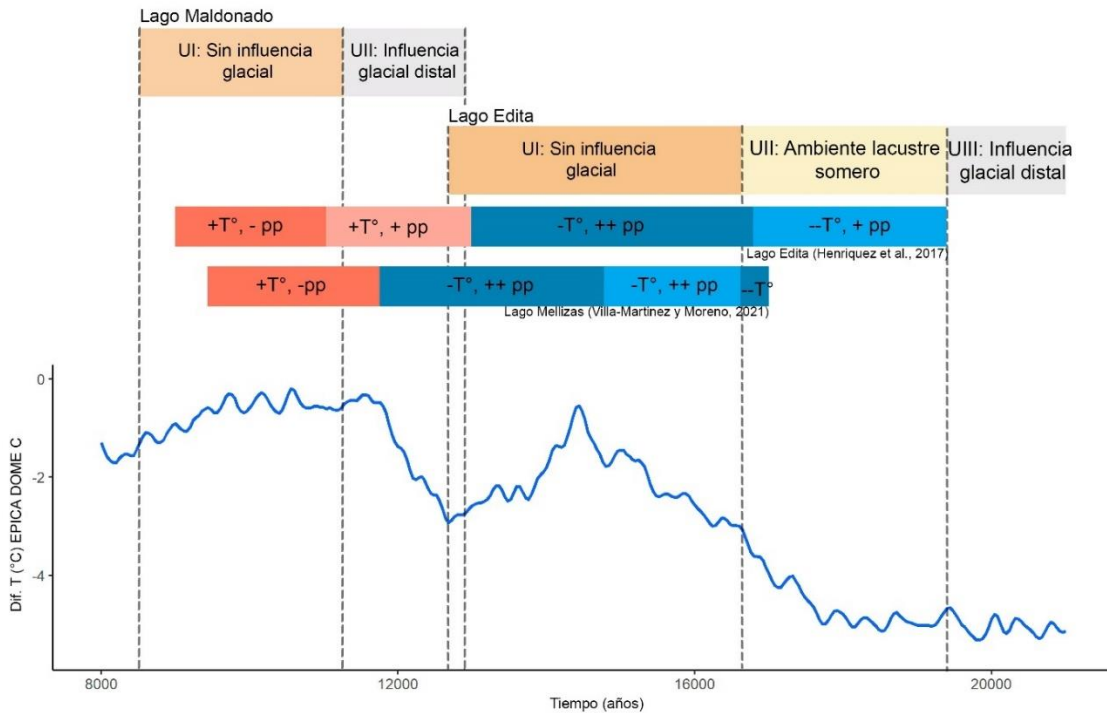


Figura 6.9 Relación entre los testigos de los lagos Maldonado y Edita y datos paleoclimáticos. Los rectángulos rojos/azules corresponden a estudios de paleovegetación de los lagos Edita (Henríquez et al., 2017) y Mellizas (Villa-Martínez & Moreno, 2021). El panel inferior muestra una reconstrucción de temperatura atmosférica del EPICA DOME C, Antártica.

## 7 Conclusiones

Este trabajo incluye el desarrollo de tres capítulos principales, donde se estudió la evolución del Lago General Carrera, evolución del Lago Cochrane y sedimentos lacustres de los lagos umbrales Maldonado y Edita. A continuación, se describen los principales resultados y hallazgos:

- (1) El detallado mapeo geomorfológico de deltas y líneas de costa permitió la identificación de tres fases de estabilización lacustre, previas al nivel actual, en la cuenca del Lago General Carrera: L3 (500-390 msnm), L2 (450-330 msnm) y L1 (340-270 msnm), y cinco fases en la cuenca del Lago Cochrane: N5 (600-500 msnm), N4 (470-400 msnm), N3 (360-300 msnm), N2 (230-220 msnm) y N1 (180-170 msnm). El estudio de estas morfologías permitió además estimar nuevos gradientes de alzamiento para ambas cuencas, obteniendo valores promedios de 0.81, 0.76 y 0.19 m km<sup>-1</sup> para el Lago General Carrera en los niveles L3-L1, y 1.16, 0.81 y 0.51 m km<sup>-1</sup> para los niveles N5-N3 en el Lago Cochrane.
- (2) El desarrollo del Lago General Carrera comienza con un fuerte retroceso glacial desde la morrena Menucos hasta posiblemente la morrena Lago Bertrand, desde los ~16.8 ka. Durante este periodo se depositaron las morfologías pertenecientes al grupo L3, que perduran hasta la apertura del Río Bayo, iniciándose un drenaje hacia el oeste y abandonando el drenaje a través del Río Deseado. La edad de este evento no se encuentra definida, por lo que se sugieren mayores estudios en el sector. La fase L2 se mantiene hasta los ~14.8 ka, cuando el retiro del Glaciar Soler desde la morrena Lago Bertrand habría permitido la unión de los lagos General Carrera y Cochrane a través del Río Baker. Durante esta etapa se habría mantenido el desagüe por el bajo Bayo.
- (3) En la cuenca del Lago Cochrane también habría ocurrido un rápido retroceso glacial que permitió la formación del lago proglacial, entre los ~20.7-19.3 ka. En su etapa inicial (N5), se mantuvo unido con el valle de Chacabuco a través de Puesto Tejuela y su vía de drenaje habría estado establecida a través del Río Caracoles. El continuo retroceso glacial permitió la apertura de la sección central del valle del Río Baker (fase N4, ~19.3-14.8 ka) y eventualmente, la apertura de la sección norte que permitió la formación del lago unido, a los ~14.8 ka.
- (4) Durante la fase unida (~14.8-11.3 ka) se depositaron los deltas de mayor extensión y abundancia en ambas cuencas. Esto puede interpretarse como un periodo de importante estabilidad glacial, mayor disponibilidad de sedimentos producto de mayores tasas de precipitación y mayor cantidad de agua de deshielo causado por temperaturas más cálidas. Este escenario difiere de las condiciones relativamente más secas y frías que prevalecieron durante las fases previas a la fase unida. El fin de la fase N3 a los ~11.3 ka ocurre poco después de un pulso cálido y de menores precipitaciones instaurado a escala Patagónica a los ~11.7 ka (Villa-Martínez & Moreno, 2021), que favoreció el derretimiento de los glaciares.
- (5) El estudio en mayor detalle de los sedimentos del Lago Edita (570 msnm) revalida la hipótesis del aislamiento del lago a los 19.3 ka. Los testigos muestran una



evolución desde un ambiente glacial proximal a glacial distal, típica en zonas con retroceso activo de glaciares, la cual transiciona abruptamente a una unidad carbonatada, interpretada como una somerización del nivel del lago. Este cambio de sedimentación, datado en ~19.3 ka, se interpreta como el aislamiento del Lago Edita del Lago regional Cochrane, provocado por la apertura del valle del Río Baker. El fin de los sedimentos carbonatados se encuentra datado a los ~16.6 ka, dando paso a una unidad limosa y de alto contenido de materia orgánica, la cual indica la presencia de vegetación en la zona y un aumento en el nivel del lago, que sería compatible con un aumento de las precipitaciones evidenciado en los registros de polen desde los ~16.8 ka.

- (6) El registro sedimentológico del Lago Maldonado (325 msnm) muestra la presencia de dos unidades principales, interpretadas como la transición desde un ambiente lacustre con influencia glacial distal hacia un ambiente sin influencia glacial y con abundante vegetación. Esta transición se encuentra datada a los ~11.3 ka y se interpreta como la edad de aislamiento del Lago Maldonado, ocurrida tras la apertura del Río Baker que provocó el descenso del nivel del lago unido y su drenaje final.

En cuanto a limitaciones, recomendaciones y pasos a seguir, se tiene lo siguiente:

- (1) Se recomienda evaluar el efecto de la tectónica sobre el alzamiento de la zona, ya que nos encontramos en un escenario complejo de contacto de placas, cerca del punto tripartito entre las placas Nazca, Sudamericana y Antártica. En base a esto se puede evaluar de mejor manera el aporte del rebote glacio-isostático al alzamiento de la zona.
- (2) Se recomienda analizar más lagos umbrales para acotar de mejor manera los drenajes del Lago General Carrera. Así se podría tener una mejor idea de la edad de apertura del bajo Bayo.
- (3) Las edades de OSL son un gran aporte para determinar la geocronología del sector, pero deben considerarse con cautela ya que existe un error asociado importante en los resultados. Se recomienda aumentar la cantidad de muestras para poder evaluar su precisión y exactitud y determinar estadísticamente su validez.

## 8 Bibliografía

- Anderson, R. F., Ali, S., Bradtmiller, L. I., Nielsen, S. H. H., Fleisher, M. Q., Anderson, B. E., & Burckle, L. H. (2009). Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO<sub>2</sub>. *Science*, 323(5920), 1443–1448. <https://doi.org/10.1126/science.1167441>
- Arche, A. (2010). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*.
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., & Dunai, T. J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3(3). <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- Bell, C. M. (2008). Punctuated drainage of an ice-dammed quaternary lake in southern South America. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 90(1), 1–17. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2008.00330.x>
- Bendle, J. M., Thorndycraft, V. R., & Palmer, A. P. (2017). The glacial geomorphology of the lago buenos aires and lago pueyrredón ice lobes of central patagonia. *Journal of Maps*, 13(2), 654–673. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1351908>
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers and Glaciation* (second). Hodder Education.
- Blaauw, M., & Christeny, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237–1248.
- Bourgeois, J., Cisternas, M. E., Braucher, R., Boulès, D., & Frutos, J. (2016). Geomorphic records along the general carrera (Chile)–buenos aires (argentina) glacial lake (46°–48°s), climate inferences, and glacial rebound for the past 7–9 ka: A reply. *Journal of Geology*, 124(5), 637–642. <https://doi.org/10.1086/687551>
- Briner, J. P., Stewart, H. A. M., Young, N. E., Philipps, W., & Losee, S. (2010). Using proglacial-threshold lakes to constrain fluctuations of the Jakobshavn Isbræ ice margin, western Greenland, during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 29(27–28), 3861–3874. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.09.005>
- Broecker, W. S., Denton, G. H., Edwards, R. L., Cheng, H., Alley, R. B., & Putnam, A. E. (2010). Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, 29(9–10), 1078–1081. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.019>

- Broecker, W. S., Kennett, J. P., Flower, B. P., Teller, J. T., Trumbore, S., Bonani, G., & Wolfli, W. (1989). Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, *341*(6240), 318–321.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., & McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, *325*(5941), 710–714. [www.sciencemag.org](http://www.sciencemag.org)
- Darvill, C. M., Bentley, M. J., Stokes, C. R., Hein, A. S., & Rodés, Á. (2015). Extensive MIS 3 glaciation in southernmost Patagonia revealed by cosmogenic nuclide dating of outwash sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, *429*, 157–169. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.030>
- Davies, B. J., Darvill, C. M., Lovell, H., Bendle, J. M., Dowdeswell, J. A., Fabel, D., García, J. L., Geiger, A., Glasser, N. F., Gheorghiu, D. M., Harrison, S., Hein, A. S., Kaplan, M. R., Martin, J. R. V., Mendelova, M., Palmer, A., Pelto, M., Rodés, Á., Sagredo, E. A., ... Thorndycraft, V. R. (2020). The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth-Science Reviews*, *204*. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103152>
- Davies, B. J., Thorndycraft, V. R., Fabel, D., & Martin, J. R. V. (2018). Asynchronous glacier dynamics during the Antarctic Cold Reversal in central Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, *200*, 287–312. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.09.025>
- Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J. R., Edwards, R. L., Schaefer, J. M., & Putnam, A. E. (2010). The last glacial termination. *Science*, *328*(5986), 1652–1656. <https://doi.org/10.1126/science.1184119>
- Denton, G. H., Putnam, A. E., Russell, J. L., Barrell, D. J. A., Schaefer, J. M., Kaplan, M. R., & Strand, P. D. (2021). The Zealandia Switch: Ice age climate shifts viewed from Southern Hemisphere moraines. *Quaternary Science Reviews*, *257*. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106771>
- Douglass, D. C., Singer, B. S., Kaplan, M. R., Mickelson, D. M., & Caffee, M. W. (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*(1), 43–58. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.06.001>
- Durcan, J. A., King, G. E., & Duller, G. A. T. (2015). DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, *28*. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>
- Firestone, R. B., West, A., Kennett, J. P., Becker, L., Bunch, T. E., Revay, Z. S., Schultz, P. H., Belgya, T., Kennett, D. J., Erlandson, J. M., Dickenson, O. J., Goodyear, A. C., Harris, R. S., Howard, G. A., Kloosterman, J. B., Lechler, P., Mayewski, P. A., Montgomery, J., Poreda, R., ... Stanley, S. M. (2007). *Evidence for an extraterrestrial*



*impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling.* [www.pnas.org/cgi/content/full/](http://www.pnas.org/cgi/content/full/)

- Fitzsimons, S., & Howarth, J. (2018). Glaciolacustrine processes. En J. Menzies & J. J. M. van der Meer (Eds.), *Past Glacial Environments* (Second Edition). Elsevier.
- Fredin, O. (2022). *3D plot of grain size data in sedimentology* .
- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H., & Olley, J. M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from jinnium rock shelter, Northern Australia: part i, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, *41*(2). <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x>
- García, J. L., Hein, A. S., Binnie, S. A., Gómez, G. A., González, M. A., & Dunai, T. J. (2018). The MIS 3 maximum of the Torres del Paine and Última Esperanza ice lobes in Patagonia and the pacing of southern mountain glaciation. *Quaternary Science Reviews*, *185*, 9–26. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.01.013>
- García, J. L., Kaplan, M. R., Hall, B. L., Schaefer, J. M., Vega, R. M., Schwartz, R., & Finkel, R. (2012). Glacier expansion in Southern Patagonia throughout the antarctic cold reversal. *Geology*, *40*(9), 859–862. <https://doi.org/10.1130/G33164.1>
- Glasser, N. F., Harrison, S., Schnabel, C., Fabel, D., & Jansson, K. N. (2012). Younger Dryas and early Holocene age glacier advances in Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, *58*, 7–17. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.011>
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Duller, G. A. T., Singarayer, J., Holloway, M., & Harrison, S. (2016). *Glacial lake drainage in Patagonia (13-8 kyr) and response of the adjacent Pacific Ocean*.
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Harrison, S., & Kleman, J. (2008). The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews*, *27*(3–4), 365–390. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.011>
- Goudie, A. G. (2004). *Encyclopedia of geomorphology* (Vol. 2). Routledge.
- 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*(9–10), 1212–1227. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.020>
- Heiri, O., Lotter, A. F., & 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. I., Villa-Martínez, R., Vilanova, I., de Pol-Holz, R., & Moreno, P. I. (2017). The last glacial termination on the eastern flank of the central Patagonian Andes (47 °S). *Climate of the Past*, *13*(7), 879–895. <https://doi.org/10.5194/cp-13-879-2017>

