



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

**INFLUENCIA GEOLÓGICA EN LA DINÁMICA DE LOS GLACIARES
O'HIGGINS, VIEDMA Y UPSALA EN CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO
SUR**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
DIEGO ALEJANDRO ZAMORANO MORALES**

**PROFESOR GUÍA:
RODRIGO FERNÁNDEZ VÁSQUEZ**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANDRÉS RIVERA IBAÑEZ
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE**

Esta memoria fue realizada con el apoyo del proyecto FONDECYT Regular N°1171832

SANTIAGO DE CHILE
2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

POR: Diego Zamorano Morales

FECHA: 02/11/2020

PROFESOR GUÍA: Rodrigo Fernández V.

Influencia geológica en la dinámica de los glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala en Campo de Hielo Patagónico Sur

El clima, la erosión y la tectónica forman un sistema caracterizado por la interdependencia mutua y la presencia de forzantes externos que pueden desarrollar mecanismos de *feedback*, volviendo muy complejo el entendimiento de los controles de cada factor y su aporte en la construcción del paisaje. Entre los sistemas erosivos, los glaciares se presentan como eficientes agentes de erosión, transporte y sedimentación que da forma eficientemente al relieve terrestre.

En este trabajo se estudian distintos factores geológicos que influyen la dinámica de los glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala en Campos de Hielo Patagónico Sur, mediante la integración en los Sistemas de Información Geográfica (SIG) de sensores remotos y perfiles de reflexión sísmica obtenidos en los lagos O'Higgins, Viedma y Argentino

Las variaciones frontales del glaciar O'Higgins indican un retroceso acumulado de 17,7 km en el entre 1896 – 2020, mientras que el glaciar Viedma alcanza los 4,3 km entre 1916 – 2020, y el glaciar Upsala muestra un retroceso de 20,8 km entre 1760 – 2020. Estas variaciones evidencian un retroceso generalizado, pero de distinta magnitud y comportamiento a escala decadal.

Para dilucidar los factores que controlan estas diferencias se analizaron un total de 192,2 km de perfiles sísmicos obtenidos durante los años 2015 y 2016, produciendo modelos de batimetría, espesor de sedimentos y profundidad del basamento en los lagos proglaciales, que permitieron observar morfologías subacuáticas, la evolución del relieve lacustre y determinar las tasas de erosión recientes de $9,0 \pm 1,3$ mm/a para el glaciar O'Higgins, $0,27 \pm 0,05$ mm/a para el glaciar Viedma y $14,1 \pm 2,5$ mm/a para el glaciar Upsala, lo cual se encuentra dentro de los rangos esperados para la zona y demuestra el gran poder erosivo de los glaciares temperados.

Se destaca la importancia de las técnicas sísmicas en el ambiente glaciolacustre, pues entrega valiosa información que no está expuesta en la superficie, siendo muy útil en el campo de la geología glacial.

Al evaluar la litología, estructuras y morfología del lago con las variaciones frontales recientes se evidencia el rol modulador de la geología en el retroceso reciente de cada glaciar, lo que junto a las variables climáticas y características glaciológicas de cada cuenca permiten conocer y proyectar el comportamiento de cada glaciar frente al escenario de cambio climático regional.

“El movimiento nunca miente. Es un barómetro que revela el clima del alma a todos los que lo pueden leer. El cuerpo expresa lo que las palabras no pueden decir”

Martha Graham

Agradecimientos

En primer lugar, agradezco al proyecto FONDECYT Regular N°1171832 por entregar el financiamiento que hizo posible la adquisición de datos sísmicos en Campos de Hielo Sur, y a toda la gente que colaboró en aquella compleja tarea: a Jonathan Oberreuter, a Luis Lenzano y María Gabriela Lenzano de IANIGLA, Jorge Lenz de Parques Nacionales de Argentina y al Centro de Estudios Científicos (CECs).

A mi comisión: la profesora Valentina Flores, que no dudó en participar de esta memoria y que con sus comentarios realizó un gran aporte a mi trabajo. Al profesor Andrés Rivera, por confiar en mí desde el primer mail que le envié y realizar observaciones precisas que me dieron la claridad cuando sentía que nadaba en aguas demasiado turbias. Finalmente, a mi profesor guía Rodrigo Fernández, que llegó al Departamento justo cuando lo necesitaba y entre cajas de mudanza decidió apoyarme incondicionalmente, gracias por las largas conversaciones, por incluirme en la docencia y por creer en mí, sin su ayuda esta memoria no habría sido posible.

El paso por la universidad me trajo experiencias que transformaron el rumbo de mi vida: las amistades, la docencia y la danza. Agradezco a mis compañeros y compañeras de bachi, de plan común y de geología, mención especial a mis amigos de CMO Team: Gonzalo, Moe, Jay, Pollo, Mopa (y otros) con quienes descubrí el amor por las montañas y glaciares que me tienen escribiendo este trabajo. También a quienes me acompañaron haciendo clases, al profesor Héctor Augusto por darme la oportunidad en el Área de Ingeniería e Innovación, al profesor Eugenio Bravo por su confianza en delegarme grandes responsabilidades y a Daniel Gutiérrez por siempre ayudarme ante cualquier necesidad. A mis amigos y amigas del mundo de la danza, gracias por lo que me han enseñado y espero seguir aprendiendo de ustedes por muchos años.

Agradezco a toda mi familia el apoyo brindado en los momentos más difíciles, tener la seguridad de que están ahí es para mí un alivio enorme. Eternas gracias a mi abuela Ana y mi hermana Mabel.

Finalmente, te agradezco a ti que estás leyendo esto, pues haces que este trabajo tenga nueva vida y haya valido la pena.

Tabla de contenido

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Presentación del estudio	1
1.2	Hipótesis	5
1.3	Objetivo General	5
1.4	Objetivos Específicos	5
1.5	Ubicación y accesos	5
2.	MARCO TEÓRICO	8
2.1	Conceptos generales	8
2.2	Movimiento glacial.....	10
2.3	Erosión, transporte y sedimentación.....	11
2.4	Tasa de erosión glacial	14
2.5	Procesos glaciolacustres	17
2.5.1	Procesos deposicionales	17
2.5.2	Ambientes glaciolacustres	19
2.5.3	Litofacies glaciolacustres	20
2.5.4	Asociaciones de facies sedimentarias.....	21
2.6	Sísmica de reflexión acústica	24
2.6.1	Sísmica monocanal	26
2.6.1	Resolución	26
2.6.2	Ruido en el registro sísmico	27
2.7	Sismo-estratigrafía.....	29
2.8	Respuesta no climática de glaciares de calving.....	32
3.	MARCO GEOLÓGICO.....	34
3.1	Estratigrafía	34
3.1.1	Paleozoico.....	34
3.1.2	Mesozoico.....	35
3.1.3	Cenozoico	39
4.	ANTECEDENTES CLIMÁTICOS	44
4.1	Introducción.....	44
4.2	Vientos, precipitación y temperatura.....	45
4.3	Variabilidad	47
4.4	Meteorología.....	49
4.4.1	Precipitación	49
4.4.2	Temperatura.....	51
5.	METODOLOGÍA	53
5.1	Datos meteorológicos	53
5.2	Posición histórica del frente glaciar	53
5.3	Tasas de retroceso.....	54
5.4	Cuencas de drenaje	55

5.5	Geología de la zona de estudio.....	56
5.6	Adquisición de datos sísmicos.....	56
5.7	Procesamiento de datos sísmicos.....	57
5.8	Descripción e interpretación de datos sísmicos.....	58
5.9	Modelación de batimetría y basamento acústico.....	59
5.10	Volumen total de sedimentos y tasa de erosión.....	60
5.11	Evaluación de factores geológicos en la dinámica glacial.	60
6.	RESULTADOS.....	62
6.1	Glaciar O'Higgins (GO).....	62
6.1.1	Posición del frente y retroceso	62
6.1.2	Cuenca de drenaje.....	68
6.1.3	Perfiles sísmicos	69
6.1.4	Productos sísmicos calculados.....	82
6.2	Glaciar Viedma (GV)	87
6.2.1	Posición del frente y retroceso	87
6.2.2	Cuenca de drenaje.....	92
6.2.3	Perfiles sísmicos	92
6.2.4	Productos sísmicos calculados.....	109
6.3	Glaciar Upsala (GU).....	113
6.3.1	Posición del frente y retroceso	113
6.3.2	Cuenca de drenaje.....	118
6.3.3	Perfiles sísmicos	118
6.3.4	Productos sísmicos calculados.....	124
7.	DISCUSIÓN.....	128
7.1	Aspectos generales	128
7.1.1	Posición del frente y retroceso.	128
7.1.2	Cuencas de drenaje	132
7.1.3	Limitaciones del estudio sísmico.....	133
7.2	Glaciar O'Higgins	135
7.2.1	Sismo-estratigrafía.....	135
7.2.2	Influencia geológica	143
7.3	Glaciar Viedma.....	147
7.3.1	Sismo-estratigrafía.....	147
7.3.2	Influencia geológica	158
7.4	Glaciar Upsala	163
7.4.1	Sismo-estratigrafía.....	163
7.4.2	Influencia geológica	168
7.5	Tasas de erosión y flujo de sedimentos	171
8.	CONCLUSIONES	175

9. BIBLIOGRAFÍA.....	177
10. ANEXOS.....	193
10.1 Imágenes relevantes del catálogo	193
10.2 Correlación entre métodos de variación frontal	198
10.3 Imágenes satelitales con discriminador litológico.....	200

Índice de figuras

Figura 1. Mapa de ubicación de los glaciares en estudio dentro del Campo de Hielo Patagónico Sur. El Cuadrángulo B representa el “Acuerdo entre la República de Chile y la República Argentina para precisar el recorrido del límite entre el monte Fitz-Roy y el Cerro Daudet” (Buenos Aires, 16 de diciembre de 1998).....	6
Figura 2. Principales rutas de acceso al Campos de Hielo Patagónico Sur. Fuente: Mapa rutero TURISCOM.	7
Figura 3. Esquema general de un glaciar de calving. En las zonas de aumento de pendiente comúnmente se encuentran grietas (crevasses) producto de esfuerzos extensionales. S. H: Sistema Hidrológico. Elaboración propia.	8
Figura 4. Diagrama de fases del agua. La línea negra continua muestra las condiciones específicas en que dos fases pueden coexistir en equilibrio. El punto en que las tres fases pueden existir en equilibrio (punto triple) es (0,006 atm, 0,01°C). En recuadro celeste se muestran las condiciones normales de un glaciar en el planeta. Modificado de Chang (2002).	9
Figura 5. Desarrollo de la erosión en presencia de rocas previamente fracturadas y litologías menos competentes. A) Basamento antes de la glaciación, con pendiente constante. B) Basamento durante la glaciación, con pendiente irregular, profundizado en las zonas fracturadas y/o litologías menos competentes. Modificado de Plummer et al. (2016).	13
Figura 6. Diagramas de caja de las tasas de erosión glacial basado en diferentes métodos de estimación. Notar la escala logarítmica. Delmas et al. (2009).	14
Figura 7. Esquema de los tipos de flujos en función de su densidad relativa al lago. Termoclina es el límite que separa dos masas de agua de diferente temperatura. Elaboración propia basada en Benn & Evans (2010).	17
Figura 8. Clasificación de flujos de gravedad. La densidad del flujo disminuye hacia abajo. Elaboración propia basada en Evans (2018).	18
Figura 9. Esquema de procesos sedimentarios en ambiente glaciolacustre/marino. Elaboración propia en base a Bennett y Glasser (2009).	20
Figura 10. Esquema de la Asociación I de facies sedimentarias de un glaciar retrocediendo activamente en aguas profundas (Powell, 1981).	22
Figura 11. Esquema de la Asociación II de facies sedimentarias de un glaciar estable o en retroceso lento (Powell, 1981).	23
Figura 12. Esquema de la Asociación III de facies sedimentarias de un glaciar estable o avance lento en aguas someras (Powell, 1981).	24
Figura 13. Esquema de las diferentes técnicas geofísicas que se utilizan en el estudio morfológico y sedimentario acuático. Fuente: USGS	25
Figura 14. Esquema de la adquisición de datos usando sísmica monocal. A la izquierda se muestra la configuración física del sistema y a la derecha el registro del receptor, t(x) indica el tiempo de llegada de la señal reflejada desde la emisión del pulso,	

h es la profundidad y V es la velocidad del sonido en el medio de propagación. Modificado de Dondurur (2018).....	26
Figura 15. Resolución vertical de dos sistemas a diferente frecuencia. A) Sistema de 20 Hz y B) sistema de 50 Hz. Modificado de Veeken & Moerkerken (2013).....	27
Figura 16. A) Sección sísmica con ruido operacional lineal en las primeras trazas. B) Espectro de amplitud y frecuencias del rectángulo rojo con ruido. Modificado de Dondurur (2018).....	28
Figura 17. Esquema del mecanismo de formación del ruido por oleaje, generado por (i) las olas y (ii) por zonas de turbulencia. Modificado de Dondurur (2018).....	28
Figura 18. Relaciones de contacto por discordancia (línea roja). A) Discordancia en límite inferior. B) Discordancia en límite superior. C) Esquema de una secuencia deposicional delimitado por discordancias. Modificado de Sheriff (1980).....	29
Figura 19. Ejemplo de diferentes facies sísmicas definidas según la continuidad, frecuencia, amplitud y geometría de los reflectores. Modificado de Veeken (2007)	30
Figura 20. Dos secciones sísmicas con ejemplos de reflectores múltiples, t_w es el tiempo del reflector en el fondo marino, M es el múltiplo del primer rebote en el fondo, además, se indican los múltiplos de tipo "peg-leg". Fuente: Dondurur (2018).....	31
Figura 21. Ilustración que muestra el “ciclo de los glaciares de marea”, en que un glaciar desprendente puede avanzar lentamente sobre sedimentos morrénicos en aguas profundas hasta que se gatilla un colapso del frente que ocasiona un rápido retroceso. Ilustración de Meghan Murphy basada en Brinkerhoff et al. (2017).....	33
Figura 22. Mapa geológico del glaciar O'Higgins. Elaboración propia en base a SERNAGEOMIN (2003), De La Cruz et al. (2004), Escosteguy et al. (2017), Giacosa et al. (2013), Orihashi et al. (2004), Rojo (2017) y Navarro (2018).....	41
Figura 23. Mapa geológico del glaciar Viedma. Elaboración propia en base a SERNAGEOMIN (2003) y Giacosa et al. (2013).	42
Figura 24. Mapa geológico del glaciar Upsala. Elaboración propia en base a SERNAGEOMIN (2003), Giacosa et al. (2013) y Nullo et al. (2006).....	43
Figura 25. Precipitación acumulada promedio para estaciones meteorológicas cercanas a CHS. Notar la diferencia de magnitud en las escalas. A) Lado oeste. B) Lado este. C) Mapa de ubicación de las estaciones. Modificado de Carrasco et al. (2002).....	44
Figura 26. A) Esquema de la incidencia de la radiación solar sobre el planeta. B) Esquema de las celdas convectivas a nivel planetario. ZCI: Zona de convergencia intertropical. Modificado de Friedland et al. (2011).....	45
Figura 27. Esquema de precipitación orográfica. Modificado de Friedland et al. (2011).....	46
Figura 28. A) Correlación punto a punto entre los vientos zonales del oeste y precipitación a 850 hPa, con datos desde 1978-2001. B) Perfil longitudinal W-E con la altura exagerada (área café), la precipitación anual (línea azul) y la correlación $r(U_{850}, P)$ promediada entre los 42-52°S. Modificado de Garreaud et al. (2013).....	46
Figura 29. Modelo climatológico para el periodo 1978-2001. En círculos se muestran las estaciones meteorológicas, con línea segmentada se indica el eje de la cordillera	

de los Andes. A) Precipitación media anual, notar la escala logarítmica. B) Temperatura media anual del aire en superficie. Modificado de Garreaud et al. (2013).....	47
Figura 30. Esquema del cinturón de bajas presiones (línea blanca), y la cual condiciona las zonas de mayor precipitación (zona verde). Fuente: Meteochile Blog.	48
Figura 31. Estaciones meteorológicas de la DGA cercanas al CHPS.	50
Figura 32. Precipitaciones promedio anuales para las estaciones en la parte norte del CHPS (1994 – 2019), se incluye la media móvil para 5 años.	50
Figura 33. Precipitaciones promedio anuales para las estaciones en la parte sur del CHPS (1980 – 2019), se incluye la media móvil para 5 años.	51
Figura 34. Temperatura Media Anual de las estaciones cercanas al CHPS.	52
Figura 35. Ejemplo delimitación de frentes glaciares para el año 2019 y 2009, Glaciar O'Higgins. Imagen Sentinel-2.....	54
Figura 36. Esquema general para cálculo del retroceso glacial usando el método de la línea central (línea azul) en base a la posición anual de los frentes (línea punteada amarilla).	54
Figura 37. Esquema del cálculo de retroceso usando el método de diferencia areal a través de polígonos con una artista fija.	55
Figura 38. Esquema del cálculo de retroceso usando el método de diferencia areal normalizada.....	55
Figura 39. Mediciones batimétricas frente al glaciar O'Higgins, octubre 2015. Fotografía: Andrés Rivera.	57
Figura 40. Diagrama de flujo del procesamiento de los datos sísmicos en Reflexw	58
Figura 41. Interpolación de puntos a superficie ráster usando Topo to ráster. Los datos de entrada tienen el atributo de profundidad, los cuales se usan como condición de borde en el modelo de salida.	59
Figura 42. Posición del Glaciar O'Higgins en el periodo 1896-2019. Fondo: imagen Sentinel-2 del 20 de febrero de 2020.	64
Figura 43. Tasa de retroceso anual promedio usando la variación lineal (M2 y M3) y por superficie (M1) del frente del glaciar O'Higgins, durante el periodo 1896 – 2020.	67
Figura 44. A) Mapa de orientación de superficies para el glaciar O'Higgins y B) área cubierta de hielo en la cuenca de drenaje para el año 2020.....	68
Figura 45. Líneas sísmicas en el lago O'Higgins analizadas en este trabajo. En color amarillo y celeste se muestran las líneas longitudinales y transversales con interpretación de detalle. En color negro se muestran las líneas adicionales usadas para limitar la batimetría y espesor de sedimentos. Imagen de fondo: Sentinel-2 del 20 de febrero de 2020.	69
Figura 46. Perfil sísmico GO_A. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	72
Figura 47. Perfil sísmico GO_B. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	73

Figura 48. Perfil sísmico GO_C. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	74
Figura 49. Perfil sísmico GO_D. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	75
Figura 50. Perfil sísmico GO_E. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	76
Figura 51. Perfil sísmico GO_F. A) Perfil filtrado y migrado. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	77
Figura 52. Perfil sísmico GO_G. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	78
Figura 53. Perfil sísmico GO_H. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	79
Figura 54. Perfil sísmico GO_I. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	81
Figura 55. Mapa de distribución de las líneas sísmicas y de ecosonda utilizadas en el modelamiento batimétrico. Imagen Sentinel-2 del 27 de febrero de 2020.....	82
Figura 56. Modelo de batimetría del lago O'Higgins obtenido con datos sísmicos y de ecosonda en campañas de los años 2004, 2005, 2015 y 2017. $V_p=1.470$ m/s.	83
Figura 57. Profundidad de sedimentos en el lago O'Higgins, isolíneas cada 200 ms. Profundidad en TWTT=Two-way travel time.....	84
Figura 58. Modelo de espesor de sedimentos del lago O'Higgins usando velocidad del sonido en sedimentos de 1600 m/s. Se muestran isópacas cada 25m de espesor de sedimentos.	85
Figura 59. Profundidad aproximada del basamento acústico en el lago O'Higgins, utilizando $V_p = 1470$ m/s para el agua y $V_p = 1600$ m/s para los sedimentos.....	86
Figura 60. Posición del Glaciar Viedma en el periodo 1916-2019. Fondo: imagen Sentinel-2 del 20 de febrero de 2020.	88
Figura 61. Tasa de retroceso lineal (arriba) y por superficie (abajo) del glaciar Viedma, durante el periodo 1916 - 2020.....	91
Figura 62. A) Mapa de orientación de superficies y cuenca de drenaje determinada para el glaciar Viedma. B) Área cubierta de hielo en la cuenca de drenaje. El límite corresponde al año 2020.	92
Figura 63. Líneas sísmicas en el lago Viedma analizadas en este trabajo. En color amarillo y celeste se muestran las líneas con interpretación de detalle. En color negro se muestran las líneas adicionales usadas para limitar la batimetría y espesor de sedimentos. Imagen de fondo: Sentinel-2 del 20 de febrero de 2020.....	93
Figura 64. Perfil sísmico GV_A. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	96
Figura 65. Perfil sísmico GV_B. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	97
Figura 66. Perfil sísmico GV_C. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	98

Figura 67. Perfil sísmico GV_D. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	99
Figura 68. Perfil sísmico GV_E. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	100
Figura 69. Perfil sísmico GV_F. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	101
Figura 70. Perfil sísmico GV_G. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	102
Figura 71. Perfil sísmico GV_H. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	104
Figura 72. Perfil sísmico GV_I. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	105
Figura 73. Perfil sísmico GV_J. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	107
Figura 74. Perfil sísmico GV_K. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	108
Figura 75. Modelo de batimetría del lago Viedma, obtenido con datos sísmicos de este estudio. $V_p=1.470$ m/s.....	109
Figura 76. Profundidad de sedimentos en el lago Viedma, isolíneas cada 200 ms. Profundidad en TWTT=Two-way travel time.....	110
Figura 77. Modelo de espesor de sedimentos recientes del lago Viedma usando velocidad del sonido en sedimentos de 1.600 m/s. Se muestran isópacas cada 25m de espesor de sedimentos.....	111
Figura 78. Profundidad aproximada del basamento acústico en el lago Viedma, utilizando $V_p = 1470$ m/s para el agua y $V_p = 1600$ m/s para los sedimentos.	112
Figura 79. Posición del glaciar Upsala en el periodo 1760-2019. Fondo: imagen Sentinel-2 del 27 de febrero de 2020.	115
Figura 80. Tasa de retroceso lineal (arriba) y por superficie (abajo) del glaciar Upsala, durante el periodo 1900 - 2020.....	117
Figura 81. A) Mapa de orientación de superficies y cuenca de drenaje determinada para el glaciar Upsala. B) Área cubierta de hielo en la cuenca de drenaje.....	118
Figura 82. Líneas sísmicas en el lago Argentinos analizadas en este trabajo. En color amarillo y celeste se muestran las líneas longitudinales y transversales con interpretación de detalle. En color negro se muestran las líneas adicionales usadas para limitar la batimetría y espesor de sedimentos. Imagen de fondo: Sentinel-2 del 27 de febrero de 2020.....	119
Figura 83. Perfil sísmico GU_A. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	121
Figura 84. Perfil sísmico GU_B. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	122
Figura 85. Perfil sísmico GU_C. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.....	123

Figura 86. Modelo de batimetría del Lago Argentino obtenido con datos sísmicos. La profundidad máxima en las líneas sísmica. $V_p=1.470$ m/s.	124
Figura 87. Profundidad de sedimentos en el lago Argentino, isolíneas cada 200 ms. Profundidad en $TWTT=Two\text{-}way\ travel\ time$	125
Figura 88. Modelo de espesor de sedimentos del lago Argentino usando velocidad del sonido en sedimentos de 1600 m/s. Se muestran isópacas cada 25m de espesor de sedimentos.	126
Figura 89. Profundidad aproximada del basamento acústico en el lago Argentino, utilizando $V_p = 1470$ m/s para el agua y $V_p = 1600$ m/s para los sedimentos.....	127
Figura 90. Comparación del retroceso lineal acumulado entre los glaciares O’Higgins, Viedma y Upsala en el periodo entre ~1900 y 2020.	129
Figura 91. Comparación del retroceso por superficie acumulado entre los glaciares O’Higgins, Viedma y Upsala en el periodo entre ~1900 y 2020.....	129
Figura 92. Comparación de las tasas de retroceso por superficie entre los glaciares O’Higgins, Viedma y Upsala en el periodo entre 1900 y 2020.....	130
Figura 93. Retroceso acumulado del frente glaciar para glaciares desprendentes en CHPS, durante el periodo 1984-2011. Sakakibara & Sugiyama (2014).	131
Figura 94. Glaciar O’Higgins: interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil sísmico GO_H (Figura 53) en lago O’Higgins.	137
Figura 95. Glaciar O’Higgins: interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil sísmico GO_E (Figura 50) en lago O’Higgins.	137
Figura 96. Glaciar O’Higgins: interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GO_A (Figura 46) en lago O’Higgins.	138
Figura 97. Glaciar O’Higgins: interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GO_G (Figura 52) en lago O’Higgins.	138
Figura 98. Glaciar O’Higgins: interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GO_F (Figura 51) en lago O’Higgins.	139
Figura 99. Vista en planta referencial de la ubicación de morfologías en el lago O’Higgins. Se incluyen las curvas de nivel de batimetría e isópacas en escala de color.	141
Figura 100. Esquema conceptual de la dinámica y procesos deposicionales recientes en el lago O’Higgins. Eje vertical exagerado. La batimetría del periodo 2016 – 2020 (línea punteada) fue inferida de Schaefer et al. (2011).....	142
Figura 101. Mapa geológico de la zona del glaciar O’Higgins, se incluyen estructuras mayores y lineamientos. FM: Falla Mancilla, FLV: Falla Las Vegas, FLC: Falla Lago Chico. Modificado de SERNAGEOMIN (2003), De La Cruz et al. (2004), Escosteguy et al. (2017), Giacosa et al. (2013), Orihashi et al. (2004), Rojo (2017) y Navarro (2018).....	144
Figura 102. Esquema comparativo de la dinámica reciente del glaciar O’Higgins y factores topográficos. El eje horizontal corresponde a la distancia a lo largo de la línea media desde el frente glaciar del año 2020. A) Perfil de profundidad del lago O’Higgins a lo largo de la línea media (aproximadamente a profundidad máxima) con la posición del grounding-line para cada año asumiendo un frente recto. B)	

Tasa de retroceso anual entre cada periodo de retroceso/estabilidad, usando el método de variación de la línea central. C) Ancho del canal del lago O'Higgins a lo largo de la línea media.	145
Figura 103. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GV_I. BM = Banco morrénico.	149
Figura 104. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GV_J. BM = Banco morrénico.	149
Figura 105. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GV_K. BM = Banco morrénico.	150
Figura 106. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GV_E. BM = Banco morrénico.	150
Figura 107. Vista en planta referencial de la ubicación de morfologías en el lago Viedma. Se incluyen las curvas de nivel de batimetría e isópacas en escala de color.	152
Figura 108. Esquema conceptual de la dinámica y procesos deposicionales neoglaciales y recientes del lago Viedma, basado en la interpretación del perfil central GV_J. Eje vertical exagerado.	154
Figura 109. Dataciones neoglaciales mediante método TCN en el glaciar Viedma (Le Roy et al., 2019).	157
Figura 110. Mapa geológico de la zona del glaciar Viedma, se incluyen estructuras mayores y lineamientos. Modificado de SERNAGEOMIN (2003) y Giacosa et al. (2013).	159
Figura 111. Esquema comparativo de la dinámica reciente del glaciar Viedma y factores topográficos. El eje horizontal corresponde a la distancia a lo largo de la línea media desde el frente glaciar del año 2020. A) Perfil de profundidad del lago Viedma a lo largo de la línea media (aproximadamente a profundidad máxima) con la posición del grounding-line para cada año asumiendo un frente recto. B) Tasa de retroceso anual entre cada periodo de retroceso/estabilidad, usando el método de variación de la línea central. C) Ancho del canal del lago Viedma a lo largo de la línea media.	161
Figura 112. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GU_A. BM = Banco morrénico.	165
Figura 113. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GU_B.	165
Figura 114. Vista en planta referencial de la ubicación de morfologías en el lago Argentino. Se incluyen las curvas de nivel de batimetría e isópacas en escala de color.	166
Figura 115. Esquema conceptual de la dinámica y procesos deposicionales recientes del lago Argentino, basado en la interpretación del perfil central GU_A. Eje vertical exagerado.	167
Figura 116. Mapa geológico de la zona del glaciar Viedma, se incluyen estructuras mayores y lineamientos. Modificado de SERNAGEOMIN (2003), Giacosa et al. (2013) y Nullo et al. (2006).	169

Figura 117. Esquema comparativo de la dinámica reciente del glaciar Upsala. El eje horizontal corresponde a la distancia a lo largo de la línea media en los tres gráficos. A) Perfil del fondo del lago Argentino a lo largo de la línea media (aproximadamente a profundidad máxima) con la posición del grounding-line para cada año asumiendo un frente recto. B) Tasa de retroceso anual entre cada periodo de retroceso/estabilidad. C) Ancho del canal del lago Argentino a lo largo de la línea media. Dada la cobertura de las líneas sísmicas, solo se presenta la batimetría después del año 1979.....	170
Figura 118. Distribución la velocidad de hielo entre 2000 – 2011. Modificado de Sakakibara & Sugiyama (2014).....	173
Figura 119. Tasas de erosión glacial en función de la latitud para glaciares desde Patagonia a la Península Antártica. Se agregan los resultados obtenidos para los glaciares O’Higgins, Viedma y Upsala. Modificado de Koppes et al. (2015).....	174
Figura 120. Delimitación del límite frontal del glaciar O’Higgins usando comparación de fotografías aéreas del vuelo Trimetrogon de 1945 e imágenes de Google Earth, lo que permite georreferenciar directamente el límite. Se redefinió el límite de 1945 ya que se encontraba cientos de metros desplazado hacia el glaciar respecto del límite publicado por Casassa et al. (1997).....	193
Figura 121. Fotografía oblicua del glaciar O’Higgins, tomada durante el vuelo Trimetrogon de 1945. Vista hacia el este.....	194
Figura 122. Ortofotografía del Glaciar O’Higgins, tomada en marzo de 1975 por el SAF-Chile. Se observa el mayor desprendimiento anual del que se tenga registro en CHS, abarcando cerca de 13 km ²	195
Figura 123. Ortofotografía del Glaciar O’Higgins el año 1979. Se observa la colisión de morrenas entre el glaciar Pirámide y el glaciar O’Higgins.....	195
Figura 124. Secuencia de imágenes del brazo Pirámide del glaciar O’Higgins. A) Apertura del brazo Pirámide por el retroceso del glaciar O’Higgins el año 2000. B) Colapso parcial de los sedimentos el año 2001. C) Colapso de gran parte de los sedimentos el año 2005. D) Situación actual el año 2020 donde solo queda la morrena frontal del glaciar Pirámide.	196
Figura 125. Comparación de imágenes satelitales donde se evidencia el deslizamiento en la ladera oeste del lago Argentino, ocurrido en febrero de 2013 (Winocur et al., 2013; Moragues et al., 2018). A) Imagen del 19 de enero de 2013. B) Imagen del 01 de abril de 2013.	196
Figura 126. Ortofotografía del frente del glaciar Upsala del 20 de marzo de 1979.	197
Figura 127. Correlación entre el método de variación de línea central y el de línea normalizada para el glaciar O’Higgins. Se quitó el dato de 1975 por ser un dato muy influyente por su magnitud.	198
Figura 128. Correlación entre el método de variación de línea central y el de línea normalizada para el glaciar Viedma.	199
Figura 129. Correlación entre el método de variación de línea central y el de línea normalizada para el glaciar Upsala.....	199

Figura 130. Imagen Sentinel-2 del glaciar O’Higgins con combinación de bandas 12, 4, 2. Fecha de captura: 02-20-2020.	200
Figura 131. Imagen Sentinel-2 del glaciar Viedma con combinación de bandas 12, 4, 2. Fecha de captura: 02-20-2020.	200
Figura 132. Imagen Sentinel-2 del glaciar Upsala con combinación de bandas 12, 4, 2. Fecha de captura: 22-20-2020.	201

Índice de tablas

Tabla 1. Cartas geológicas utilizadas en este trabajo.	56
Tabla 2. Base de datos de imágenes usadas en la reconstrucción del frente del glaciar O'Higgins entre 1896 y 2020.	63
Tabla 3. Tasa de retroceso (valores positivos) anual promedio para el glaciar O'Higgins en el periodo 1896 - 2020 usando los tres métodos.....	65
Tabla 4. Facies sísmicas presentes en el lago O'Higgins. Se muestra un ejemplo de visualización en perfil procesado sin migrar y migrado. Una discusión más detallada sobre la interpretación y ambiente se presenta en la sección 8.2.1.2.	70
Tabla 5. Base de datos de imágenes usadas en la reconstrucción del frente del glaciar Viedma entre 1916 y 2020.	87
Tabla 6. Tasa de retroceso (valores positivos) anual promedio para el glaciar Viedma en el periodo 1916 - 2020 usando los tres métodos.	89
Tabla 7. Facies sísmicas presentes en perfiles sísmicos del lago Viedma. Se muestra un ejemplo de visualización en perfil procesado sin migrar y migrado	93
Tabla 8. Base de datos de imágenes usadas en la reconstrucción del frente del glaciar Upsala entre 1760 y 2020.	113
Tabla 9. Tasa de avance (-) y retroceso (+) anual promedio para el glaciar Upsala sobre el brazo Upsala del Lago Argentino en el periodo 1760-2020.....	116
Tabla 10. Facies sísmicas presentes en perfiles sísmicos del Lago Viedma. Se muestra un ejemplo de visualización en perfil procesado sin migrar y migrado	119
Tabla 11. Coeficiente de determinación entre los métodos lineales de variación frontal.	128
Tabla 12. Comparación del tamaño de las cuencas de drenaje y área cubierta de hielo (en paréntesis) por diferentes autores. N/p: no presenta valores de las cuencas de drenaje.....	132
Tabla 13. Comparación cualitativa entre las tasas de retroceso para el glaciar O'Higgins y factores topográficos.....	146
Tabla 14. Comparación cualitativa entre las tasas de retroceso para el glaciar Viedma y factores topográficos.....	162
Tabla 15. Comparación cualitativa entre las tasas de retroceso para el glaciar Upsala y factores topográficos.....	171
Tabla 16. Resumen de tasas de erosión y flujo de sedimentos calculados en este estudio.	171

Todas las figuras de este trabajo utilizan el sistema de coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84 y adicionalmente pueden incluir coordenadas geográficas.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Presentación del estudio

El relieve terrestre ha sido moldeado durante miles a millones de años por la interacción entre la tectónica, la erosión y el clima, dando espacio a una serie de procesos biogeoquímicos que colaboran en esta tarea (Allen, 2008; Egholm et al., 2009). Algunos de los paisajes más impresionantes del mundo: como fiordos, lagos, valles y montañas, han sido moldeados por procesos glaciales, dejando sus huellas tanto en el lecho rocoso como en los depósitos de material glaciogénico, expuestos en superficie o sumergidos en lagos u océanos (Bennet & Glasser, 2009).

El clima, la erosión y la tectónica forman un sistema complejo, caracterizado por la interdependencia mutua y la presencia de forzantes externos que pueden desarrollar mecanismos de feedback (Molnar & England, 1999). En este sentido, los glaciares, formados como consecuencia del clima y la topografía, erosionan y limitan efectivamente la altura del relieve por sobre la línea de nieve, a través del mecanismo de denudación conocido como *glacial buzzsaw* (Porter, 1989; Egholm et al., 2009).

Durante el *peak* de la Edad de Hielo del Cenozoico, hace unos 20.000 años, al menos el 30% de la superficie terrestre estaba cubierta por hielo (Copland, 2013). Como consecuencia del aumento global de las temperaturas desde aquel periodo, actualmente solo el 10% del planeta está cubierto por glaciares. De ellos, el 85% en volumen se encuentra en la Antártica, 10% en Groenlandia y el 5% restante se encuentra restringido a los campos de hielo, altas montañas o valles glaciales (Plummer et al., 2016).

Estas enormes masas de hielo no solo adquieren relevancia por su papel en la construcción del paisaje, sino también porque contienen el 70% del agua dulce disponible en el planeta, siendo consideradas reservas estratégicas del recurso hídrico e indicadores de cambio climático, por su sensibilidad a las variaciones en las precipitaciones y temperaturas atmosféricas (DGA, 2009; Plummer et al., 2016; Hoegh-Guldberg et al., 2018).

Los glaciares son agentes de erosión, transporte y depositación de sedimentos, los cuales pueden ser acumulados eficientemente en fiordos y lagos proglaciales, pues estos ambientes actúan como trampas de sedimentos y permiten la preservación del material (Syvitski, 1989; Koppes et al., 2010; Fernández et al., 2016). Estos depósitos glaciolacustres o glaciomarinos son un buen *proxy* para determinar el poder erosivo de los glaciares (Bennet & Glasser, 2009). Así, se ha determinado que las tasas de erosión glacial se encuentran entre las más altas de los sistemas naturales, con valores que pueden alcanzar las decenas de mm/a (Koppes y Hallet, 2006).

Sin embargo, cuando se comparan las tasas de erosión glacial recientes (1-100 años) con las del largo plazo (a escala de miles de años), se observa que estas son mayores en la actualidad y decaen

uno a dos órdenes de magnitud hacia mayores escalas de tiempo (Koppes & Montgomery, 2009; Fernández et al., 2011; Fernández et al., 2016). Lo anterior, ha sido relacionado con la aparente discontinuidad del registro sedimentario a mayor escala temporal (Sadler, 1981) y por procesos dinámicos y climáticos, como la aceleración de las masas de hielo, el aumento de las tasas de retroceso o el aumento de las temperaturas y precipitaciones en la era moderna en contraste con los periodos glaciales (Koppes y Hallet, 2006; Koppes et al., 2015; Fernández et al., 2016).

Por otro lado, se ha observado variabilidad latitudinal de las tasas de erosión recientes, siendo mayor hacia latitudes medias y decreciendo hacia los polos. Lo anterior, tiene directa relación con la temperatura a la que se encuentra el glaciar, pudiendo distinguirse dos grupos: glaciares temperados y glaciares fríos. Los primeros, dentro de los cuales se encuentran los glaciares de Campos de Hielo Patagónico, poseen una alta sensibilidad de los hielos a los cambios de temperatura junto con la abundante presencia de agua líquida en el sistema glacial (Rivera et al., 2016), y tienen tasas de erosión dos a tres órdenes de magnitud mayor que los glaciares fríos (Koppes et al., 2015; Fernández et al., 2016; Cook et al., 2020), debido a la presencia de agua subglacial que lubrica el lecho rocoso, favoreciendo mayores velocidades de avance y abrasión glacial.

No obstante, el mecanismo que relaciona el calentamiento global y pérdida de masa glacial es incierto y controversial (Hanna et al., 2008; Sundal et al., 2011). Las altas tasas de adelgazamiento del hielo, velocidades de flujo y retroceso no pueden explicarse únicamente por el alza de las temperaturas globales ni cambios en las precipitaciones (Naruse et al., 1997; Rignot et al., 2003), pues también existen factores dinámicos ligados a la reducción del espesor del hielo por redistribución de esfuerzos (Meier & Post., 1987; Benn et al., 2007). Es por esto que la erosión glacial como función de la interacción del clima y la dinámica glacial, ofrece la posibilidad de contribuir al entendimiento entre estas variables y las condiciones geológicas particulares de cada sistema glacial.

Así, el estudio los procesos geológicos y su relación con la dinámica glacial en los Campos de Hielo Patagónico representan una oportunidad única debido a su gran extensión latitudinal, condiciones climáticas particulares y variedad de comportamientos dinámicos, que pueden potenciar el entendimiento sobre los procesos glaciales en el contexto actual de cambio climático.

Los Campos de Hielo Patagónico Norte (CHPN) y Sur (CHPS), situados en los Andes patagónicos del sur de Chile y Argentina, se extienden entre los 46°30'S y 51°30'S, siguiendo los 71° 30' W en sentido norte - sur, ocupando una superficie de 4.653 km² y 13.231 km² respectivamente (Braun et al., 2019), con un volumen estimado de hielo de 1.124 ± 260 km³ para CHPN y 3.632 ± 675 km³ para CHPS (Millan et al., 2019), convirtiéndose esta última en la mayor masa de hielo del hemisferio sur después de la Antártica.

Al igual que en el resto del mundo, en Patagonia la reducción de los glaciares durante el último siglo es evidente, tanto por la disminución de las áreas cubiertas de hielo como por el adelgazamiento de los glaciares (Casassa et al., 2002; Rignot et al., 2003; DGA, 2011; Sakakibara et al., 2013; Foresta et al., 2018; Malz et al., 2018; Braun et al., 2019). En particular para CHPS,

Braun et al. (2019) reporta una tasa de cambio volumétrico de hielo de $-13,35 \pm 0,79 \text{ km}^3/\text{a}$, (similar a lo obtenido por Rignot et al., 2003), una cantidad que equivale al 40% del volumen total de glaciales en Chile Central (DGA, 2016).

Los Campos de Hielo Patagónico poseen características meteorológicas únicas, caracterizadas por altas tasas de precipitación orográfica (2.000 – 12.000 mm/a) tanto en verano como en invierno, favorecidas por fuertes vientos en dirección oeste cargados de la humedad del Pacífico (Carrasco et al., 2002; Garreaud et al., 2013; Bravo et al., 2019b). Las temperaturas promedio anuales están fuertemente condicionadas por la altura, con temperaturas promedio anuales entre los -17°C en las altas cumbres hasta los 10°C en los fiordos y lagos proglaciales (Bravo et al., 2019a).

Los Campos de Hielo Sur se dividen en 48 glaciares mayores, que ocupan el 85% del área total (Aniya et al., 1996; Casassa et al., 2014), de ellos, 46 glaciares se clasifican como desprendentes de témpanos (*calving glaciers*), de los cuales 16 lo hacen en fiordos hacia el océano (*tidewater calving glaciers*) y 30 en lagos proglaciales (*freshwater calving glaciers*), mientras que solo 2 glaciares no producen calving al estar completamente apoyados en tierra.

El calving es uno de los mecanismos de ablación principales en estos glaciares, junto con la fusión, deflación y sublimación de hielo (DGA, 2009), siendo un fenómeno considerado parcial o totalmente desacoplado del clima (Meier & Post, 1987; Warren, 1993; Post & Motyka, 1995; Warren et al., 1995; Benn & Mottram, 2007; Post et al., 2011), por lo que entender este fenómeno contribuye a comprender el cómo y por qué los glaciares pierden masa.

El glaciar O'Higgins es el cuarto glaciar más grande de CHS con una cuenca de drenaje de $\sim 842 \text{ km}^2$, una elevación máxima de 3607 m (Volcán Lautaro) y mínima de 285 m correspondiente al lago O'Higgins, hacia donde fluye desde el oeste. Su frente tiene un ancho de 2 km desde donde se produce calving a grandes tasas, siendo el glaciar que más ha retrocedido en Sudamérica, con 15 km en el periodo 1897-1997, sin embargo, esta retirada ha sido a tasas muy variables de entre 0 a 375 ma^{-1} junto con tasas de adelgazamiento en la parte baja de la zona de ablación de entre 2.5 - 11 ma^{-1} durante dicho periodo (Casassa et al., 1997). El espesor de hielo medido por gravimetría es de $\sim 1000 \text{ m}$ en la zona de acumulación (Gourlet et al., 2016).

El glaciar Viedma, es el segundo glaciar más grande de CHS, con una cuenca de drenaje de $\sim 1136 \text{ km}^2$, una elevación máxima de 3359 m y mínima de 260 m en el lago Viedma. Su frente tiene un ancho de 1,6 km hacia el lago Viedma, el que desagua hacia el Atlántico a través del río Santa Cruz, el más largo de Argentina. Durante el periodo 1984-2011 se reportó un retroceso de 35 ma^{-1} (Sakakibara y Sugiyama, 2014) el cual se multiplicó drásticamente durante el 2010-2016 alzando los 281 ma^{-1} (Lo Vecchio et al., 2018).

Por último, el glaciar Upsala es el tercer glaciar más grande de CHS, con una cuenca de drenaje de $\sim 928 \text{ km}^2$, una elevación máxima de 3180 m y mínima de 175 m en el lago Argentino. Su frente se encuentra en contacto con el del glaciar Bertacchi, y en conjunto suman un ancho de 2.6 km. En el periodo 2008 – 2011 el glaciar Upsala retrocedió 2.9 km, aumentando su velocidad 20-50%

(Sakakibara et al 2013), con tasas de retroceso de 270-274 ma^{-1} durante el periodo 1984-2011 (Sakakibara y Sugiyama, 2014).

De estos glaciares, aún no se conoce bien cómo influye la topografía del basamento en la tasa de calving, la que puede verse afectada positiva o negativamente según la profundidad de agua en contacto con el frente glaciar (Brown et al., 1982). Numerosos trabajos se han escrito sobre factores no climáticos que influirían en la dinámica de los glaciares, como la tasa de retroceso por calving, la topografía de los fiordos y su morfología, la interacción entre el hielo y el basamento rocoso, las tasas de erosión y producción de sedimentos, la distribución de los esfuerzos, la propagación de fracturas, actividad del sistema hidrológico subglacial, velocidad del flujo de hielo, etc. (Benn et al., 2007).

En este estudio, se analiza la batimetría, espesor y estratigrafía de los sedimentos en los lagos frente a los glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala con el fin de dilucidar las variaciones recientes de estos glaciares y su relación con estos factores geológico. En particular se estudiará la producción de sedimentos de cada uno de estos glaciares, geomorfología lacustre en los lagos proglaciales, movimiento actual y pasado del *grounding line* e historia de la cinemática glacial en base a imágenes satelitales, modelos de elevación digital y estudios de sísmica acústica realizados en los O'Higgins, Viedma y Upsala. Los datos de sísmica fueron facilitados por el Centro de Estudios Científicos (CECs) dentro del proyecto FONDECYT Regular N°1171832 y fueron tomados entre los años 2015 y 2016.

En el caso de los glaciares de Campos de Hielo se observa una oportunidad única para su estudio puesto que los sedimentos son eficientemente atrapados en los fondos de lagos o fiordos, y tienen poca opción de ser removilizados, a menos que el glaciar avance y los erosione (Koppes y Hallet, 2002). Por lo tanto, se pueden observar ciclos de avance y retroceso, comprender la importancia de la erosión glacial en la formación de morrenas subacuáticas que hayan ayudado a la estabilidad de los glaciares y determinar si existe una relación entre la tasa de calving y la profundidad de agua en el *grounding line*. Estos factores pueden modular las influencias climáticas regionales, influyendo de manera directa en la pérdida de masa glacial.

1.2 Hipótesis

- Las variaciones recientes de los glaciares en estudio están moduladas por factores geológicos, presentando un desacople respecto de variaciones climáticas regionales.

1.3 Objetivo General

- Evaluar la importancia de los factores geológicos en la dinámica glacial de Campos de Hielo Sur.

1.4 Objetivos Específicos

- Identificar los factores geológicos que influyen en la dinámica de los glaciares en estudio.
- Determinar las variaciones recientes de los glaciares de estudio y las características morfológicas de sus lagos proglaciales.
- Analizar la estratigrafía sísmica en los lagos proglaciales y determinar las secuencias sedimentarias asociadas con retroceso, estabilidad y avance glacial.
- Determinar la tasa de erosión y flujo de sedimentos de cada glaciar.
- Contrastar los factores geológicos con la dinámica reciente de los glaciares y sus antecedentes climáticos.
- Elaborar un modelo conceptual que permita evaluar la importancia de los factores geológicos en la dinámica glacial.

1.5 Ubicación y accesos

Los glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala se encuentran en la parte oriental de los Campos de Hielo Patagónico Sur (CHPS), entre los 48°42'S y 49°58'S de Chile y Argentina (Figura 1).

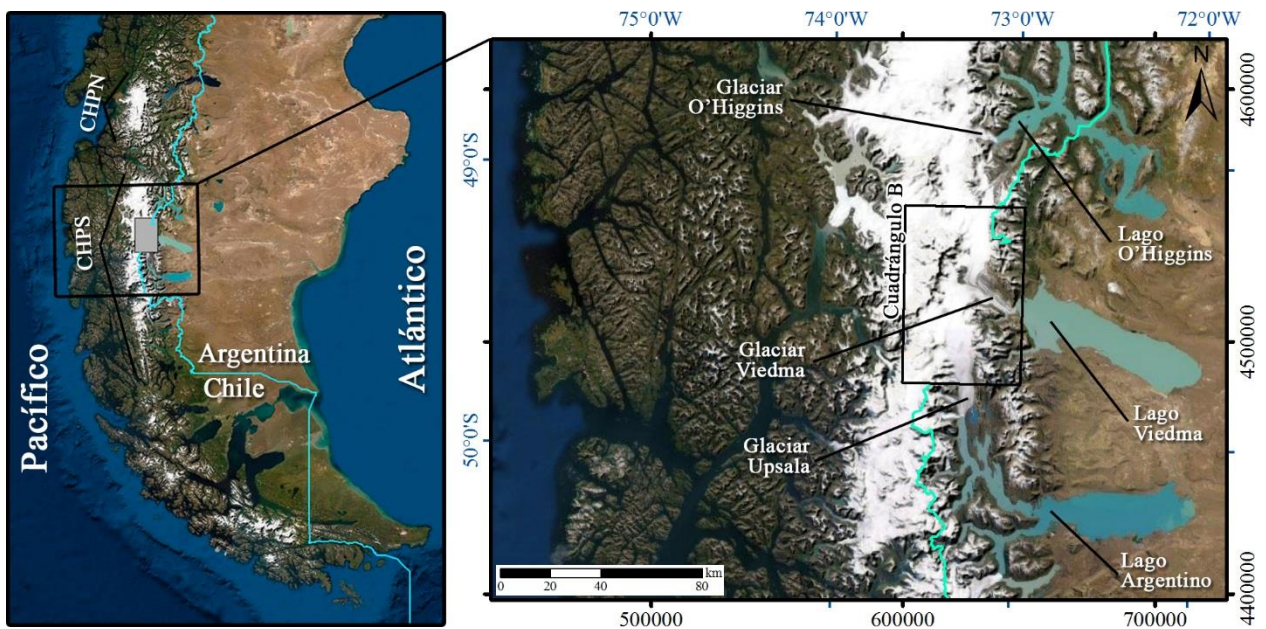


Figura 1. Mapa de ubicación de los glaciares en estudio dentro del Campo de Hielo Patagónico Sur. El Cuadrángulo B representa el "Acuerdo entre la República de Chile y la República Argentina para precisar el recorrido del límite entre el monte Fitz-Roy y el Cerro Daudet" (Buenos Aires, 16 de diciembre de 1998).

El acceso a la zona se logra de diversas maneras, tanto por Chile como por Argentina (Figura 2). Por el lado chileno y desde el norte, es posible acceder al Lago O'higgins desde la Ruta 7 que une Cochrane con Villa O'Higgins. Por otro lado, al Lago Viedma se debe acceder desde Argentina por la Ruta 40, la cual posee caminos secundarios para acceder al sector norte del lago (camino RP23) y sur (camino RP21). Por último, para acceder al lado este del lago Argentino, se debe continuar al sur por la ruta 40 desde el Lago Viedma hasta llegar al Lago Argentino, donde es posible continuar por la ribera norte a través del camino RP19 o por la ribera sur por medio de la Ruta 11, llegando a la localidad de El Calafate. Los aeropuertos más cercanos son:

- Aeropuerto Teniente Julio Gallardo en Natales, Chile.
- Aeropuerto El Turbio en Santa Cruz, Argentina.
- Aeropuerto Internacional Comandante Armando Tola, en El Calafate, Argentina.

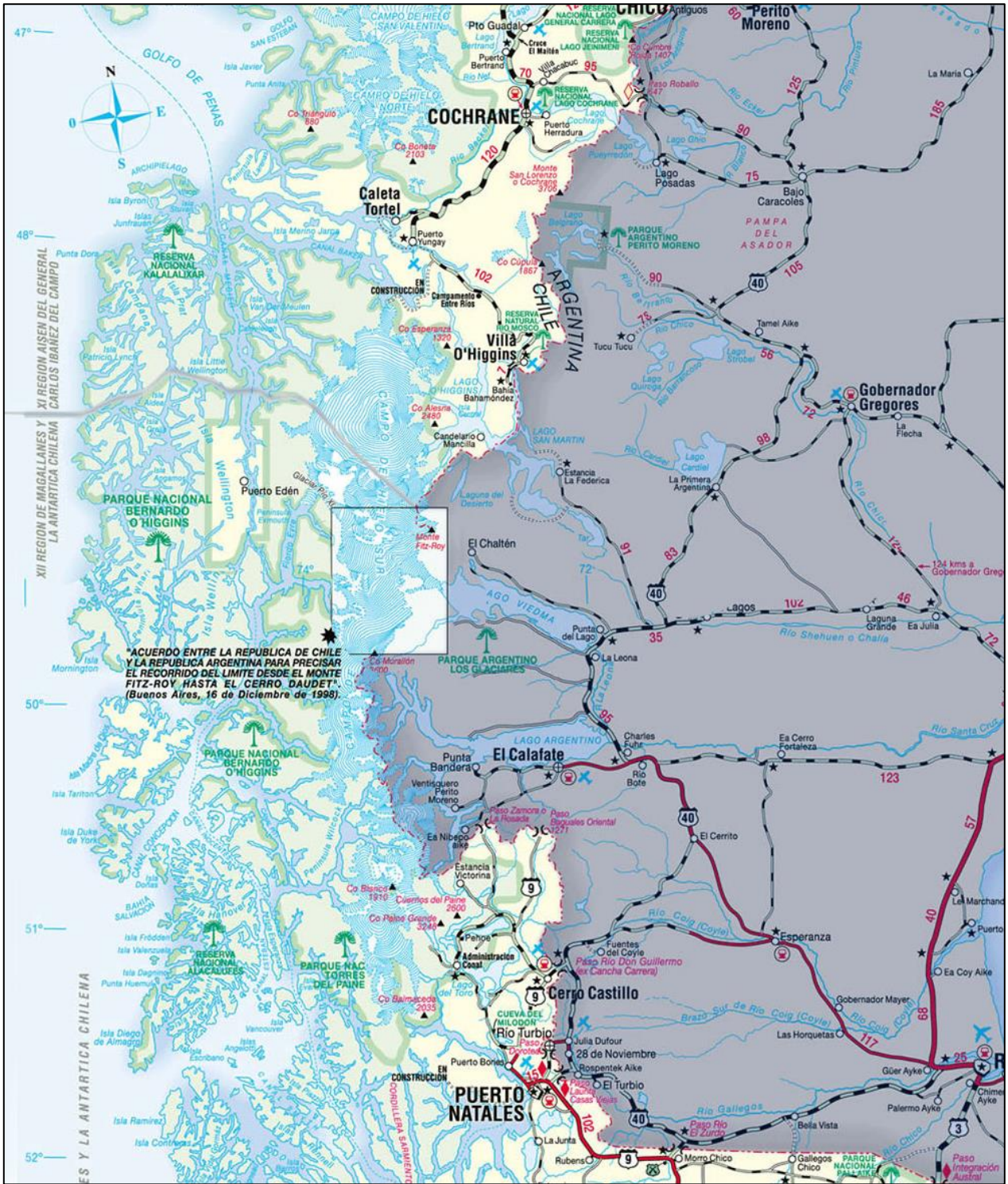


Figura 2. Principales rutas de acceso al Campos de Hielo Patagónico Sur. Fuente: Mapa rutero TURISCOM.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Conceptos generales

No hay una definición exacta de lo que es un glaciar, puesto que se presentan en una amplia gama de formas y condiciones tanto morfológicas como geográficas, impidiendo ser agrupados en una definición detallada. Según el IPCC (2013) un glaciar se define como: “una *masa permanente de hielo sobre tierra originada por nieve comprimida, que muestra evidencias del flujo pasado y presente (mediante deformación interna y/o deslizamiento de su base) y está constreñido por el estrés interno y por el rozamiento de su base y la de sus lados*”.

Los glaciares se forman en lugares donde nieve es capaz de acumularse y perdurar año tras año luego de la temporada de deshielos. La continua depositación de nieve provoca compactación de las capas subyacentes, transformando la nieve en hielo, en un proceso que puede tomar décadas a milenios dependiendo del balance de masa del glaciar, es decir, la relación entre las ganancias y pérdidas anuales de masa (Paterson, 1994).

La principal fuente de aporte de masa glacial es la caída de nieve, generalmente, en la zona alta de los glaciares, mientras que la pérdida de masa (ablación) se da por fusión, sublimación y desprendimientos de hielo en el frente glaciar. El lugar dónde el balance de masa es positivo al cabo de un año hidrológico se denomina zona de acumulación, mientras que si es negativo se llama zona de ablación. Ambas zonas se encuentran divididas por la línea de equilibrio (ELA, del inglés *Equilibrium Line Altitude*), que representa el lugar donde la acumulación y la ablación se igualan (Rivera et al., 2016). Este límite puede subir o bajar dependiendo de las tasas de acumulación y ablación, indicando la tendencia del balance de masa. Si el frente terminal del glaciar (“*terminus*”) desemboca en un fiordo o lago, el glaciar se denomina de tipo *tidewater* o *freshwater* respectivamente. En ambos casos se produce el fenómeno de *calving* (Figura 3) el cual consiste en el desprendimiento de los frentes glaciares produciendo témpanos (*icebergs*).

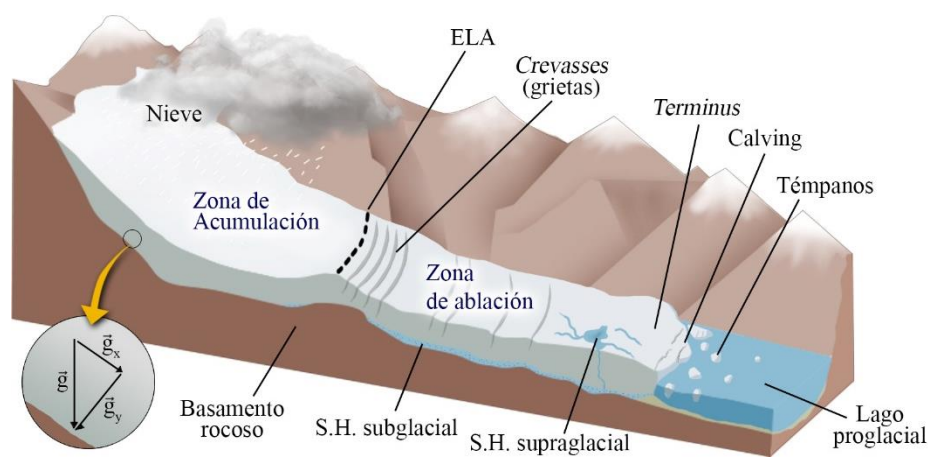


Figura 3. Esquema general de un glaciar de calving. En las zonas de aumento de pendiente comúnmente se encuentran grietas (crevasses) producto de esfuerzos extensionales. S. H.: Sistema Hidrológico. Elaboración propia.

Los tres glaciares del presente estudio se clasifican como desprendentes en lagos (tipo freshwater).

En estado estacionario, un glaciar de calving (Figura 3), presenta un balance entre la fuerza de gravedad, la fricción lateral y basal de la interfaz hielo-roca, y la fuerza de contención que ejerce la presión hidrostática del agua en el frente (Ma, 2018). Los glaciares se mueven gracias al trabajo que realiza la fuerza de gravedad entre dos puntos con diferente energía potencial gravitatoria. La adición de masa se produce gracias a la caída de nieve, mientras que la pérdida se realiza por sublimación en superficie debido a la radiación solar y por fusión de hielo al estar en contacto con la atmósfera o con el agua a mayor temperatura. Cuando cae nieve sobre el glaciar, se añade masa al sistema, y, por lo tanto, la fuerza de gravedad aumenta, facilitando el avance del glaciar (Ma, 2018).

La temperatura del hielo es un factor importante para entender los mecanismos de pérdida de masa y condiciones de formación del hielo. Según la clasificación termal de glaciares (DGA, 2009) en Campos de Hielo Patagónico Sur predominan los glaciares de tipo temperado, es decir, aquellos cuya temperatura del hielo está próxima al punto de fusión ($\sim 0^\circ\text{C}$), excepto por la capa superficial (hasta 15 m) que está expuesta a las variaciones estacionales del clima (Copland, 2013). Esta característica termal del hielo permite fenómenos de derretimiento y recongelamiento fácilmente según las condiciones de temperatura y presión (Figura 4).

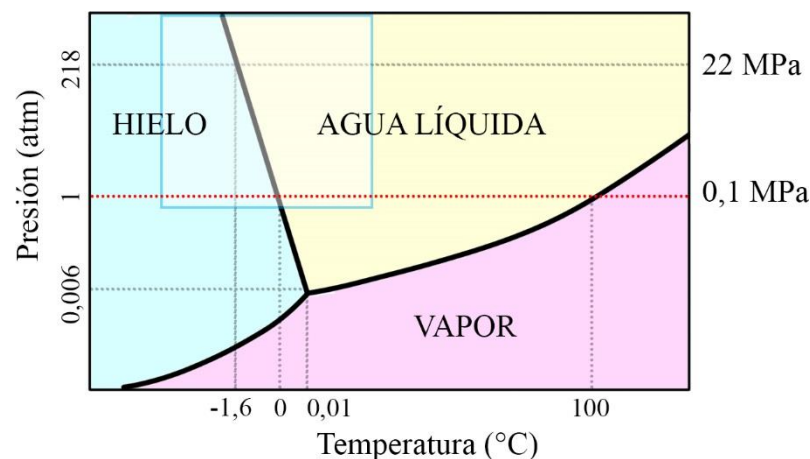


Figura 4. Diagrama de fases del agua. La línea negra continua muestra las condiciones específicas en que dos fases pueden coexistir en equilibrio. El punto en que las tres fases pueden existir en equilibrio (punto triple) es (0,006 atm, 0,01 $^\circ\text{C}$). En recuadro celeste se muestran las condiciones normales de un glaciar en el planeta. Modificado de Chang (2002).

En los glaciares temperados, se desarrolla un régimen frágil del hielo en los 40-50 m superiores, y un régimen dúctil (plástico) por debajo de esta profundidad debido a las altas presiones, por lo que las grietas no suelen ser más profundas que 40 m al abrirse (Plummer et al., 2016).

Los glaciares temperados se ven muy influenciados por variables atmosféricas, puesto que, si la temperatura del aire aumenta, se produce fusión de hielo en superficie, generando agua líquida en forma de lagos o ríos supraglaciales, que luego se pueden infiltrar a través de fracturas. Si estas fracturas son superficiales, el agua queda estancada en ellas y contribuye a su apertura y profundización, no obstante, si las fracturas ya son profundas, el agua puede llegar a alcanzar el lecho rocoso, disminuyendo el roce en la interfaz hielo-roca por lubricación, y facilitando el avance

(Zwally et al., 2002). De igual forma, el deslizamiento basal puede producir fusión parcial de hielo por calentamiento friccional o calor geotermal, lubricando la interfase hielo-roca favoreciendo el deslizamiento (Bennett & Glasser, 2009; Ma, 2018).

La presión en el sistema también es relevante, ya que el hielo en un glaciar temperado se encuentra cercano al punto de fusión, lugar en que los cambios de fase responden sensitivamente a cambios en la presión y temperatura (Figura 4). Un aumento de presión puede ocasionar fusión de hielo, así como una baja de presión puede provocar recongelamiento. Este fenómeno ocurre normalmente en el ambiente subglacial durante el movimiento de las masas de hielo.

En el frente glaciar, donde hay interacción con el lago proglacial, se produce fusión de hielo al absorber el calor del agua líquida, obteniendo la energía necesaria para fundirse.

Mientras que la fusión de hielo debido a las influencias atmosféricas y oceánicas o lacustres están relativamente bien comprendidas, el mecanismo de calving ha sido insuficientemente estudiado, y en consecuencia, poco entendido (Benn & Mottram, 2007; Bennett & Glasser, 2009; Ma, 2018).

2.2 Movimiento glacial

Cuando el glaciar fluye, lo hace a través de tres mecanismos: el deslizamiento basal, la deformación interna y la deformación de sedimentos subglaciales (Rivera et al., 2016).

El deslizamiento basal ocurre cuando el glaciar desliza sobre la superficie de roca que lo subyace debido a la presencia de agua subglacial que lubrica la interfase hielo-basamento. Este mecanismo ocurre principalmente en glaciares temperados, ya que en zonas polares el hielo presenta mayor acoplamiento al basamento rocoso (Rivera et al., 2016).

La deformación interna (*creeping*) ocurre cuando el glaciar se deforma por su propio peso en función de la fuerza de gravedad (componente paralela a la base) y su temperatura (Rivera et al., 2016). Los cristales de hielo se encuentran organizados en capas paralelas al plano basal, haciendo que en ocasiones estos planos deslicen relativamente unos a otros, como una baraja de cartas (Van der Veen, 2013).

La deformación de sedimentos subglaciales (*gliding*) se da en glaciares apoyados sobre sedimentos en vez de una base rocosa, los que en presencia de agua pueden deformarse internamente permitiendo el avance del glaciar (Rivera et al., 2016).

El movimiento glacial se produce a velocidades muy variables, y puede ir desde milímetros a decenas de metros al día, dependiendo de las condiciones climáticas, la fisiografía, hidrología, y geología de cada glaciar. Las velocidades también varían dentro de un mismo glaciar, tanto a lo largo su superficie como en profundidad, así como en diferentes escalas temporales: diaria, interanual o decadal.

En general, la parte central del glaciar es más rápida que los bordes, y la superficie se mueve más rápido que la base, debido a la fricción lateral (*lateral drag*) y basal (*basal drag*). Por otro lado, el hielo fluye más rápido donde la pendiente aumenta, así como las partes de mayor espesor se mueven más rápido que las zonas en donde es más delgado (Plummer et al., 2016). Lo anterior deriva en que, usualmente, la zona cercana a la línea de equilibrio se mueva más rápido que la zona alta y baja, a menos que existan diferencias locales como cambios en el relieve o en el flujo de agua (Meigs & Sauer, 2000; Plummer et al., 2016).

Por lo tanto, existe una dependencia mutua entre el flujo glaciar y la morfología del basamento rocoso, dado que las irregularidades en la roca influyen en el movimiento del glaciar, y a su vez, el movimiento del hielo erosiona y modifica el basamento (Goudie, 2004). Lo anterior adquiere relevancia en la generación de grietas (*crevasses*), ya que zonas de alta pendiente tienden a acelerar el flujo de hielo y generar grietas por extensión, mientras que las zonas de baja pendiente (generalmente hacia el frente glaciar) comprimen las grietas e incluso pueden llegar a cerrarse (Goudie, 2004; Plummer et al., 2016).

2.3 Erosión, transporte y sedimentación

Los relieves formados en ambiente glacial son muy característicos, y la evidencia se puede observar tanto a escala kilométrica, en la geomorfología de los valles glaciales, como a escala milimétrica; en las estrías, acanaladuras y pulimiento de rocas.

La erosión glacial es el conjunto de procesos involucrados en el arranque y transporte de rocas y sedimentos desde el lecho rocoso. Este fenómeno, deja una huella distintiva del paso de los glaciares, que lo diferencia de la acción de otros agentes erosivos, como el flujo de agua, el viento o las remociones en masa. La erosión glacial ha sido abordada principalmente de forma teórica, puesto que las observaciones *in situ* son difíciles de realizar, pues implica acceder al interior de las masas de hielo, algo realmente complicado y peligroso (Bennet & Glasser, 2009).

El sedimento glacial se produce principalmente por cuatro procesos: 1) abrasión subglacial entre las rocas transportadas por el hielo y el sustrato rocoso, 2) arranque de rocas (*plucking*) que han sido previamente fracturadas en el basamento o laterales del valle propiciado por el proceso de gelifracción, 3) por impacto de rocas transportadas por el glaciar, lo que provoca su trituración y 4) por erosión glaciofluvial, es decir, por el flujo de agua producida por la fusión de hielo.

Además, procesos periglaciares (típicamente remociones en masa) pueden aumentar la cantidad de material disponible para ser transportado por el hielo y redes de drenaje glacial para posteriormente ser acumulado en forma de morrenas

Dentro de las variables que controlan la erosión glacial se encuentran: 1) la presión basal, 2) el deslizamiento basal, 3) el suministro de fragmentos rocosos, 4) la actividad del sistema hidrológico subglacial y 4) la geología local (Bennett & Glasser, 2009).

La presión basal es muy importante, pues determina la efectividad de la abrasión subglacial y arranque de fragmentos. A mayor presión, mayor será la abrasión de los clastos contra el basamento rocoso, además de favorecer la aparición de fracturas para el posterior arranque (plucking). El aumento de presión se puede dar por un aumento del espesor de hielo (engrosamiento) o bien, por compresión en zonas donde el glaciar se desacelera producto de la topografía o irregularidades.

Por otro lado, el deslizamiento basal controla la tasa en que los detritos se incorporan al flujo de hielo, por lo que, a mayor velocidad del flujo de hielo, mayor será la erosión. Esta relación ha sido modelada de forma general según la Ecuación 1 (Hallet, 1979; Hallet et al., 1996)

$$\dot{E} = kv^p \quad (\text{Ecuación 1})$$

Donde \dot{E} (m/a) es la tasa de erosión, v (m/a) es la velocidad basal, k ($m^{1-p}a^{p-1}$) es la constante de erodabilidad, un parámetro que representa la resistencia de la roca a la erosión y p un exponente típicamente entre 1 y 2 (Tomkin & Braun, 2002; Herman et al., 2015).

De esta relación, se desprende que la erosión es muy sensible a los cambios en el flujo de hielo. En este sentido, el deslizamiento basal se ve fuertemente afectado por la actividad del sistema hidrológico subglacial, debido a que una alta presencia de agua aumenta el deslizamiento a la vez que permite transportar mayor cantidad de sedimentos, potenciando la erosión.

La disponibilidad de fragmentos rocosos permite que haya material generando abrasión contra el basamento, por lo que debe haber un suministro continuo de ellos, sin embargo, una alta concentración de fragmentos en el hielo basal puede ocasionar una disminución de la erosión, pues incrementan el roce y, por lo tanto, se reduce la velocidad del flujo (Bennett & Glasser, 2009).

La geología local puede indicar si existen condiciones que favorezcan la erosión, como la presencia de litologías menos competentes que facilitan la erosión o estructuras locales que hayan fracturado la roca previamente al paso del glaciar (Figura 5). La litología de los fragmentos rocos y el basamento entrega una aproximación a la dureza y resistencia de las rocas a la erosión. Por ejemplo, una erosión muy efectiva se daría si el hielo transporta detritos duros sobre un basamento de rocas relativamente blandas. Por otro lado, estructuras como fallas, diaclasas, pliegues, o planos de foliación indican zonas de debilidad por donde el arranque de rocas es mucho más eficiente (Bennett & Glasser, 2009).

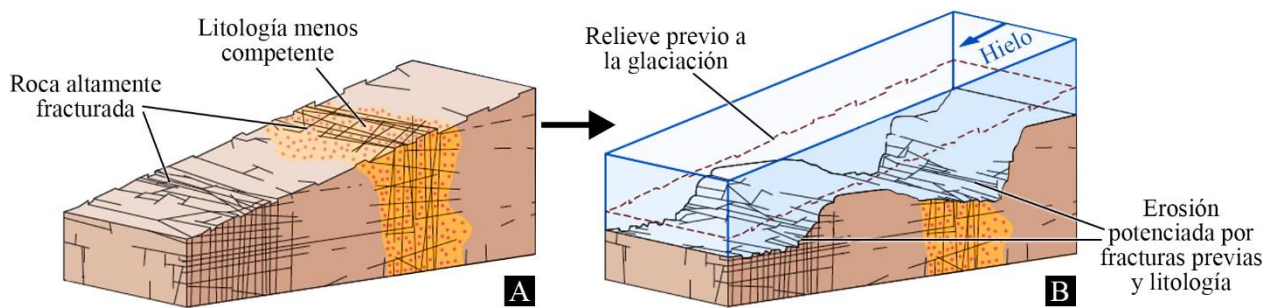


Figura 5. Desarrollo de la erosión en presencia de rocas previamente fracturadas y litologías menos competentes. A) Basamento antes de la glaciación, con pendiente constante. B) Basamento durante la glaciación, con pendiente irregular, profundizado en las zonas fracturadas y/o litologías menos competentes. Modificado de Plummer et al. (2016).

El transporte de sedimentos por el hielo se puede realizar de dos formas: activo y activo, según la posición de los fragmentos rocosos respecto del hielo (Pedraza, 1996). El transporte activo consiste en el arrastre de los fragmentos en la interfaz hielo-basamento, provocando erosión en el lecho rocoso y cambiando las propiedades texturales de los fragmentos al estar sometidos a tensiones, empujes y roces. Por otro lado, el transporte pasivo se produce cuando los fragmentos son incorporados al flujo de hielo, ya sea en la zona basal o en superficie, sin tocar el lecho rocoso, por lo que sufren mínimas transformaciones.

Otro método de erosión y transporte es el que generan las aguas de fusión, el principal producto de la ablación glacial y el responsable de remover los detritos desde la interfaz hielo-roca hacia el terminus. La erosión de este tipo puede generar una importante abrasión en el lecho rocoso, de forma mecánica (abrasión) y química (disolución). Los factores que inciden en la erosión de las aguas de fusión son: 1) las condiciones del basamento, en particular, la litología y presencia de estructuras que favorezcan la erosión mecánica y química (Figura 5), 2) las características del flujo de agua, en particular la velocidad y la turbulencia del flujo, y 3) la cantidad de sedimento transportado (Glasser, 2013).

Los sedimentos transportados por los glaciares son angulosos y de mala selección, de tamaño muy variable, desde arcillas hasta fragmentos métricos (*boulders*). Pueden ser fragmentos polimícticos o monomícticos dependiendo de la geología local, pues las rocas pueden ser depositadas a decenas o cientos de kilómetros de su fuente.

La sedimentación de los fragmentos se produce por pérdida de sustentación al fundirse el hielo o al cesar el empuje y arrastre de material (Pedraza, 1996). También se pueden presentar procesos de sedimentación glacio-fluviales (acumulación a través de flujos de agua) o glacio-lacustres (acumulación en lagos proglaciales).

Los sedimentos no consolidados, mal seleccionados y sin estratificación, que hayan sido transportados por glaciares reciben el nombre genérico de *till*. Si este material ha sufrido un proceso de litificación y está consolidado, entonces se denomina *tillita*.

2.4 Tasa de erosión glacial

La eficiencia erosiva del glaciar integrada en un intervalo de tiempo es lo que se conoce como tasa de erosión glacial, y es lo que determina el poder erosivo de los glaciares junto con su capacidad para modificar el paisaje. La tasa de denudación es un concepto que agrupa a todos los procesos erosivos y de meteorización, incluyendo erosión glacial, fluvial, remociones, etc. Por último, la tasa de acumulación es la velocidad con que el sedimento es acumulado en una zona definida.

Los glaciares han sido considerados como el mayor agente erosivo y escultor de paisajes de los ambientes continentales del planeta (Delmas et al, 2009). Sin embargo, los valores reportados de erosión glacial se encuentran en un amplio rango órdenes de magnitud (Figura 6), los cuales además varían según el método utilizado para medir. En general, los glaciares templados presentan las mayores tasas de erosión, por el contrario, los glaciares fríos tienen tasas de erosión muy bajas (Bennet & Glasser, 2009).

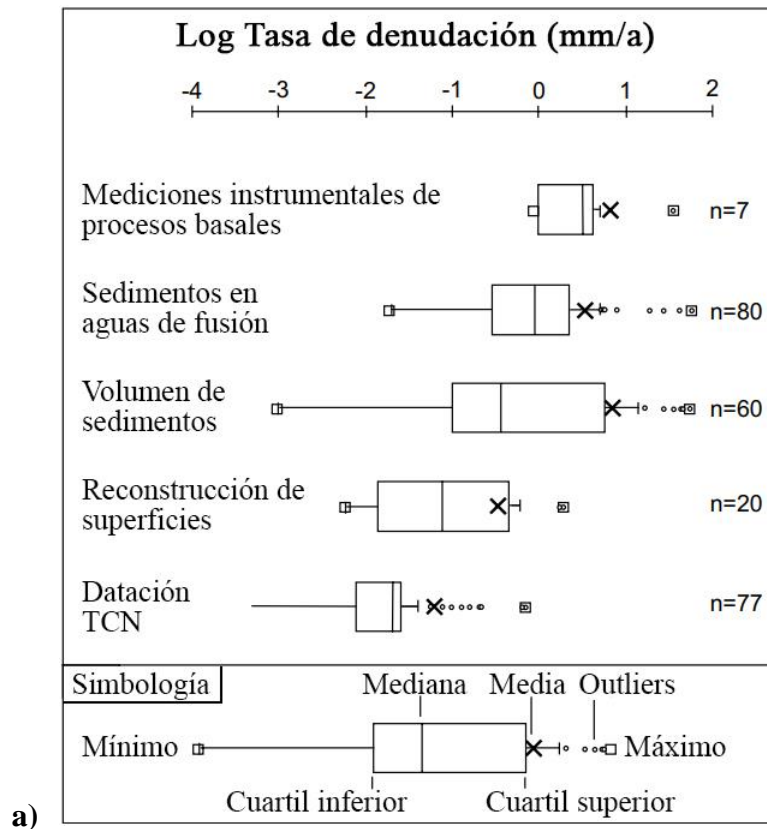


Figura 6. Diagramas de caja de las tasas de erosión glacial basado en diferentes métodos de estimación. Notar la escala logarítmica. Delmas et al. (2009).

Para poder cuantificar la erosión glacial se han diseñado distintos métodos. Los comúnmente utilizados se pueden agrupar en cinco categorías principales (Delmas et al., 2009; Bennet & Glasser, 2009; Harbor, 2013), las que se detallan a continuación.

1) **Mediciones instrumentales de procesos basales:** consiste en la medición *in situ* de la abrasión subglacial en glaciares temperados. Para ello, se accede al límite hielo-basamento en donde se observan rocas de geometría y litología conocida, que estén expuestas a la abrasión glacial. Calculando las diferencias en volumen de la roca estudiada durante un intervalo de tiempo, se puede inferir una tasa de erosión del periodo estudiado. Este método tiene la limitación de que solo es posible observar el proceso de abrasión versus otros procesos erosivos, y se realiza en rocas puntuales, con características ideales para la observación del fenómeno. Las tasas más altas de erosión se registran con este método (Figura 6).

2) **Sedimentos en aguas de fusión:** este método consiste en la medición *in situ* de la carga de sedimentos en suspensión que transporta el agua de fusión glacial durante un intervalo de tiempo acotado. Generalmente, se escogen los canales de los ríos de origen glacial en donde el flujo es conocido, y se instalan trampas de sedimentos, los que posteriormente son analizados para obtener una tasa de erosión. Este método tiene la limitante de detectar solo sedimentos finos en suspensión, y no sedimentos transportados por saltación o tracción. Además, existe la posibilidad de que parte de los sedimentos escapen por un efluente río arriba, o se depositen en cuencas, bordes o playas de río, pudiendo no quedar registrados.

3) **Volumen de depósitos sedimentarios:** la acumulación de depósitos glaciales puede ocurrir en la superficie terrestre, en el mar, en lagos o fiordos. En el caso de los lagos, al calcular el volumen de los sedimentos glaciolacustres se puede obtener una tasa de denudación promedio para el intervalo de tiempo estudiado, en que se presume, se ha formado dicho depósito. La versatilidad de este método permite estudiar la tasa de erosión en variados intervalos de tiempo, desde la escala anual en varvas glaciales, hasta cientos de miles de años en depósitos de gran morrénicos masivos.

Para inferir una tasa de erosión con precisión utilizando los volúmenes de los depósitos sedimentarios, se necesita determinar previamente dos parámetros críticos (Delmas, 2009), los cuales son:

- (i) El área de la cuenca de drenaje glacial.
- (ii) La densidad del depósito sedimentario.

Bajo el supuesto de que el volumen del depósito sedimentario calculados efectivamente es de origen glacial (glaciolacustre o glaciomarino) y no ha sufrido mayores pérdidas de masa, entonces la tasa de erosión se puede calcular de la siguiente forma (Fernández et al. 2011).

$$\dot{E} = \frac{V_r/A_c}{\Delta t} \quad \text{(Ecuación 2)}$$

Donde A_c es el área de la cuenca de drenaje glacial, Δt es el periodo de tiempo en que se habría formado el depósito y V_r es el volumen seco de rocas del basamento erosionadas, el cual se deriva de la siguiente expresión:

$$V_r = \frac{M_r}{\delta_r} = \frac{\delta_d \times V_d}{\delta_r}$$

Donde δ_r es la densidad de las rocas del basamento (usualmente 2.700 kg/m^3) y M_r es la masa total de las rocas erosionadas, equivalente a la masa del depósito sedimentario, por lo que se puede escribir de la forma $M_r = \delta_d \times V_d$ donde δ_d es la densidad del depósito sedimentario y V_d el volumen de este depósito, el cual puede ser conocido a partir de un modelamiento geométrico.

El mayor problema de este método es que no distingue el origen de los sedimentos del depósito, pudieron ser transportados por el glaciar, por aguas de fusión, por eventos de remociones en masa (aluviones, deslizamientos, caída de rocas) o incluso ser de origen no glacial, es decir, regolito formado previo al avance glacial que solo fue empujado con el resto de material.

4) Reconstrucción de superficies: este método consiste en la estimación de la incisión que generan los glaciares en el paisaje, realizando una reconstrucción del relieve previo a la glaciación (paleorelieve). Este método entrega valores usualmente más bajos que las mediciones directas de abrasión, sin embargo, su precisión depende fuertemente de lo robusta que sea la paleosuperficie propuesta, tanto en geometría inicial como en dataciones que acoten el intervalo temporal de la erosión. Este método tiene la limitación de no distinguir entre uno o varios ciclos glaciares que pudieran modelar el paisaje, teniendo que requerir estudios complementarios que ayuden a constreñir los supuestos utilizados (estudios geomorfológicos, sedimentológicos, dataciones, etc).

5) Dataciones TCN: la datación con isótopos cosmogénicos TCN (*Terrestrial in situ produced Cosmogenic Nuclides*) como el ^{10}Be y ^{26}Al , se utiliza para establecer cuánto tiempo una roca ha estado expuesta a la superficie terrestre, dado que la acumulación de estos isótopos en las rocas se debe a la incidencia de los rayos cósmicos desde el espacio.

La medición de la concentración de los elementos cosmogénicos se realiza mediante espectrómetros, y refleja tanto el inicio de la exposición de la roca a la atmósfera, como la cronología del enterramiento, erosión y reexposición (Li et al., 2008), pudiendo estos factores combinarse de muchas maneras para explicar la cantidad de isótopos, por lo que es importante verificar los supuestos que ayudan a constreñir las edades obtenidas.

Utilizando evidencia geomorfológica y el supuesto de que las rocas a datar quedaron expuestas a la atmósfera luego del retiro glacial, es posible establecer una cronología del retroceso de hielo en ambientes glaciales. Para ello, se modela la concentración de isótopos en función de la profundidad, y se compara con la curva teórica de penetración de rayos cósmicos para la roca estudiada (hasta 3 metros), la cual depende de su densidad (Briner & Swanson, 1998).

Por las limitaciones del método por datación TCN, se utiliza en sitios que han sido bien estudiados, donde se sabe que la erosión ha sido relativamente lenta.

Debido a la gran variabilidad de las tasas de erosión glacial (Figura 6), se ha propuesto que la tasa erosión glacial no es un proceso uniforme ni estable, y depende de una serie de factores como la temperatura de la interfaz hielo-basamento, la topografía subglacial, la litología, la presencia de estructuras geológicas, y por supuesto, la duración de la glaciación (Delmas et al., 2009).

2.5 Procesos glaciolacustres

Los lagos proglaciales son aquellos formados entre un glaciar y su morrena terminal o elevación rocosa, actuando como cuenca natural para las aguas y sedimentos del sistema glacial y periglacial. Los procesos glaciolacustres son aquellos que combinan características de procesos glaciales y lacustres, determinando ambientes sedimentarios de gran dinamismo y complejidad.

Diferentes condiciones de estabilidad glacial pueden crear diferentes ambientes sedimentarios con procesos deposicionales específicos, produciendo asociaciones de litofacies distintivas de la dinámica glaciolacustre. De forma inversa, una asociación específica de litofacies puede ser un indicador de un ambiente glaciolacustre y condiciones de estabilidad glacial particulares.

2.5.1 Procesos deposicionales

La sedimentación glaciolacustre es controlada por la densidad de los sedimentos y su contraste con la densidad del agua, la que puede presentar una estratificación en función de la temperatura, y cantidad de sedimentos en suspensión. La zona superficial del lago presenta mayores temperaturas por lo que su densidad es menor al comparar con las frías aguas basales.

Bennett & Glasser (2009) agrupa en las siguientes categorías los principales procesos sedimentarios en lagos proglaciales (resumen en Figura 9):

1. Deposición desde flujos de agua de fusión. El agua de fusión del sistema hidrológico glacial (comúnmente subglacial o englacial) entra al lago en forma de flujo de sedimentos (plumas) y se dispersa en función del contraste de densidad entre el agua de fusión y el agua del lago. Esta descarga se puede dividir en tres tipos de flujo:

- Flujo hiperpicnal (*underflow*): cuando la densidad del flujo es mayor que la del agua del lago.
- Flujo mesopicnal (*interflow*): cuando la densidad del flujo es similar a la del lago, pero se encuentra entre los rangos basales y superficiales de la estratificación termal del lago.
- Flujo hipopicnal (*overflow*): cuando la densidad del flujo es menor que la densidad superficial del lago.

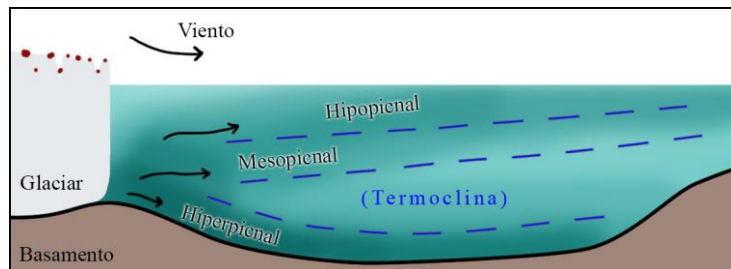


Figura 7. Esquema de los tipos de flujos en función de su densidad relativa al lago. Termoclina es el límite que separa dos masas de agua de diferente temperatura. Elaboración propia basada en Benn & Evans (2010).

A medida que el flujo hiperpicnal pierde sedimentos por la deposición, es común que se transforme en un flujo mesopicnal y finalmente termine como hipopicnal. La sedimentación mediante flujos densos es rápida y eficiente en el relleno de las profundidades del lago, pudiendo producir corrientes de turbidez. Además, estos flujos pueden desarrollar un abanico subacuático (*grounding-line fan*) cuando la estabilidad del glaciar y del flujo lo permiten.

2. **Deposición directa desde el frente glaciar.** Los sedimentos supraglaciales y englaciales pueden colapsar durante el desprendimiento de témpanos o fusión del frente glaciar y acumularse directamente en el *grounding-line*, formando depósitos irregulares de mala selección (*diamicton*).
3. **Deposición por flujos de gravedad.** Cuando los sedimentos se depositan en pendientes elevadas, se vuelven inestables provocando flujos de gravedad que se clasifican en función de su fluidez y desplazamiento, lo que determina la selección del depósito. Los principales tipos de flujos de gravedad son: caída de rocas, deslizamiento (*slide*), slump, flujo de detritos y corriente de turbidez (Figura 8). Notar que las caídas de rocas y deslizamientos no necesitan incluir agua, mientras que slump, flujo de detritos y corrientes de turbidez ocurren exclusivamente de forma subacuática.

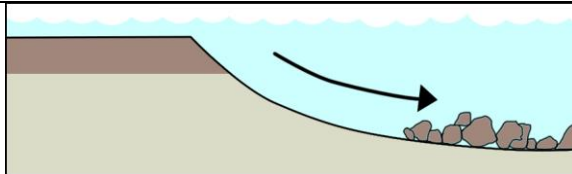
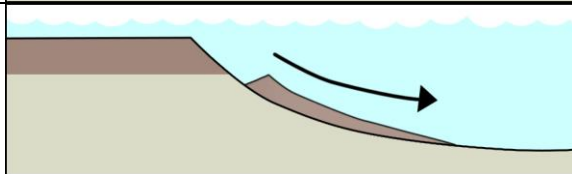
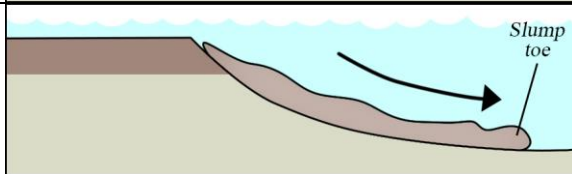
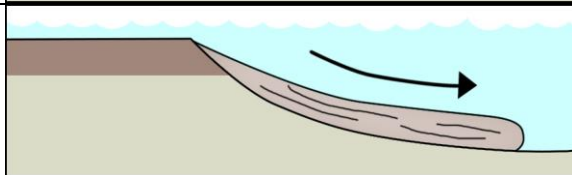
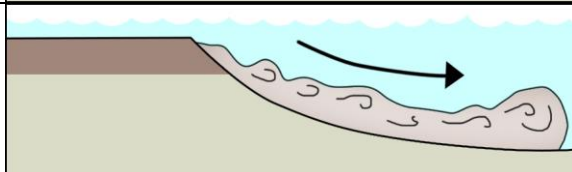
Caída de rocas		Detritos aislados que se acumulan lentamente
Deslizamiento		Movimiento traslacional o rotacional con menor deformación interna
Slump		Masa coherente con considerable deformación interna (no pervasiva)
Flujo de detritos		Flujo plástico laminar, con poca o nula turbulencia
Corriente de turbidez		Flujo turbulento y erosivo

Figura 8. Clasificación de flujos de gravedad. La densidad del flujo disminuye hacia abajo. Elaboración propia basada en Evans (2018).