- Hogg, A. G., Heaton, T. J., Hua, Q., Palmer, J. G., Turney, C. S., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Boswijk, G., Bronk Ramsey, C., Pearson, C., Petchey, F., Reimer, P., Reimer, R., & Wacker, L. (2020). SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0–55,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, *62*(4). <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.59>
- Isla, F. I., & Espinosa, M. (2021). Quaternary glaciolacustrine deposits around a triple junction site: Paleolakes at the foot of the northern Patagonian ice field (Argentina and Chile). *Andean Geology*, *48*(1), 94–109. <https://doi.org/10.5027/andgeov48n1-3173>
- Jara, I. A., & Moreno, P. I. (2014). Climatic and disturbance influences on the temperate rainforests of northwestern Patagonia (40°S) since ~14,500calyrBP. *Quaternary Science Reviews*, *90*, 217–228. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.024>
- Kaplan, M. R., Schaefer, J. M., Strelin, J. A., Denton, G. H., Anderson, R. F., Vandergoes, M. J., Finkel, R. C., Schwartz, R., Travis, S. G., Garcia, J. L., Martini, M. A., & Nielsen, S. H. H. (2016). Patagonian and southern South Atlantic view of Holocene climate. *Quaternary Science Reviews*, *141*, 112–125. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.03.014>
- 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 <sup>10</sup>Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: Implications for late-glacial climate chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, *309*(1–2), 21–32. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.018>
- Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, *104*(2–4). [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90220-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C)
- Lamy, F., Jerome, K., W. Arz, H., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., Timmerman, A., & Toggweiler, J. R. (2007). Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination. *Earth and Planetary Science Letters*, *259*(3–4), 400–413.
- Lifton, N., Smart, D. F., & Shea, M. A. (2008). Scaling time-integrated in situ cosmogenic nuclide production rates using a continuous geomagnetic model. *Earth and Planetary Science Letters*, *268*(1–2). <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.021>
- Mendelová, M., Hein, A. S., Rodés, Á., Smedley, R. K., & Xu, S. (2020). Glacier expansion in central Patagonia during the Antarctic Cold Reversal followed by retreat and stabilisation during the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, *227*. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106047>
- Menounos, B., Clague, J. J., Osborn, G., Davis, P. T., Ponce, F., Goehring, B., Maurer, M., Rabassa, J., Coronato, A., & Marr, R. (2013). Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in southernmost Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, *77*, 70–79. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.008>
- Moreno, P. I., Denton, G. H., Moreno, H., Lowell, T. v., Putnam, A. E., & Kaplan, M. R. (2015). Radiocarbon chronology of the last glacial maximum and its termination in

- northwestern Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 122, 233–249. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.05.027>
- Moreno, P. I., Henríquez, W. I., Pesce, O. H., Henríquez, C. A., Fletcher, M. S., Garreaud, R. D., & Villa-Martínez, R. P. (2021). An early Holocene westerly minimum in the southern mid-latitudes. *Quaternary Science Reviews*, 251. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106730>
- Moreno, P. I., Kaplan, M. R., François, J. P., Vila-Martínez, R., Moy, C. M., Stern, C. R., & Kubik, P. W. (2009). Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia. *Geology*, 37(4), 375–378. <https://doi.org/10.1130/G25399A.1>
- Moreno, P. I., & Videla, J. (2016). Centennial and millennial-scale hydroclimate changes in northwestern Patagonia since 16,000 yr BP. *Quaternary Science Reviews*, 149, 326–337. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.008>
- Moreno, P. I., Videla, J., Valero-Garcés, B., Alloway, B. v., & Heusser, L. E. (2018). A continuous record of vegetation, fire-regime and climatic changes in northwestern Patagonia spanning the last 25,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 198, 15–36. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.08.013>
- Moreno, P. I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Dunbar, R. B., Mucciarone, D. A., Kaplan, M. R., Garreaud, R. D., Rojas, M., Moy, C. M., de Pol-Holz, R., & Lambert, F. (2018). Onset and Evolution of Southern Annular Mode-Like Changes at Centennial Timescale. *Scientific Reports*, 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-21836-6>
- Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., Cárdenas, M. L., & Sagredo, E. A. (2012). Deglacial changes of the southern margin of the southern westerly winds revealed by terrestrial records from SW Patagonia (52°S). En *Quaternary Science Reviews* (Vol. 41, pp. 1–21). <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.02.002>
- Murray, A. S., & Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32(1). [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- Murray, A. S., & Wintle, A. G. (2003). The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*, 37(4–5). [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy* (Segunda). Wiley-Blackwell.
- Palacios, D., Stokes, C. R., Phillips, F. M., Clague, J. J., Alcalá-Reygosa, J., Andrés, N., Angel, I., Blard, P. H., Briner, J. P., Hall, B. L., Dahms, D., Hein, A. S., Jomelli, V., Mark, B. G., Martini, M. A., Moreno, P., Riedel, J., Sagredo, E., Stansell, N. D., ... Ward, D. J. (2020). The deglaciation of the Americas during the Last Glacial Termination. *Earth-Science Reviews*, 203. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103113>

- Pedro, J. B., Bostock, H. C., Bitz, C. M., He, F., Vandergoes, M. J., Steig, E. J., Chase, B. M., Krause, C. E., Rasmussen, S. O., Markle, B. R., & Cortese, G. (2016). The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience*, 9(1), 51–55. <https://doi.org/10.1038/ngeo2580>
- Pedro, J. B., van Ommen, T. D., Rasmussen, S. O., Morgan, V. I., Chappellaz, J., Moy, A. D., Masson-Delmotte, V., & Delmotte, M. (2011). The last deglaciation: Timing the bipolar seesaw. *Climate of the Past*, 7(2), 671–683. <https://doi.org/10.5194/cp-7-671-2011>
- Pesce, O. H., & Moreno, P. I. (2014). Vegetation, fire and climate change in central-east Isla Grande de Chiloé (43°S) since the Last Glacial Maximum, northwestern Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 90, 143–157. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.021>
- Putnam, A. E., Denton, G. H., Schaefer, J. M., Barrell, D. J. A., Andersen, B. G., Finkel, R. C., Schwartz, R., Doughty, A. M., Kaplan, M. R., & Schlüchter, C. (2010). Glacier advance in southern middle-latitudes during the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience*, 3(10), 700–704. <https://doi.org/10.1038/ngeo962>
- R Core Team. (2020). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>.
- Rasmussen, S., Bigler, M., Blockley, S., Blunier, T., Buchardt, S., Clausen, H., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., Fischer, H., Rasmussen, S. O., Blockley, S. P., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Johnsen, S. J., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W. Z., Lowe, J. J., ... Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy-NC-SA license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/3.0/>). *Quaternary Science Reviews*, 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007i>
- Renssen, H., Mairesse, A., Goosse, H., Mathiot, P., Heiri, O., Roche, D. M., Nisancioglu, K. H., & Valdes, P. J. (2015). Multiple causes of the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 8(12), 946–949. <https://doi.org/10.1038/ngeo2557>
- Reynhout, S. A., Sagredo, E. A., Kaplan, M. R., Aravena, J. C., Martini, M. A., Moreno, P. I., Rojas, M., Schwartz, R., & Schaefer, J. M. (2019). Holocene glacier fluctuations in Patagonia are modulated by summer insolation intensity and paced by Southern Annular Mode-like variability. *Quaternary Science Reviews*, 220, 178–187. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.05.029>
- Ruddiman, W. F. (2001). *Earth's Climate: past and future*. Macmillan.



- Sagredo, E. A., Kaplan, M. R., Araya, P. S., Lowell, T. v., Aravena, J. C., Moreno, P. I., Kelly, M. A., & Schaefer, J. M. (2018). Trans-pacific glacial response to the Antarctic Cold Reversal in the southern mid-latitudes. *Quaternary Science Reviews*, *188*, 160–166. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.01.011>
- Sagredo, E. A., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., Kaplan, M. R., Kubik, P. W., & Stern, C. R. (2011). Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52°S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination 1. *Geomorphology*, *125*(1), 92–108. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.007>
- Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B10). <https://doi.org/10.1029/2000JB900181>
- Strelin, J. A., Denton, G. H., Vandergoes, M. J., Ninnemann, U. S., & Putnam, A. E. (2011). Radiocarbon chronology of the late-glacial Puerto Bandera moraines, Southern Patagonian Icefield, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, *30*(19–20), 2551–2569. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.004>
- Stuvier, M., Reimer, P. J., & Reimer, R. W. (2021). *CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2021-7-30.*
- Thorndycraft, V. R., Bendle, J. M., Benito, G., Davies, B. J., Sancho, C., Palmer, A. P., Fabel, D., Medialdea, A., & Martin, J. R. V. (2019). Glacial lake evolution and Atlantic-Pacific drainage reversals during deglaciation of the Patagonian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, *203*, 102–127. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.10.036>
- Toggweiler, J. R., Russell, J. L., & Carson, S. R. (2006). Midlatitude westerlies, atmospheric CO<sub>2</sub>, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, *21*(2). <https://doi.org/10.1029/2005PA001154>
- Turner, K. J., Fogwill, C. J., & Sugden, D. E. (2005). Deglaciation of the eastern flank of the North Patagonian Icefield and associated continental-scale lake diversions. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, *87*(2), 363–374. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00263.x>
- Vaasma, T. (2008). Grain-size analysis of lacustrine sediments: A comparison of pre-treatment methods. *Estonian Journal of Ecology*, *57*(4), 231–243. <https://doi.org/10.3176/eco.2008.4.01>
- Vásquez, A., Flores-Aqueveque, V., Sagredo, E., Hevia, R., Villa-Martínez, R., Moreno, P. I., & Antinao, J. L. (2022). Evolution of Glacial Lake Cochrane During the Last Glacial Termination, Central Chilean Patagonia (~47°S). *Frontiers in Earth Science*, *10*. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.817775>
- Vilanova, I., Moreno, P. I., Miranda, C. G., & Villa-Martínez, R. P. (2019). The last glacial termination in the Coyhaique sector of central Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, *224*. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105976>

- Villa-Martínez, R., & Moreno, P. I. (2021). Development and resilience of deciduous *Nothofagus* forests since the Last Glacial Termination and deglaciation of the central Patagonian Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 574. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110459>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.008>

## 9 Anexos

### Anexo A: Gradientes glacio-isostáticos y reconstrucción de paleoniveles

Una vez finalizado el mapeo geomorfológico se puede comenzar con la clasificación de las morfologías. Primero, se inicia con los sectores con reconocimiento en terreno y donde existen deltas emergidos ya que es más fácil identificar los niveles. En los *brinkpoints*, definidos como shapes de líneas, se crean diez puntos aleatorios usando la función de ArcMap **Crear puntos aleatorios**. Luego, en QGIS se extrae la elevación de estos puntos desde modelos de elevación digital, en este caso **ALOS PALSAR**. Para ello se utiliza el plugin **Point Sampling Tool**. Posteriormente se determina la distancia de cada punto hasta la isobase cero, medida de manera paralela al flujo de hielo. Para esto se utiliza la función **v.distance** en la caja de herramientas de procesos de QGIS. Esta función creará un shape de puntos y otro de líneas. En este último se puede determinar la distancia con el comando **\$length** en la tabla de atributos. Finalmente, se deben unir los atributos de elevación, distancia y nivel en un solo shape de puntos, el cual se exporta en formato .xlsx.

En Excel se pueden crear las correlaciones y regresiones polinómicas de cada nivel. Usando las ecuaciones de segundo grado obtenidas se puede modificar el DEM ALOS PALSAR para obtener las reconstrucciones de paleoniveles. Para esto se utiliza la **Calculadora raster** de QGIS (Figura 1), donde “Combinado AP dic2021” corresponde a una unión de distintos DEM ALOS PALSAR que cubren toda el área de estudio; y “matriz\_distancia\_LGCB@1” es un raster con distancias en kilómetros desde la isobase cero (Figura 2). Los coeficientes vienen de las ecuaciones obtenidas en las regresiones.

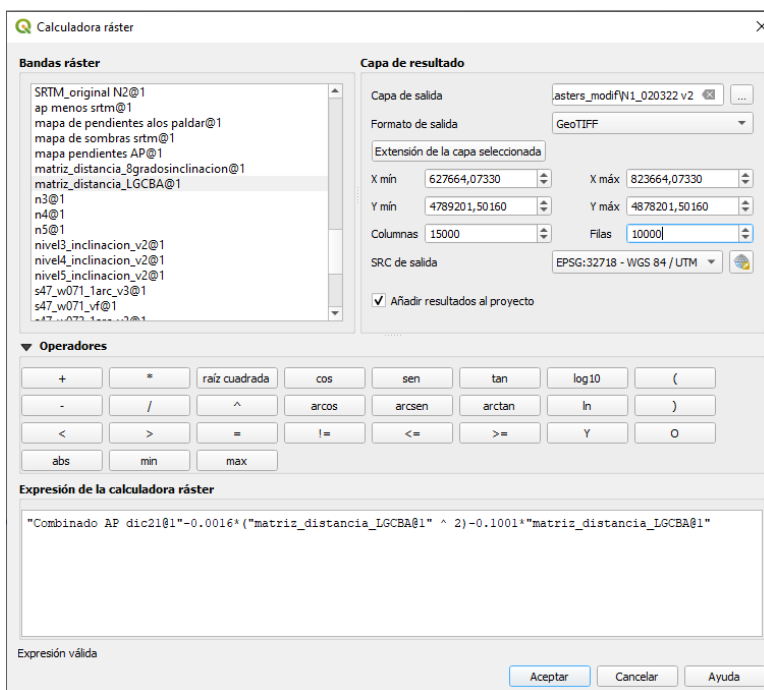


Figura 1: Calculadora raster de QGIS con los parámetros utilizados en la modificación del raster ALOS PALSAR. Usar la extensión de la capa seleccionada marcando primero la “matriz\_distancia”. Usar un número alto de columnas y filas para tener una alta resolución.

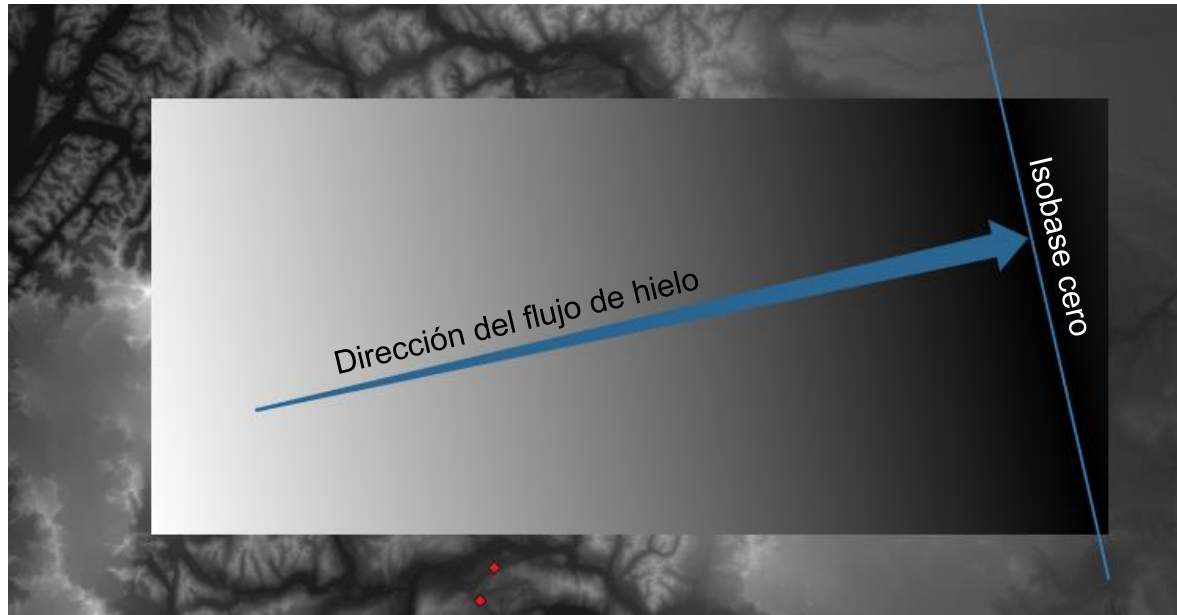


Figura 2: Raster “matriz\_distancia\_LGCB”. Esta puede ser creada a partir de un shape de puntos regulares con información de distancia.

La constante de las ecuaciones, es decir, el punto de intersección de la curva con el eje y, corresponde al paleonivel. Así, el raster final obtenido después del ajuste por el gradiente debe ser presentado de manera que solo el área bajo el paleonivel se encuentre visible (Figura 3).

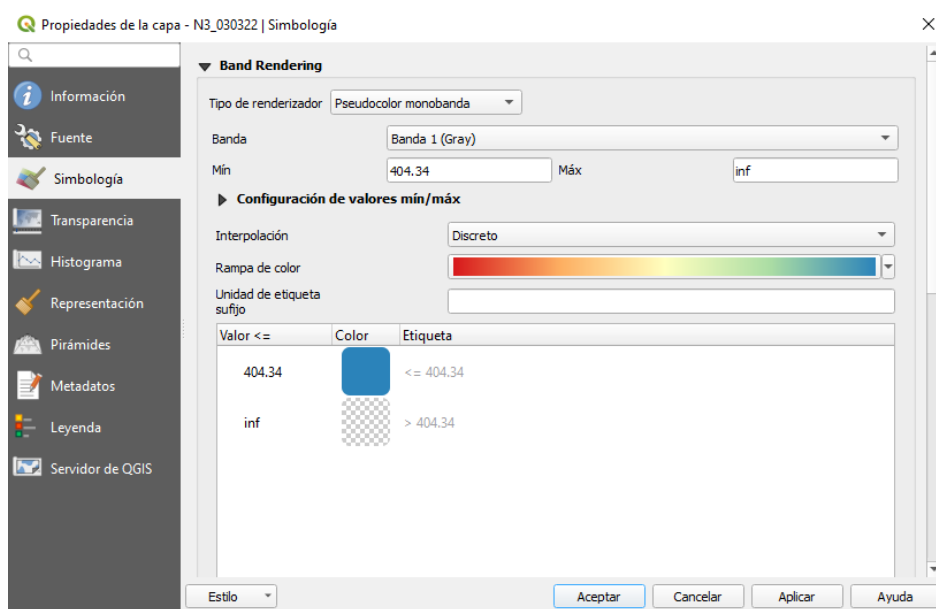
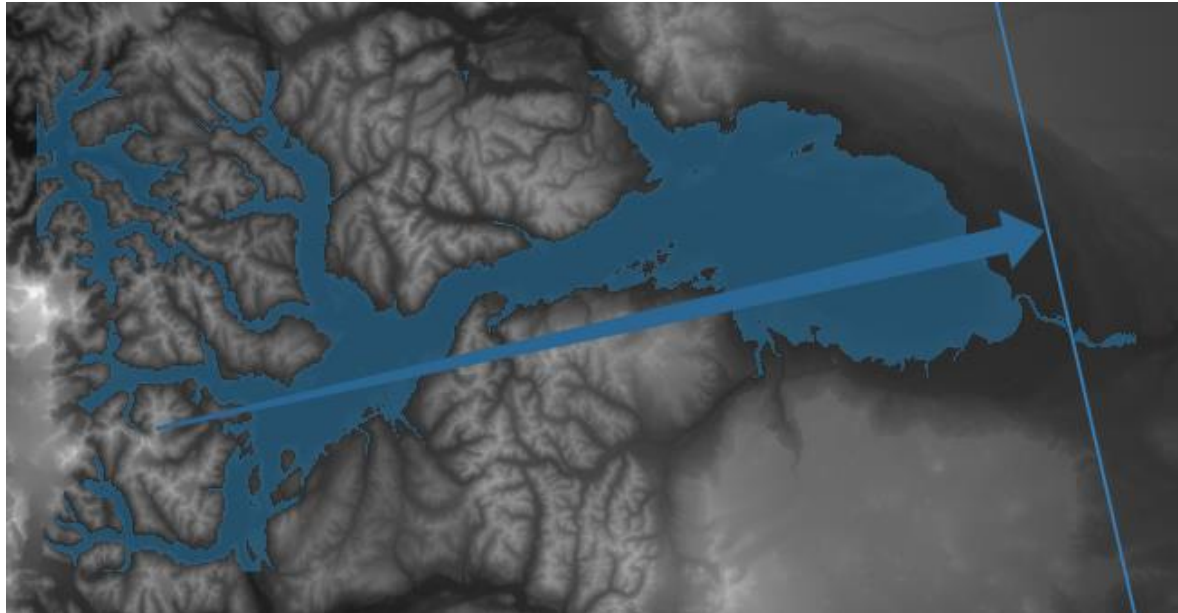


Figura 3: Ajustes de la simbología del raster modificado.





*Figura 4: Ejemplo de reconstrucción de paleonivel.*

Usando esta reconstrucción inicial (Figura 4) se pueden clasificar las paleolíneas de costa y ajustar posibles errores en la clasificación previa. Este proceso se puede repetir múltiples veces hasta encontrar la clasificación que más se adapte a las reconstrucciones.

## Anexo B: Geocronología disponible en el área del Lago General Carrera y Lago Cochrane

**Tabla 1:** Edades de  $^{10}\text{Be}$  recalculadas.

Lugar	Muestra	Lat	Lon	Elev	Edad recalculada CRONUS v3			Media aritmética (años)	±	Fuente
					Edad (años)	Interr (años)	Exterr (años)			
Menucos	LBA-03-10	-46.236	-71.516	628	15677	262	585	16770	1292	Douglass et al. (2006)
	LBA-03-11	-46.236	-71.530	651	18343	258	665			Douglass et al. (2006)
	LBA-03-13	-46.236	-71.531	656	16406	351	651			Douglass et al. (2006)
	LBA-03-17	-46.234	-71.540	673	15255	239	563			Douglass et al. (2006)
	LBA-04-12	-46.227	-71.575	722	17540	607	844			Douglass et al. (2006)
	LBA-04-14	-46.226	-71.577	737	17398	482	755			Douglass et al. (2006)
Fénix I	LBA-01-04	-46.595	-71.038	438	19234	305	712	18260	1543	Douglass et al. (2006)
	LBA-01-05	-46.595	-71.038	438	17619	567	818			Douglass et al. (2006)
	LBA-01-06	-46.596	-71.036	438	20465	1620	1759			Douglass et al. (2006)
	LBA-02-10	-46.608	-71.050	428	18308	431	748			Douglass et al. (2006)
	LBA-02-11	-46.609	-71.053	420	19369	615	893			Douglass et al. (2006)
	LBA-02-12	-46.603	-71.036	432	16713	792	969			Douglass et al. (2006)
	LBA-02-13	-46.587	-71.038	444	17173	557	800			Douglass et al. (2006)
	LBA-03-19	-46.235	-71.473	699	16139	264	600			Douglass et al. (2006)
LBA-03-23	-46.235	-71.472	700	19323	267	699			Douglass et al. (2006)	
Fénix II	LBA-98-78	-46.626	-71.043	454	19890	706	970	19571	1539	Douglass et al. (2006)
	LBA-98-97	-46.556	-71.026	430	20417	754	1017			Douglass et al. (2006)
	LBA-98-98	-46.556	-71.026	430	22142	711	1027			Douglass et al. (2006)
	LBA-01-10	-46.599	-71.029	445	18425	304	687			Douglass et al. (2006)
	LBA-01-11	-46.601	-71.026	448	18395	243	661			Douglass et al. (2006)
	LBA-01-12	-46.601	-71.026	439	19102	287	700			Douglass et al. (2006)
	LBA-02-15	-46.598	-71.029	435	19684	370	755			Douglass et al. (2006)
	LBA-02-16	-46.599	-71.029	436	19985	464	814			Douglass et al. (2006)
	LBA-03-18	-46.124	-71.461	694	17018	298	642			Douglass et al. (2006)
	LBA-03-20	-46.234	-71.459	709	20650	189	716			Douglass et al. (2006)
Río Blanco Primer límite	BC07-7	-47.519	-71.236	564	29193	1029	1420	29755	3555	Hein et al. (2010)
	BC07-8	-47.556	-71.263	587	34779	1146	1636			Hein et al. (2010)
	BC07-12	-47.584	-71.355	665	27481	936	1313			Hein et al. (2010)
	BC07-43	-47.508	-71.245	581	27565	863	1264			Hein et al. (2010)
Río Blanco segundo límite	BC07-9	-47.580	-71.358	95	24780	783	1141	24622	874	Hein et al. (2010)
	BC07-22	-47.573	-71.417	250	24096	892	1203			Hein et al. (2010)
	BC07-23	-47.576	-71.413	130	24989	1515	1731			Hein et al. (2010)
Río Blanco tercer límite	BC07-16	-47.304	-71.403	620	21271	699	997	20740	1348	Hein et al. (2010)
	BC07-17	-47.309	-71.405	614	19371	852	1071			Hein et al. (2010)

	BC07-20	-47.326	-71.294	565	21578	590	933			Hein et al. (2010)
Río Blanco límite final	BC07-21	-47.336	-71.283	509	19036	778	1005			Hein et al. (2010)
Errático, lago cochrane	BC07-13	-47.453	-71.712	352	17242	91	581			Hein et al. (2010)
Morrena María Elena	LL4602	-47.071	-72.367	463	16055	597	803	16154	496	Boex et al. (2013)
	LL4601	-47.111	-72.460	493	16142	3079	3125			Boex et al. (2013)
	LL5861	-47.081	-72.365	586	16265	373	659			Boex et al. (2013)
Morrena Columna	COL2	-47.224	-71.787	630	19205	2301	2389			Boex et al. (2013)
Cerro Oportus, errático	OW2	-47.109	-72.209	1895	19106	2581	2659			Boex et al. (2013)
	OW3	-47.109	-72.209	1894	18115	615	863			Boex et al. (2013)
	CO5	-47.101	-72.116	1302	18031	632	874			Boex et al. (2013)
	COC4	-47.101	-72.114	1305	17350	495	762			Boex et al. (2013)
Cerro Tamango, errático	CTCB3	-47.162	-72.558	1521	16503	428	698			Boex et al. (2013)
	CTC5	-47.158	-72.553	1259	16981	499	756			Boex et al. (2013)
	CTC11	-47.126	-72.568	520	16302	477	724			Boex et al. (2013)
Valle Chacabuco	LL145-1	-47.125	-72.604	231	15012	2188	2244			Boex et al. (2013)
Morrena Lago Bertrand	LB15.6	-46.834	-72.829	601	14655	501	700	15215	913	Davies et al. (2018)
	LBM2	-46.835	-72.828	630	15774	572	777			Davies et al. (2018)
Morrena Lago Bertrand	LBM3	-46.836	-72.843	577	14162	483	676	14045	467	Davies et al. (2018)
	LBM4	-46.836	-72.843	575	14195	476	672			Davies et al. (2018)
	LBM2	-46.834	-72.840	554	14068	512	695			Davies et al. (2018)
	LBM5	-46.834	-72.841	566	13754	546	714			Davies et al. (2018)
Morrena lateral Nef	NEF1	-47.136	-73.168	1114	11196	458	591	11084	572	Glasser et al. (2012)
	NEF2	-47.136	-73.168	1115	11484	436	581			Glasser et al. (2012)
	NEF3	-47.136	-73.168	1117	10573	438	562			Glasser et al. (2012)
Lago Esmeralda, moraine mounds	LE1	-47.337	-72.588	365	12818	811	917	12400	698	Glasser et al. (2012)
	LE2	-47.337	-72.588	365	11982	498	639			Glasser et al. (2012)
Morrena Lago Plomo	LPB1	-46.985	-72.861	288	10928	461	588	10823	357	Glasser et al. (2012)
	LPB2	-46.986	-72.861	292	10717	419	551			Glasser et al. (2012)
Morrena Lago Negro	LNM1	-46.892	-72.789	254	11150	475	604	10989	717	Glasser et al. (2012)
	LNM2	-46.892	-72.789	257	10288	516	619			Glasser et al. (2012)
	LNM3	-46.892	-72.789	247	11530	685	786			Glasser et al. (2012)
Río Chacabuco, moraine mounds	RC1	-47.126	-72.599	309	11304	489	617	12516	1884	Glasser et al. (2012)
	RC2	-47.126	-72.599	314	11603	583	700			Glasser et al. (2012)
	RC3	-47.109	-72.561	350	14641	597	771			Glasser et al. (2012)
	MLV1	-46.747	-72.867	296	11053	539	653	11240	428	Glasser et al. (2012)

Morrena Leones	MLV2	-46.747	-72.867	296	11426	598	709			Glasser et al. (2012)
Lago Tranquilo, Río Bayo	LTE1	-46.610	-72.756	336	14424	882	1005	14324	1146	Glasser et al. (2006)
	LTE2	-46.609	-72.759	317	13215	734	857			Glasser et al. (2006)
	LTW1	-46.652	-72.810	773	15333	577	772			Glasser et al. (2006)
Morrena Salto sobre 350 m	C.15.7	-47.296	-72.658	359	12518	445	611			Davies et al. (2018)
Morrena Salto bajo 350 m	C.15.6	-47.295	-72.668	338	12067	444	600	12137	377	Davies et al. (2018)
	C.15.5	-47.295	-72.671	349	12206	423	587			Davies et al. (2018)
Morrena Esmeralda	C.15.8	-47.292	-72.565	365	12814	600	737	13044	433	Davies et al. (2018)
	C.15.9	-47.292	-72.565	365	13322	466	644			Davies et al. (2018)
	C.15.10	-47.292	-72.565	368	12975	435	614			Davies et al. (2018)
	C.15.2	-47.320	-72.562	512	13075	450	627			Davies et al. (2018)
	C.15.3	-47.320	-72.562	508	13034	455	630			Davies et al. (2018)
Morrena Fachinal interna	FAC-02-04	-46.569	-72.212	335	8543	1779	1802	8848	2626	Douglass et al. (2005)
	FAC-02-10	-46.571	-72.238	343	7793	8493	8497			Douglass et al. (2005)
	FAC-02-12	-46.57	-72.237	343	13590	2375	2418			Douglass et al. (2005)
	FAC-02-16A	-46.57	-72.237	348	5467	1700	1709			Douglass et al. (2005)
	FAC-02-16B	-46.57	-72.237	348	10507	2107	2136			Douglass et al. (2005)
	FAC-02-18	-46.573	-72.206	345	8945	1573	1601			Douglass et al. (2005)
	FAC-02-20	-46.572	-72.207	340	7094	2778	2788			Douglass et al. (2005)
Morrena Fachinal externa	FAC-02-02	-46.568	-72.211	323	10482	3311	3329	13177	3391	Douglass et al. (2005)
	FAC-02-05	-46.567	-72.214	337	15956	3192	3236			Douglass et al. (2005)
	FAC-02-13	-46.568	-72.236	351	17121	3040	3093			Douglass et al. (2005)
	LBA-02-04	-46.571	-72.203	336	19782	4370	4419			Douglass et al. (2005)
	LBA-02-05A	-46.57	-72.204	343	14704	3630	3664			Douglass et al. (2005)
	LBA-02-05B	-46.57	-72.204	343	10173	2262	2287			Douglass et al. (2005)
	LBA-02-06A	-46.569	-72.205	337	11769	2921	2947			Douglass et al. (2005)
	LBA-02-06B	-46.569	-72.205	337	9831	1959	1986			Douglass et al. (2005)
	LBA-02-07A	-46.569	-72.206	338	8927	2694	2711			Douglass et al. (2005)
	LBA-02-07B	-46.569	-72.206	338	14654	2674	2719			Douglass et al. (2005)
	LBA-02-08A	-46.569	-72.207	340	10862	1605	1645			Douglass et al. (2005)
	LBA-02-08B	-46.569	-72.207	340	13872	2595	2636			Douglass et al. (2005)