4. **Deposición por suspensión.** Los lagos proglaciales suelen estar cargados de sedimentos finos en suspensión, lo que les da su color característico. Estos sedimentos decantan gradualmente formando capas de fango que cubren depósitos previos a lo largo de toda la extensión del lago.
5. **Deposición por remociones en masa subaéreas.** Producido por la caída de material desde los taludes del lago. Este proceso periglacial es de gran relevancia en ambientes de rápido retroceso glacial debido a la desestabilización por descompresión de laderas.
6. **Deposición desde témpanos.** Cuando ocurre un desprendimiento de hielo, el material supraglacial, englacial o subglacial puede ser transportado por témpanos fuera del frente glaciar, y depositado a medida que este se funde. Los depósitos producidos son variables dependiendo de la cantidad y concentración de detritos transportados, además de a tasa de desprendimiento. Altas concentración de sedimentos produce mantos de diamicton de gran espesor, mientras que bajas concentraciones generan la deposición de *dropstones* en los fangos distales.
7. **Deposición por re-mobilización de témpanos.** Los grandes témpanos pueden alcanzar zonas someras del lago y golpear sedimentos con su base, poniéndolos en suspensión nuevamente.
8. **Deposición por retrabajo de corrientes.** Al igual que en el ambiente marino, en los lagos se pueden formar corrientes que retrabajen sedimentos ya depositados. Estas corrientes se pueden formar por gradientes hidráulicos, acción de los vientos, diferencias de temperatura, efecto Coriolis, etc.

2.5.2 Ambientes glaciolacustres

En el ambiente glaciolacustre se han descrito procesos sedimentarios muy similares al ambiente glaciomarino (Bennett et al., 2002), diferenciándose este último principalmente por la salinidad de las aguas, la influencia de las mareas, oleaje, corrientes marinas y e intensa actividad biológica. Dentro del ambiente glaciolacustre y glaciomarino se distinguen tres sub-ambientes, estos son: hielo-proximal, hielo-distal y zona de témpanos. A continuación, se describe cada uno de según la definición de Cai et al. (1997).

1. **Ambiente hielo-proximal:** se caracteriza por procesos enérgicos, rápida acumulación de sedimentos en amplio rango granulométrico (arcilla – bloques) y cambios repentinos en los procesos sedimentarios, produciendo una arquitectura compleja, con variaciones laterales y verticales abruptas de facies sedimentarias. Se extiende desde el frente glaciar (posición del grounding-line) hasta unos pocos kilómetros en función de las características del sistema glacial.
2. **Ambiente hielo-distal:** se caracteriza por recibir principalmente sedimentos finos (arcilla – arena), de forma más simple y con menores tasas de sedimentación que en el ambiente hielo-proximal, aunque aún mayores que en ambientes no glaciales.
3. **Ambiente de la zona de témpanos:** se define como el área influenciada directamente por la presencia de témpanos, los cuales actúan como transporte de sedimentos glaciales o IRD (*Ice-rafted debris*). La granulometría de estos sedimentos es muy variable, las tasas de sedimentación son menores y la zona de influencia se puede extender a varios kilómetros de distancia del ambiente hielo-proximal.

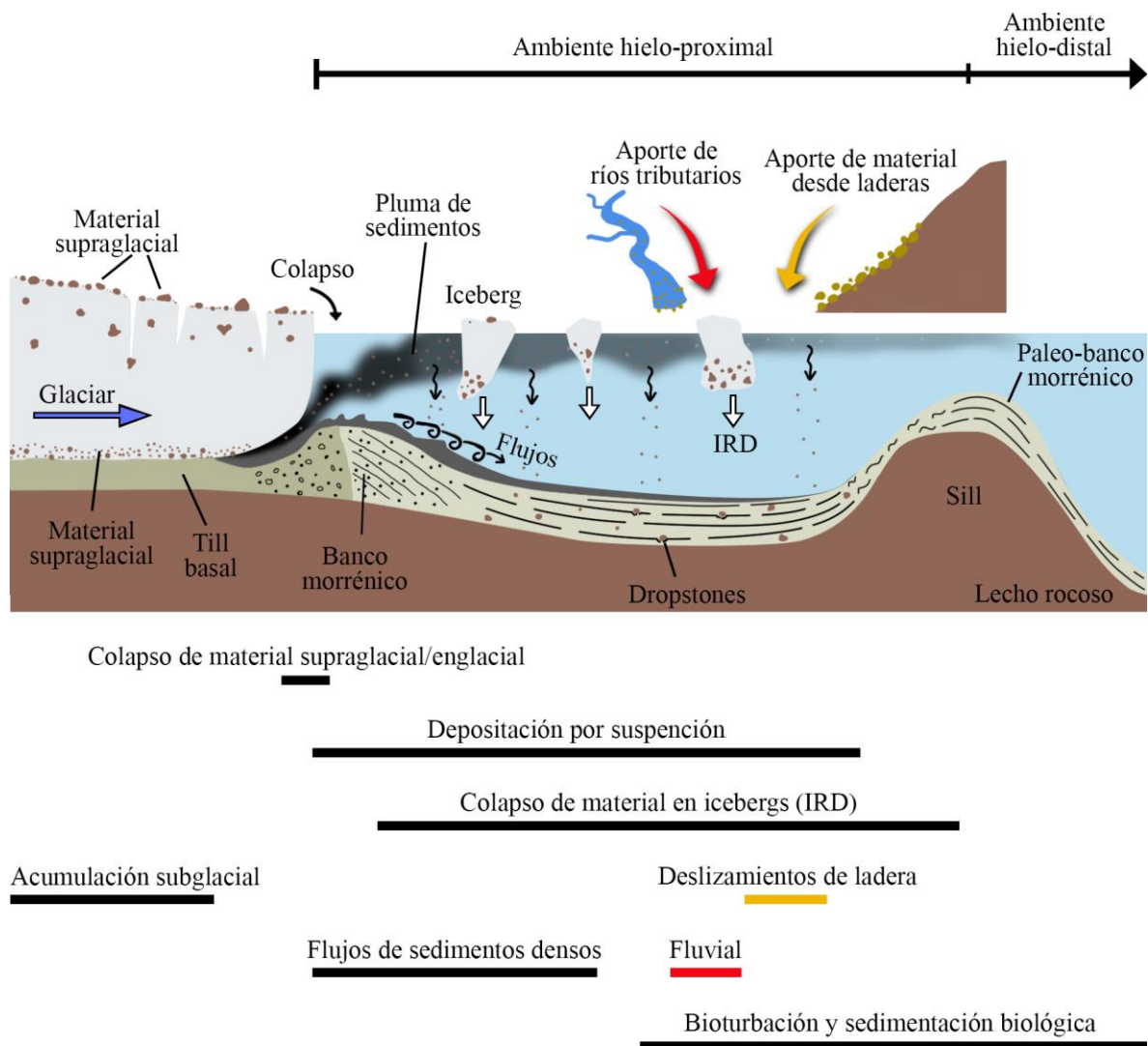


Figura 9. Esquema de procesos sedimentarios en ambiente glaciolacustre/marino. Elaboración propia en base a Bennett y Glasser (2009).

2.5.3 Litofacies glaciolacustres

Las litofacies corresponden a la clasificación de una unidad de sedimentos con propiedades físicas y químicas acotadas, como las dimensiones, estructuras sedimentarias, tamaño de grano, litología, color, procesos de transporte y deposición (Nichols, 2009). Mediante el análisis de testigos de sedimentos y muestreo de fiordos y lagos, Powell (1981) clasificó las litofacies mayores presentes en el ambiente glaciomarino, teniendo su análogo en el ambiente glaciolacustre.

Las litofacies mayores descritas por Powell (1981) se exponen a continuación:

- **Banco morrénico (*morainal bank*):** se compone de una mezcla caótica de diamicton, grava, arena y bloques, formando un relieve positivo forma de cordón alargado en la zona del

grounding-line. durante periodos de estabilidad o retroceso lento con altas tasas de acumulación de sedimento. El material puede ser aportado por témpanos, por el sistema supraglacial, englacial y subglacial. El tamaño del banco morrénico depende de la escala de tiempo en que el glaciar se encuentra estable. (Powell, 1981; Powell & Molnia, 1989; Cai et al., 1997).

- **Diamicton:** es el término general para describir sedimento mal seleccionado. Pertenece al ambiente hielo-proximal, y puede ser originado por diversos procesos, tales como depositación de material subglacial, por fusión del frente glacial, por el sistema fluvio-glacial o mediante flujos de gravedad. Esta litofacies se compone de una mezcla de limo y arcilla con material grueso.
- **Fango de la zona de témpanos (*iceberg-zone mud*):** perteneciente al ambiente de zona de témpanos, y corresponde a sedimentos finos (limo y arcilla) con baja proporción de material grueso, el cual es transportado por témpanos.
- **Sedimentos laminados:** corresponde a una mezcla de sedimentos finos a medios (principalmente arena y limo) que se depositan desde el frente glacial hacia distal, mediante decantación de flujos de sedimentos, ya sea hiperpicnales ($\rho_{flujos} > \rho_{agua}$), mesopicnales ($\rho_{flujos} \approx \rho_{agua}$) e hipopicnales ($\rho_{flujos} < \rho_{agua}$), lo que determina la granulometría del depósito. Esta litofacies forma finos cuerpos laminados, comúnmente intercalaciones rítmicas de fango y arena
- **Sedimentos de flujos de gravedad:** comúnmente producidos por desestabilización de material en pendiente, ya sea en bancos morrénicos, deltas o abanicos. Producen los depósitos descritos en la Figura 8.

2.5.4 Asociaciones de facies sedimentarias

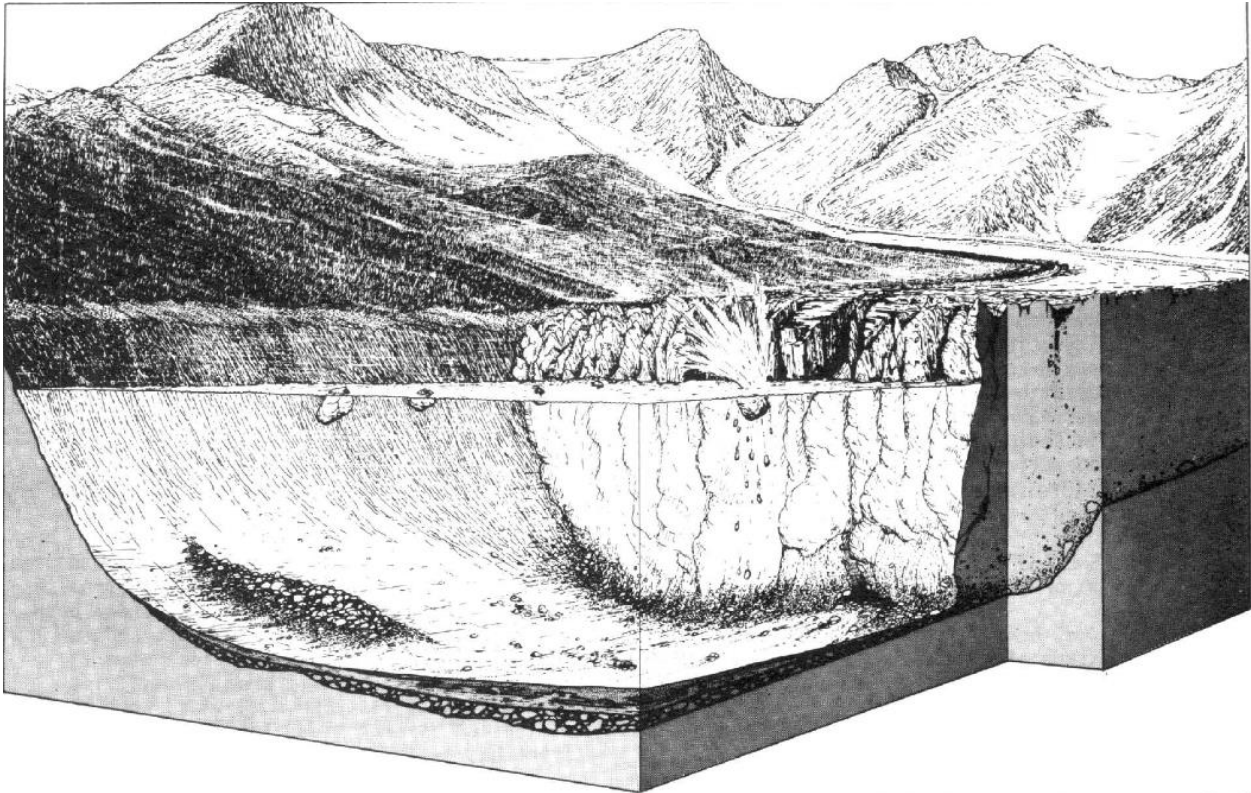
Las características de un ambiente se determinan por la combinación de los procesos de las distintas facies, las que agrupadas forman una asociación de facies que reflejan el ambiente deposicional (Reading & Levell, 1996). Powell (1981) identifica 5 tipos de asociaciones de facies glaciomarinas en los fiordos de Alaska, de las cuales 3 son pertinentes al contexto lacustre de este trabajo y se describen a continuación.

- **Asociación I – Retroceso rápido en aguas profundas:** en la zona hielo-proximal, las facies sedimentarias consisten en till subglacial retrabajado, arenas y gravas del sistema glaciofluvial expuestas durante el retroceso, en asociación con detritos supraglaciales depositados por colapso en el frente glacial. En menor medida, sedimentos depositados por la fusión de hielo en el frente. Si el sistema glaciofluvial presenta una alta carga de sedimentos, se pueden formar litofacies de sedimentos laminados.

El proceso de desprendimiento de témpanos se encuentra con una alta actividad, por lo que la zona de témpanos presenta grandes cantidades de detritos transportados por témpanos (IRD), especialmente en la zona proximal, donde se pueden encontrar intercalaciones de fango, arena y *dropstones*, siempre que no haya suficiente turbulencia en las aguas que impida la decantación del material fino.

Puede haber pequeñas morrenas de empuje producto de leves avances o estabilidad en época invernal, tiempo en que el desprendimiento es menos activo.

Además, durante este periodo de gran retroceso es menos probable la presencia de abanicos subacuáticos dado que el frente glaciar cambia su posición constantemente.



ILLUSTRATED BY R.W. TOPE, INSTITUTE OF POLAR STUDIES, 1980

Figura 10. Esquema de la Asociación I de facies sedimentarias de un glaciar retrocediendo activamente en aguas profundas (Powell, 1981).

- **Asociación II – Estabilidad o retroceso lento:** producida generalmente por una constricción del fiordo o punto de estabilidad (*pinning point*), la fase de estabilidad de un glaciar puede presentar gran actividad de desprendimiento de témpanos, por lo que se encuentran gruesos depósitos de IRD en la zona de témpanos. En el ambiente hielo-proximal se acumulan sedimentos gruesos a través de un banco morrénico o abanico subacuático (*fan*) en la parte central y/o lateral del frente. Procesos que aportan sedimentos al banco morrénico son la fusión del hielo y el colapso de material supraglacial durante el desprendimiento de témpanos. En cuanto a la formación de abanicos, si el flujo de sedimentos que lo produce cambia de posición entre una temporada y otra, se formarán abanicos superpuestos. También es frecuente la presencia de flujos de gravedad en la pendiente distal del banco morrénico o abanicos (con ángulo $\geq 20^\circ$), lo que produce intercalaciones de arenas con fangos de IRD hacia la zona distal. Desde los taludes del canal central, ya sea en la zona distal o proximal, es posible el aporte de material movilizado gravitacionalmente (*slumps*) y flujos de turbidez hacia la parte central, lo que indica posibles altas tasas de sedimentación lateral en alto ángulo.

En cuanto al relleno de fango cuando el fiordo o lago presenta varias subcuencas consecutivas, cada una de ellas puede presentar distintos niveles de sedimentos, dado que el aporte de sedimentos decae notablemente hacia distal y su acumulación depende fuertemente del tamaño de las cuencas (Fernández et al., 2011).

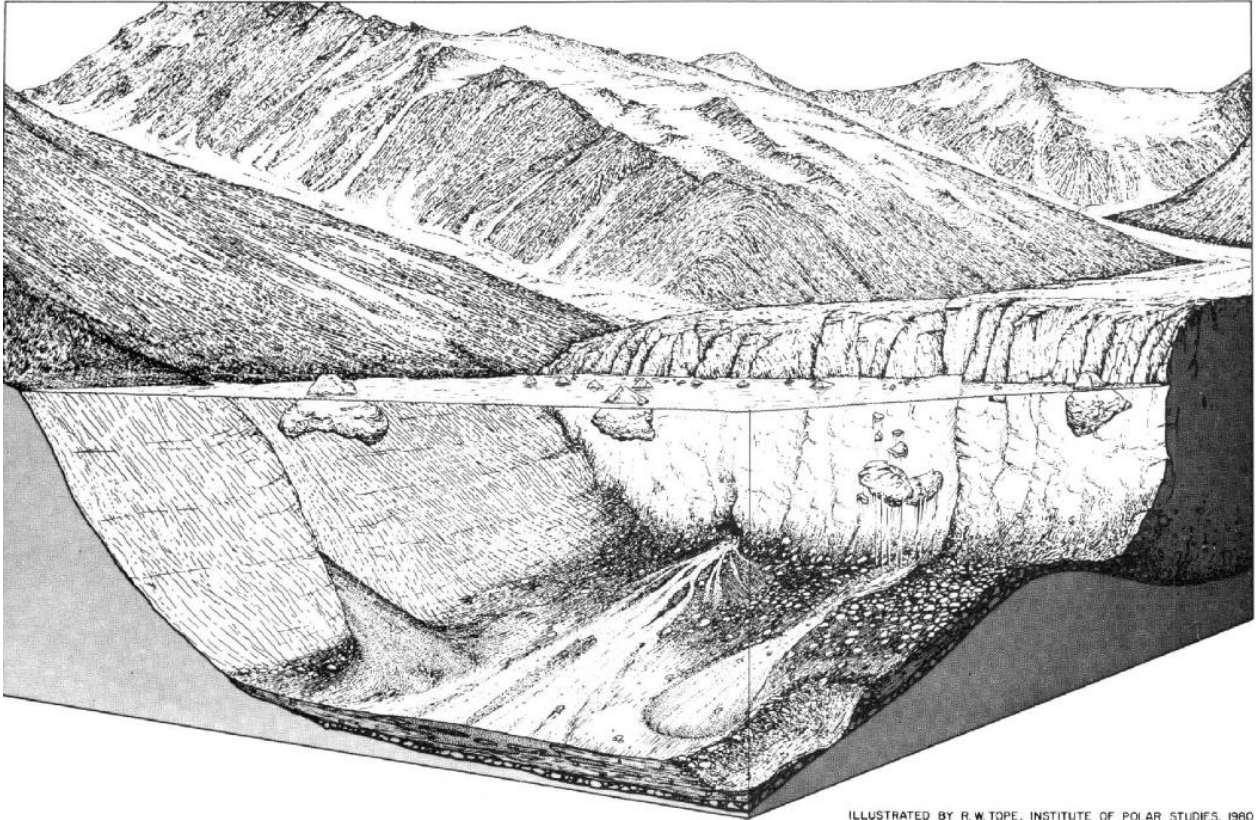


Figura 11. Esquema de la Asociación II de facies sedimentarias de un glaciar estable o en retroceso lento (Powell, 1981).

- **Asociación III – Retroceso o avance lento en aguas someras:** durante este periodo el glaciar reduce su desprendimiento de témpanos, por lo que hay relativamente pocos sedimentos de IRD disponibles y mejora la selección hacia la zona distal. La fusión superficial gana protagonismo dentro de los mecanismos de ablación, siendo tanto o más importante que el desprendimiento de témpanos. Aumenta así la importancia de abanicos y deltas en el ambiente deposicional, introduciendo sedimentos tamaño arena a las facies de fango más distales. El colapso de material supraglacial cerca del frente glaciar contribuye a la acumulación de sedimentos, que, en términos generales, tiene menores tasas que las asociaciones anteriores. Los depósitos pueden ser montados, erosionados y compactados por el glaciar durante su avance.

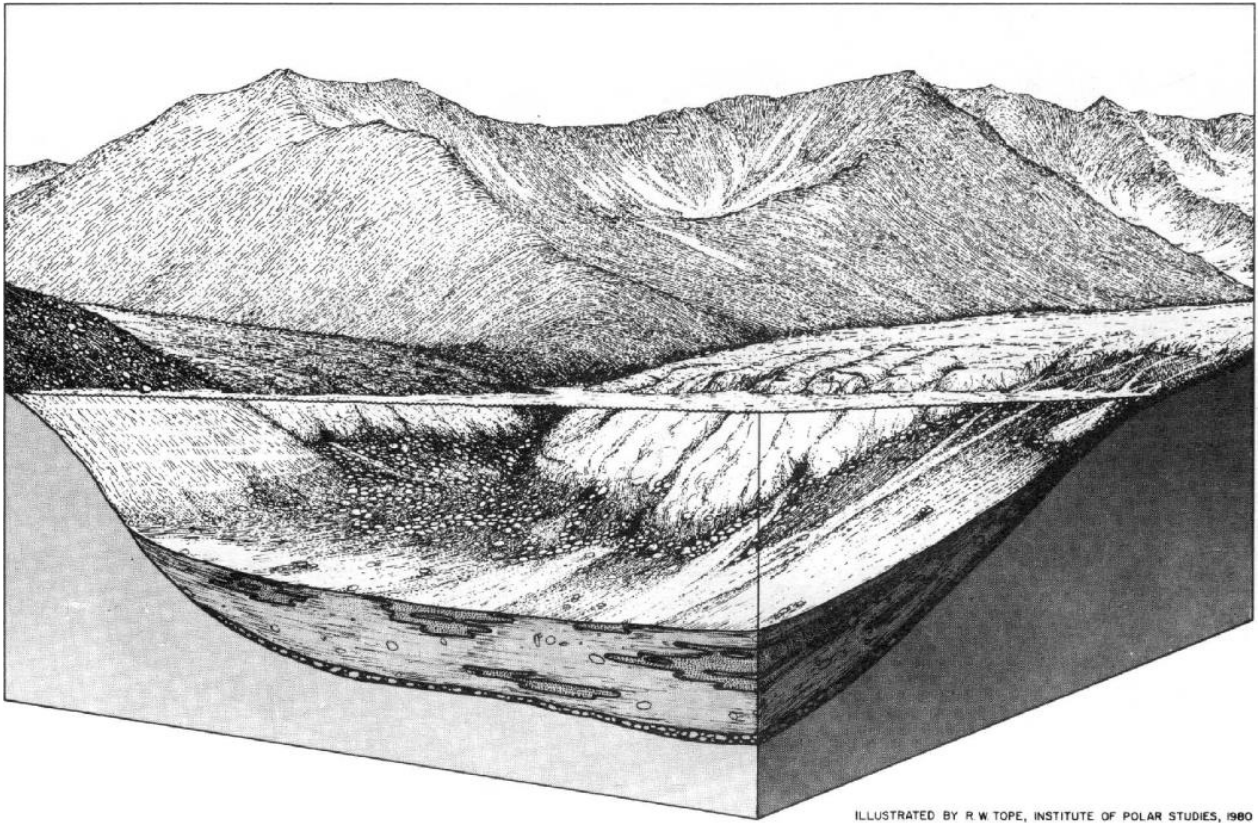


Figura 12. Esquema de la Asociación III de facies sedimentarias de un glaciar estable o avance lento en aguas someras (Powell, 1981).

Bennet & Glasser (2009) menciona que estas asociaciones se pueden combinar de diferentes maneras dependiendo de:

- **La morfología del fiordo/lago:** controla la ubicación de puntos de apoyo (pinning points) y la profundidad del fondo.
- **El comportamiento del glaciar:** algunos glaciares son inherentemente inestables, y comúnmente entran en fases cíclicas de avance y retroceso desacopladas de la componente climática.

Como resultado, los depósitos glaciares pueden ser muy complejos, con una variedad enorme de procesos interviniendo de forma vertical y lateral.

2.6 Sísmica de reflexión acústica

Diversas técnicas geofísicas se han desarrollado para estudiar los sedimentos, estructuras y geomorfología subacuática, utilizándose básicamente los mismos instrumentos tanto en ambiente marino (mar abierto o fiordos) como lacustre. La utilización de estas técnicas a gran escala data de los años '60, y su impulso fue fundamentalmente, debido a la exploración de hidrocarburos

(Dondurur, 2018). Usualmente, se necesita una embarcación de tamaño variable, adaptada para utilizar la instrumentación necesaria.

Los principales métodos utilizados en geofísica y geología marina son la gravimetría, magnetometría, sensores fisicoquímicos (temperatura, presión, conductividad, etc.), métodos sísmicos y acústicos como el *echo sounder*, *sidescan-sonar*, *subbottom profiler*, sísmica monocal y multicanal, sonar *multibeam*, y técnicas de muestreo de sedimentos mediante herramientas mecánicas (Figura 13). Toda esta instrumentación va asociada a coordenadas de posición determinada por un GPS, que permiten la georreferenciación de los datos obtenidos.

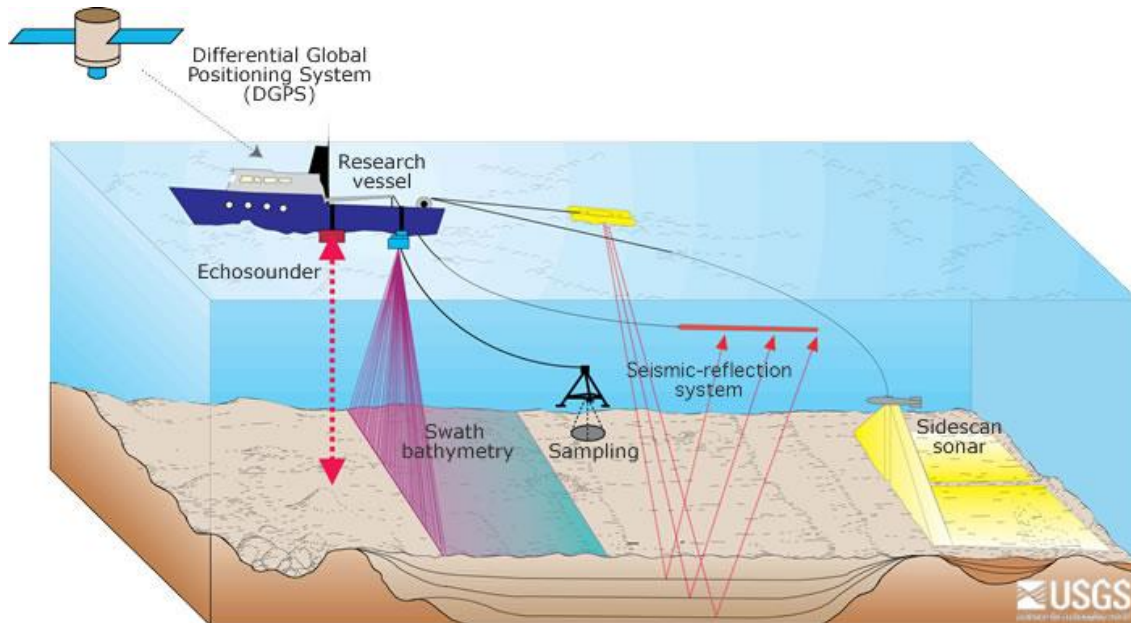


Figura 13. Esquema de las diferentes técnicas geofísicas que se utilizan en el estudio morfológico y sedimentario acuático. Fuente: USGS

Los métodos acústicos son poderosas herramientas que permiten inferir las características geológicas del fondo y subsuelo marino, al controlar los tiempos de llegada de las ondas reflejadas en el fondo, generadas artificialmente mediante explosiones, impactos mecánicos o vibraciones. El retorno de estas ondas a la superficie está condicionado por la reflexión que sufren las ondas al traspasar las diferentes interfases presentes en el subsuelo, lo cual depende del contraste de impedancia acústica de los medios.

La impedancia acústica (I) se define como:

$$I = \rho V \quad (\text{Ecuación 4})$$

Donde ρ es la densidad y V es la velocidad de propagación del sonido en el medio.

Dentro de este grupo de métodos, hay diferentes instrumentos utilizados con diferentes propósitos. Cada uno, difiere en los rangos de frecuencia, amplitud y forma de onda, siendo la frecuencia el

factor más relevante de cada método, pues determina el poder de resolución del equipo y la penetración de la señal en los sedimentos (Dondurur, 2018).

2.6.1 Sísmica monocanal

Los equipos convencionales de sísmica de reflexión utilizan una alta amplitud acústica y relativamente bajas frecuencias (50 – 1000 Hz), consiguiendo una gran penetración en los sedimentos de 10 – 500 m, por lo que son utilizados para estudiar la arquitectura del subsuelo y sus propiedades mecánicas y geológicas. Existen principalmente dos tipos de sísmica de reflexión: monocanal (utilizada en este trabajo) y multicanal, según la cantidad de receptores y canales de grabación de cada sistema.

En el sistema monocanal se utiliza una fuente acústica y un solo receptor y canal de grabación, el cual digitaliza la amplitud de la señal recibida para poder visualizarla (Figura 14).

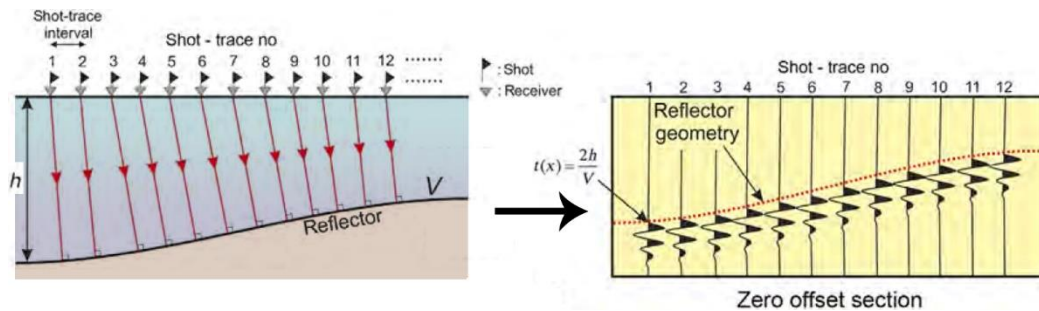


Figura 14. Esquema de la adquisición de datos usando sísmica monocanal. A la izquierda se muestra la configuración física del sistema y a la derecha el registro del receptor, $t(x)$ indica el tiempo de llegada de la señal reflejada desde la emisión del pulso, h es la profundidad y V es la velocidad del sonido en el medio de propagación. Modificado de Dondurur (2018).

Las ventajas de este método versus los sistemas multicanal son el menor costo de los equipos, además de la simplicidad de la adquisición de datos y del procesamiento de la información.

2.6.1 Resolución

La resolución del método sísmico se define como la mínima distancia necesaria entre dos interfases para ser resueltas en la sísmica sin que se confundan, y difiere de forma horizontal y vertical. Por un lado, la resolución horizontal depende de la proyección de la onda acústica en el fondo, lo que se conoce como zona de Fresnel (Alsadi, 2017), siendo la resolución horizontal (Res_H) equivalente a su radio ($R_{Fresnel}$), siempre que se trate de sísmica no migrada. A su vez, el radio de la zona de Fresnel depende de la geometría de la onda (esférica en el caso del sonido), la frecuencia, y la distancia temporal (TWTT) del reflector (T , en segundos). Así, la resolución horizontal queda definida por:

$$Res_H = R_{Fresnel} = V_p(T/4f)^{1/2}$$

(Ecuación 5)

Con V_p la velocidad del sonido y f la frecuencia. La relación anterior muestra que la resolución horizontal mejora en reflectores someros y a mayores frecuencias, mientras que empeora en profundidad y con el uso de bajas frecuencias.

Por otro lado, la resolución vertical está fuertemente influenciada por la frecuencia de los equipos. Los sistemas que usan altas frecuencias tienen una baja penetración en los sedimentos, pero una alta resolución vertical (Figura 15), mientras que los equipos de bajas frecuencias poseen una alta penetración, pero menor resolución (Veeken & Moerkerken, 2013).

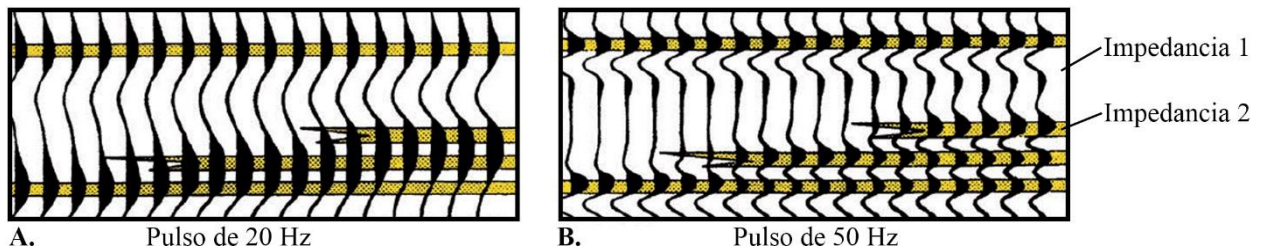


Figura 15. Resolución vertical de dos sistemas a diferente frecuencia. A) Sistema de 20 Hz y B) sistema de 50 Hz. Modificado de Veeken & Moerkerken (2013).

Lo anterior se debe a que la resolución vertical depende directamente de la frecuencia y la velocidad de las ondas del sonido. Hay diferentes criterios para estimar el mínimo espesor de una unidad para ser detectada en una sección sísmica, siendo comúnmente aceptado un rango entre:

$$\frac{\lambda}{4} \geq Res_v \geq \frac{\lambda}{2} = \frac{V_p}{2f}$$

(Ecuación 6)

Con λ la longitud de onda, V_p la velocidad del sonido y f la frecuencia. Espesores menores a $\lambda/2$ son difíciles de detectar, pudiendo incluso cancelarse los límites superiores e inferiores de la capa, siendo invisibles en el registro sísmico (Veeken & Moerkerken, 2013; Alsadi, 2017).

A modo de ejemplo, en un equipo funcionando a 400 Hz en sedimentos glaciolacustres ($V_p=1.600$ m/s), con reflectores entre los 100 – 1000 ms, la resolución vertical sería de 2 m, mientras que la resolución horizontal sería de 6 m en la parte somera y 28 m en profundidad.

2.6.2 Ruido en el registro sísmico

Existen una serie de factores que pueden empeorar la calidad de las señales recibidas, añadiendo ruido a las secciones sísmicas. Existen varios tipos de ruido que pueden aparecer, entre ellos:

- **Ruido operacional:** corresponde al ruido en la señal sísmica producido por el movimiento del barco en el agua, el motor, la maquinaria interna (generadores eléctricos, compresores, etc.) y las hélices. Este ruido puede ser reducido con una configuración espacial adecuada de los instrumentos a bordo, pero no puede ser evitado por completo.

En particular, el ruido de las hélices del motor es el más importante (Figura 16), dado que se produce directamente en el agua, generando un ruido continuo de baja frecuencia ($\sim 20\text{Hz}$), que puede ser calculado en función de la velocidad de rotación de las hélices. El ruido operacional afecta principalmente a las últimas ondas capturadas en una traza, dado que la amplitud de estas es menor.

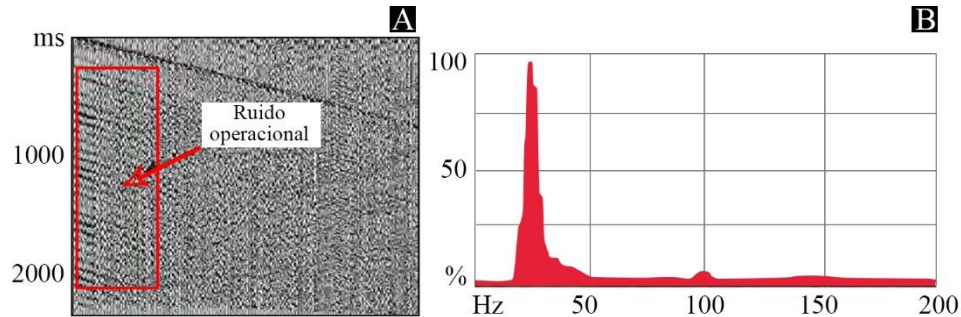


Figura 16. A) Sección sísmica con ruido operacional lineal en las primeras trazas. B) Espectro de amplitud y frecuencias del rectángulo rojo con ruido. Modificado de Dondurur (2018).

- **Ruido de oleaje:** este tipo de ruido es el más dominante en ambiente marino, y se caracteriza por ser de muy baja frecuencia ($\sim 0-10\text{ Hz}$) y muy alta amplitud, por lo que es fácilmente reconocible y factible de ser reducido con un filtro de pasa banda adecuado. Además, puede inducir interrupciones en el registro sísmico de los reflectores de fondo. Es muy común cuando las condiciones meteorológicas no son buenas. Se genera principalmente por:
 - las olas que produce el viento superficial, las cuales generan cambios en la presión hidrostática sobre los hidrófonos, que son sensibles a las fluctuaciones en la presión ambiental (Figura 17).
 - las turbulencias en el agua, que varían la presión dinámica y provocan la torción del set de hidrófonos (Figura 17).

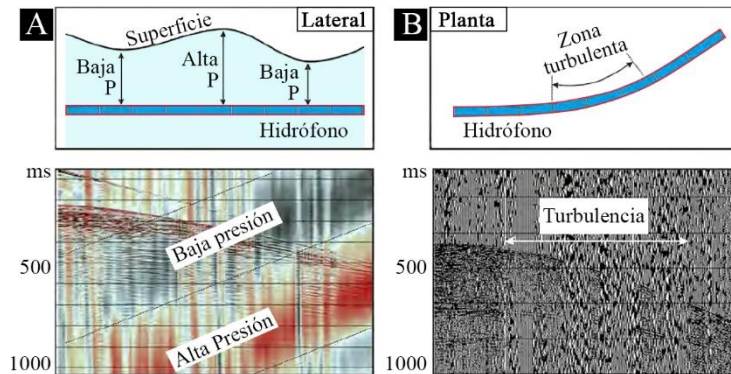


Figura 17. Esquema del mecanismo de formación del ruido por oleaje, generado por (i) las olas y (ii) por zonas de turbulencia. Modificado de Dondurur (2018).

- **Otros tipos de ruido:** en esta categoría se incluyen el ruido producido por las diferencias en la tensión del cable que une los hidrófonos y el bote, además del golpeteo de la boya que va en la cola final del set de hidrófonos.

2.7 Sismo-estratigrafía

La sismo-estratigrafía es una rama de la estratigrafía relativamente nueva, que consiste en la interpretación de patrones en la sísmica de reflexión para obtener información estratigráfica del subsuelo. El principio fundamental de esta técnica es que las reflexiones sísmicas, en función de su resolución, siguen los patrones de estratificación de los sedimentos y relaciones de corte, entregando información cronoestratigráfica y litoestratigráfica que permite realizar interpretaciones geológicas (Bertram & Milton, 1996).

El primer paso para realizar una descripción es definir secuencias deposicionales (Mitchum et al., 1977) que son regiones de la sección sísmica delimitadas superior e inferiormente por discordancias. Estas secuencias tienen un significado cronoestratigráfico, dado que dichos reflectores representan un intervalo de tiempo geológico definido por la edad de las discordancias. Dentro de estas secuencias, es posible encontrar una o más facies sísmicas, es decir, grupos de reflectores con características particulares de continuidad, intensidad y coherencia.

Una vez filtrado el ruido en la señal sísmica, (Veeken, 2007) propone cuatro observaciones principales que se deben reconocer en la sección sísmica, estas son:

- **Discordancias.**

Corresponden a los límites de estratos o paquetes sedimentarios, originados por procesos de erosión o no depositación, y se visualizan como quiebres en la geometría de los estratos, formando truncamientos por erosión o truncamientos aparentes: como superficies de *onlap*, *downlap* o *toplap* (Figura 18).

Usualmente, separan depósitos con sedimentos que difieren en sus propiedades físicas, por lo que tienen un contraste de impedancia acústica observable en el registro sísmico, sin embargo, cuando los sedimentos sobre y bajo la inconformidad son similares, esta no tiene un reflector asociado. En este último caso, la discordancia se reconoce por la disposición de los estratos (angularidad relativa).

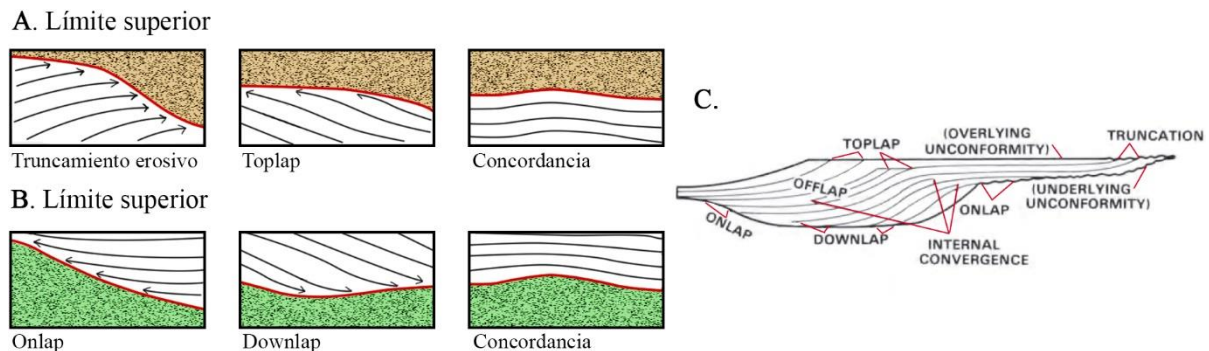


Figura 18. Relaciones de contacto por discordancia (línea roja). A) Discordancia en límite inferior. B) Discordancia en límite superior. C) Esquema de una secuencia deposicional delimitado por discordancias. Modificado de Sheriff (1980).

- **Reflexiones sedimentarias.**

Dentro de las secuencias deposicionales se encuentran los reflectores sedimentarios, los cuales representan las características de la estratificación y los cambios en el régimen deposicional, tales como:

- Nivel de energía
- Tasa de sedimentación
- Ambiente deposicional
- Fuente de sedimentos
- Grado de diagénesis
- Porosidad

La forma de un determinado grupo de reflectores es lo que se conoce como facies sísmica (Figura 19), lo cual puesto en su contexto espacial y geométrico refleja las características geológicas de la unidad estudiada. Las facies sísmicas se basan en la relación de los siguientes parámetros:

- Configuración o geometría de los patrones de estratificación.
- Continuidad de los reflectores, relacionado a procesos y ambientes sedimentarios.
- Amplitud, asociado a la fuerza reflectiva de un contraste litológico o espesores.
- Frecuencia de reflectores, lo cual da una estimación del espesor de rocas o su contenido de fluidos.

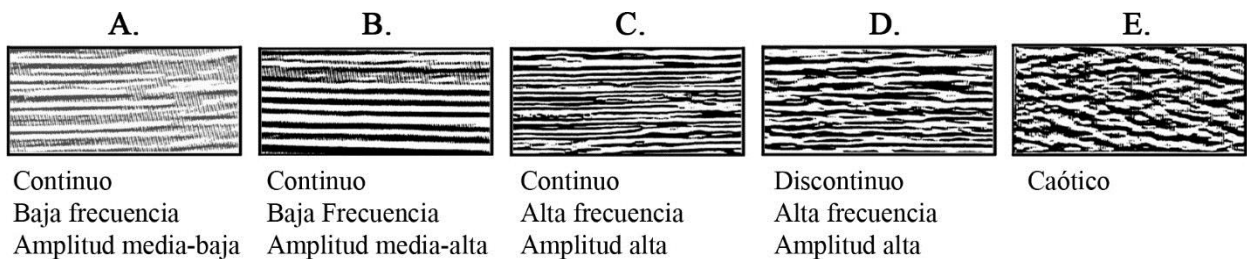


Figura 19. Ejemplo de diferentes facies sísmicas definidas según la continuidad, frecuencia, amplitud y geometría de los reflectores. Modificado de Veeken (2007)

- **Reflexiones no sedimentarias.**

Existen reflectores que muestran coherencia sin estar asociados a variaciones sedimentológicas. En este grupo se encuentran los planos de falla, los que pueden ser resaltados en la sísmica si existe un contraste de impedancia entre los bloques, no obstante, fallas muy inclinadas tienden a no visualizarse nítidamente.

Otro tipo de reflexiones no sedimentarias son las que originan los reservorios de fluidos (líquidos o gaseosos), los cuales producen reflectores muy intensos en su borde. Lo anterior, es muy útil en la búsqueda de hidrocarburos, permitiendo reconocer su ubicación y volumen.

Por último, el cambio en las fases minerales presentes en ambientes profundos puede originar reflectores muy marcados. Este tipo de reflexiones se observa principalmente en estudios sísmicos de la corteza y el manto.

- **Artefactos.**

Algunos reflectores son creados artificialmente debido a las limitaciones del sistema acústico, y no representan las características del fondo marino, por lo que son reflectores espurios que, idealmente, deben ser eliminados y no ser considerados en el análisis. A continuación, se detalla esta categoría de forma general, basado en [Dondurur \(2018\)](#).

➤ **Reflectores múltiples:** son reflectores tardíos que repiten al set de reflectores primarios originales, y cuyo origen está dado por la reverberación de ondas acústicas en interfases con alto contraste de impedancia acústica (típicamente reverberan en la columna de agua). Se identifican por su morfología que imita a los reflectores reales, con tiempos de llegada múltiples de estos (Figura 20).

Otro tipo común de reflectores múltiples son los del tipo “*peg-leg*” los cuales ocurren cuando la onda incide en una superficie reflectora profunda (por ejemplo, el basamento acústico), llegando al hidrófono (reflector real) y rebotando en la interfaz aire-agua, para luego volver a reflejarse en el fondo marino. Este tipo de múltiples tiene tiempos de llegada equivalentes al reflector real más el de la columna de agua.

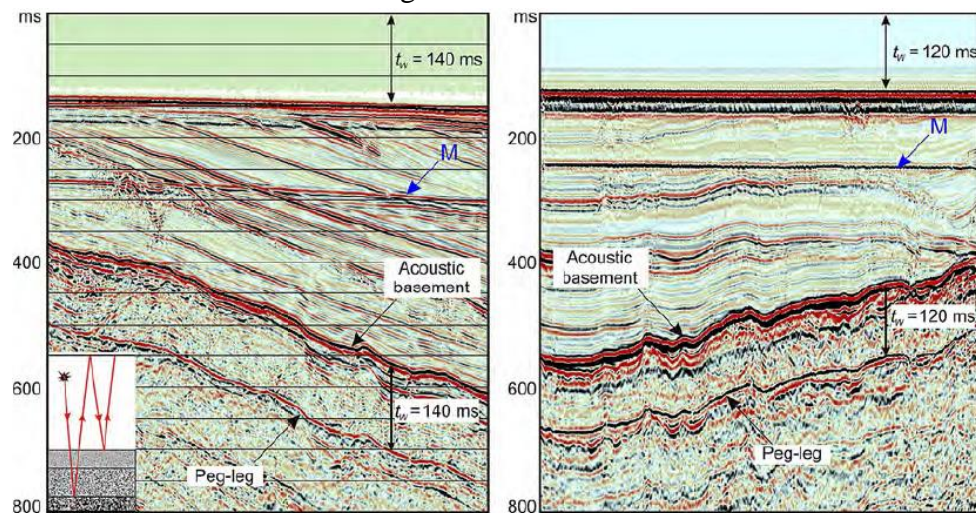


Figura 20. Dos secciones sísmicas con ejemplos de reflectores múltiples, t_w es el tiempo del reflector en el fondo marino, M es el múltiplo del primer rebote en el fondo, además, se indican los múltiples de tipo “*peg-leg*”. Fuente: [Dondurur \(2018\)](#).

➤ **Fantasmas:** si la onda acústica rebota internamente de forma lateral antes de llegar al fondo, es posible que estas ondas lleguen antes al hidrófono que las ondas que se reflejan en el fondo, generando artefactos denominados “fantasmas”, los cuales se reconocen por su posición aislada dentro del registro sísmico y generalmente ubicados en la porción que representa la columna de agua.

2.8 Respuesta no climática de glaciares de calving

El desprendimiento o calving glacial es uno de los principales mecanismos de ablación de los glaciares que desembocan en fiordos o lagos (DGA, 2009), tanto en Antártica, Alaska, y Groenlandia y Patagonia, siendo un fenómeno considerado parcial o totalmente desacoplado del clima (Meier & Post, 1987; Warren, 1993; Post & Motyka, 1995; Warren et al., 1995; Benn & Mottram, 2007; Post et al., 2011), por lo que entender este fenómeno contribuye a comprender el cómo y por qué los glaciares pierden masa. La relación que existe entre el calving y la dinámica glacial ha sido tema de debate y controversia (Benn & Mottram, 2007).

Durante los últimos 40 años ha habido un creciente interés por su estudio y comprensión, en especial en por el contexto de Cambio Climático actual, sin embargo, la investigación en glaciares de calving no ha sido fácil, en primer lugar, por la falta de registros históricos del comportamiento climático y dinámico de los glaciares, así como por el difícil acceso a lugares remotos y a los glaciares mismos, además por los altos costos que implican este tipo de investigaciones.

Basados en observaciones en el Glaciar Columbia (Alaska) y en otros glaciares del mundo, se ha propuesto el “ciclo de los glaciares de marea” (*tidewater glacier cycle*) en que los glaciares muestran un lento avance en un periodo del orden de 1000 años (Figura 21), para luego retroceder rápidamente dentro de 100 años o menos (Post, 1975; Meier y Post, 1987; Post et al., 2011). Este rápido retroceso se debería a las altas tasas de calving, las cuales fueron asociadas a la profundidad del agua en frente. Este mecanismo de este retroceso estaría ligado a la pérdida de contrapresión (*back stress*) en el frente glaciar al producirse un desprendimiento, lo que aumentaría el estiramiento y adelgazamiento, disminuyendo así la presión en el fondo lo que alimenta aún más el mecanismo de estiramiento. Lo anterior, provoca aceleración, mayor flotación y aumento del calving en el frente glaciar (Pfeffer, 2007).

Este ciclo de avance y retroceso puede estar gatillado por fluctuaciones climáticas de corto o mediano plazo, como un verano muy cálido o una sucesión de años con balance de masa negativo, no obstante, la magnitud del retroceso estaría modulada directamente por características geológicas del sistema glacial, como la geometría de los fiordos, la presencia de *sills* o morrenas y el flujo de sedimentos que entrega el glaciar al lago o fiordo. Este ciclo de los glaciares de marea sería irreversible, y una vez comenzado continuaría hasta que el glaciar consiga la estabilidad en aguas más someras.

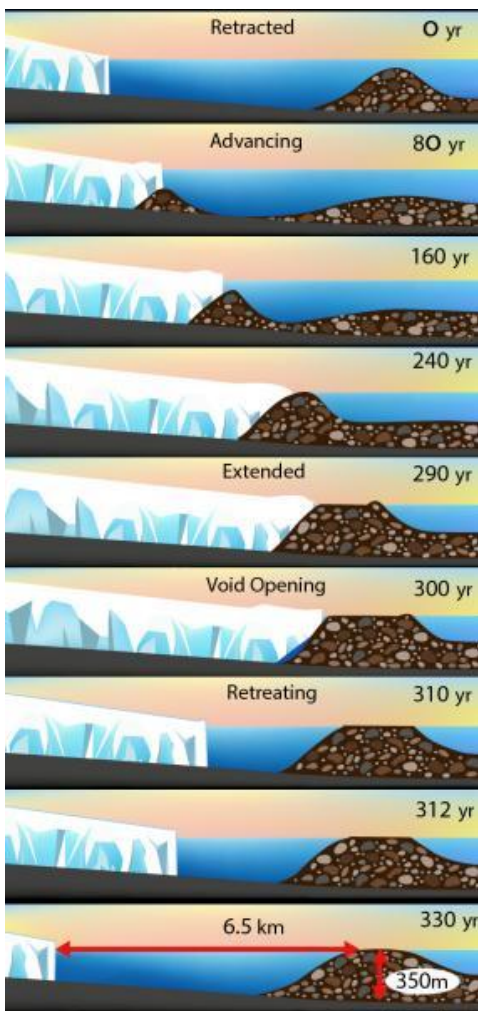


Figura 21. Ilustración que muestra el “ciclo de los glaciares de marea”, en que un glaciar desprendente puede avanzar lentamente sobre sedimentos morrénicos en aguas profundas hasta que se gatilla un colapso del frente que ocasiona un rápido retroceso. Ilustración de Meghan Murphy basada en Brinkerhoff et al. (2017).

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 Estratigrafía

3.1.1 Paleozoico

3.1.1.1 Complejo Metamórfico Andino Oriental (Hervé, 1993)

Devónico – Carbonífero? (ca. 420 – 212 Ma)

Incluye a la Formación Río Lácteo y Bahía de la Lancha en Argentina.

El basamento de la Cordillera Patagónica Austral está conformado por el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), expuestas ampliamente a lo largo de Campos de Hielo Sur, tanto en territorio chileno como argentino. Son rocas metasedimentarias previas al jurásico, de grado variable: desde un metamorfismo imperceptible hasta facies esquistos verdes. Formalizada por Hervé (1993) en Chile, en Argentina, esta unidad fue correlacionada con la Formación Río Lácteo (metasedimentaria) y Bahía de la Lancha (sedimentaria), las cuales comparten protolito pero poseen una historia metamórfica y tectónica diferente (Leanza, 1972; Ramos, 1979; Riccardi y Rolleri, 1980). Ambas formaciones fueron incluidas al CMAO por Hervé et al., (2008).

En la zona de estudio aflora como basamento de los Campos de Hielo, bajo el glaciar O'Higgins, Viedma y Upsala, solo interrumpida por las rocas volcánicas del Volcán Lautaro, en la cabecera del glaciar O'Higgins (Figura 22, Figura 23, Figura 24). Hacia el este limita con las unidades volcánicas jurásicas y fuera de la zona de este trabajo, el CMAO limita al oeste con el Batolito Patagónico entre los 46° y 51° S (Hervé, 1993).

La litología de esta unidad corresponde a meta areniscas, metapelitas, esquistos, metaconglomerados, metacherts y mármol, con distinto grado metamórfico, el cual puede cambiar repentinamente dada la naturaleza irregular de los procesos metamórficos. Numerosos autores han inferido que el CMAO correspondería a secuencias turbidíticas depositadas en ambiente de plataforma (Lagally, 1975; Yoshida, 1981; Ramírez, 1997; Lacassie, 2000), posiblemente en un margen continental pasivo (Hervé et al, 2008).

El CMAO corresponde a las rocas más antiguas del área de estudio y se encuentran subyaciendo al Complejo El Quemado (Formación Ibáñez) en un contacto por discordancia angular y por falla. Análisis U-Pb de circones detríticos le asocian una edad de depositación de los sedimentos en torno al devónico tardío y triásico (Sepúlveda y Hervé, 2000; Hervé et al., 2003; Augustsson et al., 2006; Augustsson y Bahlburg, 2008). Estas edades son concordantes con la escasa fauna fósil de la Formación Bahía de la Lancha en Argentina, que le adjudican un lapso devónico-carbonífero. Hervé et al. (2003) acota la edad de depositación a los 364 Ma (edad del circón más joven) y de metamorfismo a los 250 Ma (límite pérmico-triásico).

Recientemente, [Suárez et al., \(2019\)](#) reportó circones detríticos con edades entre el pérmico y el triásico (223-212 Ma para el grupo de circones más joven) en la zona del nunatak Viedma, por lo que propone una nueva unidad metasedimentaria pérmica – triásica en las rocas cercanas al glaciar Viedma, que habían sido previamente incluidas al CMAO.

3.1.2 Mesozoico

3.1.2.1 Complejo El Quemado ([Riccardi, 1971](#))

Jurásico medio alto – cretácico inferior (ca. 170 - 144 Ma)

Incluída como parte de la Formación Ibáñez ([Niemeyer, 1975](#)) en Chile

Esta formación corresponde a una sucesión de rocas volcánicas, volcanoclásticas y piroclásticas ácidas a intermedias, y por areniscas y areniscas tobáceas depositadas en un ambiente subaéreo. Se encuentran en gran parte de la Cordillera Patagónica Austral de Chile y Argentina. Fue observado en Argentina por [Bonarelli y Nágera \(1921\)](#), posteriormente, [Heim \(1940\)](#) ampliaría su reconocimiento a territorio chileno, llamándole Serie Ibáñez. [Riccardi \(1971\)](#) le dio la denominación actual en Argentina, mientras que [Niemeyer \(1975\)](#) definiría formalmente la Formación Ibáñez en Chile, cuya localidad tipo se encuentra en Puerto Ingeniero Ibáñez, en la ribera norte del lago General Carrera.

En la zona de estudio, esta unidad aflora de manera amplia y continua en franjas paralelas a la Cordillera, al este de los glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala, limitada y atravesada por fallas inversas (Figura 22, Figura 23, Figura 24). Presenta una disposición de homoclinal hacia el este ([Nullo et al., 1981](#)). El espesor de esta unidad oscila entre los 500 y 1200 m en las cercanías del lago San Martín ([Riccardi, 1971](#); [Riggi, 1934](#)) y cerca de 1000 m en río Baker, Chile ([De la Cruz et al., 2004](#)).

Este Complejo está formado por andesitas, dacitas, brechas, conglomerados volcánicos, tobas, ignimbritas y areniscas finas, de aspecto masivo y diaclasadas de forma perpendicular ([Escosteguy et al., 2017](#)). Esta unidad, junto a otras de la Patagonia, son parte de lo que se conoce como la Provincia Silíceo Chon Aike ([Japas et al., 2011](#)) que responde a la intensa actividad volcánica explosiva durante el tectonismo extensional provocado por la fragmentación de Gondwana, no obstante, se plantea que las características más andesíticas del Complejo El Quemado respecto de las otras unidades de la Provincia Silíceo Chon Aike, sería por alguna influencia de la subducción proto-andina en el margen pacífico ([Pankhurst, 1998](#); [Rapela y Llambías, 1999](#); [Mpodozis y Ramos, 2008](#)).

El Complejo El Quemado, sobreyace en discordancia angular y por falla sobre el Complejo Metamórfico Andino Oriental, y subyace de forma concordante y transicional a las rocas sedimentarias de la Formación Springhill, y por contacto erosivo a la Formación Rio Mayer

(Escosteguy et al., 2017). La edad mínima de esta unidad queda acotada por la fauna berresiana de la Fm. Springhill, la que es concordante con las dataciones radiométricas K/Ar en roca total, de 162 ± 10 Ma y 166 ± 10 Ma (Nullo et al., 1979; Parma, 1980, actualizadas en Escosteguy et al., 2017) y edades *shrimp* U/Pb en circones de entre 144 – 169 Ma (Pankhurst et al., 2000) al norte del Lago Argentino. En resumen, el Complejo El Quemado abarcaría desde el jurásico medio alto hasta el berresiano.

3.1.2.2 Formación Springhill (Thomas, 1949a; 1949b)

Jurásico superior – Cretácico inferior temprano (ca. 163,5 – 125,0 Ma)

La Formación Springhill, descrita por Thomas (1949a) en Chile y correlacionada por Bianchi (1967) en Argentina, corresponde a una secuencia de areniscas, pelitas oscuras, conglomerados finos, tobas dacíticas, lentes de carbón, calizas y tufitas subordinadas, que representan la base del relleno sedimentario de la Cuenca Austral (Giacosa et al., 2013) y aflora de forma amplia y discontinua en las provincias de Santa Cruz (Argentina) y Tierra del Fuego (Chile).

En la zona de estudio, se observa en forma de pequeños lentes alargados en sentido norte-sur, al este del glaciar Viedma y Upsala (figura 10 y 11). Se encuentra cercana a fallas inversas, lo que ha sido atribuido a su origen depositacional en hemigrábenes de fallas normales (Kraemer y Riccardi, 1997). Su espesor medido varía entre los 70 m (Kraemer 1991) y 150 m (Bianchi, 1967).

Está conformada por dos secciones, una basal de origen continental y otra superior marina somera (Arbe, 1987). La primera contiene claros depósitos fluviales de alta energía, conglomerados, areniscas con estratificación cruzada, troncos y tallos carbonizados, mientras que hacia el techo aparecen pelitas, limolitas arenosas y areniscas con fósiles de bivalvos, plantas y amonites (Kraemer, 1991). Debido a la intensidad de las facies de transgresión marina, Giacosa et al. (2013) plantea que esta se produjo de sur a norte, pues las facies continentales son de mayor potencia hacia el norte.

En la zona de estudio, esta formación se observa sobreyaciendo transicionalmente al Complejo El Quemado y en contacto tectónico al Complejo Metamórfico Andino Oriental. Sobreyaciendo concordante se encuentra la Formación Río Mayer. En base al contenido fosilífero, la edad de esta secuencia tendría una edad berresiano-valanginiano inferior en su base y valanginiana en su techo (Arbe, 2002).

3.1.2.3 Formación Río Mayer (Riccardi, 1971)

Valanginiano - Albiano (ca. 139,8 – 100,5 Ma)

La Formación Río Mayer ha sido objeto de estudio desde muy temprano debido a su llamativo y abundante contenido fosilífero, además de ser la roca madre de numerosos yacimientos de

hidrocarburos. Reconocida por [Hatcher \(1897\)](#) y definida formalmente por [Riccardi \(1971\)](#), esta unidad corresponde a una secuencia de pelitas negras, areniscas limosas, calizas, margas y coquinas, que representan parte del relleno sedimentario de la Cuenca Austral ([Giacosa et al., 2013](#)).

En la zona de estudio, esta formación aflora de forma continua en bandas norte-sur al este del glaciar Viedma y al sur del glaciar Upsala, a orillas del lago Argentino (Figura 22, Figura 23, Figura 24). El espesor de esta unidad ha sido medido en distintos lugares, encontrándose una potencia de 670 m al sur del lago Viedma y 730 m en la zona del lago San Martín/O'Higgins ([Bianchi, 1967](#)).

Esta Formación se caracteriza por pelitas laminadas de color oscuro con intercalaciones calcáreas (margas), marcada fisibilidad y abundantes concreciones de colores amarillentos y microfósiles. Estas litologías son concordantes con un ambiente marino de plataforma litoral de aguas someras, en un régimen de mar abierto de aguas templadas y baja energía ([Escosteguy et al., 2017](#)).

En zona de estudio, esta formación se encuentra sobreyaciendo concordante a la Formación Springhill, representando la máxima ingresión marina en la Cuenca Austral ([Ramos, 1979](#)). Por otro lado, se emplaza sobre el Complejo El Quemado/Formación Ibáñez en contacto erosivo y por falla, al igual que con el Complejo Metamórfico Andino Oriental, situación que se observa al este del glaciar Chico.

Sobre la base del contenido amonífero, la Formación Río Mayer comenzó su depositación en el valanginiano tardío - hauteriviano y finalizó en el albiano-aptiano ([Escosteguy et al., 2017](#)) pudiendo depositarse en paralelo a las facies tardías de la Formación Springhill ([Richiano et al., 2012](#)).

3.1.2.4 Formación Lago Viedma ([Arbe, 1986](#))

Albiano - Cenomaniano (ca. 113 – 93,9 Ma)

La Formación Lago Viedma fue observada tempranamente por [Feruglio \(1944\)](#) en las cercanías del lago Argentino, incluyéndola como parte de la Formación Río Mayer. Fue formalmente definida y separada de las unidades vecinas por [Arbe \(1986\)](#) y corresponde a secuencias con un miembro inferior de pelitas y areniscas intercaladas, y uno superior arenoso y conglomerádico.

En la zona de estudio, esta formación se observa en los faldeos de los cerros al norte del lago Viedma (Figura 23). El espesor de esta unidad en el área de estudio es de 600 m, de un total de 1200 m descritos por [Canessa et al. \(2005\)](#) en toda la Patagonia argentina.

Las sucesiones litológicas y estructuras sedimentarias de esta unidad dan cuenta de una asociación de sistemas deltaicos hacia el este, y depositación de plataforma marina dominada por olas, tormentas y mareas que corresponderían a la etapa de regresión marina en la Cuenca Austral posterior a la transgresión que representa la Formación Río Mayer ([Arbe, 1986](#); [Canessa et al., 2005](#)).

Estratigráficamente, esta formación sobreyace de manera transicional a la Formación Río Mayer, en un contacto visiblemente plegado al norte del lago Viedma (Giacosa et al., 2013), mientras que hacia el sur se correlaciona con la base de la Formación Cerro Toro a la cual subyace. Por el contenido fósil de esta unidad, se le otorga una edad albiata tardía – cenomaniana.

3.1.2.5 Formación Cerro Toro (Katz, 1963)

Cenomaniano - Santoniano (ca. 100, 5 – 83,6 Ma)

Esta formación fue nombrada en Chile por Cecioni (1955) en la provincia de Última Esperanza, en la Región de Magallanes y de la Antártica Chilena y fue redefinida más tarde por Katz (1963). Numerosos autores han correlacionado esta unidad en Argentina, entre ellos Vilela y Czaky (1968) quienes la reconocieron en la costa sudeste del lago Argentino, Riccardi y Rolleri (1980) la extendieron hacia el norte hasta el sur del lago Viedma, y Arbe (1986) la dividió en dos miembros. Las rocas de esta unidad corresponden a un potente grupo de areniscas y pelitas relacionadas a flujos turbidíticos.

En la zona de estudio, la Formación Cerro Toro se observa en franjas de orientación norte-sur entre el lago Viedma y Argentino, además de aflorar al sur del glaciar Upsala (Figura 23, Figura 24). Esta unidad se emplaza en paraconcordancia sobre la formación Río Mayer y de forma lateral se correlaciona con el techo de la Formación Lago Viedma. El espesor medido es de entre 880 – 1050 m (Kraemer, 1991).

La formación está compuesta por una intercalación de pelitas y areniscas gris oscuro, agrupadas en cuatro litofacies con relación pelita/arenisca variable y potencia creciente, hay estructuras de estratificación cruzada, erosión interna y de escape de agua, junto con variada fauna fósil marina, entre los que se destaca la presencia de foraminíferos arenáceos, asociados a turbiditas en ambiente marino profundo (Riccardi, 2002). La estratificación se encuentra levemente obliterada por acción del plegamiento regional. Las secuencias turbidíticas se habrían depositado en una cuenca de unos 2000 m de espesor, con flujos provenientes desde el norte del lago Viedma (Vilela y Czaky, 1968).

Por su contenido fósil de amonites y pelecípodos Kraemer y Riccardi (1997) le asignaron una edad entre el cenomaniano temprano y el santoniano medio. Existen dataciones de Arbe (2002) en la base de 93 - 91, 5 Ma, y en el techo de 85 Ma lo cual concuerda con los estudios paleontológicos.

3.1.2.6 Hipabisales jurásicos

Jurásico medio alto – cretácico inferior (ca. 170 - 144 Ma)

Esta unidad corresponde a pórfidos riódacíticos, expuestos al oeste y suroeste del brazo poniente del Lago O'Higgins (Figura 22). Incluyen xenolitos orientados de esquistos del Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) e inclusiones máficas y félsicas (que incluyen pórfidos

andesíticos y dacíticos), que en lugares dan una foliación magmática. Existe poca información de estos cuerpos, asignándose tentativamente a la Formación Ibáñez (De la Cruz, et al., 2004)

3.1.3 Cenozoico

3.1.3.1 Complejo Plutónico Fitz Roy (Hauthal, 1904)

Mioceno inferior (ca. 19 - 16 Ma)

El Complejo Plutónico Fitz Roy, fue descrito por Hauthal (1904) durante los primeros estudios de intrusivos en la Cordillera Patagónica Austral, destacando la morfología de lacolito que se observa en el Cerro Fitz Roy (o Chaltén en Argentina), compuesto de rocas plutónicas de composición amplia, de gabro a granito.

En el área de estudio, esta unidad aflora al este del glaciar Viedma en el área del Cerro Fitz Roy, hito fronterizo entre Chile y Argentina, intruyendo a las rocas del Complejo Metamórfico Andino Oriental, Complejo El Quemado (Formación Ibáñez) y a las sedimentitas de la Formación Río Mayer (Figura 23).

Ramírez de Arellano et al. (2009) reconoce en el Complejo Plutónico Fitz Roy cuatro sucesiones intrusivas: ultramáfica, máfica (gabros y dioritas), tonalítica y granítica (granodioritas y granitos). Se observan también muchos diques aplíticos y porfíricos de composición básica a dacítica, que afloran tanto en el intrusivo como fuera de este, relacionándose al mismo evento magmático (Giacosa et al., 2013).

Existen dataciones K/Ar sobre roca total con un valor de 18 ± 3 Ma (Nullo et al., 1978) y de Ar^{40}/Ar^{39} con edades que varían según la unidad entre los 19 Ma (gabro), 18,8 Ma (tonalita), 17,2 Ma (granodiorita) y 16,1 Ma (granitos), realizadas por Ramírez de Arellano et al. (2009), con lo que la edad de la unidad queda acotada al mioceno temprano.

3.1.3.2 Unidad volcánica reciente

Pleistoceno - Holoceno (c.a 0,17 Ma – presente)

Esta unidad está integrada por coladas de lava y tefra emitidas por el estratovolcán Lautaro, el volcán más cercano al punto triple de la dorsal de Chile, y que corresponde a un edificio volcánico de 3607 m de altura que destaca como el punto más alto del Campo de Hielo Patagónico Sur, y desde cuyas faldas cae hacia el este el glaciar O'Higgins, hacia el suroeste el glaciar Pio XI, el glaciar Lautaro hacia el oeste (también llamado glaciar HPS 9) y el glaciar Greve hacia el noroeste, por lo que gran parte de la unidad se encuentra cubierta de hielo (Figura 22).

Esta unidad incluye lavas dacíticas diaclasadas con matriz vítrea y textura de flujo con inclusiones máficas. También se encuentran depósitos de cenizas y lapilli de entre 7-10cm que cubren parcialmente la porción sur del glaciar O'Higgins. Todos los materiales son de composición similar, es decir, fragmentos de pómez, vidrio volcánico, cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda y ortopiroxeno, con características adakíticas (Motoki et al., 2006).

Orihashi et al., (2004) mediante dataciones K/Ar en fragmentos dacíticos de la morrena terminal del glaciar Lautaro, encuentran rangos de edad entre los 161 ± 11 a 30 ± 73 ka, lo que marca una edad mínima pleistoceno medio para el inicio de la actividad volcánica. Por otra parte, la actividad reciente se encuentra registrada para los años 1876, 1879, 1933 y 1960-1959, acompañada de actividad sísmica (Martinic, 1988) y fumarolas de manera intermitente (Motoki et al., 2006). Otras erupciones han sido propuestas durante el último milenio, en base a dataciones de material volcánico en sedimentos lacustres (Mayr et al., 2019), lo que confirma la gran actividad de este volcán.

En la literatura se suele mencionar la presencia de un volcán sobre el nunatak Viedma, llamado volcán Viedma (Killian, 1990; González-Ferrán, 1995; Stern, 2004; Mayr et al., 2019) del que incluso se han realizado análisis petroquímicos de material volcánico (Stern y Killian, 1996) y mapeo de unidades volcánicas utilizando sensores remotos (Kobayashi et al., 2010), sin embargo, trabajos de campo han descartado la presencia del volcán, encontrándose que está formado por material metapelítico perteneciente al Complejo Metamórfico Andino Oriental (Lliboutry, 1956; Blampied et al., 2012; SERNAGEOMIN, 2018; Suárez et al., 2019), atribuyéndose el material volcánico encontrado previamente a depósitos de ceniza provenientes del vecino volcán Lautaro. Con lo anterior, el volcán Viedma fue eliminado de la lista del *Global Volcanism Program* (GVP) desde el año 2019.

Mapa Geológico Glaciar O'Higgins

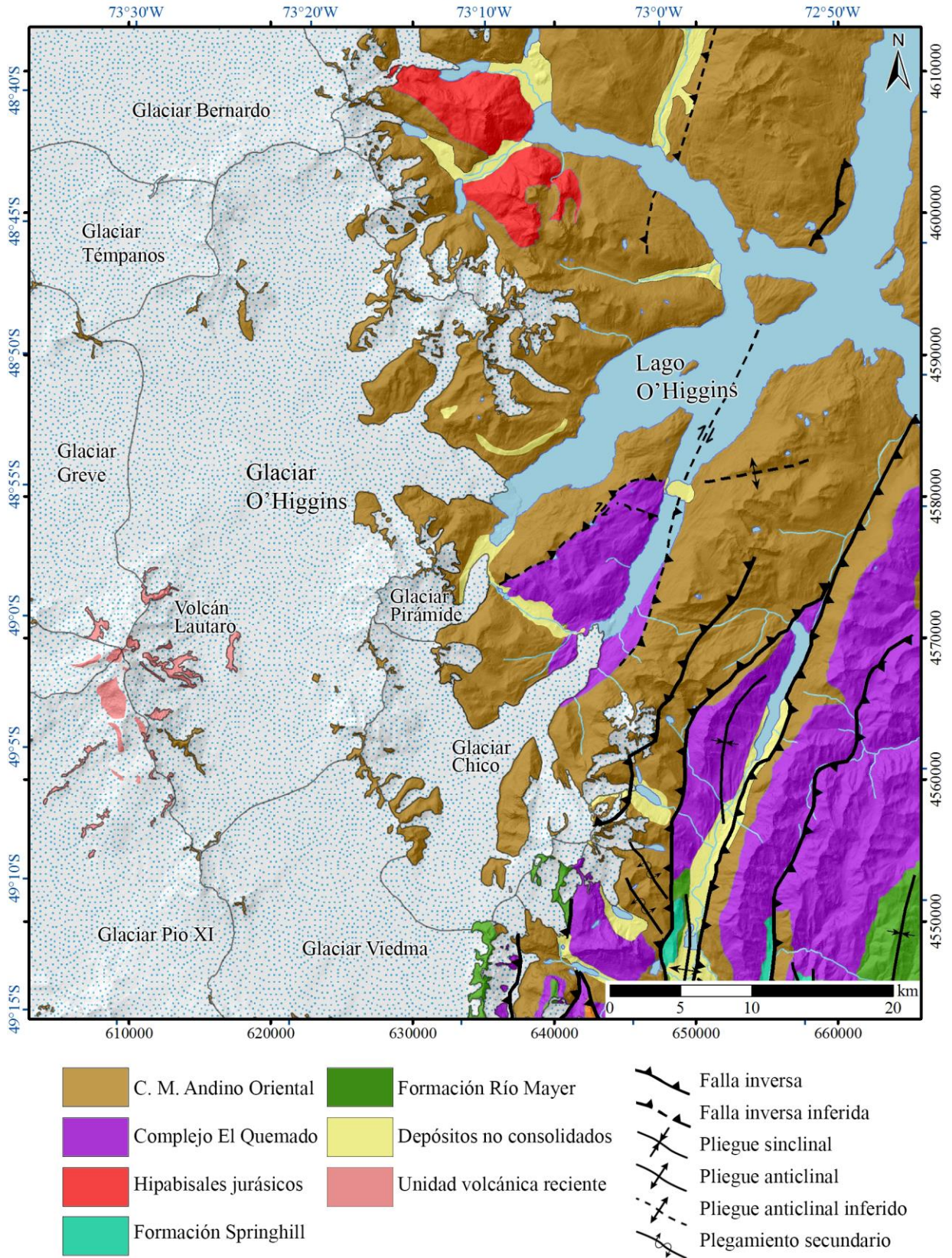


Figura 22. Mapa geológico del glaciar O'Higgins. Elaboración propia en base a SERNAGEOMIN (2003), De La Cruz et al. (2004), Escosteguy et al. (2017), Giacosa et al. (2013), Orihashi et al. (2004), Rojo (2017) y Navarro (2018).

Mapa Geológico Glaciar Viedma

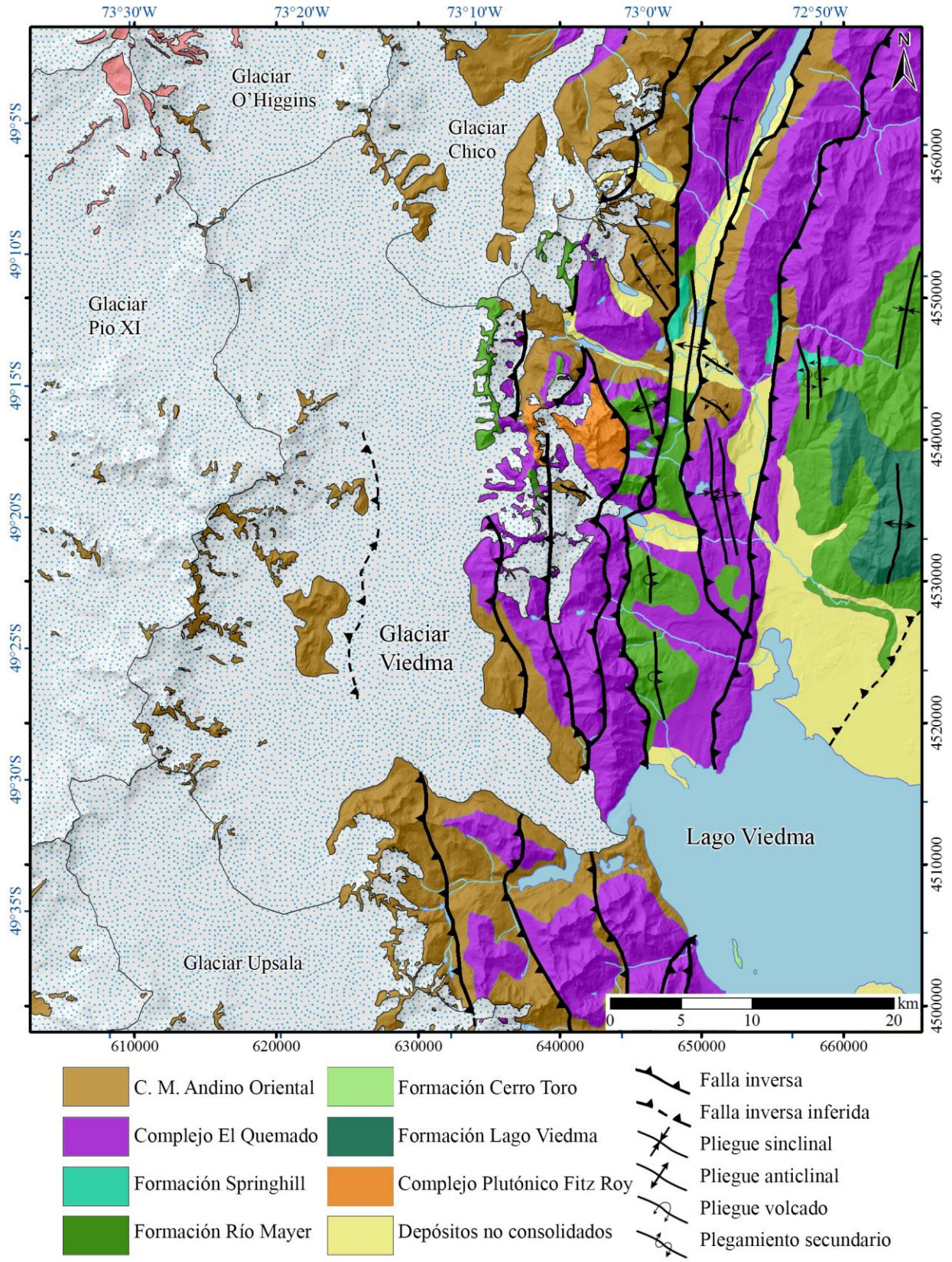


Figura 23. Mapa geológico del glaciar Viedma. Elaboración propia en base a SERNAGEOMIN (2003) y Giacosa et al. (2013).

Mapa Geológico Glaciar Upsala

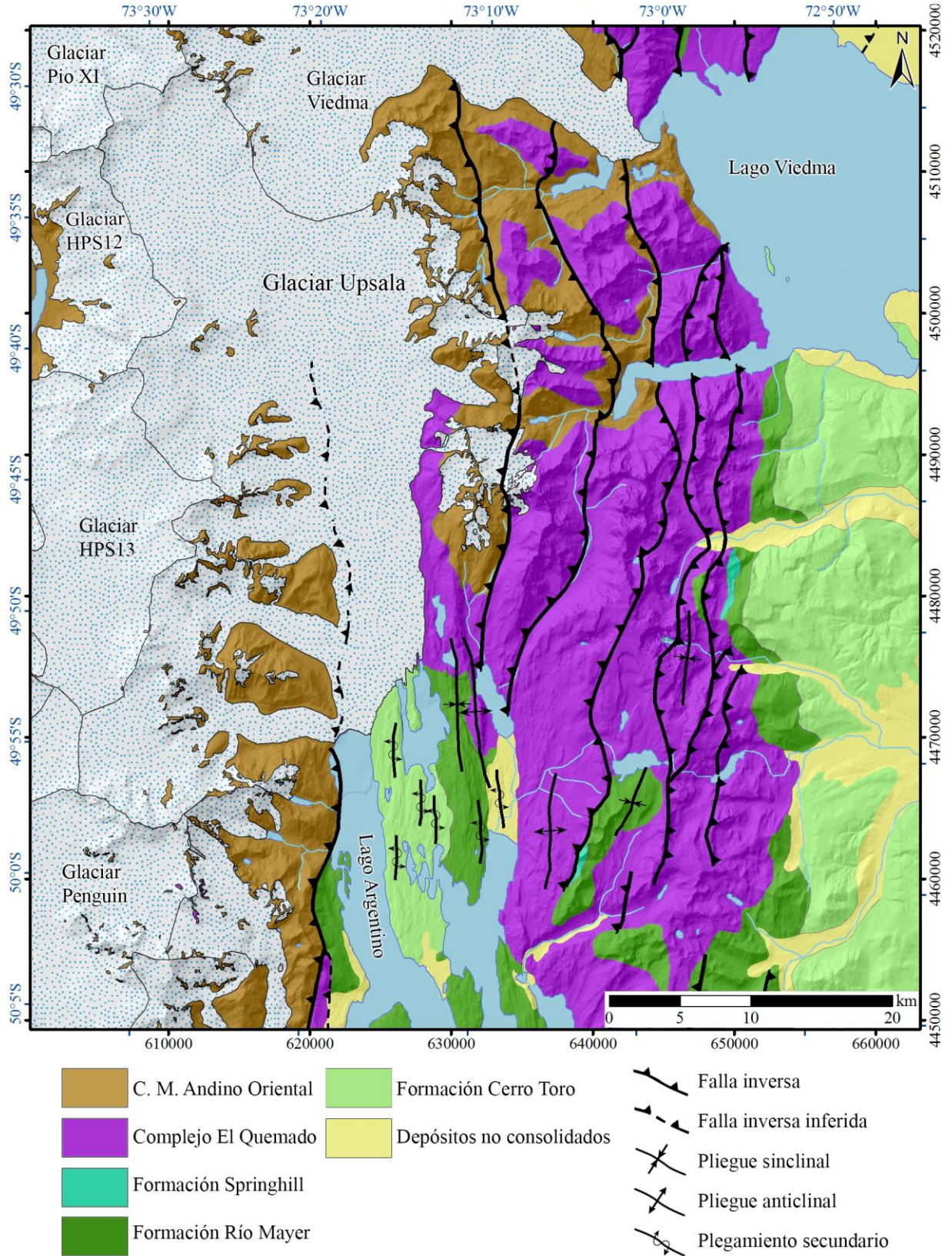


Figura 24. Mapa geológico del glaciar Upsala. Elaboración propia en base a SERNAGEOMIN (2003), Giacosa et al. (2013) y Nullo et al. (2006).

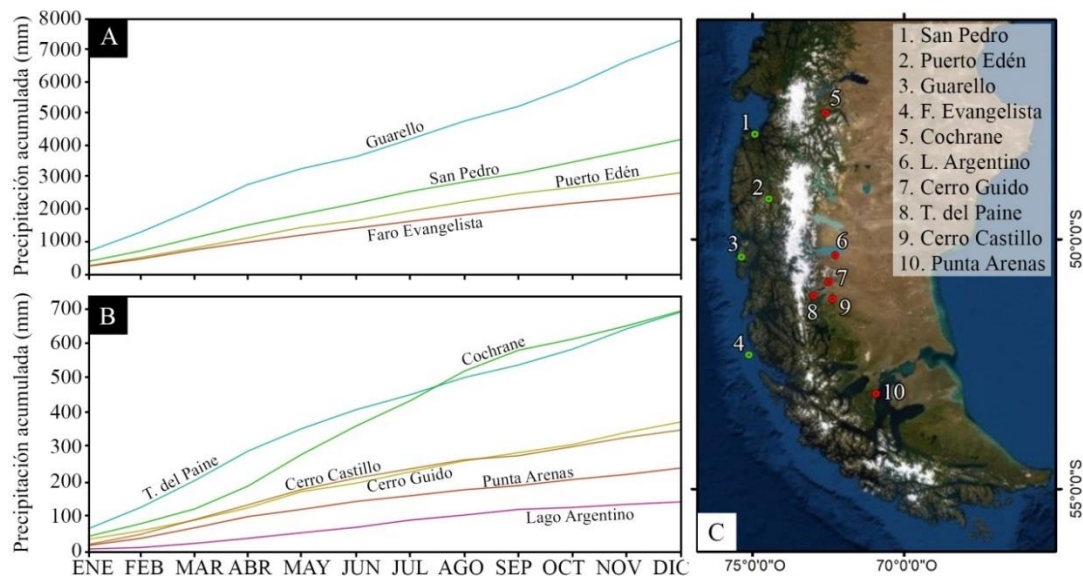
4. ANTECEDENTES CLIMÁTICOS

4.1 Introducción

Patagonia se ubica en la parte más austral de Sudamérica, desde los 40°S hasta los 55°S, siendo compartida por Chile y Argentina, divididos de forma natural por la cordillera de los Andes, lo que determina notorias diferencias geográficas y climáticas en cada país.

El lado chileno ocupa una angosta franja de 50-150 km de ancho al oeste de Patagonia, desde la costa del océano Pacífico hasta las altas cumbres de la cordillera. Se caracteriza por un relieve abrupto y desmembrado, densos bosques (principalmente *Nothofagus*) y un clima temperado a frío hacia el sur, modulado por la influencia oceánica, por lo que la humedad es alta al igual que las precipitaciones, con máximas anuales de 2.000-10.000 mm/año desde Puerto Montt al sur (Garreaud et al., 2013). El lado argentino, en cambio, tiene cientos de kilómetros de ancho, desde los Andes hacia el océano Atlántico, siendo dominado por planicies de baja altura (100-200 msnm) y un clima más árido y templado que el lado chileno (Figura 29A), vegetación esteparia, en donde las precipitaciones disminuyen drásticamente a 300-700 mm/año (Garreaud et al., 2013).

El clima del Campo de Hielo Patagónico Sur está dominado por la influencia occidental del océano Pacífico y la presencia de fuertes vientos zonales desde el oeste, los que traen la humedad oceánica al continente. Estos vientos interactúan con la cordillera, que ejerce una eficiente barrera al flujo atmosférico, causando gran precipitación en el lado oeste de los andes y una sombra de precipitaciones al este (Carrasco et al., 2002; Garreaud et al., 2013; Lenaerts et al, 2014). La Figura 25 muestra la precipitación acumulada para diferentes estaciones meteorológicas ubicadas al este y oeste de la cordillera, evidenciando la marcada diferencia a cada lado.



Los datos meteorológicos en Campos de Hielo Patagónico Sur son escasos y muchas veces incompletos (Carrasco et al., 2002; Garreaud et al., 2009; Garreaud et al., 2013) por lo que gran parte de la investigación climática en Patagonia se ha realizado mediante simulación numérica y modelos de reanálisis. Las estaciones meteorológicas de acceso público más cercanas a la zona de estudio (glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala) se encuentran en: Desembocadura Río Mayer (DGA-Chile), Villa O'Higgins (DGA-Chile), Candelario Mancilla (cercano al límite entre los lagos O'Higgins y San Martín, DGA-Chile) y El Calafate (SMN-Argentina). Sin embargo, ninguna de estas estaciones refleja el comportamiento meteorológico de CHS, dada la alta variabilidad climática de la zona.

4.2 Vientos, precipitación y temperatura

La circulación atmosférica a nivel global está determinada por el movimiento de las masas de aire desde zonas de alta presión a sectores de baja presión. Estos cambios de presión son causados por el calentamiento terrestre y oceánico que induce la radiación solar, la cual se distribuye de manera diferencial entre el ecuador y los polos (Figura 26A). Debido a estas diferencias de radiación y temperatura, se producen corrientes que, influenciadas por la topografía del planeta y el efecto Coriolis de la rotación, generan celdas convectivas en cada hemisferio (Figura 26B).