**Tabla 2: Edades de radiocarbono recalculadas.**

Lugar	Código Lab	Lat	Lon	Elev	Largo (cm)	14C	±	SHCal20 (Hogg et al., 2020), Calib 8.2			Fuente
								lower cal age BP	upper cal age BP	median probability	
Canal Estancia Caracoles	AA42405	?	?	?	-	11850	75	13491	13804	13673	Turner et al. (2005)
Cubeta Cordon Esmeralda	AA42406	?	?	?	-	11205	85	12900	13291	13098	Turner et al. (2005)
Cubeta Rio Cochrane	AA35093	?	?	?	-	10840	95	12515	12971	12765	Turner et al. (2005)
Cubeta El maiten	AA42410	?	?	?	-	10472	72	12003	12615	12319	Turner et al. (2005)
Cubeta L. Esmeralda	AA42411	?	?	?	-	10752	87	12487	12834	12697	Turner et al. (2005)
Cubeta L. Esmeralda	AA35090	?	?	?	-	10975	80	12745	13070	12871	Turner et al. (2005)
Cubeta L. Esmeralda	AA35089	?	?	?	-	9805	70	10802	11313	11184	Turner et al. (2005)
Cubeta Cerro Ataud II	AA42409	-47.298	-72.655	345	-	11578	71	13251	13582	13409	Turner et al. (2005)
Cubeta Cerro Ataud II	AA35092	-47.298	-72.655	345	-	12105	80	13770	14121	13934	Turner et al. (2005)
Cubeta Cerro Ataud I	AA42408	-47.295	-72.653	354	-	13107	81	15357	15922	15665	Turner et al. (2005)
Cubeta Cerro Ataud I	AA35091	-47.295	-72.653	354	-	13550	95	15993	16605	16297	Turner et al. (2005)
Mirador Chile Chico	AA42407	?	?	?	-	11636	73	13316	13595	13461	Turner et al. (2005)
Delta kame Rio Nef	CAMS75510	-47.143	-72.986	345	-	10780	50	12633	12762	12724	Turner et al. (2005)
Canal Caleta Cachorra	AA42412	?	?	?	-	4280	45	4580	4957	4769	Turner et al. (2005)
Lago Edita	UCIAMS-133501	-47.147	-72.43	570	660-661	8935	25	9901	10180	10033	Henríquez et al. (2017)
Lago Edita	UCIAMS-133416	-47.147	-72.43	570	705-706	11350	60	13108	13313	13219	Henríquez et al. (2017)
Lago Edita	UCIAMS-133417	-47.147	-72.43	570	757-758	13740	70	16335	16883	16583	Henríquez et al. (2017)
Lago Edita	UCIAMS-133418	-47.147	-72.43	570	795-796	16250	90	19335	19866	19566	Henríquez et al. (2017)
Lago Edita	CAMS-144454	-47.147	-72.43	570	796	16020	50	19135	19465	19298	Henríquez et al. (2017)
Lago Augusta	CAMS-146710	-47.083	-72.394	440	220	6770	40	7510	7675	7599	Villa-Martinez et al. (2012)
Lago Augusta	CAMS-146712	-47.083	-72.394	440	256	7465	35	8174	8362	8262	Villa-Martinez et al. (2012)
Lago Augusta	CAMS-146700	-47.083	-72.394	440	267	8625	35	9486	9664	9544	Villa-Martinez et al. (2012)
Lago Augusta	CAMS-144596	-47.083	-72.394	440	275	8890	35	9747	10168	9972	Villa-Martinez et al. (2012)
Lago Augusta	CAMS-144597	-47.083	-72.394	440	291	10225	35	11722	11950	11852	Villa-Martinez et al. (2012)
Lago Augusta	CAMS-144598	-47.083	-72.394	440	323	12725	35	14988	15267	15132	Villa-Martinez et al. (2012)
Lago Augusta	CAMS-146711	-47.083	-72.394	440	348	12850	45	15130	15513	15294	Villa-Martinez et al. (2012)

Lago Augusta	CAMS-144599	-47.083	-72.394	440	373	12785	35	15061	15344	15205	Villa-Martinez et al. (2012)
Lago Augusta	CAMS-144600	-47.083	-72.394	440	381	16445	45	19587	19933	19765	Villa-Martinez et al. (2012)

**Tabla 3:** Edades de OSL disponibles en la literatura.

Código	Lat	Lon	Elev	Lugar/morfología	Edad ka	±	Referencia
LTH01	-46.758	-72.477	452	Los Tres Hermanos, paleoplaya	11.8	1.2	Glasser et al. (2016)
MCS02	-46.804	-72.602	444	Las Mercedes, arena eólica en playa	12	1.3	Glasser et al. (2016)
MCS01	-46.775	-72.605	330	Las Mercedes, paleoplaya	8.5	1.1	Glasser et al. (2016)
BC02	-46.999	-72.800	396	Lago Bertrand, delta	12.9	2.1	Glasser et al. (2016)
RII01	-46.254	-72.014	400	Río Ibañez, delta	10.3	0.9	Glasser et al. (2016)
RII02	-46.262	-72.010	315	Río Ibañez, delta	9.5	0.8	Glasser et al. (2016)
PII02	-46.268	-71.951	396	Río Ibañez, delta	11.1	4.2	Glasser et al. (2016)
PL01	-46.355	-71.906	301	Península Levican, delta	10.2	0.7	Glasser et al. (2016)
BMG02	-46.446	-72.671	315	Bahía Murta, delta	10.6	0.9	Glasser et al. (2016)
FD02	-46.566	-72.244	303	Fachinal, delta	11	0.7	Glasser et al. (2016)
JV02	-46.572	-71.690	303	Valle Jenemeni, delta	9.8	0.7	Glasser et al. (2016)
PSM01	-46.636	-72.826	333	Puente Santa Marta, arena eólica en playa	8	0.5	Glasser et al. (2016)
CL1256	-47.130	-72.689	190	Loess	7.8	0.5	Thorndycraft et al. (2019)

## **Anexo C: Protocolo de pretratamiento de muestras de sedimentos para análisis de granulometría**

Objetivo: Preparar las muestras lacustres con alto contenido orgánico para un posterior análisis granulométrico de manera de dejar la mayor cantidad de contenido lítico alóctono.

Materiales: Tubos Falcon, vaso de Precipitado, base para tubos, solución de HCl, solución de H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, solución de KOH, Solución de (NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub>, agua destilada, agitador, ultrasonido, centrifugadora, horno, termómetro, plato caliente.

Antes de partir, preparar el defloculante. Es una mezcla de hexametáfosfato de sodio (NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub> con agua destilada. Para esto, se debe calentar un vaso de 1L de agua destilada a 40°C en un frasco de vidrio de pyrex en un plato caliente. Luego de tener la temperatura deseada, colocar el vaso en una fuente de pyrex con agua caliente para mantener la temperatura e ir adicionando lentamente el metafosfato mientras se va disolviendo. Se deben diluir 60 g en 1000 ml de agua destilada y revolver (importante que sea con una varilla de plástico o metal). Se tiene que disolver todo el contenido. La mezcla se puede colocar en una piseta para posterior uso.

### **Procedimiento:**

- I. Eliminación de carbonatos
  - 1) Preparar una solución de HCl al 10% con agua destilada (por ej. Por un litro de agua destilada adicionar 100 ml de HCl).
  - 2) Precalentar el horno a 80°C.
  - 3) Calentar el agua en los vasos de precipitado con el plato caliente hasta alcanzar los 80°C. Estos dos pasos se usarán también para los otros dos procesos.
  - 4) Poner los tubos con muestras en las rejillas y agregar 10 ml de solución de (NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub> en cada tubo. Si la muestra es muy pequeña, adicionar 1 cm de solución en vez de los 10 ml por sobre el nivel de la muestra.
  - 5) Adicionar 10 ml de la solución de HCl a cada muestra y observar cómo reacciona. Si la muestra es muy pequeña, adicionar unos 2 cm de solución en vez de los 10 ml por sobre el nivel de la muestra.
  - 6) Colocar las muestras en baño maría en los vasos precipitados previamente calentado por 5 horas a 80°C en el horno.
  - 7) Sacar las muestras del horno y dejar decantar por una noche.
  - 8) Adicionar 20 ml de agua destilada y centrifugar a 3500 rpm por 8 min, lavar y repetir dos veces.
  - 9) Eliminar el último líquido residual para proseguir con el siguiente paso.
  
- II. Eliminación de materia orgánica
  - 1) Preparar una solución de H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> al 30% con agua destilada.
  - 2) Disgregar la muestra con una varilla de vidrio.

- 3) Adicionar 10 ml de la solución de  $(\text{NaPO}_3)_6$  a cada muestra. Si la muestra es muy pequeña, adicionar 1 cm de solución en vez de los 10 ml por sobre el nivel de la muestra.
- 4) Adicionar a cada tubo 10 ml de la solución de  $\text{H}_2\text{O}_2$  y ver cómo reacciona.
- 5) Colocar las muestras en baño maría en los vasos precipitados previamente calentado por 2 horas a  $80^\circ\text{C}$  en el horno.
- 6) Sacar las muestras del horno y dejar decantar por una noche.
- 7) Adicionar 20 ml de agua destilada y centrifugar a 3500 rpm por 8 min, lavar y repetir dos veces.
- 8) Eliminar el último líquido residual para proseguir con el siguiente paso.

### III. Eliminación de diatomeas (restos biogénicos)

- 1) Preparar una solución al 10% de KOH con agua destilada.
- 2) Disgregar la muestra con una varilla de vidrio.
- 3) Adicionar 10 ml de la solución de  $(\text{NaPO}_3)_6$  a cada muestra. Si la muestra es muy pequeña, adicionar 1 cm de solución en vez de los 10 ml por sobre el nivel de la muestra.
- 4) Adicionar a cada tubo 10 ml de la solución de KOH y ver cómo reacciona.
- 5) Colocar las muestras en baño maría en los vasos precipitados previamente calentado por 1.5 horas a  $80^\circ\text{C}$  en el horno.
- 6) Sacar las muestras del horno y dejar decantar por una noche.
- 7) Adicionar 20 ml de agua destilada y centrifugar a 3500 rpm por 8 min, lavar y repetir dos veces.
- 8) Eliminar el último líquido residual para proseguir con el siguiente paso.

Finalmente, se deben secar las muestras en el horno a  $30^\circ\text{C}$  por 4 o 5 días.



## Anexo D: Facies sedimentológicas y simbología comunes en ambiente glacial

(a)			
Code	Description	Code	Description
<b>Diamictons</b>		<b>Sands</b>	
	<i>Very poorly sorted admixture with wide range of grain sizes</i>		<i>Particles of 0.063–2 mm</i>
Dmm	Matrix-supported, massive	St	Medium to very coarse and trough cross-bedded
Dcm	Clast-supported, massive	Sp	Medium to very coarse and planar cross-bedded
Dcs	Clast-supported, stratified	Sr (A)	Ripple cross-laminated (type A)
Dms	Matrix-supported, stratified	Sr (B)	Ripple cross-laminated (type B)
Dml	Matrix-supported, laminated	Sr (S)	Rippled cross-laminated (type S)
--- (c)	Evidence of current reworking	Scr	Climbing ripples
--- (r)	Evidence of re-sedimentation	Scr	Starved ripples
--- (s)	Sheared	Sh	Very fine to very coarse and horizontally/ plane-bedded or low angle cross-lamination
--- (p)	Includes clast pavement(s)	SI	Horizontal and draped lamination
<b>Boulders</b>		Sfo	Deltaic foresets
Bms	<i>Particles &gt;256 mm (b-axis)</i> Matrix-supported, massive	Sfl	Flasar bedded
Bmg	Matrix-supported, graded	Se	Erosional scours with intraclasts and crudely cross-bedded
Bcm	Clast-supported, massive	Su	Fine to coarse with broad shallow scours and cross-stratification
Bcg	Clast-supported, graded	Sm	Massive
Bfo	Deltaic foresets	Sc	Steeply dipping planar cross-bedding (non-deltaic foresets)
BL	Boulder lag or pavement	Sd	Deformed bedding
<b>Gravels</b>		Suc	Upward coarsening
	<i>Particles of 8–256 mm</i>	Suf	Upward fining
Gms	Matrix-supported, massive	Srg	Graded cross-laminations
Gm	Clast-supported, massive	SB	Bouma sequence
Gsi	Matrix-supported, imbricated	Scps	Cyclopsams
Gmi	Clast-supported, massive (imbricated)	--- (d)	With dropstones
Gfo	Deltaic foresets	--- (w)	With dewatering structures
Gh	Horizontally bedded	<b>Silts and clays</b>	
Gt	Trough cross-bedded	FI	<i>Particles of &lt;0.063 mm</i> Fine lamination, often with minor fine sand and very small ripples
Gp	Planar cross-bedded	Flv	Fine lamination with rhythmites or varves
Gfu	Upward-fining (normal grading)	Fm	Massive
Gcu	Upward-coarsening (inverse grading)	Frg	Graded and climbing ripple cross-laminations
Go	Openwork gravels	Fcpl	Cyclopels
Gd	Deformed bedding	Fp	Intraclast or lens
Glg	Palimpsest (marine) or bedload lag	--- (d)	With dropstones
<b>Granules</b>		--- (w)	With dewatering structures
	<i>Particles of 2–8 mm</i>		
GRcl	Massive with clay laminae		
GRch	Massive and infilling channels		
GRh	Horizontally bedded		
GRm	Massive and homogeneous		
GRmb	Massive and psuedo-bedded		
GRmc	Massive with isolated outside clasts		
GRmi	Massive with isolated, imbricated clasts		
GRmp	Massive with pebble stringers		
GRo	Open-work structure		
GRruc	Repeating upward-coarsening cycles		
GRruf	Repeating upward-fining cycles		
GRt	Trough cross-bedded		
GRcu	Upward coarsening		
GRfu	Upward fining		
GRp	Cross-bedded		
GRfo	Deltaic foresets		

**Figura 1:** Litofacies y simbologías convencionales usadas comúnmente en ambientes glaciales y subglaciales. Obtenido en Benn & Evans (2010).