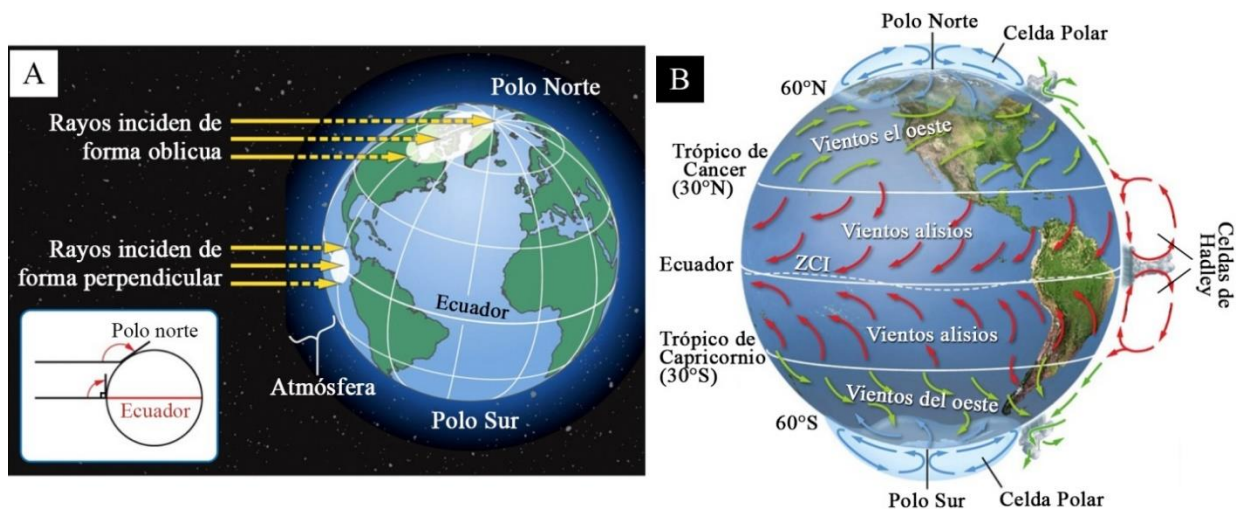


Figura 26. A) Esquema de la incidencia de la radiación solar sobre el planeta. B) Esquema de las celdas convectivas a nivel planetario. ZCI: Zona de convergencia intertropical. Modificado de Friedland et al. (2011).

Por esta razón, entre los 30°-60°S los vientos predominantes son los vientos del oeste, corrientes permanentes de gran intensidad, que recogen la humedad oceánica (Langhamer et al., 2018) y la llevan al continente en forma de lluvia a través de un fenómeno conocido como precipitación orográfica (Figura 27), el cual se produce cuando las masas de aire húmedo se encuentran con obstáculos orográficos, ascendiendo a mayor altitud, con menores presiones y temperaturas, enfriándose y alcanzando el punto de saturación de vapor de agua junto con una humedad relativa del 100%, provocando la precipitación a barlovento, y posterior aridez a sotavento (Barry, 1981).

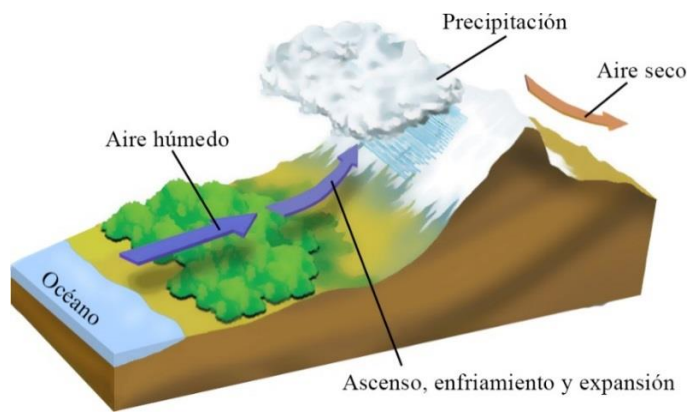
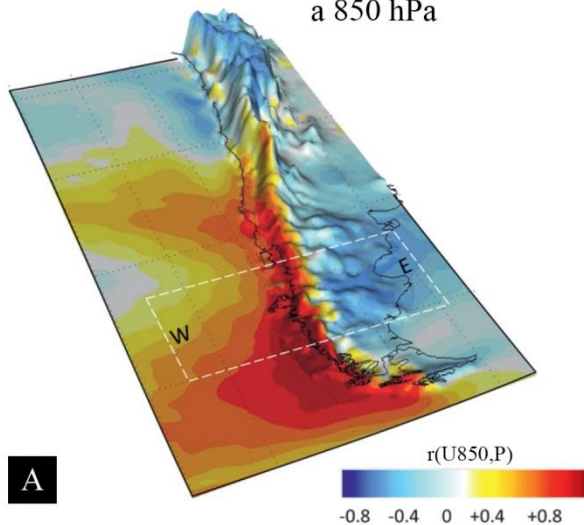


Figura 27. Esquema de precipitación orográfica. Modificado de Friedland et al. (2011).

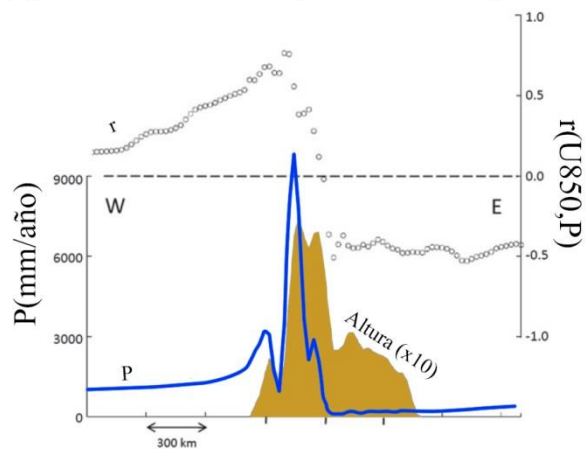
En Patagonia, el efecto de los vientos zonales y su interacción con la cordillera ha sido bien estudiado, en particular, la intensidad de estos vientos a 850 hPa (unos 1500 msnm) se correlaciona positivamente con la cantidad de precipitación en el lado oeste y negativamente en el lado este (Figura 28), es decir, a mayor intensidad de los vientos en el lado oeste, mayor es la precipitación. Por lo tanto, el componente orográfico es una barrera muy eficiente en la distribución de las precipitaciones a ambos lados de la cordillera (Garreaud et al., 2013), lo que a su vez tiene implicancias en los ecosistemas y distribución de especies animales y vegetales, puesto que la transición entre los bosques perennes y caducifólios subantárticos del lado occidental, las condiciones polares de Campos de Hielo Sur, y la estepa patagónica en el lado oriental, se realizan bruscamente en solo decenas de kilómetros (Olson et al., 2001).

Correlación vientos zonales (U) y precipitación (P) a 850 hPa



A

Perfil W-E (entre 42°-52°S)



B

Figura 28. A) Correlación punto a punto entre los vientos zonales del oeste y precipitación a 850 hPa, con datos desde 1978-2001. B) Perfil longitudinal W-E con la altura exagerada (área café), la precipitación anual (línea azul) y la correlación $r(U850,P)$ promediada entre los 42-52°S. Modificado de Garreaud et al. (2013).

Por otro lado, los vientos también se correlacionan con las temperaturas superficiales pero de forma estacional, actuando como modulador de las temperaturas, puesto que una mayor intensidad de los westerlies durante el año provocaría inviernos más templados y veranos más fríos, reduciendo la

amplitud de la temperatura del ciclo anual, por el contrario, un debilitamiento de los vientos del oeste durante el año causaría inviernos más fríos y veranos más cálidos, aumentando la estacionalidad de las temperaturas (Garreaud et al., 2013).

La Figura 29 muestra los resultados del modelo PRECIS-DGF para la precipitación y temperatura superficial anual, en ella se puede apreciar cómo la cordillera es un elemento de primer orden en la distribución del clima patagónico. Además, se destaca la presencia de altas tasas de precipitación en Campos de Hielo de Sur, junto con temperaturas promedio inferiores a los 0°C.

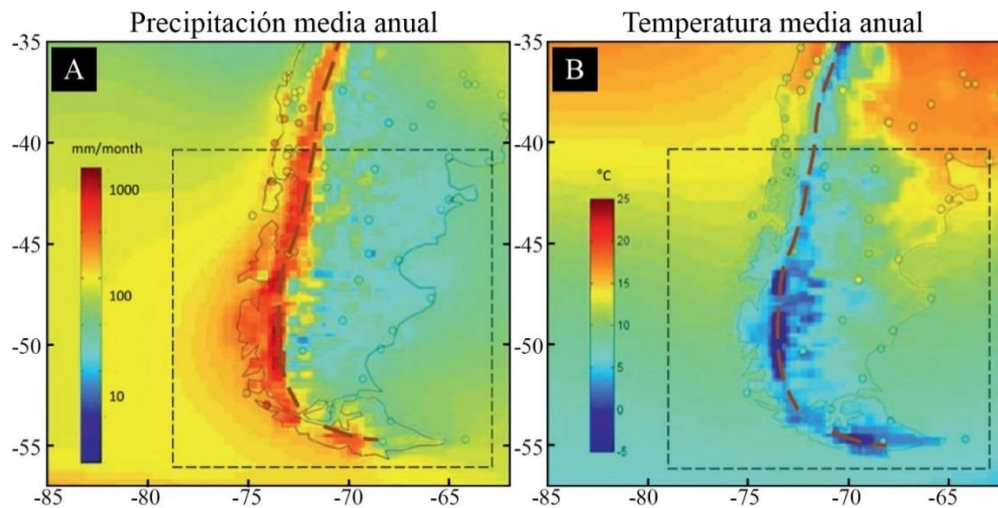


Figura 29. Modelo climatológico para el periodo 1978-2001. En círculos se muestran las estaciones meteorológicas, con línea segmentada se indica el eje de la cordillera de los Andes. A) Precipitación media anual, notar la escala logarítmica. B) Temperatura media anual del aire en superficie. Modificado de Garreaud et al. (2013)

4.3 Variabilidad

Sobreimpuesta a la variabilidad anual del ciclo atmosférico, se observan una serie de eventos irregulares y con un amplio rango temporal que influyen en la temperatura oceánica y terrestre, distribución de centros de altas y bajas presiones, además de la intensidad de los vientos y lluvias. Entre estos fenómenos climáticos destacan: El Niño (El Niño - Southern Oscillation, ENSO por sus siglas en inglés), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, en inglés), la Oscilación Antártica o Modo Anular del Sur (AAO/SAM en inglés) y la variabilidad estacional entre el invierno y el verano (Garreaud et al., 2009).

La oscilación del El Niño se produce de forma natural cuando la temperatura del Pacífico ecuatorial aumenta de forma anómala, con periodos de recurrencia de entre 2 y 8 años, y cuyos máximos se mantienen por 6 a 18 meses, causando una redistribución de los gradientes de presión atmosférica a lo largo de todo el océano Pacífico¹ y con ello, cambios en las precipitaciones y temperaturas. Los efectos que El Niño puede tener en Patagonia son diversos, pues, la influencia del

¹ <https://earthobservatory.nasa.gov/features/ElNino>. Consultado el 10 de octubre, 2019.

calentamiento oceánico y mayor humedad de las corrientes de aire hacia el continente provocan un aumento en las precipitaciones en Chile central hasta Patagonia norte, mientras que en Patagonia sur se observa un debilitamiento de los vientos del oeste, debido a un frente de altas presiones que se instala en la costa Pacífica en torno a los 60°S, propiciando condiciones anticiclónicas. En cuanto a las temperaturas superficiales, se observa un calentamiento general de Sudamérica (con mayor intensidad en la zona ecuatorial), por lo que, en conjunto, se propician condiciones de sequía en Patagonia (Garreaud et al., 2009).

La Oscilación Decadal del Pacífico es un patrón de variabilidad climática similar a El Niño, de causa aún poco comprendida (Newman et al., 2003), y cuyos efectos persisten por 20-30 años causando una distribución anómala de temperaturas en el Pacífico norte. Durante el siglo pasado se registraron dos ciclos completos de PDO, en que la fase negativa (fría) dominó entre los años 1890-1924 y nuevamente en el periodo 1947-1976, mientras que la fase positiva (cálida) ocupó los años 1925-1946 y 1977-1995 (Garreaud et al., 2009). Los efectos de este fenómeno son de aproximadamente la mitad de la intensidad de El Niño, y en una primera aproximación, se considera que la PDO es un modulador de baja frecuencia sobre ENSO, que puede potenciarlo o debilitarlo (Andreoli & Kayano, 2005).

La Oscilación Antártica o Modo Anular del Sur se relaciona con el movimiento norte-sur de las corrientes en chorro polares (también llamadas “jet”), ubicadas por sobre los 5.000 m de altura, bajo la cual se desarrolla un cinturón de bajas presiones entre la región austral de Sudamérica y Antártica (Figura 30), en el que se desarrollan los sistemas frontales. El desplazamiento de este cinturón hacia el sur (SAM positivo) indica que las bajas presiones se alejan de Chile austral, provocando menores precipitaciones, calentamiento superficial y por lo tanto, mayor probabilidad de sequía en Patagonia (Garreaud et al., 2009). Esta oscilación puede dar origen a variaciones tanto de corto plazo (semanales a mensuales), como a escala centenal (Villalba et al., 2013; Moreno et al., 2018; Reynhout et al., 2019).

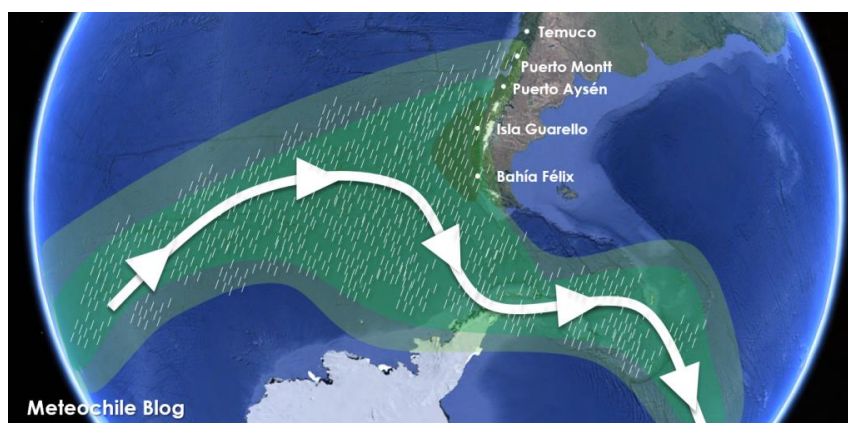


Figura 30. Esquema del cinturón de bajas presiones (línea blanca), y la cual condiciona las zonas de mayor precipitación (zona verde). Fuente: Meteochile Blog².

² <http://blog.meteochile.gob.cl/2018/05/03/como-la-oscilacion-antartica-influye-en-tu-dia-a-dia>. Consultado el 10 de octubre de 2019.

Finalmente, un efecto de gran relevancia sobre el clima en Patagonia es la variabilidad estacional de las temperaturas y precipitaciones. Los vientos del oeste presentan una intensificación durante el verano en comparación al invierno, lo que consecuentemente, provoca una mayor precipitación durante periodo estival, contrario a lo que se observa hacia norte donde las precipitaciones son mayores en invierno (Carrasco et al., 2002; Garreaud et al., 2013). Lo anterior se debería a que las mayores temperaturas del verano potenciarían la advección de vientos desde el océano al continente (Garreaud et al., 2013), trayendo con ellos la humedad y precipitación orográfica.

Es importante mencionar que los eventos antes descritos presentan fluctuaciones de distinta longitud de onda, pudiendo potenciarse entre sí cuando sus efectos coinciden. No obstante, las observaciones meteorológicas globales indican que el planeta, y en particular Sudamérica, se está calentando progresivamente, fenómeno conocido como Calentamiento Global y Cambio Climático. La intensidad de este fenómeno no puede ser explicado únicamente por la variabilidad natural (Garreaud et al, 2009), integrándose el factor antropogénico al modelo climático, sustentado principalmente en la emisión de gases de efecto invernadero y sus efectos (Kreps et al., 2012).

4.4 Meteorología

4.4.1 Precipitación

Los datos meteorológicos publicados en el Explorador Climático del CR² para CHPS son escasos, en general discontinuos y raramente abarcan el periodo previo al año 2000, lo que dificulta la interpretación de los datos y su representatividad. En la Figura 31 se muestran las estaciones meteorológicas de la Dirección General de Aguas (DGA) utilizadas en la recopilación de datos recientes, y que tienen al menos un 80% de completitud en sus registros mensuales.

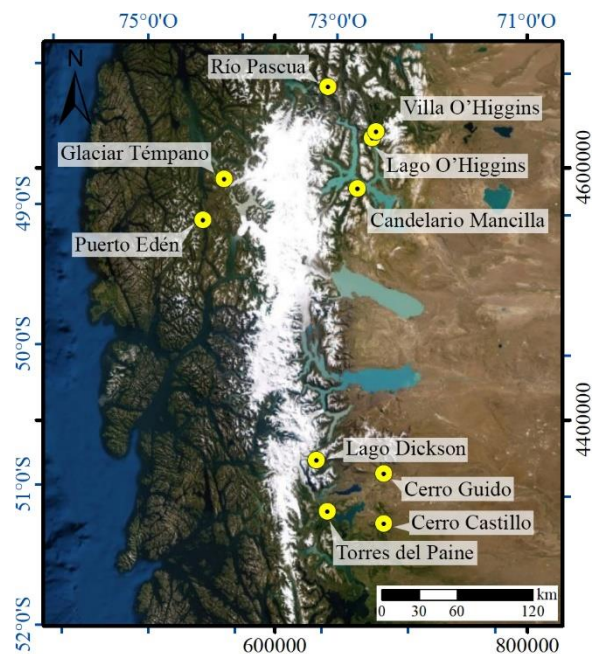


Figura 31. Estaciones meteorológicas de la DGA cercanas al CHPS.

En el sector norte del CHPS se consideraron 5 de 7 estaciones disponibles, descartándose la estación Glaciar O'Higgins y Glaciar Témpano por a su escasa continuidad. Por otro lado, en la parte sur del CHPS se consideraron 3 de las 11 estaciones disponibles hasta los 52°S, por su mayor rango temporal.

A continuación, se muestran los registros de precipitaciones anuales promedio en las estaciones cercanas al CHPS, divididas en las del sector norte y sur.

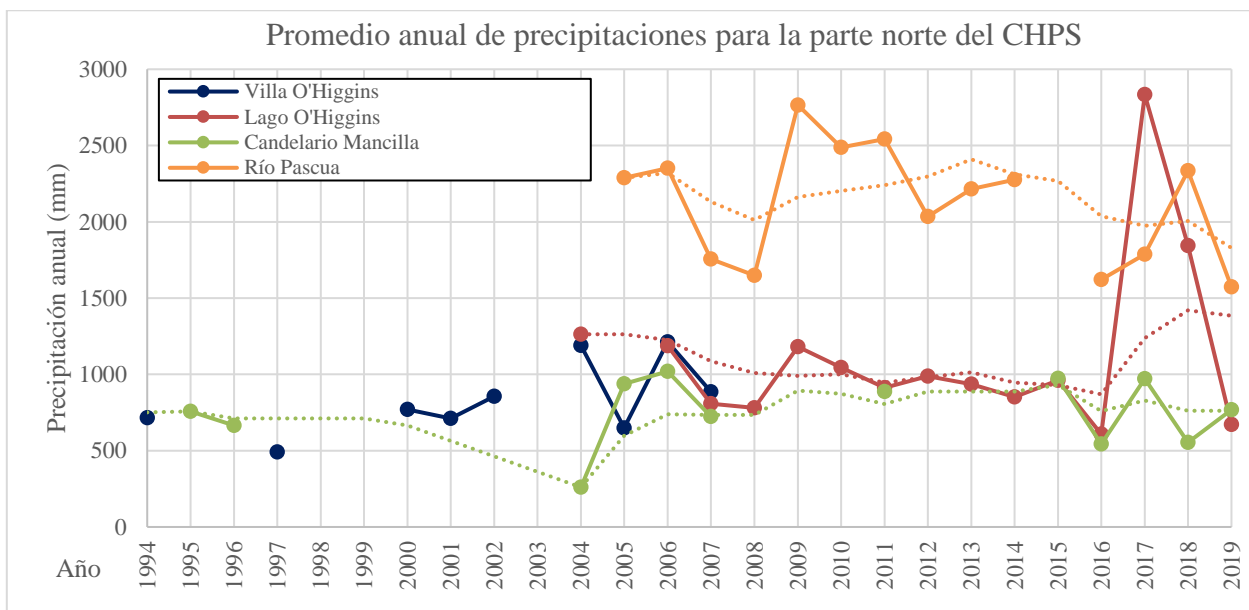


Figura 32. Precipitaciones promedio anuales para las estaciones en la parte norte del CHPS (1994 – 2019), se incluye la media móvil para 5 años.

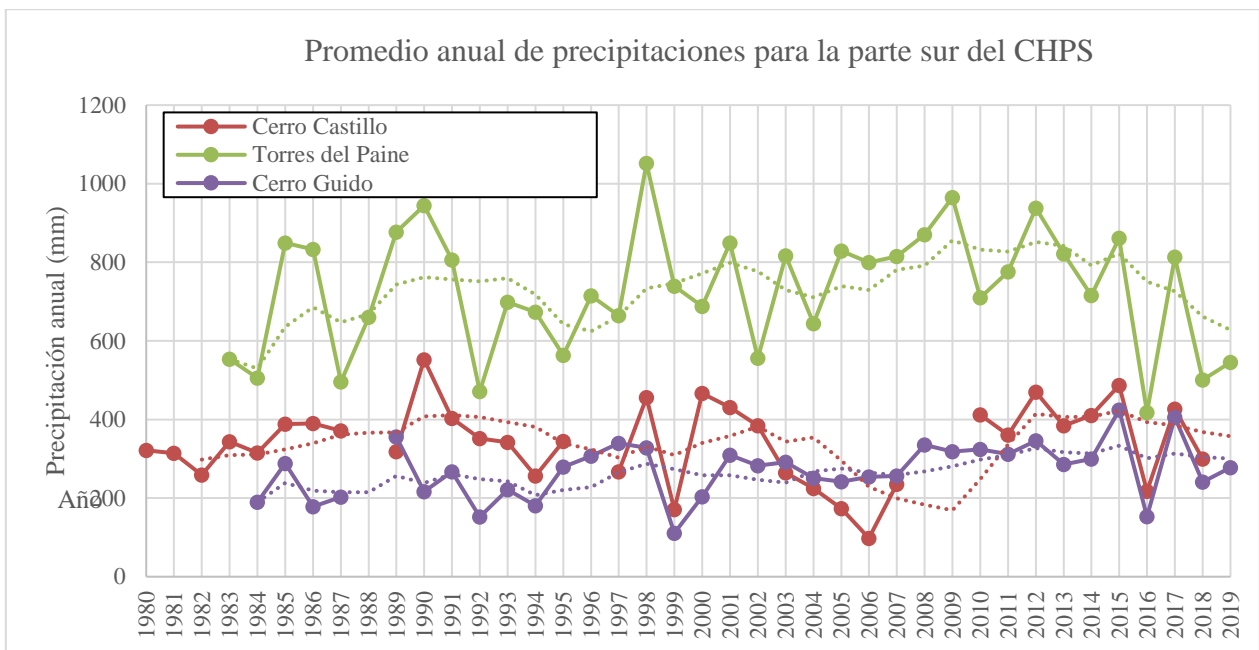


Figura 33. Precipitaciones promedio anuales para las estaciones en la parte sur del CHPS (1980 – 2019), se incluye la media móvil para 5 años.

Excepto por Río Pascua, las estaciones disponibles se ubican en la sombra de precipitaciones al este del CHPS, con lluvias anuales menores a 1.000 mm. La variabilidad interanual es anual alta, de entre 20-50% según estación. En cuanto a las tendencias generales, no se observa una tendencia marcada para las estaciones revisadas, más bien las diferencias son leves y difusas.

En la parte norte, las estaciones Villa O’Higgins y Lago O’Higgins muestran una buena correlación entre ellas dada su cercanía (6 km), lo que permite inferir que ha habido una leve tendencia al alza en las precipitaciones de 300 mm por sobre el promedio desde el año 2003. Esta misma alza se observa, aunque más sutil, en la estación Candelario Mancilla. Los años 2017 y 2018 muestran una gran precipitación en Lago O’Higgins, lo que indica la ocurrencia reciente de eventos extremos en dicha localidad.

En la parte sur, las estaciones muestran mayor estabilidad en torno al promedio, con años puntuales de baja y alta precipitación. No obstante, las tres estaciones muestran una tendencia a la baja en las precipitaciones desde el 2012 lo que, sin embargo, se encuentra dentro de rangos normales para el periodo estudiado.

4.4.2 Temperatura

En la Figura 34 se muestra la Temperatura Media Anual (TMA) de las estaciones cercanas al CHPS para el periodo 1983-2019. En general, la TMA se ha mantenido estable en las estaciones estudiadas, sin una marcada tendencia al alza o a la baja, excepto por la estación Glaciar Tyndall donde hay una leve tendencia al aumento, sin embargo, en un periodo muy acotado (2012-2019).

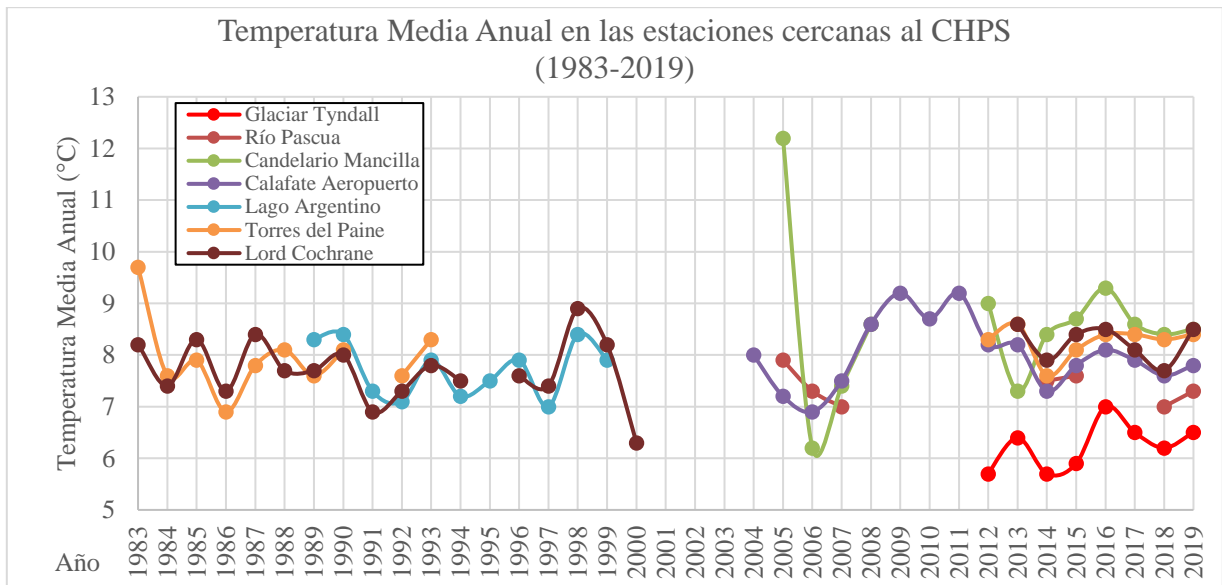


Figura 34. Temperatura Media Anual de las estaciones cercanas al CHPS.

Existen algunos años con comportamiento singular, que no es posible identificar si corresponde a un problema instrumental o es real. Entre ellos, el año 1983 en Torres del Paine (muy alto), 2000 en Lord Cochrane (muy bajo) y años 2005-2006 en Candelario Mancilla (uno muy alto y otro muy bajo).

5. METODOLOGÍA

Para llevar a cabo el presente estudio, se realizaron los siguientes pasos metodológicos, con el fin de obtener la mayor cantidad de información climática, geológica y glaciológica:

5.1 Datos meteorológicos

Se recopilaron datos de precipitación y temperatura de las estaciones más cercanas al CHPS, utilizando la base de datos del explorador climático del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR)² ([http://http://explorador.cr2.cl](http://explorador.cr2.cl)). Se escogieron datos promedio anuales y se graficaron para cada año con una media móvil de 5 años para examinar las tendencias interanuales de primer orden.

Debido a la discontinuidad mensual de los registros meteorológicos en la base de datos, solo que escogieron años con al menos 10 de los 12 meses completos (80%).

5.2 Posición histórica del frente glaciar

Se realizó una compilación anual de imágenes satelitales y fotografías aéreas de los frentes glaciares, con el fin de poder delimitarlos desde los primeros registros históricos a la actualidad. Las primeras imágenes de los glaciares de estudio datan de 1945, y corresponden a fotografías aéreas oblicuas capturadas en los vuelos Trimetrogon por el Escuadrón Fotométrico de Estados Unidos. Por otro lado, las primeras imágenes satelitales aparecen hacia 1963 destacándose las imágenes multibanda de las misiones Landsat, las cuales comenzaron a registrar la zona desde 1973, aportando valiosa información.

Las imágenes satelitales se obtuvieron de manera gratuita en el sitio web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Se escogieron preferentemente las imágenes con poca nubosidad y pertenecientes al periodo final del verano, tiempo en que las nieves de invierno desaparecen y permiten observar de mejor manera la interfase hielo-roca-agua.

Para obtener datos previos a 1945, se revisaron trabajos anteriores que recopilan mapas antiguos, crónicas y fotografías inéditas para delimitar la posición de los glaciares.

Posteriormente, se utilizó el software ArcGIS para visualizar y georreferenciar las imágenes descargadas, lo que permitió delimitar polígonos de la parte frontal y lateral de los glaciares (Figura 35). Para el glaciar O'Higgins se pudo seguir su borde a 5 km del frente actual, mientras que para el Viedma se hizo por 10 km y para el Upsala por 15 km.

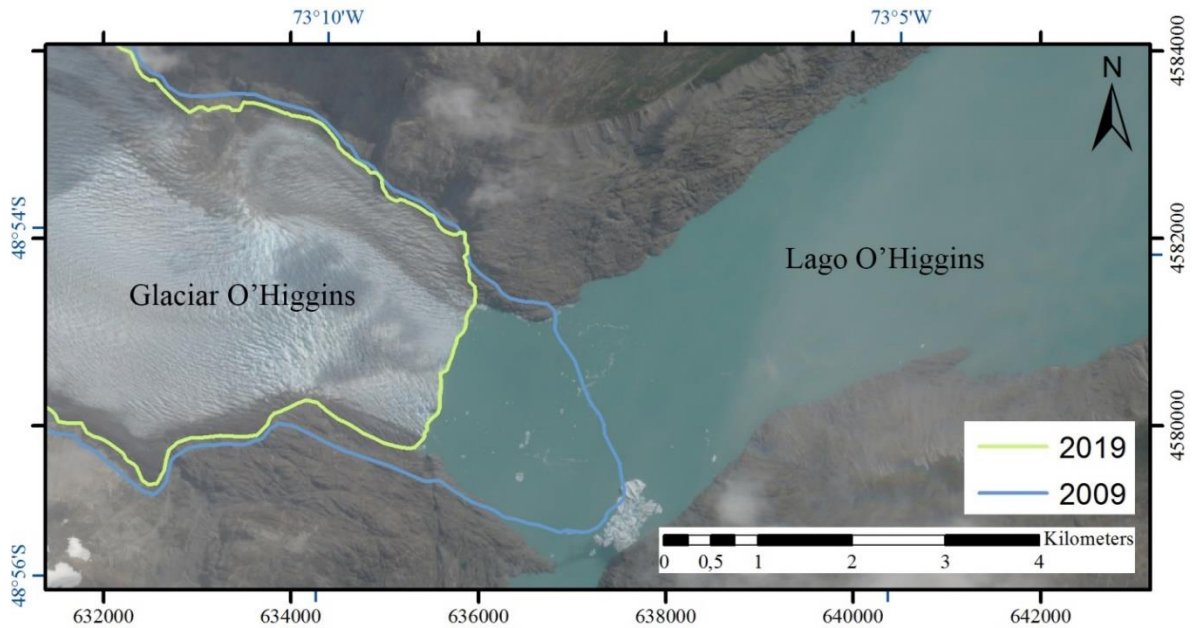


Figura 35. Ejemplo delimitación de frentes glaciares para el año 2019 y 2009, Glaciar O'Higgins. Imagen Sentinel-2.

5.3 Tasas de retroceso

Con la información de la posición de los frentes glaciares, se calculó las tasas de retroceso promedio anual (en metros) para cada glaciar. La anterior se realizó utilizando 3 métodos diferentes, las cuales se detallan a continuación:

- A. **Método de la línea central:** utilizando imágenes satelitales, se dibuja la línea central del glaciar en la dirección de flujo, desde los primeros registros a la actualidad. Luego, se interceptan los frentes con la línea central, determinando segmentos en la línea media que representan el retroceso lineal del glaciar para cada período (Figura 36).

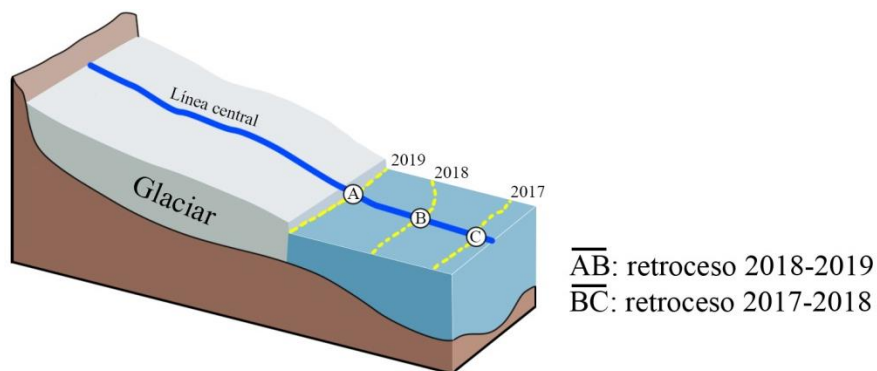


Figura 36. Esquema general para cálculo del retroceso glacial usando el método de la línea central (línea azul) en base a la posición anual de los frentes (línea punteada amarilla).

- B. **Método de diferencia areal:** utilizando imágenes satelitales, se delimita el terminus para cada año disponible, formando un polígono con una de sus aristas fija para todos los años (arista de referencia), de forma que el polígono se extienda o contraiga en función del avance y retroceso del glaciar, así como de las pérdidas laterales. Una vez delimitados los polígonos, se calcula el área de cada uno y se determina la variación areal para cada periodo en km² (Figura 37).

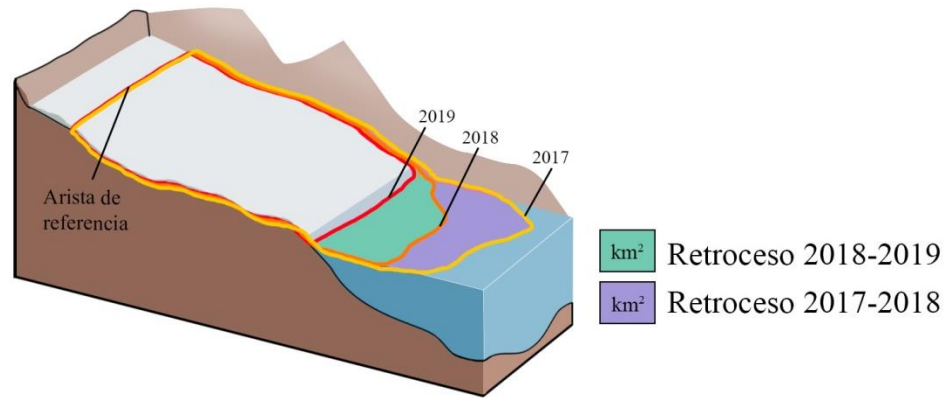


Figura 37. Esquema del cálculo de retroceso usando el método de diferencia areal a través de polígonos con una arista fija.

- C. **Método de diferencia areal normalizado (Brown et al., 1982, Moon & Joughin, 2008):** se delimita la diferencia areal (A) en el frente del glaciar, tomando dos imágenes separadas temporalmente por un año, o la menor cantidad de años posible. Luego, se trazan rectas perpendiculares al flujo que representan el ancho promedio del frente (W). Finalmente se calcula el retroceso anual con la fórmula mostrada en la Figura 38.

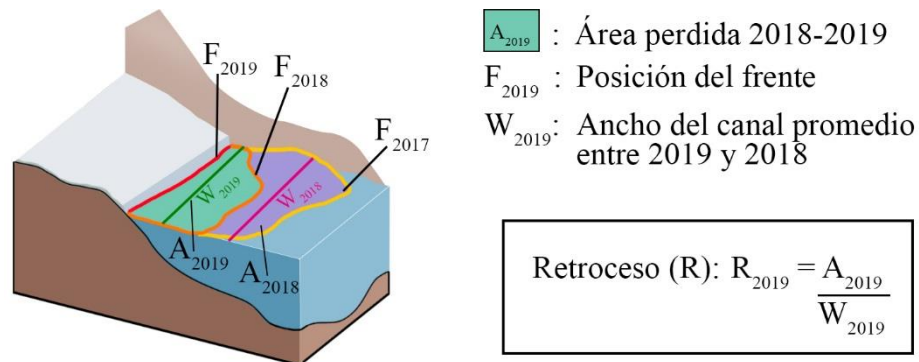


Figura 38. Esquema del cálculo de retroceso usando el método de diferencia areal normalizada.

5.4 Cuencas de drenaje

Para delimitar las cuencas de drenaje y digitalizarlos en el proyecto GIS, se obtuvieron los modelos de elevación digital (DEM) ALOS-PALSAR desde el sitio <https://vertex.daac.asf.alaska.edu>³

³ A partir del 19 de agosto de 2019, este sitio se encuentra en la página web <https://search.asf.alaska.edu>

perteneciente al Alaska Satellite Facility (ASF) de la NASA. Los modelos utilizados son del año 2011, remuestreados a alta resolución (12.5m/px) y trabajados en ArcGIS utilizando las herramientas *hillshade* y *aspect* para ver el relieve sombreado y la dirección de las pendientes.

Con lo anterior, se estimó la dirección de flujo más probable y, por lo tanto, los límites de cada cuenca glaciar (Casassa et al., 2014). El error asociado a la delimitación del polígono se estimó en ± 1 píxel de 30 m sobre el perímetro de cada cuenca.

5.5 Geología de la zona de estudio.

La zona de estudio comprende cartas geológicas de Chile y Argentina, por lo que se realizó una recopilación de esta información y posterior digitalización en ArcGIS, con el fin de unificar la bibliografía geológica disponible. Además, se utilizaron publicaciones anteriores para complementar el mapeo de la zona y darle el mayor detalle posible. Las cartas geológicas consultadas se muestran en la Tabla 1:

Tabla 1. Cartas geológicas utilizadas en este trabajo.

Nombre	Escala	Referencia
Carta Geológica de Chile	1:1.000.000	SERNAGEOMIN (2003)
Geología del Área Oriental de las Hojas Cochrane y Villa O'Higgins	1:250.000	De la Cruz et al. (2004)
Hoja Geológica 4972-I, Monte Tetris	1:250.000	Escosteguy et al. (2017)
Hoja Geológica 4972-III, El Chaltén	1:250.000	Giacosa et al. (2013)
Hoja Geológica 5172-I, El Calafate	1:250.000	Nullo et al. (2006)

5.6 Adquisición de datos sísmicos

Los datos sísmicos fueron recolectados por el Centro de Estudios Científicos en campañas de terreno realizadas durante el mes de abril del 2015 en el lago Viedma, octubre del mismo año en el Lago O'Higgins (Figura 39) y abril del 2016 en el lago Argentino. El equipo utilizado fue un sistema de reflexión sísmica monocanal compuesto de una fuente acústica omnidireccional que emite ondas de baja frecuencia (300 – 400 Hz) producido por discos metálicos que se separan eléctricamente por un pulso de 650 V (Oberreuter et al., 2017). El sistema se encuentra conectado a un equipo GPS geodésico el cual proporciona la localización con precisión centimétrica al estar comunicado con un GPS base. Este equipo ha sido utilizado para medir de manera eficaz el espesor de sedimentos en los fiordos patagónicos (Rivera et al. 2012; Bown et al. 2019).



Figura 39. Mediciones batimétricas frente al glaciar O'Higgins, octubre 2015. Fotografía: Andrés Rivera.

5.7 Procesamiento de datos sísmicos

Para procesar los perfiles se utilizó el software Reflexw 8.0.2 mediante el módulo “2D-data-analysis”, que permite aplicar diversos filtros, ajustes y funciones a los datos en bruto (*raw*),

En primer lugar, los archivos fueron importados al programa desde el formato SEGY. Posteriormente, se diseñaron filtros pasa-banda de parámetros variables en función de la línea sísmica y su histograma de frecuencias, con la finalidad de obtener una buena relación señal/ruido. Generalmente, se trabajó en el rango entre 100 y 1000 Hz, descartando las frecuencias más bajas que concentraban el ruido, y las más altas que no aportaban más información.

Una vez filtradas las frecuencias, se procedió a aplicar una corrección esférica de ganancia para corregir el decaimiento exponencial de la energía en profundidad y la saturación en los reflectores someros. En algunos casos, fue necesario corregir sets de trazas particulares cuya ganancia difería del resto de la línea, para lo cual se aplicaron funciones de ganancia específicas para cada set de trazas.

Finalmente, se realizó una migración de los perfiles con el método de Kirchhoff, utilizando una velocidad constante de 1500 m/s, con la finalidad de colapsar las hipérbolas del registro sísmico. Para obtener mejores resultados en esta migración, previamente se silenció la porción de cada perfil sobre el primer reflector de fondo lacustre, para eliminar ruido y artefactos. El flujo de proceso descrito se esquematiza en la Figura 40.

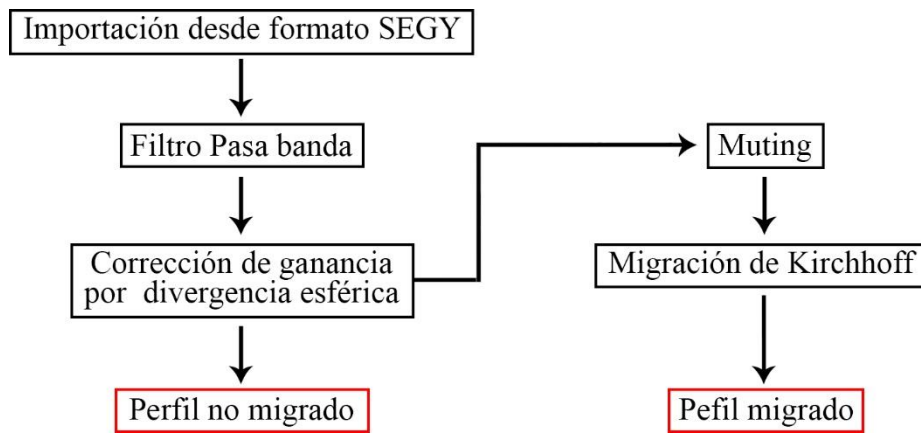


Figura 40. Diagrama de flujo del procesamiento de los datos sísmicos en Reflexw

Ambos perfiles (migrado y no migrado) fueron exportados de Reflexw en formato SGY y posteriormente importados al software OpendTect 6.4.5, que permite visualización en 3D de varias líneas simultáneamente, facilitando la interpretación y correlación de ellas.

5.8 Descripción e interpretación de datos sísmicos

Una vez procesados los perfiles sísmicos se determinó las facies sísmicas para cada uno de los lagos proglaciales, analizando características acústicas del registro tales como: configuración interna, continuidad de los reflectores, amplitud, frecuencia, forma externa y geometría de cada facies. Además, para asociarle una litofacies a cada facies sísmica se consideraron los siguientes datos adicionales:

- (1) Registro histórico de la posición del frente glaciar
- (2) Batimetría del lago, geometría y paleo-batimetría
- (3) Ejemplos análogos de estudios anteriores.
- (4) Modelo deposicional de facies en ambiente glaciolacustre
- (5) Imágenes satelitales

Así, se delimitaron manualmente las interfases agua-sedimento, agua-basamento acústico y sedimento-basamento acústico, siguiendo los siguientes criterios de identificación:

1. **Interfase agua-sedimento:** se identifica como el primer reflector continuo y de alta amplitud que se encuentra bajo la señal del agua, y que delimita superiormente las facies sísmicas asociadas a depósitos sedimentarios. Este reflector representa el fondo lacustre en zonas con acumulación de sedimentos.
2. **Interfase agua-basamento acústico:** se identifica como el primer reflector continuo bajo la señal del agua, y que delimita superiormente la facies sísmica asociada al

basamento acústico. Este reflector representa el fondo lacustre en presencia del lecho rocoso (sin sedimentos), por lo que se observa como reflectores hiperbólicos de alta amplitud y longitud, siendo más clara su geometría en los perfiles migrados.

3. **Interfase sedimento-basamento acústico:** se identifica como el último reflector continuo o discontinuo de alta amplitud bajo las facies sísmicas asociadas a depósitos sedimentarios. Este reflector representa el rebote de la señal en el lecho rocoso bajo los sedimentos. En las zonas donde no era visible esta interfase por su discontinuidad, se interpoló utilizando criterios geológicos en base a las interfases más cercanas.

Finalmente se propuso un modelo evolutivo del ambiente glaciolacustre acorde a las secuencias estratigráficas observadas.

5.9 Modelación de batimetría y basamento acústico

Se utilizó el software OpendTect 6.4.5 para realizar la delimitación (*picking*) del fondo lacustre y basamento acústico en cada línea sísmica. Lo anterior genera un archivo de texto con información de la delimitación realizada discretizada en puntos, con el contenido de la coordenada X, coordenada Y, traza y coordenada Z (en TWTT).

El archivo de texto fue importado a ArcMap como *shapefile* de puntos y utilizado como entrada para la generación de un modelo de interpolación de 20 m/px con la herramienta Topo to raster (Figura 41), la cual permite la creación de modelos digitales de elevación (DEM) hidrológicamente correctos, usando un método de interpolación de diferencia finita iterativa tipo *spline*, modificado en su penalización por rugosidad para permitir que el DEM se ajuste a los cambios abruptos en el terreno, como arroyos, crestas y acantilados⁴.

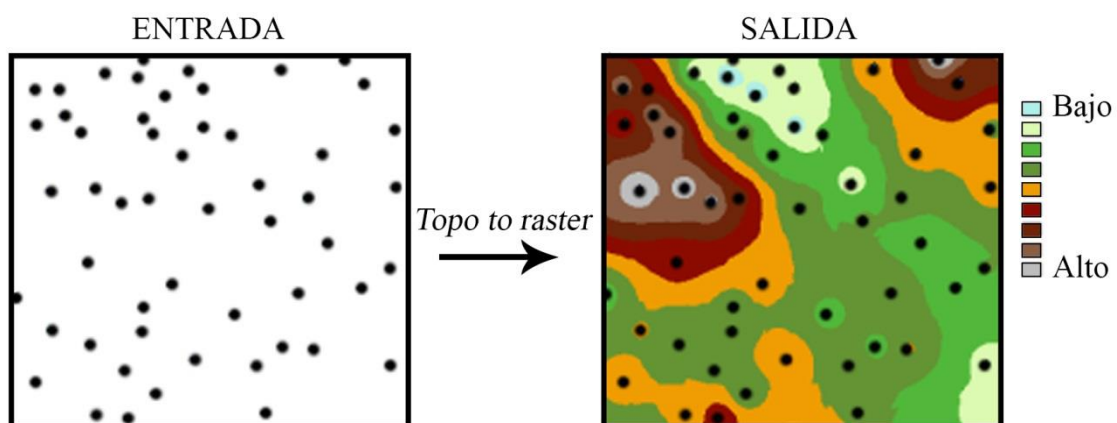


Figura 41. Interpolación de puntos a superficie ráster usando Topo to ráster. Los datos de entrada tienen el atributo de profundidad, los cuales se usan como condición de borde en el modelo de salida.

⁴ <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-topo-to-raster-works.htm>. Revisado el 14 de junio de 2020.

A continuación, se detallan los sets de datos usados como condición de borde en cada modelo de interpolación:

Modelo batimétrico	Modelo de basamento acústico
<ul style="list-style-type: none"> • Puntos con delimitación de batimetría de los perfiles sísmicos en TWTT • Puntos de batimetría de trabajos anteriores convertidos a unidades de TWTT ($v=1470$ m/s) • Línea de contorno del lago (altura cero) • Polígono del lago como máscara de recorte 	<ul style="list-style-type: none"> • Puntos con delimitación de batimetría de los perfiles sísmicos • Línea de contorno del lago con roca expuesta (altura cero) • Polígono del lago como máscara de recorte

5.10 Volumen total de sedimentos y tasa de erosión

El espesor de sedimentos se calculó como la resta del modelo de basamento acústico menos la batimetría en TWTT, usando la herramienta *Raster calculator* de Arcmap. Debido a las diferencias de curvatura en la interpolación de ambos modelos, se impuso la condición de que las zonas donde el basamento acústico estuviera por sobre la batimetría (basamento - batimetría < 0) quedaran como celdas sin datos (NoData).

El resultado de esta resta es un modelo ráster con la información del espesor de sedimentos en TWTT, para transformarlo a metros se realiza la multiplicación por el factor de la velocidad del sonido en sedimentos, en este trabajo, entre 1500 y 1700 m/s (Fernández et al., 2011).

Para calcular el volumen de sedimentos, se utilizó la sumatoria volumétrica de cada píxel del ráster de espesor de sedimentos, usando la herramienta *Surface Volume* de ArcMap. Una vez calculado el volumen de sedimentos, se utilizó la metodología expuesta en Fernández et al. (2011) para obtener la tasa de erosión promedio para la cuenca (\dot{E}).

Para calcular el error del volumen de sedimentos se usó la propagación de errores de la incerteza en la velocidad del sonido en sedimentos, mientras que el error en la tasa de erosión promedio para la cuenca es la propagación de los errores del volumen de sedimentos, el tamaño de la cuenca de drenaje, el rango temporal y la densidad de los sedimentos lacustres.

5.11 Evaluación de factores geológicos en la dinámica glacial.

Se realizó una evaluación cualitativa de factores geológicos que afectarían la dinámica glacial de corto y largo plazo, en base al mapeo realizado por otros autores en la zona. Para ello, se consideraron 3 aspectos principales, la litología, presencia de estructuras y topografía de cada glaciar, información obtenida a través de la observación de imágenes de sensores remotos, la bibliografía y los análisis y productos sísmicos.

De esta manera, se obtuvo un modelo que permite conocer el control geológico en las variaciones frontales recientes de cada glaciar.

6. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados de los análisis en sistemas de información geográfica (SIG) y estudios sísmicos realizados, agrupándose en tres secciones que contienen los resultados para cada glaciar de forma independiente. A su vez, cada sección se divide en tres partes:

- 1) Posición del frente y retroceso: detalla los resultados de la recopilación histórica de imágenes satelitales de cada glaciar para reconstruir la historia reciente de su frente glaciar. Con esta información, se calcula la tasa de retroceso del glaciar durante el periodo de estudio.
- 2) Cuenca de drenaje: se muestra los resultados de la delimitación de la cuenca de drenaje de cada glaciar, utilizando las herramientas SIG y modelos de elevación disponibles.
- 3) Análisis de datos sísmicos: en esta parte se exponen las características generales de las líneas sísmicas obtenidas, para luego describir las facies sísmicas de cada estudio y la interpretación de los principales perfiles sísmicos en función de las facies descritas. Finalmente se muestran los principales productos del análisis sísmico, tal como el modelo batimétrico, el modelo de basamento acústico, el espesor de sedimentos y la tasa de erosión reciente para cada glaciar.

6.1 Glaciar O'Higgins (GO)

6.1.1 Posición del frente y retroceso

Para reconstruir la dinámica reciente del GO se recopiló información disponible entre los años 1886 y 2020, divididas en 34 imágenes satelitales, 2 ortofotografías, 1 fotografía oblicua y 3 datos provenientes de otros autores, en total, la información comprende 39 años diferentes. En la Tabla 2 se muestra el detalle de la base de datos.

La base de datos presenta continuidad anual entre los años 1997-2020, presentando un gap de imágenes entre 1989 y 1997 pese a existir satélites en funcionamiento. Previo a 1989, la cantidad de información decrece sustancialmente y presenta calidad muy variable, destacándose las ortofotografías del año 1979 y 1975 por su alta resolución. El registro más antiguo se remonta al año 1896, con la publicación del primer mapa de la zona elaborado por la República de Chile. A partir de la información anterior, se delimitó el frente del GO para cada año disponible (Figura 42).

Tabla 2. Base de datos de imágenes usadas en la reconstrucción del frente del glaciar O'Higgins entre 1896 y 2020.

N°	Fecha (Año/Mes/Día)	Dataset/Referencia	Tipo	Resolución (m/px)
1	2020-02-27	Sentinel-2	Imagen Satelital	10
2	2019-03-19	Sentinel-2	Imagen Satelital	10
3	2018-03-27	Sentinel-2	Imagen Satelital	10
4	2017-03-24	Landsat 8	Imagen Satelital	30
5	2016-03-12	Landsat 8	Imagen Satelital	30
6	2015-02-06	Landsat 8	Imagen Satelital	30
7	2014-04-01	Landsat 8	Imagen Satelital	30
8	2013-03-12	Landsat 7	Imagen Satelital	30
9	2012-04-03	Landsat 7	Imagen Satelital	30
10	2011-02-20	Landsat 5	Imagen Satelital	30
11	2010-03-29	Landsat 7	Imagen Satelital	30
12	2009-01-12	Landsat 7	Imagen Satelital	30
13	2008-04-24	Landsat 7	Imagen Satelital	30
14	2007-02-25	Landsat 5	Imagen Satelital	30
15	2006-02-22	Landsat 5	Imagen Satelital	30
16	2005-03-23	Landsat 5	Imagen Satelital	30
17	2004-03-12	Landsat 7	Imagen Satelital	30
18	2003-03-10	Landsat 7	Imagen Satelital	30
19	2002-01-19	Landsat 7	Imagen Satelital	30
20	2001-03-20	Landsat 7	Imagen Satelital	30
21	2000-04-02	Landsat 7	Imagen Satelital	30
22	1999-03-23	Landsat 5	Imagen Satelital	30
23	1998-04-21	Landsat 5	Imagen Satelital	30
24	1997-01-28	Landsat 5	Imagen Satelital	30
25	1989-07-25	Landsat 4	Imagen Satelital	30
26	1987-01-24	Landsat 5	Imagen Satelital	60
27	1985-04-05	Landsat 5	Imagen Satelital	60
28	1984-10-07	Landsat 5	Imagen Satelital	60
29	1979-03-20	Declass-2 - USGS	Ortofotografía	12
30	1979-03-08	Landsat 3	Imagen Satelital	60
31	1976-02-25	Landsat 3	Imagen Satelital	60
32	1975-03-01	SAF - Chile	Ortofotografía	6
33	1974-02-26	Landsat 1	Imagen Satelital	60
34	1973-11-09	Landsat 1	Imagen Satelital	60
35	1966-10-10	Declass-1 - USGS	Imagen Satelital	4
36	1963-10-29	Declass-1 - USGS	Imagen Satelital	100
37	1960	Casassa et al. (1997)	Recopilación bibliográfica	-
38	1945	USAF - EE. UU	Fotografía Oblicua	-
39	1937	Casassa et al. (1997)	Recopilación bibliográfica	-
40	1896	Risopatrón et al. (1905)	Cartografía	-

En primer orden, se observa un gran retroceso del GO durante el siglo XX y XXI, puesto que la ubicación actual del frente está a ~16 km en línea recta de su posición en el año 1896, cuando el GO se encontraba apoyado en la Isla Chica con un frente recto de 6 km de ancho (Risopatrón, 1905; Casassa et al., 1997). Una vez que el glaciar dejó la Isla Chica, retrocedió con un frente cóncavo (Figura 120 y Figura 121 en Anexo) hasta llegar a su posición de 1960, en donde el lago presenta una constricción de aproximadamente 3 km de ancho en la que el GO se mantuvo hasta 1974 con leves avances y retrocesos.

El año 1975 se produjo un gran evento de desprendimiento, evidenciado en la ortofotografía del SAF – Chile (Figura 122 en Anexo), donde se desprendieron aproximadamente 13 km² de hielo, siendo una de las mayores pérdidas anuales que se tenga registro en Campos de Hielo Sur.

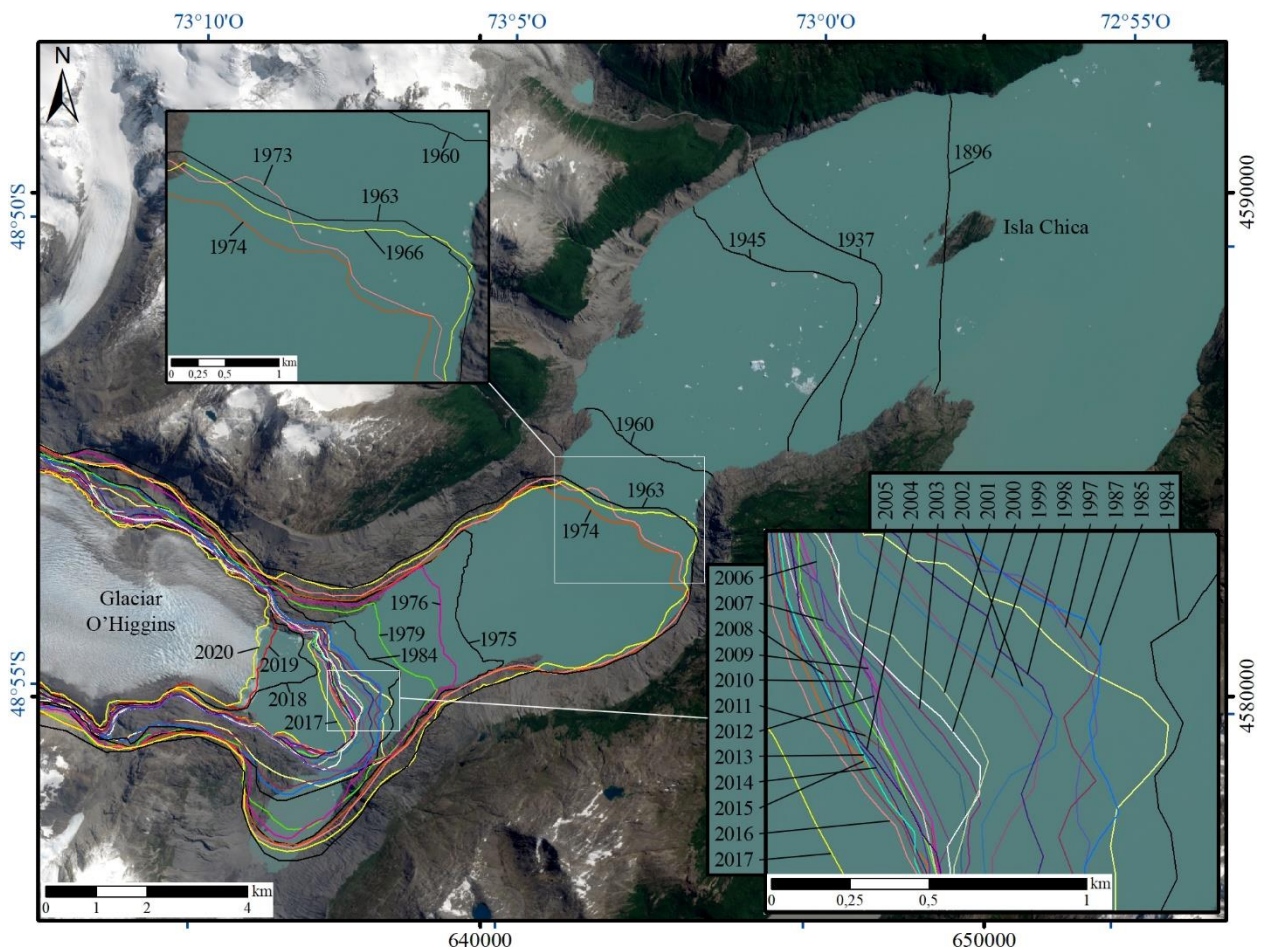


Figura 42. Posición del Glaciar O'Higgins en el periodo 1896-2019. Fondo: imagen Sentinel-2 del 20 de febrero de 2020.

Luego del gran desprendimiento de 1975, el glaciar siguió retrocediendo con altas tasas hasta llegar a su posición en los años '90, donde se mantuvo con relativa estabilidad y pequeños avances y retrocesos hasta el año 2016. El año 2000, el GO dejó de represar el brazo Pirámide del lago O'Higgins, lo que permitió el ingreso del lago hacia la morrena frontal del glaciar Pirámide. Este hecho adquiere relevancia puesto que la morrena lateral del GO que represaba al glaciar Pirámide ocupaba gran parte del brazo Pirámide (Figura 123 en Anexo), y con el ingreso del agua colapsó quedando los sedimentos en el fondo del lago (Figura 124 en Anexo).

Destaca en este periodo un pequeño avance del año 2002 y posterior retroceso el año 2003. Hasta el año 2016 el glaciar se encontraba estable, comenzando un nuevo período de grandes retrocesos hasta la actualidad. Son de notoria importancia los desprendimientos de junio y julio del año 2017, donde el GO pierde cerca de 2 km² de superficie, siendo ampliamente mencionado en la prensa local.

Por otro lado, también es visible la disminución en el espesor de hielo al observar cómo los límites laterales del glaciar se han contraído hacia menores alturas.

A partir de la Figura 42, se calcula la tasa de retroceso anual promedio para el glaciar O'Higgins, utilizando los tres métodos: M1) variación de superficie en el frente glaciar, M2) variación de

longitud de la línea central del canal y M3) variación lineal normalizada por el ancho. En la Tabla 3 se muestran los resultados obtenidos para el periodo 1896-2020, notar que la tasa de retroceso anual para el año X se calcula entre el verano del año X y X-1.

Tabla 3. Tasa de retroceso (valores positivos) anual promedio para el glaciar O'Higgins en el periodo 1896 - 2020 usando los tres métodos.

Periodo/Año	M1. Δ Superficie (m²/a)	M2. Δ Línea Central (m/a)	M3. Δ Lineal normalizada (m/a)
1896-1937	366573	36	61
1938-1945	741731	97	128
1946-1960	1275374	355	272
1961-1963	1269298	372	405
1964-1966	238339	25	68
1967-1973	74534	25	21
1974	693645	63	181
1975	12121638	3900	3404
1976	1639660	374	617
1977-1979	801228	416	314
1980-1984	308738	43	121
1985	988807	443	325
1986-1987	134232	-3	47
1988-1989	-119227	50	-41
1990-1997	28246	-13	10
1998	394392	169	141
1999	225542	104	81
2000	620511	251	221
2001	6092	-78	2
2002	-271984	-148	-100
2003	339248	213	128
2004	363139	126	146
2005	4707	-15	2
2006	-248387	-86	-109
2007	181995	18	76
2008	217402	123	92
2009	-190206	-139	-81
2010	83542	74	35
2011	-5871	21	-2
2012	-4197	-71	-2
2013	139647	111	61
2014	51029	13	22
2015	-18696	21	-8
2016	166854	37	76
2017	294711	154	136
2018	2128143	865	982
2019	936852	550	473
2020	373638	166	184

El retroceso anual promedio del GO para el período 1896-2020 es de 0,57 km²/a (M1), 142 m/a (M2) y 145 m/a (M3) Además, el retroceso acumulado en el mismo período es de 70,57 km² (M1), 17.668 m (M2) y 17.937 m (M3) respectivamente.

El año de máximo retroceso es 1975, cuando el GO pierde 12,12 km² de superficie en su frente (M1), equivalente a 3.900 m (M2) y 3.404 m (M3) de retroceso lineal. Por otra parte, el mayor avance anual se produce el año 2002 con un área extra de 271.984 m² respecto del año 2001, lo que representa 148 m (M2) y 100 m (M3) de avance anual.

Con los datos de la Tabla 3 se construyen los gráficos de la Figura 43.

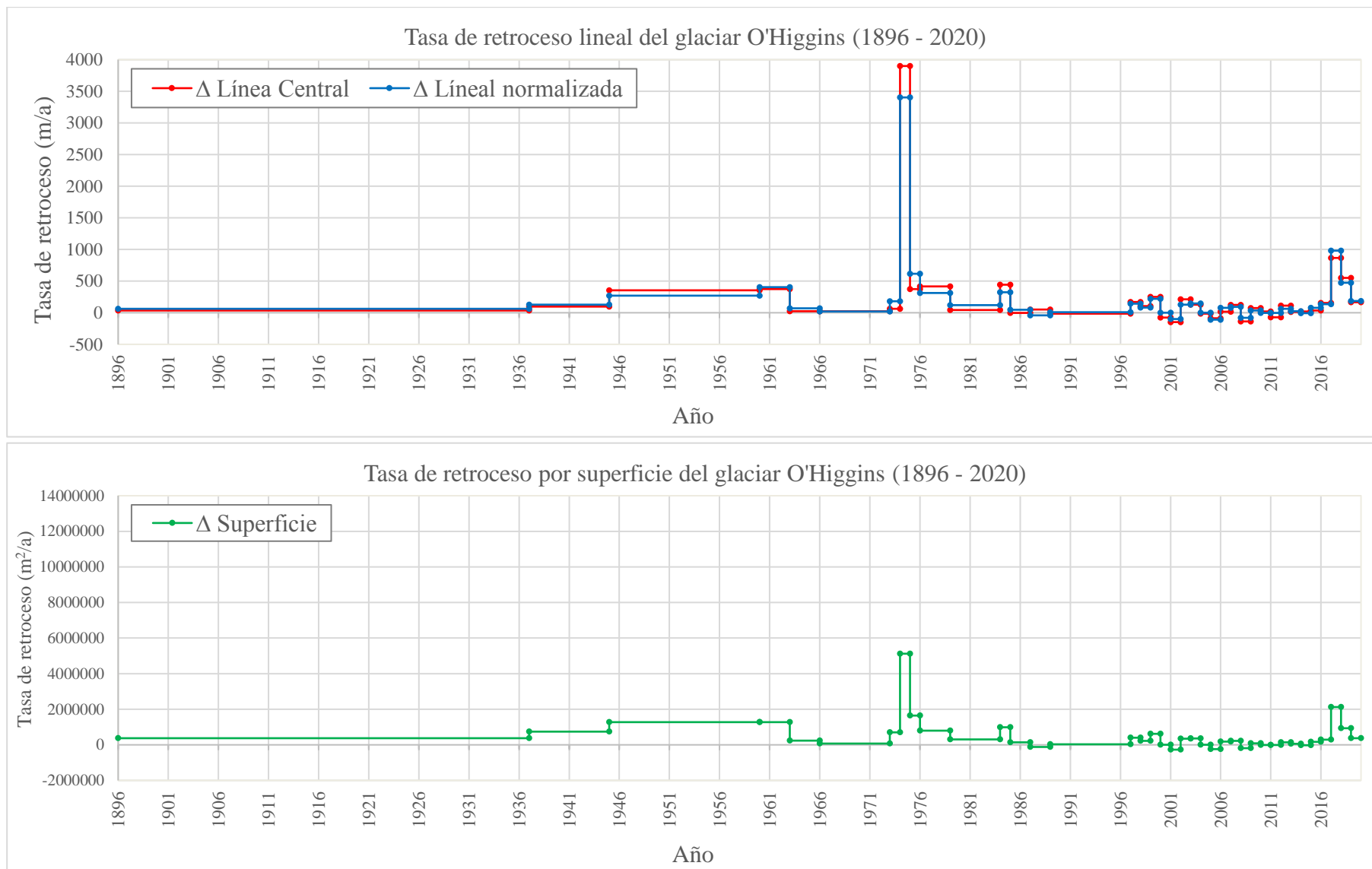


Figura 43. Tasa de retroceso anual promedio usando la variación lineal (M2 y M3) y por superficie (M1) del frente del glaciar O'Higgins, durante el periodo 1896 – 2020.

6.1.2 Cuenca de drenaje

A continuación, se muestra la delimitación de la cuenca de drenaje del glaciar O'Higgins para el año 2020, obtenida a partir del modelo de elevación y las herramientas de *Spatial Analyst* de ArcGIS. Además, se determinó el área cubierta de hielo en la cuenca utilizando imágenes satelitales actuales.

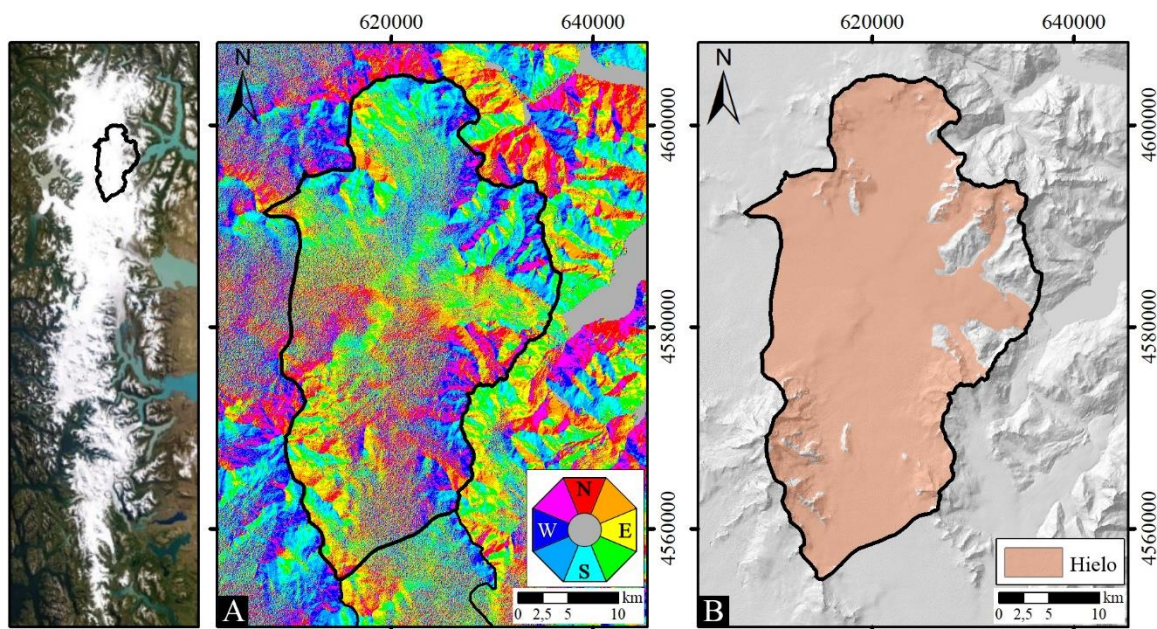


Figura 44. A) Mapa de orientación de superficies para el glaciar O'Higgins y B) área cubierta de hielo en la cuenca de drenaje para el año 2020.

En general, mapa de orientación de laderas indica muy bien la separación entre diferentes cuencas, con un marcado contraste de color (por ejemplo, en el sector noroeste, norte y este), sin embargo, hacia el sur, en el límite con el glaciar Viedma y glaciar Chico, se genera un *plateau* de hielo de baja pendiente que no permite una definición clara del borde de la cuenca. Lo mismo ocurre en el límite oeste con el glaciar Greve. En ambos casos, se trazó la cuenca considerando los puntos más altos del plateau según del DEM Alos-Palsar.

El área de la cuenca de drenaje obtenida para el año 2020 es de $880,5 \pm 4,5 \text{ km}^2$, mientras que la cobertura de hielo alcanza un total de 778 km^2 , lo equivale al 88,4% de la cuenca de drenaje.

6.1.3 Perfiles sísmicos

A continuación, se exponen los principales resultados del estudio sísmico en el lago O'Higgins, presentándose la geometría de las líneas sísmicas, las facies sísmicas que se reconocen en el registro, la descripción de líneas sísmicas representativas y por último se muestran los modelos de batimetría, basamento acústico y espesor de sedimentos obtenidos para determinar la tasa de erosión.

La adquisición de datos sísmicos frente al GO se realizó entre el 10 y 15 de octubre de 2015 por el equipo del CECs, y suman un total de 65,2 km de líneas sísmicas de diversa calidad, desechándose las que no presentaban información útil o bien mostraban un registro confuso debido a la sinuosidad de los perfiles o presencia de rebotes acústicos.

Para mejorar y facilitar la interpretación, se crearon mosaicos de diferentes líneas sísmicas con el fin de producir líneas de mayor rectitud y utilidad. Además, se escogieron nueve de estas líneas para ser interpretadas en detalle en función de sus facies sísmicas.

La distribución de los perfiles analizados en este estudio se muestra en la Figura 45.

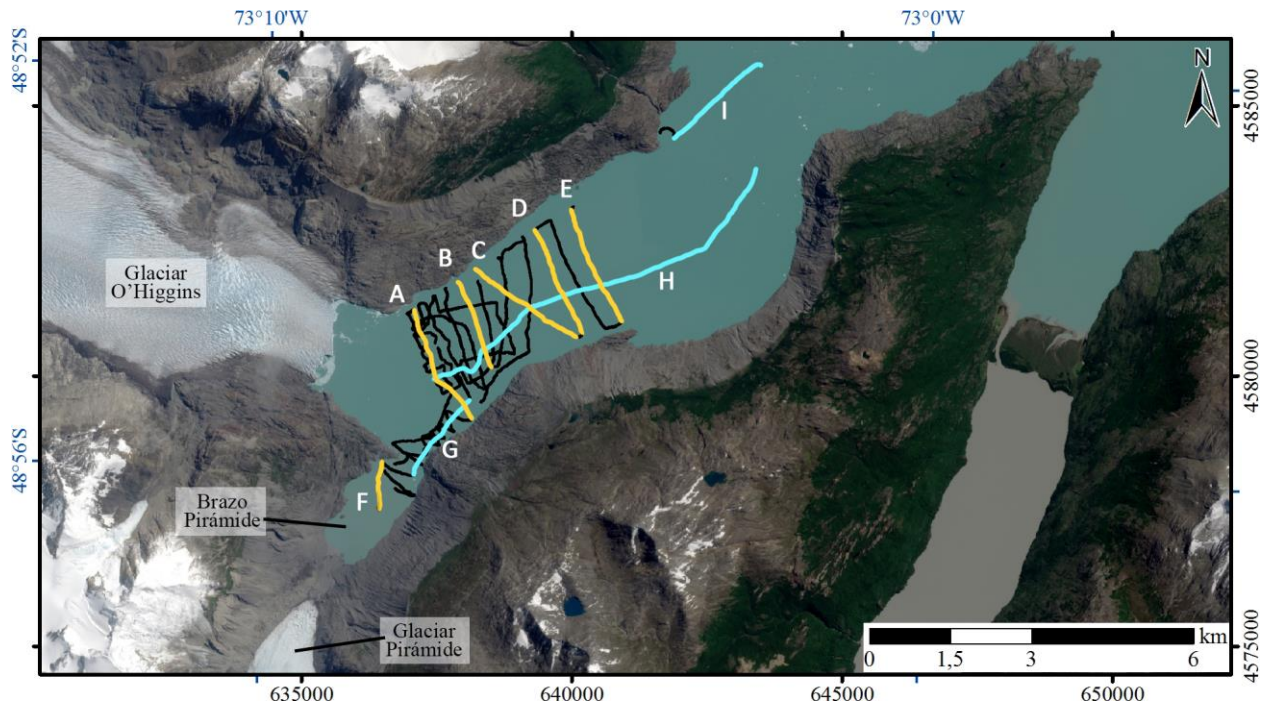
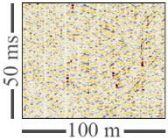

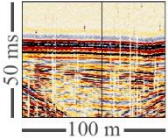
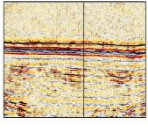
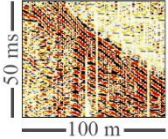
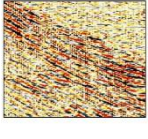
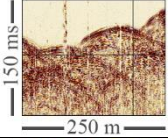
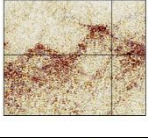
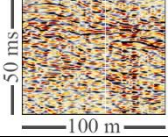
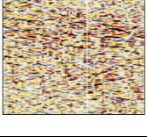


Figura 45. Líneas sísmicas en el lago O'Higgins analizadas en este trabajo. En color amarillo y celeste se muestran las líneas longitudinales y transversales con interpretación de detalle. En color negro se muestran las líneas adicionales usadas para limitar la batimetría y espesor de sedimentos. Imagen de fondo: Sentinel-2 del 20 de febrero de 2020.

6.1.3.1 Facies sísmicas

Se determinaron 5 facies sísmicas en los perfiles del lago O'Higgins, caracterizadas por la disposición de los reflectores y geometría de sus bordes. El detalle se presenta en la Tabla 4.

Tabla 4. Facies sísmicas presentes en el lago O'Higgins. Se muestra un ejemplo de visualización en perfil procesado sin migrar y migrado. Una discusión más detallada sobre la interpretación y ambiente se presenta en la sección 8.2.1.2.

Facies	Ejemplo sísmico		Descripción
	No migrado	Migrado	
B <i>Basamento acústico</i>			Reflectores de baja amplitud, sin coherencia ni continuidad. En superficie puede presentar reflectores hiperbólicos externos de gran longitud (>300 m) y alta amplitud.
Sh <i>Estratificado horizontal</i>			Reflectores continuos, con estratificación paralela a subparalela. Alta amplitud en superficie seguida de reflectores de amplitud media. Se encuentran en onlap en ambos límites laterales
G <i>Estratificado en pendiente</i>			Reflectores continuos a semi-continuos, con estratificación paralela a subparalela de alto ángulo. Amplitud variable.
H <i>Hummocky</i>			Reflectores superficiales hiperbólicos de alta amplitud y baja longitud (~50 m). Se agrupan en <i>hummocks</i> (montículos). Internamente muestran transparencia o reflectores caóticos, con mucha interferencia de las señales hiperbólicas.
W <i>Ondulado y caótico</i>			Reflectores discontinuos de amplitud variable, con una débil estratificación con patrones ondulantes o caóticos. Pierden amplitud gradualmente en profundidad

Cabe destacar que, debido a la calidad variable de las líneas sísmicas y la gran cantidad de artefactos produciendo interferencia en la señal de interés, no siempre fue posible identificar la facies sísmica correspondiente.

6.1.3.2 Descripción de perfiles sísmicos

Los perfiles sísmicos obtenidos frente al glaciar O'Higgins presentan una relación señal/ruido buena a regular luego del proceso de filtrado, permitiendo reconocer reflectores a profundidades por sobre los 800 m. Es común la presencia de reflexiones laterales desde las paredes del canal, lo que debe ser analizado con precaución pues llevan fácilmente a una interpretación errónea. La forma de resolver este problema es visualizando desde líneas cercanas para reconocer el origen el elemento que causa la reflexión lateral, sin embargo, cuando no existen líneas próximas entre sí es muy difícil diferenciar reflexiones laterales de reflexiones genuinas.

Otra característica importante en la sísmica estudiada es la presencia persistente de hipérbolas de pendiente, producidas por la difracción del sonido en superficies inclinadas del fondo del lago. Para corregir este problema, se realizó la migración de los perfiles, lo que permite colapsar las hipérbolas a su vértice o ápex. No obstante, la calidad de la migración es altamente sensible al ruido del perfil, ocasionado dificultad para reconocer el fondo cuando los perfiles presentan una menor relación señal/ruido, alterando además la textura de las facies sísmicas. En estos casos, la migración se usó solamente para delimitar el fondo cuando era posible, mientras que si la migración era de muy baja calidad se unieron los ápex de las hipérbolas de forma manual en la sísmica sin migrar para delimitar las superficies.

Por otro lado, no se encontró una delimitación clara del basamento acústico, dado que en profundidad no se reconoció un reflector continuo y de alta amplitud como se esperaba de otros trabajos. Con frecuencia, el basamento acústico se reconoció por “hipérbolas de fondo” bajo las facies sísmicas sedimentarias, interpretadas como rebotes sobre el sustrato rocoso. En otras zonas, se producía una baja gradual de la amplitud de los reflectores sedimentarios, probablemente debido a una pérdida de potencia, en cuyo caso se delimitó el espesor mínimo de los depósitos y el basamento acústico no representa necesariamente el lecho rocoso.

A continuación, se muestran los 9 perfiles representativos del lago O’Higgins, la profundidad se expresa en TWTT (*two-way travel time*). Notar que la velocidad del sonido difiere en diferentes tipos de medio, por lo que la vertical no tiene una escala en metros que sea constante. En cada perfil se muestra dónde cruzan otras líneas para el control de la interpretación (marcas azules en la parte superior), un esquema de ángulos en función de la exageración vertical aproximada (VE), un mapa de ubicación del perfil dentro del lago y un bote en la parte superior que indica el sentido de marcha en la adquisición de datos.

Las figuras 46-51 muestran perfiles transversales al flujo del glaciar, mientras que las figuras 52-54 representan perfiles paralelos al flujo.

El perfil GO_A (Figura 46) muestra un corte transversal al flujo del glaciar en sentido NNW-SSE a una distancia de 200 - 300 m del frente glaciar en su posición del año 2015. El registro presenta números fantasmas en la parte central, posiblemente ocasionados por rebotes de las ondas acústicas en el frente glaciar. Se observan además una discontinuidad del fondo en los taludes, lugar donde aparecen de forma persistente hipérbolas de pendiente y de fondo.

Este perfil muestra una incisión en el centro limitada por taludes de alto ángulo, en particular, la ladera sur presenta una inclinación cercana a los 60° - 70° . Esta incisión se encuentra rellena con material que forma una superficie subhorizontal a los 650 ms de profundidad. Este depósito presenta laminaciones en onlap con geometría subparalela horizontales (facies Sh) que sobreyace a laminaciones en ángulo (facies G). En el fondo del canal se identifican reflectores caóticos con ondulaciones (facies W). La transición al basamento acústico (facies B) se determinó por dos grandes hipérbolas de fondo interpretadas como rebotes en el sustrato rocoso.

Sobre el talud norte existe un potente cuerpo de ~100 ms limitado superiormente por hipérbolas agrupadas formando montículos (facies H), sobre facies más caóticas. La base de este posible depósito no es clara, sin embargo, hay algunas hipérbolas de baja amplitud que podrían indicar este límite con el sustrato rocoso, pero que se pierden con la interferencia del primer múltiple. En la mitad de este talud existe un cuerpo de alta intensidad que puede indicar una acumulación de sedimentos tipo slump.

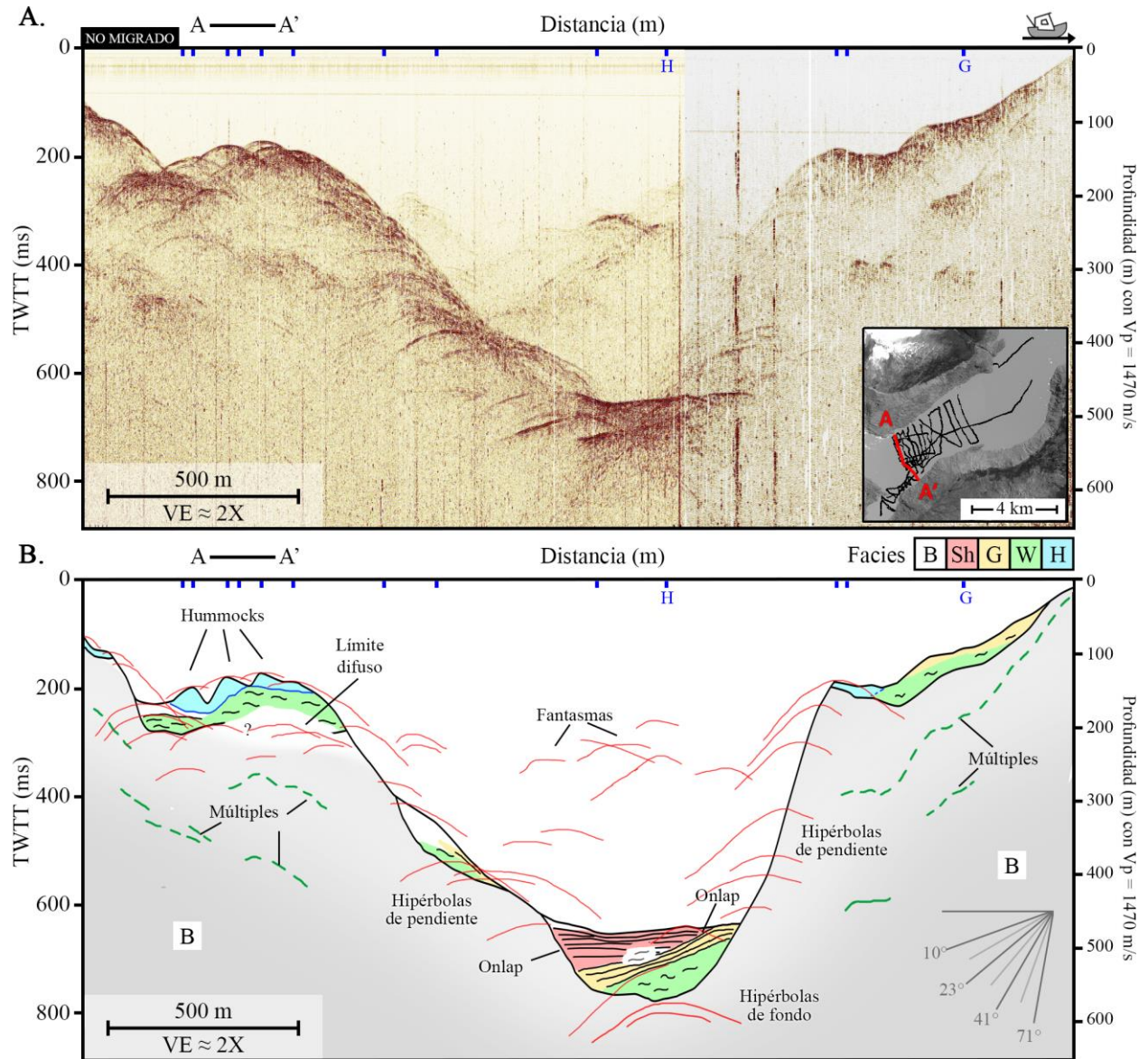


Figura 46. Perfil sísmico GO_A. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

En la parte superior del talud sur, también se encuentran laminaciones con 10 - 15° de inclinación, asociadas a la facies G sobre facies caóticas.

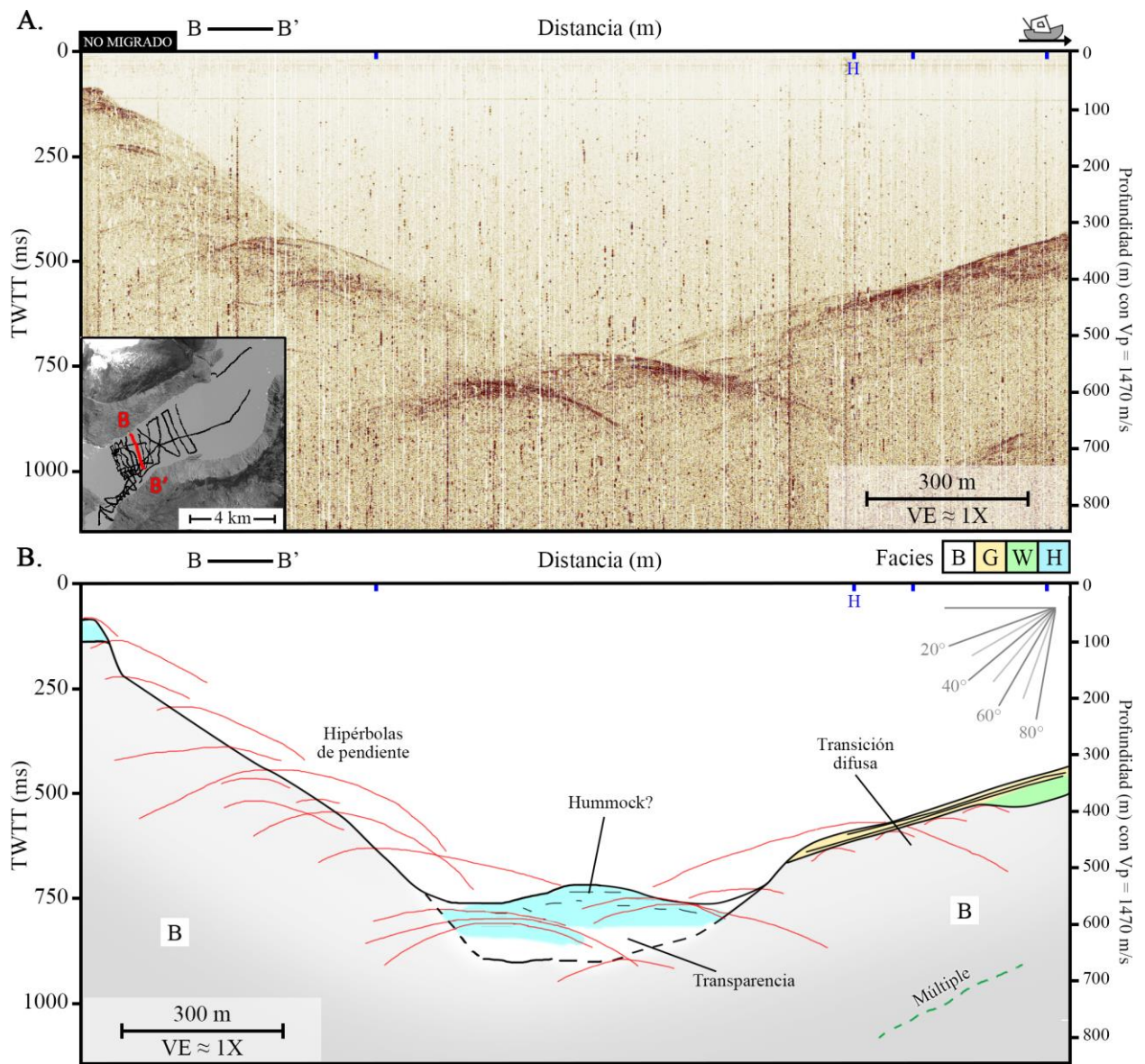


Figura 47. Perfil sísmico GO_B. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GO_B (Figura 47), muestra un corte transversal del canal a 700 m del frente en su posición durante la campaña, y se caracteriza por la abundante presencia de hipérbolas, incluso en la parte central del canal, que limitan superiormente un cuerpo transparente con un tenue reflector en su base que indica la transición con el basamento acústico.