## Anexo E: Report for Luminescence and Ancillary Analyses, Indiana Geological and Water Survey Luminescence Laboratory

J.L. Antinao, E. Moore

October 30, 2020

The following report contains summary data and analysis for a set of samples submitted by Valentina Flores in Fall 2019. Laboratory preparation of samples started in October 2019. Aliquots of samples were split, crushed and pulverized at the IGWS laboratories and sent for elemental analysis to an external lab (ALS). U, Th, Rb were measured via ICP-MS, while % K<sub>2</sub>O was measured via ICP-AES. All elemental data is available upon request. Sediment dose rates were based on elemental data corrected for grain size and water content attenuation. The dose rate and age for each sample was calculated from estimated field and measured laboratory datasets using the online DRAC v1.2 calculator tool. The DRAC tool is available at: <https://www.aber.ac.uk/en/dges/research/quaternary/luminescence-research-laboratory/dose-rate-calculator>. For details, please refer to Durcan et al. (2015). DRAC v1.2 — Release date: September 2016. DRAC source code is available at [github.com/DRAC-calculator/DRAC-calculator](https://github.com/DRAC-calculator/DRAC-calculator) and is licensed under GPLv3. Cosmic dose rates were estimated using latitude, longitude, elevation of sampling sites, and burial depths, all reported or estimated by the submitter. The parameters of Prescott and Hutton (1994) were used in these calculations. Water content was measured from original sample splits via drying in oven for seven days at 45°C (Table 1).

Material and procedures used in dating: Dating procedures for samples in this area have been optimized for analysis of both quartz and feldspar separates. Wet sieving was performed on each sample to isolate the 155-255 µm sand fraction and subsequently treated with 30% hydrogen peroxide (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) to remove organic matter and 10% hydrochloric acid (HCl) to remove carbonate minerals. To separate quartz and feldspar, mineral density separation at 2.58 g/cm<sup>3</sup> was completed by immersing 50 mL centrifuge tubes containing the samples in Lithium Metatungstate solution (LMT). Centrifuge tubes were left overnight for sediment to separate and the sediment separates were subsequently recovered by freezing the tip in liquid nitrogen and decanting the supernatant. A repeat procedure at 2.68 g/cm<sup>3</sup> separated heavy minerals from quartz. Quartz separates were etched for 70 minutes in 49% hydrofluoric acid (HF) and rinsed in HCl to remove fluorosilicate precipitates. Following this, the sample was dried and re-sieved to the 155-255 micron fraction in order to avoid low yield of coarser grain sizes. A similar, weaker etch was performed on feldspar separates, for 20 minutes in dilute HF.

Small (2 mm size) multi-grain aliquots of the 155-255 µm fraction were loaded onto stainless steel discs, with discs usually holding 25-40 grains on average, and some discs having aliquots as small as 3-10 grains.

TL/OSL reader used and measurement protocols: For quartz separates, a Leksyg® Smart reader was used, with illumination LEDs at 458±20 nm, operating at 100 mW/cm<sup>2</sup>, with filters set to recover light centered at 365 nm. Single Aliquot Regenerative (SAR) procedures were used on quartz according to protocols by Murray and Wintle (2000, 2003). The same reader, operating with illumination LEDs at 850±20 nm, operating at 300 mW/cm<sup>2</sup>, with filters set to recover light centered at 410 nm, was used for feldspar analysis. SAR PIRIR procedures were used on all samples according to protocols by Buylaert et al. (2011). Dose rate calibration for <sup>90</sup>Sr beta source, January 2019: 0.135 ± 0.005 Gy / second.

Data collection aimed to measure 20-40 multigrain aliquots (e.g., Table 1). In some cases, less than 20 aliquots obtained results above background, indicating low sensitivity in both quartz and

feldspar separates. Growth curve analysis and interpolation in order to recover the natural burial dose was performed with Analyst® software (individual aliquot growth curves and all raw data is not shown in this report but available upon request). Instrumental error was set to 5%.

Equivalent dose distributions and age distributions were fitted with the Central Age Model (CAM) or Minimum Age Model (MAM) (Gailbraith et al., 1999). The reason for preference is discussed individually or as a group below. This reason strongly depends on the geomorphic and sedimentological setting as indicated by the submitter. A CAM model takes into account natural variability in response of quartz to burial doses, which goes beyond what is expected from variability in observations of a sample, and it is explained by differences in sensitivity and other luminescence properties of the mineral grains under study. This natural variability is normally quantified by a parameter called overdispersion (Gailbraith et al., 1999). Equivalent dose distributions, model ages and fading correction were analyzed with the R Luminescence Package, v. 0.9.3 2019-9-8. The R Luminescence package is available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/Luminescence/>

**Results: General considerations.** Age data (Table 1) are discussed in the context of samples being representative of sedimentation in aeolian or deltaic environments, as indicated by the submitter. Dose rates represent estimates of actual radiation received during burial. Although rare in both environments, potential mobilization of U could have occurred and raises the possibility of radioactive U disequilibrium which can cause uncertainties in the final age determination. These uncertainties are not tractable, given the methods used here. High-resolution gamma spectrometry could be used to determine if these samples were impacted by U-series disequilibrium, but the magnitude of the effect will still be unknown. A careful stratigraphic analysis and crosschecking with other techniques must always be used when interpreting the ages obtained with OSL and IRSL dating.

Equivalent dose distributions are interpreted as representing well bleached (CAM models) to partially bleached samples (partial reset). A Minimum Age Model (MAM) is typically preferred when partial bleaching is suspected.

**Specific considerations.** Partial bleaching (partial reset of signal) has been interpreted for the deltaic samples given the distribution of equivalent doses (e.g., Fig. 1,3,5). Therefore, the MAM Model Age was used to determine the age, with a similar overdispersion parameter. When possible to discriminate outliers (Fig. 3), a CAM model age was used with a reduced dataset. Even in that case, large overdispersion values for CAM analyses are common in settings with partial bleaching. More confidence is also given to data from larger aliquot numbers accepted for analysis (i.e., quartz aliquots, particularly sample IGWS-295). Ages for sample IGWS-297 (D4) is very reliable given the consistency between feldspar and quartz data.

Note that water content is estimated for all samples at  $7 \pm 4\%$ . Increase of 2% in this factor increases age in ~300 years. Total uncertainties do not depend as much on these factors as on parameters like the DE values. When these ages are compared to other more precise data (varves counts, radiocarbon dates), a more precise treatment of water content and potential U disequilibrium is warranted, at least with estimates on upper and lower bounds.

Table 1. Age estimates for analyzed samples, along with key data used in calculations. A Central Age Model (CAM, Gailbraith et al., 1999) used except when noted.

Sample ID (IGWS) <sup>a</sup>	Field Sample ID	Grain size of analyzed fraction [micron]	Aliquots used in calculations / total measured	Mineral phase	Environmental Dose rate [Gy/ka] <sup>b</sup>	Equivalent Dose [Gy]	Age [ka]
295	D4.2	155-255	8/40	Feldspar	3.39 ± 0.21	66 ± 14 <sup>c</sup>	19.5 ± 4.3
			39/40	Quartz	2.82 ± 0.11	42 ± 3	14.9 ± 1.2
297	D4	155-255	5/40	Feldspar	3.34 ± 0.28	46 ± 13 <sup>c</sup>	13.8 ± 4.1
			11/20	Quartz	2.78 ± 0.21	39 ± 7	14.0 ± 2.7

Notes:

- a) IGWS-ID is the internal lab number for OSL analysis, referred in figures 1-4. All samples have duplicate analyses for dose rates to assess variability. Reported is the average.
- b) Water content estimated for all samples at 7 ± 4%. Increase of 2% in this factor increases age in ~300 years. Elemental data uncertainties of 0.1 ppm for trace elements or 0.05% for K<sub>2</sub>O (%K<sub>2</sub>O was converted into %K for dose rate calculations in DRAC), water content estimate with 5% uncertainty. All above uncertainties propagated in quadrature.
- c) Estimate based upon a MAM model with 15% overdispersion (preferred given context).



Luminescence observations: Equivalent dose distributions for samples 295, 297.

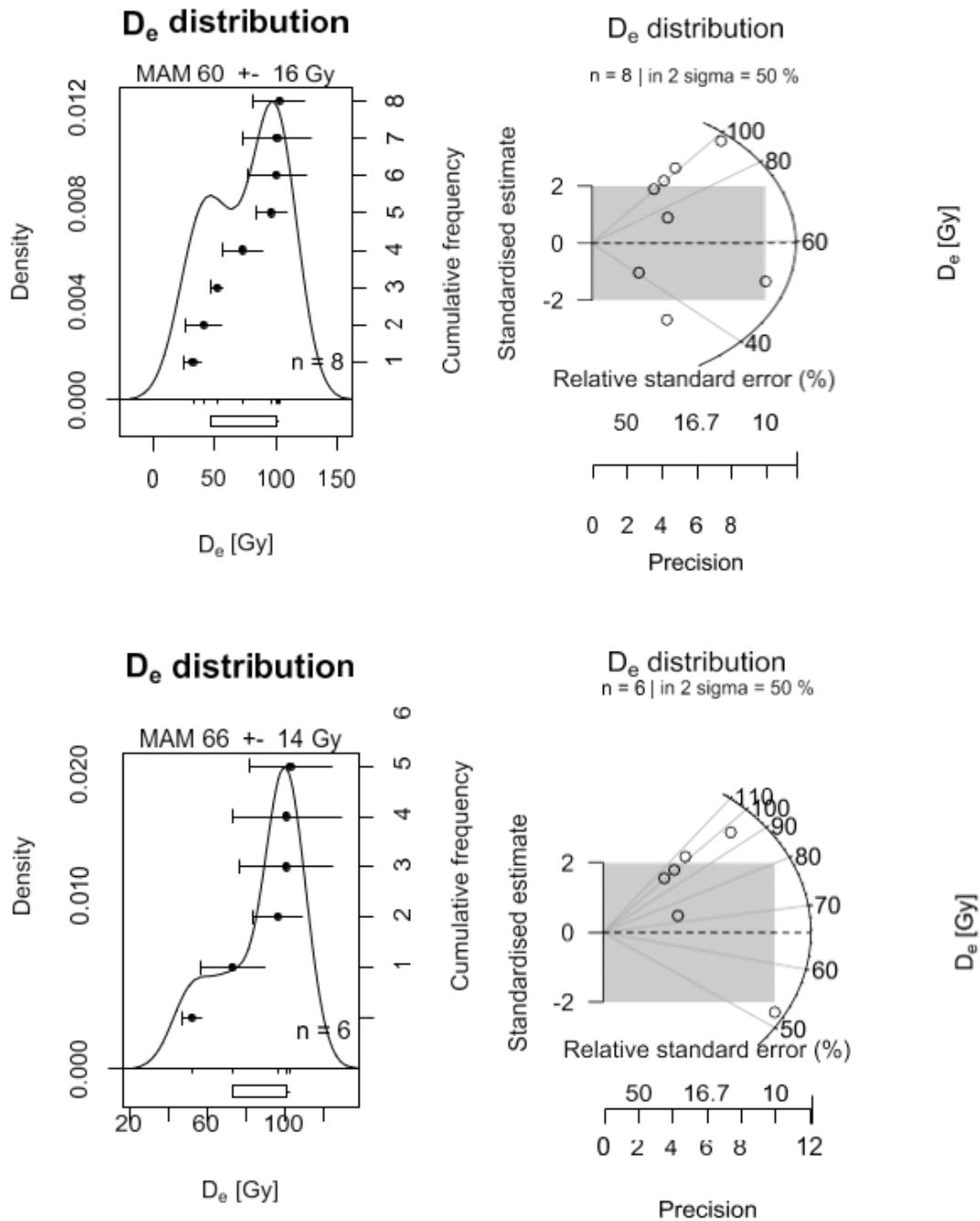


Figure 1. Equivalent dose distribution for sample IGWS-295, Feldspars PIRIR225 signal. Left: KDE plots. Right: radial plots (Gailbraith et al., 1999). A MAM model age with all points ( $n=8$ , upper panels) yields a value of  $60 \pm 16$  Gy. Considering that the two lowest DE points are affected by fading, a MAM model age ( $66 \pm 14$  Gy) is expected to represent better the data using the rest of the set (lower panels), using an overdispersion of 15%.

## Fading versus DE

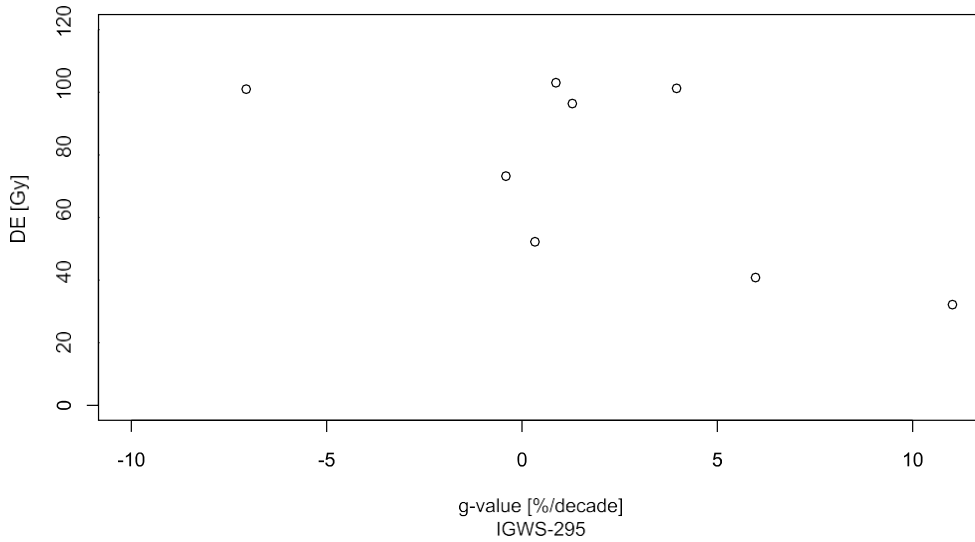


Figure 2. Fading of PIRIR225 signal compared to equivalent dose. Higher g-values correlate with lower DE values; a decrease of natural signal could imply underestimation of DE. These aliquots were not considered. Fading correction algorithms on the extreme fading aliquot values suggest they might have real DE values near 100 Gy. A MAM model was used therefore on a reduced dataset.

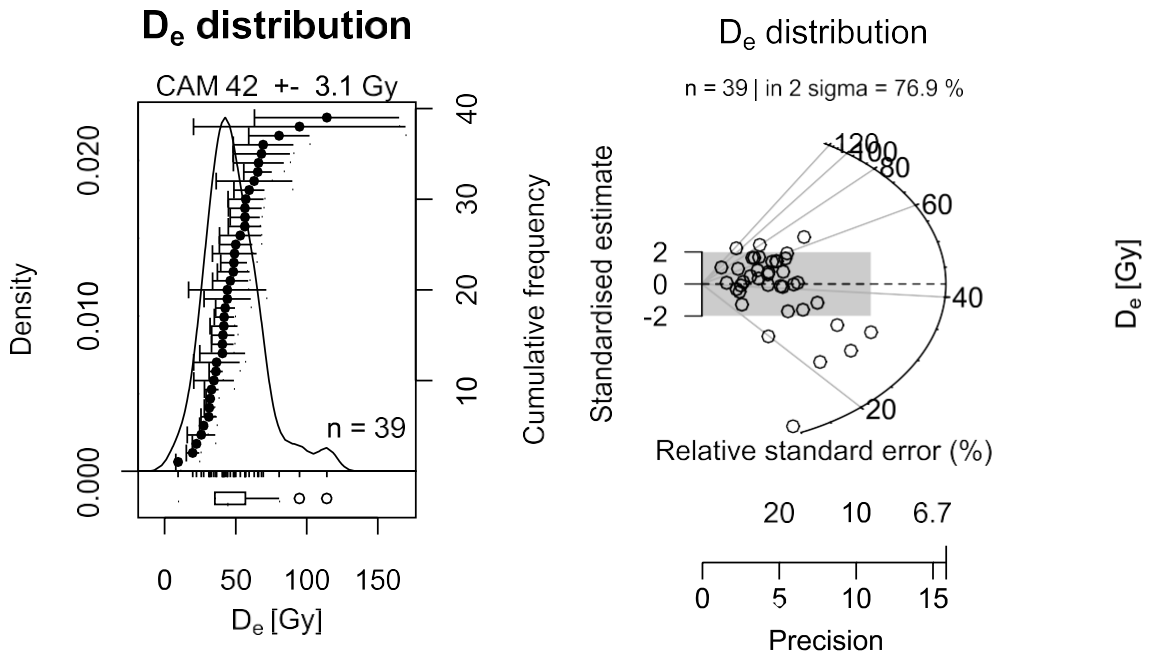


Figure 3. Equivalent dose distribution for sample IGWS-295, Quartz OSL signal. A MAM model age with all points (n=40) yields a value of  $24 \pm 3$  Gy (Overdispersion used=19%). A CAM model (preferred) by not considering the highest DE point (i.e., with n=39, shown in plot) yields a value of  $42 \pm 3$  Gy (overdispersion 40%).

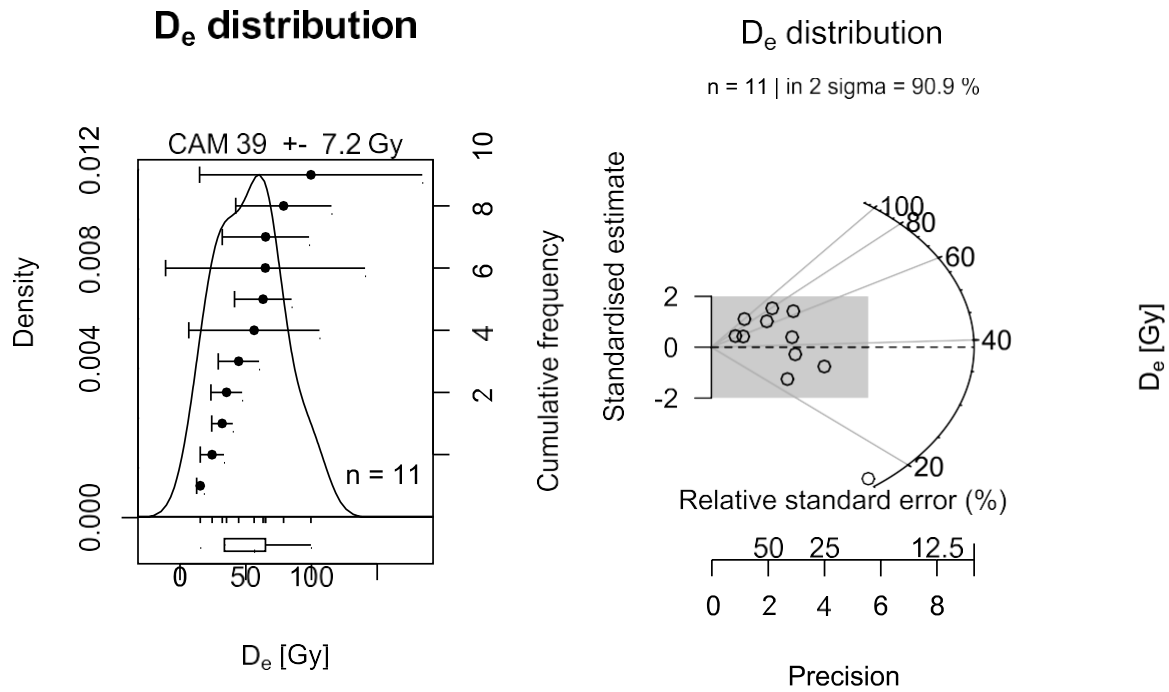


Figure 4. Equivalent dose distribution for sample IGWS-297, Quartz OSL signal. A CAM model age with all points (n=11) yields a value of  $39 \pm 3$  Gy. Overdispersion obtained=43%.

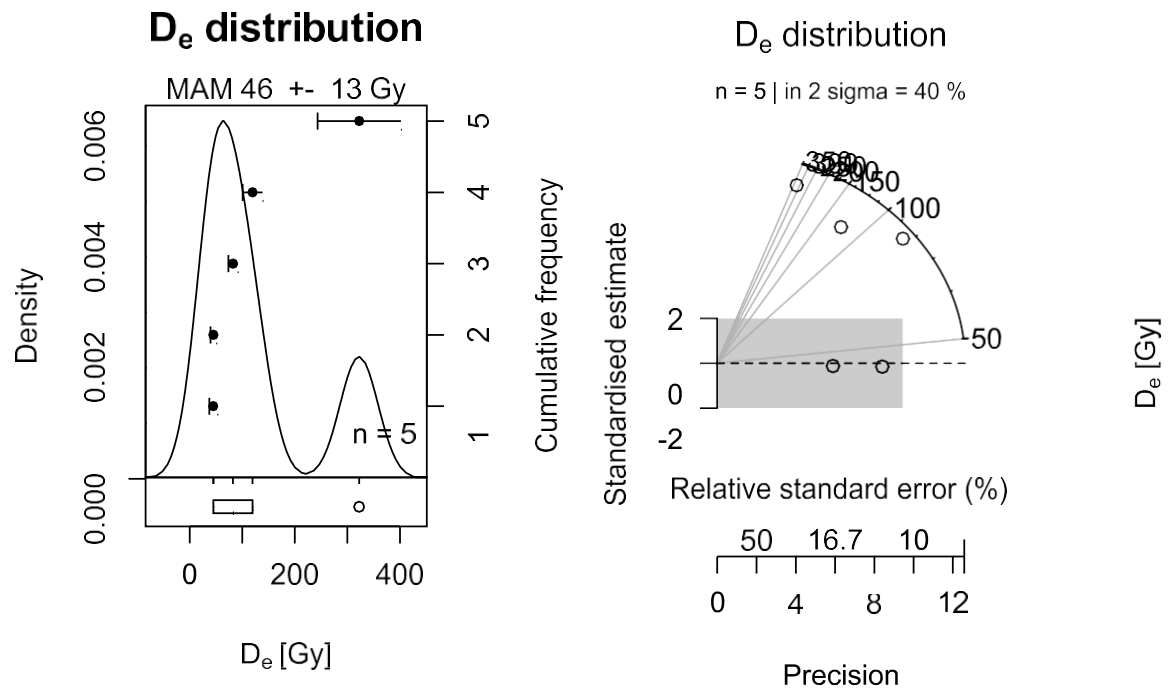


Figure 5. Equivalent dose distribution for sample IGWS-297, Feldspars PIRIR225 signal. Left: KDE plot. Right: radial plot (Gailbraith et al., 1999). A MAM model age (overdispersion 15%) with all points (n=5) yields a value of  $46 \pm 13$  Gy.

December 23, 2021

The following report contains summary data and analysis for a set of samples submitted by Valentina Flores during the first semester of 2021. Samples were received in June 2021. Laboratory preparation of samples started in late July 2021.

Dose rate analysis: Aliquots of samples were split, crushed and pulverized at the IGWS laboratories and sent for elemental analysis to an external lab (ALS). U, Th, Rb were measured via ICP-MS, while % K<sub>2</sub>O was measured via ICP-AES. All elemental data is available upon request. Sediment dose rates were based on elemental data corrected for grain size and water content attenuation. The dose rate and age for each sample was calculated from estimated field and measured laboratory datasets using the online DRAC v1.2 calculator tool. The DRAC tool is available at: <https://www.aber.ac.uk/en/dges/research/quaternary/luminescence-research-laboratory/dose-rate-calculator>. For details, please refer to Durcan et al. (2015). DRAC v1.2 — Release date: September 2016. DRAC source code is available at [github.com/DRAC-calculator/DRAC-calculator](https://github.com/DRAC-calculator/DRAC-calculator) and is licensed under GPLv3. Cosmic dose rates were estimated using latitude, longitude, elevation of sampling sites, and burial depths, all reported or estimated by the submitter. The parameters of Prescott and Hutton (1994) were used in these calculations. Sample water content was measured from original sample splits via drying in oven for seven days at 45C, which yielded results between 3 and 8%, which were considered lower bounds. In the final data analysis, an estimate was used (Table 1).

Material and procedures used in dating: Dating procedures for samples in this area have been optimized for analysis of quartz separates given successful analyses for samples IGWS-294, 295, and 297 reported earlier. Wet sieving was performed on each sample to isolate the 155-255 µm sand fraction and subsequently treated with 30% hydrogen peroxide (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) to remove organic matter and 10% hydrochloric acid (HCl) to remove carbonate minerals. To separate quartz and feldspar, mineral density separation at 2.58 g/cm<sup>3</sup> was obtained by immersing 50 mL centrifuge tubes containing the samples in Lithium Metatungstate solution (LMT). Centrifuge tubes were left overnight for sediment to separate and the sediment separates were subsequently recovered by freezing the tip in liquid nitrogen and decanting the supernatant. A repeat procedure at 2.68 g/cm<sup>3</sup> separated heavy minerals from quartz. Quartz separates were etched for 70 minutes in 49% hydrofluoric acid (HF), and rinsed in HCl to remove fluorosilicate precipitates. Following this, the sample was dried and re-sieved to the 155-255 micron fraction in order to avoid low yield of coarser grain sizes. A similar, weaker etch was performed on feldspar separates, for 20 minutes in dilute HF, although no measurements were conducted on feldspars.

Small (2 mm size) multi-grain aliquots of the 155-255 µm fraction were loaded onto stainless steel discs, with discs usually holding 25-40 grains on average, and some discs having aliquots as small as 3-10 grains.



TL/OSL reader used and measurement protocols: For quartz separates, a Lexsyg® Smart reader was used, with illumination LEDs at  $458\pm 20$  nm, operating at  $100 \text{ mW/cm}^2$ , with filters set to recover light centered at 365 nm. Single Aliquot Regenerative (SAR) procedures were used on quartz according to protocols by Murray and Wintle (2000, 2003). Dose rate calibration for  $^{90}\text{Sr}$  beta source, January 2021:  $0.133 \pm 0.005 \text{ Gy / second}$ .

Data collection aimed to measure 20-50 multigrain aliquots (e.g., Table 1). To recover the natural, burial dose, growth curve analysis and interpolation was performed with Analyst® software (individual aliquot growth curves and all raw data is not shown in this report but available upon request). Instrumental error was set to 5%. Equivalent dose distributions and age distributions were fitted with the Central Age Model (CAM) or Minimum Age Model (MAM) (Gailbraith et al., 1999). The reason for preference is discussed individually or as a group below. This reason strongly depends on the geomorphic and sedimentological setting as indicated by the submitter. Both CAM and MAM models take into account natural variability in response of quartz to burial doses, which goes beyond what is expected from variability in observations of a sample, and it is explained by differences in sensitivity and other luminescence properties of the mineral grains under study. This natural variability is normally quantified by a parameter called overdispersion (Gailbraith et al., 1999). Equivalent dose distributions, model ages and fading correction were analyzed with the R Luminescence Package, v. 0.9.3 2019-9-8. The R Luminescence package is available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/Luminescence/>

Results: General considerations. Age data (Table 1) are discussed in the context of samples being representative of sedimentation in aeolian or deltaic environments, as indicated by the submitter. Dose rates represent estimates of actual radiation received during burial. Although rare in the setting presented here, potential mobilization of U could have occurred, generating radioactive U disequilibrium which can add uncertainties in the final age determination. These uncertainties are not tractable with the methods used here. High-resolution gamma spectrometry could be used to determine if these samples were impacted by U-series disequilibrium, but the magnitude of the effect will still be unknown. A careful stratigraphic analysis and crosschecking with other techniques must always be used when interpreting the ages obtained with OSL and IRSL dating.

*Specific considerations.* Partial bleaching (partial reset of signal) has been interpreted for the deltaic samples given the distribution of equivalent doses (Figures 1 to 3). Therefore, the MAM Model Age was used to determine the age, with a similar overdispersion (OD) parameter used in all cases (20%).

**The ages obtained must be interpreted with extreme caution (Table 1). Stratigraphic context suggests that these samples should yield a minimum equivalent dose larger than 25-30 Gy and therefore the data obtained (mostly <10 Gy for equivalent doses) represent either a natural event of bleaching after deposition of the units under study (animal burrows?) or the introduction of bleached grains during sampling.** The secondary peaks in the distributions (e.g., around 20 Gy in IGWS-423) only **suggest** an older population that might represent the actual age of the

sedimentation. Multigrain aliquot data measured with our instrumental setup **cannot be used in a finite mixture modeling analysis**, and unfortunately, without further single-grain analysis an older population cannot be discriminated at this point.

Water content is estimated for all samples at  $10 \pm 5\%$ . Increase of 2% in this factor increases age in ~300 years. Total uncertainties do not depend as much on these factors as on parameters like the DE values. When these ages are compared to other more precise data (varves counts, radiocarbon dates), a more precise treatment of water content and potential U disequilibrium is warranted, at least with estimates on upper and lower bounds.

Table 1. Age estimates for analyzed samples, along with key data used in calculations. A Minimum Age Model (MAM, Gailbraith et al., 1999) used except when noted.

Sample ID (IGWS) <sup>a</sup>	Field Sample ID	Grain size of analyzed fraction [micron]	Aliquots used in calculations / total measured	Mineral phase	Environmental Dose rate [Gy/ka] <sup>b</sup>	Equivalent Dose [Gy]	Age [ka]
423	FRU-N3	155-255	20/80	Quartz	3.4 ± 0.1	1.2 ± 0.7	0.35 ± 0.20
424	FRU-N3-2	155-255	39/80	Quartz	3.4 ± 0.2	4.6 ± 1.1	1.35 ± 0.3
425	DA-EOL	155-255	11/120	Quartz	2.8 ± 0.1	8.6 ± 1.2	3.1 ± 0.4

Notes:

- a) IGWS-ID is the internal lab number for OSL analysis, referred in figures 1-3. All samples have duplicate analyses for dose rates to assess variability. Reported is the average.
- b) Water content estimated for all samples at 10 ± 5%. Increase of 2% in this factor increases age in ~300 years. Elemental data uncertainties of 0.1 ppm for trace elements or 0.05% for K<sub>2</sub>O (%K<sub>2</sub>O was converted into %K for dose rate calculations in DRAC), water content estimate with 5% uncertainty. All above uncertainties propagated in quadrature.
- c) Estimate based upon a MAM model with 20% overdispersion (preferred given context).