Cubriendo el talud sur, se observan reflexiones laminadas subparalelas inclinadas 15 - 20° aproximadamente.

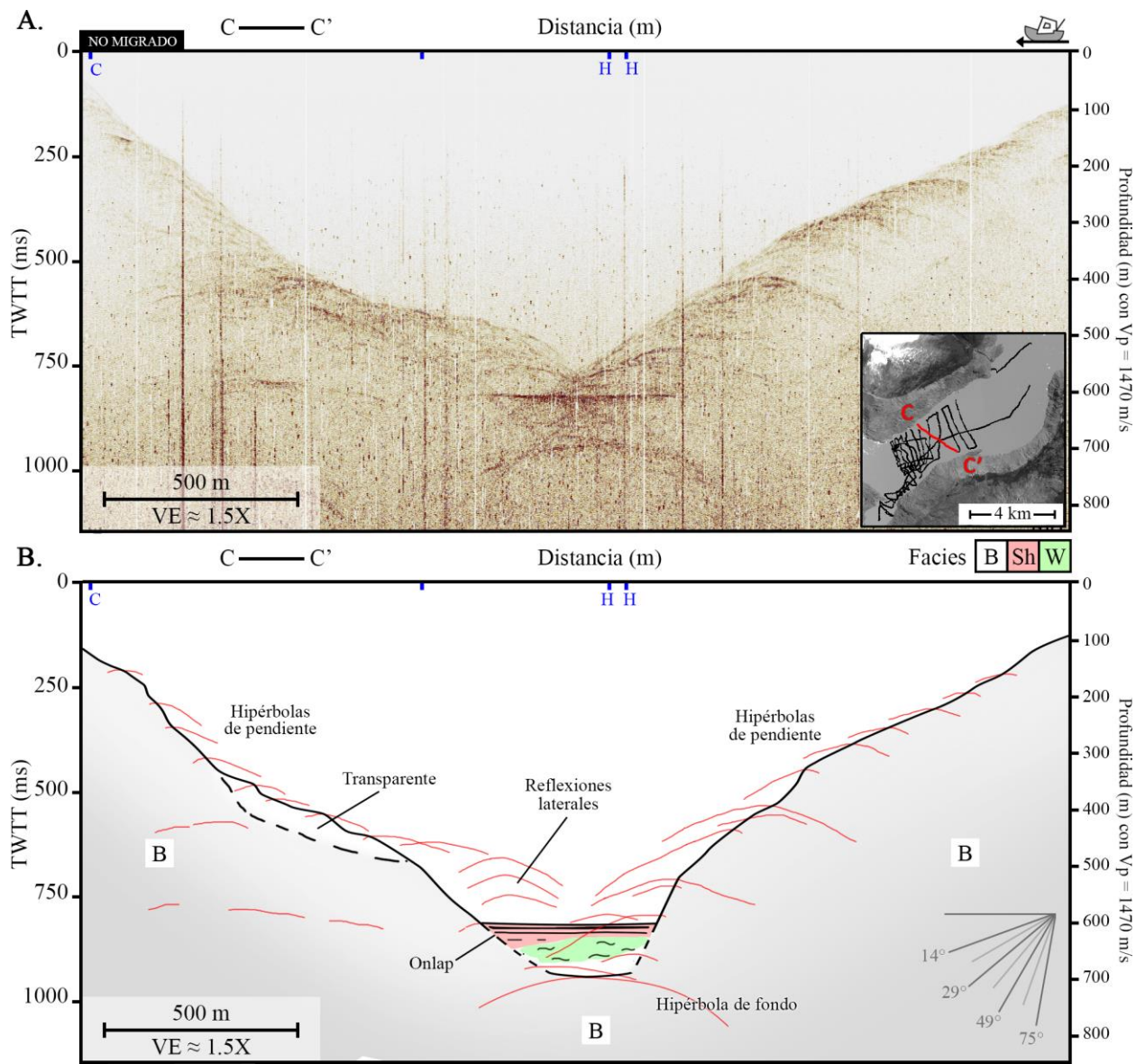


Figura 48. Perfil sísmico GO_C. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

Tanto en el perfil GO_C y GO_D (Figura 48 y Figura 49) se aprecian reflectores horizontal sobre facies W en la parte central del canal, con un ancho de 1,2 - 1,5 km y con una profundidad de 800 ms, sobre el cual hay múltiples hipérbolas. En el caso del perfil C se limita un cuerpo transparente sobre el talud norte del canal, el cual se aprecia a mayor profundidad y en mayor volumen en el perfil D.

En el perfil D, se advierte una discontinuidad del reflector horizontal hacia el sur, en donde se puede delimitar un cuerpo de facies W que lo sobreyace.

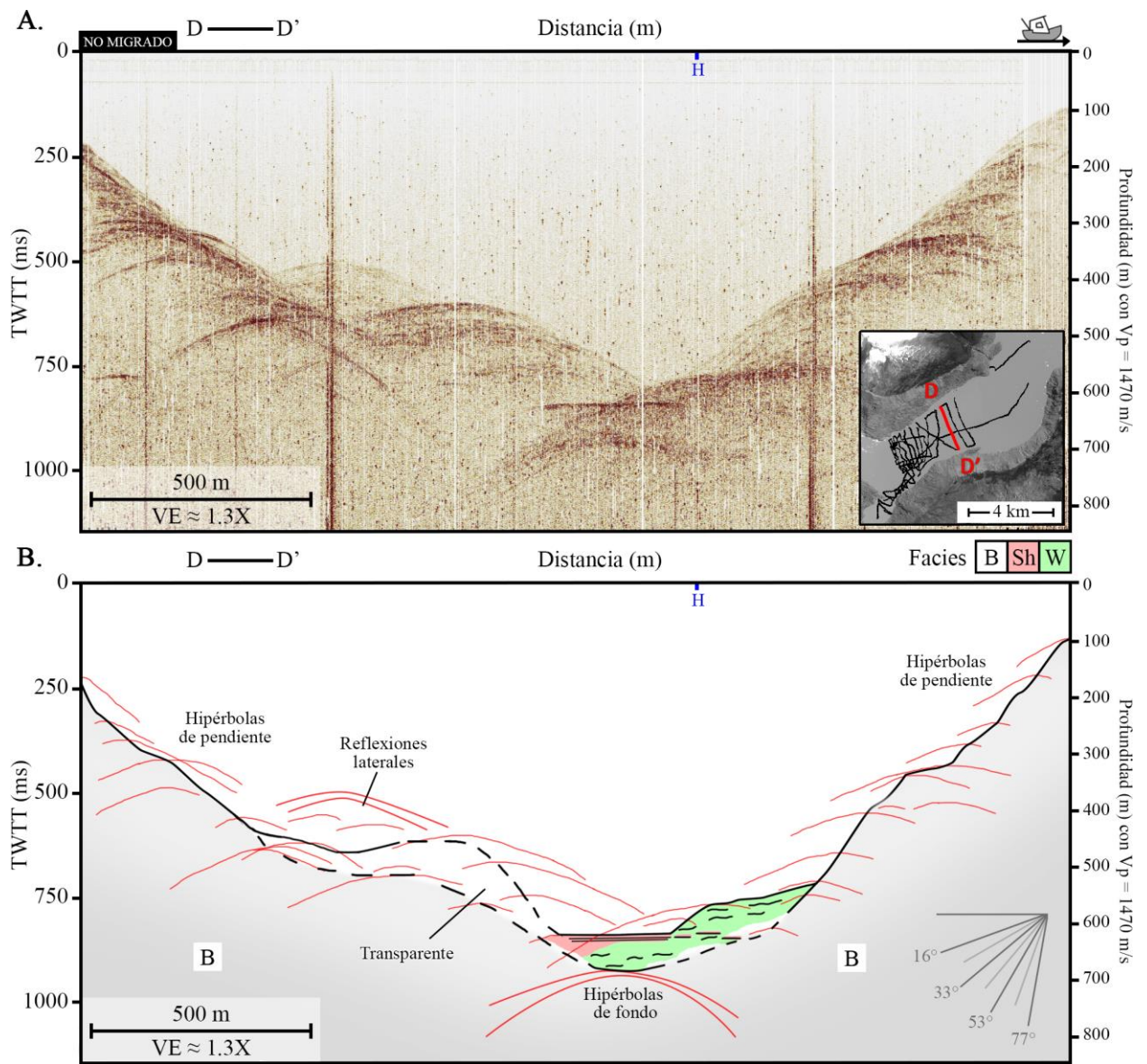


Figura 49. Perfil sísmico GO_D. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

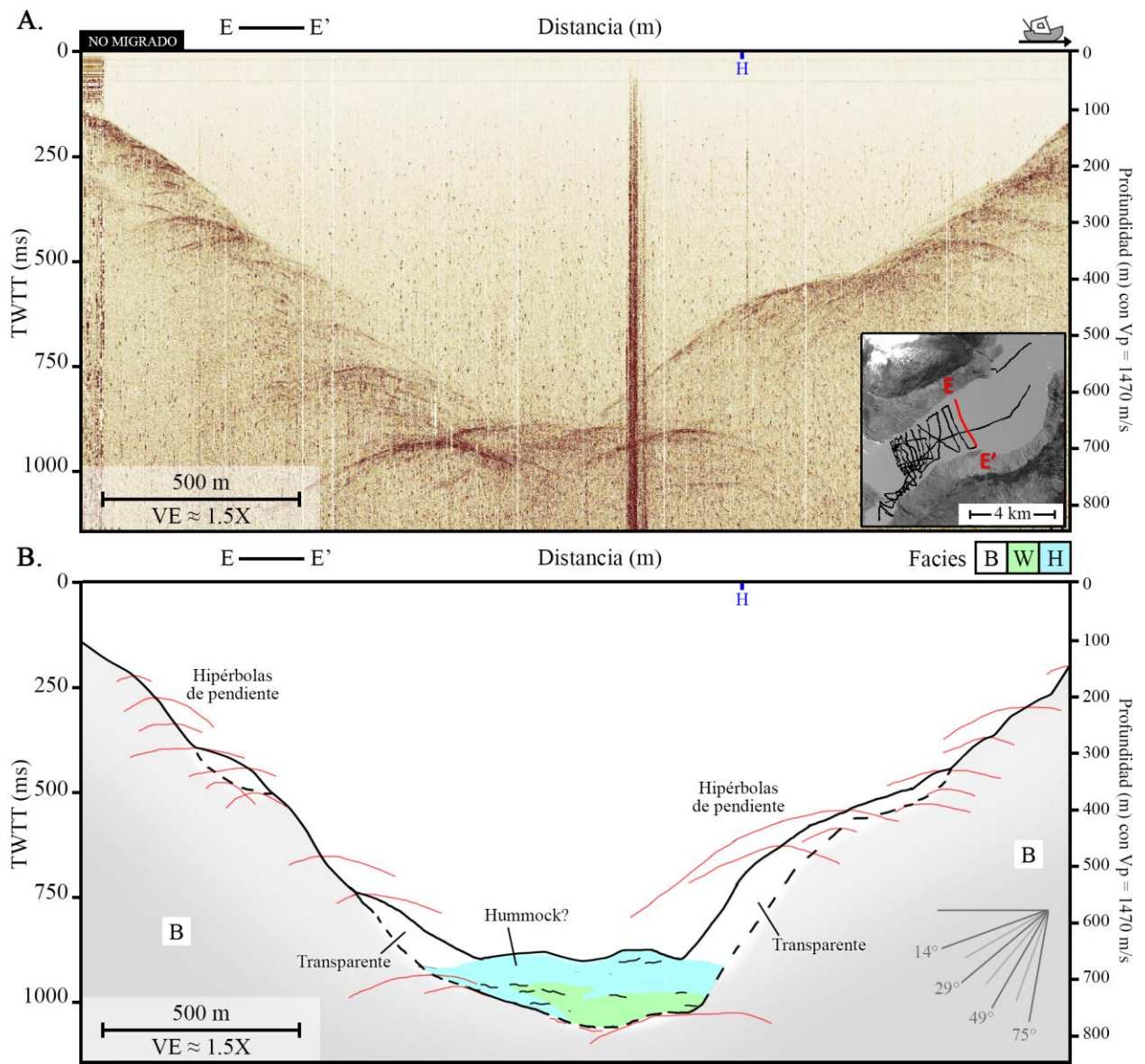


Figura 50. Perfil sísmico GO_E. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GO_E (Figura 50) no posee el marcado reflector horizontal de los perfiles A, C y D, en su lugar, presenta algunas reflexiones hiperbólicas que sobreyacen facies más caóticas sobre hipérbolas de fondo que indican el límite con el basamento acústico. Esta situación es muy similar a la del perfil B. A ambos lados del canal se encuentran cuerpos transparentes sobre las laderas, que no presentan una delimitación clara con el basamento acústico. Al igual que en el resto de los perfiles, la presencia de hipérbolas de pendiente es persistente.

La línea sísmica GO_F (Figura 51) muestra una sección oblicua del brazo Pirámide del lago O'Higgins. De base a techo, hay una incisión cubierta de reflectores ondulados a caóticos (facies W) con una potencia observable de 50 ms, sin embargo, no hay una delimitación clara con el basamento acústico a excepción de la ladera norte en donde se puede seguir la roca madre que aflora en ese sector.

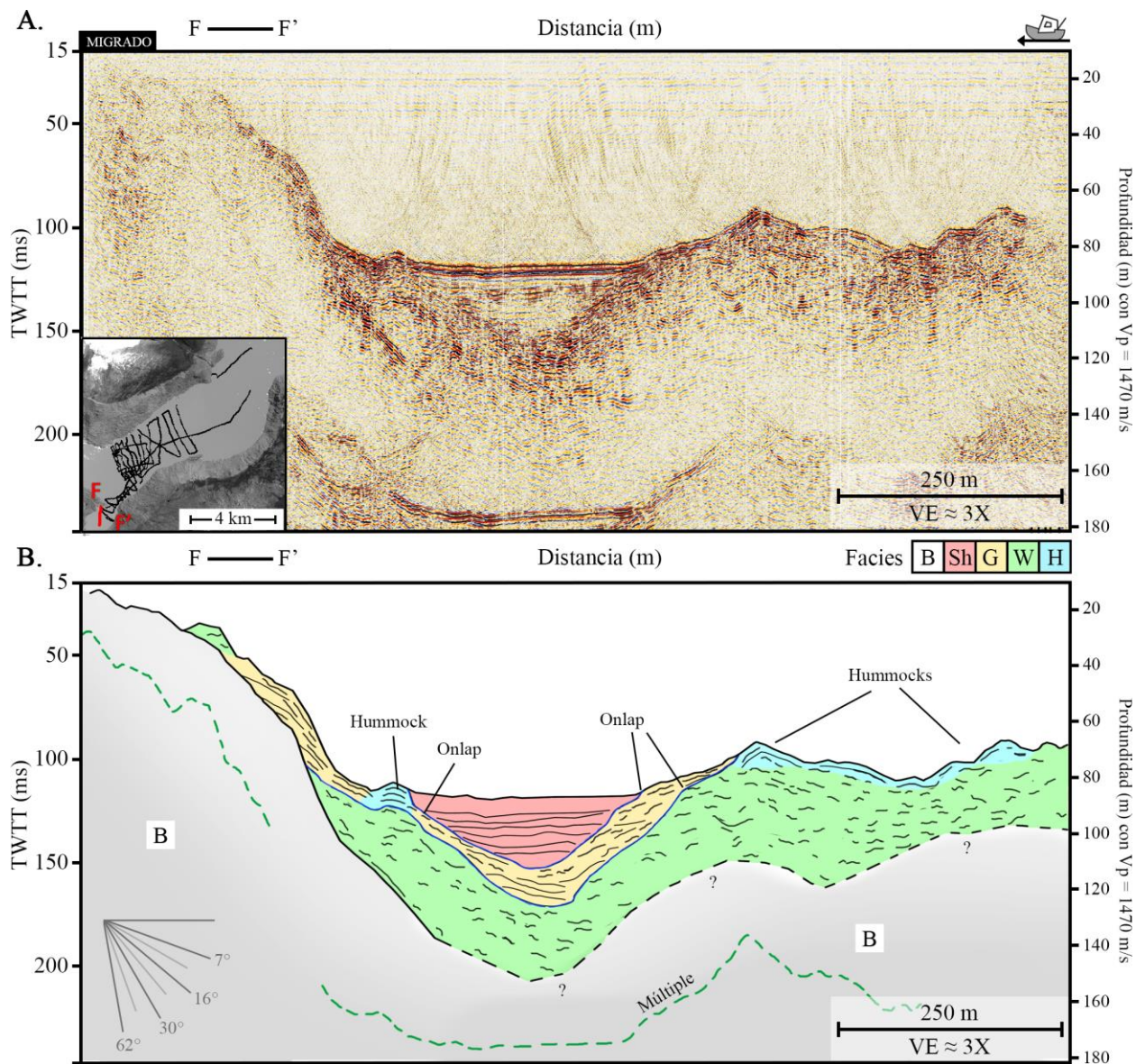


Figura 51. Perfil sísmico GO_F. A) Perfil filtrado y migrado. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

La superficie del depósito de facies W se encuentra cubierto por montículos en la mitad sur y por reflectores subhorizontales en onlap sobre una incisión en la parte central. Entre el cuerpo de facies Sh y W, hay reflectores inclinados 15 – 20° (facies G) cubriendo el canal que luego fue relleno. Por último, en la ladera norte se encuentran reflectores inclinados de facies G que mantienen hacia el sur y terminan en un montículo de facies H.

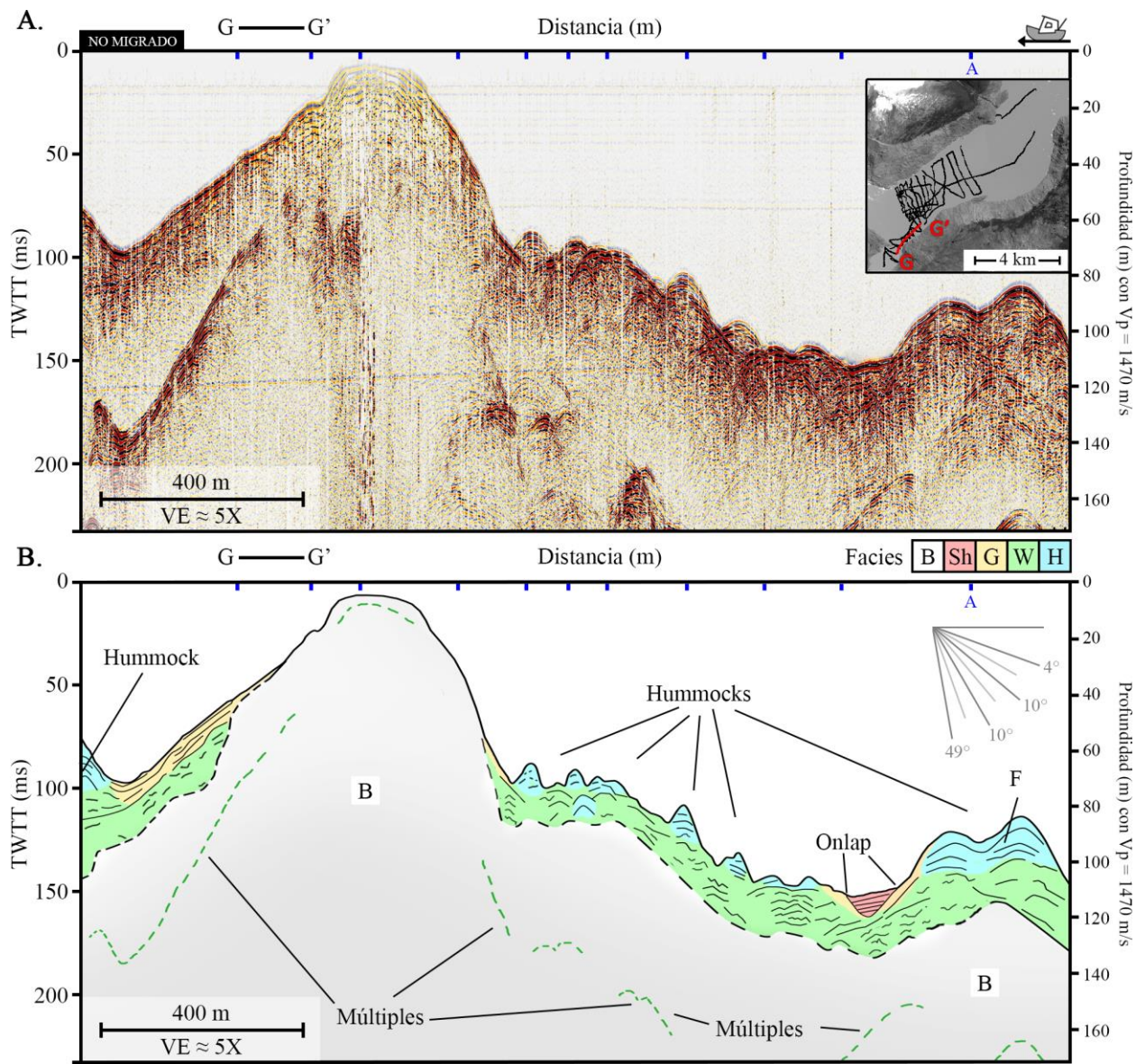


Figura 52. Perfil sísmico GO_G. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GO_G (Figura 52) muestra un corte desde la entrada del brazo Pirámide hasta el cruce con el perfil A. En primer orden se observa una prominencia que llega a pocos metros de la superficie y que separa la cuenca del brazo Pirámide del resto del lago O'Higgins. En la ladera oeste se observan reflectores laminados subparalelos que mantienen hacia el brazo Pirámide, sobreyaciendo reflectores ondulados (facies W).

Hacia el lado este de la prominencia, se destaca una cobertura de facies W de unos 20 – 30 ms sobre la cual existen numerosos hummocks. Destaca un montículo de doble cresta denominado F, sin continuidad lateral en otros perfiles. Una pequeña incisión en la parte distal se encuentra rellena de reflectores horizontales de facies Sh. En todo el perfil no se reconoce el límite con el basamento acústico.

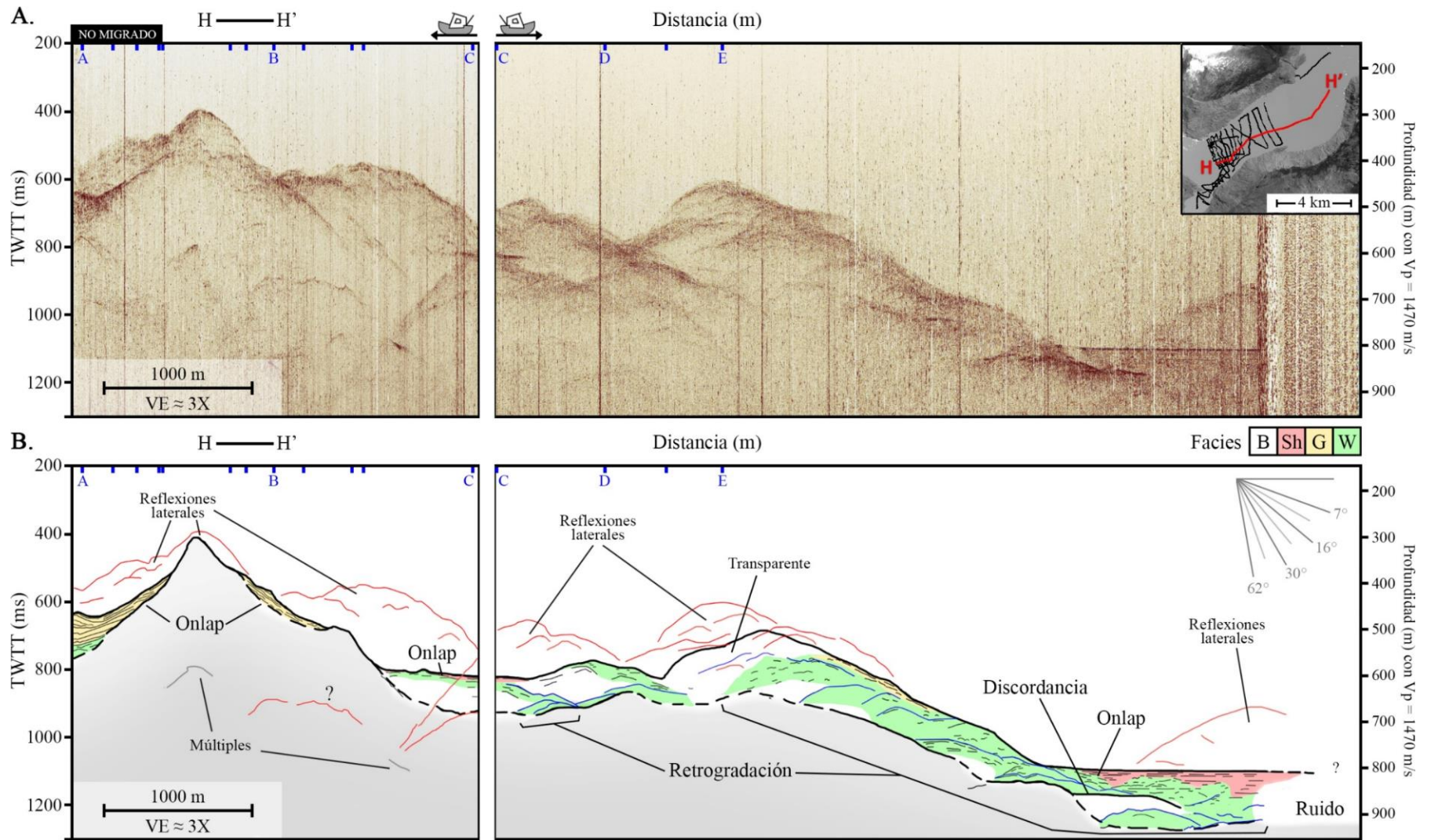


Figura 53. Perfil sísmico GO_H. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GO_H (Figura 53) es el más extenso y corresponde a un corte longitudinal del lago O'Higgins. Este perfil muestra gran cantidad de reflexiones laterales desde los taludes del lago, las cuales complican su interpretación cuando no existen líneas cruzadas. En la parte proximal se observa una prominencia desde que descienden facies G.

En la intersección con el perfil C, se ubica un reflector horizontal que delimita una fina capa de facies Sh y que pierde amplitud gradualmente. Este reflector fue considerado como el fondo real, descartándose las reflexiones que se encuentran por sobre este límite. Subyacen a este reflector facies caóticas y cuerpos transparentes.

Hacia la parte distal se observan reflectores de facies W y cuerpos transparentes agrupados en una retrogradación, los que ganan profundidad hasta llegar a una cuenca con fondo plano en onlap compuesta de facies Sh sobreyaciendo facies W. En este lugar existe un grupo de reflectores de alta intensidad interpretados como producto de compactación de sedimentos. El fondo en este lugar alcanza los 1100 ms (~809 m).

La distinción entre reflectores sedimentarios y el basamento acústico no es clara a lo largo del perfil.

Finalmente, el perfil GO_I (Figura 54) es un corte longitudinal del lago O'Higgins en su parte más distal y cubre la posición del glaciar durante los años '60. En este perfil no se reconoce con claridad el basamento acústico, sin embargo, los afloramientos rocosos del borde del lago tienen continuidad con la parte proximal del perfil. En cuanto a las facies sísmicas presentes, se indica una secuencia de retrogradación de cuerpos lenticulares de facies W que subyacen a zonas de reflectores hiperbólicos que forman hummocks en la parte alta, y reflectores laminados en ángulo de 10° en la parte baja.

Este perfil muestra una relación señal/ruido baja, y no posee líneas cruzadas como control de la interpretación.

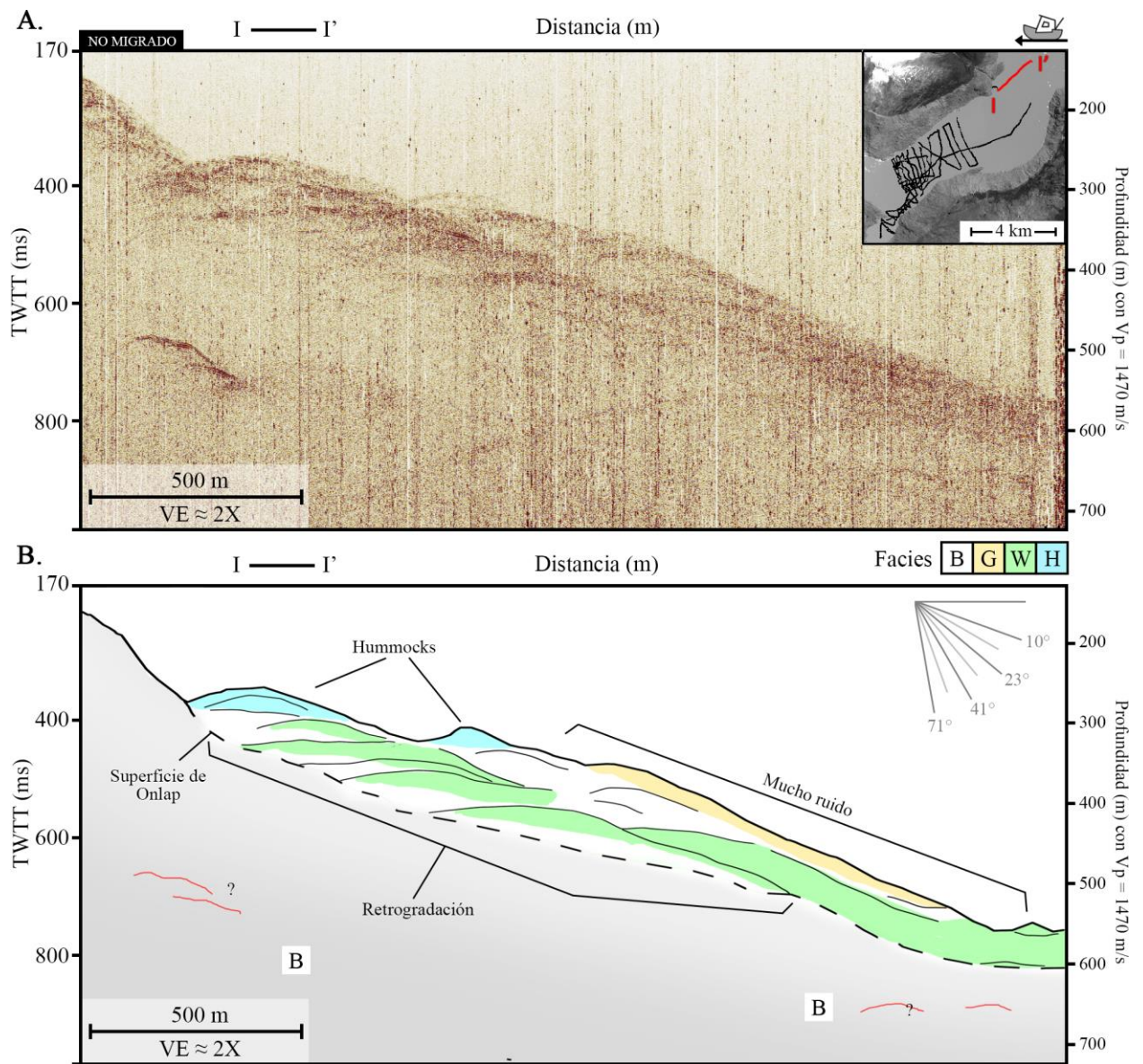


Figura 54. Perfil sísmico GO_I. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

6.1.4 Productos sísmicos calculados

6.1.4.1 Batimetría

Para determinar la batimetría del lago O'Higgins se utilizaron tres fuentes de datos de distintas campañas facilitadas por Andrés Rivera (Figura 55), detalladas a continuación:

- 1) Delimitación del fondo lacustre en los perfiles sísmicos de este trabajo, se usó una velocidad del sonido en agua de 1470 m/s. Campaña del año 2015.
- 2) Datos de ecosonda usados por [Casassa et al. \(2007b\)](#). Campaña del año 2004 y 2005.
- 3) Datos de ecosonda en campaña del año 2017.

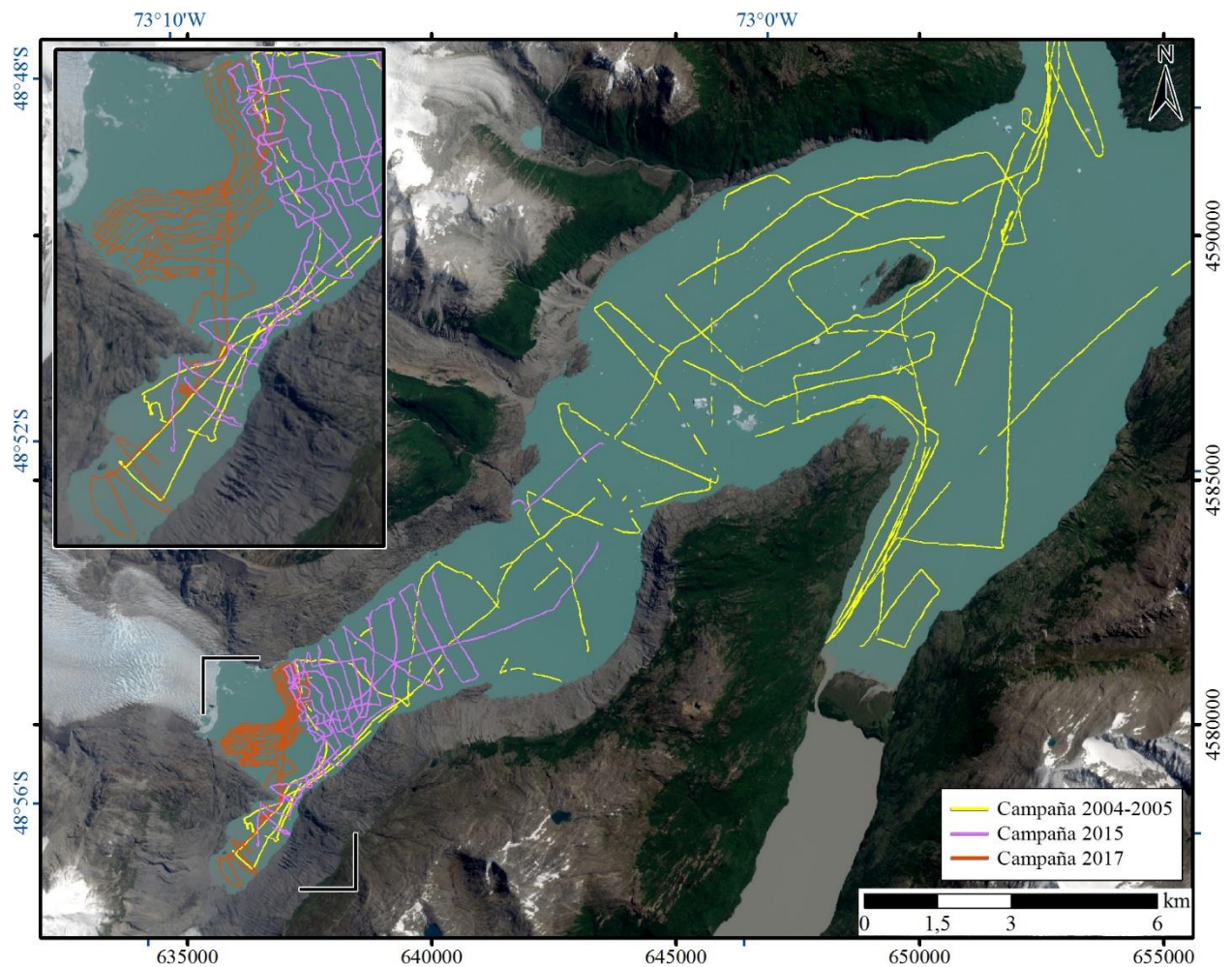


Figura 55. Mapa de distribución de las líneas sísmicas y de ecosonda utilizadas en el modelamiento batimétrico. Imagen Sentinel-2 del 27 de febrero de 2020.

Los sets de datos mostraron diferencias menores a 15 m en las intersecciones de líneas, probablemente ocasionadas por variaciones sutiles en la interpretación. De todas formas, existe una buena correlación entre los diferentes sets de datos

Se utilizó la herramienta *Topo to raster* para realizar una interpolación simple de los datos, de los que se obtuvo el modelo batimétrico presentado en la Figura 56.

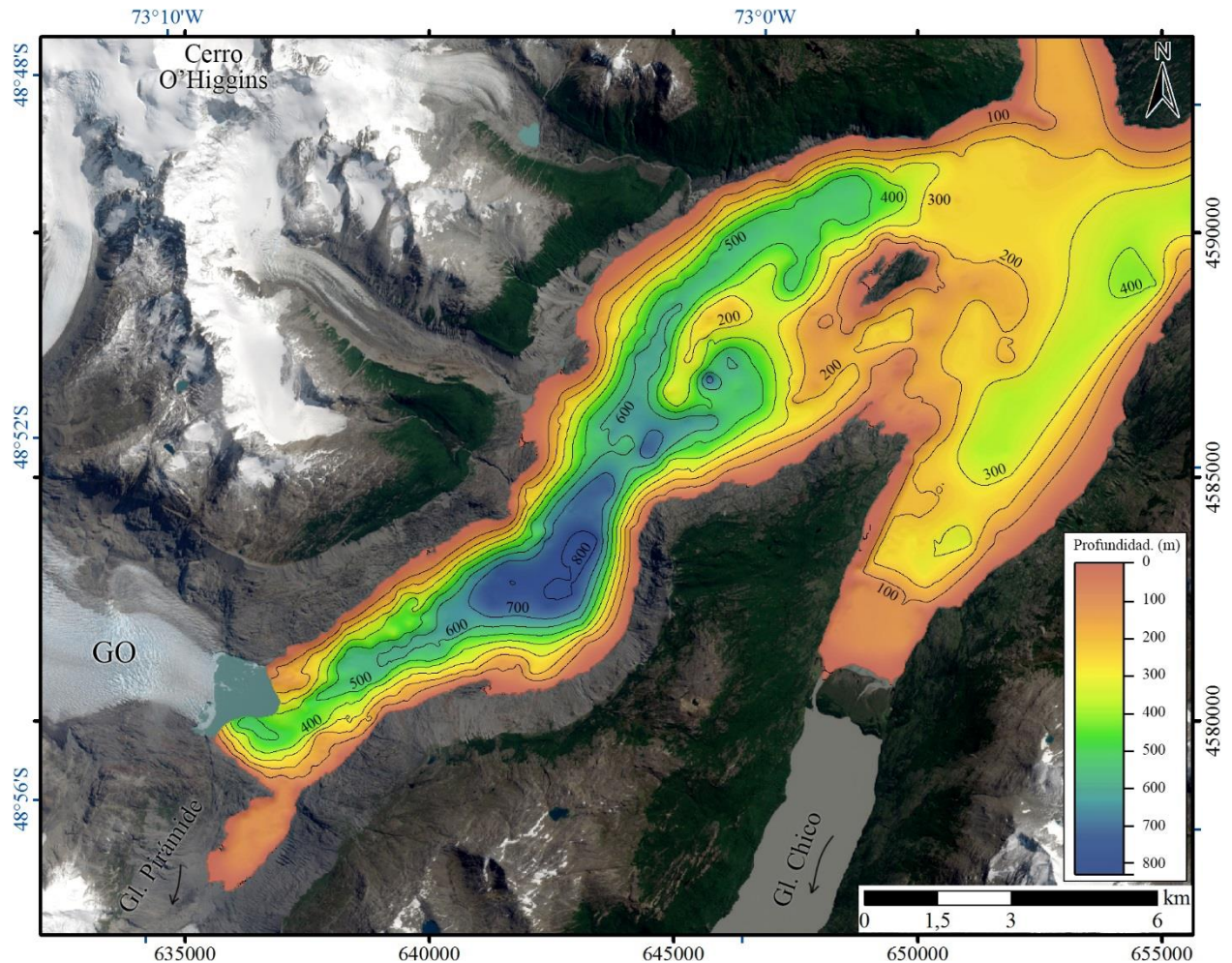


Figura 56. Modelo de batimetría del lago O'Higgins obtenido con datos sísmicos y de ecosonda en campañas de los años 2004, 2005, 2015 y 2017. $V_p=1.470$ m/s.

La profundidad máxima del modelo alcanza los 829 m, siendo notoria la gran incisión central del lago de entre 400 - 600 m en gran parte de su extensión. En torno a la Isla Chica las profundidades disminuyen rápidamente, indicando la mayor altura del sustrato bajo el lago.

6.1.4.2 Basamento acústico y espesor de sedimentos

El volumen de sedimentos se calculó como la diferencia entre el fondo del lago y el basamento acústico, en cada línea sísmica. En las zonas donde el límite no era del todo claro se utilizaron criterios geológicos en base al resto de las líneas sísmica para tener una aproximación mínima del espesor de sedimentos depositados recientemente.

Posteriormente se interpoló a 20 m de resolución con la herramienta *Topo to raster* de Arcmap, usando el borde del lago con roca expuesta como condición de borde (profundidad 0 m). El modelo de interpolación del basamento acústico se muestra en la Figura 57.

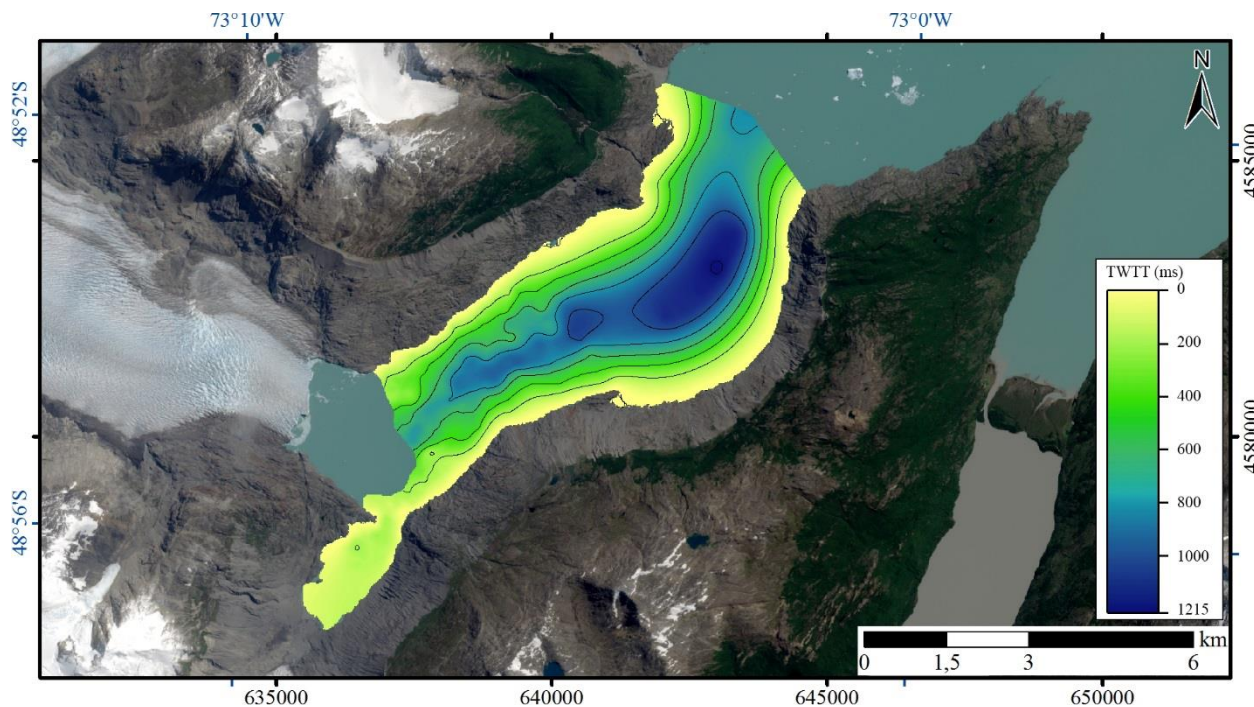


Figura 57. Profundidad de sedimentos en el lago O'Higgins, isótopos cada 200 ms. Profundidad en TWTT=Two-way travel time.

Dado que las líneas sísmicas cubren una porción menor que el set de datos batimétricos, solo se presenta el área cubierta por líneas sísmicas.

La profundidad máxima del modelo de basamento acústico es de 1215 ms y corresponde con la zona de mayor profundidad del fondo del lago.

Para obtener el espesor de sedimentos, se realizó la resta algebraica entre el modelo de basamento acústico en (Figura 57) y el batimétrico (Figura 56) en unidades de TWTT (conversión usando velocidad del sonido en agua de 1.470 m/s), con la condición basamento acústico – batimetría ≥ 0 . El resultado de esta resta equivale al espesor de sedimentos para cada celda en TWTT, por lo que luego se realizó la conversión a metros usando una velocidad del sonido en sedimentos glaciolacustres de entre 1.500 y 1.700 m/s (Fernández et al., 2011).

El modelo de espesor de sedimentos se muestra en la Figura 58. El máximo espesor obtenido es de 184 m con una velocidad de sedimentos promedio en sedimentos de 1600 m/s. La presencia de

grandes espacios sin datos se debe a la baja densidad de líneas sísmicas, lo que no permite una interpolación que se ajuste de mejor manera al modelo batimétrico.

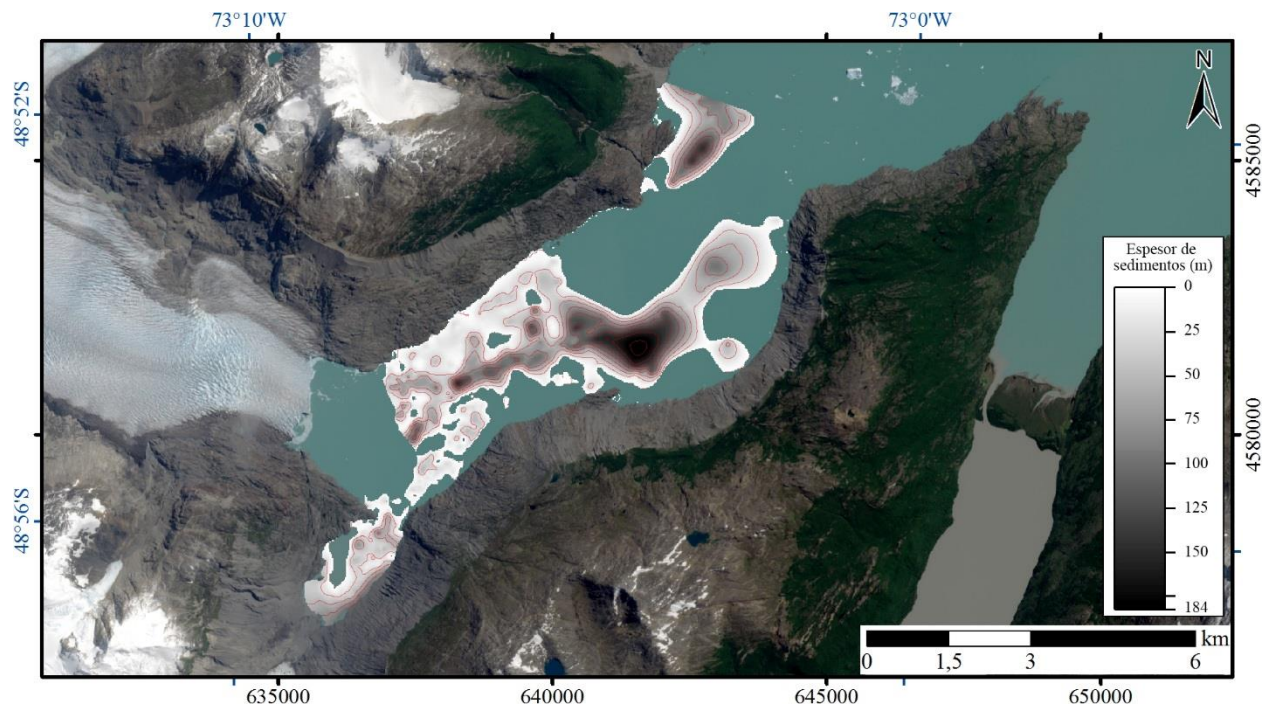


Figura 58. Modelo de espesor de sedimentos del lago O'Higgins usando velocidad del sonido en sedimentos de 1600 m/s. Se muestran isópacas cada 25m de espesor de sedimentos.

Al realizar la suma de profundidades del modelo batimétrico y el espesor de sedimentos, se obtiene la profundidad aproximada en metros del basamento acústico en el lago O'Higgins (Figura 59).

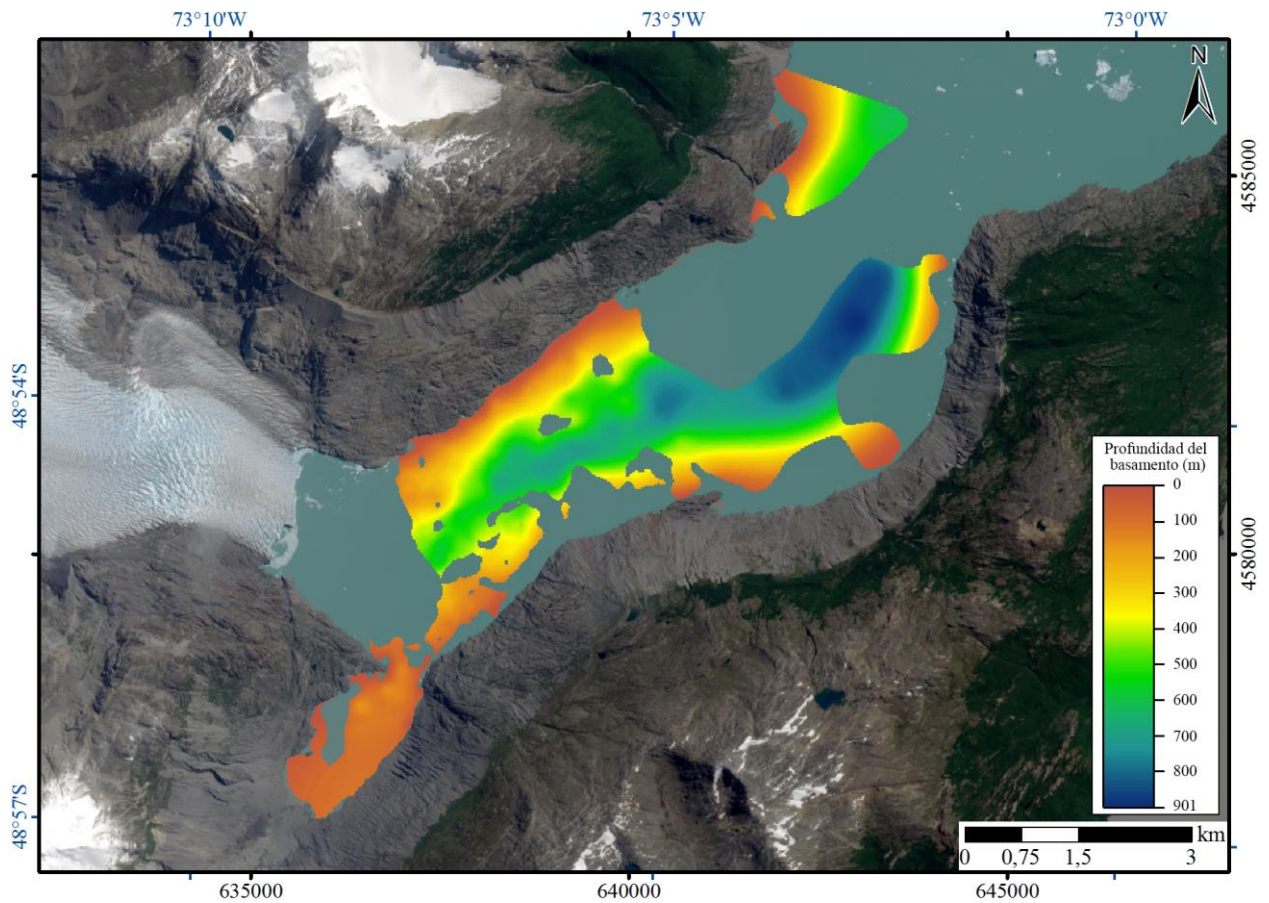


Figura 59. Profundidad aproximada del basamento acústico en el lago O'Higgins, utilizando $V_p = 1470$ m/s para el agua y $V_p = 1600$ m/s para los sedimentos.

6.1.4.3 Tasa de erosión

El volumen total de sedimentos calculados en el lago es $(6,9 \pm 0,4) \times 10^8$ m³. Utilizando una densidad de sedimentos de entre 1.600 y 1.800 kg/m³ (Fernández et al., 2011) se obtiene una masa de roca seca de $(1,2 \pm 0,14) \times 10^{12}$ kg y asumiendo una densidad promedio del basamento rocoso de 2.700 kg/m³ se calcula un volumen de roca seca de $(4,3 \pm 0,5) \times 10^8$ m³.

Usando la Ecuación 2, la tasa de erosión del GO se calcula usando un tamaño de cuenca de $881 \pm 4,5$ km² y rango temporal de 55 ± 1 años, dado que el modelo de espesor de sedimentos cubre, parcialmente, la zona en la que se encontraba el glaciar entre 1960 y 2015.

Con lo anterior, obtiene una tasa de erosión promedio para la cuenca del de GO (\dot{E}) de $9,0 \pm 1,3$ mm/a y un flujo volumétrico de sedimentos (F_s) de $(1,2 \pm 0,1) \times 10^7$ m³/a entre los años 1960 y 2015.

6.2 Glaciar Viedma (GV)

6.2.1 Posición del frente y retroceso

Para reconstruir la dinámica reciente del GU se recopiló información disponible entre los años 1916 y 2020, la cual se divide en 39 imágenes satelitales, 1 ortofotografía, 1 fotografía oblicua y 1 datos provenientes de otros autores, en total, se incluye la información de 37 años diferentes. En la Tabla 5 se muestra el detalle de la base de datos.

Tabla 5. Base de datos de imágenes usadas en la reconstrucción del frente del glaciar Viedma entre 1916 y 2020.

N°	Fecha (Año/Mes/Día)	Dataset/Fuente	Tipo	Resolución (m/px)
1	27-02-2020	Sentinel-2	Imagen Satelital	10
2	19-03-2019	Sentinel-2	Imagen Satelital	10
3	27-03-2018	Sentinel-2	Imagen Satelital	10
4	24-03-2017	Landsat 8	Imagen Satelital	30
5	21-03-2016	Landsat 8	Imagen Satelital	30
6	04-04-2015	Landsat 8	Imagen Satelital	30
7	01-04-2014	Landsat 8	Imagen Satelital	30
8	12-02-2014	Landsat 8	Imagen Satelital	30
9	22-04-2013	Landsat 7	Imagen Satelital	30
10	12-03-2013	Landsat 7	Imagen Satelital	30
11	14-01-2012	Landsat 7	Imagen Satelital	30
12	03-04-2012	Landsat 7	Imagen Satelital	30
13	20-02-2011	Landsat 5	Imagen Satelital	30
14	29-03-2010	Landsat 7	Imagen Satelital	30
15	13-05-2009	Landsat 7	Imagen Satelital	30
16	12-02-2008	Landsat 5	Imagen Satelital	30
17	24-04-2008	Landsat 7	Imagen Satelital	30
18	05-03-2007	Landsat 7	Imagen Satelital	30
19	25-02-2007	Landsat 5	Imagen Satelital	30
20	22-02-2006	Landsat 5	Imagen Satelital	30
21	31-03-2005	Landsat 7	Imagen Satelital	30
22	23-03-2005	Landsat 5	Imagen Satelital	30
23	12-03-2004	Landsat 7	Imagen Satelital	30
24	10-03-2003	Landsat 7	Imagen Satelital	30
25	31-03-2002	Landsat 5	Imagen Satelital	30
26	19-01-2002	Landsat 7	Imagen Satelital	30
27	20-03-2001	Landsat 7	Imagen Satelital	30
28	12-03-2001	Landsat 5	Imagen Satelital	30
29	07-07-2000	Landsat 7	Imagen Satelital	30
30	02-04-2000	Landsat 7	Imagen Satelital	30
31	23-03-1999	Landsat 5	Imagen Satelital	30
32	20-03-1998	Landsat 5	Imagen Satelital	30
33	13-02-1997	Landsat 5	Imagen Satelital	30
34	05-04-1985	Landsat 5	Imagen Satelital	60
35	07-10-1984	Landsat 5	Imagen Satelital	60
36	20-03-1979	Declass-2	Ortofotografía	12
37	08-03-1979	Landsat 3	Imagen Satelital	60
38	25-02-1976	Landsat 3	Imagen Satelital	60
39	10-10-1966	Declass-1 - USGS	Imagen Satelital	4
40	29-10-1963	Declass-1 - USGS	Imagen Satelital	100
41	1945	USAF - Trimetrogon	Fotografía Oblicua	-
42	1916	Kölliker et al. (1917)	Mapa	-

La base de datos recopilada muestra continuidad anual entre 1997 y 2020, presentando un gap de doce años entre 1985 y 1997. Entre 1985 y 1963 las imágenes escasean, encontrándose solo 6 de

ellas. Los primeros años con información se remontan a 1916 (observaciones de Kölliker et al. 1917) y 1945 con las fotografías aéreas tomadas por la USAF. A partir de la información anterior, se delimitó el frente del GV para cada año recopilado (Figura 60).

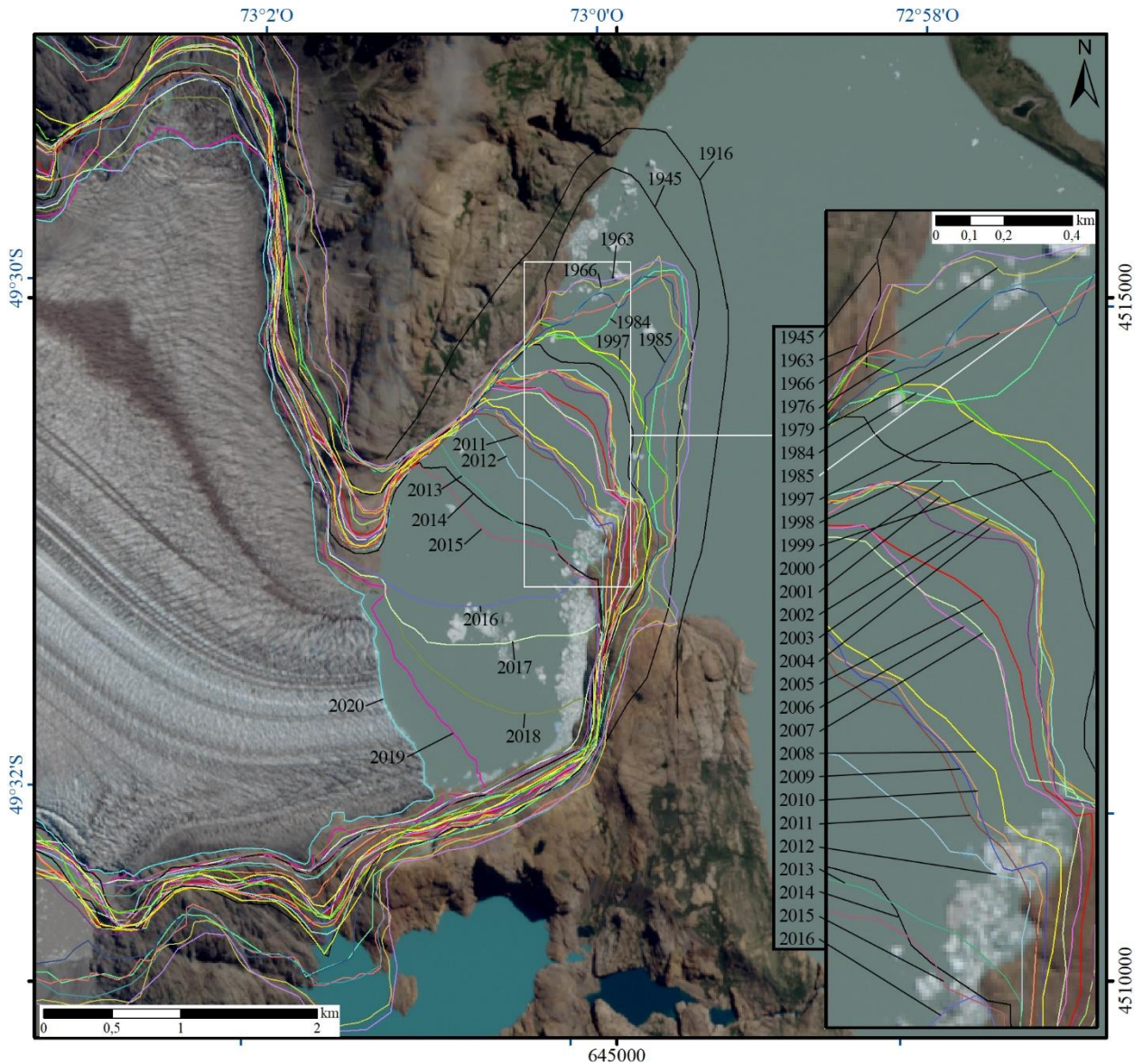


Figura 60. Posición del Glaciar Viedma en el periodo 1916-2019. Fondo: imagen Sentinel-2 del 20 de febrero de 2020.

Se observa que el GV presenta un retroceso entre su frente actual y la posición al año 1916 de 4,6 km en línea recta. Sin embargo, este retroceso no ha sido constante a través del tiempo, pues se ha visto notoriamente incrementado desde el 2011 a la fecha.

Entre el 1916 y 2011, el glaciar muestra un comportamiento relativamente estable, con un desplazamiento de su frente de solo 2,2 km. Durante este periodo, la tendencia general del glaciar es al retroceso lento, a pesar de encontrarse periodos muy estables como el 1963-1985 donde el glaciar se mantiene prácticamente en el mismo lugar, así como también hay algunos avances como

el ocurrido el año entre 1998 y 1999, cuando el glaciar se expande rápidamente 100 a 200 m para luego perder dicha área al año siguiente.

El retroceso del glaciar Viedma también se puede apreciar en la parte sur, zona en que el glaciar ocupó parte de laguna Viedma y dos lagunas menores. Así mismo, es notorio el adelgazamiento de hielo de varios cientos de metros en los bordes del glaciar.

A partir de la Figura 60, se calcula la tasa de retroceso anual promedio para el glaciar Viedma, utilizando los tres métodos: M1) variación de superficie en el frente glaciar, M2) variación de longitud de la línea central del canal y M3) variación lineal normalizada por el ancho. En la Tabla 6 se muestran los resultados obtenidos para el periodo 1916-2020, notar que la tasa de retroceso anual para el año X se calcula entre el verano del año X y X-1.

Tabla 6. Tasa de retroceso (valores positivos) anual promedio para el glaciar Viedma en el periodo 1916 - 2020 usando los tres métodos.

Periodo/Año	1. Δ Área (m ² /a)	2. Δ Línea Central (m/a)	3. Δ Lineal normalizada (m/a)
1916-1945	36488	7	10
1946-1963	29360	5	10
1964-1966	64628	59	26
1967-1976	18568	-12	11
1977-1979	37058	11	21
1980-1984	29523	-11	16
1985	51658	90	28
1986-1997	36154	54	34
1998	163200	149	139
1999	-235278	-87	-156
2000	433925	217	295
2001	40087	39	27
2002	50381	57	36
2003	-35083	-64	-26
2004	20655	25	15
2005	140606	179	105
2006	68150	86	50
2007	7334	-2	5
2008	251128	263	186
2009	88413	50	60
2010	855	-27	1
2011	54694	57	38
2012	201194	213	139
2013	410594	322	282
2014	101335	-5	61
2015	145662	156	88
2016	923694	487	550
2017	442672	302	273
2018	573132	371	344
2019	586332	223	339
2020	390790	271	223

Con los datos de la Tabla 6 se construye el gráfico de la Figura 61.

El retroceso anual promedio del GV para el período 1916-2020 es de 72.450 m²/a (M1) de superficie y 42 m/a (M2 y M3) lineales. Además, el retroceso acumulado en el mismo período es de 7,53 km² (M1), 4.328 m (M2) y 4.316 m (M3) respectivamente.

El año de máximo retroceso es 2016, cuando el GV pierde 923.694 m² de superficie en su frente, equivalente a 487 m (M2) y 550 m (M3) de retroceso lineal. Por otra parte, el mayor avance anual se produce el año 1999 con una superficie 235.278 m² mayor al año 1998, lo que representa 87 m (M2) y 155 m (M3) de avance anual.

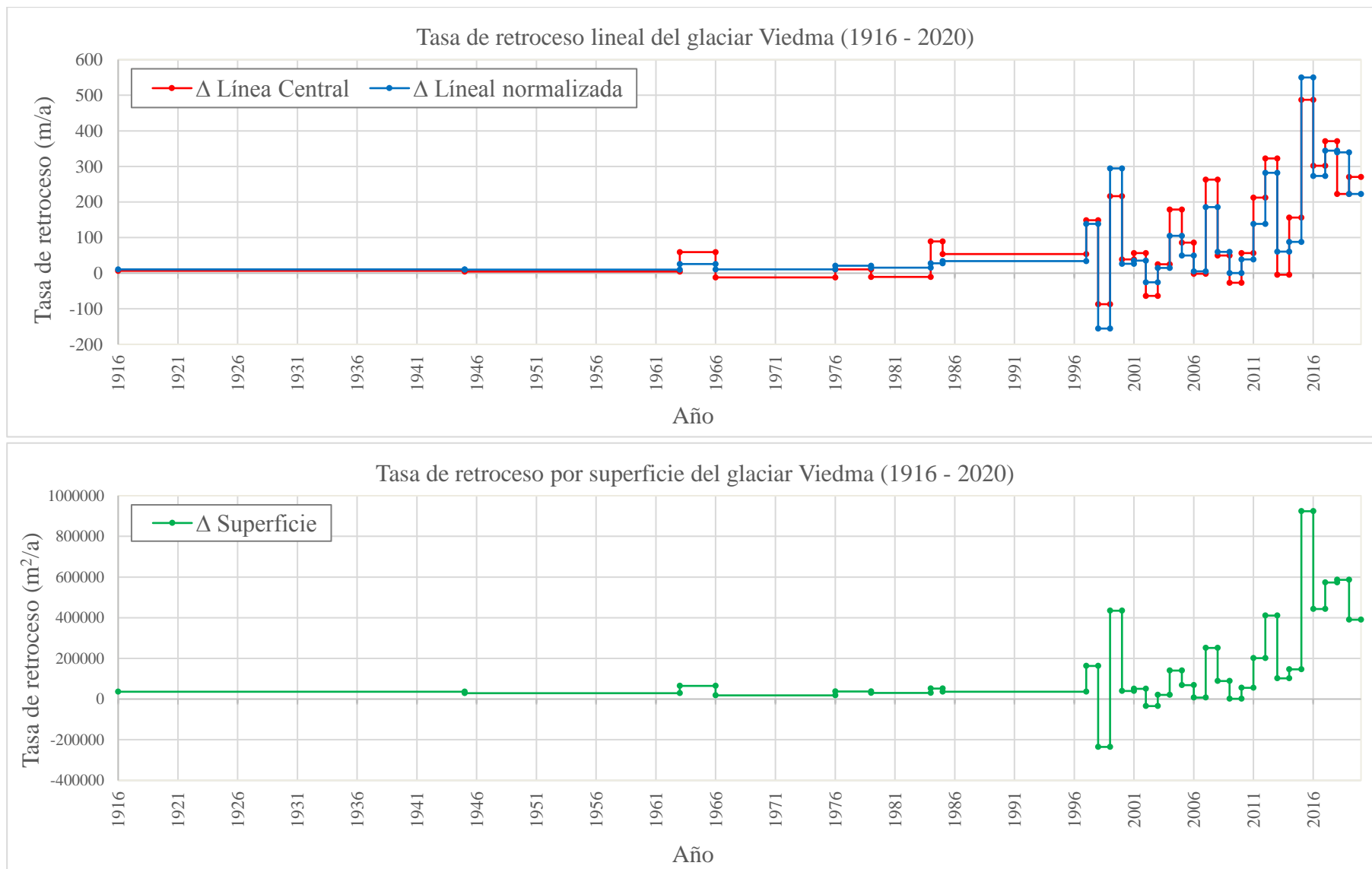


Figura 61. Tasa de retroceso lineal (arriba) y por superficie (abajo) del glaciar Viedma, durante el periodo 1916 - 2020.

6.2.2 Cuenca de drenaje

A continuación, se muestra la delimitación de la cuenca de drenaje del glaciar Viedma para el año 2020, obtenida a partir del modelo de elevación y las herramientas de *Spatial Analyst* de ArcGIS. Además, se determinó el área cubierta de hielo en la cuenca utilizando imágenes satelitales actuales.

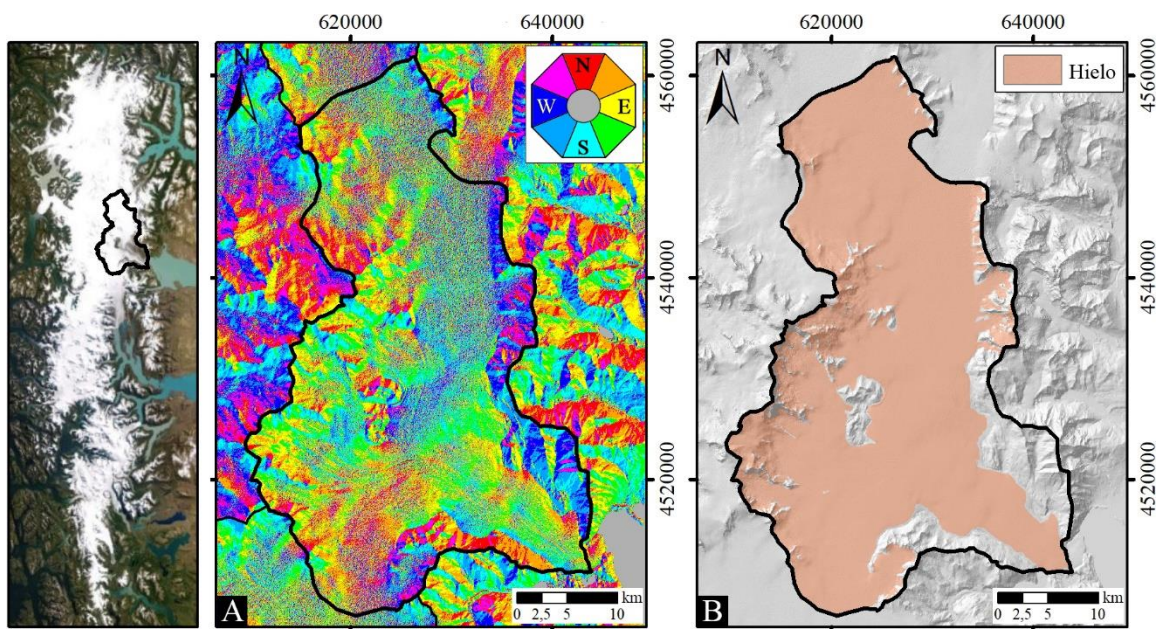


Figura 62. A) Mapa de orientación de superficies y cuenca de drenaje determinada para el glaciar Viedma. B) Área cubierta de hielo en la cuenca de drenaje. El límite corresponde al año 2020.

La delimitación de la cuenca no presentó mayores dificultades, salvo por la zona entre el glaciar O'Higgins y Chico. El área de la cuenca de drenaje obtenido para el año 2020 es de $1096,1 \pm 5,5$ km², mientras que la cobertura de hielo alcanza un total de 908 km², lo equivale al 82,9% de la cuenca de drenaje.

6.2.3 Perfiles sísmicos

A continuación, se presentan los principales resultados del estudio sísmico en el lago Viedma, presentándose la geometría de las líneas sísmicas, las facies sísmicas que se reconocen en el registro, la descripción de líneas sísmicas representativas y por último se muestran los modelos de batimetría, basamento acústico y espesor de sedimentos obtenidos para determinar la tasa de erosión.

La adquisición de datos sísmicos frente al GV se realizó entre el 10 y 18 de mayo de 2015 por el equipo del CECs, y suman un total de 77,9 km. Gran parte de los registros presentó una muy buena

calidad, siendo las líneas cercanas al frente glaciar las que presentaron menor relación señal/ruido y presencia de artefactos, por lo que fueron desechadas selectivamente.

Para mejorar y facilitar la interpretación, se crearon mosaicos de diferentes líneas sísmicas con el fin de producir líneas de mayor rectitud y utilidad. Además, se escogieron 12 de estas líneas para ser interpretadas en detalle en función de sus facies sísmicas

La distribución de las líneas analizadas en este trabajo se muestra en la Figura 63.

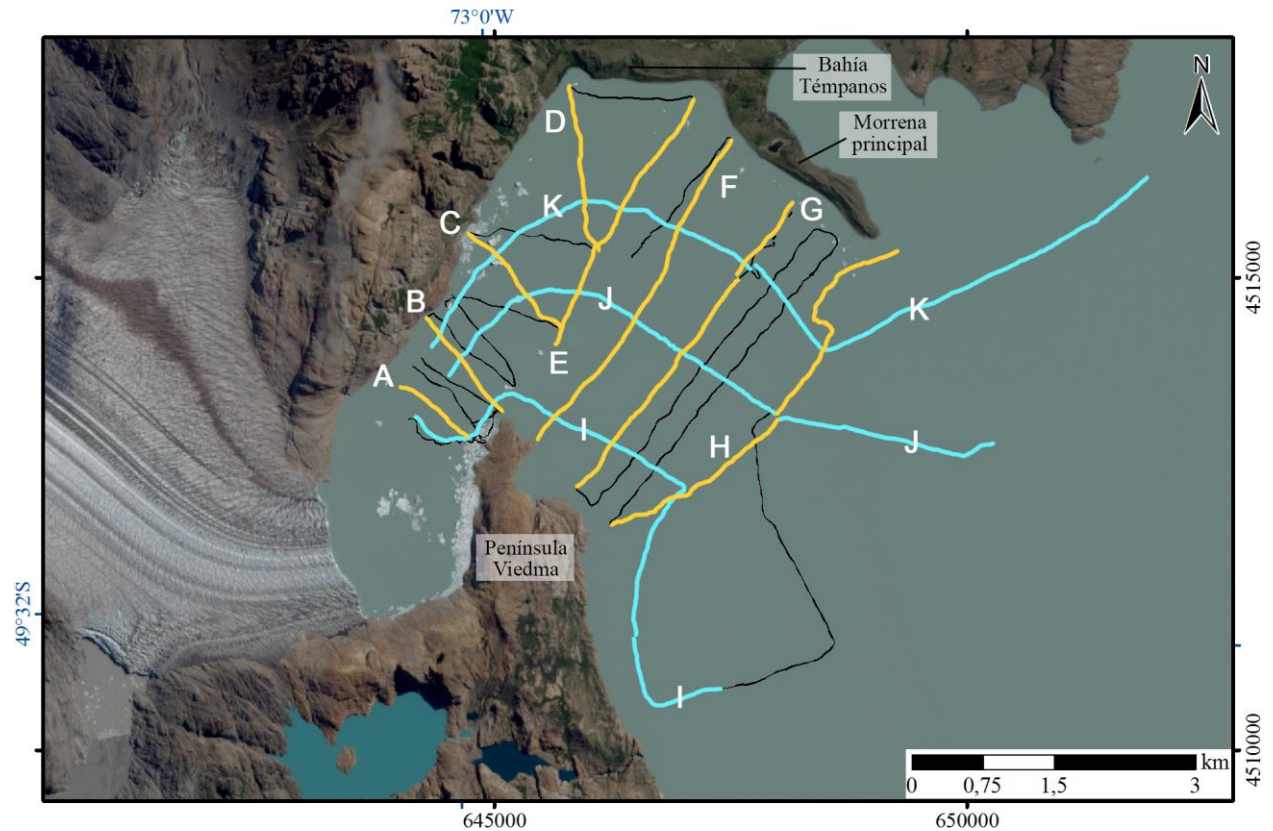


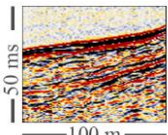
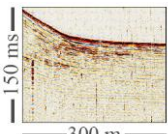
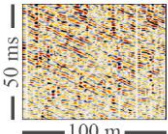
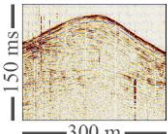
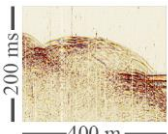
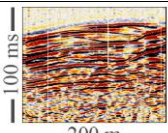
Figura 63. Líneas sísmicas en el lago Viedma analizadas en este trabajo. En color amarillo y celeste se muestran las líneas con interpretación de detalle. En color negro se muestran las líneas adicionales usadas para limitar la batimetría y espesor de sedimentos. Imagen de fondo: Sentinel-2 del 20 de febrero de 2020.

6.2.3.1 Facies sísmicas

Se determinaron 7 facies sísmicas en los perfiles del Lago O'Higgins, caracterizadas por la disposición de los reflectores y geometría de sus bordes. El detalle se presenta en la Tabla 7.

Tabla 7. Facies sísmicas presentes en perfiles sísmicos del lago Viedma. Se muestra un ejemplo de visualización en perfil procesado sin migrado y migrado

Facies	Ejemplo sísmico (no migrado)	Descripción
--------	------------------------------	-------------

<p>B <i>Basamento acústico</i></p>		<p>Reflectores de baja amplitud, sin coherencia ni continuidad. En superficie puede presentar reflectores hiperbólicos externos de gran longitud (>300 m) y alta amplitud. No hay penetración acústica debido a la dureza del sustrato o baja potencia de la señal.</p>
<p>Sh <i>Estratificado horizontal</i></p>		<p>Reflectores continuos, con estratificación paralela a subparalela. Alta amplitud en superficie seguida de reflectores de amplitud media. Se encuentran rellenando cuencas, con disposición en onlap en ambos límites laterales. Puede presentar pequeñas hipérbolas entre las laminaciones.</p>
<p>G <i>Estratificado en pendiente</i></p>		<p>Reflectores continuos a semicontinuos, con estratificación subparalela débil en al alto ángulo con mayor o menor grado caótico internamente. Las laminaciones progradan hacia las zonas profundas. Amplitud variable. Forma cuerpos alargados sobre las laderas.</p>
<p>Sc <i>Estratificado concordante</i></p>		<p>Reflectores semicontinuos con estratificación paralela concordante. Alta amplitud en superficie seguida de reflectores de amplitud media a baja. A diferencia de la facies Sh, se presenta en onlap solo en uno de sus laterales, mientras que en el otro extremo se asocia en continuidad lateral con cuerpos de facies MB. Forma mantos tabulares de hasta 170 ms de espesor, presentando transparencia hacia la base.</p>
<p>Sp <i>Estratificado progradante</i></p>		<p>Reflectores semicontinuos con estratificación subparalela progradante de alto ángulo y amplitud media, en toplap con una discordancia que lo separa de facies más superficiales. Se dispone en cuerpos de gran espesor (hasta 200 ms) sobre el basamento acústico, en una transición gradual posiblemente por pérdida de potencia.</p>
<p>MB <i>Banco morrénico</i></p>		<p>Reflectores con una débil laminación y amplitud alta en superficie pero media a baja internamente. En perfil forma un montículo de gran espesor y longitud, y en planta se observa un cuerpo alargado de algunos kilómetros de longitud. Internamente la estratificación puede tener diversas orientaciones separadas por discordancias y estructuras. Puede presentar continuidad lateral con facies Sc y pequeñas hipérbolas en su superficie.</p>
<p>F <i>Abanico</i></p>		<p>Reflectores con débil laminación concordante en superficie y estructura interna caótica. Amplitud alta en superficie y baja internamente. Forma cuerpos en forma de montículos menores a 100 ms, acotados tanto en perfil como en planta. Puede presentar pequeñas hipérbolas.</p>
<p>M <i>Montado</i></p>		<p>Reflectores semicontinuos con laminación paralela, los cuales se intercalan montándose entre sí. Se encuentran generalmente en pendiente y se vuelven más caóticos y transparentes en profundidad. En perfil forma cuerpos alargados de 50 – 100 ms de espesor que sobreyacen las facies Sp por contacto discordante.</p>

Cabe destacar que, debido a la calidad variable de las líneas sísmicas y la gran cantidad de artefactos produciendo interferencia en la señal de interés, no siempre fue posible identificar la facies sísmica correspondiente.

6.2.3.2 Descripción de perfiles sísmicos

Los perfiles sísmicos obtenidos frente al glaciar Viedma poseen una calidad variable según su ubicación. Los perfiles ubicados en la parte proximal (posterior al límite del frente glaciar del año 1960) presentan una relación señal/ruido regular, mientras que los distales muestran una buena calidad. En ambos casos se logra reconocer reflectores a profundidades por sobre los 600 m. En la parte proximal es común la presencia de reflexiones laterales desde las paredes del canal e hipérbolas de pendiente, lo que debe ser analizado con precaución pues llevan fácilmente a una interpretación errónea por la dificultad de diferenciar reflexiones laterales de reflexiones genuinas.

Para corregir la geometría de las pendientes se consideraron los perfiles migrados para delimitar el fondo o bien, la delimitación manual uniendo los ápex de las hipérbolas en la sísmica sin migrar. En la parte distal no fue necesaria la migración.

Por otro lado, la superficie del basamento acústico fue difícil de delimitar, dado que la parte proximal no se reconoció un reflector continuo y de alta amplitud, mientras que en la parte distal la señal perdía potencia gradualmente entre las reflexiones múltiples, generando una transición gradual y confusa en donde el basamento acústico no representa necesariamente el lecho rocoso.

A continuación, se muestran los 12 perfiles representativos del lago Viedma, con la profundidad expresada en TWTT (*two-way travel time*). Notar que la velocidad del sonido difiere en diferentes tipos de medio, por lo que la vertical no tiene una escala en metros que sea constante. En cada perfil se muestra dónde cruzan otras líneas para el control de la interpretación (marcas azules en la parte superior), un esquema de ángulos en función de la exageración vertical aproximada (VE), un mapa de ubicación del perfil dentro del lago y un bote en la parte superior que indica el sentido de marcha en la adquisición de datos.

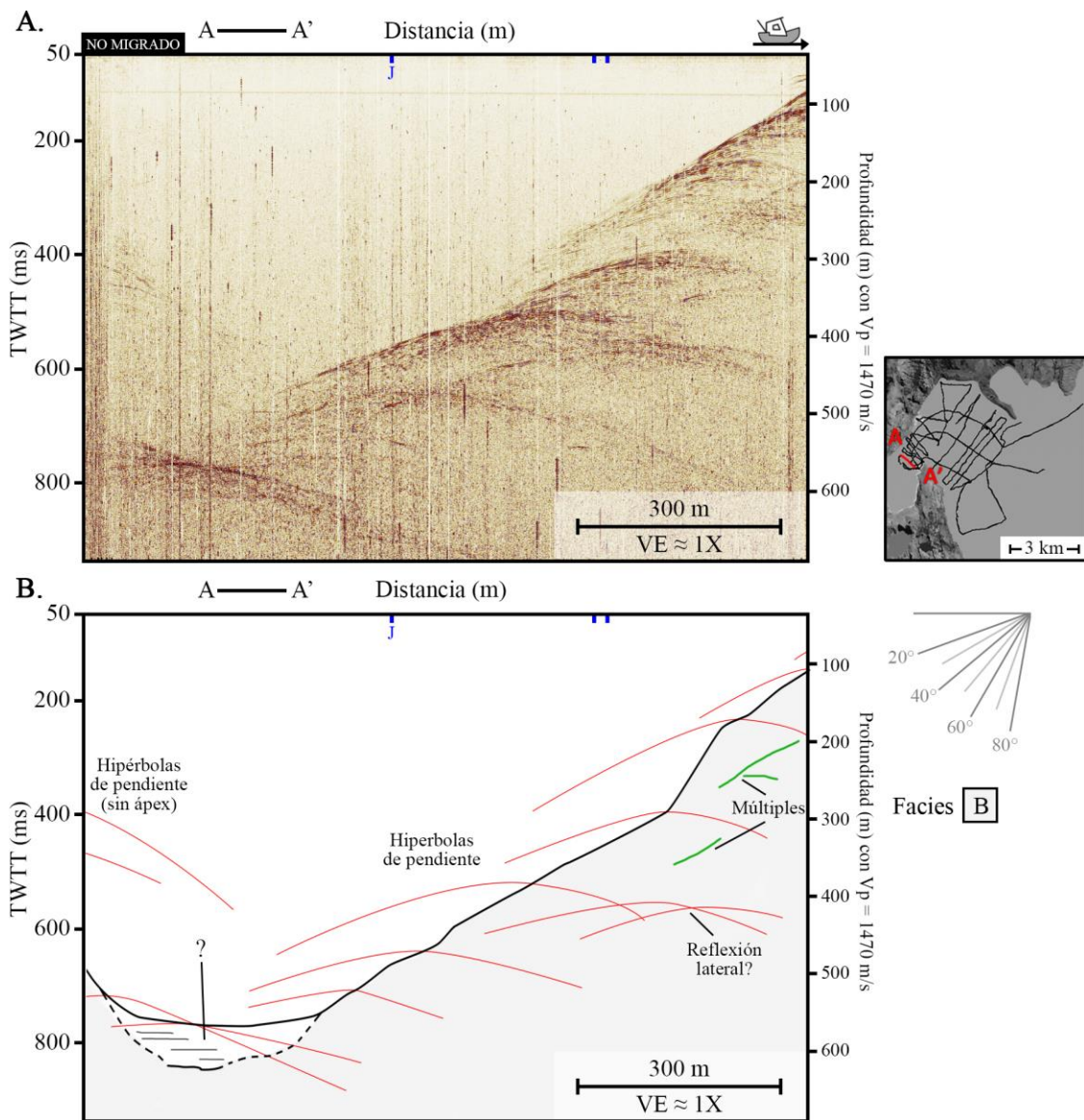


Figura 64. Perfil sísmico GV_A. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GV_A (Figura 64) muestra un corte parcial en forma transversal al canal y se ubica a 300 – 500 m del frente glaciar en su posición del año 2015. Se aprecia gran cantidad de hipérbolas de pendiente y una incisión con el fondo del lago cercano a los ~770 ms (566 m), siendo esta la mayor profundidad medida.

Se identifica un relleno en el fondo del canal de uno 100 ms de espesor aproximadamente, sin existir una delimitación clara con el basamento acústico. Tampoco se reconoce la facies del relleno, debido a la mala resolución e interferencia de hipérbolas, sin embargo se advierten algunos reflectores horizontales. Hacia el NW del perfil no se reconoce la ladera, solo el rebote incompleto (sin ápex) de las hipérbolas de pendiente, no obstante, dado que el perfil está a ~250 m del borde del lago se advierte una pendiente mínima de 50 -55° de esta ladera hasta la superficie del lago.

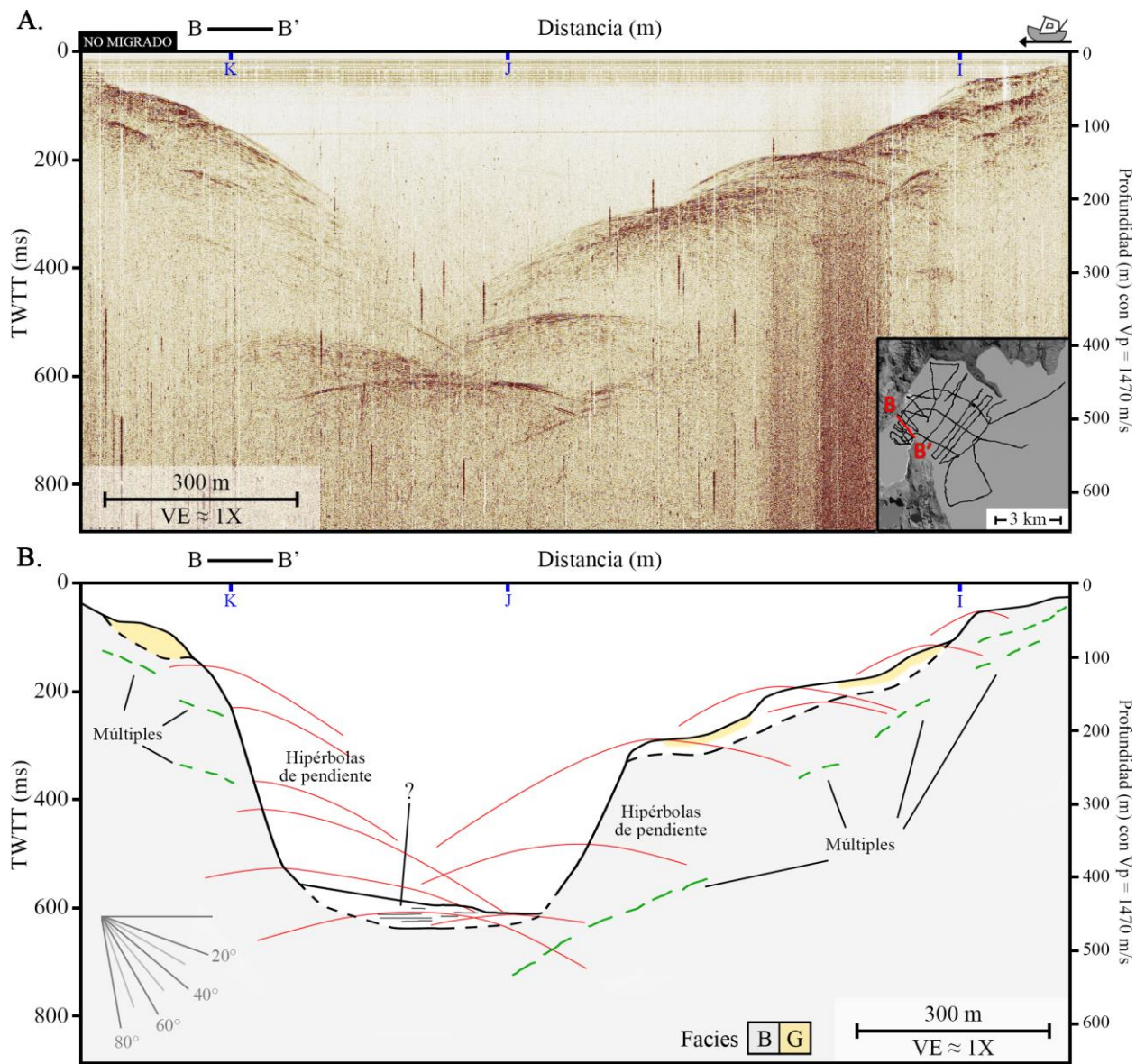


Figura 65. Perfil sísmico GV_B. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GV_B (Figura 65) muestra un corte transversal del canal con una incisión cercana a los 600 ms de profundidad, confinada por laderas definidas por hipérbolas de pendiente, sin delimitación clara con el basamento acústico. En dirección NW se observa un alta pendiente del talud, cercana a los 70° con un cuerpo lenticular en su parte superior. En el talud SE en tanto, se distingue un cuerpo alargado difícil de definir por la interferencia de hipérbolas, no obstante, presenta algunas laminaciones en ángulo asociadas a la facies G.

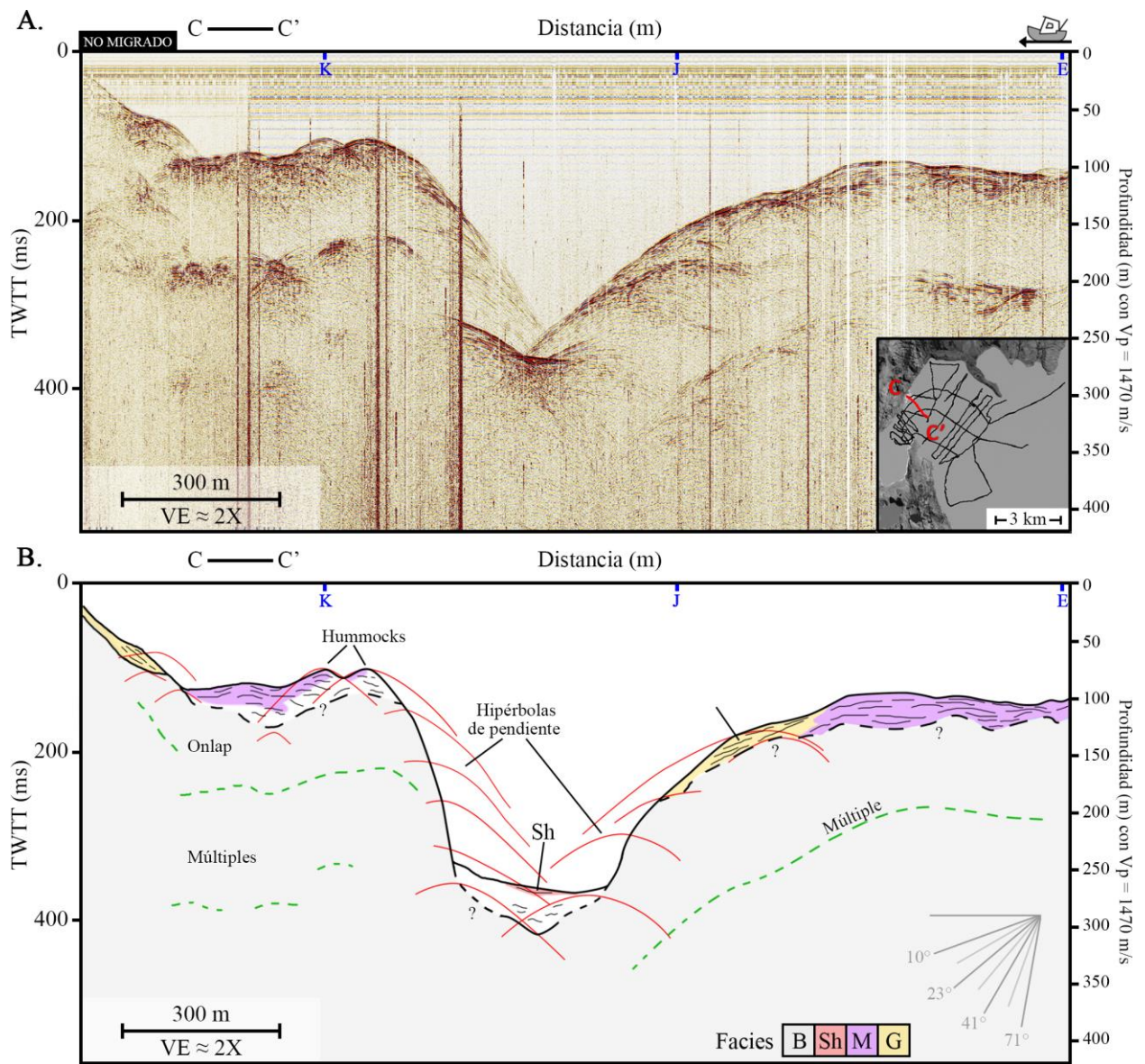


Figura 66. Perfil sísmico GV_C. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GV_C (Figura 66) muestra un corte transversal al flujo del glaciar con una incisión central marcada por un fuerte reflector subhorizontal en torno a los 350 ms de profundidad, definido como el fondo lacustre, el cual limita el relleno del canal de unos 60 ms de espesor, del cual no se distingue su facies por la cantidad de hipérbolas. El canal central se encuentra cubierto por hipérbolas de pendiente, las que en el talud NW indican una alta pendiente, cercana a los 70°. Sobre ambas laderas se identifican reflectores sedimentarios, en el sector NW se delimitan cuerpos en forma de hummocks con numerosos rebotes hiperbólicos, asociados a facies M. El lado SE del perfil muestra cuerpos alargados de facies M y G, con un espesor mínimo de 20 ms y de los cuales no se reconoce el límite con el basamento acústico.

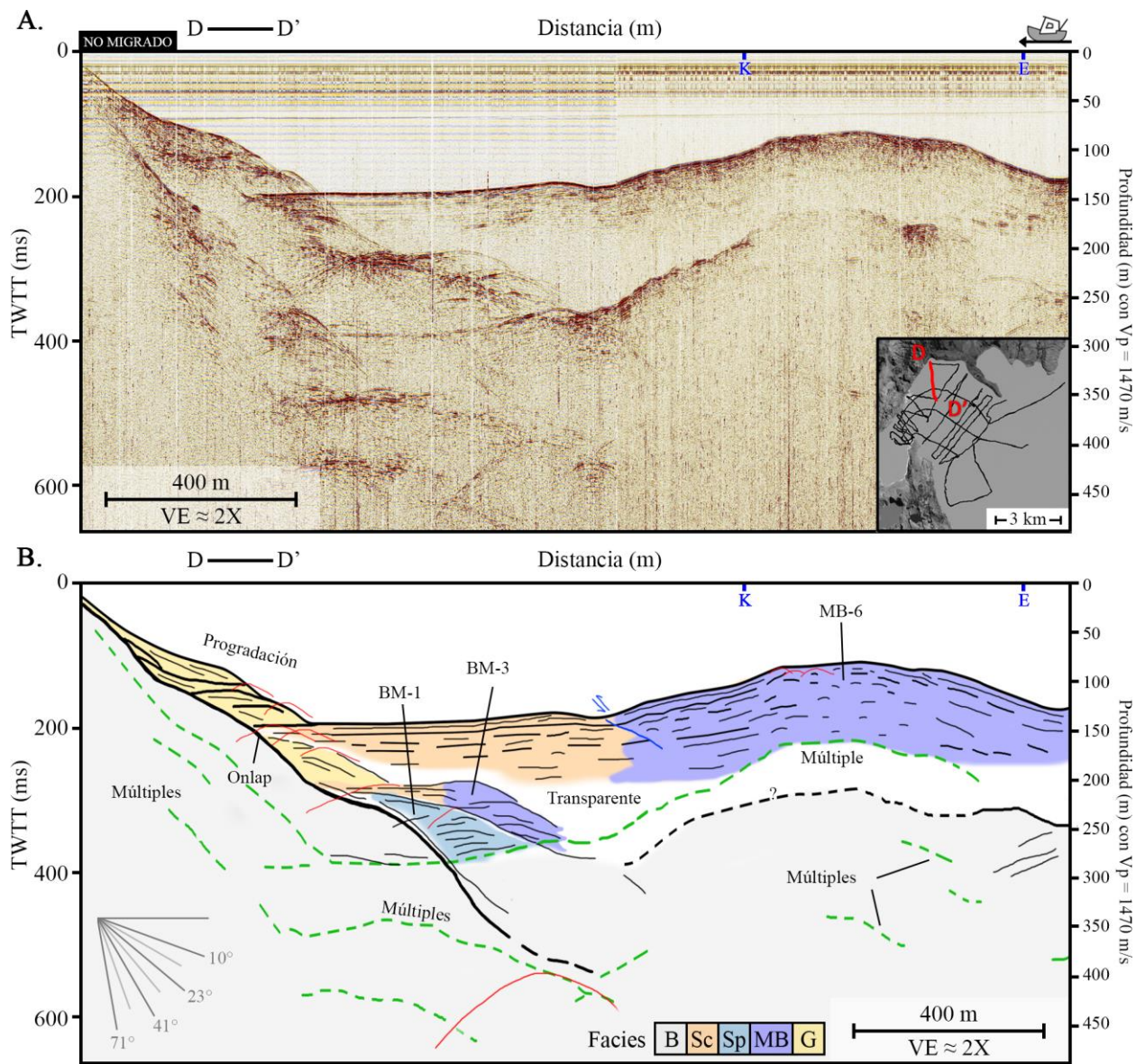


Figura 67. Perfil sísmico GV_D. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GV_D (Figura 67) presenta un corte en sentido norte sur, oblicuo al flujo del glaciar. Se observa que, a diferencia de los perfiles anteriores, existe una profundidad del lago menor a 200 ms a lo largo de todo el perfil. El límite con el basamento acústico solo es posible seguirlo en la mitad norte, dado que hacia el sur la interferencia con el primer reflector múltiple y la baja potencia de la señal dificultan su identificación.

En profundidad se identifica un cuerpo con débil laminación en ángulo, asociado a facies Sp, sobre el cual hay serie de cuerpos lenticulares cabalgados denominados BM-3. Sobreyace a esta unidad un cuerpo masivo laminado débilmente, de techo plano con reflectores horizontales en onlap hacia el norte, y en continuidad con un cuerpo en forma de monte hacia el sur, por lo que se define como facies Sc, la cual hacia el sur grada lateralmente a facies MB formando el montículo MB-6.

Sobre la ladera norte se observa una serie de cuerpos alargados progradando hacia el fondo del lago compuestos por facies laminadas G con mayor o menor grado de continuidad, y que parecen formarse sin y post sedimentación de la facies Sc.

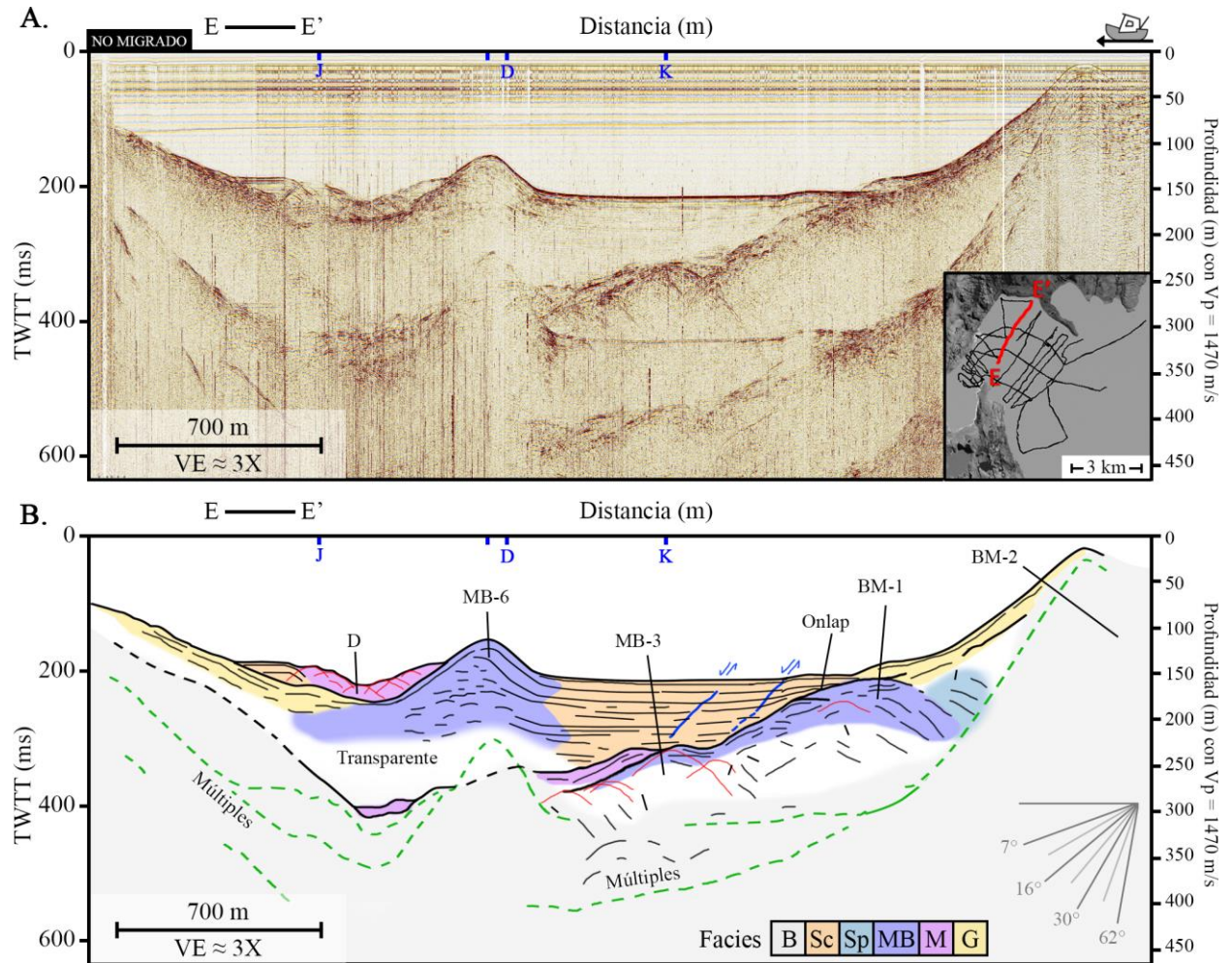


Figura 68. Perfil sísmico GV_E. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GV_E (Figura 68) es un corte en sentido SW-NE y a lo largo de él no se reconoce con claridad la transición al basamento acústico, probablemente por pérdida de potencia. En la parte basal se reconocen dos cuerpos en forma de montículos, BM-1 (en continuidad con perfil GV_D) y BM-3, sin poder determinarse la relación de contacto entre ellos. Al norte, BM-1 parece subyacer al cuerpo BM-2 con algo de facies Sp en el contacto. Sobre esta secuencia existe un cuerpo laminado de facies Sc de hasta 200 ms de espesor, en continuidad con el montículo MB-6. Sobre MB-6 y hacia el SW se encuentran cuerpos alargados de facies G y D.

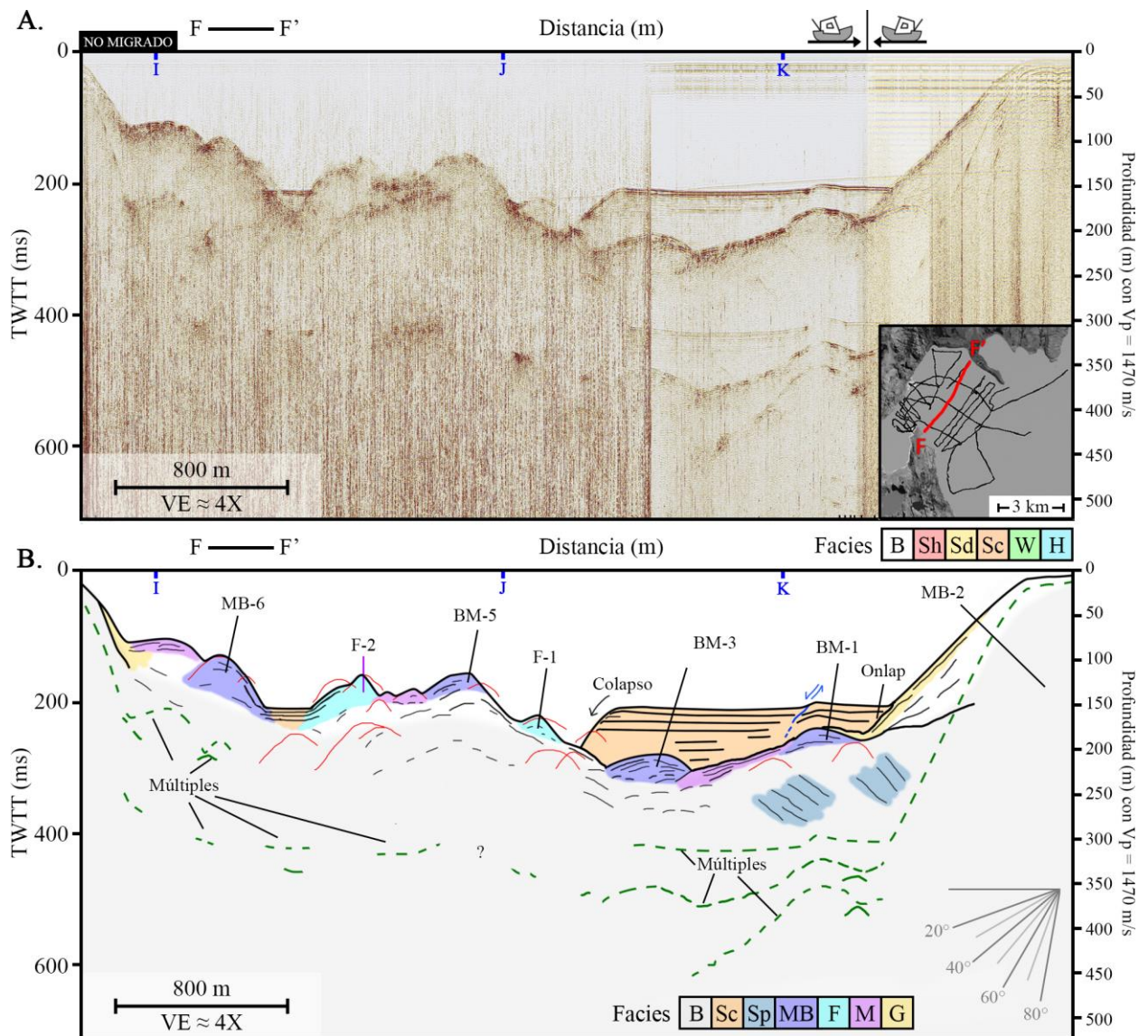


Figura 69. Perfil sísmico GV_F. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GV_F (Figura 69) es una sección en sentido SW-NE que parte en el afloramiento rocoso de la Península Viedma y termina en la morrena principal. En la parte basal se observa el cuerpo BM-1 sobreyaciendo al basamento acústico en un contacto difuso, en contacto lateral a BM-1 se encuentran aparentemente sobreyaciendo BM-2 y BM-3, los que a su vez están bajo un cuerpo laminado de facies Sc, el cual en su límite SW termina abruptamente, indicando posible colapso.

Hacia el SW del perfil se observan una serie de montículos de los cuales BM-5 y BM-6 tienen forma alargada y continuidad lateral en planta, mientras que F-1 y F-2 son cuerpos regulares acotados.

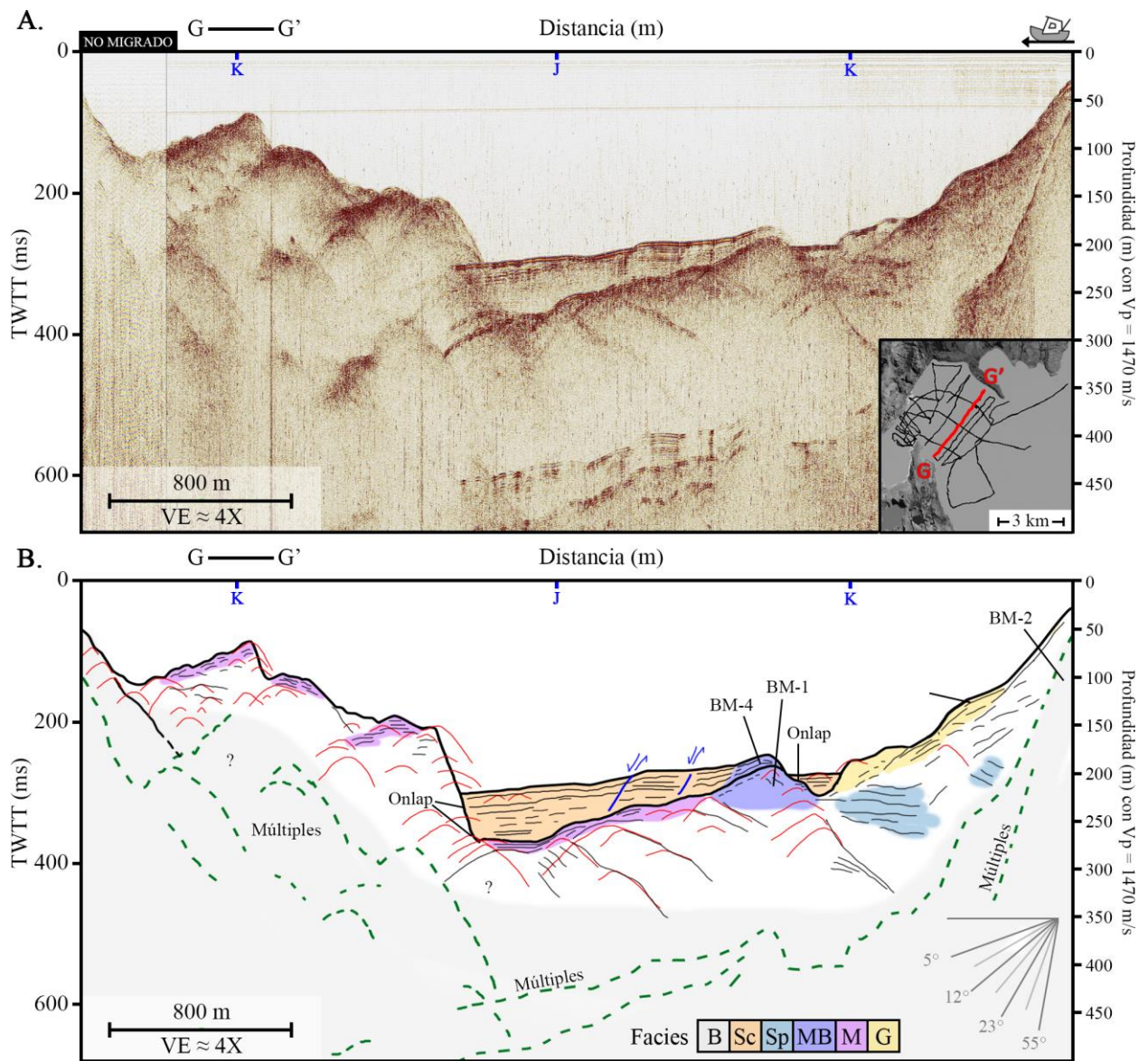


Figura 70. Perfil sísmico GV_G. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GV_G (Figura 70) es una sección en sentido SW-NE que parte en el afloramiento rocoso de la Península Viedma y termina en la morrena principal.

En la base se encuentra un cuerpo monticular BM-1 en contacto lateral con facies Sp al NE y M al SW, de las cuales no se reconoce la relación de contacto con BM-1. Hacia el NE, el cuerpo BM-2 presenta poca penetración en su ladera, definiéndose solo facies G de forma superficial. Hacia la parte central y sobre BM-1 se encuentra un segundo montículo denominado BM-4 que limita dos cuerpos de facies laminadas Sc de distinta altura y tamaño. El mayor de ellos, se encuentra en contacto lateral hacia el SW de BM-4 y presenta dos pequeñas estructuras normales, junto con una terminación en onlap sobre montículos de muy baja penetración acústica, sobre los que se distingue una cubierta de facies M.

El perfil GV_H (Figura 71) es una sección en sentido SW-NE que parte en el afloramiento rocoso de la Península Viedma y termina en la morrena principal.

Hacia el SW se observa un talud de nula penetración acústica y altamente hiperbólico que se pierde en profundidad al llegar al primer reflector múltiple, y que coincide con la expresión en superficie de la Península Viedma. Sobre este rasgo, se identifica BM-1 sobreyaciendo al basamento acústico de forma gradual, y en contacto lateral con BM-1*, el cual aparentemente lo sobreyace.

Hacia el NE aparece la facies Sp la cual grada lateralmente a la morfología BM-2, de techo plano, y con poca penetración acústica, que delimita pronunciadas laderas con reflectores que indican la facies G. Existe un notorio promontorio en la facies Sp, llamado BM-1**, sin embargo, no se reconoce mayormente su estructura ni continuidad espacial para considerarlo parte de la facies MB.

En la parte central, un gran cuerpo alargado de facies M con zonas transparentes se deposita sobre BM-2 y BM-1*, cayendo en downlap sobre este último. Finalmente, un cuerpo sobre BM-1, denominado BM-4, limita dos áreas de reflectores laminados de facies Sc, con un leve desnivel entre ambas.

En cuanto al perfil GV_I (Figura 72), este representa un recorrido que rodea la Península Viedma desde el centro de canal proximal hacia el este, presentando un amplio rango topográfico, con una profundidad cercana a los 800 ms (588 m) en la incisión cerca al glaciar, similar a lo obtenido en el perfil GV_A, aunque con peor calidad de la señal. La topografía aumenta rápidamente llegando a profundidades de menos a 100 ms.

Hacia el este la arquitectura sísmica es similar a los perfiles previos, con un cuerpo monticular denominado BM-1, con dos crestas superiores, el cual se encuentra sobre el basamento acústico en un contacto difuso. Hacia el este, BM-1 se encuentra en contacto difuso con un cuerpo de baja penetración y con marcadas hipérbolas y rebotes en su superficie, el cual divide dos zonas de reflectores Sc en onlap, y con continuidad en altura, por lo que se presume que existe un *bypass* (conexión fuera de plano) entre estos cuerpos. Es relevante notar que la región de facies Sc del límite este del perfil presenta espesores cercanos a los 400 ms (320 m con $V_p=1.600$ m/s) lo cual es el mayor espesor medido en este estudio.

Sobre BM-1, se encuentra BM-2 (en continuidad con los otros perfiles) y sobreyaciendo a este caen reflectores laminados de facies G, junto con reflectores marcados y profundos con baja resolución en profundidad hasta llegar el basamento acústico. Las facies G que caen de BM-2, colindan con BM-3 sin distinguirse su relación de contacto.

Depositado sobre BM-3 se encuentra otro cuerpo laminado de facies Sc pero con una altura levemente mayor, en onlap sobre BM-2 y BM-5, el cual es un cuerpo con marcado carácter hiperbólico con algunos reflectores M en superficie. Entre BM-5 y BM-6 existe una brusca incisión rellena con facies Sh, en onlap con ambas paredes del canal.

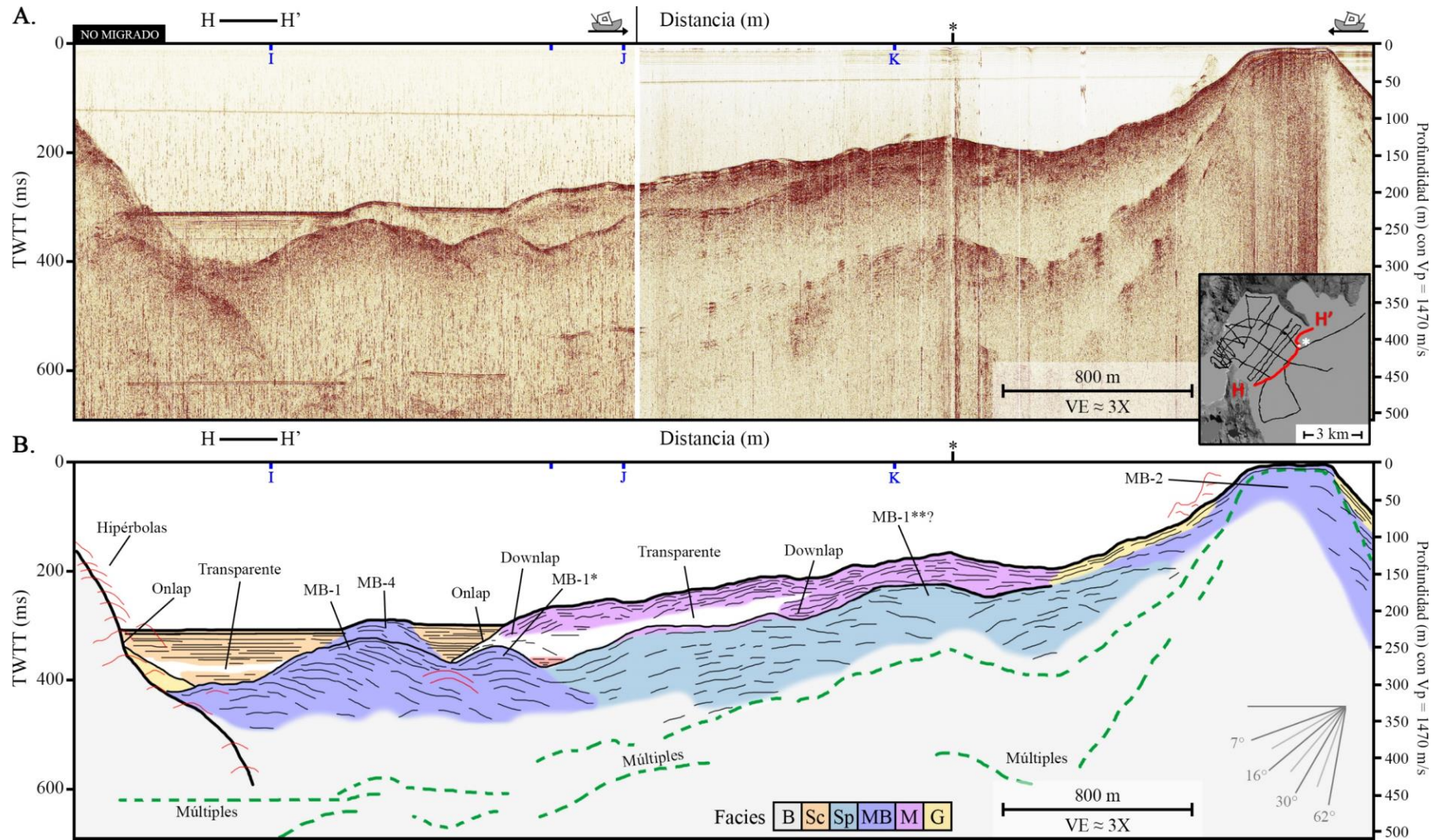


Figura 71. Perfil sísmico GV_H. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

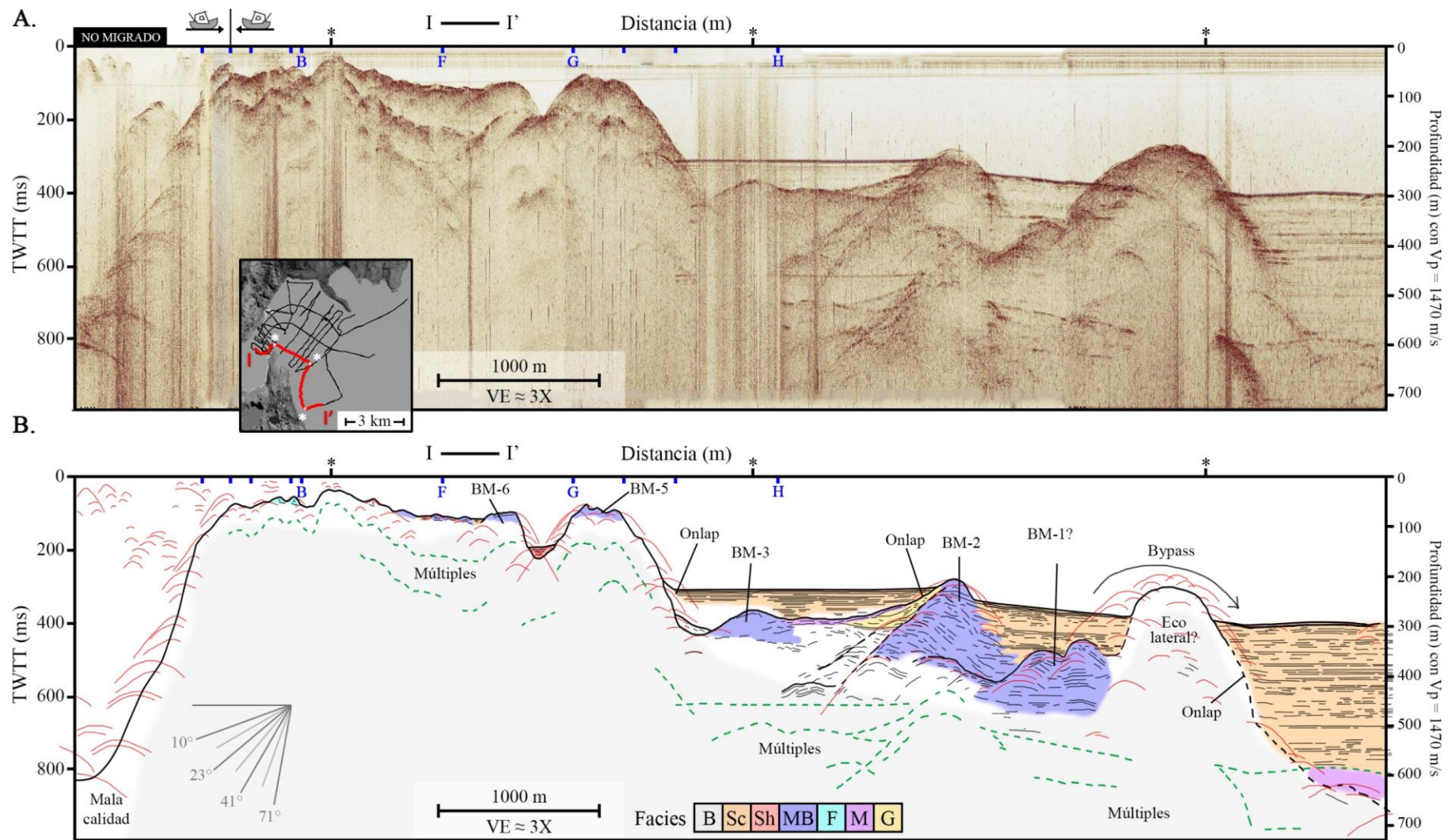


Figura 72. Perfil sísmico GV_I. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

En cuanto a los perfiles GV_J y GV_K (Figura 73 y Figura 74), estos presentan un recorrido desde el centro del canal proximal hacia el este del lago Viedma, teniendo recorridos aproximadamente paralelos, por lo que muestran una arquitectura similar aunque en diferentes proporciones.

El perfil GV_J muestra gran cantidad de ruido y reflexiones laterales que no permiten identificar con claridad las facies sísmicas y la geometría del fondo, sin embargo, para esto último los perfiles transversales otorgan puntos de control para, al menos, delimitar el fondo.

Al igual que en el resto de los perfiles, la morfología BM-1 ocupa la posición inferior sobre el basamento acústico, en un contacto difuso. En su parte inferior, BM-1 gradada lateralmente a reflectores subparalelos aparentemente de facies Sc. Hacia el este, de BM-1, se encuentran una serie de reflectores progradantes con límite superior truncado, que forman la base de BM-2, el cual gradada lateralmente hacia el este a facies Sc. Este cuerpo laminado presenta mucha discontinuidad y mayor grado de desorden interno, pero se mantuvo su definición de facies por la concordancia lateral con otros perfiles.

Sobre BM-2 y hacia el oeste, hay un cuerpo en forma de montículo que le da aspecto de doble cresta a BM-2, sin embargo, es un cuerpo restringido espacialmente y sin continuidad en otros perfiles, por lo que fue definido como F-0. Este se encuentra sobreyaciendo a una capa transparente que flanquea toda la arista oeste de BM-2, estando en contacto al oeste con un cuerpo alargado de facies M denominado D-1.

En la parte central del perfil, se encuentra BM-4 emplazado sobre BM-1, dividiendo dos sectores de facies G de diferente altura, sobre los que el contacto lateral parece ser continuo.

En la porción proximal se ubican una serie de montículos, siendo F-1 un cuerpo limitado espacialmente, y observado también en el perfil GV_F, mientras que BM-5 y BM-6 son pequeños montículos unidos espacialmente por reflectores subhorizontales de facies Sc. Finalmente, una masa alargada de facies M sobreyace a BM-6.

El perfil GV_K (Figura 74) a diferencia del resto, posee una sección NE que va más allá de la morrena principal.

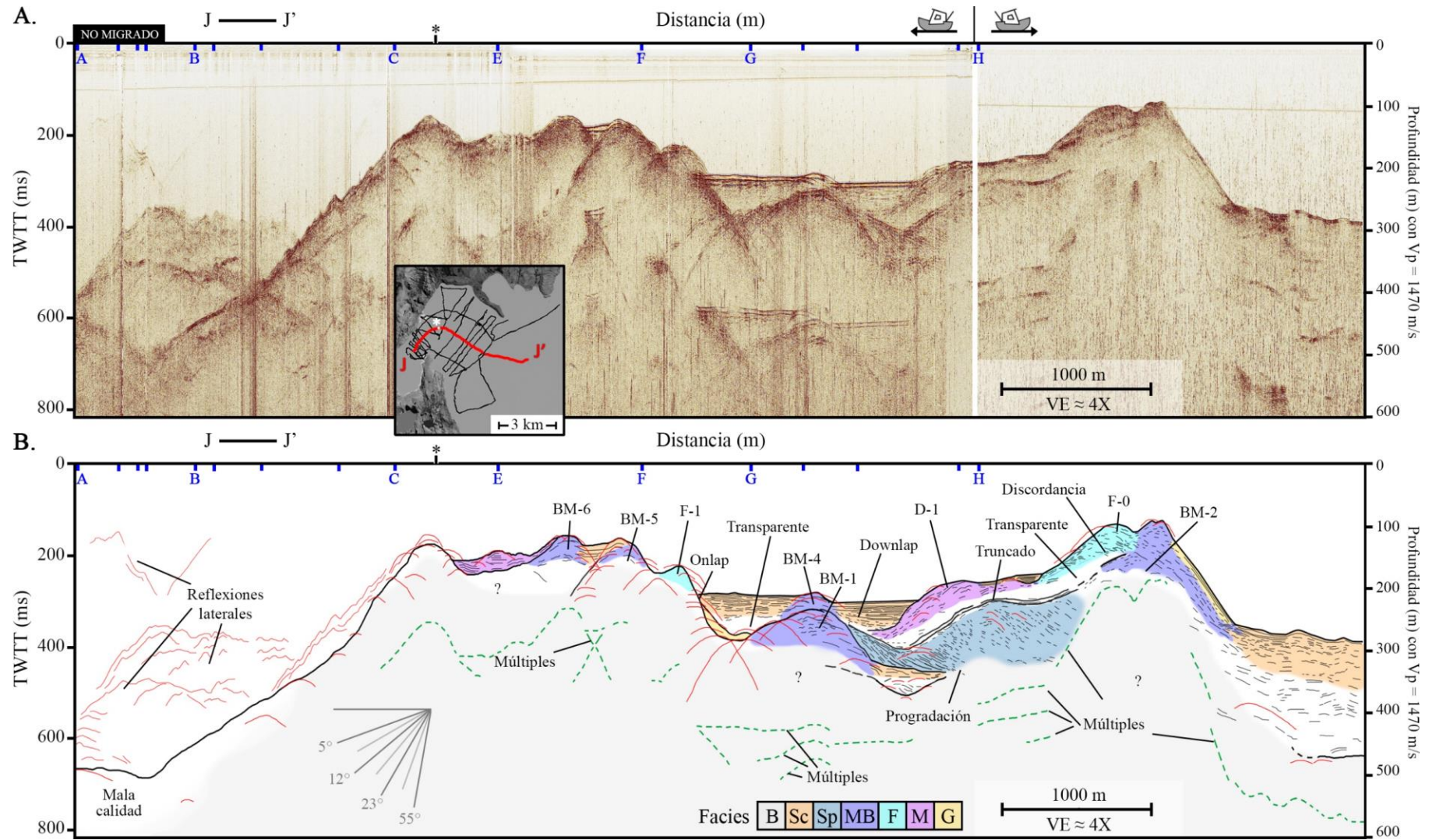


Figura 73. Perfil sísmico GV_J. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

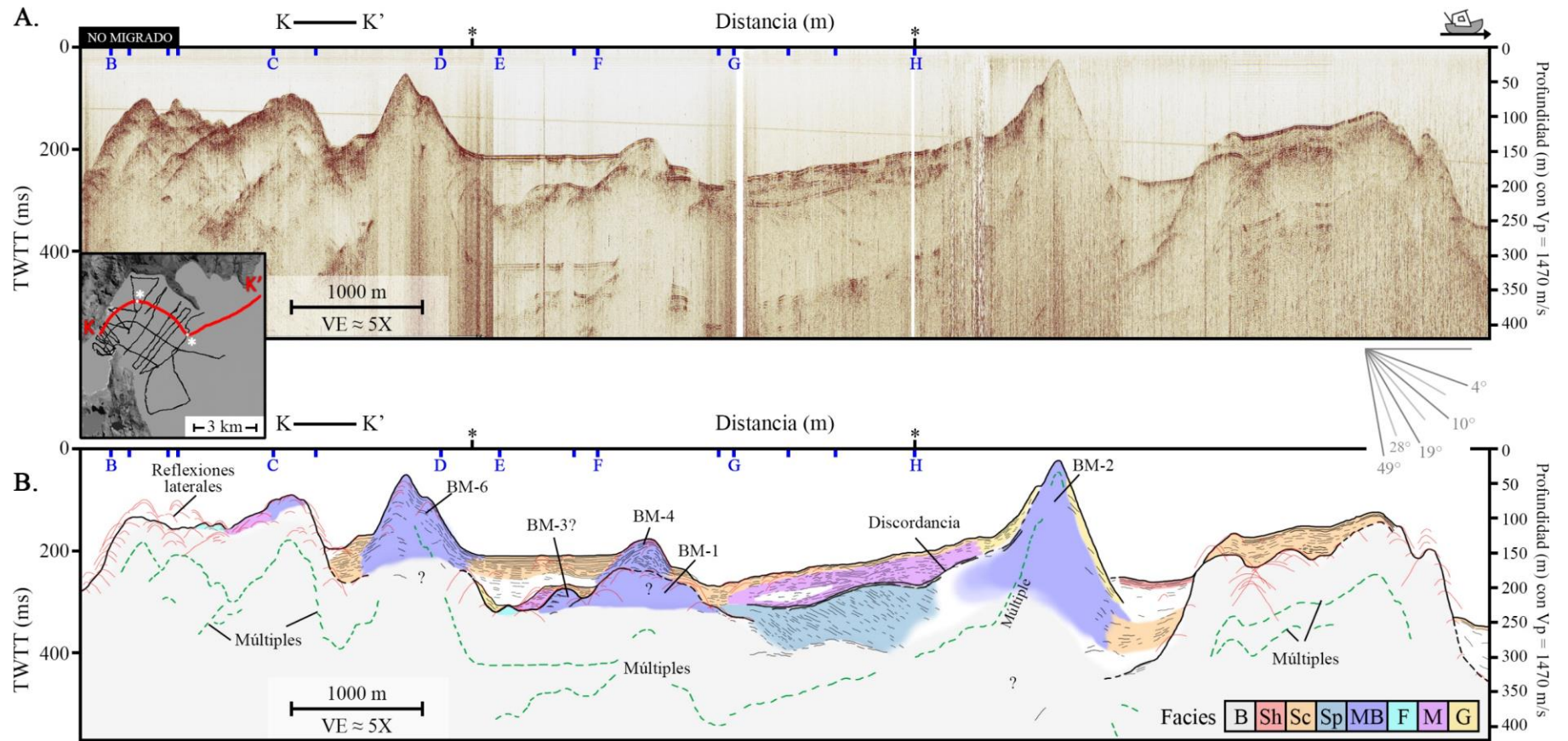


Figura 74. Perfil sísmico GV_K. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

6.2.4 Productos sísmicos calculados

6.2.4.1 Batimetría

Utilizando la delimitación del fondo lacustre en los perfiles sísmicos, se realiza la interpolación dentro del lago Viedma usando la herramienta *Topo to raster* de ArcMap para obtener el modelo batimétrico.

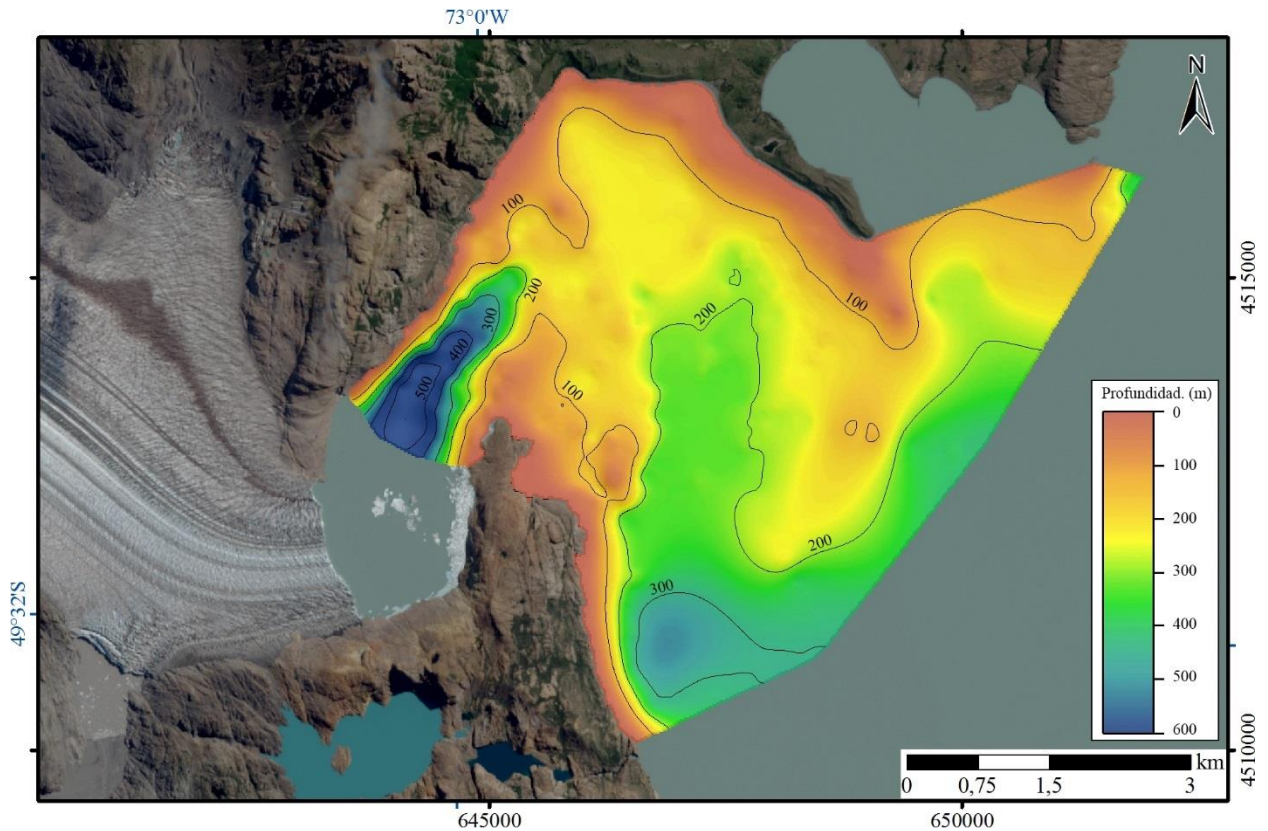


Figura 75. Modelo de batimetría del lago Viedma, obtenido con datos sísmicos de este estudio. $V_p=1.470$ m/s.

Usando $V_p=1.470$ m/s para el agua, la profundidad máxima del modelo es de 600 m en la parte proximal del lago, en el que se distingue una gran subcuenca de entre 500 – 600 m de profundidad.

6.2.4.2 Basamento acústico y espesor de sedimentos

Para obtener el espesor de sedimentos recientes, se delimitó la superficie del basamento acústico y/o primera discordancia en los perfiles que indique la depositación reciente, generando la superficie que se muestra en la Figura 76.

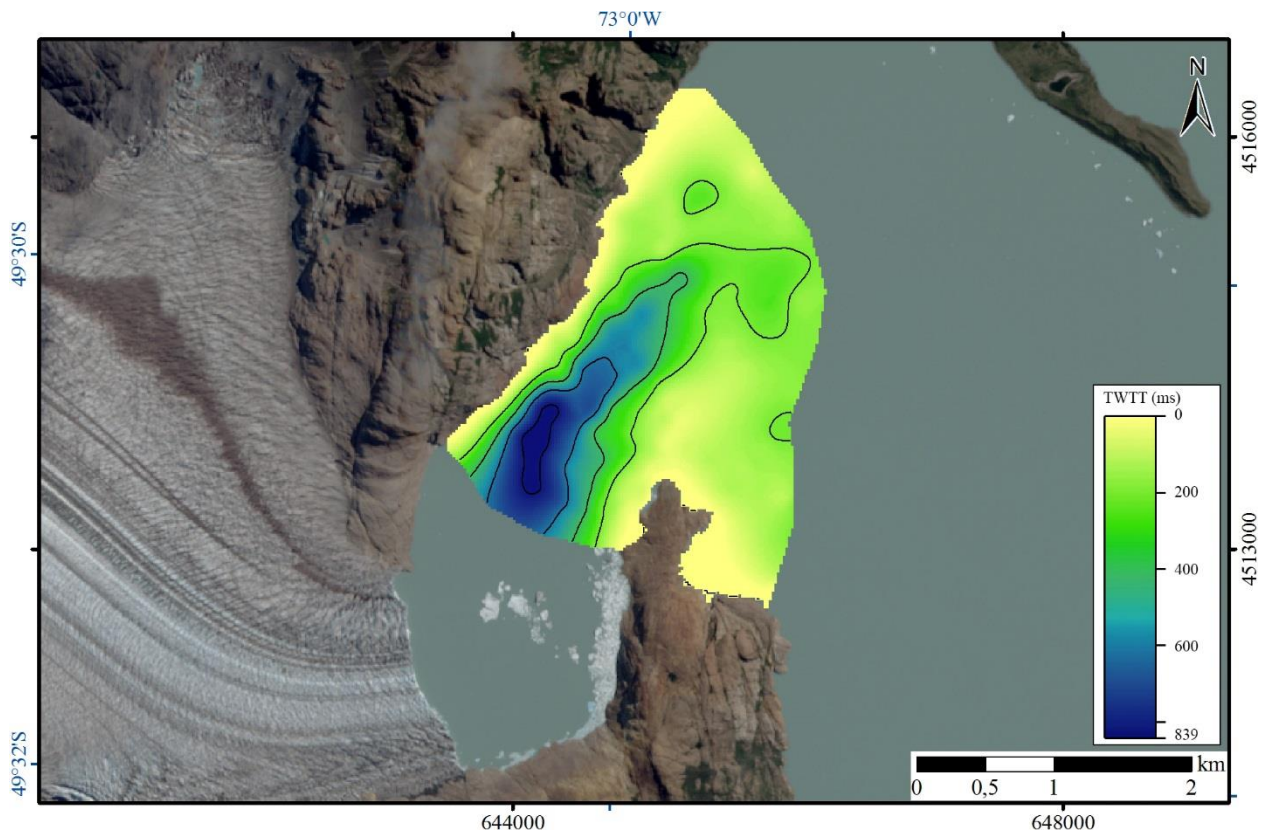


Figura 76. Profundidad de sedimentos en el lago Viedma, isolíneas cada 200 ms. Profundidad en TWTT=Two-way travel time.

Para obtener el espesor de sedimentos, se realizó la resta algebraica entre el modelo de profundidad de sedimentos (Figura 77) y el batimétrico (Figura 76) en unidades de TWTT (conversión usando velocidad del sonido en agua de 1.470 m/s), con la condición profundidad de sedimentos – batimetría ≥ 0 . El resultado de esta resta equivale al espesor de sedimentos para cada celda en TWTT, por lo que luego se realizó la conversión a metros usando una velocidad del sonido en sedimentos glaciolacustres de entre 1.600 m/s. El resultado de este modelo se muestra en la Figura 77.

El máximo espesor de sedimentos obtenidos es de 71 m en la subcuenca proximal.

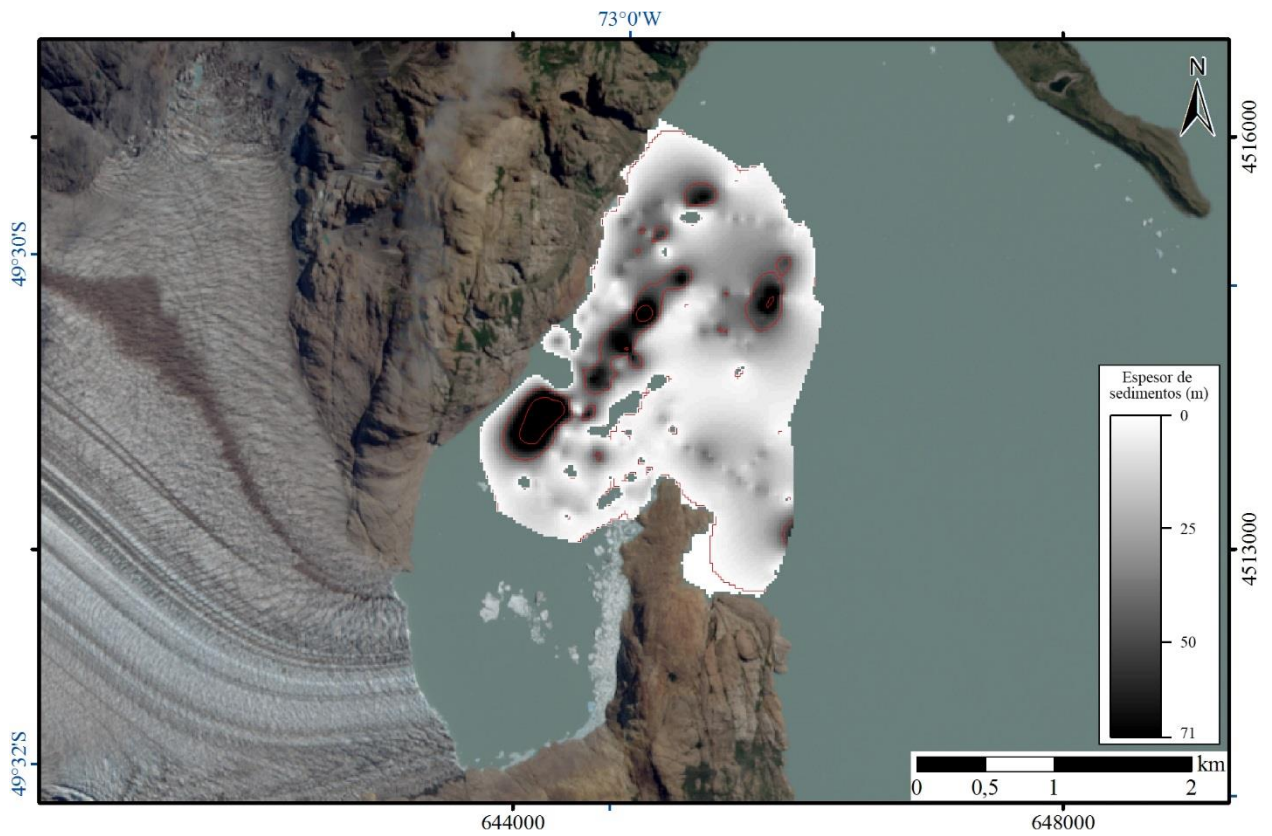


Figura 77. Modelo de espesor de sedimentos recientes del lago Viedma usando velocidad del sonido en sedimentos de 1.600 m/s. Se muestran isópacas cada 25m de espesor de sedimentos.

Al realizar la suma de profundidades del modelo batimétrico y el espesor de sedimentos, se obtiene la profundidad aproximada en metros del basamento acústico en el lago Viedma (Figura 78).

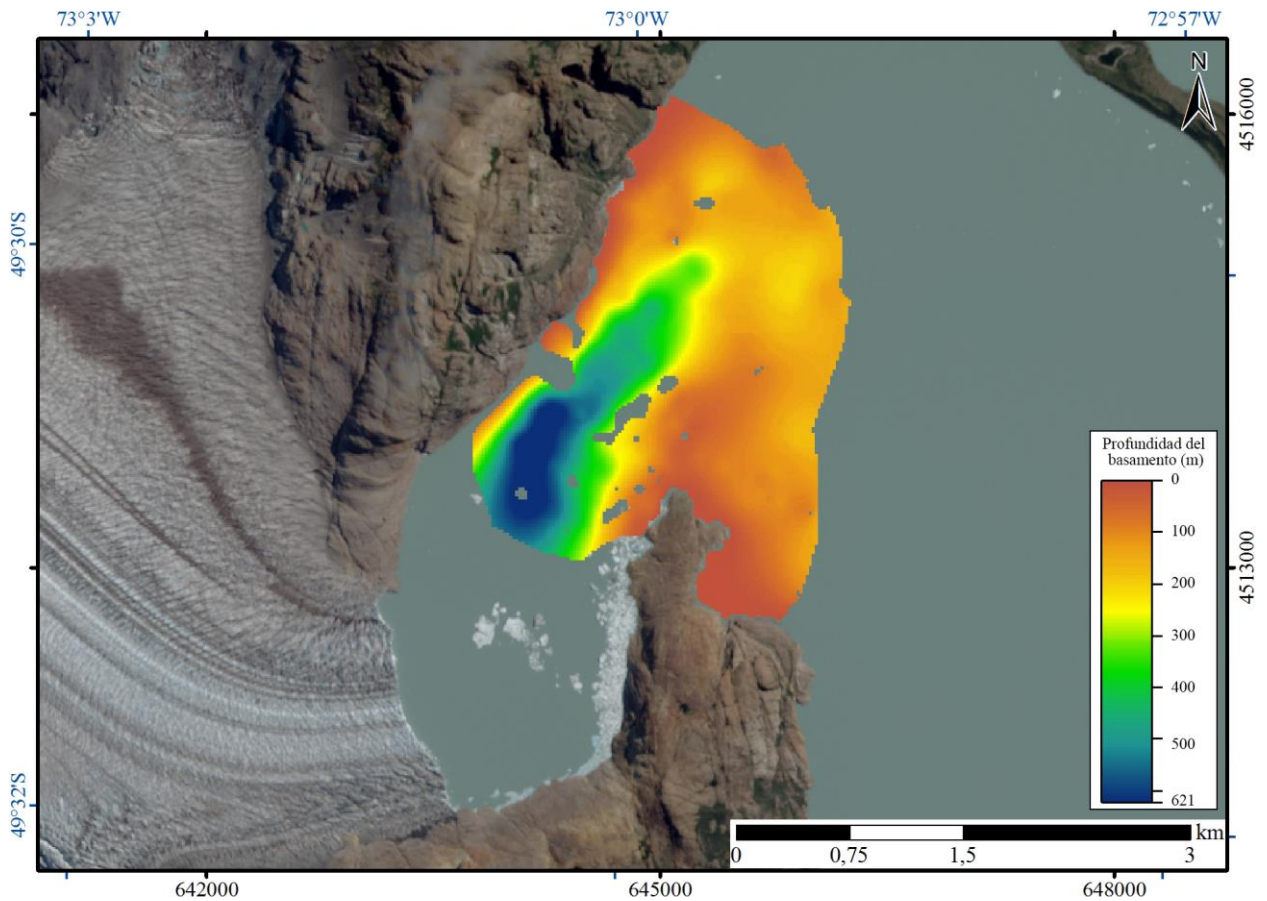


Figura 78. Profundidad aproximada del basamento acústico en el lago Viedma, utilizando $V_p = 1470$ m/s para el agua y $V_p = 1600$ m/s para los sedimentos.

6.2.4.3 Tasa de erosión

El volumen total de sedimentos calculados en el lago es $(5,7 \pm 0,4) \times 10^7$ m³. Utilizando una densidad de sedimentos de entre 1.600 y 1.800 kg/m³ (Fernández et al., 2011) se obtiene una masa de roca seca de $(9,7 \pm 1,2) \times 10^{10}$ kg y asumiendo una densidad promedio del basamento rocoso de 2.700 kg/m³ se calcula un volumen de roca seca de $(3,6 \pm 0,4) \times 10^7$ m³.

Usando la Ecuación 2, la tasa de erosión del GV se calcula usando un tamaño de cuenca de $1096,1 \pm 5,5$ km² y rango temporal de 125 ± 10 años, dado que el modelo de espesor de sedimentos cubre, parcialmente, la zona en la que se encontraba el glaciar entre 1870 a 1900 y 2015.

Con lo anterior, obtiene una tasa de erosión promedio para la cuenca del de GV (\dot{E}) de $0,27 \pm 0,05$ mm/a y un flujo volumétrico de sedimentos (F_s) de $(4,5 \pm 0,8) \times 10^5$ m³/a entre los años 1880 a 1900 y 2015.

6.3 Glaciar Upsala (GU)

6.3.1 Posición del frente y retroceso

Para reconstruir la dinámica reciente del GU se recopiló información comprendida entre los años 1760 y 2020, la cual se divide en 36 imágenes satelitales, 1 ortofotografía, 1 fotografía oblicua y 4 datos provenientes de otros autores, en total, se representan 38 años diferentes. En la Tabla 8 se muestra el detalle de la base de datos.

Tabla 8. Base de datos de imágenes usadas en la reconstrucción del frente del glaciar Upsala entre 1760 y 2020.

Nº	Fecha (Año/Mes/Día)	Dataset/Fuente	Tipo	Resolución (m/px)
1	27-02-2020	Sentinel-2	Imagen Satelital	10
2	14-03-2019	Sentinel-2	Imagen Satelital	10
3	27-03-2018	Sentinel-2	Imagen Satelital	10
4	22-02-2017	Sentinel-2	Imagen Satelital	10
5	21-03-2016	Landsat 8	Imagen Satelital	30
6	04-04-2015	Landsat 8	Imagen Satelital	30
7	12-02-2014	Landsat 8	Imagen Satelital	30
8	22-04-2013	Landsat 7	Imagen Satelital	30
9	14-01-2012	Landsat 7	Imagen Satelital	30
10	20-02-2011	Landsat 5	Imagen Satelital	30
11	29-03-2010	Landsat 7	Imagen Satelital	30
12	13-05-2009	Landsat 7	Imagen Satelital	30
13	12-02-2008	Landsat 5	Imagen Satelital	30
14	05-03-2007	Landsat 7	Imagen Satelital	30
15	25-02-2007	Landsat 5	Imagen Satelital	30
16	22-02-2006	Landsat 5	Imagen Satelital	30
17	31-03-2005	Landsat 7	Imagen Satelital	30
18	21-04-2004	Landsat 5	Imagen Satelital	30
19	12-03-2004	Landsat 7	Imagen Satelital	30
20	10-03-2003	Landsat 7	Imagen Satelital	30
21	10-03-2003	Landsat 7	Imagen Satelital	30
22	31-03-2002	Landsat 5	Imagen Satelital	30
23	12-03-2001	Landsat 5	Imagen Satelital	30
24	07-07-2000	Landsat 7	Imagen Satelital	30
25	02-04-2000	Landsat 7	Imagen Satelital	30
26	23-03-1999	Landsat 5	Imagen Satelital	30
27	21-04-1998	Landsat 5	Imagen Satelital	30
28	28-01-1997	Landsat 5	Imagen Satelital	30
29	1993	Moragues et al. (2018)	Recopilación bibliográfica	-
30	25-07-1989	Landsat 4	Imagen Satelital	30
31	14-01-1986	Landsat 5	Imagen Satelital	30
32	27-01-1985	Landsat 5	Imagen Satelital	30
33	17-06-1984	Landsat 5	Imagen Satelital	30
34	20-03-1979	Declass-2	Ortofotografía	
35	08-03-1979	Landsat 3	Imagen Satelital	12
36	25-02-1976	Landsat 2	Imagen Satelital	60
37	15-10-1965	Declass-1	Imagen Satelital	60
38	29-10-1963	Declass-1	Imagen Satelital	100
39	1945	USAF - Trimetrogon	Fotografía Oblicua	-
40	1914	Warren et al., 1995	Recopilación bibliográfica	.
41	1810	Warren et al., 1995	Recopilación bibliográfica	.
42	1760	Warren et al., 1995	Recopilación bibliográfica	-

La base de datos presenta continuidad anual entre los años 1997 – 2020 y entre 1997 – 1945 la disponibilidad de imágenes decrece notoriamente con solo 10 años documentados en dicho periodo.

Previo a 1945, se cuenta con la información recopilada por [Warren et al. \(1995\)](#), proveniente de fotografías antiguas y relatos de los primeros colonos en llegar a la zona. A partir de la información anterior, se delimitó el frente del GU para cada año recopilado (Figura 79).

En primer orden, se observa un gran retroceso del GU, puesto que la ubicación actual del frente está a ~17 km en línea recta de su posición en el año 1914 en el brazo Upsala del lago Argentino, y a ~20 km de su posición aproximada en 1760. Además, de la reducción N-S, se observa una notable disminución del ancho, lo que, junto al retroceso, han originado algunos lagos y lagunas, además de la canalización del glaciar al brazo Upsala, en donde se realiza la mayor parte del calving.

Otra característica evidente, y que lo diferencia del GO y GV es que no posee un frente recto restringido por paredes laterales. En este caso, el frente se encuentra limitado al oeste por el glaciar Cono y glaciar Bertacchi, mientras que, por el este, el glaciar se extiende apoyado en roca sobre las planicies que antes ocupaba el glaciar.

En cuanto a la forma que presenta el frente del glaciar durante su retroceso, se destaca su borde irregular, más alargado en las zonas con presencia de agua (brazo Upsala, brazo Cristina, lago Guillermo y lago Pearson). La magnitud del retroceso es mayor en el brazo Upsala que en la porción este del GU.

En cuanto a la cinemática sobre el brazo Upsala, se observa que el año 1760 el GU estaba apoyado en la península Onelli, con un amplio frente de 5,3 km de ancho. En los años siguientes el glaciar retrocedió disminuyendo su ancho a 3 km, el que se ha mantenido estable hasta la actualidad. En el periodo entre 1810 y 1914, el frente se mantiene estable en su ubicación en la boca del brazo Upsala, pero retrocede al este de forma significativa.

Entre 1945 y 1979 se reconoce un periodo de estabilidad con muy lento retroceso. Durante este periodo, el canal del brazo Upsala presenta una serie de islas que disminuyen el contacto efectivo con lago. Otros periodos más breves de estabilidad (retroceso lento) son entre 1998 y 2005, entre 2013 y 2020. Cabe destacar que, en febrero del año 2013, ocurre un gran deslizamiento desde la ladera oeste del lago Argentino a la altura de la Laguna Agassiz ([Winocur et al., 2015](#); [Moragues et al., 2019](#)), denominado deslizamiento Agassiz, lo cual se evidencia en las imágenes satelitales (Figura 125 en Anexo).

Al igual que en el GO y GV, se evidencia un claro adelgazamiento del glaciar en las paredes del sector oeste, especialmente en la intersección entre el glaciar Upsala y Cono.

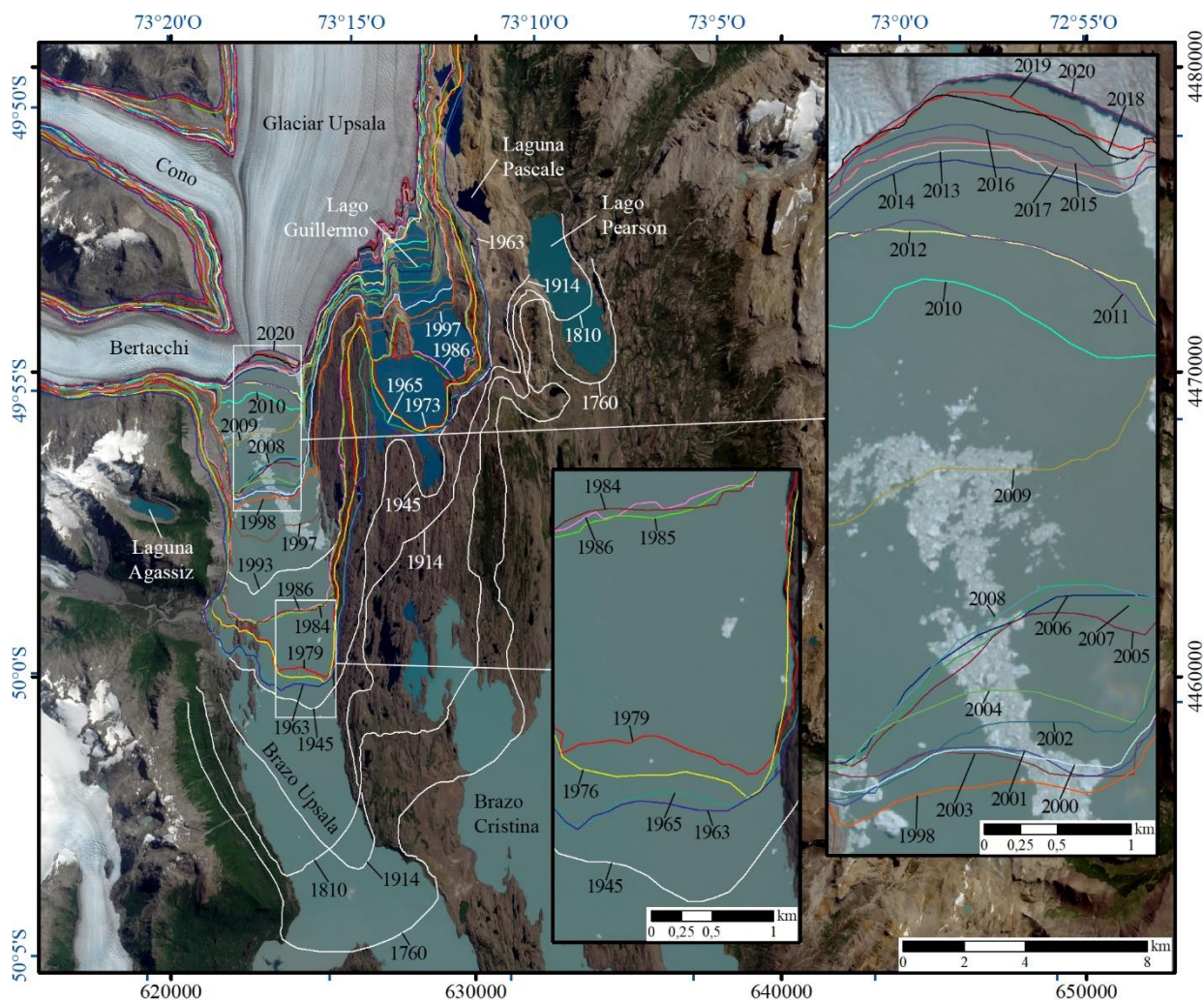


Figura 79. Posición del glaciar Upsala en el periodo 1760-2019. Fondo: imagen Sentinel-2 del 27 de febrero de 2020.

A partir de la Figura 79, se calcula el retroceso o avance anual promedio para el glaciar Viedma, utilizando los tres métodos: 1) variación de área en el frente, 2) variación de la línea central y 3) variación lineal normalizada por el ancho. En la Tabla 9 se muestran los resultados obtenidos para el periodo 1960-2020.

Tabla 9. Tasa de avance (-) y retroceso (+) anual promedio para el glaciar Upsala sobre el brazo Upsala del Lago Argentino en el periodo 1760-2020.

Periodo/Año	Δ Área (m ²)	Δ Línea Central (m)	Δ Lineal normalizada (m)
1760-1810	325143	71	66
1811-1914	58841	6	15
1915-1945	530586	154	144
1946-1963	99111	19	24
1964-1965	47669	-9	12
1966-1976	208000	41	53
1977-1979	132919	61	33
1980-1984	1015671	356	266
1985	-3345	-58	-1
1986	297391	62	81
1987-1989	170340	85	48
1990-1993	962313	312	280
1994-1997	1454082	375	408
1998	3324162	897	1154
1999	275894	228	98
2000	550376	-14	189
2001	-27392	2	-10
2002	309840	278	114
2003	-301212	-393	-110
2004	789765	600	290
2005	790404	483	290
2006	267422	4	98
2007	-45525	13	-17
2008	143461	80	53
2009	3171660	983	1149
2010	3032384	1306	1058
2011	1231086	336	448
2012	30415	8	11
2013	1303420	593	507
2014	-111598	-111	-43
2015	335231	152	130
2016	191123	86	74
2017	-243256	98	-94
2018	544479	275	211
2019	44646	71	17
2020	271312	141	105

El retroceso anual promedio del GU en el brazo Upsala del Lago Argentino para el período 1760-2020 es de 286.762 km²/a (1) de superficie, 80 m/a (2) y 79 m/a (3) lineales. Además, el retroceso acumulado en el mismo período es de 74,82 km² (1), 20.822 m (2) y 20.453 m (3) respectivamente.

El año de máximo retroceso es 1998, cuando el GU pierde 3,32 km² de superficie en su frente, equivalente a 1.306 m (2) y 1.154 m (3) de retroceso lineal. Por otra parte, el mayor avance anual se produce el año 2003 con un área de 301.212 m², lo que representa 393 m (2) y 110 m (3) de avance anual.

A continuación, se muestra el gráfico con los datos de la Tabla 9.

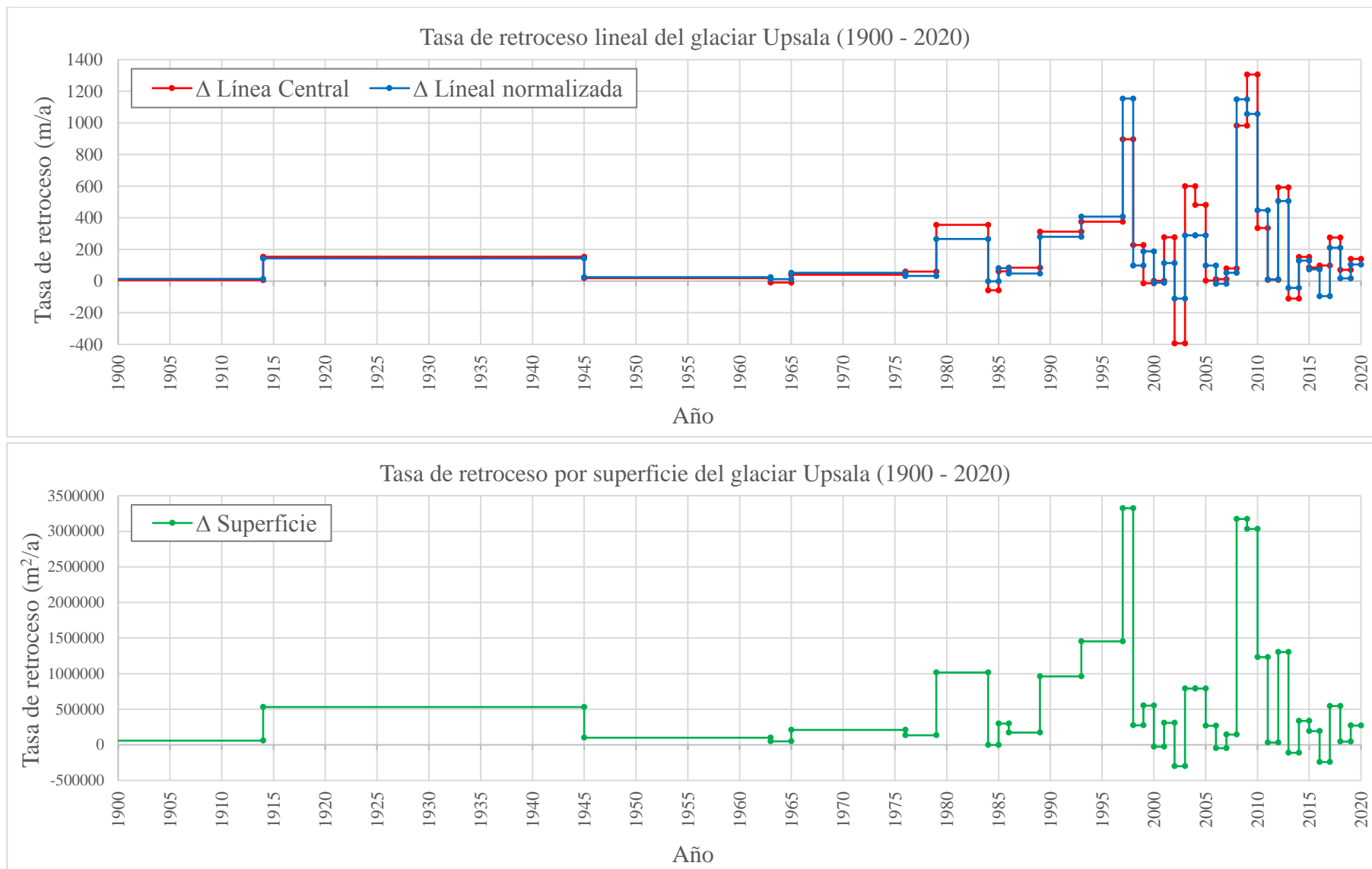


Figura 80. Tasa de retroceso lineal (arriba) y por superficie (abajo) del glaciar Upsala, durante el periodo 1900 - 2020.

6.3.2 Cuenca de drenaje

A continuación, se muestra la delimitación de la cuenca de drenaje del glaciar Upsala para el año 2020, obtenida a partir del modelo de elevación y las herramientas de *Spatial Analyst* de ArcGIS. Además, se determinó el área cubierta de hielo en la cuenca utilizando imágenes satelitales actuales.

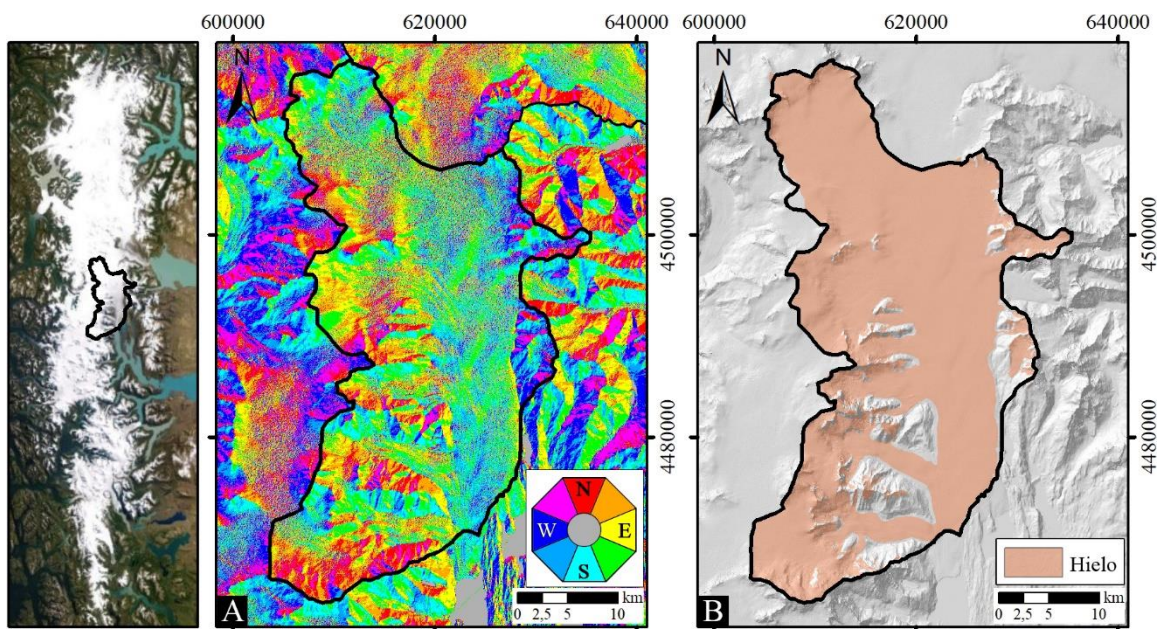


Figura 81. A) Mapa de orientación de superficies y cuenca de drenaje determinada para el glaciar Upsala. B) Área cubierta de hielo en la cuenca de drenaje.

Cabe destacar que, en base a los objetivos de este trabajo, se consideró al glaciar Bertacchi como parte de la cuenca de drenaje del glaciar Upsala, ya que ambos contribuyen a la erosión y deposición de sedimentos en el lago Argentino.

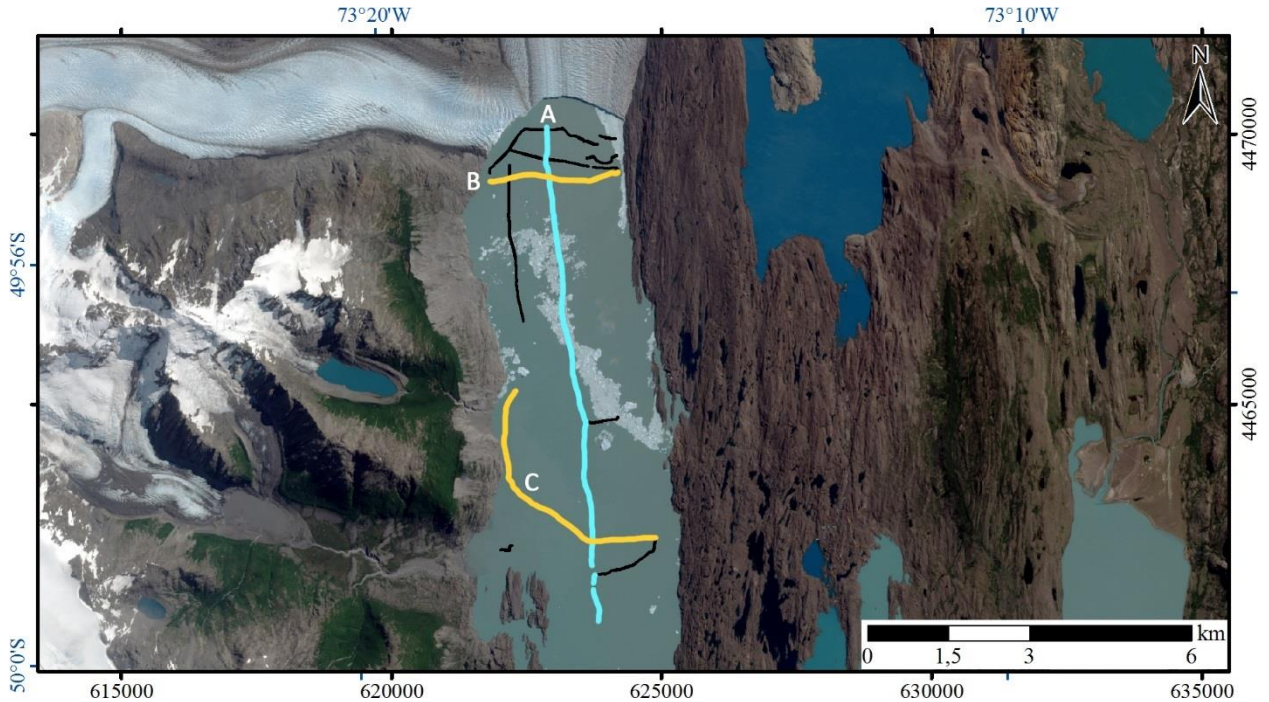
El área de la cuenca de drenaje obtenida para el año 2020 es de $927,9 \pm 5,4 \text{ km}^2$, mientras que la cobertura de hielo alcanza un total de 789 km^2 , lo equivale al 85% de la cuenca de drenaje.

La delimitación de esta cuenca no presentó mayores dificultades.

6.3.3 Perfiles sísmicos

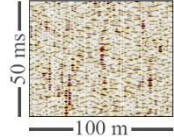
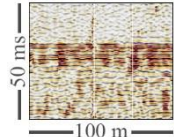
A continuación, se presentan los principales resultados del estudio sísmico en el lago Argentino, presentándose la geometría de las líneas sísmicas, las facies sísmicas que se reconocen en el registro, la descripción de líneas sísmicas representativas y por último se muestran los modelos de batimetría, basamento acústico y espesor de sedimentos obtenidos para determinar la tasa de erosión.

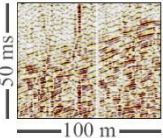
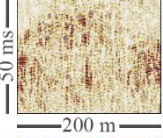
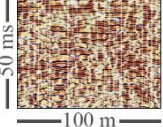
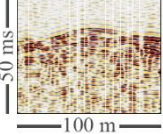
La adquisición de datos sísmicos frente al GU se realizó entre el 20 y 22 de abril de 2016 por el CECs, y suman un total de 49.108 m. Gran parte de los registros fue desechado por tener una calidad insuficiente para permitir una correcta interpretación. Se escogieron 3 líneas para ser interpretadas en detalle en función de sus facies sísmicas. La distribución de las líneas analizadas en este trabajo se muestra en la Figura 82.



6.3.3.1 Facies sísmicas

Tabla 10. Facies sísmicas presentes en perfiles sísmicos del Lago Viedma. Se muestra un ejemplo de visualización en perfil procesado sin migrado

Facies	Ejemplo sísmico No migrado	Descripción
B Basamento acústico		Reflectores de baja amplitud, sin continuidad, con un patrón ondulante sub-horizontal a caótico.
Sh Estratificado horizontal		Reflectores continuos a semicontinuos, con laminación paralela horizontal. Alta amplitud en los 20 ms superficiales, pierden continuidad e intensidad en profundidad. Puede presentar pequeñas hipérbolas entre las laminaciones.

<p>G <i>Estratificado en pendiente</i></p>		<p>Reflectores continuos a semi continuos, con estratificación paralela a subparalela de alto ángulo. Amplitud variable e irregular.</p>
<p>H <i>Hummocky</i></p>		<p>Reflectores superficiales hiperbólicos de alta amplitud y baja longitud (~50 m). Se agrupan en hummocks (montículos) con valles pronunciados. Internamente muestran concordancia o transparencia.</p>
<p>W <i>Wavy</i></p>		<p>Reflectores semi continuos a discontinuos de amplitud alta y media, en general con un patrón ondulante, sub-horizontal a caótico.</p>
<p>M <i>Mounted</i></p>		<p>Reflectores semi continuos de amplitud variable, entrelazados montándose entre sí.</p>

Cabe destacar que, debido a la calidad variable de las líneas sísmicas y la gran cantidad de artefactos produciendo interferencia en la señal de interés, no siempre fue posible identificar la facies sísmica correspondiente.

6.3.3.2 Descripción de perfiles sísmicos

El perfil GU_A (Figura 83) es un corte longitudinal paralelo al flujo y a la morrena medial del glaciar antes del retroceso y expansión del lago Argentino (Figura 126 en Anexo). Esta línea posee pocas intersecciones de control y gran cantidad de rebotes laterales, además de baja resolución en general, lo que dificulta la limpieza del perfil para su descripción.

El basamento acústico en este perfil presenta numerosas reflexiones laterales, en general de forma hiperbólica. El rasgo principal de este perfil es un montículo denominado BM-1 de carácter caótico con débiles reflectores subhorizontales, el cual colinda con dos zonas planas de facies Sh y de la cual no se distingue su relación de contacto con MB-1. Estas dos zonas Sh sobreyacen sobre facies caóticas.

Hacia la parte sur no es posible observar el fondo por la cantidad de reflexiones laterales, sin embargo, se infiere una morfología monticular por dichas reflexiones. En esta zona hay reflectores profundos cercanos a los 1200 ms los cuales parecen ser rebotes o reflectores no sedimentarios. Finalmente, en el extremo sur hay un marcado set de reflectores planos, asociados a facies Sh.

El perfil GU_B (Figura 84) es un corte transversal del canal en la parte proximal al frente en su posición del año 2016. Se evidencia una incisión cercana a los 600 – 650 ms, con gran cantidad de hipérbolas en su superficie. El centro del canal exhibe relleno difuso, con características caóticas en la parte basal sobre la cual existe un fino cuerpo de facies Sh. Cabe destacar que las hipérbolas de este perfil pueden ser seguidas, localmente, a través del perfil GU_A.