Luminescence observations: Equivalent dose distributions for samples 423, 424, 425.

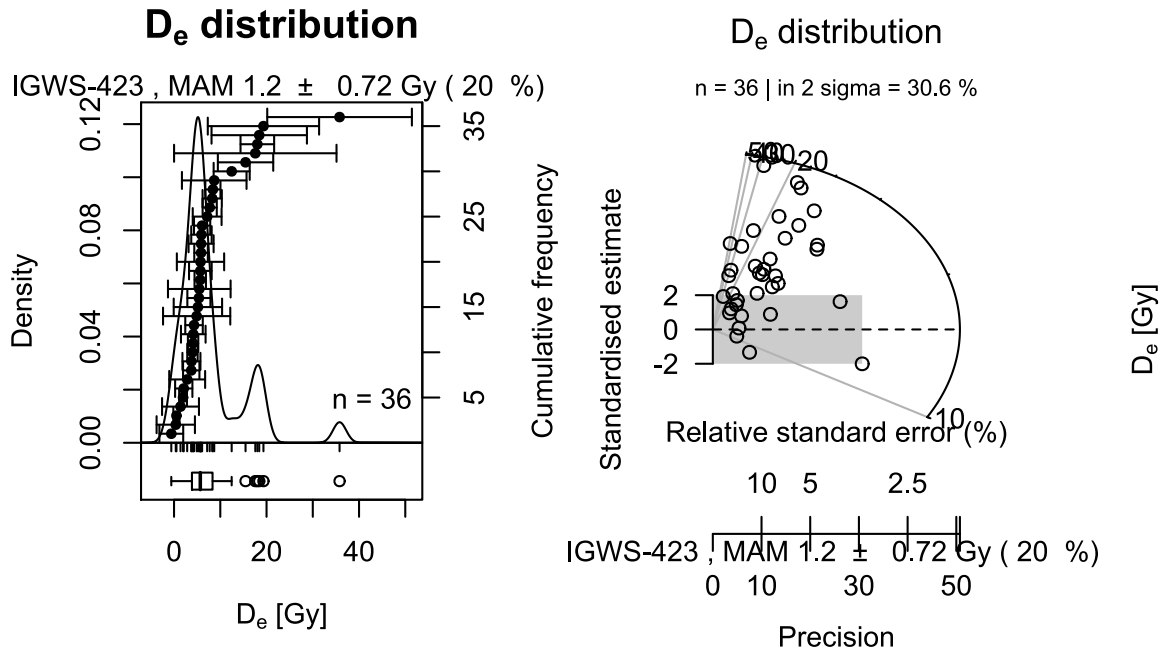


Fig. 1. IGWS-423 data. Most aliquots appear to concentrate around a value marked by the MAM model  $D_e$  of  $1.2 \pm 0.7$  Gy. There is a secondary peak at around 20 Gy.

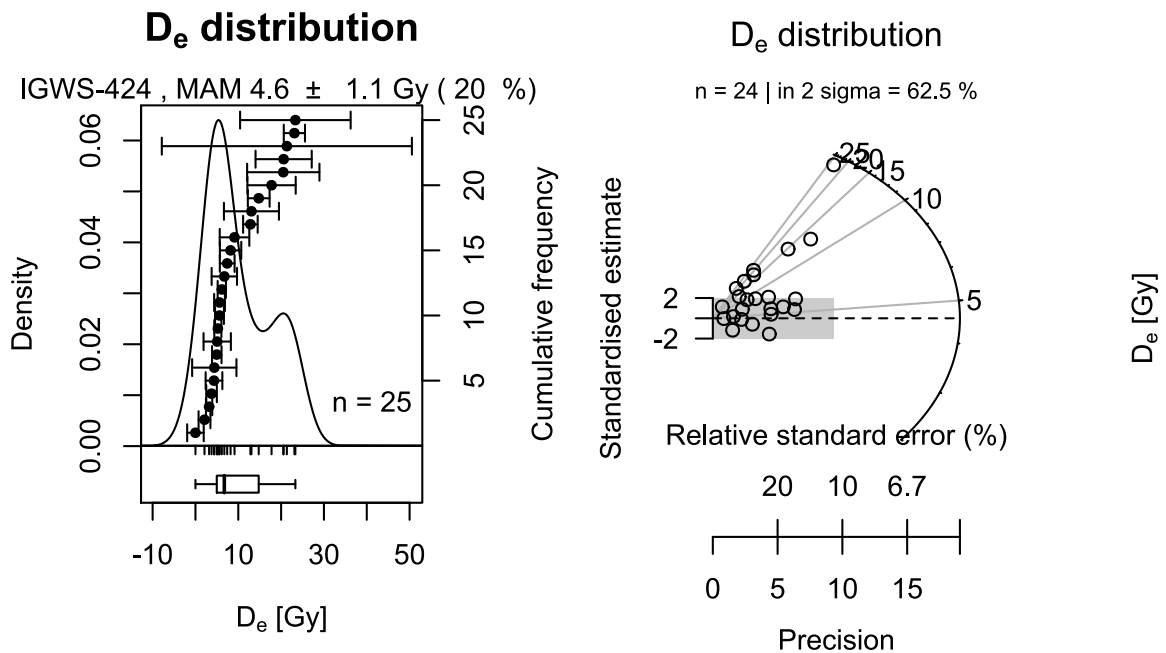


Fig. 2. IGWS-424 data. Most aliquots appear to concentrate around a value marked by the MAM model  $D_e$  of  $4.6 \pm 1.1$  Gy. A secondary peak appears around 20 Gy.



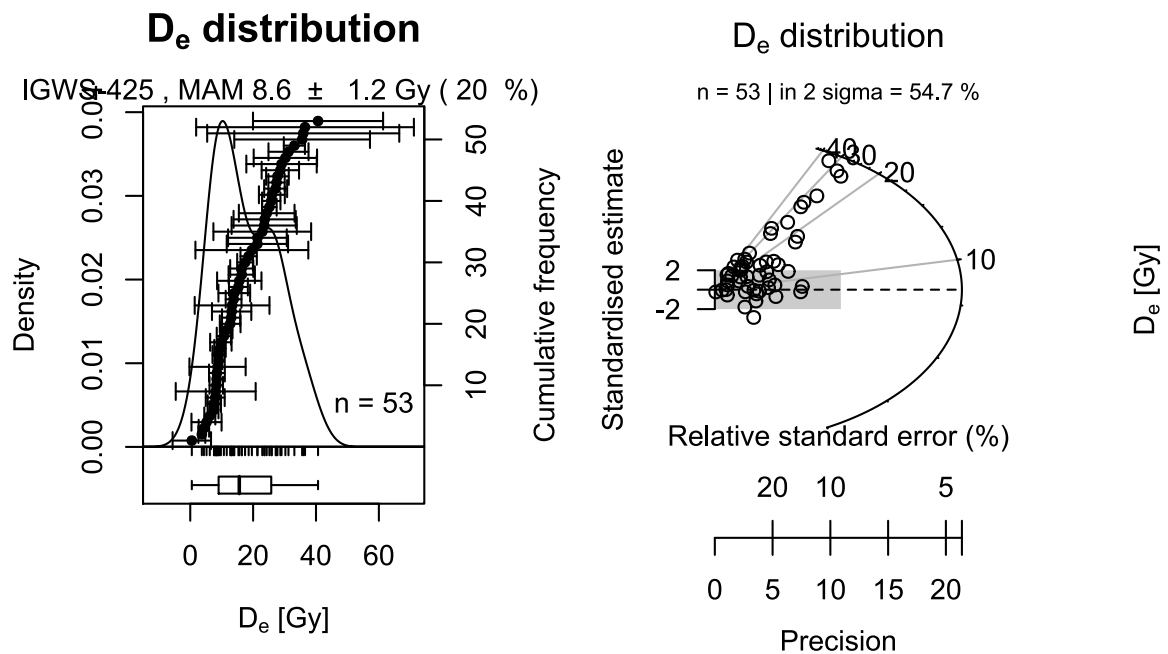


Fig. 3. IGWS-425 data. Most aliquots appear to concentrate around a value marked by the MAM model  $D_e$  of  $8.6 \pm 1.2$  Gy. A secondary peak appears around 28 Gy.

## References

- Buylaert, J.-P., Jain, M., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Thiel, C., & Sohbaty, R. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, 41(3), 435–451. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>
- Durcan, J.A., King, G.E., Duller, G.A.T., 2015. DRAC: Dose rate and age calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, 28, 54-61.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M. (1999) Optical dating of single grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia. Part I: experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 41, 339–364.
- Murray, A.S., Wintle, A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 57-73.
- Murray, A. S., Wintle, A. G. (2003). The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements* 37, 377-381.
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.

## Anexo F: Comparación estadística entre ALOS PALSAR y datos de GNSS

**Tabla 1:** Total de puntos obtenidos con GNSS en terreno en las cuencas del Lago General Carrera y Lago Cochrane, y la elevación del mismo punto extraída de DEM ALOS PALSAR.

fecha	hora	norte	este	Elevación elipsoidal (m)	Elevación ortogonal (m) EGM96	precisión vertical (m)	precisión horizontal (m)	Elevación ALOS PALSAR (m)
28-1-21	04:20:16pm	4760447.7	689265.88	242.769	223.331	0.564	0.61	239
28-1-21	04:21:22pm	4760460.9	689253.75	243.024	223.586	0.986	1.03	240
28-1-21	04:22:46pm	4760468.8	689243.84	238.38	218.942	0.634	0.625	239
28-1-21	04:42:30pm	4758686.6	689188.91	387.378	367.942	0.689	0.642	383
28-1-21	04:43:10pm	4758693.8	689182.15	387.504	368.068	0.596	0.53	383
28-1-21	04:43:54pm	4758703.4	689180.82	386.61	367.174	0.621	0.564	381
28-1-21	04:45:04pm	4758704.8	689173.96	385.103	365.667	0.644	0.598	381
28-1-21	04:46:28pm	4758730.1	689155.14	384.939	365.503	0.542	0.475	378
28-1-21	04:49:11pm	4758760.2	689121.23	381.761	362.325	0.532	0.537	370
28-1-21	04:50:02pm	4758756.4	689116.57	382.93	363.494	0.583	0.552	369
28-1-21	04:50:42pm	4758755.9	689124.33	382.509	363.073	0.611	0.659	370
25-1-21	05:18:19pm	4761880.8	694474.7	470.609	451.197	0.629	0.513	463
25-1-21	04:50:58pm	4761983.4	694642	475.086	455.674	0.577	0.575	464
25-1-21	04:51:48pm	4761997.8	694648.77	473.892	454.48	0.549	0.552	467
25-1-21	04:52:53pm	4762016.1	694659.05	472.96	453.548	0.669	0.662	467
25-1-21	10:47:48am	4762387.7	699018.05	620.008	600.612	0.794	0.623	611
25-1-21	10:48:30am	4762392.6	699005.08	618.28	598.884	0.612	0.488	610
25-1-21	10:51:24am	4762417.4	698962.37	617.973	598.577	0.632	0.464	607
25-1-21	10:59:32am	4762419.9	698869.47	624.653	605.256	0.608	0.403	624
25-1-21	12:08:55pm	4762431.3	699041.34	603.362	583.966	0.656	0.449	595
25-1-21	01:26:23pm	4763308.7	699669.22	476.836	457.437	0.562	0.628	471
25-1-21	01:29:38pm	4763333.7	699611.62	477.529	458.13	0.596	0.534	469
25-1-21	01:30:26pm	4763334.6	699597.77	477.362	457.963	0.532	0.496	469
25-1-21	01:31:27pm	4763336.3	699580.23	477.686	458.286	0.596	0.584	469
25-1-21	01:35:41pm	4763261.2	699475.81	481.163	461.764	0.61	0.517	482
25-1-21	01:56:13pm	4764395.6	700574.41	364.297	344.893	0.623	0.49	357
25-1-21	01:58:16pm	4764344.8	700602.44	364.603	345.2	0.631	0.482	361
25-1-21	01:59:27pm	4764337.8	700641.9	364.836	345.433	0.676	0.493	359
25-1-21	02:02:02pm	4764286.2	700697.15	365.81	346.408	0.66	0.499	359
25-1-21	02:05:52pm	4764245.6	700732.47	363.917	344.515	0.859	0.805	361
25-1-21	02:07:28pm	4764232.2	700791.18	365.635	346.233	1.034	0.701	359
25-1-21	02:09:55pm	4764278.6	700834.81	362.792	343.39	0.601	0.495	346
25-1-21	02:19:55pm	4764338	700881.31	342.129	322.727	0.714	0.48	333
24-1-21	03:48:44pm	4765069.9	709646.05	352.119	332.735	0.592	0.49	349
24-1-21	03:50:53pm	4765077.4	709661.13	351.125	331.741	1.034	0.863	350
24-1-21	03:51:43pm	4765094.3	709677.03	352.522	333.138	0.994	0.758	345

24-1-21	03:52:33pm	4765100.6	709679.87	352.172	332.788	0.685	0.539	345
24-1-21	03:53:45pm	4765133.5	709687.22	350.554	331.169	0.89	0.85	342
24-1-21	03:54:50pm	4765170.7	709692.38	348.859	329.474	0.674	0.563	339
24-1-21	03:56:07pm	4765206.1	709710.61	348.935	329.55	0.578	0.516	344
24-1-21	03:57:58pm	4765258.6	709734.29	349.125	329.739	0.584	0.545	343
24-1-21	04:01:13pm	4765302.6	709752	348.657	329.271	0.59	0.562	342
24-1-21	02:12:38pm	4763405.6	710974.68	594.436	575.075	0.671	0.499	587
24-1-21	02:13:33pm	4763397.5	710968.14	594.967	575.606	0.595	0.633	590
24-1-21	02:14:38pm	4763378.2	710945.75	595.333	575.973	0.613	0.586	593
24-1-21	02:16:10pm	4763371.5	710927.42	595.356	575.995	0.635	0.503	590
24-1-21	01:52:44pm	4763518.7	710972.91	561.432	542.07	0.597	0.519	548
24-1-21	02:59:26pm	4763730.5	710744.68	461.835	442.47	0.918	0.905	445
24-1-21	02:59:57pm	4763732.8	710746.87	461.282	441.917	0.643	0.59	448
24-1-21	03:00:27pm	4763734	710751.13	463.366	444.001	0.947	0.791	448
24-1-21	03:01:08pm	4763727	710741.42	461.733	442.368	0.633	0.655	444
24-1-21	03:01:45pm	4763723	710742.97	462.205	442.84	1.104	0.949	444
24-1-21	02:55:40pm	4763758.1	710719.97	450.776	431.41	0.864	0.741	439
24-1-21	02:56:39pm	4763760.2	710723.72	452.16	432.794	0.644	0.579	442
24-1-21	02:57:28pm	4763756.9	710715.88	449.138	429.772	0.606	0.509	439
26-1-21	01:15:10pm	4771923.9	720003.76	337.633	318.181	0.589	0.58	327
26-1-21	01:16:18pm	4771946.8	719975.54	337.678	318.225	0.61	0.553	328
26-1-21	01:20:14pm	4771983	719952.57	336.711	317.258	0.796	0.736	330
26-1-21	01:21:26pm	4772003.2	719928.01	338.179	318.725	0.774	0.921	326
26-1-21	01:22:46pm	4772034.2	719896.94	337.676	318.221	0.673	0.594	326
26-1-21	01:23:32pm	4772044.1	719884.86	337.81	318.355	0.589	0.544	324
26-1-21	12:23:44pm	4772080	720685.02	457.801	438.349	0.588	0.465	453
26-1-21	12:24:33pm	4772096.8	720686.41	459.085	439.633	0.616	0.485	455
26-1-21	12:25:33pm	4772112	720686.52	459.053	439.601	0.722	0.566	457
26-1-21	12:28:39pm	4772149.1	720684.49	459.173	439.72	0.577	0.443	459
26-1-21	12:36:18pm	4772171	720615.28	436.048	416.594	0.624	0.59	434
26-1-21	12:37:18pm	4772155.8	720611.49	434.913	415.459	0.639	0.66	433
26-1-21	12:38:05pm	4772135.9	720607.53	434.895	415.442	0.594	0.469	428
26-1-21	12:39:35pm	4772111.1	720607.64	434.185	414.732	0.591	0.482	426
26-1-21	11:35:30am	4772122.2	721063.83	570.527	551.077	0.702	0.524	568
26-1-21	11:37:50am	4772184.7	721070.42	571.355	551.903	0.69	0.615	567
26-1-21	11:44:56am	4772155.8	721143.97	583.357	563.906	0.651	0.404	580
26-1-21	11:46:57am	4772135.9	721145.91	582.965	563.515	0.656	0.424	579
26-1-21	11:49:51am	4772136.5	721189.52	591.089	571.639	0.617	0.407	591
26-1-21	11:50:59am	4772121.8	721186.19	591.743	572.293	0.701	0.507	592
26-1-21	11:51:59am	4772103.5	721182.95	591.406	571.957	0.661	0.424	589
26-1-21	11:14:28am	4772285.8	720993.94	555.726	536.272	0.652	0.388	553
26-1-21	11:25:50am	4772251.2	720994.82	553.929	534.475	0.711	0.405	551
26-1-21	11:27:05am	4772226.6	720998.33	554.674	535.221	1.291	0.75	552
26-1-21	11:28:29am	4772184.3	721004.85	554.121	534.669	0.663	0.45	548

26-1-21	11:30:41am	4772134.3	721009.16	557.654	538.203	1.315	0.91	552
27-1-21	11:58:12am	4761131.6	718921.39	308.422	289.143	0.612	0.444	303
27-1-21	11:59:08am	4761135	718919.56	307.895	288.616	0.62	0.572	304
27-1-21	12:02:59pm	4761150	718963.66	297.075	277.796	0.616	0.49	296
27-1-21	12:04:02pm	4761147.8	718970.58	296.935	277.657	0.631	0.624	296
27-1-21	10:46:49am	4761275.1	718659.49	343.214	323.931	0.626	0.505	335
27-1-21	10:49:14am	4761304	718653.44	343.079	323.795	0.62	0.453	331
27-1-21	10:50:36am	4761308.1	718646.44	342.297	323.013	0.609	0.425	331
27-1-21	11:48:12am	4761063	718731.87	343.111	323.831	0.648	0.469	339
27-1-21	12:20:02pm	4761185.9	719419.52	236.826	217.551	0.597	0.454	234
27-1-21	12:20:44pm	4761197.1	719415.78	236.707	217.432	0.547	0.438	233
24-1-21	12:19:43pm	4765099.6	708467.14	173.262	153.874	0.603	0.433	175
24-1-21	12:20:31pm	4765099.7	708467.19	173.27	153.882	0.593	0.437	175
24-1-21	12:21:04pm	4765099.7	708467.15	173.157	153.769	0.598	0.437	175
6-11-21	01:23:10pm	4838231.7	752623.04	313.651	292.07	0.600	0.400	304
6-11-21	01:23:56pm	4838251.8	752627.07	313.445	291.86	0.6	0.5	304
6-11-21	01:24:45pm	4838279	752624.95	312.755	291.17	0.6	0.4	304
6-11-21	11:11:40am	4833441.2	753955.32	397.884	376.56	0.6	0.5	396
6-11-21	11:14:41am	4833430	753972.66	397.761	376.44	0.7	0.7	394
6-11-21	11:17:26am	4833478.5	753889.17	398.886	377.56	0.6	0.6	390
6-11-21	11:18:24am	4833453.9	753855.03	399.704	378.38	1.6	2.1	386
6-11-21	11:21:08am	4833359.3	753801.04	399.821	378.5	0.7	0.8	394
6-11-21	11:21:30am	4833358.2	753800.86	400.363	379.04	1.3	1.3	394
6-11-21	11:22:02am	4833344.9	753802.87	397.784	376.46	0.6	0.6	395
6-11-21	11:23:01am	4833356.2	753804.7	400.363	379.04	1.2	1	394
6-11-21	11:59:41am	4833259.3	753597.43	358.931	337.6	0.7	0.9	365
6-11-21	10:33:34am	4831789.3	754071.02	407.517	386.27	0.6	0.5	412
5-11-21	02:18:44pm	4838315.5	720407.33	418.506	395.74	0.5	0.5	411
5-11-21	02:20:28pm	4838335.7	720316.93	418.748	395.98	0.5	0.5	401
5-11-21	10:42:54am	4839493.9	711638.6	319.196	296.19	0.6	0.4	320
5-11-21	10:46:53am	4839493.4	711637.71	321.021	298.01	0.8	0.9	320
5-11-21	10:51:29am	4839495.9	711596.69	320.034	297.02	1.7	1	321
5-11-21	10:52:59am	4839500.7	711544.21	320.585	297.57	0.6	0.5	319
5-11-21	10:54:14am	4839502.8	711519.45	319.516	296.5	0.9	0.7	319
5-11-21	10:55:26am	4839504.1	711494.27	319.969	296.96	0.8	0.7	318
5-11-21	10:57:29am	4839514.9	711436.44	318.501	295.49	0.6	0.7	318
5-11-21	10:58:42am	4839528.4	711399.45	321.071	298.05	0.6	0.5	322
5-11-21	11:00:17am	4839542.6	711374.88	320.917	297.9	1	0.9	323
5-11-21	11:01:59am	4839559.6	711338.3	320.862	297.84	0.6	0.5	322
5-11-21	11:03:01am	4839572.7	711315.31	321.727	298.71	0.6	0.7	316
5-11-21	11:04:03am	4839586.2	711283.86	319.01	295.99	0.6	0.6	314
5-11-21	11:04:59am	4839596.9	711244.17	320.48	297.46	0.8	0.7	320
5-11-21	11:05:44am	4839610.9	711214.82	320.844	297.82	0.6	0.6	321
5-11-21	11:06:26am	4839621.6	711193.65	321.378	298.35	0.7	0.8	321



5-11-21	11:07:13am	4839637.3	711164.78	319.481	296.45	0.6	0.5	319
5-11-21	11:08:47am	4839651	711132.68	319.809	296.78	0.9	0.7	319
5-11-21	11:09:45am	4839673.9	711086.59	319.491	296.46	0.7	0.5	318
5-11-21	11:11:31am	4839719.2	710988.9	319.723	296.68	0.6	0.5	323
5-11-21	11:13:01am	4839751	710917.55	318.777	295.74	0.6	0.6	320
5-11-21	11:14:26am	4839793.5	710851.31	316.507	293.46	1.9	1.3	322
5-11-21	11:15:33am	4839839.1	710810.12	317.711	294.66	0.6	0.6	321
5-11-21	11:19:00am	4839898.3	710703.27	316.742	293.69	0.7	0.6	314
4-11-21	03:45:03pm	4813671.3	682725.98	512.446	491.49	0.7	0.4	521
4-11-21	04:08:14pm	4814474.5	684342.1	522.836	501.81	2.2	1.1	531
4-11-21	04:09:34pm	4814472.4	684366.72	527.929	506.91	0.8	0.4	529
4-11-21	04:10:40pm	4814461.3	684390.31	527.603	506.58	0.8	0.4	530
4-11-21	12:54:18pm	4814982.2	685290.22	541.589	520.53	0.5	0.5	541
7-11-21	08:11:37am	4815397.6	690172.46	530.38	509.22	0.6	0.5	533
4-11-21	07:42:38am	4816714.3	682300.76	224.763	203.66	0.7	0.5	227
4-11-21	07:42:56am	4816714.2	682300.83	224.858	203.76	0.6	0.5	227
4-11-21	07:43:26am	4816713.3	682303.23	225.176	204.08	0.6	0.6	227
4-11-21	07:43:53am	4816713.2	682303.29	225.308	204.21	0.6	0.6	227
4-11-21	07:50:07am	4816711.9	682305.26	225.489	204.39	0.7	0.5	227
4-11-21	07:50:41am	4816711	682308.23	226.412	205.31	0.6	0.6	227
4-11-21	07:51:11am	4816709.7	682310.63	227.212	206.11	0.6	0.5	227
4-11-21	07:51:54am	4816707.7	682321.36	227.449	206.35	0.7	0.5	227
7-11-21	10:00:36am	4818266.2	689875.65	461.828	440.52	0.7	0.6	460
7-11-21	10:01:12am	4818277.8	689860.66	460.563	439.25	0.6	0.5	458
7-11-21	10:02:45am	4818291	689844.87	459.856	438.55	0.6	0.5	457
7-11-21	10:04:41am	4818298	689838.32	460.141	438.83	0.6	0.5	456
7-11-21	10:05:33am	4818308.9	689824.58	457.436	436.13	1.3	1	456
7-11-21	12:17:03pm	4820774.1	687234.36	339.843	318.43	0.6	0.6	334
7-11-21	12:19:04pm	4820840.8	687252.04	338.414	317	0.5	0.5	331
7-11-21	12:20:05pm	4820886.4	687261.79	337.601	316.18	0.6	0.6	329
7-11-21	12:21:04pm	4820916.2	687278.65	337.888	316.46	0.7	0.6	327
7-11-21	12:27:47pm	4820739.2	687182.41	340.257	318.85	0.6	0.6	333
7-11-21	08:54:13am	4816460.2	690759.88	511.616	490.39	0.6	0.7	504
7-11-21	08:55:08am	4816460.8	690777.58	512.383	491.15	0.6	0.6	505
7-11-21	08:57:02am	4816455.4	690796.56	512.789	491.56	0.5	0.7	509
7-11-21	08:59:23am	4816442.1	690815.76	513.059	491.83	0.5	0.6	511
5-11-21	01:23:08pm	4838728.9	721472.34	326.253	303.48	1.2	0.8	321
5-11-21	01:28:19pm	4838686.4	721520.4	322.086	299.32	2.1	1.3	325
5-11-21	01:32:13pm	4838645.8	721698.73	323.967	301.21	0.7	0.5	324
5-11-21	01:33:33pm	4838658.8	721723.29	326.177	303.42	0.6	0.4	324
5-11-21	01:34:43pm	4838671.2	721745.77	326.436	303.68	0.7	0.4	325
5-11-21	01:35:53pm	4838688.2	721768.15	326.943	304.18	0.7	0.4	322
4-11-21	08:41:04am	4816409.4	682516.39	340.784	319.69	0.7	0.7	327
4-11-21	08:46:12am	4816455.7	682520.89	341.017	319.93	0.6	0.5	333

4-11-21	08:53:36am	4816555.5	682524.25	341.777	320.68	0.5	0.6	331
4-11-21	08:55:40am	4816622.4	682537.68	341.079	319.98	0.5	0.5	333
4-11-21	09:00:24am	4816805.6	682605.43	342.035	320.93	0.7	0.7	332
3-11-21	03:56:44pm	4843752	674496.22	342.415	319.79	0.7	0.4	333
4-11-21	04:24:00pm	4814694.4	684274.21	516.953	495.92	1.5	1.1	521
4-11-21	04:24:46pm	4814691.8	684285.68	516.291	495.26	0.8	0.6	521
4-11-21	04:25:46pm	4814687.3	684324.45	516.619	495.59	0.9	0.5	517
4-11-21	04:58:49pm	4815824.8	683595.94	450.297	429.22	0.6	0.7	448
4-11-21	04:59:47pm	4815838.8	683619	451.643	430.56	0.6	0.5	451
4-11-21	05:00:52pm	4815850.7	683631.29	450.712	429.63	0.6	0.4	450
promedio						0.7	0.6	

Tabla 2: Parámetros estadísticos entre datos de elevación de GNSS y ALOS PALSAR

	GNSS / ALOS PALSAR
Correlation coef. r	0.999
$r^2$	0.998
Bias (m)	-4.568
RMSE	6.939

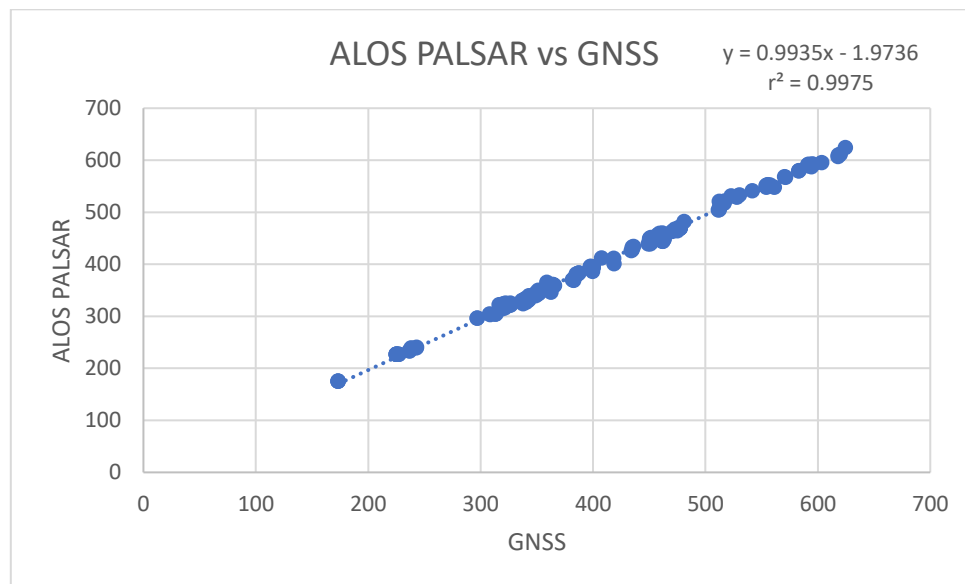


Figura 1: Gráfico de correlación entre datos ALOS PALSAR y GNSS.