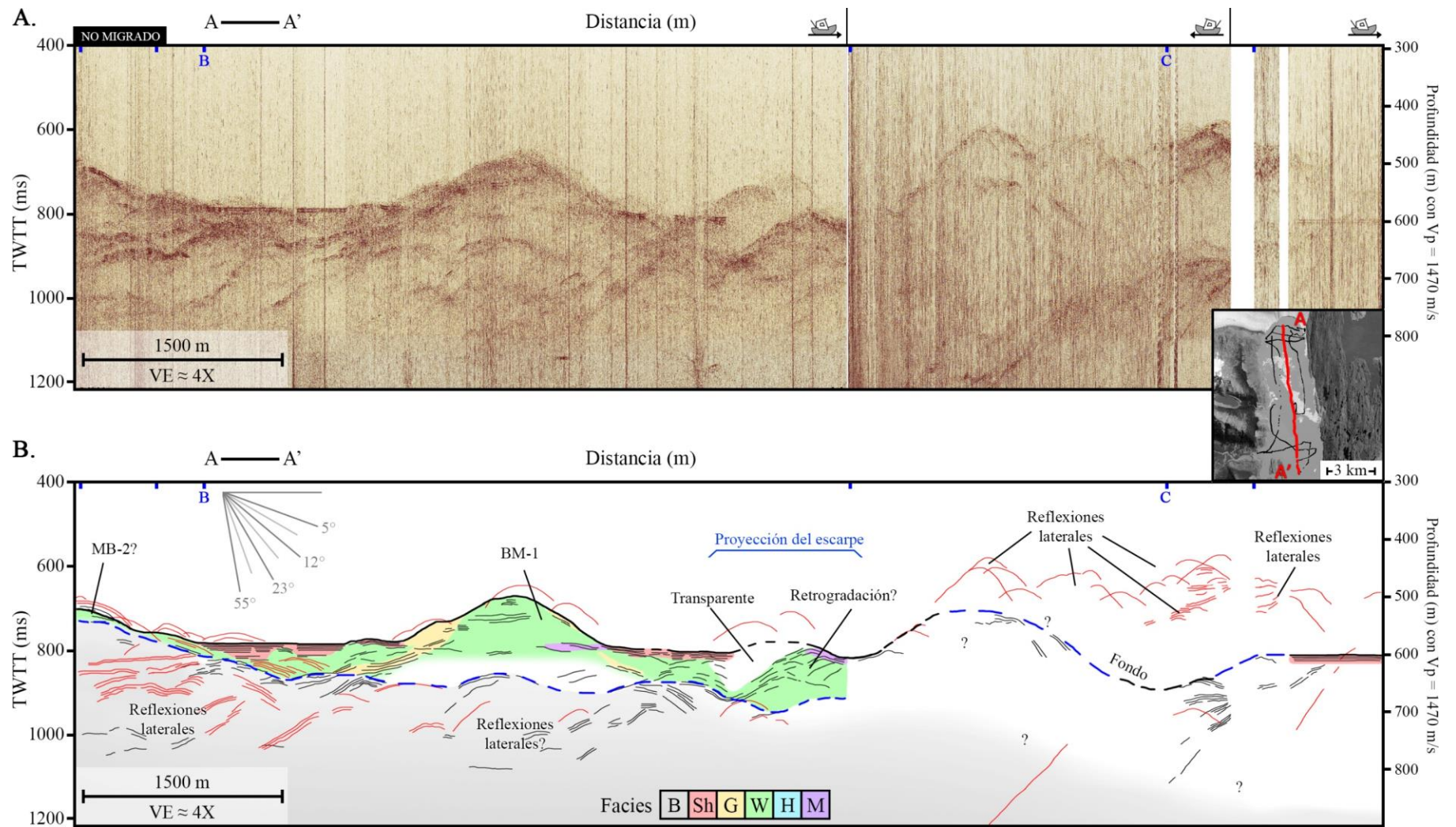


Figura 83. Perfil sísmico GU_A. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

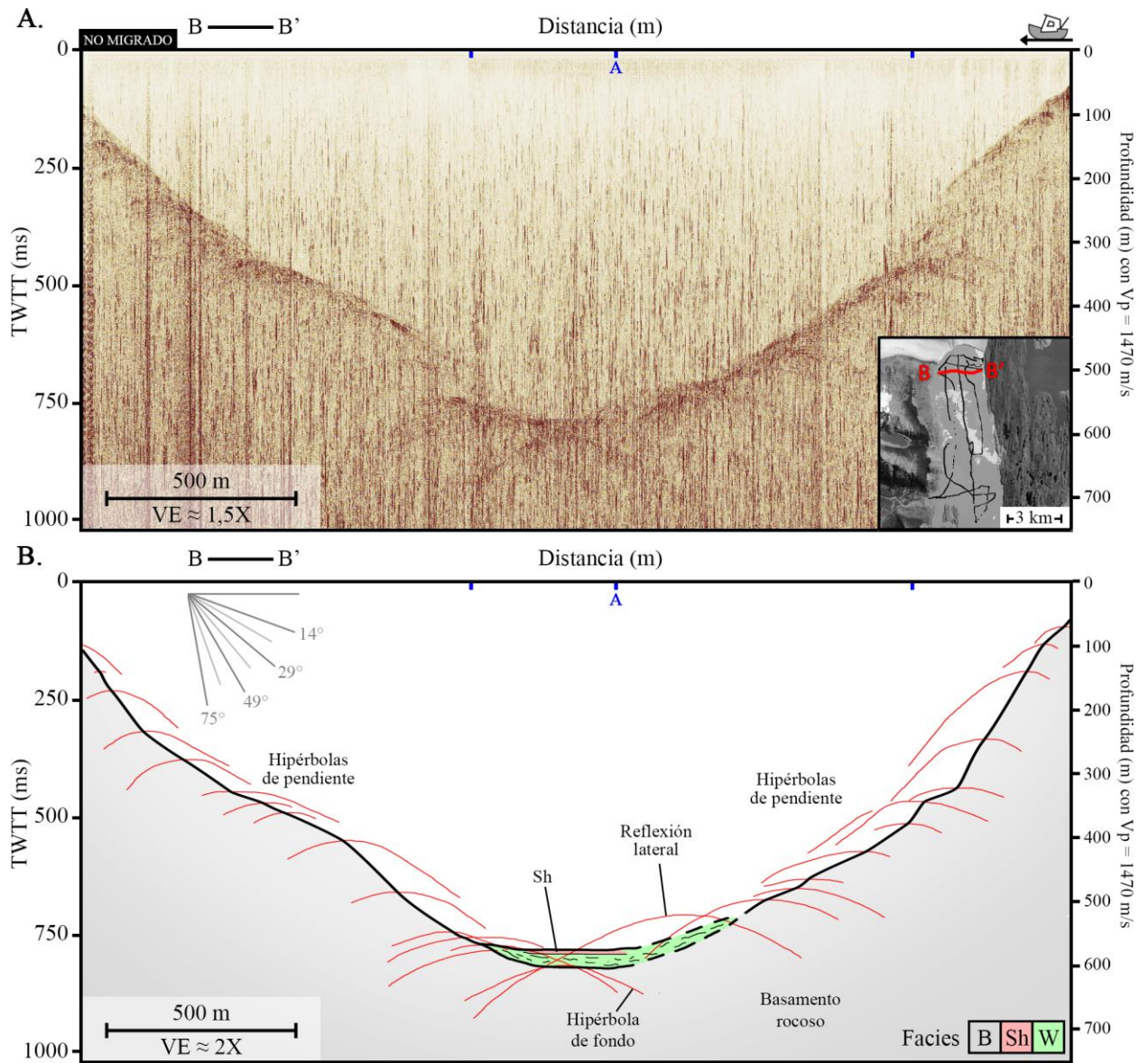


Figura 84. Perfil sísmico GU_B. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

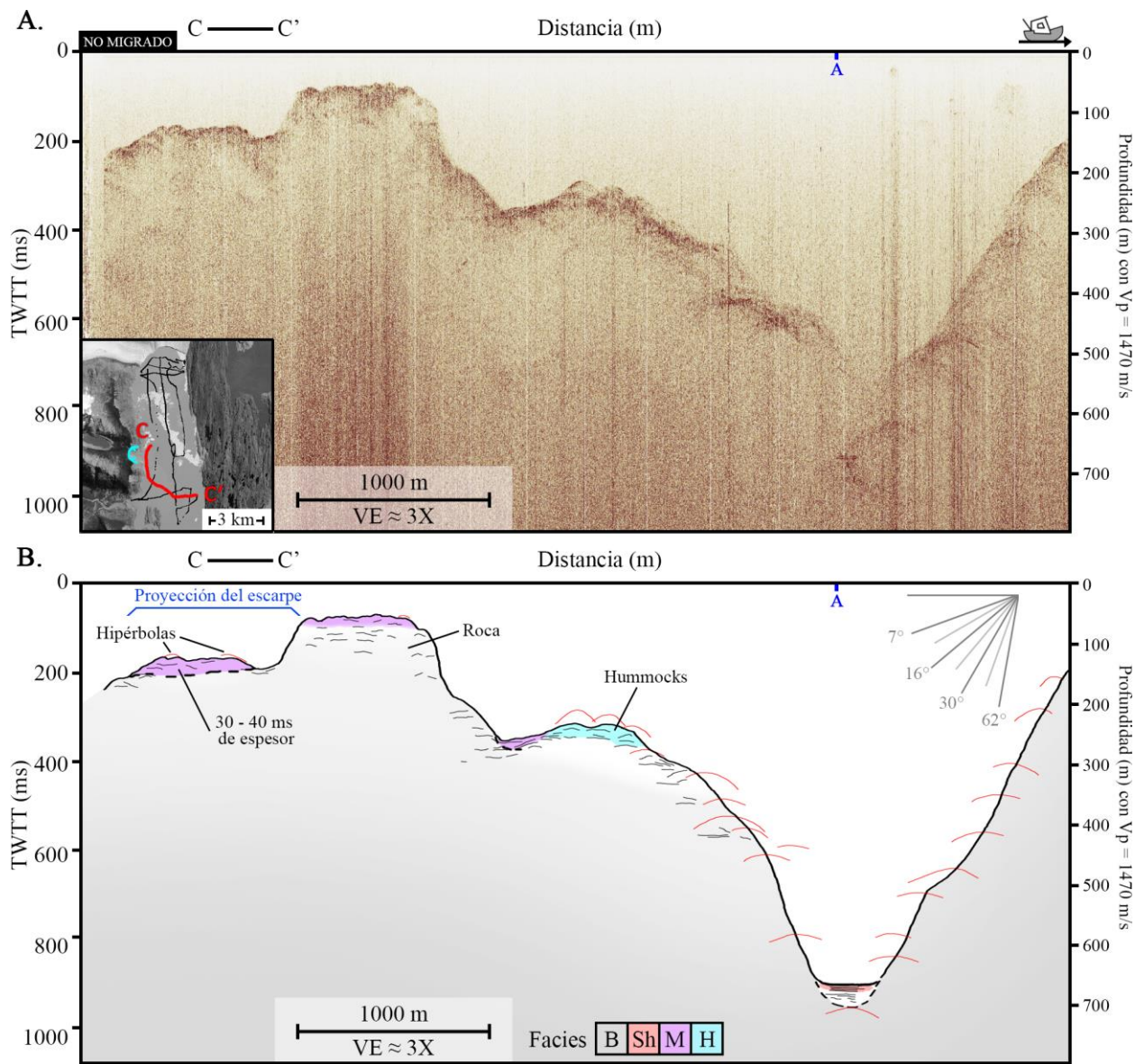


Figura 85. Perfil sísmico GU_C. A) Perfil filtrado sin migrar. B) Descripción de facies sísmicas y geometría del fondo.

El perfil GU_C (Figura 85) es un corte semi circular del canal del lago Argentino y presenta una muy mala resolución en general, evidenciándose una profunda incisión de uno los 900 ms de profundidad, no obstante, numerosas hipérbolas dificultan la delimitación del fondo y el contacto con el basamento acústico es difuso en todo el perfil.

En la parte norte, el perfil muestra grandes variaciones de relieve, partiendo por la proyección del escarpe de la remoción en masa del año 2013 (Moragues et al., 2019), el registro muestra reflectores montados de alta intensidad, siendo asociado a facies M, al igual que una protuberancia hacia el sur. En la parte central, destacan pequeños montículos altamente hiperbólicos asociados a facies H.

6.3.4 Productos sísmicos calculados

6.3.4.1 Batimetría

La batimetría del frente al glaciar Upsala se determinó con la interpretación de los perfiles sísmicos (Figura 82), realizándose una interpolación a 20 m de resolución la herramienta *Topo to raster* de ArcMap. El resultado se muestra en la Figura 86.

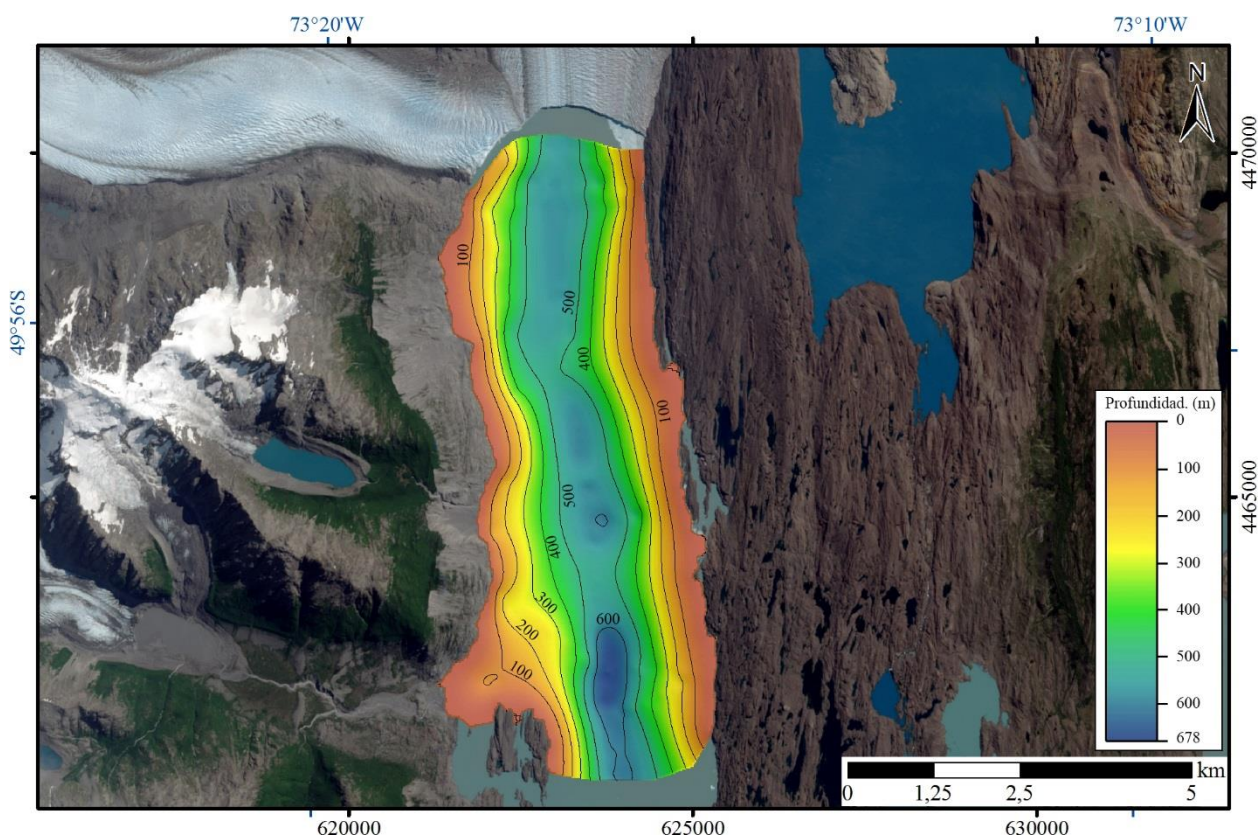


Figura 86. Modelo de batimetría del Lago Argentino obtenido con datos sísmicos. La profundidad máxima en las líneas sísmica. $V_p=1.470$ m/s.

6.3.4.2 Basamento acústico y espesor de sedimentos

Para calcular el espesor de sedimentos recientes, se delimitó el basamento acústico en los perfiles sísmicos como aproximación de la profundidad de sedimentos y se realizó la interpolación de los datos, obteniéndose el modelo presentado en la Figura 87.

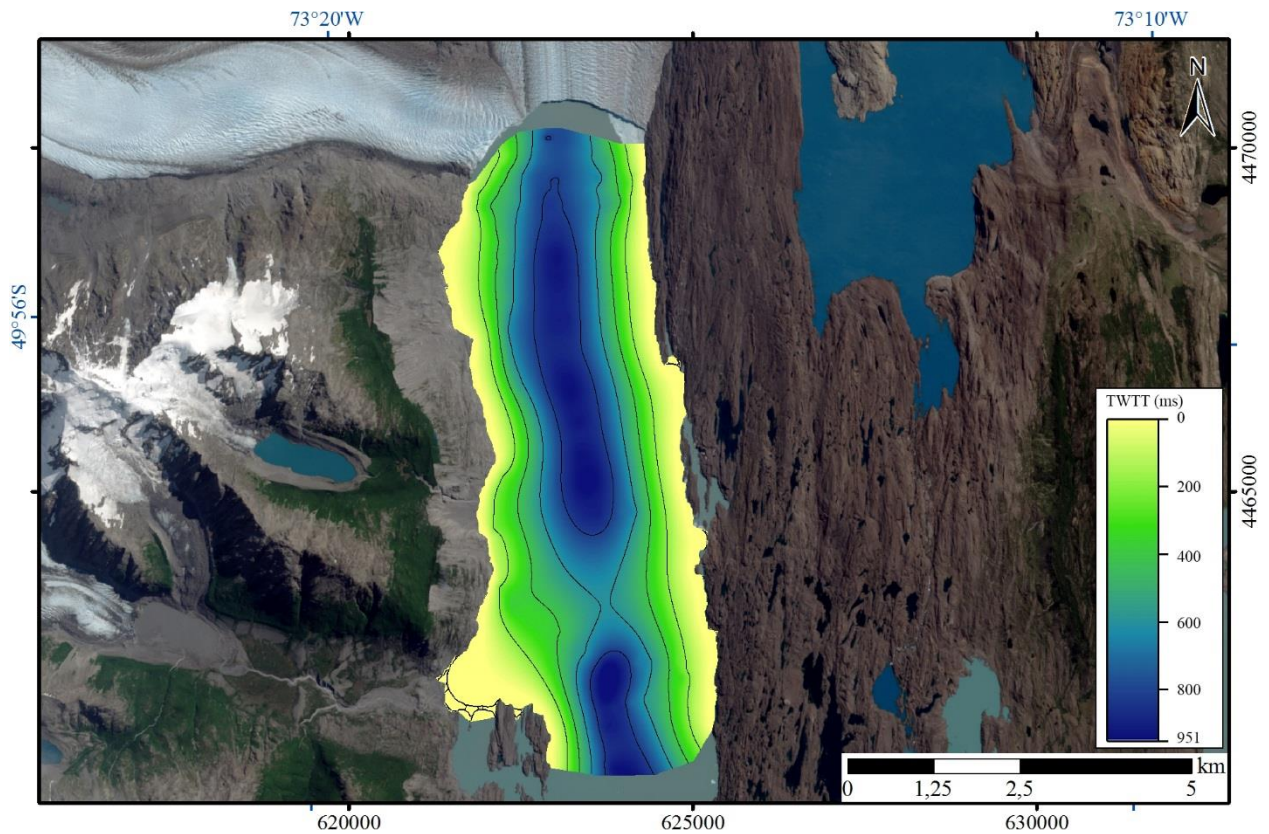


Figura 87. Profundidad de sedimentos en el lago Argentino, isólineas cada 200 ms. Profundidad en TWTT=Two-way travel time.

Para obtener el espesor de sedimentos, se realizó la resta algebraica entre el modelo de basamento acústico en (Figura 87) y el batimétrico (Figura 86) en unidades de TWTT (conversión usando velocidad del sonido en agua de 1.470 m/s), con la condición basamento acústico – batimetría ≥ 0 . El resultado de esta resta equivale al espesor de sedimentos para cada celda en TWTT, por lo que luego se realizó la conversión a metros usando una velocidad del sonido en sedimentos glaciolacustres de entre 1.600 m/s.

El modelo de espesor de sedimentos se muestra en la Figura 88. El máximo espesor obtenido es de 184 m con una velocidad de sedimentos promedio en sedimentos de 1600 m/s. La presencia de grandes espacios sin datos se debe a la baja densidad de líneas sísmicas, lo que no permite una interpolación que se ajuste de mejor manera al modelo batimétrico.

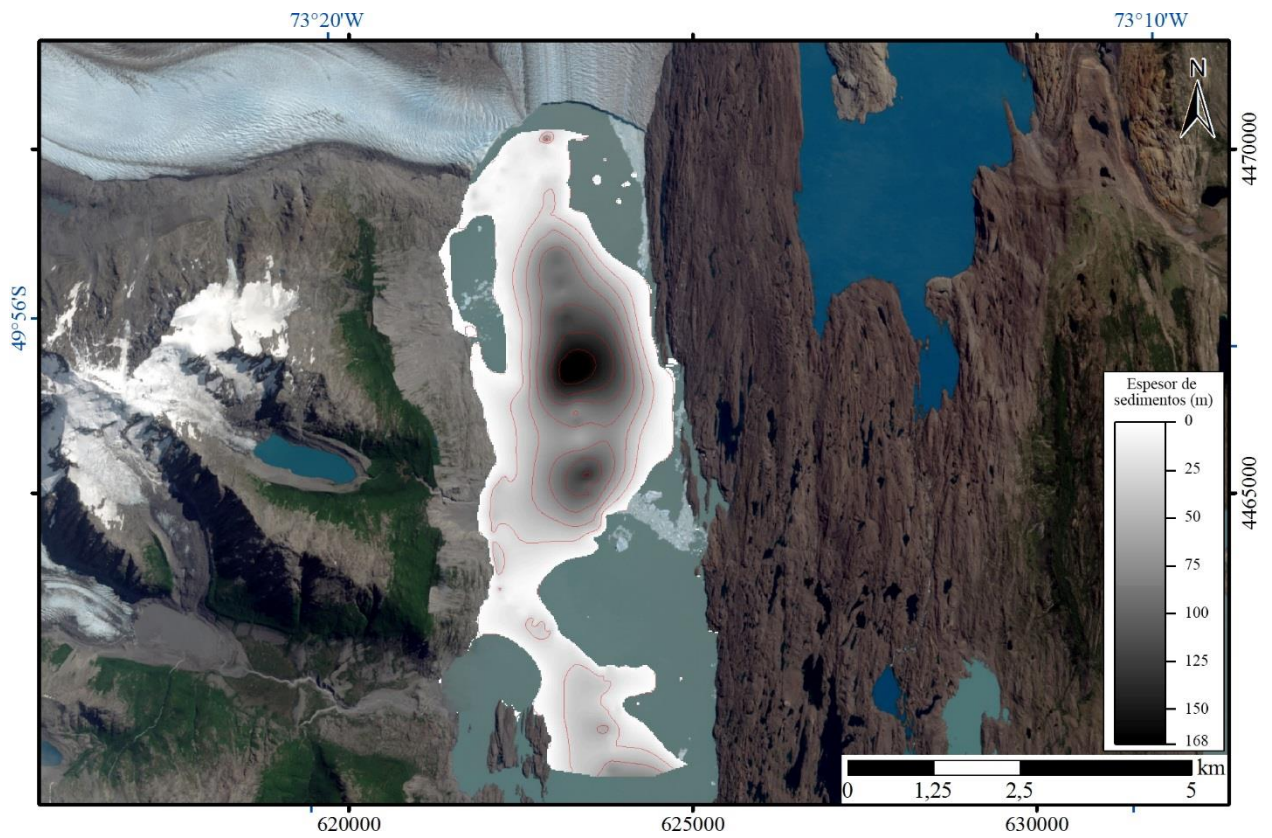


Figura 88. Modelo de espesor de sedimentos del lago Argentino usando velocidad del sonido en sedimentos de 1600 m/s. Se muestran isópacas cada 25m de espesor de sedimentos.

Al realizar la suma de profundidades del modelo batimétrico y el espesor de sedimentos, se obtiene la profundidad aproximada en metros del basamento acústico en el lago Argentino (Figura 89).

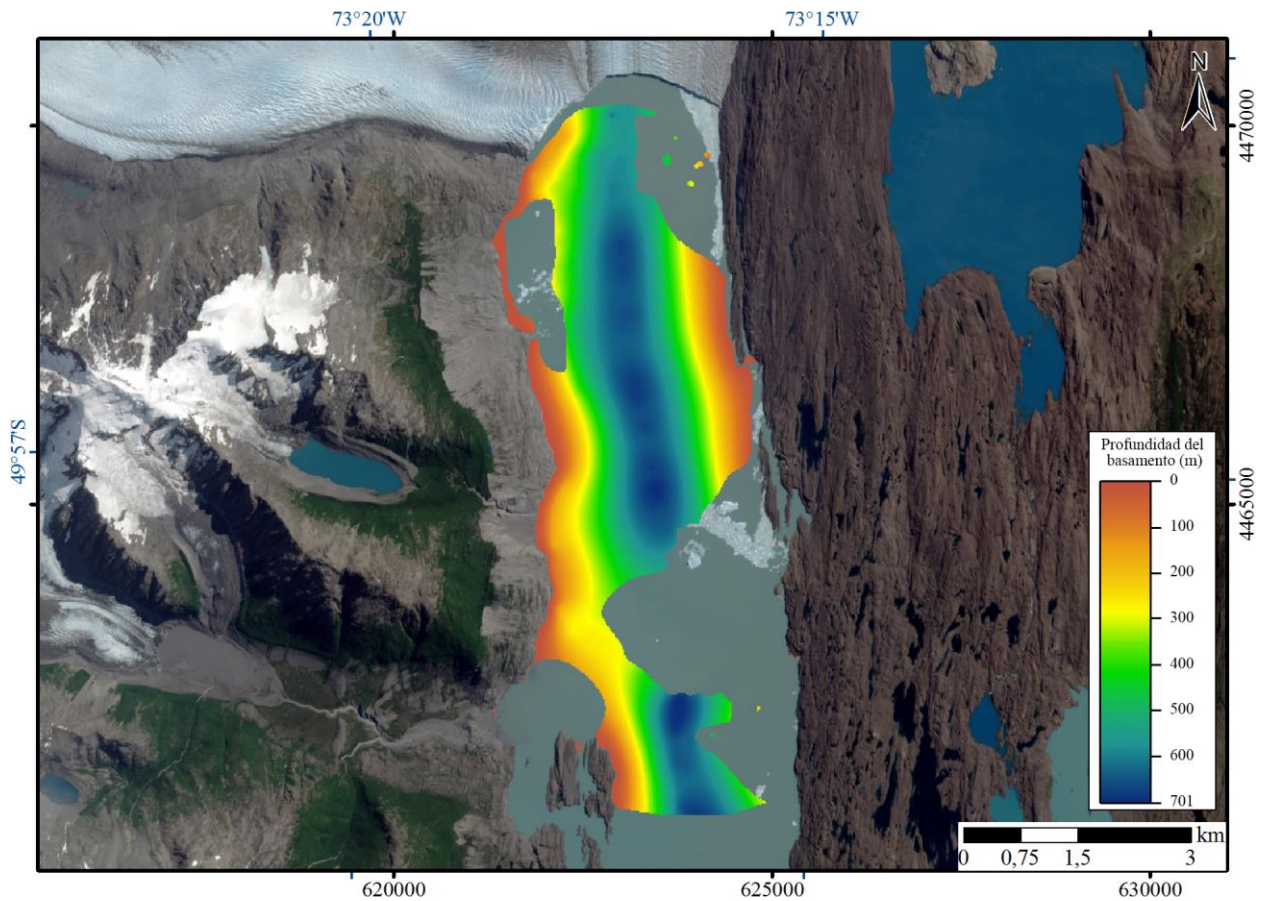


Figura 89. Profundidad aproximada del basamento acústico en el lago Argentino, utilizando $V_p = 1470$ m/s para el agua y $V_p = 1600$ m/s para los sedimentos.

6.3.4.3 Tasa de erosión

El volumen total de sedimentos calculados en el lago es $(6,9 \pm 0,4) \times 10^8$ m³. Utilizando una densidad de sedimentos de entre 1.600 y 1.800 kg/m³ (Fernández et al., 2011) se obtiene una masa de roca seca de $(1,18 \pm 0,14) \times 10^{12}$ kg y asumiendo una densidad promedio del basamento rocoso de 2.700 kg/m³ se calcula un volumen de roca seca de $(4,4 \pm 0,5) \times 10^8$ m³.

Usando la Ecuación 2, la tasa de erosión promedio para la cuenca del GU se calcula usando un tamaño de cuenca de $927,9 \pm 5,5$ km² y rango temporal de 34 ± 2 años, dado que el modelo de espesor de sedimentos cubre, parcialmente, la zona en la que se encontraba el glaciar entre 1980 a 1983 y 2015 a 2016.

Con lo anterior, obtiene una tasa de erosión promedio para la cuenca del de GU (\dot{E}) de $14,1 \pm 2,5$ mm/a y un flujo volumétrico de sedimentos (F_s) de $(2,1 \pm 0,3) \times 10^7$ m³/a entre el periodo de estudio.

7. DISCUSIÓN

7.1 Aspectos generales

7.1.1 Posición del frente y retroceso.

La base de datos de imágenes, fotografías, mapas y bibliografía recopilada en este trabajo permitió realizar un mapeo detallado del frente glaciar, con una cobertura temporal de 124 años para el glaciar O'Higgins, 104 años para el glaciar Viedma, y 260 años para el glaciar Upsala. No obstante, la continuidad de los registros es decreciente hacia el pasado, con gaps de información de hasta 74 años en el caso del glaciar Upsala.

Lo anterior produce que existan lapsos de varias décadas donde no se conozca el comportamiento de cada glaciar, siendo posible que en un periodo marcado como de retroceso promedio lento, sea en realidad la expresión de un largo periodo de estabilidad y rápido retroceso, afectando las interpretaciones que se puedan realizar sobre las tasas de retroceso y los factores que la controlan. En consecuencia, se debe considerar la información más reciente con un mayor grado de confiabilidad que los resultados ligados a información más antigua.

En cuanto a los métodos de cálculo de la tasa de retroceso; variación de la línea central, variación lineal normalizada y variación de superficie en el frente, se evidencia una buena correlación general de los tres métodos cada glaciar, detectando de forma conjunta las fases de estabilidad, retroceso o avance. Sin embargo, entre los dos métodos lineales existen diferencias en la magnitud de los avances o retrocesos detectados, pudiendo existir diferencias de hasta cientos de metros, según la geometría de los desprendimientos.

El coeficiente de correlación entre los métodos lineales para cada glaciar se muestra a continuación (detalle en sección 10.2 en Anexo).

Tabla 11. Coeficiente de determinación entre los métodos lineales de variación frontal.

	R ²
Glaciar O'Higgins	0,89
Glaciar Viedma	0,89
Glaciar Upsala	0,86

En los tres glaciares la asociación es buena al usar los métodos lineales, pero tiene diferencias considerables en un 11 – 14% de las mediciones. Cabe destacar que el método de variación de la línea central es más rápido de calcular que los otros dos métodos, pero se ve expuesto a problemas cuando los desprendimientos ocurren de forma lateral y no en la línea central, lo que ocurre con poca frecuencia en los glaciares de estudio.

Es posible que, en otros glaciares con geometrías más complejas en su frente, las variaciones en los métodos lineales sean mayores, en cuyo caso el método de variación de área es el más adecuado al no verse afectado por la proporción lateral o central de los desprendimientos.

A continuación, se muestra la comparación del retroceso acumulado en los glaciares de estudio, separado en el retroceso lineal acumulado (Figura 90), el retroceso por superficie acumulado (Figura 91) y las tasas de retroceso por superficie (Figura 92).

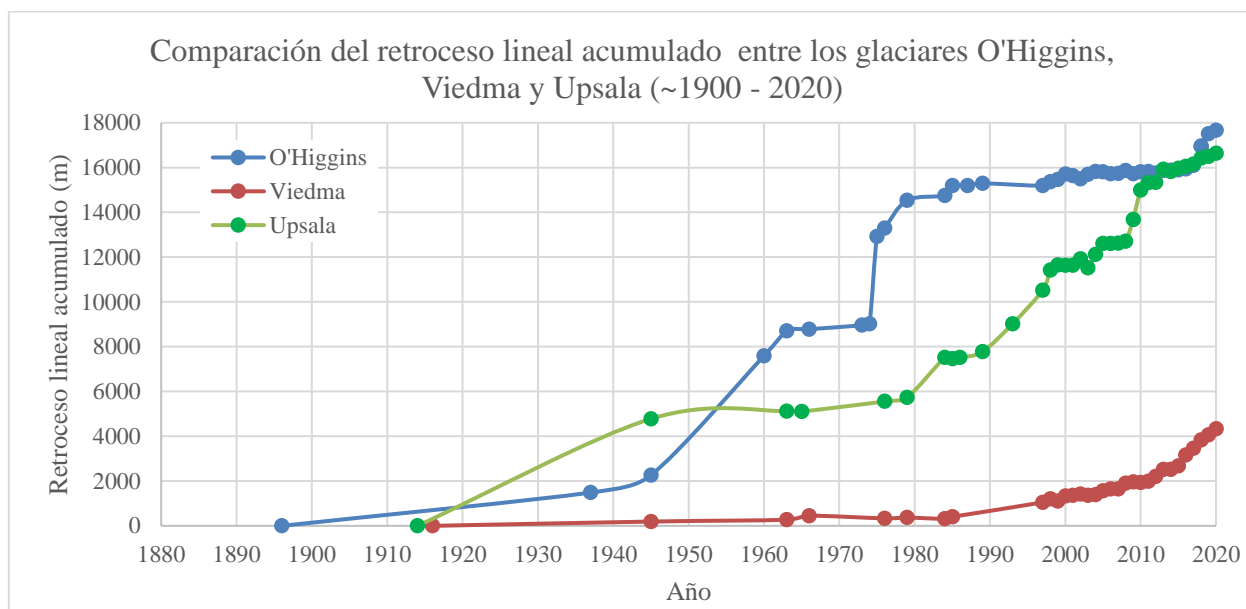


Figura 90. Comparación del retroceso lineal acumulado entre los glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala en el periodo entre ~1900 y 2020.

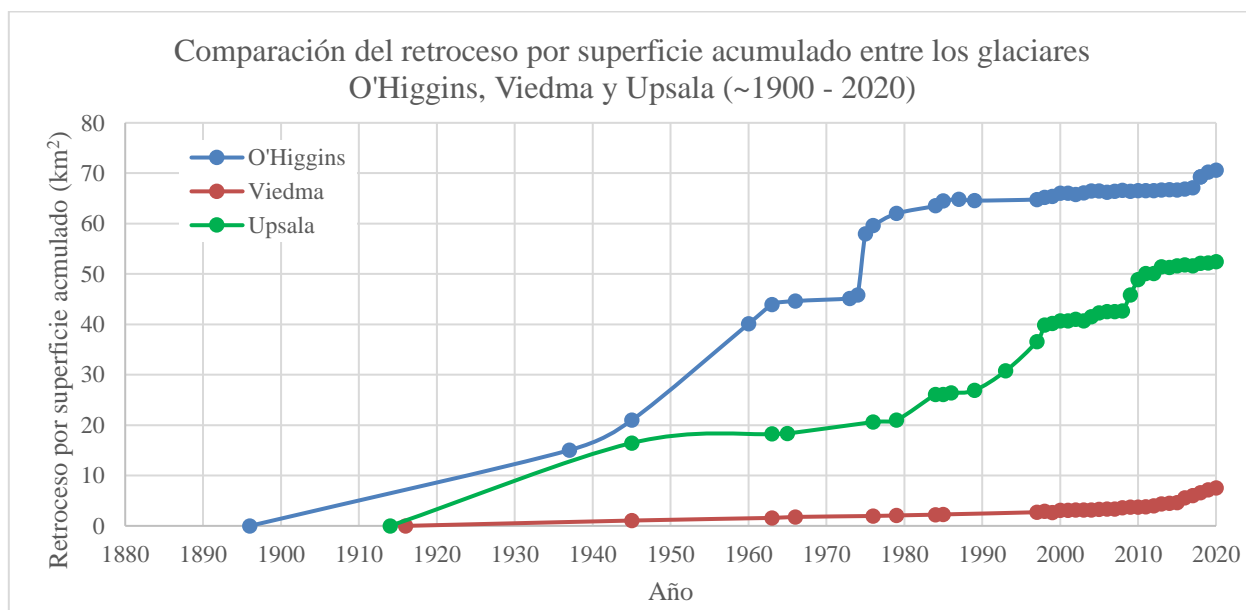


Figura 91. Comparación del retroceso por superficie acumulado entre los glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala en el periodo entre ~1900 y 2020.

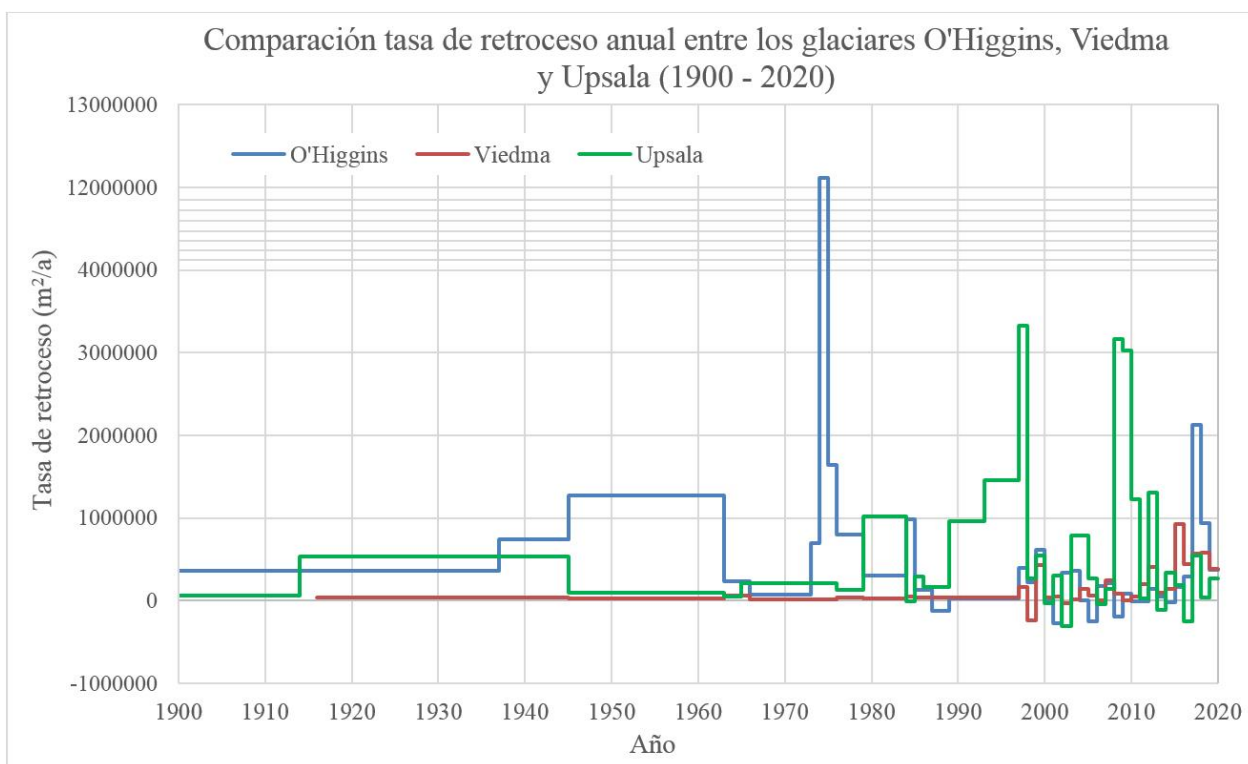


Figura 92. Comparación de las tasas de retroceso por superficie entre los glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala en el periodo entre 1900 y 2020.

Las figuras anteriores muestran un retroceso generalizado en los tres glaciares estudiados, sin embargo, la magnitud de este retroceso es variable y muestra un comportamiento asincrónico entre periodos de estabilidad y de retroceso. Por una parte, el glaciar Viedma se caracteriza por bajas tasas de retroceso en comparación al glaciar O'Higgins y Upsala, incrementándose notoriamente el retroceso desde 2016. En contraste, los glaciares O'Higgins y Upsala muestran un comportamiento irregular, oscilando entre periodos de estabilidad y retroceso que no se sincronizan entre ellos.

Respecto de las variable climática en CHPS, la escasa cobertura de equipos meteorológicos y su poca continuidad no permiten establecer un patrón predominante respecto de las temperaturas y precipitaciones en las estaciones cercanas (Figura 32, Figura 33 y Figura 34), no obstante, con los datos disponibles no se observa un una tendencia climática de primer orden.

Usando datos de reanálisis, diversos autores proponen que existe una tendencia al alza de las temperaturas en la zona y una disminución en la precipitación sólida (Ibarzabal y Donángelo et al., 1996; Carrasco et al., 2002; Garreaud et al., 2013, Bravo et al., 2019a, Bravo et al., 2019b), lo que indicaría un balance de masa negativo en los glaciares de estudio que actúa como condición de borde en la dinámica glacial, gatillando procesos de ablación más violentos en el frente glaciar.

Respecto de otros glaciares en CHPS, Sakakibara & Sugiyama (2014) compiló el retroceso frontal de 31 glaciares (Figura 93), identificándose comportamientos dispares en la zona. Si bien la mayoría ha retrocedido durante el período de estudio, este retroceso posee un patrón variable.

Algunos glaciares muestran un comportamiento “tipo Viedma” (retroceso lento y periodos de estabilidad) y otros un comportamiento más violento “tipo Upsala” (retroceso rápido y regular). Sin embargo, es notable que en el periodo entre 1984-2011 el glaciar O’Higgins muestra un comportamiento similar al del glaciar Viedma, no obstante, al ampliar la ventana de estudio (Figura 90) da cuenta que este comportamiento estable del glaciar O’Higgins era solo una pequeña parte de un comportamiento que ha sido altamente irregular durante los últimos 124 años.

Con lo anterior, se demuestra la importancia de estudiar ventanas de tiempo amplias para analizar la dinámica de los glaciares en CHPS, pues este comportamiento puede variar repentinamente.

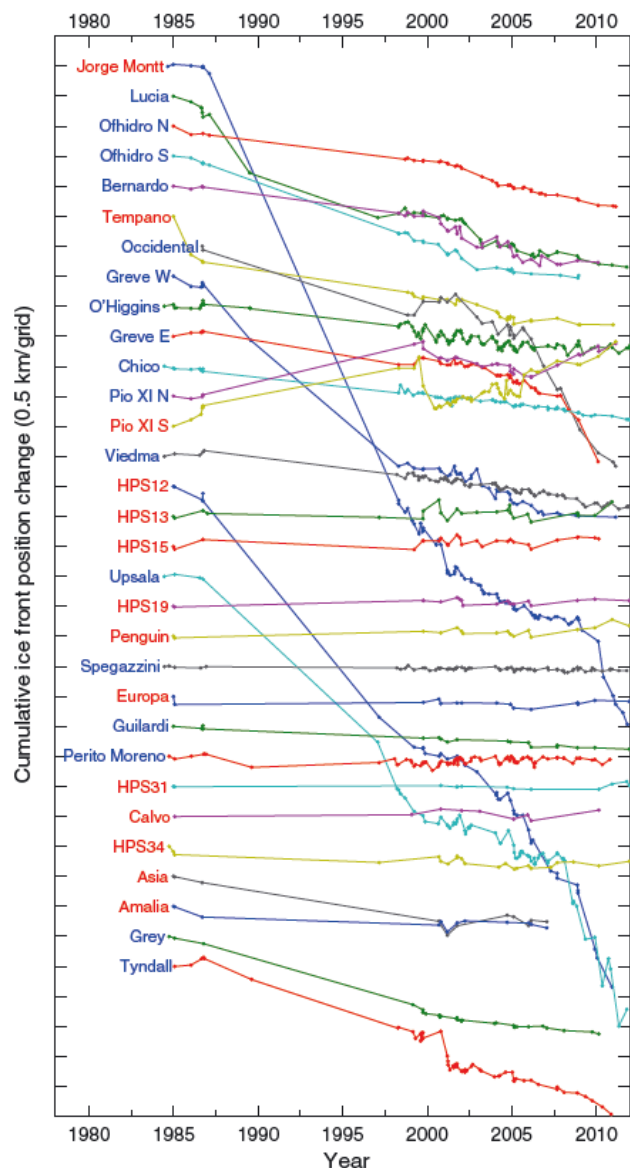


Figura 93. Retroceso acumulado del frente glaciar para glaciares desprendentes en CHPS, durante el periodo 1984-2011. Sakakibara & Sugiyama (2014).

7.1.2 Cuencas de drenaje

Las cuencas de drenaje obtenidas a partir del modelo de elevación Alos-Palsar presentan zonas donde la delimitación es compleja, debido a la poca pendiente del terreno y nula evidencia de flujo en alguna dirección preferencial. En particular, las zonas en conflicto son el límite entre el glaciar O'Higgins y glaciar Greve y el límite triple entre el glaciar O'Higgins, Chico y Viedma.

Los valores obtenidos difieren de lo publicado en trabajos anteriores. En la Tabla 12 se presenta la comparación del tamaño de las cuencas de drenaje y área cubierta de hielo para diferentes autores.

Tabla 12. Comparación del tamaño de las cuencas de drenaje y área cubierta de hielo (en paréntesis) por diferentes autores. N/p: no presenta valores de las cuencas de drenaje.

	Tamaño cuenca de drenaje y área cubierta de hielo (km ²)			
	Este trabajo	Casassa et al. (2014)	De Angelis (2014)	Aniya et al. (1996)
Glaciar O'Higgins	880,5 ± 4,5 (778)	839,2 (797)	N/p (762 ± 6,9)	N/p (893 a 747)
Glaciar Viedma	1096,1 ± 5,5 (908)	1090,6 (1053)	N/p (974 ± 8,8)	N/p (945 a 862)
Glaciar Upsala	927,9 ± 5,4 (789)	863,0 (796)	N/p (647 ± 7,8)	929 (902)

En comparación con el trabajo de [Casassa et al. \(2014\)](#) las áreas para la cuenca de drenaje difieren entre un 4,7% para el glaciar O'Higgins, 0,5% para el glaciar Viedma y 7% para el glaciar Upsala. Valores similares de variación se obtienen al comparar las cuencas de [Aniya et al. \(1996\)](#), mientras que con [De Angelis \(2014\)](#) existen diferencias menores en el glaciar Viedma y mayores en el glaciar Upsala, ya que este autor considera al glaciar Bertacchi de forma separada, reduciendo la cuenca para el glaciar Upsala, lo que no es conveniente para el objetivo de este trabajo.

La utilización de modelos de elevación e imágenes satelitales como herramienta para delimitar la cuenca de drenaje y área cubierta es una forma fácil y rápida de obtener una primera aproximación, sin embargo, esta técnica debe considerar posibles deficiencias en la adquisición y/o procesamiento de las imágenes usadas para producir el modelo de elevación; como la presencia de nubosidad o bajo contraste visual necesario para realizar el paralaje al usar imágenes ópticas; y los vacíos de información en pendientes escarpadas o penetración de ondas en hielo y nieve al usar imágenes de radar ([Wang & Kääh, 2015](#)). Por lo anterior, es conveniente realizar estudios en terreno en las zonas de mayor complejidad si se desea una delimitación con mayor precisión.

7.1.3 Limitaciones del estudio sísmico

Para poder realizar un modelo geológico mediante la técnica de sismo-estratigrafía se debe considerar una serie de estudios complementarios para validar la información disponible en los perfiles sísmicos y facilitar la interpretación.

Es esencial un correcto diseño de la adquisición sísmica, en base al conocimiento previo de la zona, los objetivos del estudio y el equipamiento disponible. En particular, la selección de los parámetros acústicos es crítica para determinar la calidad y la utilidad de la información obtenida, así como la geometría de las líneas sísmicas (Aminzadeh & Dasgupta, 2013; Dondurur, 2018) para aumentar la relación señal/ruido y optimizar la resolución espacial y temporal del registro, además de disminuir los tiempos de trabajo en y post terreno.

Debido a que la técnica acústica crea numerosos tipos de artefactos como hipérbolas, fantasmas o reflexiones laterales, se requiere diseñar una red de líneas sísmicas rectas y entrecruzadas para generar puntos de control que permitan advertir y descartar los reflectores espurios. Así mismo, la técnica de migración de datos sísmicos para corregir hipérbolas producidas por estructuras planares o lineales (taludes, canales, fallas, etc.) solo funciona correctamente si las líneas sísmicas cruzan perpendicularmente dichas estructuras (Jakobsson et al., 2016), de lo contrario se capta una parte de la hipérbola fuera de plano y la migración no consigue reflejar la geometría real. Por este motivo, las interpretaciones realizadas en perfiles que presentan estos inconvenientes deben ser consideradas como referenciales.

Por otro lado, la caracterización geológica de las facies sísmicas requiere una validación en etapas tempranas, ya sea mediante testigo de sedimentos u observaciones en terreno, con la finalidad de correlacionar las facies sísmicas a su respectiva unidad litoestratigráfica (Veeken, 2007), además de poder observar rasgos geológicos locales que pudieran prolongarse en profundidad y quedar plasmadas en el registro sísmico, como presencia de fallas, zonas de alteración, afloramientos rocosos, depósitos sedimentarios, etc. Por lo anterior, se usaron imágenes satelitales para relacionar, a grueso modo, las observaciones en los bordes del lago con la sísmica cercana y trabajos anteriores en lagos y fiordos de diferentes partes del mundo para constreñir los procesos de formación del relieve subacuático.

En este trabajo no se dispone de información en terreno para validar los datos sísmicos, por lo que se utiliza la información disponible en la bibliografía para interpretar. Estudios adicionales son necesarios para otorgar mayor robustez al estudio.

7.1.3.1 Limitaciones para el glaciar O'Higgins

Las líneas sísmicas en el lago O'Higgins se concentran dentro de los primeros 4 km desde la posición del frente del año 2015 cuando fue realizada la campaña, cubriendo la zona ocupada por el glaciar entre 1975 y 2015 (40 años). Fuera de esta zona, la densidad sísmica disminuye

considerablemente y, por consiguiente, también lo hace la robustez de la interpretación que se puede realizar.

Los perfiles del glaciar O'Higgins presentan gran cantidad de hipérbolas y rebotes laterales, por lo que la geometría del fondo se determinó por aproximación de los ápex de las hipérbolas, ya que el proceso de migración no siempre daba buenos resultados.

Por otro lado, hay una escasez de líneas longitudinales al flujo del glaciar, las cuales son necesarias para observar en sección las geoformas paralelas al frente glaciar, como bancos morrénicos, abanicos, conos submarinos, etc. En cuanto a la línea longitudinal GO_H (Figura 53), que recorre gran parte del lago, esta carece completamente de líneas de control perpendiculares en su mitad este, al igual que la línea GO_I (Figura 72).

La falta de intersecciones dificulta la interpretación y limpieza del perfil, siendo posible que reflexiones y discordancias señaladas como de origen sedimentario, sean producto de artefactos acústicos. En particular, cabe señalar que el perfil GO_H, el de mayor importancia, no transcurre directamente por el centro del canal central del lago O'Higgins, estando en ocasiones sobre el talud, deformando el registro sísmico y dificultando la interpretación (ver intersección del perfil GO_H con perfil GO_E en Figura 50). De igual forma, las líneas sísmicas sinuosas deben ser analizadas con precaución, dado que las curvas y vueltas de la embarcación distorsionan la geometría real de los reflectores y facies sísmicas.

La falta de una red de líneas cruzadas baja considerablemente la calidad de la interpolación de datos, generándose vacíos importantes en los modelos de sedimentos (Figura 58), que impactan negativamente en la precisión del volumen de sedimentos y tasa de erosión calculadas.

7.1.3.2 Limitaciones para el Glacier Viedma

A diferencia de las líneas sísmicas de los otros dos glaciares en estudio, los perfiles en el lago Viedma abarcan el área ocupada por el glaciar en un gran rango temporal de miles de años, además de presentar una red entrecruzada de estos perfiles que permiten observar las morfologías con gran detalle.

A pesar de lo anterior, la calidad del registro disminuye notoriamente hacia la parte proximal del glaciar (desde 1960 en adelante), en donde la geometría del lago produce gran cantidad de hipérbolas y reflexiones laterales, mientras que la sinuosidad y falta de intersecciones de las líneas no permite su correcto análisis. Es estos casos, la geometría del fondo se determinó por aproximación de los ápex de las hipérbolas, ya que el proceso de migración no siempre daba buenos resultados.

7.1.3.3 Limitaciones para el Glaciar Upsala

Del total de líneas sísmicas en el lago Argentino, la mayoría fueron desechadas debido a su gran cantidad de ruido y rebotes, constatándose muy pocos puntos de control (Figura 82). Por lo anterior, la línea longitudinal GU_A (Figura 83), prácticamente no tiene líneas entrecruzadas que permitan realizar una interpretación robusta, siendo posible que reflexiones y discordancias señaladas como de origen sedimentario, sean producto de artefactos acústicos.

Por lo anterior, la interpretación realizada posee grandes zonas sin resolver, y así lo refleja el modelo de espesor de sedimentos (Figura 88).

7.2 Glaciar O'Higgins

7.2.1 Sismo-estratigrafía

En esta sección se presentan las principales discusiones en torno a los resultados del análisis sismo-estratigráfico en el lago O'Higgins.

7.2.1.1 Interpretación de facies sísmicas

En esta subsección, se realiza una interpretación litoestratigráfica de las facies sísmicas, en base a las clasificaciones descritas en la sección 2.5.3.

- **Facies B:** esta facies ocupa la parte más baja del registro sísmico, presentando nula penetración y alta capacidad de reflejar las ondas acústica, evidenciado en la generación de hipérbolas en las zonas de menor profundidad (figuras 46 – 50). Presenta continuidad con los afloramientos rocosos en el borde del lago por lo que se interpreta como el basamento rocoso, compuesto de rocas paleozoicas del Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO). En las zonas donde la transición hacia el basamento acústico se realiza gradualmente por pérdida de potencia en la señal (figuras 51 – 53), no se puede asegurar la presencia del basamento rocoso, cuyo caso la profundidad expuesta en los perfiles corresponde a un mínimo de profundidad para el basamento rocoso. Otros autores consideran que el basamento acústico puede ser sedimentos gruesos o semi-consolidados, lo cual no puede ser descartado para este glaciar.
- **Facies W:** esta facies se encuentra sobreyaciendo a la facies B, en un contacto difuso por pérdida de potencia o de difícil visualización por la interferencia de hipérbolas (figuras 46 – 50), además se encuentra bajo la facies Sh (figuras 46, 49 y 53) y H (figuras 47 y 50). Presenta espesores entre los 50 – 100 ms. Su carácter caótico y en ocasiones con laminaciones muy discontinuas y onduladas, permiten inferir una muy mala selección de

los sedimentos y escasa estratificación, siendo compatible con diferentes tipos de depósitos glaciogénicos subacuáticos según su mecanismo depositacional (ver sección 2.5). Es por lo tanto, considerado como diamicton.

- **Facies Sh:** esta facie sobreyace a la facies B y en ocasiones se muestra en contacto lateral sobre o bajo las facies G (figuras 46 y 51). Presenta espesores <50 ms y por sus características de continuidad, laminación y horizontalidad se interpreta como sedimentos glaciolacustres laminados, de buena selección, depositados por plumas de sedimentos o témpanos. La disposición en onlap y la cronología en imágenes satelitales sugieren que la depositación se realizó tan pronto como el glaciar retrocede. Es posible que las zonas menos continuas y de amplitud variable de esta facies contengan material IRD (Figura 53).
- **Facies G:** esta facies se encuentra en taludes formando cuerpos alargados de potencia variable entre 20 – 100 ms. Por su disposición y carácter laminado en ángulo se interpreta como depósitos removilizados gravitacionalmente mediante deslizamientos, corrientes de turbidez, slumps o flujo de detritos, según su mayor o menor grado de ordenamiento interno.
- **Facies H:** esta facies se encuentra sobre las facies caóticas delimitando el fondo del lago y posee dos interpretaciones genéticas muy diferentes. Su disposición en montículos de 10 – 30 ms de altura (Figura 46), con gran cantidad de hipérbolas, puede reflejar la presencia de bloques de gran tamaño, presencia del basamento rocoso o bien, cuerpos de sedimentos organizados en montículos concordantes como bancos morrénicos o abanicos subacuáticos. Sin embargo, el modelo batimétrico no distingue una geometría en planta alargada de los cuerpos, por lo que se presume serían cuerpos puntuales. Por otro lado, formas tan singulares compuestas de roca sólida son extraños de ver en ambiente glaciar, por lo que las opciones se acotan a montículos de sedimentos con bloques (depósitos de material supraglacial o englacial) o bien, montículos muy bien laminados que imitan la geometría parabólica.

7.2.1.2 Interpretación de morfologías y litofacies

En esta subsección se muestra la interpretación de morfologías y litofacies en las líneas sísmicas del lago O'Higgins, escogiéndose los perfiles GO_A, GO_E, GO_F, GO_G, GO_H para ser interpretados (Figuras 86 – 90). A continuación, se muestra la interpretación realizada en cada perfil y se explicará de forma cronológica los eventos ocurridos.

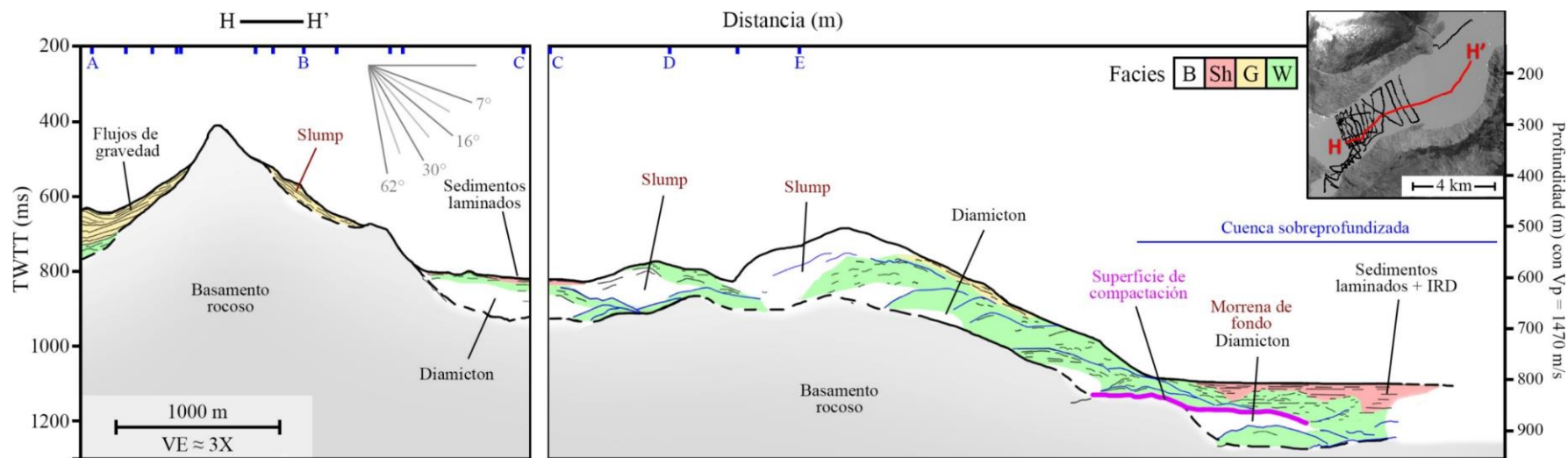


Figura 94. Glaciar O'Higgins: interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil sísmico GO_H (Figura 53) en lago O'Higgins.

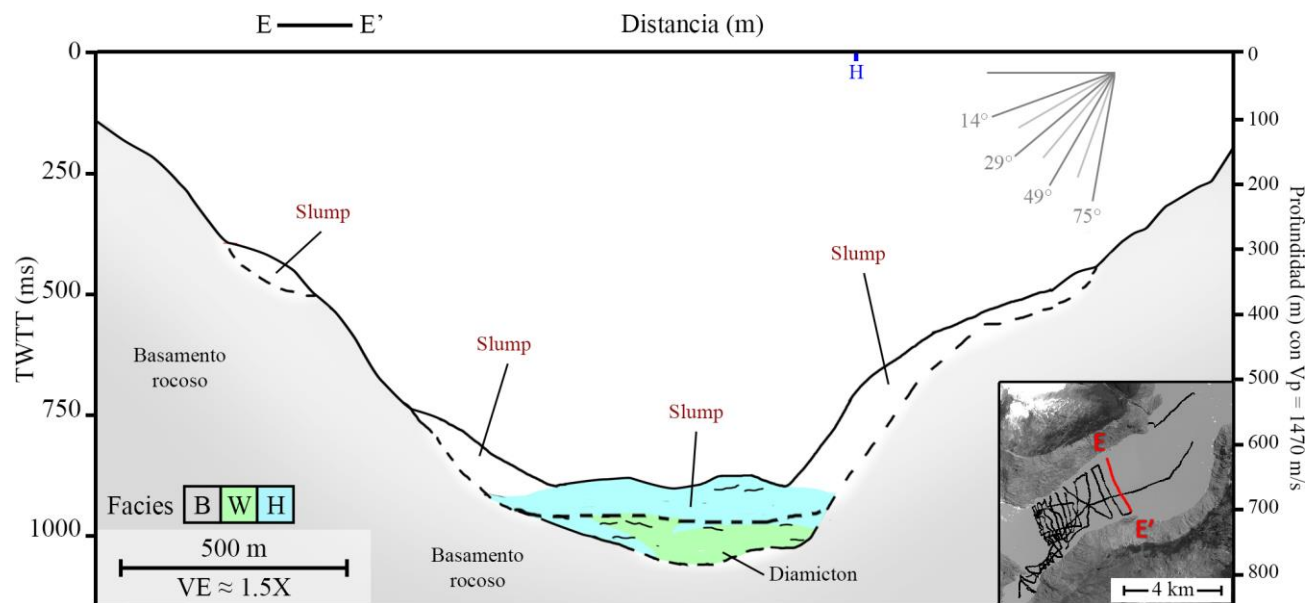


Figura 95. Glaciar O'Higgins: interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil sísmico GO_E (Figura 50) en lago O'Higgins.

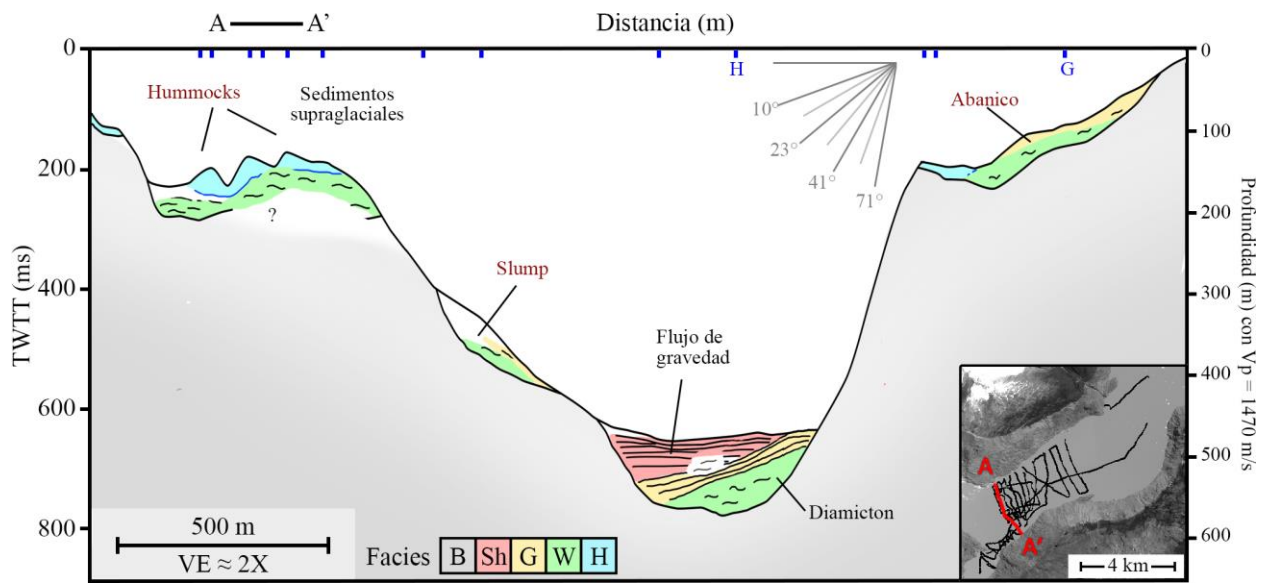


Figura 96. Glaciar O'Higgins: interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GO_A (Figura 46) en lago O'Higgins.

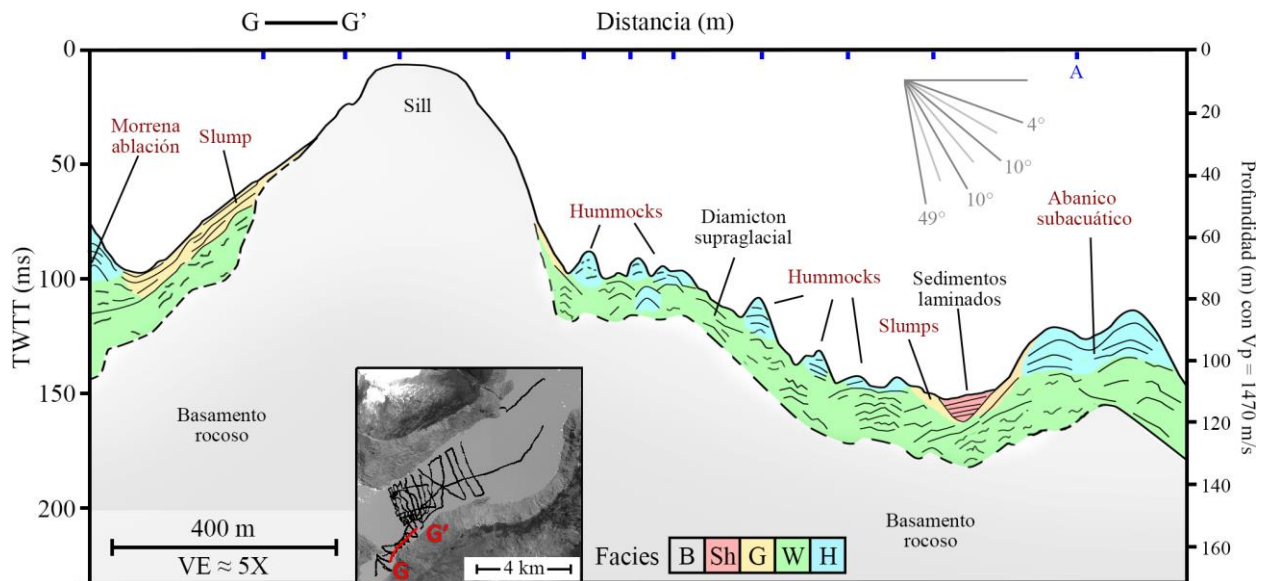


Figura 97. Glaciar O'Higgins: interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GO_G (Figura 52) en lago O'Higgins.

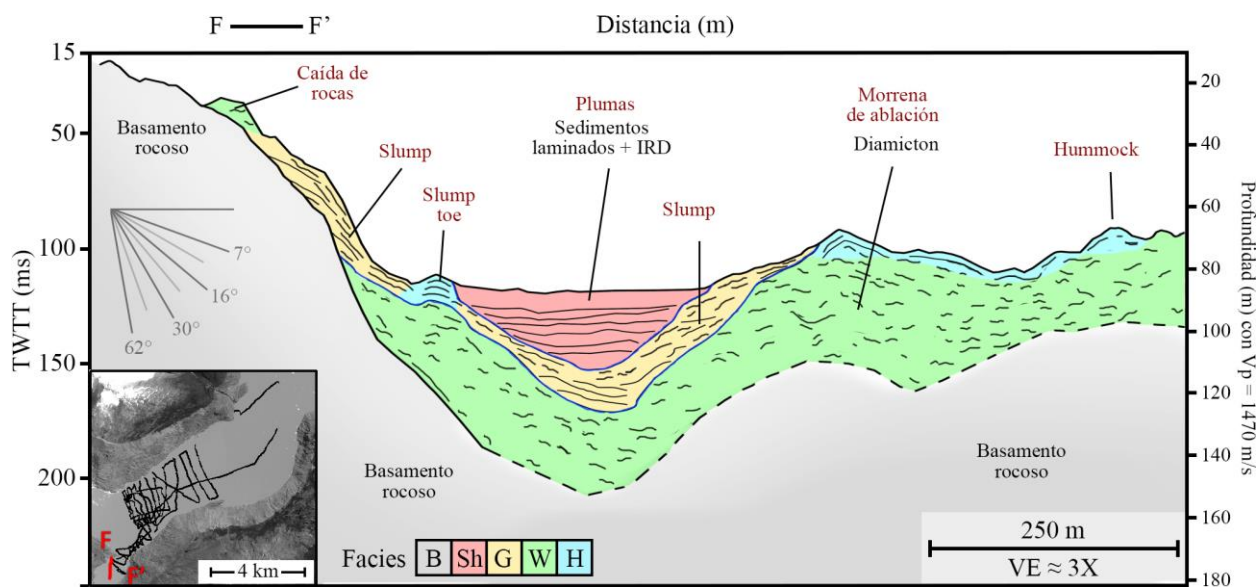


Figura 98. Glaciar O'Higgins: interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GO_F (Figura 51) en lago O'Higgins.

Las líneas sísmicas en el lago O'Higgins en conjunto con el modelo batimétrico presentado en la Figura 56 permiten observar algunos de los principales rasgos del lago O'Higgins, resaltando una profunda cuenca a 6 km del frente actual, con profundidades cercanas a los 800 m (con $V_p = 1470$ m/s), lo cual ya había sido advertido por Casassa et al. (2007b). Esta gran subcuenca quedó expuesta luego del retiro del glaciar en el periodo 1974 – 1975.

Esta subcuenca sobreprofundizada se observa en el perfil GO_H (Figura 94), y si bien no se reconoce claramente el límite con el basamento acústico, es posible encontrar cuerpos de facies W rellenando la base, interpretados como sedimentos subglaciales compactados, ya que sobre ellos existe una superficie de gran intensidad de reflectores a 1150 ms, asociada a una superficie de compactación de sedimentos similar a las observaciones realizadas por Koppes et al. (2009) en la laguna San Rafael. No se observa deformación de estos sedimentos debido a la resolución y ruido del perfil. Esta superficie de compactación se encuentra truncada a mitad de la cuenca sobreprofundizada, lo que podría ser solo un problema de adquisición o bien, indicar que solo hasta ese límite el glaciar estaba apoyado, y hacia el este la presión ejercida era menor o bien, se encontraba parcialmente en flotación. La evidencia no es concluyente dado que en esta zona el perfil muestra mucho ruido y discontinuidad.

Sobre la superficie de compactación se encuentran cuerpos de facies W interpretados como diamicton depositado durante el retroceso, posiblemente con gran cantidad de IRD y material supraglacial debido al rápido retroceso entre 1975 – 1984 tal como sugiere Powell (1981) con la asociación de facies I (ver sección 2.5.4).

Hacia la parte central del perfil GO_H, en la intersección con el perfil GO_E (Figura 95), el cuerpo masivo transparente y caótico fue interpretado como un deslizamiento o slump de gran tamaño junto con material de IRD, lo que explicaría la aparente gran acumulación de sedimentos. Este espacio se abrió al lago luego del rápido retroceso de 1975, lo que pudo provocar la

desestabilización de laderas o material acumulado previamente de forma lateral o subglacial, ocasionando el colapso tanto en la ladera norte como sur. Es importante mencionar que no hay evidencia en superficie de esta remoción, por lo que habría ocurrido íntegramente de forma subacuática.

En la intersección con el perfil GO_C, el perfil GO_H muestra un manto basal de facies W, posiblemente diamicton depositado rápidamente en la zona hielo-proximal durante el retroceso o por flujos de gravedad, lo que explica su aspecto masivo, sin distinguirse con claridad la disposición y arquitectura de este cuerpo. Sobreyace a esta unidad reflectores de facies Sh, lo que se interpreta como sedimentos laminados depositados por suspensión.

El perfil GO_A (Figura 96) muestra que el canal central del lago O'Higgins está relleno por sedimentos que le otorgan una geometría plana al fondo de la incisión. En este relleno se evidencia una parte basal de diamicton caótico, seguido de sedimentos estratificados reconocidos como flujos de gravedad desde las laderas. Cabe destacar la porción subhorizontal de facies Sh es en realidad un corte transversal del flujo de gravedad expuesto en el cruce con el perfil GO_H (Figura 94).

En las partes superficiales del perfil GO_A se distingue lo que puede ser un abanico subglacial en el sur (ver intersección con perfil GO_G, Figura 97), mientras que en el sector norte la morfología de hummocks se interpreta como acumulación por colapso supraglacial de la morrena lateral norte del glaciar O'Higgins.

En el sector del brazo Pirámide, las imágenes satelitales permiten observar el colapso de material supraglacial y englacial en un lapso de unos pocos años, lo que indica la fusión gradual de hielo bajo las rocas en superficie (Figura 124 en Anexo). Lo anterior permite relacionar el manto de facies W de este sector (Perfil GO_F en Figura 98) con una morrena de ablación, sobre la cual se depositan sedimentos laminados finos provenientes del sistema glaciofluvial del glaciar Pirámide y de las plumas hipopicales del glaciar O'Higgins que logran superar la barrera física en la entrada del brazo Pirámide (perfil GO_G en Figura 97).

En la Figura 99 se muestran las isolíneas de batimetría, isópacas y principales morfologías interpretadas en el lago O'Higgins. Debido a la falta de líneas sísmicas en la parte profunda del lago estas ubicaciones tienen carácter de referencial. Es notable la presencia de un estrecho canal central en el lago, que luego se ensancha hacia la cuenca sobreprofundizada. Existen zonas puntuales con sedimentos laminados y deslizamientos de diversa magnitud. Además, gran parte de las laderas tendría muy pocos sedimentos (zonas de color rojo), lo cual es razonable por la gran pendiente hacia el canal central.

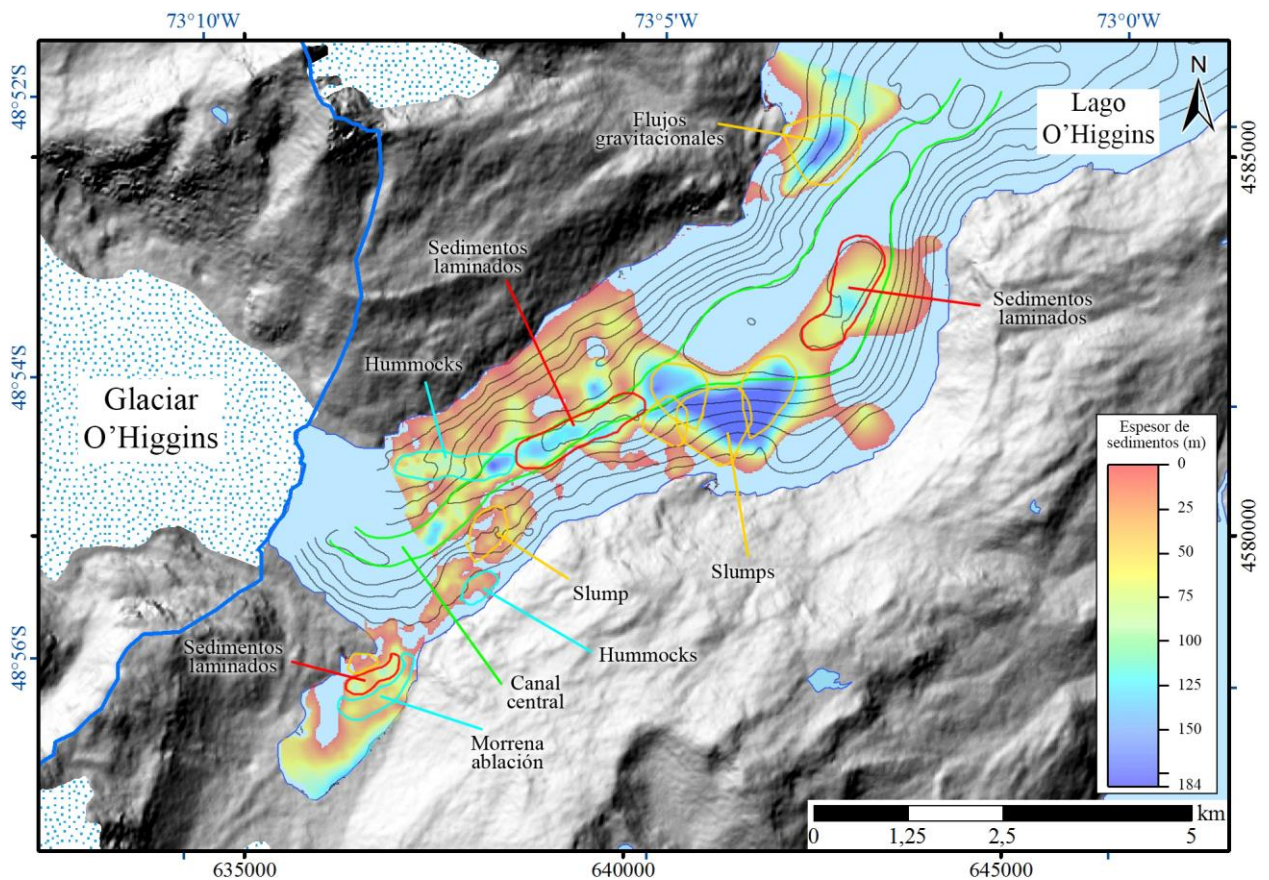


Figura 99. Vista en planta referencial de la ubicación de morfologías en el lago O'Higgins. Se incluyen las curvas de nivel de batimetría e isópacas en escala de color.

7.2.1.3 Modelo evolutivo

Con la interpretación de los perfiles realizada, se presenta un modelo evolutivo que explica, a grandes rasgos, la arquitectura en el canal central del lago O'Higgins. Este modelo se presenta en la Figura 100, mediante una sección longitudinal a la incisión central del lago, siendo dividido en tres etapas.

- A) 1945 – 1974:** esta etapa el glaciar presenta un periodo de retroceso entre 1945 y 1963, y estabilidad entre 1963 y 1974. Si bien la sísmica no cubre este periodo en el sector abierto del lago, el modelo batimétrico no muestra relieves destacables en el canal central, por lo que se infiere un comportamiento similar a las etapas posteriores, es decir, un relleno masivo de diamictón depositado durante el retroceso directamente en el grounding-line, compuesto por una mezcla de por material supraglacial, englacial y subglacial, IRD, flujos de gravedad, etc. Además, durante este periodo ya se habría formado la acumulación y compactación subglacial en la cuenca sobreprofundizada, existiendo la posibilidad de que el glaciar haya estado parcialmente en flotación.

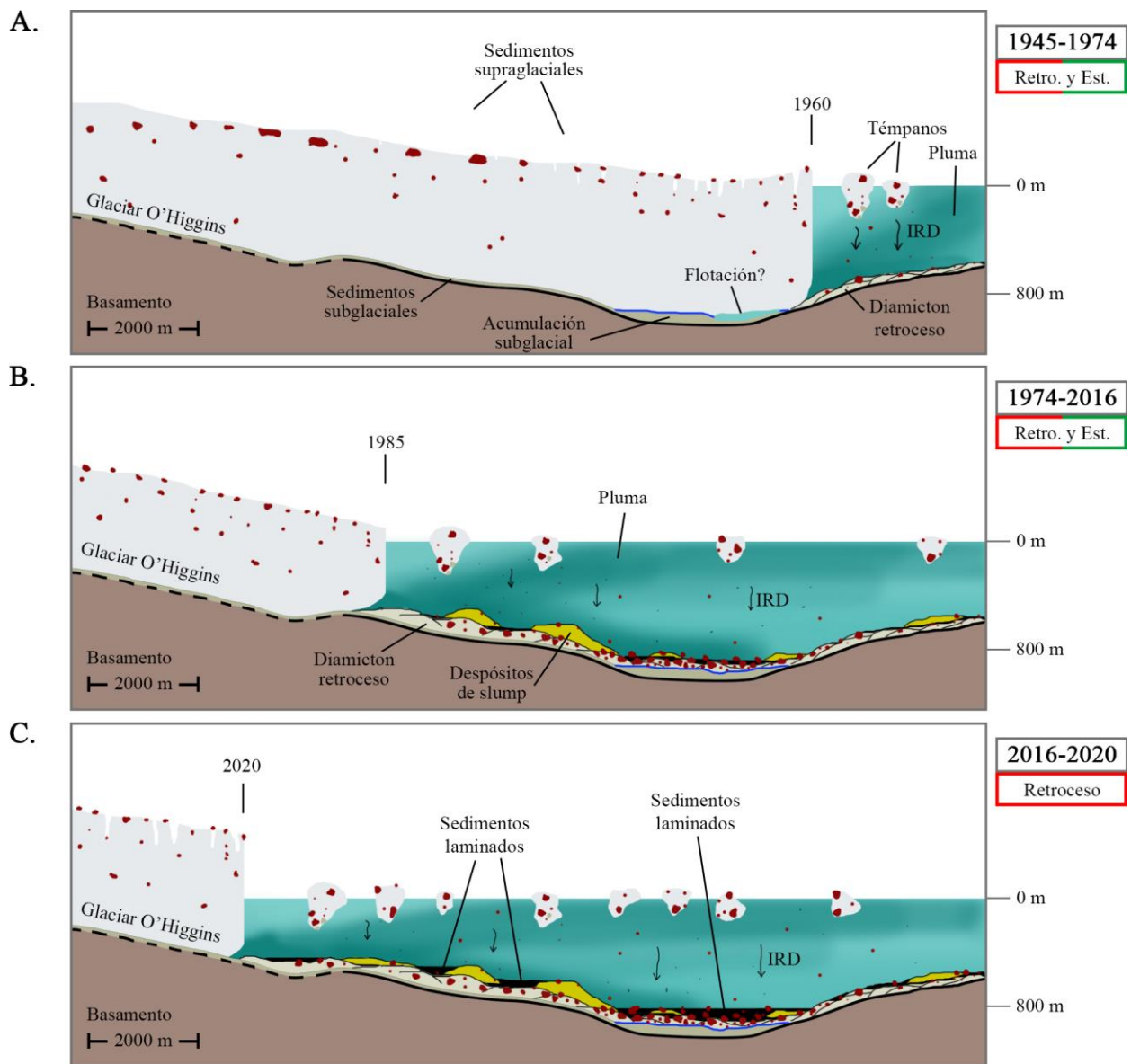


Figura 100. Esquema conceptual de la dinámica y procesos deposicionales recientes en el lago O'Higgins. Eje vertical exagerado. La batimetría del periodo 2016 – 2020 (línea punteada) fue inferida de Schaefer et al. (2011).

- B) 1974 – 2016:** esta etapa presenta un periodo inicial de retroceso muy rápido entre 1974 – 1984 y nuevamente un periodo de estabilidad y/o lento retroceso entre 1984 y 2016. El retroceso rápido dio paso a la depositación de diamictón masivo, IRD y flujos de gravedad de gran tamaño, lo cual continuó durante el periodo de estabilidad, formándose los abanicos y hummocks del perfil GO_A (Figura 96). Una vez que se depositan los sedimentos gruesos y el glaciar se aleja, el ambiente comienza a tomar características distales, permitiendo la acumulación de sedimentos laminados finos. No es posible distinguir si estos sedimentos corresponden a acumulación de flujos densos o decantación de plumas hipo/meso-picnales.
- C) 2016 – 2020:** esta etapa se caracteriza por un retroceso importante, aunque menor que la etapa anterior. Tampoco se tiene datos sísmicos de la nueva zona descubierta, sin embargo, es posible

que siga rellenándose el canal central con diamictón masivo, manteniéndose el aporte de plumas que permiten la acumulación de sedimentos finos.

7.2.2 Influencia geológica

En esta subsección se realiza una evaluación de la influencia de factores geológicos como la litología, geología estructural y geometría del fondo en la dinámica glacial de largo y corto plazo.

- **Litología y estructuras**

El mapa geológico de la zona del glaciar O'Higgins (Figura 22 y Figura 101), no advierte cambios de unidades geológicas mayores en la zona de influencia del glaciar O'Higgins, así como tampoco la imagen satelital con arreglo de bandas para discriminación litológica (Figura 130 en Anexo) siendo completamente ocupado por el Complejo Metamórfico Andino Oriental. Esta unidad se encuentra formada por rocas metamórficas de protolito sedimentario (areniscas, pelitas, etc) con un grado metamórfico variado, desde facies esquisto hasta un metamorfismo incipiente (Hervé, 2008). Lo anterior puede producir diferencias en la resistencia de las rocas e influir en la erosión, afectando en el largo plazo las zonas más o menos erosionadas por el glaciar. Son necesario estudios en terreno para abordar esta hipótesis y diferenciar la distribución de litofacies del CMAO en las cercanías del glaciar O'Higgins, tanto en la ladera norte, como sur.

En base a los antecedentes, no es concluyente que exista una influencia de las diferencias litológicas en la dinámica glacial.

Las estructuras presentes en el área del glaciar O'Higgins (Figura 101) corresponden a fallas inversas de rumbo NE, siendo notable que dichas estructuras se emplazan en valles o canales de igual rumbo, erosionados desde el último máximo glacial (LGM). Ejemplo de lo anterior es la Falla Lago Chico que se extiende desde el glaciar Chico por el sur hasta Villa O'Higgins por el norte, siendo una falla de rumbo con componente inversa, al igual que la Falla Mancilla.

De igual forma, existe plegamiento en el CMAO de diferente escala (Rojo, 2017; Palma, 2018) que puede estar controlando la erosión, sin embargo, pocas de estas estructuras se han mapeado.

Si bien las investigaciones anteriores no han identificado la presencia de una falla en el canal principal del lago O'Higgins, se propone la existencia de ella. Navarro (2018) apoya la idea de esta falla como fundamento teórico del modelo de Riedel para la zona, en que la Falla Lago Chico y la falla propuesta en Lago O'Higgins actúan como fallas sintéticas (R) del modelo de Riedel en que las fallas antitéticas (R') se encuentran entre ellas, correspondiendo a lo que serían los lineamientos y la Falla Las Vegas. Otra evidencia a favor de esta propuesta es la siguiente:

- 1) La zona muestra un control estructural del relieve, con fallas, pliegues y lineamientos en sentido NE – SW.

- 2) Hay una falla inversa inferida con manteo al W que se encuentra truncada al llegar al norte de la “Zona I” (Figura 101). Esta falla tiene continuidad con un marcado lineamiento que llega al lago, y que podría indicar la expresión en superficie de la falla.
- 3) Existe una brusca desviación de la lengua terminal del glaciar O’Higgins al llegar a la intersección con el glaciar Pirámide de 90° aproximadamente. En este punto, el glaciar adopta un rumbo NE, paralelo al valle del glaciar Pirámide.
- 4) La batimetría del lago O’Higgins muestra altas pendientes del basamento rocoso en la intersección del glaciar O’Higgins y glaciar Pirámide (ver perfil GO_A), lo que puede indicar un control estructural de la topografía. Asimismo, la parte norte de la “Zona I” presenta una profunda incisión de entre 500 – 600 m hasta el norte de la Isla Chica (ver batimetría en Figura 56).
- 5) El glaciar presenta altas tasas de erosión, lo que puede indicar que la roca erosionada en el lago O’Higgins presenta una facilidad excepcional a la erosión.

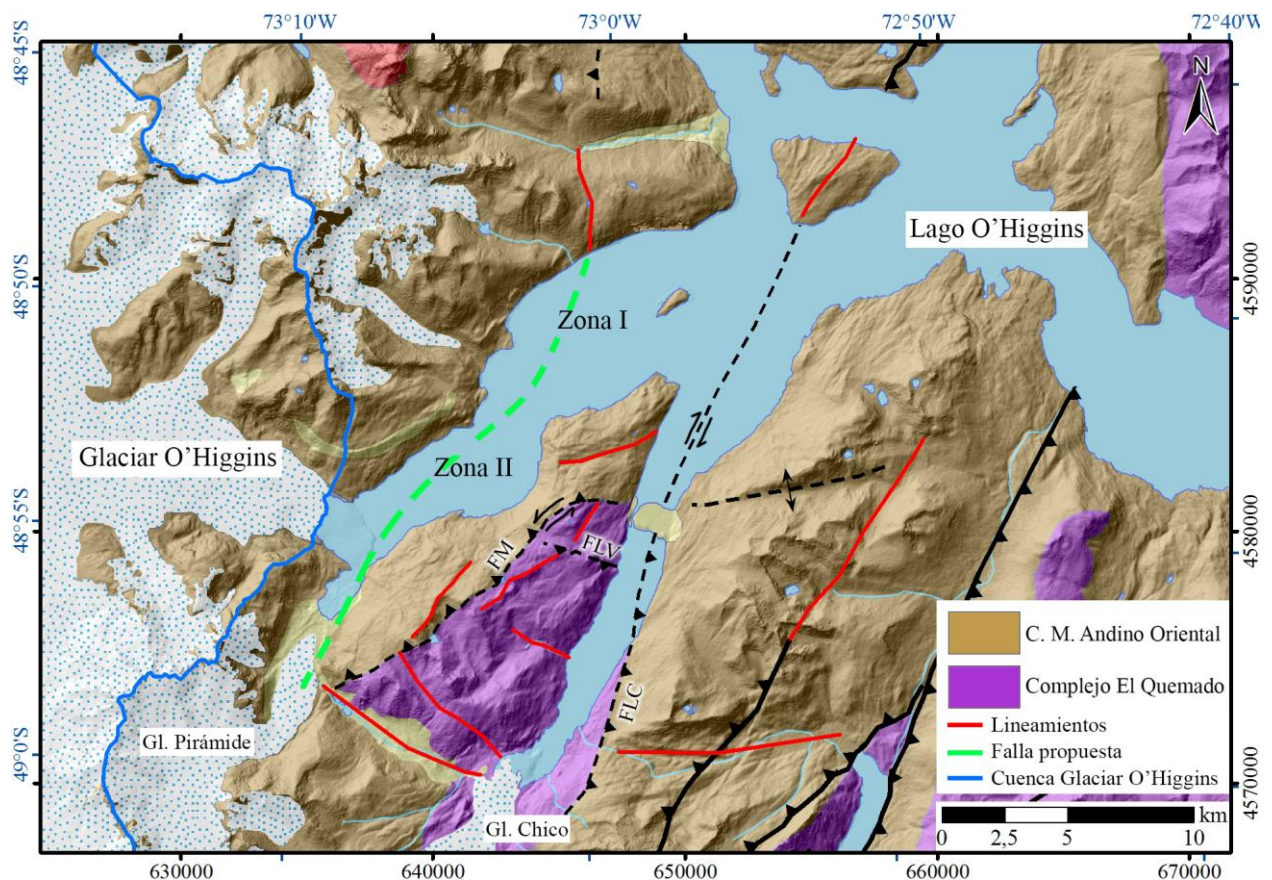


Figura 101. Mapa geológico de la zona del glaciar O’Higgins, se incluyen estructuras mayores y lineamientos. FM: Falla Mancilla, FLV: Falla Las Vegas, FLC: Falla Lago Chico. Modificado de SERNAGEOMIN (2003), De La Cruz et al. (2004), Escosteguy et al. (2017), Giacosa et al. (2013), Orihashi et al. (2004), Rojo (2017) y Navarro (2018).

Por otro lado, se propone que el sector de la cuenca sobrepfundizada del lago O’Higgins (“Zona II”) pudiera ser controlada estructuralmente, ya que existiría una convergencia de estructuras en dicho lugar, que debilitaron la roca y facilitaron la erosión, produciendo así la sobrepfundización.

Los antecedentes expuestos sugieren que sí existe una influencia de la geología estructural en la dinámica glacial de largo plazo.

• Geometría y morfología del fondo

A partir de los resultados obtenidos en este estudio, se presenta un diagrama comparativo entre la profundidad de la línea media del lago O'Higgins (batimetría), las tasas de retroceso anuales y el ancho del canal, en función de la distancia a lo largo de la línea media (Figura 102).

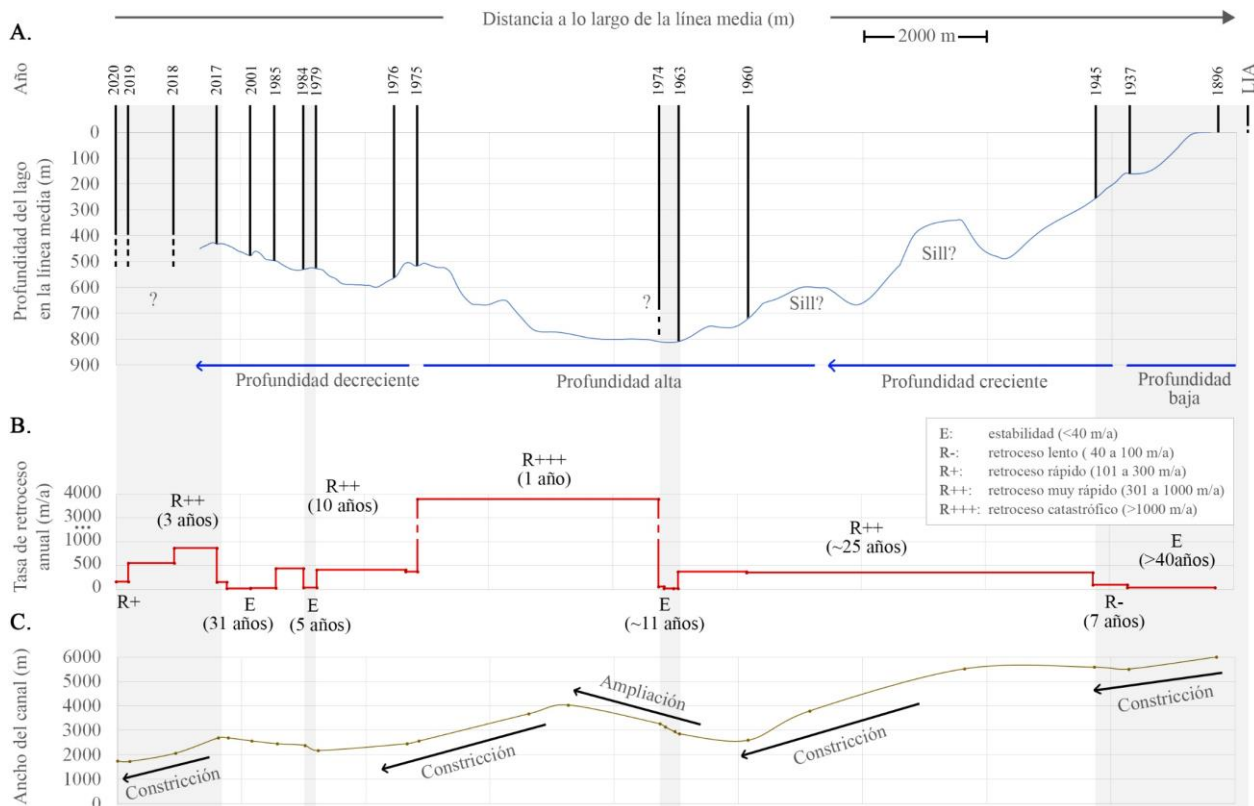


Figura 102. Esquema comparativo de la dinámica reciente del glaciar O'Higgins y factores topográficos. El eje horizontal corresponde a la distancia a lo largo de la línea media desde el frente glaciar del año 2020. A) Perfil de profundidad del lago O'Higgins a lo largo de la línea media (aproximadamente a profundidad máxima) con la posición del grounding-line para cada año asumiendo un frente recto. B) Tasa de retroceso anual entre cada periodo de retroceso/estabilidad, usando el método de variación de la línea central. C) Ancho del canal del lago O'Higgins a lo largo de la línea media.

Las principales observaciones de este esquema comparativo son las siguientes:

- 1) La estabilidad/retroceso lento durante el periodo LIA – 1945 se corresponde con muy bajas profundidades del lago.
- 2) Las altas tasas de retroceso del periodo 1945 – 1963 se corresponden con una profundización creciente del lago.
- 3) La estabilidad del periodo 1963 – 1974 se encuentra en aguas profundas y en una zona donde el canal se amplía.
- 4) Las altas tasas de retroceso del periodo 1974 – 1979 se iniciaron con grandes profundidades del lago, y fueron disminuyendo junto con la profundidad y el ancho del lago.

- 5) La estabilidad del periodo 1979 – 1984 se corresponde con una profundidad del lago decreciente y un ancho relativamente bajo del canal.
- 6) La estabilidad/retroceso lento del periodo 1985 – 2016 se corresponde con una profundidad decreciente del lago y un ancho un ancho relativamente bajo del canal.
- 7) El periodo 2016 – 2020 muestra grandes tasas de retroceso iniciales que luego decaen al año 2020, lo que pareciera seguir la tendencia de una con una profundidad decreciente durante el periodo y una constricción del canal del glaciar O’Higgins.

Las observaciones anteriores sugieren que en la mayoría de los periodos analizados existe una relación entre las tasas de retroceso y variables geométricas del lago. Altas tasas se asocian a grandes profundidades relativas, profundidades crecientes y una ampliación del canal, mientras que periodos de lento retroceso o estabilidad se correlacionan con menores profundidades relativas, profundidad decreciente y una constricción del canal, a excepción del periodo 1963 – 1974.

Sin embargo, no siempre se presentan las tres condiciones simultáneamente, definiéndose que existe una influencia de los factores geométricos si es que se cumplen al menos dos condiciones favorables para el estado general del glaciar durante el periodo. Con lo anterior, se construye una tabla resumen (Tabla 13), donde se evalúan cualitativamente las observaciones.

Tabla 13. Comparación cualitativa entre las tasas de retroceso para el glaciar O’Higgins y factores topográficos.

Periodo	Estado general	Profundidad relativa	Variación profundidad	Variación ancho	¿Influencia?
LIA – 1945	E/R-	-	+	-	Si
1945 – 1963	R++	+	+	-	Si
1963 – 1974	E	++	0	+	No
1974 – 1979	R+++/R++	++	0	+	Si
1979 – 1984	E	+	-	-	Si
1985 – 2016	E/R-	+	-	0	Si
2016 – 2020	R++/R+	0	-	-	Si (2do orden)
Simbología					
Estado general	Ver definición en Figura 102				
Prof. Relativa	-: baja / 0: media / +: alta / ++: muy alta				
Var. Profundidad	-: decreciente / 0: constante / +: creciente				
Var. ancho	-: decreciente / 0: constante / +: creciente				

Por lo tanto, en 5 de los 7 periodos analizados se puede decir que existe una influencia de los factores geomorfológicos del lago en la dinámica del glaciar O’Higgins. Los casos en donde no se determinó la influencia en primer orden son, sin embargo, cuestionables. Por ejemplo, en el periodo 2016 – 2020 las tasas de retroceso son decrecientes, al igual que la variación de profundidad y ancho, lo que significa que la influencia topográfica estaría influyendo en la derivada de la tasa de cambio en el periodo (factor de 2do orden), lo que implicaría que en los próximos años el glaciar

O'Higgins alcanzaría un periodo de estabilidad dado que se cumplirán al menos dos de las condiciones favorables para esto.

Por otro lado, el periodo de estabilidad de 1963 – 1974 no puede ser explicado mediante las variables analizadas, pero es posible que responda otros factores no estudiados como la creación de un banco morrénico, menores profundidades promedio en el ancho del canal o condiciones de estabilidad particulares de la dinámica glacial (estiramiento, aceleración del flujo, patrón de grietas favorable, ajuste tardío del balance de masa, etc).

Finalmente, se concluye que, en la mayoría de los periodos estudiados, existe un fuerte rol modulador de la geometría del lago sobre la dinámica del glaciar O'Higgins, lo que se sobrepone a las tendencias climáticas regionales.

7.3 Glaciar Viedma

7.3.1 Sismo-estratigrafía

En esta sección se presentan las principales discusiones en torno a los resultados del análisis sismo-estratigráfico en el lago Viedma.

7.3.1.1 Interpretación de facies sísmicas

En esta subsección, se realiza una interpretación litoestratigráfica de las facies sísmicas, en base a las clasificaciones descritas en la sección 2.5.3.

- **Facies B:** esta facies ocupa la parte más baja del registro sísmico, presentando nula penetración y alta capacidad de reflejar las ondas acústica, evidenciado en la generación de hipérbolas en las zonas de menor profundidad (figuras 65 y 66). Presenta continuidad con los afloramientos rocosos en el borde del lago por lo que en estas zonas se interpreta como el basamento rocoso, compuesto de rocas paleozoicas del Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) y el Complejo El Quemado, integrado por rocas volcánicas, volcanoclásticas y piroclásticas.

En las zonas donde la transición hacia el basamento acústico se realiza gradualmente por pérdida de potencia en la señal (figuras 67 - 74), no se puede asegurar con certeza la presencia del basamento rocoso, definiéndose como indeterminada la profundidad de sedimentos, los cuales pueden llegar a ser cientos de metros de espesor en las partes exteriores del área analizada.

- **Facies Sh:** esta facie sobreyace a la facies B y M, ocupando la posición estratigráfica más reciente (figura 66 y 72). Presenta espesores <50 ms y por sus características de continuidad, laminación, horizontalidad y disposición en onlap en sus dos límites laterales, se interpreta como sedimentos glaciolacustres laminados depositados por suspensión, de buena selección en general con mayor o menor cantidad de IRD, lo que le da el aspecto discontinuo y amplitud variable a algunas zonas.

- **Facies G:** esta facies se encuentra en taludes de prácticamente todos los perfiles formando cuerpos alargados de potencia variable entre 20 – 50 ms (figuras 65 – 74). Por su disposición y carácter laminado en ángulo se interpreta como depósitos removilizados gravitacionalmente mediante deslizamientos, corrientes de turbidez, slumps o flujo de detritos, según su mayor o menor grado de ordenamiento interno.
- **Facies Sc:** esta facies se encuentra tanto en profundidad como en superficie, formando cuerpos en forma de manto de entre 50 – 400 ms (figuras 67 – 74). Por su carácter laminado y continuidad lateral de las facies MB, y onlap en solo uno de sus límites laterales, se interpreta como depósitos de flujos densos depositados en diferentes periodos de estabilidad glacial, formando la parte distal de los bancos morrénicos. Es posible la presencia de IRD, lo que le da el aspecto discontinuo a algunas zonas.
- **Facies Sp:** esta facies se encuentra en profundidad, en contacto gradual con el basamento acústico por pérdida de potencia (figuras 69 – 74). Se interpreta como sedimentos finos a medios depositados durante el avance y estabilidad del glaciar, como capas estratificadas progradantes que forman gran parte de la morrena MB-2.
- **Facies MB:** esta facies se encuentra tanto en profundidad como en superficie, formando cordones alargados curvados de kilómetros de largo, y volumen variable (figuras 67 – 74). Su estructura interna, en ocasiones laminada, sugiere su interpretación como bancos morrénicos, siendo producidos en periodos de estabilidad o avance glacial. Tienen estructuras internas variadas, lo que evidencia los diferentes procesos de formación de un banco morrénico.
- **Facies F:** esta facies es muy similar a la facies MB, sin embargo, no presenta morfología de alargada en vista en planta, más bien son cuerpos globulares en forma de montículo con laminación interna ocasional (figuras 69 y 73). Se interpreta como abanicos subacuáticos, formado por acumulación local de sedimentos desde el grounding-line en fases de estabilidad.
- **Facies M:** esta facies se presenta como un manto irregular en las laderas proximales de los bancos morrénicos, con espesores entre 20 – 100 ms (figuras 72 – 74). La forma montada de sus reflectores e incipiente laminación, junto con zonas basales masivas y transparentes sugiere una deposición rápida y caótica con intercalación de sedimentos finos y gruesos. Se interpreta como diamictón depositado durante fases de retroceso.

7.3.1.2 Interpretación de morfologías y litofacies

En esta subsección se muestra la interpretación de morfologías y litofacies en las líneas sísmicas del lago O'Higgins, escogiéndose los perfiles GV_I, GV_J, GV_K y GV_E, para ser interpretados (Figuras 94 – 97). De forma conveniente, los nombres indicados en la descripción de perfiles (sección 6.2.3.2) como BM, corresponden a las morfologías de bancos morrénicos, enumerados del más antiguo al más reciente. A continuación, se muestra la interpretación realizada en cada perfil en base a la correlación litoestratigráfica de las facies sísmicas, y posteriormente, se realizará una propuesta secuencial de los eventos ocurridos.

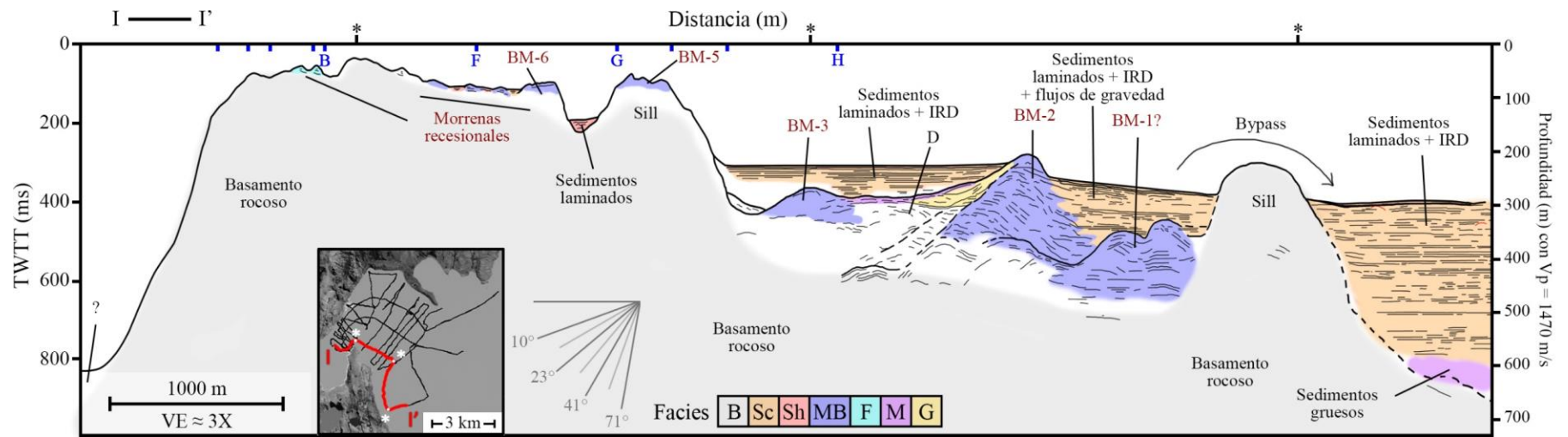


Figura 103. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GV_I. BM = Banco morrénico.

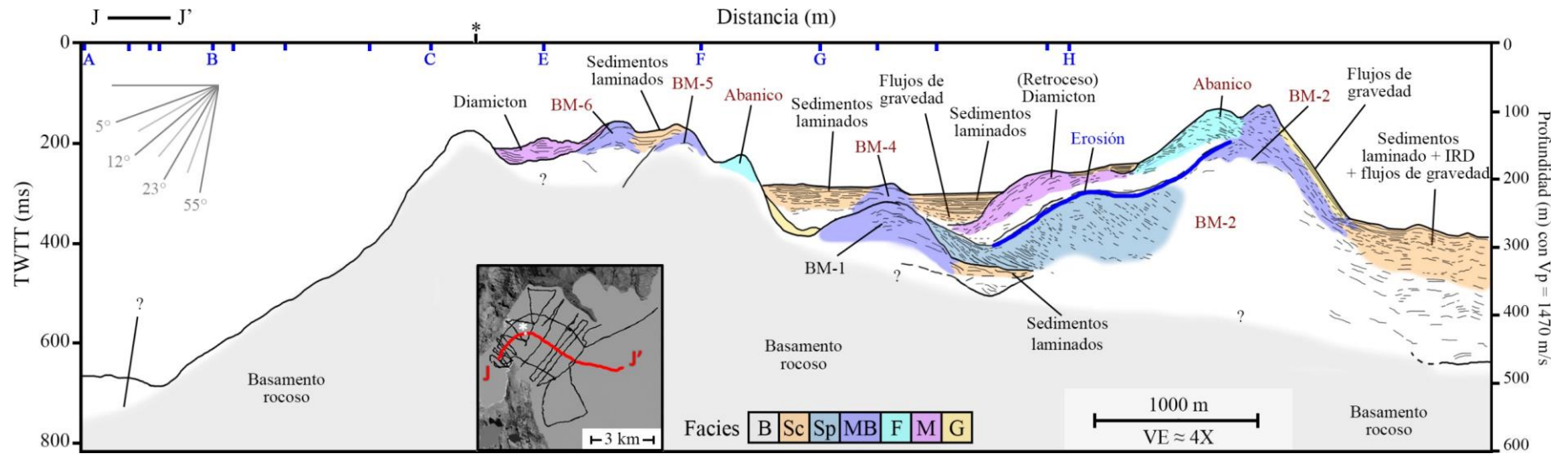


Figura 104. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GV_J. BM = Banco morrénico.

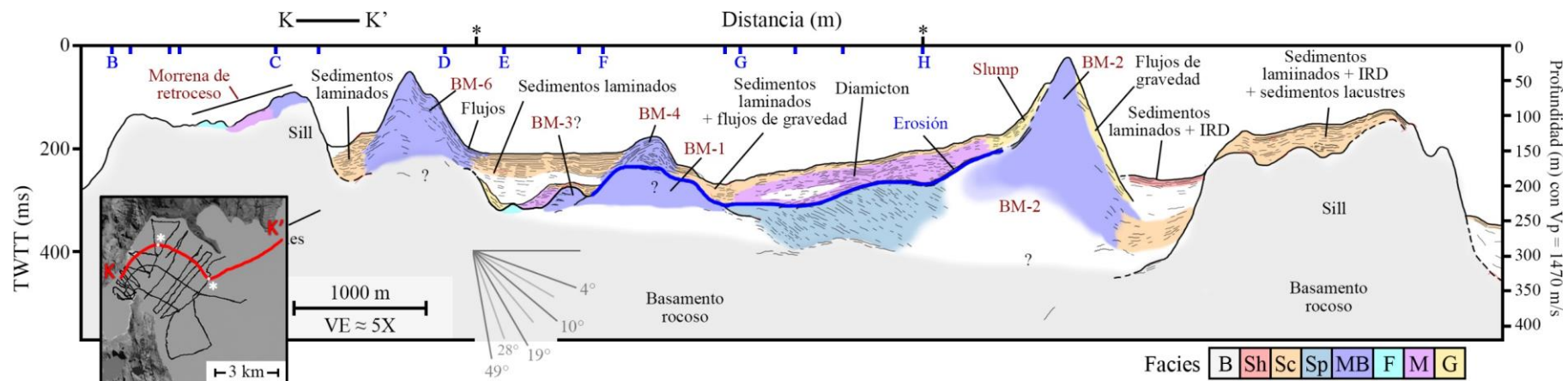


Figura 105. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GV_K. BM = Banco morrénico.

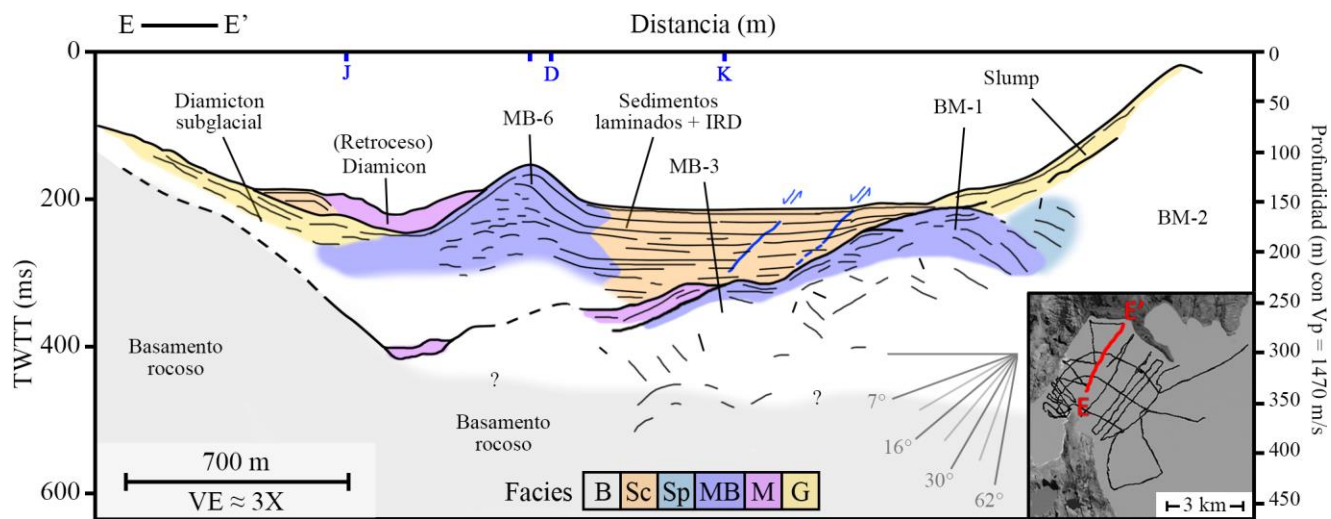


Figura 106. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GV_E. BM = Banco morrénico.

Los perfiles sísmicos en el lago Viedma, permiten visualizar la arquitectura del fondo lacustre en una ventana de tiempo mucho mayor a las obtenidas en el lago O'Higgins y lago Argentino, observándose evidencia del comportamiento del glaciar Viedma durante el holoceno.

El modelo batimétrico del lago Viedma (Figura 75 y Figura 107) muestra la existencia de una cuenca sobreprofundizada en la parte proximal del lago, con profundidades cercanas a los 600 m. Mediciones de ecosonda en el frente glaciar durante el 2018, han encontrado profundidades cercanas a los 700 m (Pedro Skvarca, comunicación personal, 12 de diciembre de 2019), dejando en evidencia la gran erosión producida en este sector del lago. Debido a la mala calidad de los registros sísmicos sobre esta zona, la interpretación sobre las características sedimentarias de esta cuenca sobreprofundizada es confusa, sin embargo, algunos perfiles que sugieren un relleno incipiente, similar a la sucesión observada en el glaciar O'Higgins, es decir, facies laminadas sobre facies caóticas masivas (diamicton).

En contraste con la situación anterior, las profundidades en el resto del lago no sobrepasan los 300 m, destacándose la prolongación subacuática de la Península Viedma y de la morrena principal, correlacionada con la morfología BM-2 de los perfiles (Figura 107).

Las características sedimentarias del interior del lago muestran una estructura de bancos morrénicos sobreimpuestos, en los que se distinguen subambientes de banco morrénico descritos por [Cai et al. \(1997\)](#), estos son el núcleo o cresta del banco (facies MB), la parte distal (lado *lee*, compuesta de facies Sc), la parte proximal (lado *stoss*) y facies de retroceso (facies D).

El rasgo morfológico más antiguo corresponde al banco morrénico BM-1 (Figura 106), sobre el cual se construye gradualmente el banco morrénico BM-2, correlacionado con la morrena principal en el lago Viedma. La pendiente proximal de BM-2 muestra un aspecto truncado de las facies Sp, lo cual se interpreta como una superficie de erosión sobre BM-2. En este punto la cronología de los eventos muestra algunas diferencias, ya que se sugiere la existencia de un tercer banco morrénico (BM-3) principalmente en los perfiles de la parte norte (GV_D, GV_F, GV_G), pero que desaparece hacia el este en el que se distingue un grueso manto desde la ladera stoss de BM-2, interpretado como diamicton depositado rápidamente durante el retroceso.

Posteriormente aparece un cuarto banco morrénico BM-4 el cual solo es visible en los perfiles de la parte este, pero que no es visible hacia el norte. En el perfil GV_J (Figura 104) se puede observar el esquema tipo de sub-ambientes de banco morrénico para BM-4.

Luego, se observa un quinto banco morrénico (BM-5) pero restringido a la mitad oeste del lago, asociado al sill de la Península Viedma, de baja potencia pero que habría contribuido con sedimentos laminados finos. Esta morrena no aparece en el perfil GV_K, siendo posible que en esta zona haya sido montado por la morrena BM-6, la más reciente y que por correlación con el catálogo de posición frontal del glaciar (Figura 60) correspondería la morrena durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA) por su cercanía al límite definido por [Kölliker et. al. \(1917\)](#) para el año 1916.

Finalmente, se aprecian facies gruesas de retroceso desde la morrena LIA (BM-6) hacia la cuenca sobreprofundizada y algunos sedimentos laminados. En la Figura 107 se muestra la vista en planta

de las principales morfologías, destacándose MB-2 que corresponde a una extenso banco morrénico con una parte sumergida y otra que aflora en superficie, MB-4 es una morrena de menor extensión completamente sumergida, al igual que MB-6, la cual correspondería al banco morrénico de la Pequeña Edad de Hielo (LIA). Notar que esta última es de mayor potencia hacia el norte, disminuyendo la cantidad de sedimentos hacia el sur, a diferencia de MB-4 que es bastante más regular.

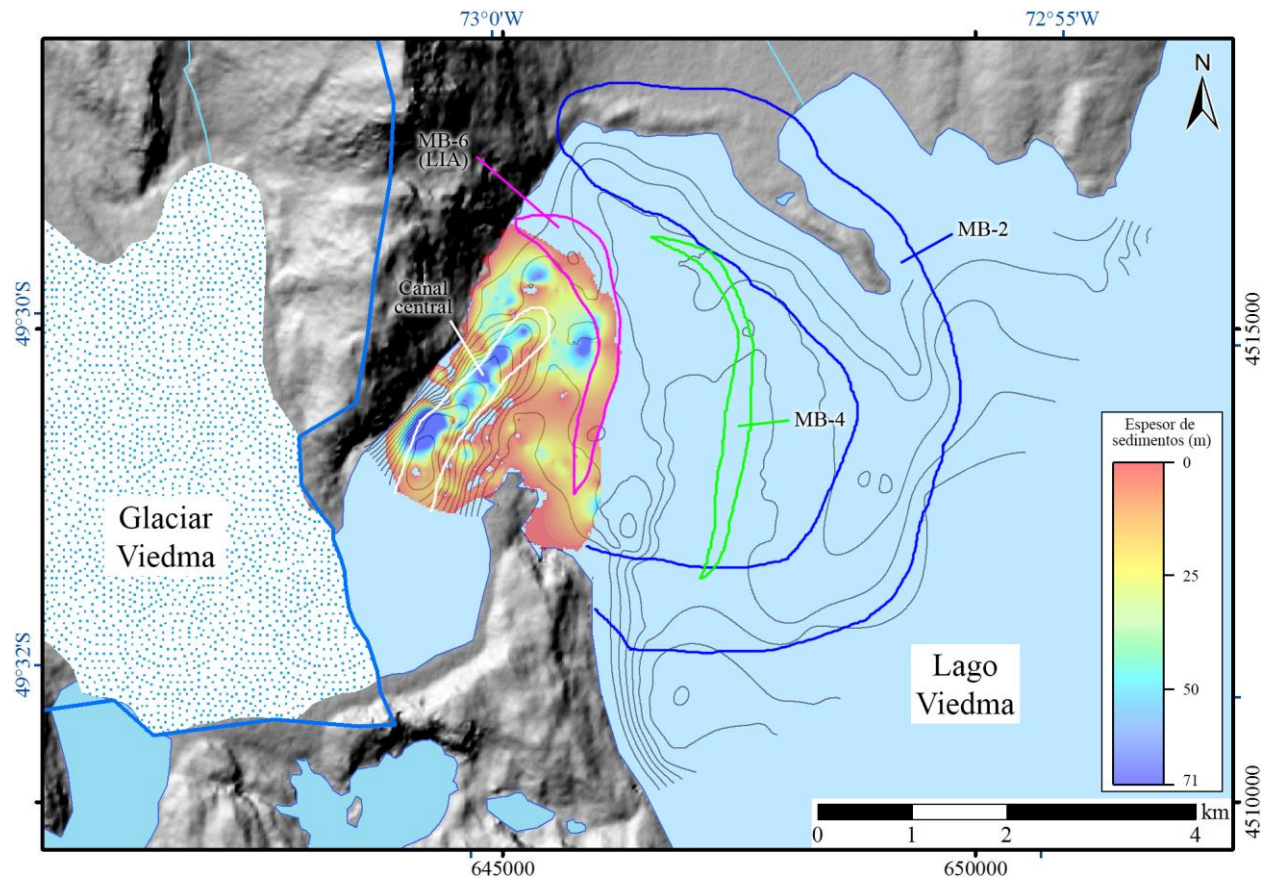


Figura 107. Vista en planta referencial de la ubicación de morfologías en el lago Viedma. Se incluyen las curvas de nivel de batimetría e isopacas en escala de color.

7.3.1.3 Modelo evolutivo

Con la interpretación de los perfiles realizada, se presenta un modelo evolutivo que explica, a grandes rasgos, la arquitectura en el canal central del lago Viedma. Este modelo se presenta en la Figura 108, y pretende dar una explicación coherente a la formación del perfil central GV_J.

Las etapas sedimentarias del perfil GV_J se dividieron distintos periodos, desde T0 (inicio) hasta T9 (año 2020).

A) T0 (post LGM): durante este periodo, post Último Máximo Glacial (LGM), el glaciar Viedma retrocede desde su extensión máxima para refugiarse en la zona de estudio. No se descarta que

existan pequeños avances en el holoceno medio post LGM, sin embargo, dicha evidencia debe encontrarse en la parte media y distal del lago Viedma, la que no pertenece a la zona de estudio. Así, se asume que en algún momento post LGM el glaciar llegó, al menos, a las cercanías de la Península Viedma.

- B) T1:** en esta etapa de estabilidad se produce la construcción del banco morrénico BM-1, observándose en el perfil GV_J su núcleo y facies distales compuestas de sedimentos laminados (SL-1).
- C) T2:** en esta etapa de lento avance se construye gradualmente la morrena BM-2 por progradación de sedimentos.
- D) T3:** en esta etapa el glaciar alcanza su máxima extensión neoglacial, y se forma el grueso manto de sedimentos laminados, IRD y flujos de gravedad (FG) en la parte distal de BM-2.
- E) T4:** durante esta etapa el glaciar retrocede rápidamente a una posición cerca a BM-1. Si bien no se observa en este perfil, en la parte norte se habría depositado BM-3. Es posible que en esta zona eso no haya ocurrido con tal magnitud, o bien, dicha morrena haya sido desplazada por empuje en etapas posteriores y re-depositada en etapas posteriores.
- F) T5:** en esta nueva etapa de avance se produce la erosión del lado stoss de BM-2, lo cual se evidencia en los perfiles GV_H, GV_J y GV_J. Durante este avance el glaciar habría alcanzado las proximidades de la cresta de BM-2, construyendo localmente un pequeño abanico (F).
- G) T6:** en esta etapa se produce un nuevo retroceso en que el glaciar muestra gran actividad en la liberación de sedimentos, formando un extenso y masivo manto de diamicton (D-1), probablemente material caótico depositado cerca del grounding-line. En esta etapa el glaciar alcanza su estabilidad justo sobre BM-1, construyendo el banco morrénico BM-4 con sus sedimentos distales finos (SL) y un diamicton proximal, probablemente material subglacial.

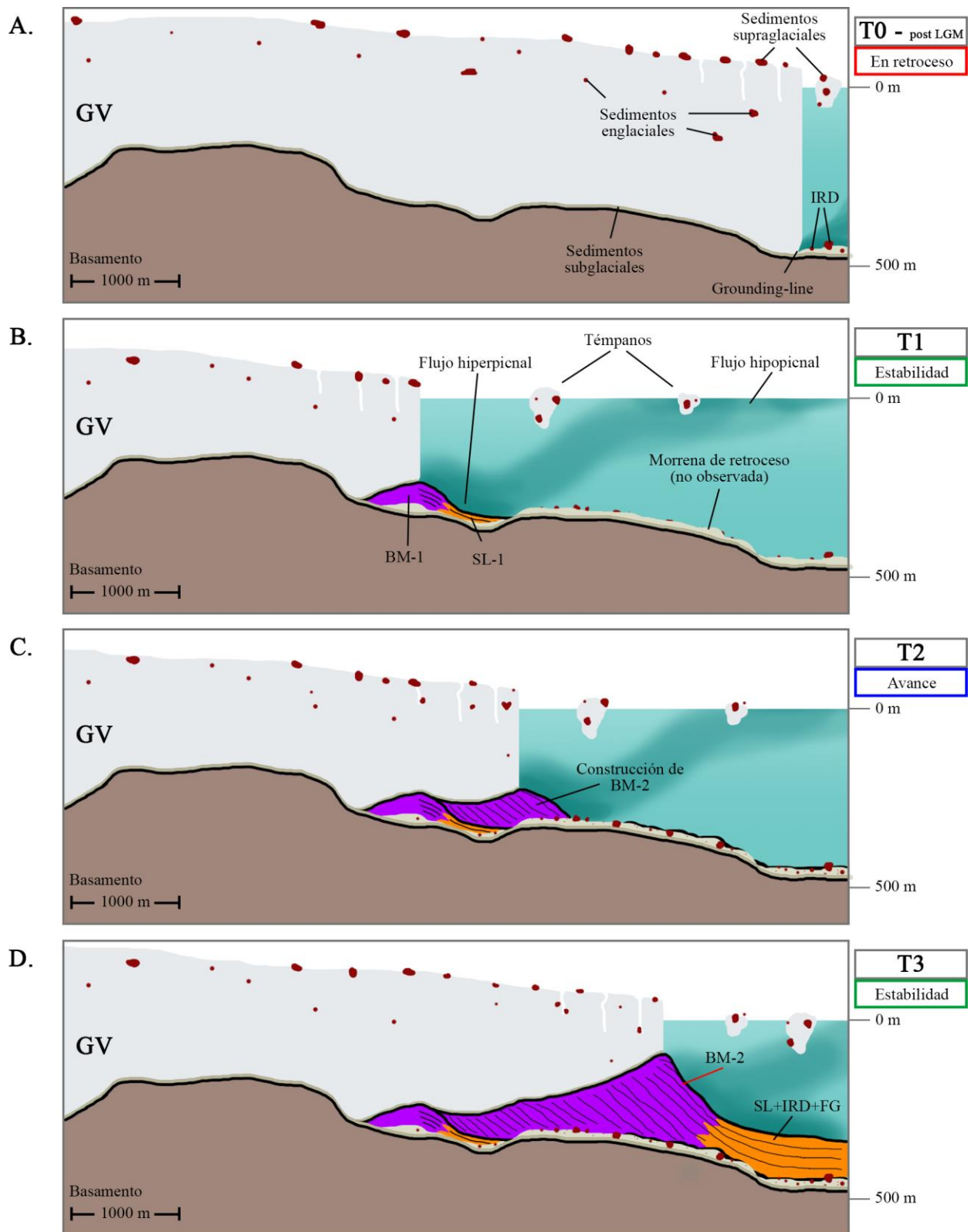


Figura 108. Esquema conceptual de la dinámica y procesos deposicionales neoglaciales y recientes del lago Viedma, basado en la interpretación del perfil central GV_J. Eje vertical exagerado.

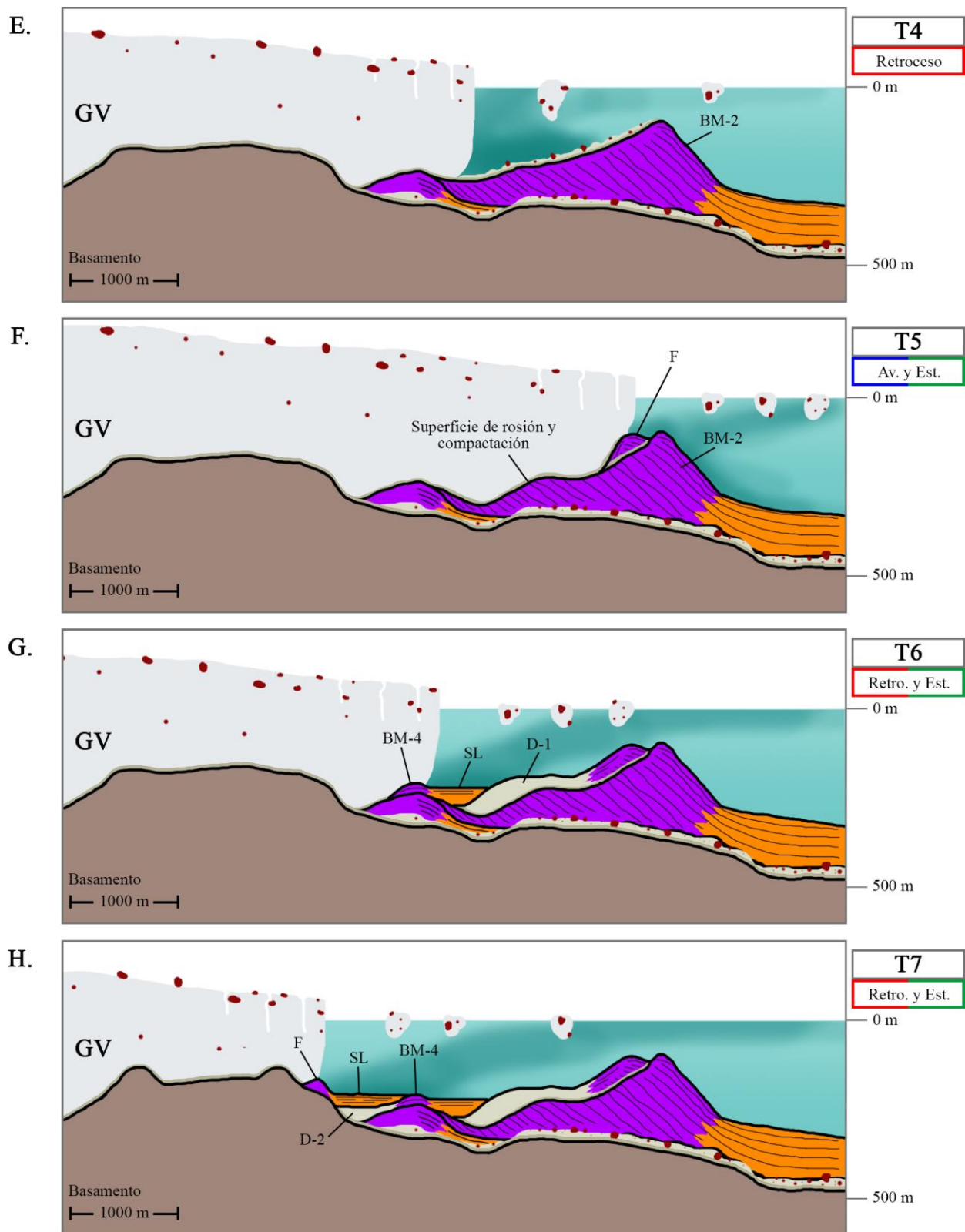


Figura 108. (Continuación).

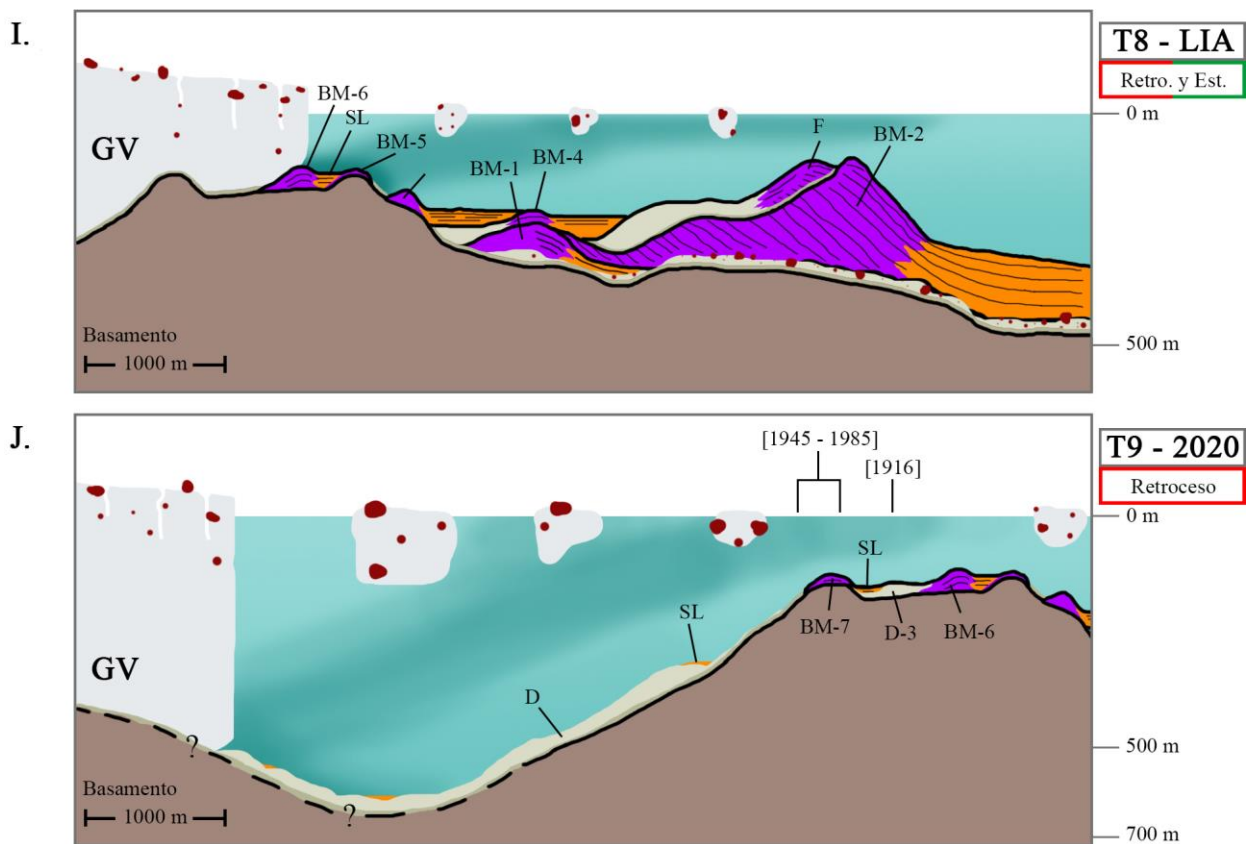


Figura 108. (Continuación).

- H) T7:** durante esta etapa el glaciar abandona BM-4 y retrocede formando un pequeño abanico (F) en una posición de estabilidad que le permite aportar sedimentos finos para rellenar el espacio dejado entre el abanico y BM-4. Este breve momento habría sido seguido por el posterior retroceso y breve construcción de BM-5 en la estabilidad que otorga el sill de la Península Viedma.
- I) T8 (LIA):** en esta etapa el glaciar retrocede de BM-5 y se forma el banco morrénico BM-6 de la Pequeña Edad de Hielo, el cual se reconoce con sus sedimentos laminados distales (SL) retenidos por la barrera física de BM-5.
- J) T9 (año 2020):** luego de la Pequeña Edad de Hielo el glaciar retrocedió intermitentemente hasta alcanzar un punto de estabilidad al borde del sill Península Viedma, construyendo un pequeño banco morrénico denominado BM-7 y que según la cronología histórica recopilada, sería concordante con la posición del glaciar entre 1945 y 1985.

7.3.1.4 Cronología de los bancos morrénicos

Le Roy et al., (2019) presenta un conjunto de dataciones mediante isótopos TCN en morrenas terminales del glaciar Viedma (Figura 109), encontrando al menos 4 *peaks* de edades que, al ser comparadas con el glaciar Upsala se evidencia un comportamiento similar entre ambos glaciares, lo que asoció a variaciones climáticas de largo periodo.

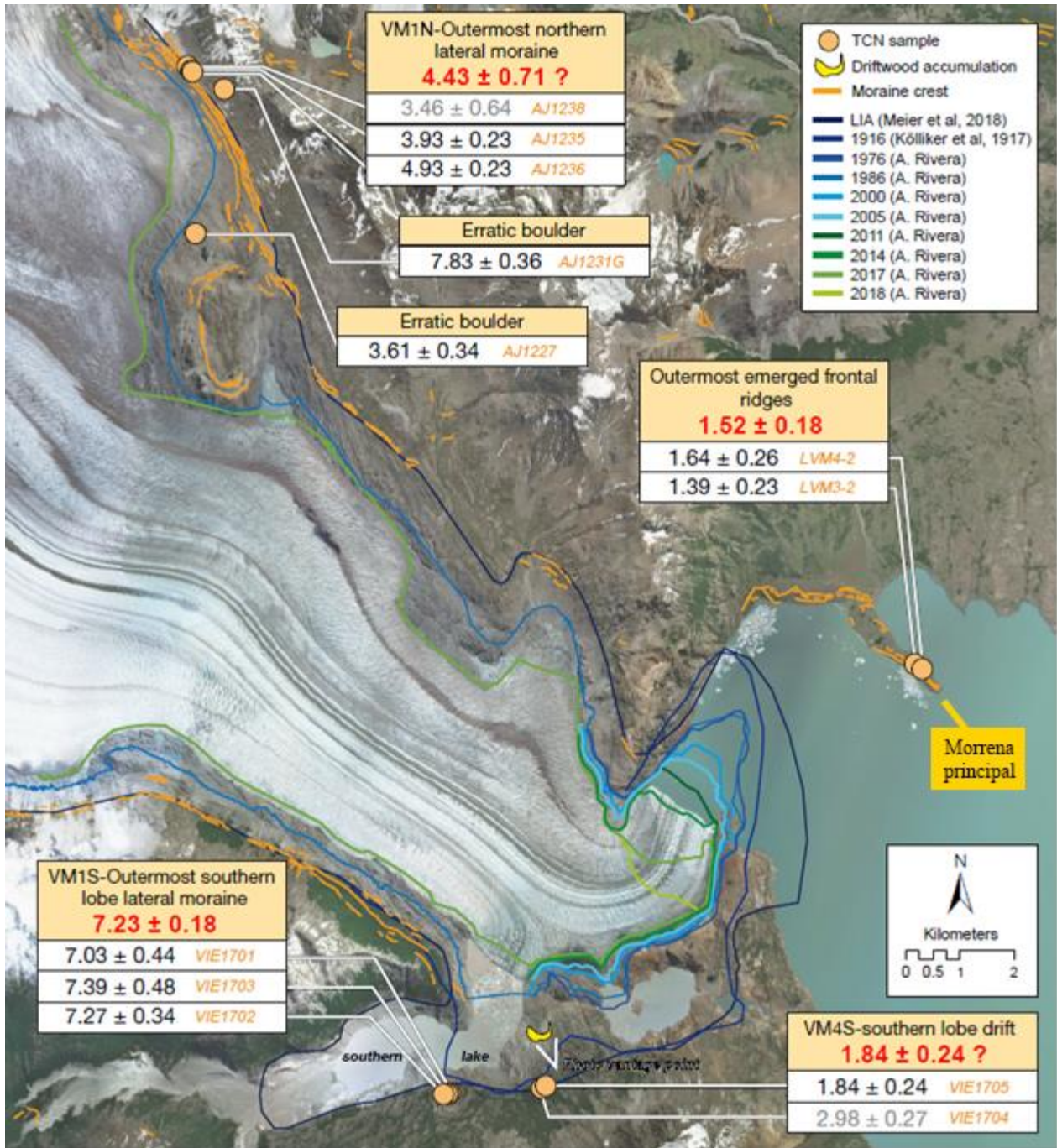


Figura 109. Dataciones neoglaciales mediante método TCN en el glaciar Viedma (Le Roy et al., 2019).

Las edades obtenidas por Le Roy et al. en distintas morrenas laterales y terminales abarcan desde los $7,83 \pm 0,36$ ka hasta los $1,39 \pm 0,23$, siendo las morrenas laterales datadas muy cercanas al límite LIA definido por Meier et al. (2018), lo que indica que, lateralmente, el glaciar Viedma ha tenido una variación menor en los últimos miles de años, siendo sus variaciones frontales las de mayor magnitud.

Dado que las dataciones en la morrena principal (Figura 109) tienen una edad de $1,52 \pm 0,18$, esto implica que la construcción de dicha morrena comenzó antes de ese periodo, pudiendo estar formada por varios pulsos anteriores como los observados en las morrenas laterales entre los 4 – 7 ka. Esta hipótesis se ve reforzada por la morfología multi-cresta de la morrena principal. Mayor cantidad de dataciones en distintos lugares de esta morrena puede ayudar a esclarecer los eventos en su construcción

Por lo tanto, los bancos morrénicos BM-4 y BM-5 se formaron entre $1,52 \pm 0,18$ ka y la Pequeña Edad de Hielo, tal vez, como periodos de estabilidad de algunos cientos de años.

7.3.2 Influencia geológica

En esta subsección se realiza una evaluación de la influencia de factores geológicos como la litología, geología estructural y geometría del fondo en la dinámica glacial de largo y corto plazo.

- **Litología y estructuras**

El mapa geológico del glaciar Viedma (Figura 23) realizado a escala 1:250.000 (SERNAGEOMIN, 2003; Giacosa et al., 2013; Nullo et al., 2006) muestra que existen cambios litológicos mayores en el área de estudio, entre las rocas del Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) y el Complejo El Quemado, cuya disposición se ve afectada por diversas inversas en sentido N-S. Esta diferencia litológica también se observa en la imagen satelital con una combinación de bandas espectrales de contraste litológico (Figura 131 en Anexo).

La principal observación que se puede realizar en la imagen satelital es la presencia de dos afloramientos rocosos que no fueron erosionados completamente por el flujo W – E del glaciar (Figura 110), el Sill Cerro Huemul y la Península Viedma. Lo anterior sugiere que dichos afloramientos presentan condiciones diferenciales de dureza que les permitió una menor erosión y gran impacto en la dinámica glacial de largo plazo, puesto que esta zona el glaciar exhibe un cambio brusco en la dirección del flujo.

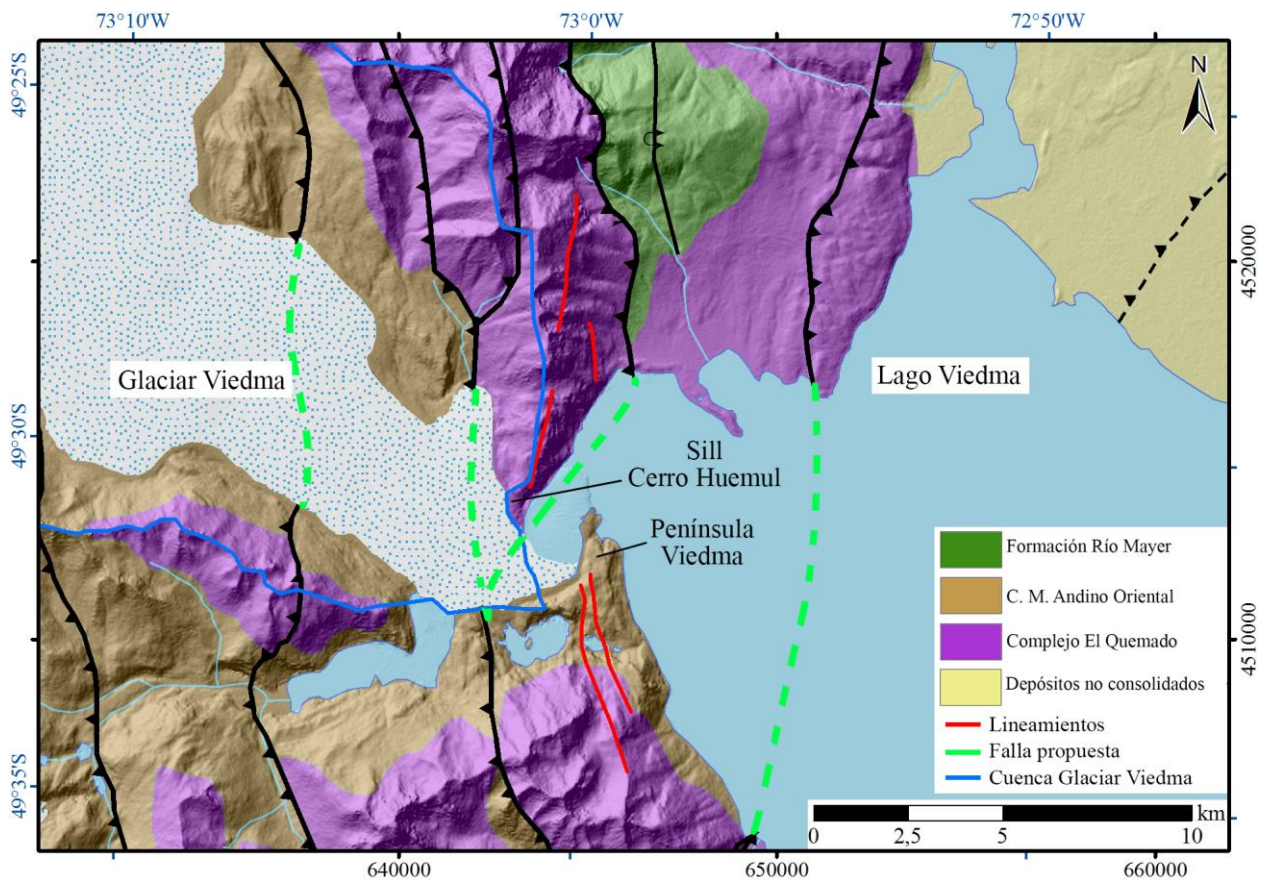


Figura 110. Mapa geológico de la zona del glaciar Viedma, se incluyen estructuras mayores y lineamientos. Modificado de SERNAGEOMIN (2003) y Giacosa et al. (2013).

Por otro lado, dentro de las unidades existirían grandes diferencias en la resistencia de la roca, por ejemplo, el Complejo El Quemado, unidad geológica de ambiente continental subaéreo, contiene facies sedimentarias de areniscas diaclasadas (poco competentes) y rocas volcánicas silíceas (muy competentes), lo que puede influir enormemente en los patrones de erosión. Sin embargo, no se tiene la distribución de estas litofacies en la zona de estudio.

Con la información anterior, se propone que es muy probable que exista una influencia importante de la litología en la construcción del relieve en la zona del glaciar Viedma. El reconocimiento en terreno de las condiciones físicas y petrológicas del basamento rocoso, ayudarían a entender la magnitud de esta influencia. Estudios de detalle, en que se caractericen las distintas litofacies del basamento, son necesarios para abordar este tema.

Las estructuras presentes en el área del glaciar Viedma (Figura 110) corresponden a múltiples fallas inversas que atraviesan la zona en sentido N – S, en donde muchas de ellas se emplazan en valles y depresiones de marcada influencia tectónica. No obstante, desde la zona de acumulación hasta el sill Cerro Huemul el glaciar Viedma corta dichas estructuras perpendicularmente, lo que sugiere que el flujo y la erosión glacial fue controlado por gravedad, fluyendo directamente desde la zona alta del Campo de Hielo hacia el este.

Este patrón de flujo W – E se ve bruscamente afectado en la “Zona I” (Figura 110) en donde el glaciar tuerce su flujo en dirección NE. Este comportamiento singular del flujo glacial sugiere la existencia de:

- 1) Una gran dureza de la Península Viedma, lo que ha retrasado su erosión.
- 2) Alzamiento tectónico diferencial de la Península Viedma.
- 3) Una falla oculta en el lago Viedma que pasa bajo la Zona I y provoca que las rocas en ese sector tengan menor competencia. Esta última propuesta se ve sustentada, además, en la gran profundidad de la Zona I y la verticalidad de sus paredes laterales, lo que indica una erosión muy eficiente.

Coutand et al (1999) mediante observaciones estructurales en el lago Viedma, realiza un análisis cinemático determinando que las principales direcciones de esfuerzo y acortamiento serían E – W y ENE – WSW, lo cual refuerza la idea de una estructura de dirección NE.

Con los antecedentes expuestos, se plantea que existe una fuerte influencia estructural en la formación del relieve, patrones de flujo y erosión del glaciar Viedma.

- **Geometría y morfología del fondo**

A partir de los resultados obtenidos en este estudio, se presenta un diagrama comparativo entre la profundidad de la línea media del lago O’Higgins (batimetría), las tasas de retroceso anuales y el ancho del canal, en función de la distancia a lo largo de la línea media (Figura 111).

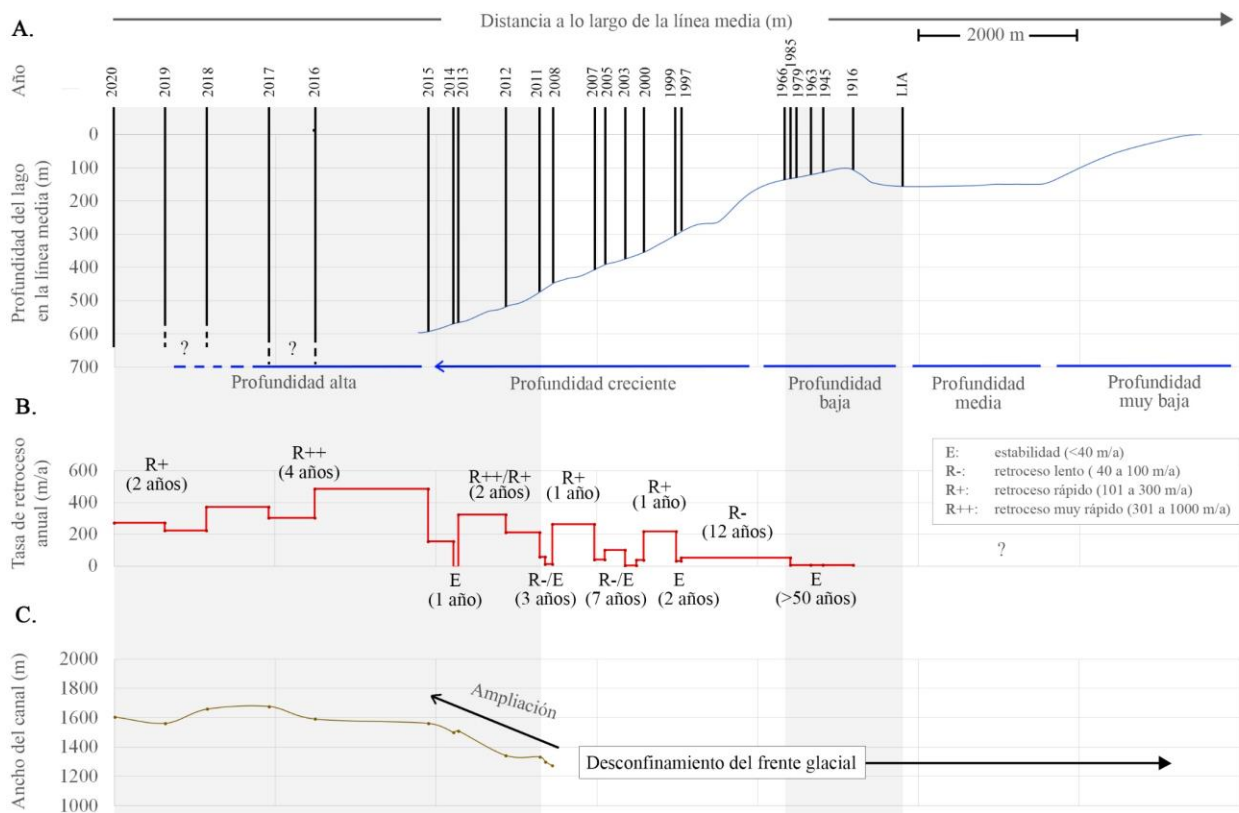


Figura 111. Esquema comparativo de la dinámica reciente del glaciar Viedma y factores topográficos. El eje horizontal corresponde a la distancia a lo largo de la línea media desde el frente glacial del año 2020. A) Perfil de profundidad del lago Viedma a lo largo de la línea media (aproximadamente a profundidad máxima) con la posición del grounding-line para cada año asumiendo un frente recto. B) Tasa de retroceso anual entre cada periodo de retroceso/estabilidad, usando el método de variación de la línea central. C) Ancho del canal del lago Viedma a lo largo de la línea media.

Las principales observaciones de este esquema comparativo son las siguientes

- 1) El periodo de estabilidad LIA – 1985 se corresponde con bajas profundidades del lago y un desconfinamiento del frente glacial al no estar encajonado por taludes.
- 2) El periodo de retrocesos crecientes, intercalados con periodos de estabilidad (1985 – 2011) se corresponde con una profundidad creciente del lago, así como una ampliación gradual del canal.
- 3) El periodo de grandes retrocesos entre 2011 – 2020 se correlaciona con la cuenca sobreprofundizada del lago Viedma.

Estas observaciones, muestran que no siempre se presentan todas las condiciones topográficas que favorecen la estabilidad y retroceso del glaciar, sin embargo, hay siempre al menos una condición favorable. La Tabla 14 muestra un resumen cualitativo de las observaciones.

Tabla 14. Comparación cualitativa entre las tasas de retroceso para el glaciar Viedma y factores topográficos.

Periodo	Estado general	Profundidad relativa	Variación profundidad	Variación ancho	¿Influencia?
LIA – 1985	E/R-	-	0	0	Si
1985 – 2011	R+/E	+	+	0	Si
2011 – 2020	R++/R+	++	+	+	Si
Simbología					
Estado general	Ver definición en Figura 111				
Prof. Relativa	-: baja / 0: media / +: alta / ++: muy alta				
Var. Profundidad	-: decreciente / 0: constante / +: creciente				
Var. ancho	-: decreciente / 0: constante / +: creciente				

Por lo tanto, en los tres periodos analizados se puede decir que existe una fuerte influencia de los factores topográficos del lago en la dinámica de retroceso y estabilidad del glaciar Viedma. En particular, la profundidad del lago estaría modulando fuertemente las tasas de retroceso recientes.

Para pronosticar un comportamiento futuro del glaciar Viedma, es necesario realizar estudios geofísicos que determinen la profundidad del basamento bajo la posición actual del glaciar, con el fin de determinar si existen factores favorables al retroceso o estabilidad en el corto plazo. Por el momento, se puede observar que el ancho del canal se amplía bastante luego de superar el sill Cerro Huemul, con lo que ya consigue al menos un factor favorable al retroceso. Sin embargo, también existe la posibilidad que el Sill Cerro Huemul no esté completamente erosionado bajo el glaciar, con lo que se presentarían dos condiciones favorables para la estabilidad: menores profundidades y variación decreciente de esta.

Finalmente, se menciona que el glaciar Viedma muestra una historia neoglacial rica en periodos de avance y retroceso, incluso en aguas profundas como ocurrió con la construcción de la morrena principal. Esto lo cataloga con un excelente ejemplo, en ambiente lacustre, del ciclo de glaciares de marea (Post, 1975), con una geometría y estratigrafía que debe estudiada en detalle. Sin embargo, no hay indicios de que esto pueda volver a ocurrir en el mediano plazo, dado que las bajas tasas de erosión calculadas ($0,27 \pm 0,05$ mm/a desde la Pequeña Edad de Hielo) hacen muy difícil el proceso de construcción de un banco morrénico en aguas tan profundas.

7.4 Glaciar Upsala

7.4.1 Sismo-estratigrafía

En esta sección se realiza las principales discusiones en torno a los resultados del análisis sismo-estratigráfico en el lago Argentino. Se debe tener en cuenta que, debido a la mala calidad de las líneas sísmicas esta información debe ser considerada como referencial.

7.4.1.1 Interpretación de facies sísmicas

En esta subsección, se realiza una interpretación litoestratigráfica de las facies sísmicas, en base a las clasificaciones descritas en la sección 2.5.3.

- **Facies B:** esta facies ocupa la parte más baja del registro sísmico, presentando nula penetración. En el perfil GU_B (Figura 84) presenta continuidad con los afloramientos rocosos en el borde del lago compuesto de rocas paleozoicas del Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) en la ladera oeste, y las Formaciones Río Mayer/Cerro Toro hacia la parte central y este del canal.

En las zonas donde la transición hacia el basamento acústico se realiza gradualmente por pérdida de potencia en la señal, o interferencia de rebotes, no se puede asegurar la presencia del basamento rocoso, definiéndose como indeterminada la profundidad de sedimentos, sin embargo, dado que no hay más información al respecto en los registros sísmicos, se asumió que el basamento acústico corresponde íntegramente al basamento rocoso.

- **Facies Sh:** esta facie sobreyace a la facies B y W, ocupando la posición estratigráfica más reciente (Figura 83). Presenta espesores entre 20 – 50 ms y por sus características de continuidad, laminación, horizontalidad y disposición en onlap se interpreta como sedimentos glaciolacustres laminados depositados por suspensión, de buena selección en general con mayor o menor cantidad de IRD, lo que les da el aspecto discontinuo y amplitud variable a algunas zonas.
- **Facies G:** esta facies se encuentra formando cuerpos alargados de potencia variable entre 20 – 50 ms en el perfil GU_A (Figura 83). Por su disposición y carácter laminado en ángulo se interpreta como depósitos removilizados gravitacionalmente mediante deslizamientos, corrientes de turbidez, slumps o flujo de detritos, según su mayor o menor grado de ordenamiento interno.
- **Facies H:** esta facies se encuentra sobre el basamento acústico y forma montículos con gran cantidad de hipérbolas de 10 – 30 ms de altura en el perfil GU_C (Figura 85), lo que puede reflejar la presencia de bloques de gran tamaño o presencia del basamento rocoso. Su interpretación se asocia más a acumulación de material supraglacial depositado durante el retroceso.
- **Facies W:** esta facies se encuentra sobreyaciendo a la facies B, en un contacto difuso, además subyace facies Sh (figuras 83 y 84). Presenta espesores muy variables, entre los 30 – 150 ms. Su carácter caótico y en ocasiones con laminaciones muy discontinuas permiten inferir una muy mala selección de los sedimentos y escasa estratificación, así las zonas con

mayor transparencia puedan indicar deposición rápida y masiva de sedimentos. Se considera como diamicton, cuya procedencia se puede explicar por aporte de material supraglacial y englacial (morrena medial del glaciar Upsala), depósitos proximales de IRD y en menor cantidad aporte de flujos densos que otorgan las laminaciones ocasionales.

- **Facies M:** esta facies se ubica en las proximidades de la ladera oeste (Figura 85), sobre el basamento acústico. Es una facies de difícil visualización dada la calidad sísmica, lo que empeora con un aspecto discontinuo y a veces caótico. Por lo anterior, no se provee una descripción acotada de esta facies. Visualmente se reconoce como reflectores montados, con un mayor orden que la facies caótica W.

7.4.1.2 Interpretación de morfologías y litofacies

En esta subsección se muestra la interpretación de morfologías y litofacies en las líneas sísmicas del lago O'Higgins, escogiéndose los perfiles GU_A y GU_B para ser interpretados (Figura 112 y Figura 113).

Tanto el perfil GU_A como GU_B no muestran una limitación clara con el basamento acústico. El perfil GU_A representa un corte longitudinal al flujo del glaciar en que de sur a norte se reconoce una zona con algunos pocos metros de sedimentos laminados, seguido de una zona de gran cantidad de rebotes y ruido que no permite realizar una interpretación. Hacia la parte media se encuentra la proyección del escarpe de la remoción en masa de 2013, en la que se observa una zona transparente en una aparente excavación cóncava de unos 60 ms que corta una secuencia de sedimentos laminados.

Hacia el norte se ubica un relieve positivo denominado BM-1 que limita secuencias laminadas hacia ambos costados y con reflectores internos que indicarían ser de origen sedimentario, por lo que se interpretó como un banco morrénico, no obstante, podría corresponder a un sill si es que los reflectores internos son rebotes. Por la distribución de las líneas sísmicas no es posible delimitar su extensión y geometría en planta con precisión, no obstante, [Sugiyama et al. \(2016\)](#) mediante batimetría de ecosonda lo delimitó como un cuerpo globular, similar a lo obtenido en este trabajo, lo que apoya más la hipótesis de sill por sobre banco morrénico.

Hacia la parte proximal se encuentra la intersección de los perfiles GU_A y GU_B, en la que se observa parte del depósito de sedimentos laminados de pocos metros de espesor sobre unos 10 m de diamicton masivo. No se reconocen sedimentos sobre las laderas del canal central.

La vista en planta de estas morfologías se muestra en la Figura 114

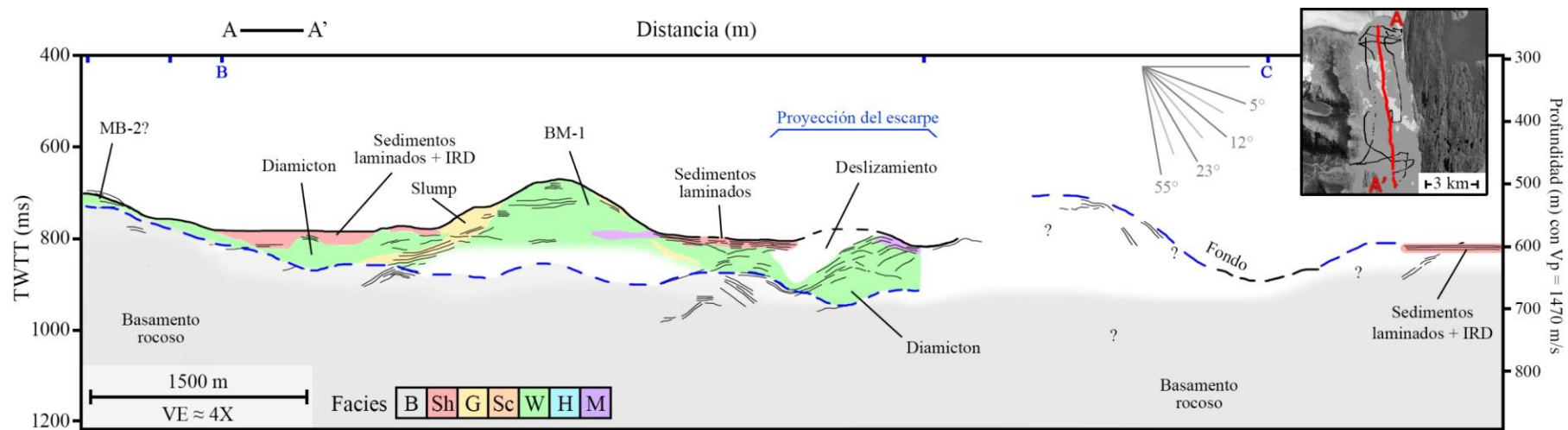


Figura 112. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GU_A. BM = Banco morrénico.

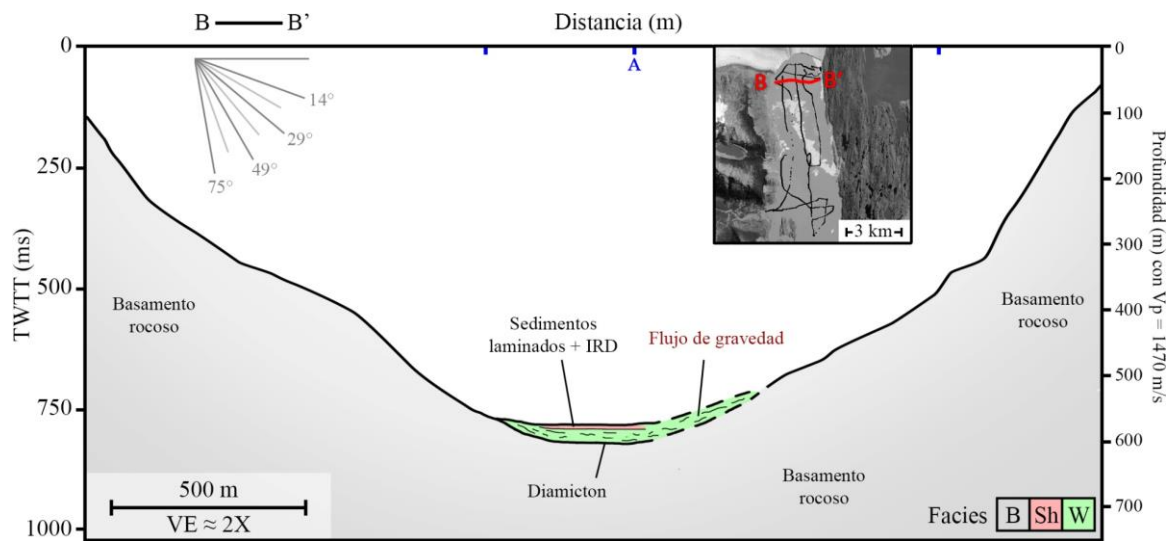


Figura 113. Interpretación de morfologías (texto rojo) y litofacies (texto negro) del perfil GU_B.

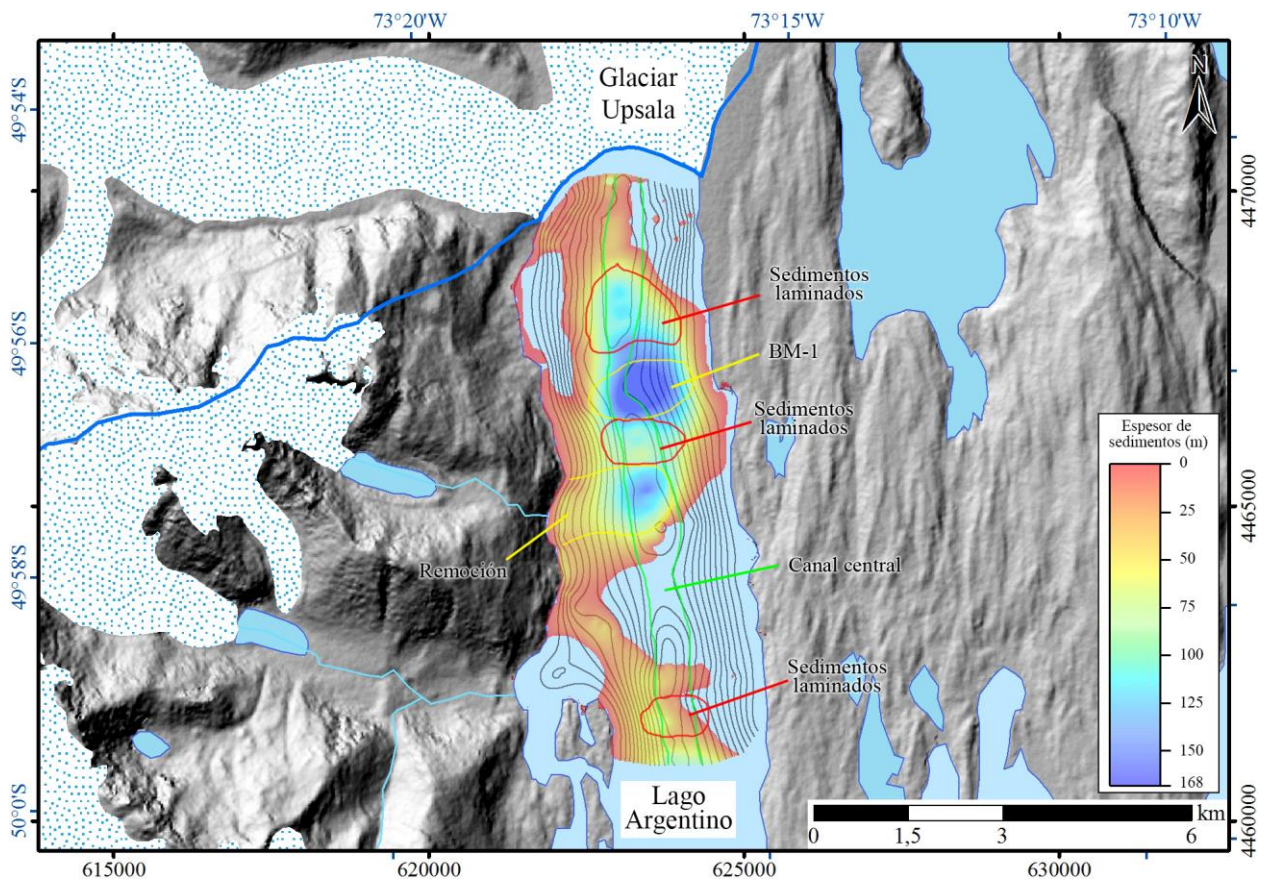


Figura 114. Vista en planta referencial de la ubicación de morfologías en el lago Argentino. Se incluyen las curvas de nivel de batimetría e isópacas en escala de color

7.4.1.3 Modelo evolutivo

Con la interpretación de los perfiles realizada, se presenta un modelo evolutivo que explica, a grandes rasgos, la arquitectura en el canal central del lago Viedma. Este modelo se presenta en la Figura 115, y pretende dar una explicación coherente a la formación del perfil central GU_A.

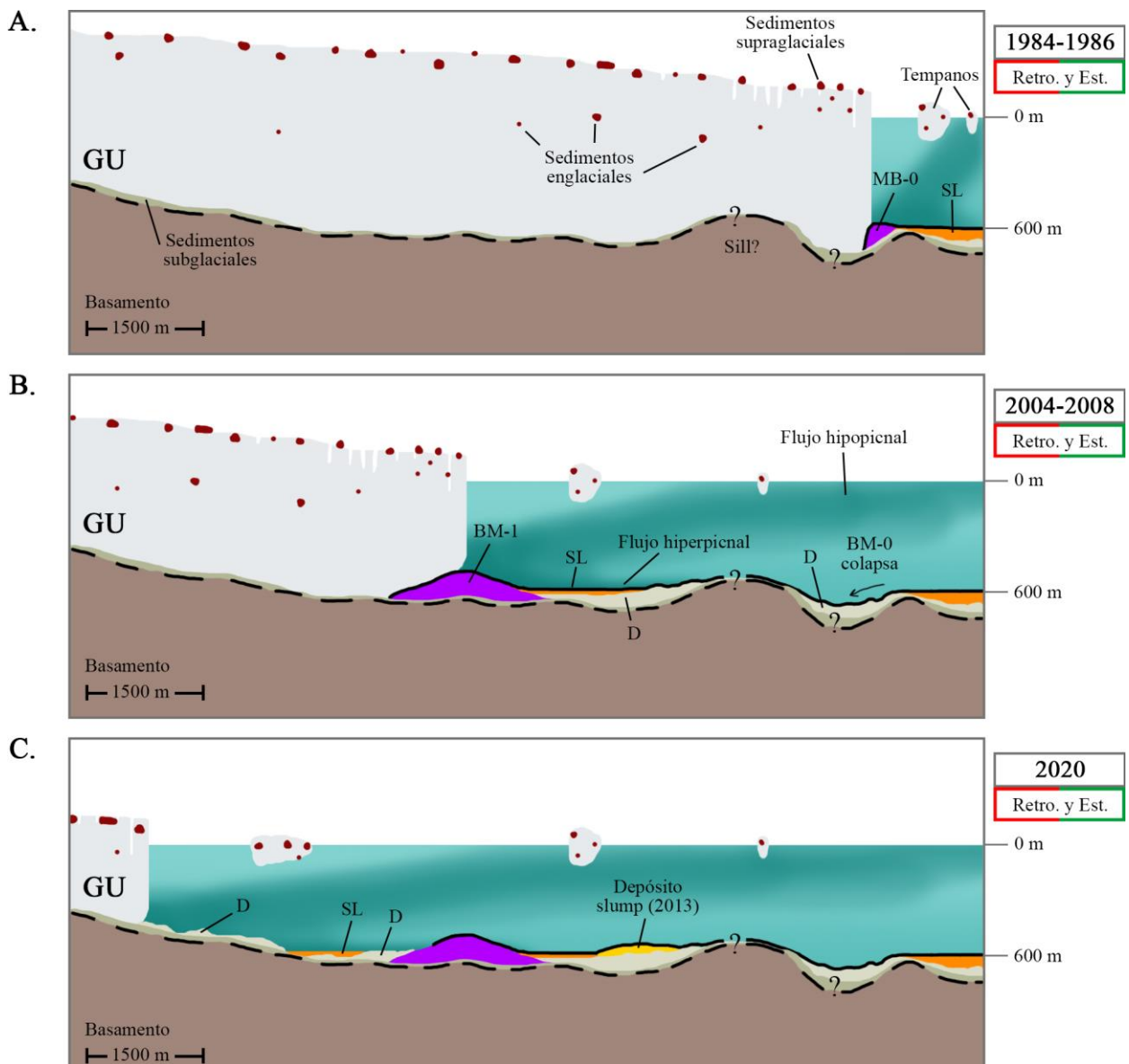


Figura 115. Esquema conceptual de la dinámica y procesos deposicionales recientes del lago Argentino, basado en la interpretación del perfil central GU_A. Eje vertical exagerado.

La evolución del canal Upsala del lago Argentino se puede dividir en tres etapas

- A) 1984 – 1986:** en esta etapa se habrían formado los sedimentos laminados finos SL, durante un breve periodo de estabilidad del glaciar, con la construcción de un pequeño banco morrénico (BM-0). Sin embargo, no hay indicios este banco morrénico en esta zona, lo que puede significar que, su tamaño es no perceptible a la resolución de la sísmica o bien, el banco morrénico colapsó luego del retiro del glaciar, ya que en la batimetría se distingue una depresión en esta zona.
- B) 1986 – 2004 y 2004 – 2008:** posteriormente, el glaciar Upsala retrocedió, dejando a su paso una mezcla de diamicton masivo, hasta llegar a la posición de breve estabilidad entre 2007 y 2008. En este lugar se observa un alto topográfico, lo que puede ser atribuido a un banco

morrénico (BM-1), o un sill rocoso. En este periodo se habrían formado los depósitos laminados finos (SL).

- C) **2008 – 2014 y 2014 – 2020:** finalmente, el glaciar siguió retrocediendo, dejando a su paso los sedimentos gruesos masivos en el centro del canal, los que luego fueron rapados con sedimentos laminados. El año 2013, ocurrió el deslizamiento desde la ladera oeste, el que habría erosionado la parte central del perfil, depositando una gruesa capa de sedimentos sin estructura aparente.

7.4.2 Influencia geológica

En esta subsección se realiza una evaluación de la influencia de factores geológicos como la litología, geología estructural y geometría del fondo en la dinámica glacial de largo y corto plazo.

- **Litología y estructuras**

El mapa geológico del glaciar Upsala (Figura 24) realizado a escala 1:250.000 muestra que el canal del lago Argentino presenta cambios en sus unidades geológicas, ya que afloran franjas en sentido N – S, que de oeste a este la componen las rocas del Complejo Metamórfico Andino Oriental, la Formación Río Mayer, la Formación Cerro Toro y el Complejo El Quemado.

Se destaca de esta configuración, que el brazo Upsala y Cristina del lago Argentino, además del lago Guillermo y lago Pearson, es decir, la zona ocupada por el glaciar en su último máximo neoglacial, se emplaza prácticamente sobre las Formaciones Río Mayer y Cerro Toro, dejando a ambos costados el CMAO por el oeste y el Complejo El Quemado por el este.

Esta situación llama poderosamente la atención, pues evidencia que estas dos formaciones, compuestas principalmente de areniscas y pelitas fosilíferas, serían menos resistentes a la erosión, que las rocas metamórficas y rocas volcánicas de las unidades adyacentes, facilitando así la construcción de las extensas planicies erosionadas por el glaciar Upsala.

En cuanto a las estructuras presentes en la zona, se destacan múltiples fallas inversas en sentido N – S y ejes de plegamiento en el mismo rumbo (Figura 116). En este escenario, se plantea que las estructuras favorecieron la erosión al igual que las variaciones litológicas, siendo un factor que explica la sobreprofundización general de todo el brazo Upsala del lago Argentino.

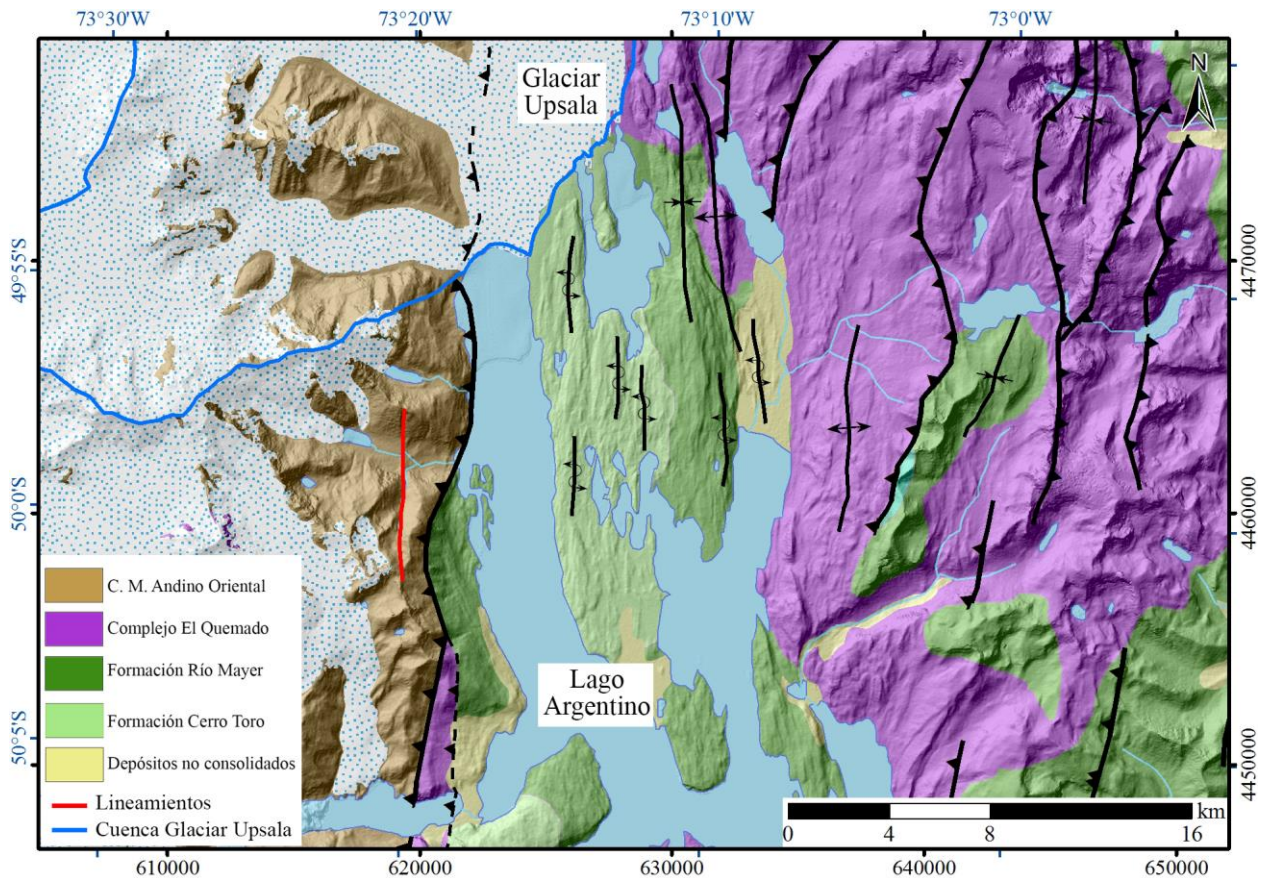


Figura 116. Mapa geológico de la zona del glaciar Viedma, se incluyen estructuras mayores y lineamientos. Modificado de SERNAGEOMIN (2003), Giacosa et al. (2013) y Nullo et al. (2006).

Estudios complementarios de las condiciones geotécnicas de las rocas ayudarían a explicar de forma más robusta esta hipótesis.

Con los antecedentes expuestos, se plantea que existe una fuerte influencia litológica y estructural en la formación del relieve y patrones de erosión del glaciar Upsala.

- **Geometría y morfología del fondo**

A partir de los resultados obtenidos en este estudio, se presenta un diagrama comparativo entre la profundidad de la línea media del lago Upsala (batimetría), las tasas de retroceso anuales y el ancho del canal, en función de la distancia a lo largo de la línea media (Figura 117).

Las principales observaciones de este esquema comparativo son las siguientes:

- 1) El periodo de estabilidad entre 1945 – 1979 se corresponde con una constricción del lago Argentino. No hay datos de batimetría

- 2) El periodo de rápido retroceso entre 1979 – 1998 se inicia con una expansión en el ancho del lago en una zona de gran profundidad. La variación de esta profundidad es difusa, por lo que no se considerará.
- 3) El periodo de estabilidad y rápidos retrocesos entre 1998 – 2007 no muestra mayor correspondencia con variables topográficas.
- 4) El periodo de estabilidad entre 2007 y 2008 se ubica sobre un alto topográfico.
- 5) El periodo de rápido retroceso entre 2008 - 2010 se asocia a un aumento gradual de la profundidad.
- 6) El periodo de retroceso entre 2010 y 2020 se encuentra en una constricción. Si bien las tasas de retroceso son altas, estas son menores a la del periodo anterior.

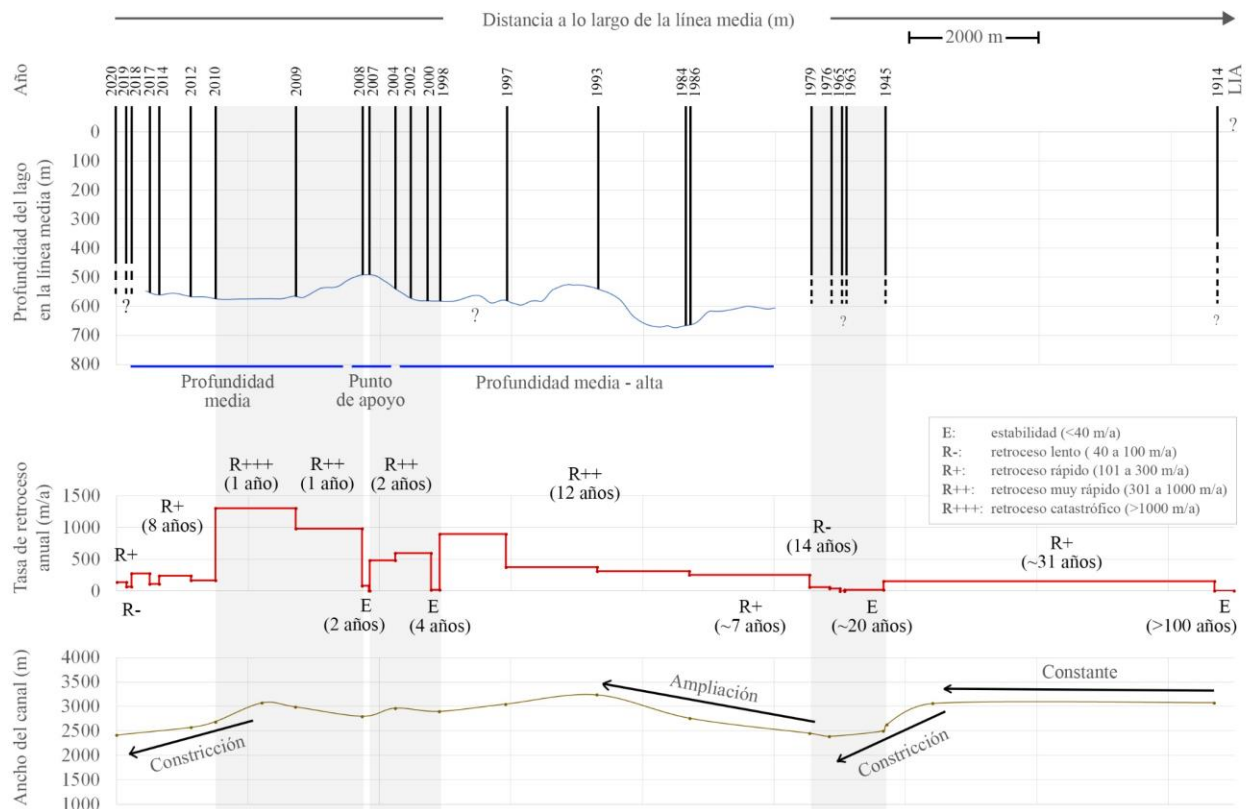


Figura 117. Esquema comparativo de la dinámica reciente del glaciar Upsala. El eje horizontal corresponde a la distancia a lo largo de la línea media en los tres gráficos. A) Perfil del fondo del lago Argentino a lo largo de la línea media (aproximadamente a profundidad máxima) con la posición del grounding-line para cada año asumiendo un frente recto. B) Tasa de retroceso anual entre cada periodo de retroceso/estabilidad. C) Ancho del canal del lago Argentino a lo largo de la línea media. Dada la cobertura de las líneas sísmicas, solo se presenta la batimetría después del año 1979.

Las observaciones muestran que existe algún control topográfico de la dinámica glacial, ya sea de primer o segundo orden. Para visualizar de mejor manera las observaciones, se presenta la Tabla 15.

Tabla 15. Comparación cualitativa entre las tasas de retroceso para el glaciar Upsala y factores topográficos.

Periodo	Estado general	Profundidad relativa	Variación profundidad	Variación ancho	¿Influencia?
1945 – 1979	E	¿?	¿?	-	Si
1979 – 1998	R++	¿?	¿?	+	Si
1998 – 2007	R++/E	+	0	0	Si
2007 – 2008	E	-	0	0	Si
2008 – 2010	R++	+	+	0	Si
2010 – 2020	R+/R-	+	0	-	Si (2do orden)
Simbología					
Estado general	Ver definición en Figura 117				
Prof. Relativa	-: baja / 0: media / +: alta / ++: muy alta				
Var. Profundidad	-: decreciente / 0: constante / +: creciente				
Var. ancho	-: decreciente / 0: constante / +: creciente				

Por lo tanto, en los seis periodos analizados se observa una influencia de los factores topográficos del lago en la dinámica reciente del glaciar Upsala.

Para obtener mayor cantidad de datos y validar este modelo, se deben realizar estudios complementarios de sísmica en el lago (para corroborar los resultados de este estudio) y de profundidad del basamento rocoso bajo el glaciar si se quiere predecir las condiciones topográficas futuras.

7.5 Tasas de erosión y flujo de sedimentos

Las tasas de erosión y flujos de sedimentos calculadas en este estudio se resumen a continuación.

Tabla 16. Resumen de tasas de erosión y flujo de sedimentos calculados en este estudio.

	Glaciar O'Higgins	Glaciar Viedma	Glaciar Upsala
Periodo	~1960 - 2015	~1870 - 2015	~1980 - 2016
Tasa de erosión (mm/a)	$9,0 \pm 1,3$	$0,27 \pm 0,05$	$14,1 \pm 2,5$
Flujo de sedimentos (m^3/a)	$(1,2 \pm 0,1) \times 10^7$	$(4,5 \pm 0,8) \times 10^5$	$(2,1 \pm 0,3) \times 10^7$

Las tasas de erosión obtenidas dependen proporcionalmente del volumen de sedimentos calculados en los lagos, los que, a su vez, están fuertemente influenciados por la interpretación sísmica y los procesos de interpolación utilizados, que pueden generar artefactos que no representen una

geometría real. Por lo anterior, se necesita una red de líneas sísmicas estratégicamente diseñadas para optimizar los cálculos y disminuir los errores.

Así, en el glaciar O'Higgins se observa una zona de gran espesor de sedimentos (Figura 58) que no tiene un respaldo robusto en líneas sísmicas, al igual que en el glaciar Upsala (Figura 88), por lo que existe la posibilidad de que las tasas calculadas en dichos glaciares esté sobreestimada en un 30 – 40%.

De los resultados obtenidos, se observa que existe un comportamiento similar entre el glaciar O'Higgins y el Upsala, mostrando altas tasas de erosión, mientras que el glaciar Viedma presenta valores casi dos órdenes de magnitud menor. Estas diferencias pueden ser explicadas, en parte, por la variabilidad en las velocidades de flujo de los glaciares, siendo muy altas en los glaciares O'Higgins y Upsala, y dos a tres veces menores en el glaciar Viedma (Figura 118).

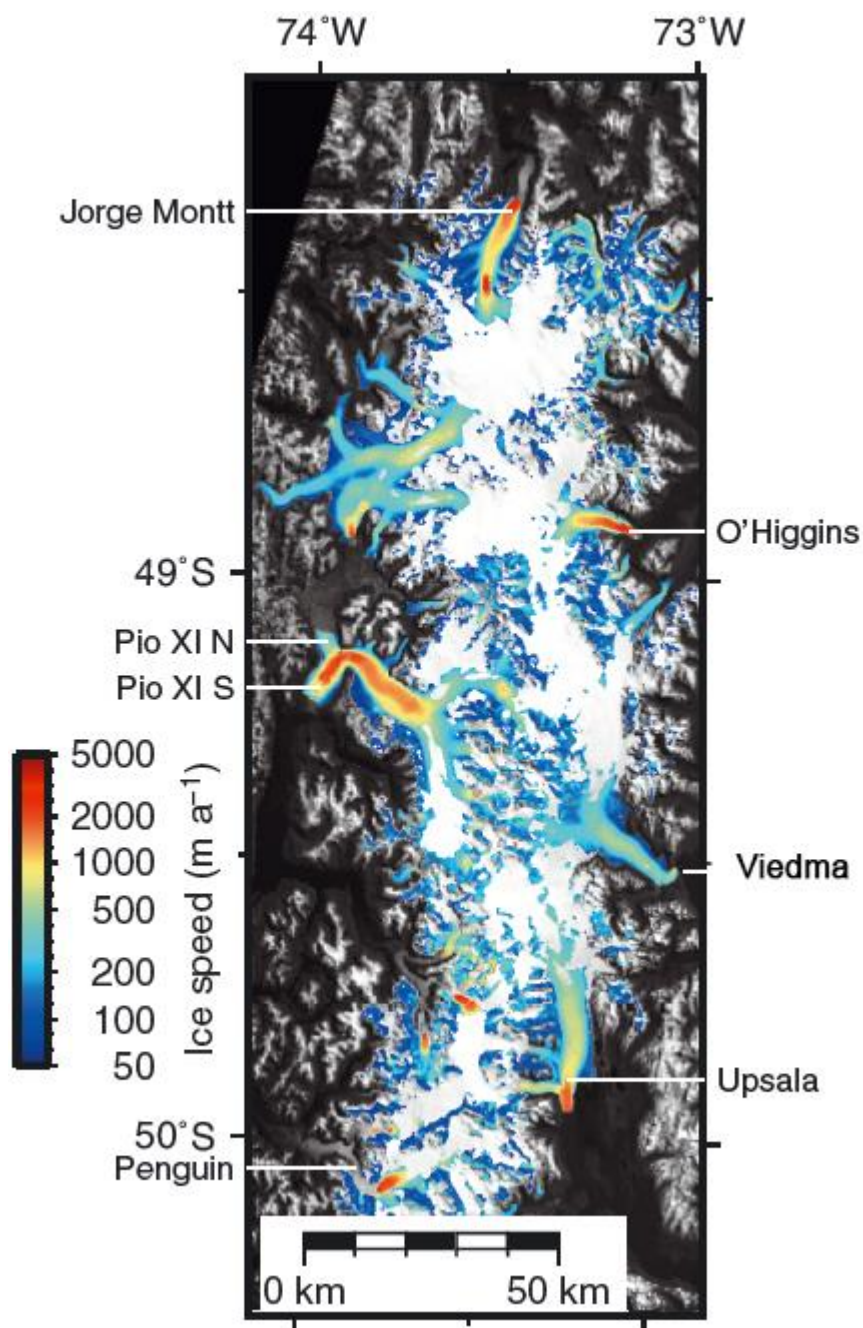


Figura 118. Distribución la velocidad de hielo entre 2000 – 2011. Modificado de Sakakibara & Sugiyama (2014).

No obstante, la relación entre la erosión y la velocidad no logra explicar por completo las grandes diferencias en la erosión, por lo que deben existir diferencias en la erodabilidad de las rocas de cada cuenca glaciar, determinado por las variaciones geológicas propuestas en este trabajo, como las condiciones geotécnicas de la roca, la presencia de estructuras y/o topografía del lago que actúa como feedback en el mecanismo de ablación por desprendimientos y en el control de la velocidad de flujo.

En particular, se destaca que el glaciar Upsala presenta las mayores tasas, siendo también el que mayor influencia litológica y estructural presenta, al tener un flujo paralelo a fallas inversas, mismo

escenario que se propone para el glaciar O'Higgins. Mientras que el glaciar Viedma muestra un aporte bajo de sedimentos, toda vez que erosiona rocas silíceas del Complejo El Quemado y su flujo es mayormente perpendicular a las estructuras.

Al comparar las tasas de erosión obtenidas en este trabajo con las publicadas por otros autores, se debe tener precaución con la escala de tiempo en la que se produjo la erosión, dado que periodos recientes muestran mayores tasas que promedios en los últimos miles o millones de años (Fernández et al., 2016).

Koppes et al. (2015) agrupa las tasas de erosión para 13 diferentes glaciares entre los 45° - 70°S, desde Patagonia a la Península Antártica, encontrando una relación lineal con $r^2= 0,75$ (Figura 119). Sin embargo, esta buena correlación entre las tasas de erosión y la latitud se explica por la presencia dos poblaciones influyentes en la estadística pero que internamente no están bien correlacionadas. Un primer grupo formado por los glaciares de Patagonia y otro por los de las zonas polares y subpolares, en los que las tasas de erosión decaen fuertemente debido principalmente a la menor disponibilidad de agua en el ambiente subglacial que facilite el deslizamiento (Koppes et al., 2015; Fernández et al., 2016; Cook et al., 2020).

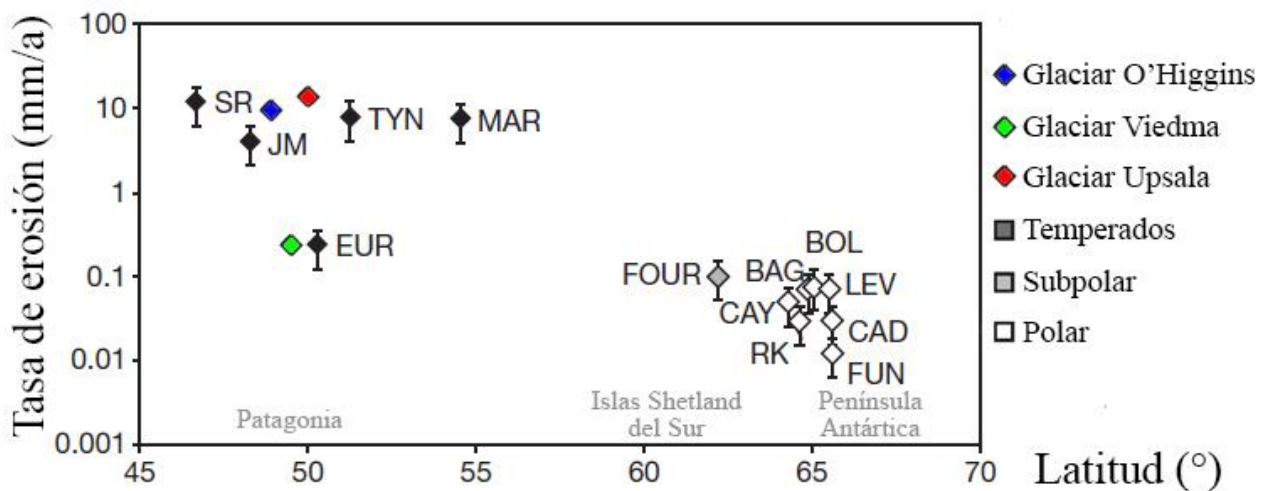


Figura 119. Tasas de erosión glacial en función de la latitud para glaciares desde Patagonia a la Península Antártica. Se agregan los resultados obtenidos para los glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala. Modificado de Koppes et al. (2015).

Dentro del grupo de glaciares patagónicos, los glaciares O'Higgins y Upsala se encuentran en la parte alta del gráfico dentro de los rangos de su población. Por otra parte, el glaciar Viedma se ubica en la parte baja junto con el glaciar Europa, los que podrían formar una sub-población de glaciares patagónicos con bajas tasas de erosión. Mayor cantidad de datos son necesarios en esta región para establecer un análisis de detalle.

8. CONCLUSIONES

En este estudio se analizaron distintos aspectos geológicos de los glaciares O'Higgins, Viedma y Upsala, con la finalidad de evaluar su influencia en la dinámica glacial a distintas escalas temporales. Mediante la recopilación de un extenso catálogo de imágenes satelitales, ortofotografías, mapas antiguos y modelos de elevación, fue posible determinar las variaciones frontales recientes de los tres glaciares, y con ello, sus tasas de retroceso, aplicando tres métodos diferentes de variación frontal que mostraron un gran nivel de coherencia. Junto con lo anterior, se delimitó las cuencas de drenaje de cada glaciar a fin de determinar el área efectiva disponible para aportar sedimentos al ambiente glaciolacustre.

De esta forma, se determinó que los tres glaciares muestran un retroceso generalizado en los últimos ~120 años, pero de distinta magnitud entre cada glaciar, y el cual presenta ciclos de estabilidad y retroceso particulares, siendo asíncrono entre los tres glaciares, lo cual no puede explicarse netamente por variaciones latitudinales de las condiciones climáticas.

Con la finalidad de observar la estratigrafía subacuática de los lagos proglaciales, se realizó el análisis sismo-estratigráfico de perfiles de reflexión acústica monocanal en los lagos O'Higgins, Viedma y Argentino, acumulando un total de 192,2 km de líneas sísmicas estudiadas. De esta manera, se pudo determinar las diferentes morfologías y características deposicionales del ambiente glaciolacustre, presentándose modelos batimétricos y de espesor de sedimentos que permitieron calcular las tasas de erosión y flujo de sedimentos de cada glaciar, las cuales se encuentran dentro de los rangos esperados para la zona (Koppes et al., 2015; Fernández et al., 2016; Cook et al., 2020)

Por otro lado, la sismo-estratigrafía permitió reconocer las características sedimentológicas de cada lago proglacial, quedando en evidencia la importancia y eficiencia de los lagos proglaciales como trampas de sedimentos durante el holoceno. En los tres glaciares se distinguieron cuencas sobreprofundizadas, de entre 600 y 800 m, pero con características deposicionales diferentes. El glaciar O'Higgins presentó una asociación de facies de rápido retroceso en aguas profundas, el glaciar Viedma se caracterizó por mostrar facies de rápido retroceso en la parte proximal, y una secuencia de al menos 4-6 bancos morrénicos neoglaciales que indican muy claramente ciclos de avance y retroceso ligados al *tidewater glacier cycle* (Post, 1975).. Por último, el glaciar Upsala mostró, con dificultad en la calidad de la sísmica, un sistema de retroceso rápido en aguas profundas con periodos de estabilidad y avance efímeros.

Los bancos morrénicos encontrados en el lago Viedma no tienen necesariamente una expresión en superficie, por lo que resalta la necesidad de estudiar los lagos proglaciales en búsqueda de variaciones glaciales recientes de las que no se tiene registro o para delimitar de mejor manera la historia glacial durante el pleistoceno y holoceno en Patagonia (Davies et al., 2020). En particular, la adquisición de datos sísmicos más distales en el lago O'Higgins y lago Argentino permitiría definir con mayor precisión la cronología de las variaciones frontales de estos glaciares y relacionarlas con variables climáticas de largo plazo.

Además, se evaluó cualitativamente la influencia de factores geológicos en la dinámica glacial de corto y largo plazo, como las diferencias de litología, geología estructural y características topográficas. De esta manera se interpretó una alta influencia de la litología y las estructuras en la formación del relieve glacial, pues actúa como un control en la eficiencia de la erosión. A su vez, esta topografía y patrones de erosión mostraron una alta influencia en la dinámica reciente, pues la variación en la profundidad del lago y cambios en el ancho del canal, modularían los estados de estabilidad y retroceso de cada glaciar.

Se destaca que las diferencias encontradas en las variaciones frontales de corto y largo plazo, además de las tasas de erosión, presentan un fuerte acoplamiento a los factores geológicos estudiados, lo que en conjunto con las tendencias climáticas regionales permite conocer de mejor manera el comportamiento pasado y futuro de los glaciares. En particular, se sugiere que es posible estudiar las condiciones geológicas futuras de cada glaciar, y de esta forma, pronosticar escenarios de estabilidad o retroceso.

Finalmente, se destaca la necesidad de estudiar con mayor detalle las propuestas realizadas en este trabajo, mediante estudios geofísicos que den mayor robustez y calidad de información, dataciones, mapeo en terreno y modelamiento numérico que permita constreñir de manera cuantitativa la importancia de los factores geológicos y observaciones realizadas. Todo esto, en la mayor cantidad de glaciares posible para así evaluar similitudes y diferencias entre cada sistema glacial.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Adaros, R. (2003). Sismicidad y tectónica del extremo sur de Chile. Tesis de magíster en ciencias, mención geofísica. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile. Santiago.
- Aguirre-Urreta M., y Ramos, V. (1981). Crustáceos Decápodos del Cretácico inferior de la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. En: Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Volkheimer, W. y E.A. Musacchio (Eds.), Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2: 599-623.
- Allen, P. A. (2008). From landscapes into geological history. *Nature*, 451(7176), 274.
- Alsadi, H. N. (2017). Seismic Hydrocarbon Exploration. 2D and 3D Techniques, Seismic waves.
- Aminzadeh, F. & Dasgupta, S. (2013). Geophysics for petroleum engineers. Newnes. Chapter 3: Fundamentals of Petroleum Geophysics, 37-92. Elsevier Science.
- Andreoli, R. & Kayano, M. (2005). ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. *Int. J. Climatol.* 25, 2017–2030.
- Andrews, L. C., Hoffman, M. J., Neumann, T. A., Catania, G. A., Lüthi, M. P., Hawley, R. L., ... & Morriss, B. F. (2018). Seasonal evolution of the subglacial hydrologic system modified by supraglacial lake drainage in Western Greenland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(6), 1479-1496.
- Aniya, M., Naruse, R., Shizukuishi, M., Skvarca, P., & Casassa, G. (1993). Monitoring of recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, utilizing remote sensing data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 29, 87-87.
- Aniya, M., & Sato, H. (1995). Holocene glacial chronology of Upsala Glacier at Peninsula Herminita, southern Patagonia. *Bulletin of glacier research*, 13, 83-96.
- Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., & Casassa, G. (1996). The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia.
- Arbe, H. (1986). El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación. Tesis doctoral, inédita. Universidad Nacional de Buenos Aires.
- Arbe, H. (1987). El Cretácico en la Cuenca Austral. *Boletín de Informaciones Petroleras* (3ª etapa), 9: 91- 110. Buenos Aires.
- Arbe, H. (2002). Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En: Haller, M. J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15º*

- Augustsson, C., Muenker, C., Bahlburg, H., y Fanning, C. (2006). Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U–Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. *Journal of the Geological Society*, 163(6), 983-995.
- Augustsson, C. y Bahlburg, H. (2008). Provenance of late Palaeozoic metasediments of the Patagonian proto-Pacific margin (southernmost Chile and Argentina). *International Journal of Earth Sciences*, 97(1), 71-88.
- Barry, R. G. (1981). *Mountain Weather and Climate*. London: Methuen. 313 pp.
- Batchelor, C. L., Dowdeswell, J. A., & Pietras, J. T. (2013). Seismic stratigraphy, sedimentary architecture and palaeo-glaciology of the Mackenzie Trough: evidence for two Quaternary ice advances and limited fan development on the western Canadian Beaufort Sea margin. *Quaternary Science Reviews*, 65, 73-87.
- Benn, D. I., Warren, C. R., & Mottram, R. H. (2007). Calving processes and the dynamics of calving glaciers. *Earth-Science Reviews*, 82(3-4), 143-179.
- Bennett, M., Huddart, D., & Thomas, G. (2002). Facies architecture within a regional glaciolacustrine basin: Copper River, Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 21(20-22), 2237-2279.
- Bennett, M., & Glasser, N. F. (2009). *Glacial Geology: ice sheets and landforms* (2nd edition). UK. Ed. Wiley-Blackwell.
- Bianchi, J.L. (1967). Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector occidental de la Cuenca Austral, durante las campañas 1964-65 y 1965-66. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF), trabajo inédito, Buenos Aires.
- Blampied, J., Barberon, V., Ghiglione, M., Leal, P., & Ramos, V. (2012). Disambiguation of the Nunatak Viedma: a basement block previously confused as a volcanic center. In XXIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, Chile (pp. 380-382).
- Bonarelli, G. y Nágera, J. (1921). Observaciones geológicas en las inmediaciones del lago San Martín (Territorio de Santa Cruz). Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín 27, Serie B (Geología), 39 p. Buenos Aires.
- Bown, F., Rivera, A., Pętliski, M., Bravo, C., Oberreuter, J., y Moffat, C. (2019). Recent ice dynamics and mass balance of Jorge Montt Glacier, Southern Patagonia Icefield. *Journal of Glaciology*, 1-13.
- Bravo, C., Quincey, D. J., Ross, A. N., Rivera, A., Brock, B., Miles, E., & Silva, A. (2019a). Air Temperature Characteristics, Distribution, and Impact on Modeled Ablation for the South Patagonia Icefield. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(2), 907-925.

- Bravo, C., Bozkurt, D., Gonzalez-Reyes, A., Quincey, D., Ross, A. N., Farías, D., & Rojas, M. (2019b). Assessing Snow Accumulation Patterns and Changes on the Patagonian Icefields. *Frontiers in Environmental Science*, 7(30).
- Braun, M. H., Malz, P., Sommer, C., Farías-Barahona, D., Sauter, T., Casassa, G., Soruco, A., Skvarca, P. & Seehaus, T. C. (2019). Constraining glacier elevation and mass changes in South America. *Nature Climate Change*, 9(2), 130.
- Briner, J. P., & Swanson, T. W. (1998). Using inherited cosmogenic ^{36}Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. *Geology*, 26(1), 3-6.
- Brinkerhoff, D., Truffer, M., & Aschwanden, A. (2017). Sediment transport drives tidewater glacier periodicity. *Nature communications*, 8(1), 1-8.
- Brown, C. S., Meier, M. F., & Post, A. (1982). Calving speed of Alaska tidewater glaciers, with application to Columbia Glacier, Icefield, South America. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62(12), 1361-1369.
- Burschil, T., Tanner, D. C., Reitner, J. M., Buness, H., & Gabriel, G. (2019). Unravelling the shape and stratigraphy of a glacially-overdeepened valley with reflection seismic: the Lienz Basin (Austria). *Swiss Journal of Geosciences*, 112(2-3), 341-355.
- Cai, J., Powell, R. D., Cowan, E. A., & Carlson, P. R. (1997). Lithofacies and seismic-reflection interpretation of temperate glacial-marine sedimentation in Tarr Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Marine Geology*, 143(1-4), 5-37.
- Canessa, N. D., Poiré, D. G., & Doyle, P. (2005). Estratigrafía de las unidades cretácicas de la margen norte del Lago Viedma, entre el Cerro Pirámides y la Estancia Santa Margarita, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. In *Congreso Geológico Argentino* (No. 16).
- Carrasco, J. F., Casassa, G., y Rivera, A. (2002). Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Icefield. In *The Patagonian Icefields* (pp. 29-41). Springer, Boston, MA.
- Casassa, G., Brecher, H., Rivera, A., Aniya, M. (1997). A century-long recession record of Glaciar O'Higgins, Chilean Patagonia. *Annals of Glaciology*, 24, 106-110.
- Casassa, G., Rivera, A., Aniya, M., & Naruse, R. (2002). Current knowledge of the Southern Patagonia icefield. In *The Patagonian Icefields* (pp. 67-83). Springer, Boston, MA.
- Casassa, G., Haeberli, W., Jones, G., Kaser, G., Ribstein, P., Rivera, A., Schneider, C. (2007a). Current status of Andean glaciers. *Global and Planetary Change* n° 59.
- Casassa, G., Kilian R., Arevalo M., Dietrich R., Wendt J., Wendt A., Pouyaud B., Ordenes F., Oyarzún D., Veloso M. & Rivera A. (2007b). Lago O'Higgins, Patagonia: glacial overdeepening and glacier retreat in a freshwater fjord. In: *Book of Abstracts, Geosur*.

- Casassa, G., Rodríguez, J. L., & Loriaux, T. (2014). A new glacier inventory for the Southern Patagonia Icefield and areal changes 1986–2000. In *Global land ice measurements from space* (pp. 639-660). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Cawood, P. y Buchan, C. (2007). Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews*, 82(3-4), 217-256.
- Cecioni, G. (1955). Cretaceous flysch and molasse in departamento Última Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 4193: 538-546.
- Chang, R. (2002). Química. Séptima Edición. Editorial McGraw-Hill (pp. 452-454). ISBN 0–07–365601-1.
- Copland, L. (2013). Classification of ice masses. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Giardino, R., Harbor, J. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 8, *Glacial and Periglacial Geomorphology*, pp. 45–52.
- Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P., Gapais, D., Rosselo, E. & Miller, M. (1999). Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 1-15.
- Davies, B. J., Darvill, C. M., Lovell, H., Bendle, J. M., Dowdeswell, J. A., Fabel, D., ... & Harrison, S. (2020). The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth-Science Reviews*, 103152.
- De La Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M., Quiroz. (2004). Geología del área oriental de las Hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región Aisén del general Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, No. 85, 52 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- De Angelis, H. (2014). Hypsometry and sensitivity of the mass balance to changes in equilibrium-line altitude: the case of the Southern Patagonia Icefield. *Journal of Glaciology*, 60(219), 14-28.
- Delmas, M., Calvet, M., & Gunnell, Y. (2009). Variability of Quaternary glacial erosion rates—A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6), 484-498.
- Dirección General de Aguas (2009). Estrategia Nacional de Glaciares, Fundamentos. (Informe S.I.T. N°205). Ministerio de Obras Públicas. República de Chile.
- Dirección General de Aguas (2011). Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas. (Informe S.I.T. N°261). Ministerio de Obras Públicas. República de Chile.

- Dirección General de Aguas. (2016). Atlas del Agua. Serie de Estudios Básicos DGA, S. E. B. N°6. Ministerio de Obras Públicas (MOP), Santiago de Chile.
- Dondurur, D. (2018). Acquisition and processing of marine seismic data. Amsterdam, Netherlands. Elsevier Inc.
- Egholm, D. L., Nielsen, S. B., Pedersen, V. K., & Lesemann, J. E. (2009). Glacial effects limiting mountain height. *Nature*, 460(7257), 884.
- Escosteguy, L., Etcheverría, M., Geuna, S., Franchi, M., Wilson, C., Azcurra, D. (2017). Hoja Geológica 4972-I, Monte Tetris. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 429, 87pp., Buenos Aires. 1 mapa escala 1:250.000
- Fernandez, R. A., Anderson, J. B., Wellner, J. S. & Hallet, B. (2011). Timescale dependence of glacial erosion rates: a case study of Marinelli Glacier, Cordillera Darwin, southern Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(F1).
- Fernandez, R. A., Anderson, J. B., Wellner, J. S., Minzoni, R. L., Hallet, B., & Smith, R. T. (2016). Latitudinal variation in glacial erosion rates from Patagonia and the Antarctic Peninsula (46 S–65 S). *Bulletin*, 128(5-6), 1000-1023.
- Feruglio, E. (1944). Estudios geológicos y glaciológicos en la región del lago Argentino (Patagonia). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 37(1): 3-255.
- Fitzsimons, S., & Howarth, J. (2017). Glaciolacustrine processes. In *Past Glacial Environments* (pp. 309-334). Elsevier.
- Foresta, L., Gourmelen, N., Weissgerber, F., Nienow, P., Williams, J. J., Shepherd, A., Drinkwater, M. R. & Plummer, S. (2018). Heterogeneous and rapid ice loss over the Patagonian Ice Fields revealed by CryoSat-2 swath radar altimetry. *Remote sensing of environment*, 211, 441-455.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180-195.
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., & Rojas, M. (2013). Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate*, 26(1), 215-230.
- Giacosa, R., Francchia, D., Heredia, N., Pereyra, F. (2013). Hoja Geológica 4972-III y 4975-IV, El Chaltén. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 399, 89pp., Buenos Aires. 1 mapa escala 1:250.000.
- Glasser, N. F. (2013). Water in glaciers and ice sheets. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Giardino, R., Harbor, J. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 8, *Glacial and Periglacial Geomorphology*, pp. 61–73.

- González-Ferrán, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar. 640 p. Santiago.
- Hallet, B. (1979). A theoretical model of glacial abrasion. *Journal of Glaciology*, 23(89), 39–50
- Hallet, B., Hunter, L., & Bogen, J. (1996). Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12(1-4), 213–235.
- Hanna, E., Huybrechts, P., Steffen, K., Cappelen, J., Huff, R., Shuman, C., ... & Griffiths, M. (2008). Increased runoff from melt from the Greenland Ice Sheet: a response to global warming. *Journal of Climate*, 21(2), 331-341.
- Harbor, J., 2013. Glacial erosion processes and rates. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Giardino, R.; Harbor, J. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 8 *Glacial and Periglacial Geomorphology*, pp. 74–82.
- Hatcher, J. (1897). On the Geology of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 4, 4 (23): 327- 354. New Haven.
- Hauthal, R. (1904). Distribución de los centros volcánicos en la República Argentina. *Revista Museo de La Plata*, 11: 177-192.
- Heim, A. (1940). Geological observations in the Patagonian Cordillera. *Eclogae Geologic Helvetica*, 33 (1): 25-51. Zurich.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hongn, F., ... & Clariana, P. (2018). The Pre-Andean Phases of Construction of the Southern Andes Basement in Neoproterozoic–Paleozoic Times. In *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes* (pp. 111-131). Springer, Cham.
- Herman, F., Beyssac, O., Brughelli, M., Lane, S. N., Leprince, S., Adatte, T., Lin, Y. Y, Avouac, J-P., & Cox, S. C. (2015). Erosion by an Alpine glacier. *Science*, vol. 350, 193-195.
- Hervé, F. (1993). Paleozoic metamorphic complexes in the Andes of Aysén, Southern Chile (West Occidentalía). in *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Proceedings: 64-65. Mexico.
- Hervé, F., Calderón M. y Faúndez, V. (2008). The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, 6 (1): 43-53.
- Hoegh-Guldberg, O., D. Jacob, M. Taylor, M. Bindi, S. Brown, I. Camilloni, A. Diedhiou, R. Djalante, K.L. Ebi, F. Engelbrecht, J. Guiot, Y. Hijioka, S. Mehrotra, A. Payne, S.I. Seneviratne, A. Thomas, R. Warren, and G. Zhou (2018). Impacts of 1.5°C Global Warming on Natural and Human Systems. In: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to*

- the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. In Press.
- Hoffman, M. J., Catania, G. A., Neumann, T. A., Andrews, L. C., & Rumrill, J. A. (2011). Links between acceleration, melting, and supraglacial lake drainage of the western Greenland Ice Sheet. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(F4).
- Husen, S., & J.L. Hardebeck (2010), Earthquake location accuracy. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis.
- Ibarzabal y Donángelo. T., Hoffmann, J. A., & Naruse, R. (1996). Recent climate changes in southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, (14), 29-36.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Geneva.
- IPCC (2013). *Glosario [Planton, S. (ed.)]. En: Cambio Climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Stocker, T.F.,D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.*
- Jaeger, J. M., & Koppes, M. N. (2016). The role of the cryosphere in source-to-sink systems. *Earth-Science Reviews*, 153, 43-76.
- Japas, M., Sruoga, P., Kleiman, L., Gayone, M., Maloberti A., Comito, O. (2011). *Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la Provincia Silíceea Chon Aike, Santa Cruz, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino. Actas CD, S1, L Patagonia en el Contexto Geodinámico de Gondwana 75-131. Neuquén.*
- Jöhannesson, T., C. Raymond and E. Waddington. (1989). Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *J Glaciol.*, 35(121), 355-369.
- Katz, H. (1963). Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 47 (3): 506-524.
- Killian, R. (1990). The Austral Andean Volcanic Zone (South Patagonia). En *International Symposium on Andean Geology (ISAG)*, No. 1. Abstract: 301-305. Grenoble, France.
- Kobayashi, C., Orihashi, Y., Hiarata, D., Naranjo, J. A., Kobayashi, M., & Anma, R. (2010). Compositional variations revealed by ASTER image analysis of the Viedma Volcano, southern Andes Volcanic Zone. *Andean Geology*, 37(2), 433-441.

- Kölliker, A., Kühn, F., Reichert, F., Tomsen, A., & Witte, L. (1917). Patagonia: Resultados de las expediciones realizadas en 1910 a 1916. Sociedad Científica Alemana, Buenos Aires. 2 vols., 430 pp.
- Koppes, M. & Hallet, B. (2002). Influence of rapid glacial retreat on the rate of erosion by tidewater glaciers. *Geology*, 30(1), 47-50.
- Koppes, M. & Hallet, B. (2006). Erosion rates during rapid deglaciation in Icy Bay, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F2).
- Koppes, M. N., & Montgomery, D. R. (2009). The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nature Geoscience*, 2(9), 644.
- Koppes, M., Sylwester, R., Rivera, A., & Hallet, B. (2010). Variations in sediment yield over the advance and retreat of a calving glacier, Laguna San Rafael, North Patagonian Icefield. *Quaternary Research*, 73(1), 84-95.
- Koppes, M., Hallet, B., Rignot, E., Mouginot, J., Wellner, J. S., & Boldt, K. (2015). Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics. *Nature*, 526(7571), 100.
- Kraemer, P. (1991). Estructura y evolución de la Cordillera Patagónica entre los 49° 40' S y los 50° 40' S, provincia de Santa Cruz. Tesis inédita. Universidad Nacional de Córdoba.
- Kraemer, P., & Riccardi, A. (1997). Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 333-360.
- Kreps, G., Martínez Pastur, G., & Peri, P. L. (2012). Cambio climático en Patagonia Sur: Escenarios futuros en el manejo de los recursos naturales. Ediciones INTA, Buenos Aires.
- Lacassie, J. (2000). Geología del interfluvio Baker-Bravo (47°30' - 48° S), Aysén, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 111 p. Santiago.
- Lagally, U. (1975). Geologische Untersuchungen un Gebiet Lago General Carrera - Lago Cochrane, Provincia Aisén/Chile unter besonderer Berücksichtigung des Grundgebirges und seiner Tektonik. Diss. Universität München. 131 p.
- Langhamer, L., Sauter, T. & Mayr G. J. (2018) Lagrangian Detection of Moisture Sources for the Southern Patagonia Icefield (1979–2017). *Front. Earth Sci.* 6:219.
- Le Roy, M., Ruiz, L., Schimmelpfennig, I., Geiger, A., Villalba, R., Zorzut, V., Ponce, J. F., Deline, P., ASTER Team, Xu, S. & Fabel, D. (2019). Neoglacial fluctuations of two contrasting Southern Patagonian Icefield glaciers (49°S). INQUA, Ireland.
- Leanza, A. (1972). Andes Patagónicos Australes. En: Leanza, A. F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*: 689-706. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

- Lenaerts, J. T., Van Den Broeke, M. R., van Wessem, J. M., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., van Ulf, L. H., & Schaefer, M. (2014). Extreme precipitation and climate gradients in Patagonia revealed by high-resolution regional atmospheric climate modeling. *Journal of climate*, 27(12), 4607-4621.
- Li, Y., Fabel, D., Stroeven, A. P., & Harbor, J. (2008). Unraveling complex exposure-burial histories of bedrock surfaces under ice sheets by integrating cosmogenic nuclide concentrations with climate proxy records. *Geomorphology*, 99(1-4), 139-149.
- Lliboutry, L. (1956). Nieves y glaciares de Chile. *Fundamentos de Glaciología*. Ediciones de la Universidad de Chile. Santiago, 1957, 18-25.
- Lo Vecchio, A., Lenzano, M. G., Durand, M., Lannutti, E., Bruce, R., & Lenzano, L. (2018). Estimation of surface flow speed and ice surface temperature from optical satellite imagery at Viedma glacier, Argentina. *Global and planetary change*, 169, 202-213.
- Ma, Y. (2018). *Calving Behavior of Tidewater Glaciers*. PhD Thesis, University of Michigan, Michigan, USA.
- Martinic, M. (1988). Actividad volcánica histórica en la región de Magallanes. *Revista Geológica de Chile* 15: 181–186.
- Mayr, C., Smith, R. E., García, M. L., Massafiero, J., Lücke, A., Dubois, N., Maidana, N.I., Meier, W.J.-H., Wissel, H., & Zolitschka, B. (2019). Historical eruptions of Lautaro Volcano and their impacts on lacustrine ecosystems in southern Argentina. *Journal of Paleolimnology*, 1-17.
- Meier, M., y Post, A. (1987). Fast tidewater glaciers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B9), 9051-9058.
- Meier, W. J. H., Griesinger, J., Hochreuther, P., & Braun, M. H. (2018). An updated multi-temporal glacier inventory for the Patagonian Andes with changes between the Little Ice Age and 2016. *Frontiers in Earth Science*, 6, 62.
- Meigs, A., & Sauber, J. (2000). Southern Alaska as an example of the long-term consequences of mountain building under the influence of glaciers. *Quaternary Science Reviews*, 19(14-15), 1543-1562.
- Millan, R., Rignot, E., Rivera, A., Martineau, V., Mougnot, J., Zamora, R., Uribe, J., Lenzano, G., De Fleurian, B., Li, X., Gim, Y. & Kirchner, D. (2019). Ice thickness and bed elevation of the Northern and Southern Patagonian Icefields. *Geophysical Research Letters*, 46, 6626–6635.
- Mitchum Jr, R. M., & Vail, P. R. (1977). *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 7. Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation*.

- Molnar, P., & England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?. *Nature*, 346(6279), 29.
- Montelli, A., Gulick, S. P., Fernandez, R., Frederick, B. C., Shevenell, A. E., Leventer, A., & Blankenship, D. (2019). Seismic stratigraphy of the Sabrina Coast shelf, East Antarctica: Early history of dynamic meltwater-rich glaciations. *Geological Society of America Bulletin*.
- Moon, T. & Joughin, I. (2008). Changes in ice front position on Greenland's outlet glaciers from 1992 to 2007. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(F2).
- Moragues, S., Lenzano, M. G., Vecchio, A. L., Falaschi, D., y Lenzano, L. (2018). Surface velocities of Upsala glacier, Southern Patagonian Andes, estimated using cross-correlation satellite imagery: 2013-2014 period. *Andean Geology*, 45(1), 87-103.
- Moragues, S., Lenzano, M. G., Moreiras, S., & Lenzano, L. (2019). Paraglacial geomorphology associated with slope instability in the North Branch of the Argentino Lake, Argentinean Patagonia. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 45(1), 367-392.
- Moreno, P. I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Garreaud, R. D., Rojas, M., & De Pol-Holz, R. (2014). Southern Annular Mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last three millennia. *Nature communications*, 5, 4375.
- Motoki, A., Orihashi, Y., Naranjo, J. A., Hirata, D., Skvarca, P., Anma, R. (2006). Geologic reconnaissance of Lautaro Volcano, Chilean Patagonia. *Revista geológica de Chile*, 33(1), 177-187.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63(4), 481-497.
- Naruse, R., Skvarca, P., Takeuchi, Y. (1997). Thinning and Retreat of Glaciar Upsala, and an estimate of annual ablation Changes in Southern Patagonia. *Annals of Glaciology*, Vol. 24, p. 38-42.
- Navarro, D. (2018). Caracterización y evolución geológica del Complejo Metamórfico Andino Oriental y la secuencia volcanosedimentaria jurásica en la Península La Carmela (48,5°S), Región de Aysén del General Carlos Ibáñez Del Campo. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad Andrés Bello, Facultad de Ingeniería, Santiago.
- Newman, M., Compo, G.P. & Alexander, M.A. (2003). ENSO-forced variability of the Pacific Decadal Oscillation. *J. Climate* 16, 3853–3857.
- Niemeyer, H. (1975). Geología de la región comprendida entre el lago General Carrera y el río Chacabuco, Provincia de Aysén, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria de título, 330 p., inédito.

- Nullo, F., Proserpio C., Ramos, V. (1978). Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 455-470.
- Nullo, F., C. Proserpio C. y Ramos, V. (1979). Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 455-470. Buenos Aires.
- Nullo, F., Proserpio C., BLASCO, G. (1981). El Cretácico de la Cuenca Austral entre el lago San Martín y Río Turbio. En: Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Volkheimer, W. y E.A. Monte Tetris 83 Musacchio (Eds.): Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1: 181-220. Buenos Aires.
- Nullo, F., Blasco, G., Risso, C., Combina, A., Otamendi, J. (2006). Hoja Geológica 5172-I y 5175-II, El Calafate. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 396, 86pp., Buenos Aires. 1 mapa escala 1:250.000
- Oberreuter, J., Pulgar, S., y Rivera, A. (2017). An integrated bathymetric and seismic profiling system. In 2017 First IEEE International Symposium of Geoscience and Remote Sensing (GRSS-CHILE) (pp. 1-3). IEEE.
- Olson, D.M., Dinerstein, E., Wikramanayake, E.D., Burgess, N.D., Powell, G.V.N., Underwood, E.C., D'amico, J.A., Itoua, I., Strand, H.E., Morrison, J.C., Loucks, C.J., Allnutt, T.F., Ricketts, T.H., Kura, Y., Lamoreux, J.F., Wettengel, W.W., Hedao, P., & Kassem, K.R., (2001). Terrestrial Ecoregions of the World: a New Map of Life on Earth A new global map of terrestrial ecoregions provides an innovative tool for conserving biodiversity. *Bioscience* 51, 933e938.
- Orihashi, Y., Naranjo, J. A., Motoki, A., Sumino, H., Hirata, D., Anma, R., & Nagao, K. (2004). Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: New constraints from K-Ar ages. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 207-224.
- Palma, P. (2018). Influencia de los glaciares Chico, O'Higgins y Pirámide en la formación de la Península La Carmela y alrededores (48°50' – 49°00'S), Campo de Hielo Patagónico Sur, Chile Austral: Estudio geomorfológico glacial. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad Andrés Bello, Facultad de Ingeniería, Santiago.
- Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Márquez, M., Storey, B., y Riley, T. (1998). The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of volcanology and geothermal research*, 81(1-2), 113-136.
- Pankhurst, R., Riley, T., Fanning C. y Kelley, S. (2000). Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41 (5): 605-625.

- Parizek, B. y Alley, R. (2004). Implications of increased Greenland surface melt under global-warming scenarios: ice-sheet simulations. *Quaternary Science Reviews*, 23(9-10), 1013-1027.
- Parma, S. (1980). Geología de la Península de Cancha Rayada, lago San Martín. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The physics of glaciers*. 3rd edition. Pergamon Press, 480 pp. Oxford, UK.
- Pedersen, V. K., Huisman, R. S., Herman, F., & Egholm, D. L. (2014). Controls of initial topography on temporal and spatial patterns of glacial erosion. *Geomorphology*, 223, 96-116.
- Pedraza, J. D. (1996). *Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda, S. L., Madrid. p. 414.
- Pfeffer, W. (2007). A simple mechanism for irreversible tidewater glacier retreat, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112 (F3).
- Plummer, C. C., Carlson, D. H., & Hammersley, L. (2016). *Physical geology*. Fifteenth edition. New York, NY: McGraw-Hill/Education.
- Porter, S. C. (1989). Some geological implications of average Quaternary glacial conditions. *Quaternary Research*, 32(3), 245-261.
- Porter, D. F., Tinto, K. J., Boghosian, A., Cochran, J. R., Bell, R. E., Manizade, S. S., & Sonntag, J. G. (2014). Bathymetric control of tidewater glacier mass loss in northwest Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 401, 40-46.
- Post, A. (1975). Preliminary hydrography and historic terminal changes of Columbia Glacier, Alaska: U.S. Geological Survey Hydrologic Investigations Atlas 559, 3 sheets.
- Post, A., & Motyka, R. J. (1995). Taku and Le Conte glaciers, Alaska: calving-speed control of late-Holocene asynchronous advances and retreats. *Physical Geography*, 16(1), 59-82.
- Post, A., O'Neel, S., Motyka, R. J., & Streveler, G. (2011). A complex relationship between calving glaciers and climate. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 92(37), 305-306.
- Powell, R. D. (1981). A model for sedimentation by tidewater glaciers. *Annals of Glaciology*, 2, 129-134.
- Powell, R. D., & Molnia, B. F. (1989). Glacimarine sedimentary processes, facies and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords. *Marine Geology*, 85(2-4), 359-390.

- Rabassa, J., & Coronato, A. (2002). Glaciaciones del Cenozoico tardío en la provincia de Santa Cruz. *Geología y recursos naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1) 19: 303-316.
- Ramos, V. (1979). Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica Argentina. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(B): 1-32. Arica.
- Ramos, V. A. (2008). Patagonia: a Paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(3), 235-251.
- Ramos, V., & Ghiglione, M. (2008). Tectonic evolution of the Patagonian Andes. *Developments in quaternary sciences*, 11, 57-71.
- Ramírez, E. (1997). *Geología del Valle del Río Chacabuco, XI Región de Aysén*. Memoria de Título. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 71 p. Santiago.
- Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Mantener, O. (2009). Magmatic history of the Fitz Roy plutonic complex, Chaltén, Patagonia, Argentina. 12° Congreso Geológico Chileno, S8-025:1-4, CD edition. Santiago de Chile
- Rapela, C. y Llambías, E. (1999). Las rocas ígneas gondwánicas. En Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29 (14): 373-376. Buenos Aires.
- Reynhout, S. A., Sagredo, E. A., Kaplan, M. R., Aravena, J. C., Martini, M. A., Moreno, P. I., Rojas, M., Schwartz, Roseanne & 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.
- Riccardi, A. (1971). Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo de la Plata (nueva serie), Geología*, 7, (61): 245-318.
- Riccardi, A. y Rolleri, E. (1980). Cordillera Patagónica Austral. En: Turner, J.C. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1173-1306. Córdoba.
- Riccardi, A. (2002). Invertebrados del Cretácico superior. En M. J. Haller (Editor): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino, 2 (7): 461-479.
- Richiano, S., Varela, A. N., Cereceda, A., & Poiré, D. G. (2012). Evolución paleoambiental de la formación Río Mayer, cretácico inferior, cuenca austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 19(1), 3-26.
- Riggi, A. (1934). Nota geológica sobre el borde sur del lago San Martín, Territorio de Santa Cruz. *Revista Minera, Geología y Mineralogía*. Sociedad Argentina de Minería y Geología. 6 (1): 19-22. Buenos Aires.

- Rignot, E., Rivera, A., & Casassa, G. (2003). Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science*, 302(5644), 434-437.
- Riley, T.R., Flowerdew, M.J., Hunter, M.A., Whitehouse, M.J., (2010). Middle Jurassic rhyolite volcanism of eastern Graham Land, Antarctic Peninsula: age correlations and stratigraphic relationships. *Geological Magazine* 147 (4), 581–595.
- Risopatrón, L. (1905): La Cordillera de los Andes, entre las latitudes 46° I 50°. Imprenta Cervantes, Santiago, 233 p.
- Rivera, A., Koppes, M., Bravo, C., y Aravena, J. C. (2012). Little ice age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia. *Climate of the Past*, 8(2), 403-414.
- Rivera, A., F. Bown, F. Napoleoni, C. Muñoz y M. Vuille (2016). Balance de masa glaciar. Ediciones CECs, Valdivia, Chile.
- Rojo, D. (2017). Génesis e implicancias tectónica de los metabasaltos del Complejo Metamórfico Andino Oriental en Península La Carmela y La Florida, Lago O'Higgins (48°30' – 49°00'), Chile. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad Andrés Bello, Facultad de Ingeniería, Viña del Mar.
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Müller, P. J., Wefer, G., & Zahn, R. (1999). Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. *Nature* 402, 511–514. doi:10.1038/990069
- Sakakibara, D., Sugiyama, S., Sawagaki, T., Marinsek, S., & Skvarca, P. (2013). Rapid retreat, acceleration and thinning of Glaciar Upsala, Southern Patagonia Icefield, initiated in 2008. *Annals of Glaciology*, 54(63), 131-138.
- Sakakibara, D., y Sugiyama, S. (2014). Ice-front variations and speed changes of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield from 1984 to 2011. *Journal of Geophysical Research: earth surface*, 119(11), 2541-2554.
- Schaefer, M., Casassa, G. & Loriaux, T. (2011). Simulating the retreat of the freshwater calving Glacier O'Higgins, Patagonia, using a flow line model. *Geophysical Research en European Geosciences Union General Assembly*.
- Sepúlveda, V. y Hervé, F. (2000). Geología de la Hoja Villa O'Higgins, región de Aysen, Chile. *Actas 9º Congreso Geológico Chileno*, 2: 760-763. Puerto Varas.
- Stern, C., y Kilian, R. (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to mineralogy and petrology*, 123(3), 263-281.
- Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206.

- SERNAGEOMIN (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación geológica digital, No. 4. Santiago. 1 mapa escala 1:1.000.000.
- SERNAGEOMIN (2018). Minuta Excepcional Volcánica (MEV) No. 002/2018. Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, 6 p. Santiago.
- Suárez, R., Ghiglione, M., Calderón, M., Sue, C., Martinod, J., Guillaume, B., y Rojo, D. (2019). The metamorphic rocks of the Nunatak Viedma in the Southern Patagonian Andes: Provenance sources and implications for the early Mesozoic Patagonia-Antarctic Peninsula connection. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 471-486.
- Sugiyama, S., Minowa, M., Sakakibara, D., Skvarca, P., Sawagaki, T., Ohashi, Y., ... & Chikita, K. (2016). Thermal structure of proglacial lakes in Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(12), 2270-2286.
- Sundal, A. V., Shepherd, A., Nienow, P., Hanna, E., Palmer, S., & Huybrechts, P. (2011). Melt-induced speed-up of Greenland ice sheet offset by efficient subglacial drainage. *Nature*, 469(7331), 521.
- Syvitski, J. P. (1989). On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: oceanographic controls. *Marine Geology*, 85(2-4), 301-329.
- Thackeray, C.W., Hall, A. (2019). An emergent constraint on future Arctic sea-ice albedo feedback. *Nat. Clim. Chang.* 9, 972–978, doi:10.1038/s41558-019-0619-1
- Thomas, C. R. (1949a). Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin* 33(9): 1553-1578.
- Thomas, C.R (1949b.) Manantiales Field, Magallanes Province. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 33 (9): 1579-1589.
- Tomkin, J. H., & Braun, J. (2002). The influence of alpine glaciation on the relief of tectonically active mountain belts. *American Journal of Science*, 302(3), 169–190.
- Van de Wal, R. S., Boot, W., Van den Broeke, M. R., Smeets, C. J. P. P., Reijmer, C. H., Donker, J. J. A., & Oerlemans, J. (2008). Large and rapid melt-induced velocity changes in the ablation zone of the Greenland Ice Sheet. *science*, 321(5885), 111-113.
- Van der Veen, C.J. (2013). Ice properties and glacier dynamics. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Giardino, R., Harbor, J. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 8, *Glacial and Periglacial Geomorphology*, pp. 53–60.
- Veeken, P. C. H., & Moerkerken, B. V. (2013). The seismic reflection method and its constraints. *Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models*. Elsevier, 15-104.

- Vilela, C. y Csaky, A. (1968). Las turbiditas en los sedimentos cretácicos de la región de lago Argentino (provincia de Santa Cruz). Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 209-225.
- Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J. A., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J. C., Roig, F., Schmelter, A., Wolodarsky, A. & Ripalta, A. (2003). Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years. In *Climate variability and change in high elevation regions: Past, present & future* (pp. 177-232). Springer, Dordrecht.
- Wang D. & Kääb, A. (2015). Modelling glacier elevation change from DEM time series. *Remote Sensing*, 7, 10117 – 10142.
- Warren, C. R. (1993). Rapid recent fluctuations of the calving San Rafael glacier, Chilean Patagonia: climatic or non-climatic?. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 75(3), 111-125.
- Warren, C. R., Glasser, N. F., Harrison, S., Winchester, V., Kerr, A. R., & Rivera, A. (1995). Characteristics of tide-water calving at Glaciar San Rafael, Chile. *Journal of glaciology*, 41(138), 273-289.
- Yoshida, K. (1981). Estudio geológico del curso superior del Río Baker, Aysén, Chile (47°05' a 47°42'S, 72°28' a 73°15'W). Tesis Ph.D. (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 340 p. Santiago.
- Zurbuchen, J. M., Gulick, S. P., Walton, M. A., & Goff, J. A. (2015). Imaging evidence for Hubbard Glacier advances and retreats since the last glacial maximum in Yakutat and Disenchantment Bays, Alaska. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(6), 1962-1974.
- Zwally, H. J., Abdalati, W., Herring, T., Larson, K., Saba, J., & Steffen, K. (2002). Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science*, 297(5579), 218-222.

10.ANEXOS

10.1 Imágenes relevantes del catálogo

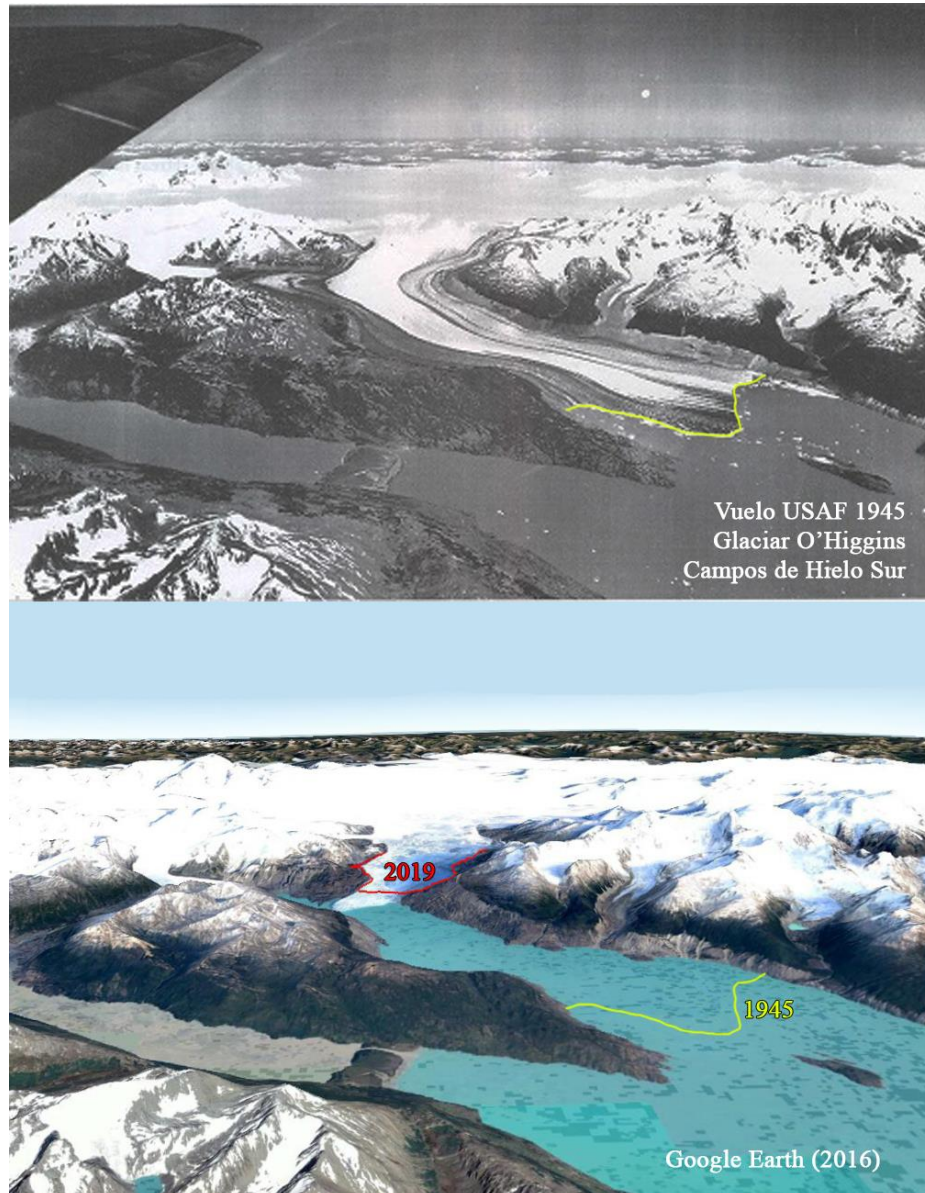


Figura 120. Delimitación del límite frontal del glaciar O'Higgins usando comparación de fotografías aéreas del vuelo Trimetrogon de 1945 e imágenes de Google Earth, lo que permite georreferenciar directamente el límite. Se redefinió el límite de 1945 ya que se encontraba cientos de metros desplazado hacia el glaciar respecto del límite publicado por Casassa et al. (1997).

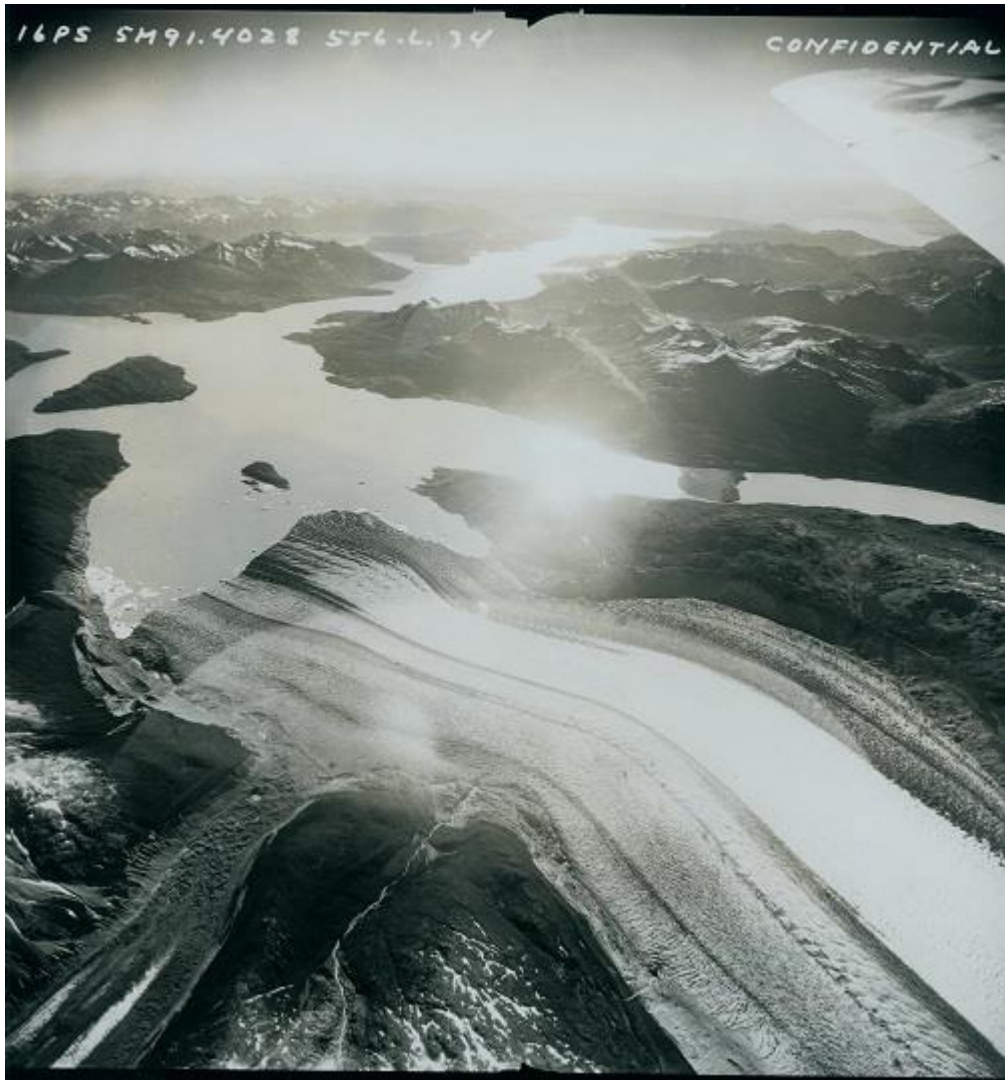


Figura 121. Fotografía oblicua del glaciar O'Higgins, tomada durante el vuelo Trimetrogon de 1945. Vista hacia el este.

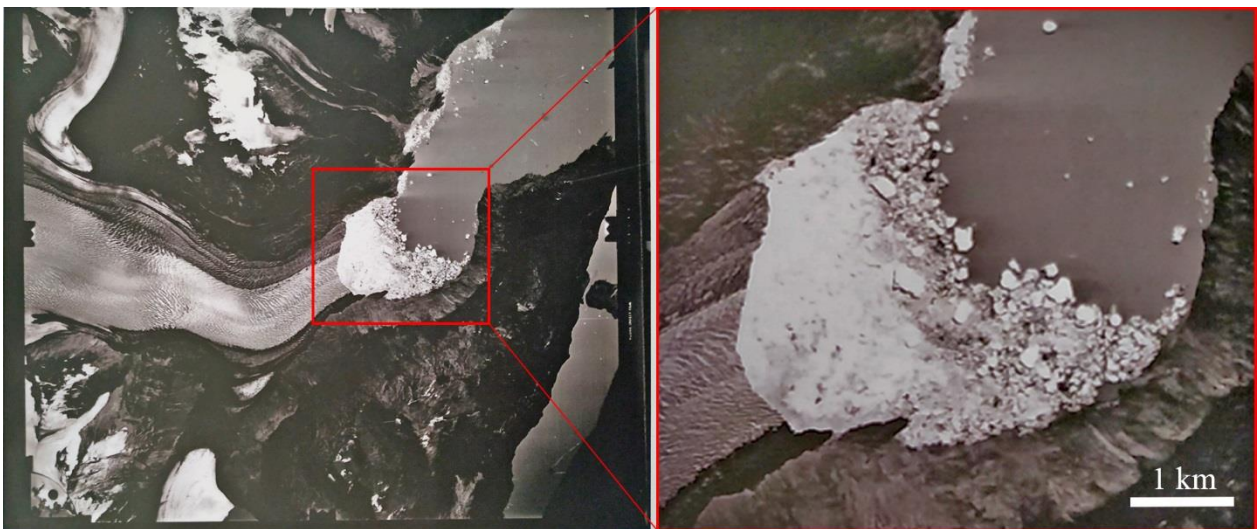


Figura 122. Ortofotografía del Glaciar O'Higgins, tomada en marzo de 1975 por el SAF-Chile. Se observa el mayor desprendimiento anual del que se tenga registro en CHS, abarcando cerca de 13 km².

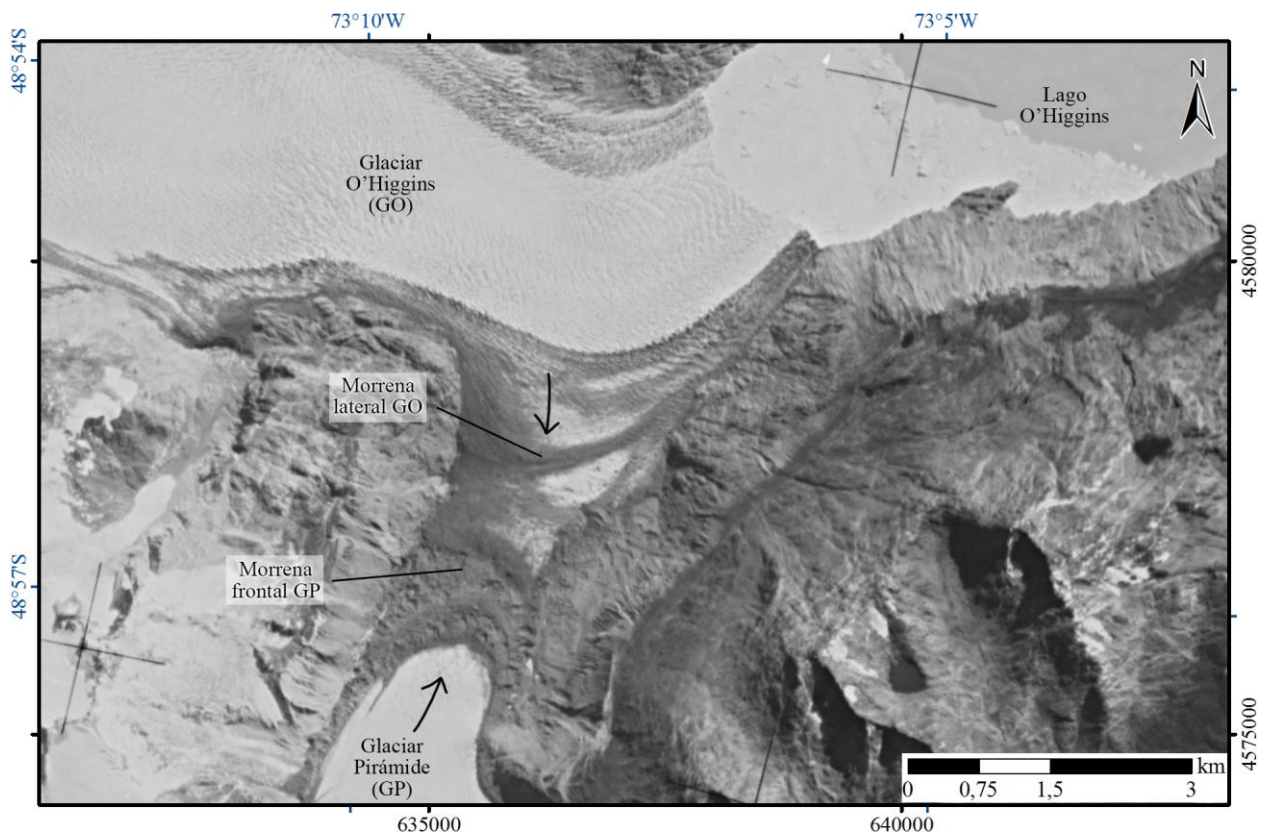


Figura 123. Ortofotografía del Glaciar O'Higgins el año 1979. Se observa la colisión de morrenas entre el glaciar Pirámide y el glaciar O'Higgins.

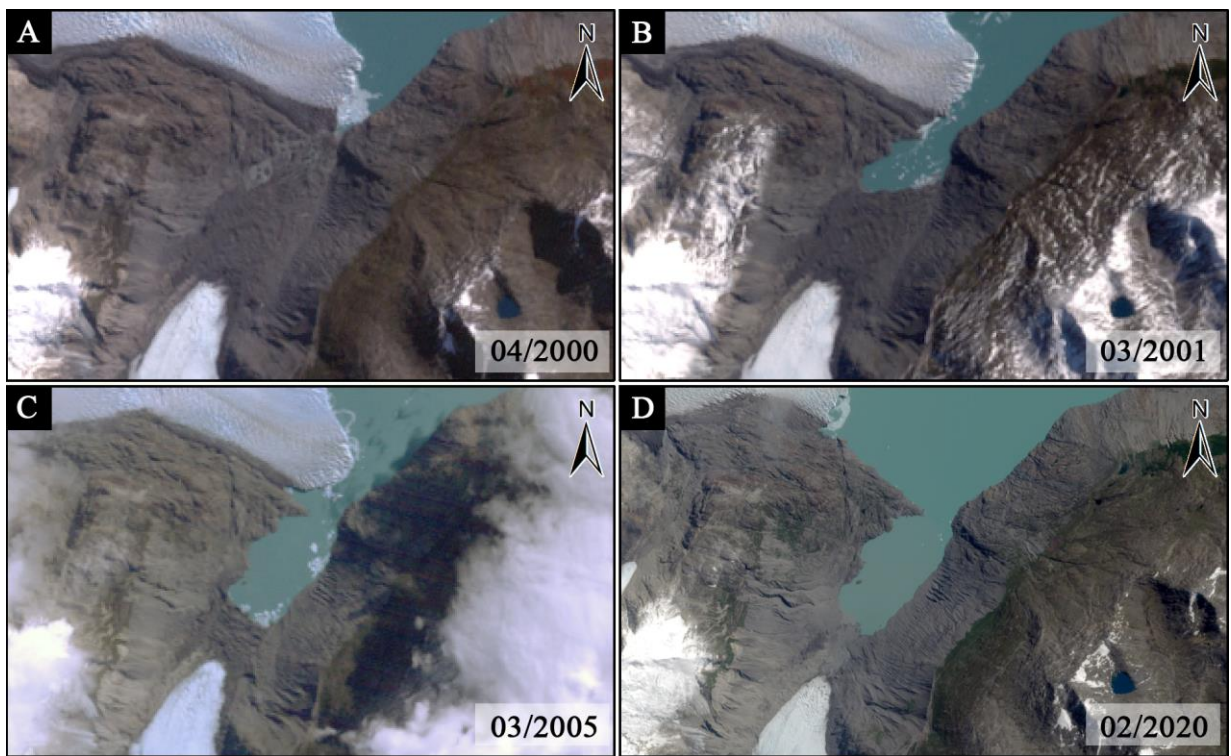


Figura 124. Secuencia de imágenes del brazo Pirámide del glaciar O'Higgins. A) Apertura del brazo Pirámide por el retroceso del glaciar O'Higgins el año 2000. B) Colapso parcial de los sedimentos el año 2001. C) Colapso de gran parte de los sedimentos el año 2005. D) Situación actual el año 2020 donde solo queda la morrena frontal del glaciar Pirámide.

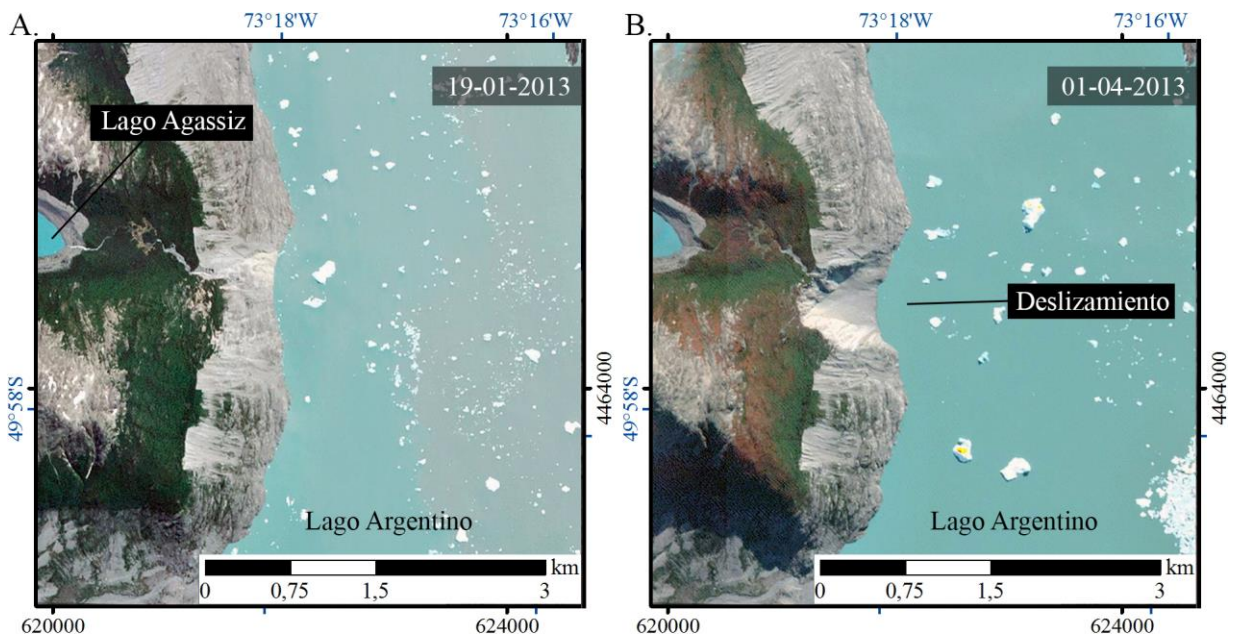


Figura 125. Comparación de imágenes satelitales donde se evidencia el deslizamiento en la ladera oeste del lago Argentino, ocurrido en febrero de 2013 (Winocur et al., 2013; Moragues et al., 2018). A) Imagen del 19 de enero de 2013. B) Imagen del 01 de abril de 2013.

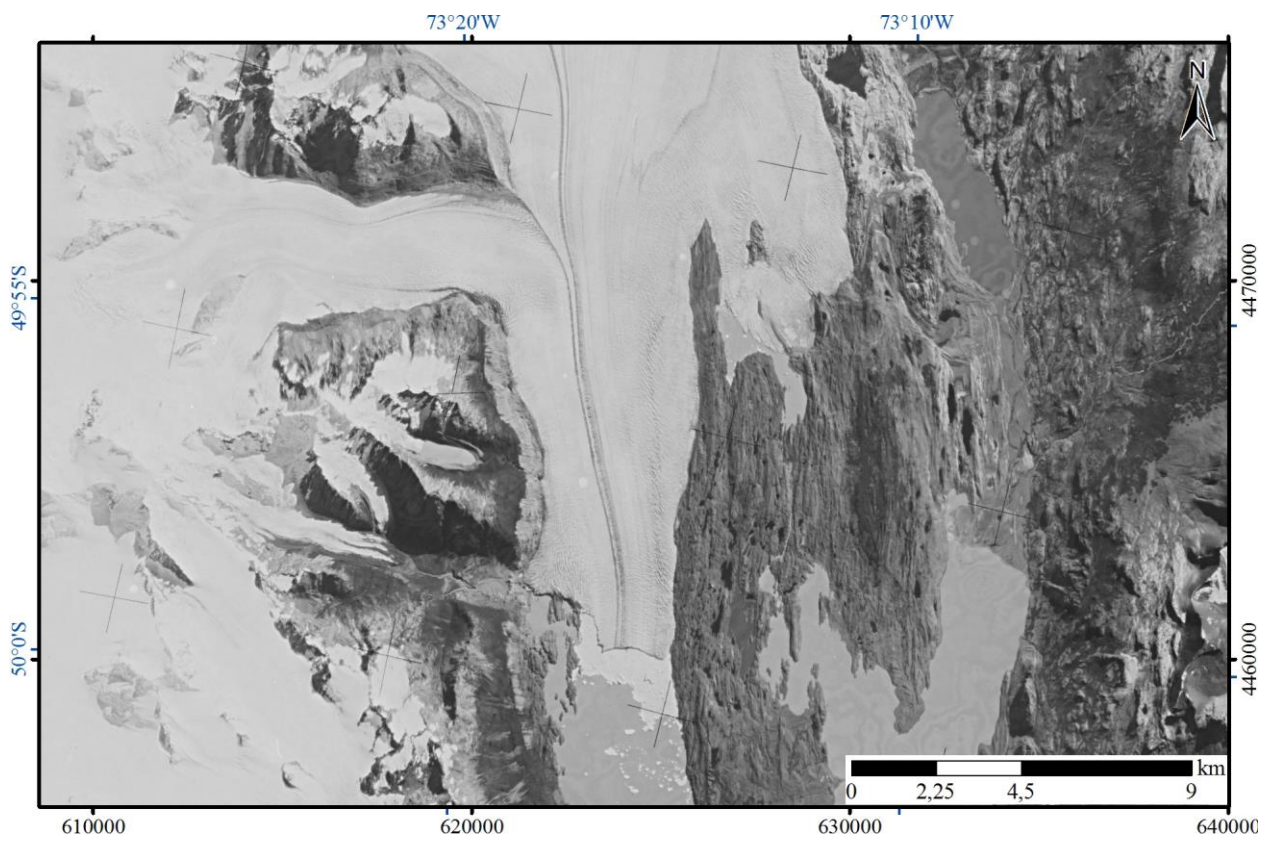


Figura 126. Ortografía del frente del glaciar Upsala del 20 de marzo de 1979.

10.2 Correlación entre métodos de variación frontal

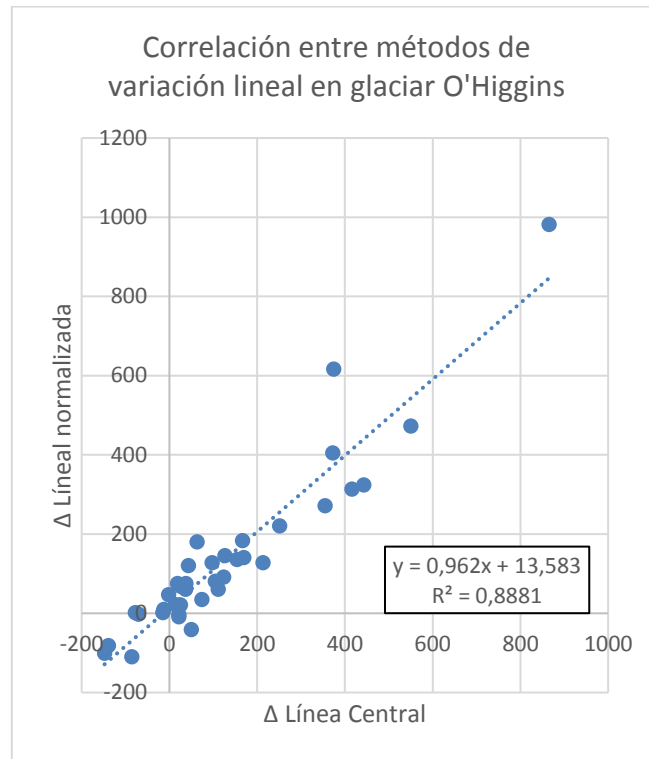


Figura 127. Correlación entre el método de variación de línea central y el de línea normalizada para el glaciar O'Higgins. Se quitó el dato de 1975 por ser un dato muy influyente por su magnitud.

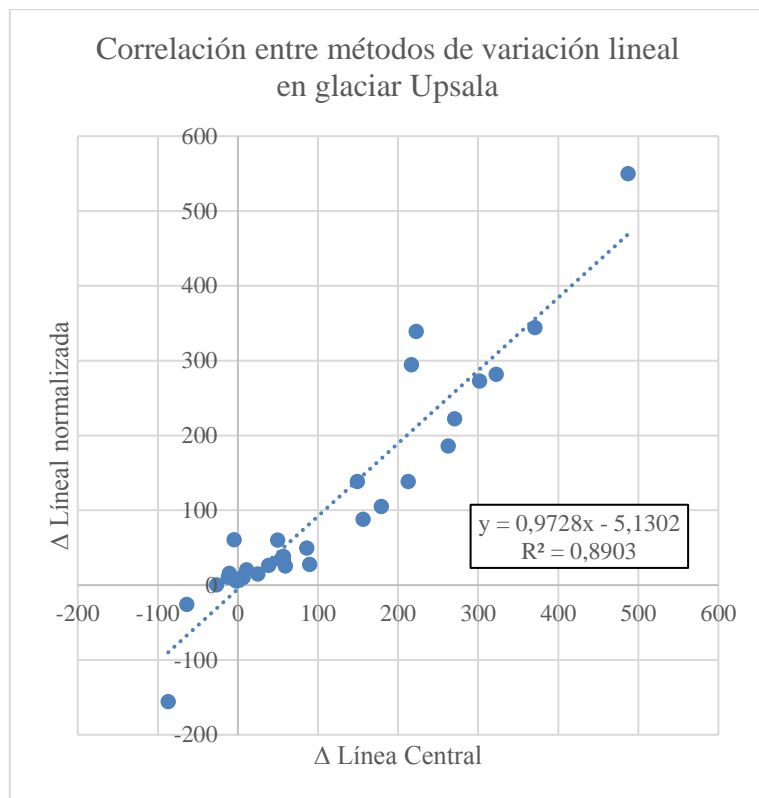


Figura 128. Correlación entre el método de variación de línea central y el de línea normalizada para el glaciar Viedma.

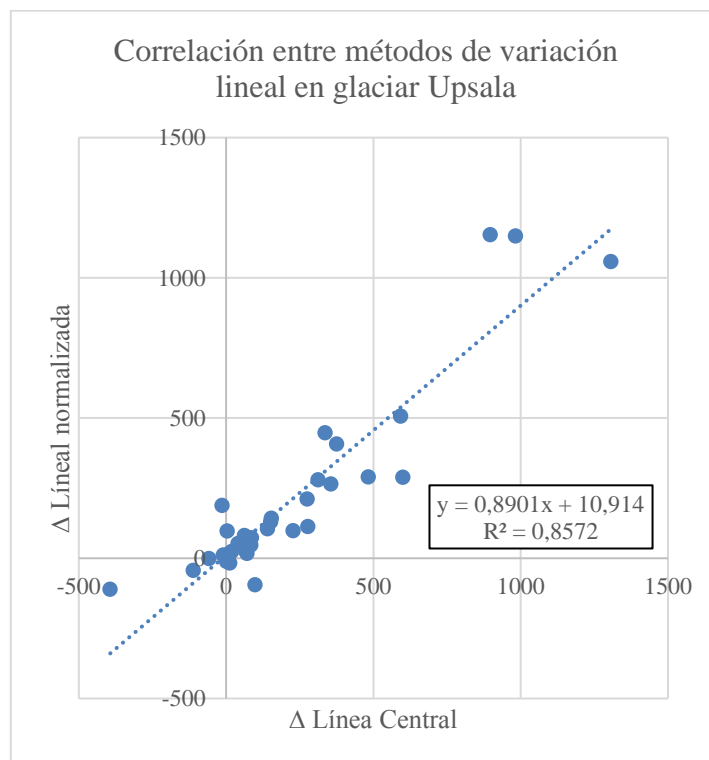


Figura 129. Correlación entre el método de variación de línea central y el de línea normalizada para el glaciar Upsala.

10.3 Imágenes satelitales con discriminador litológico

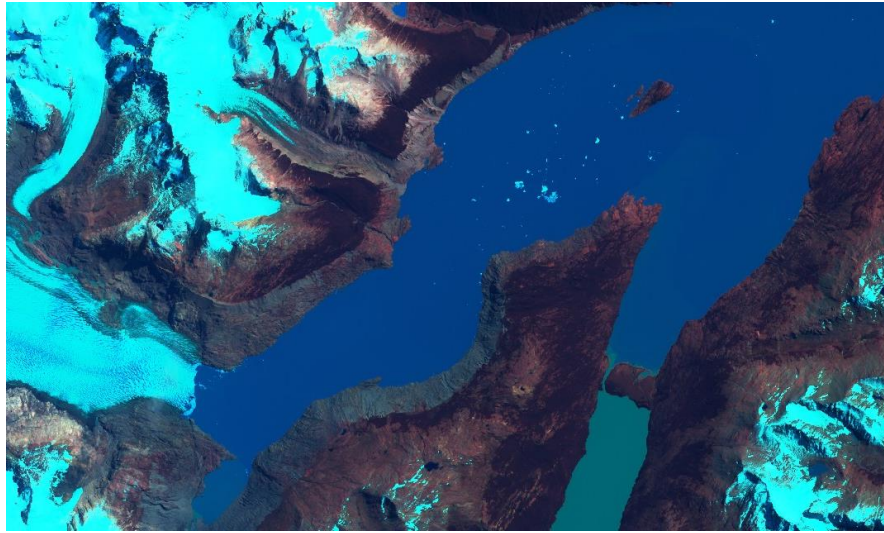


Figura 130. Imagen Sentinel-2 del glaciar O'Higgins con combinación de bandas 12, 4, 2. Fecha de captura: 02-20-2020.

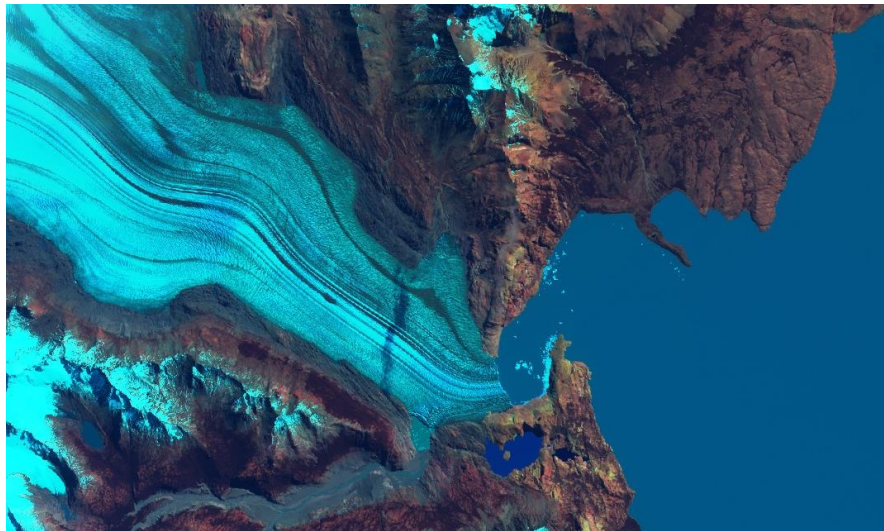


Figura 131. Imagen Sentinel-2 del glaciar Viedma con combinación de bandas 12, 4, 2. Fecha de captura: 02-20-2020.

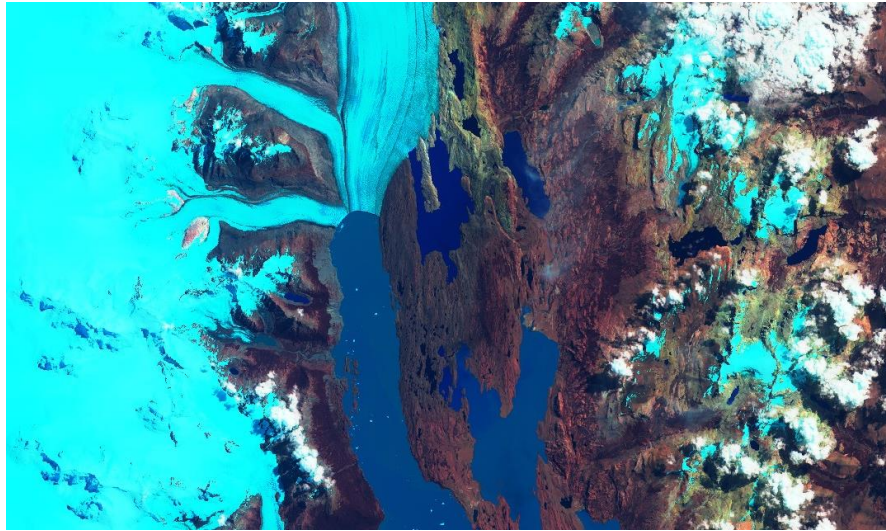


Figura 132. Imagen Sentinel-2 del glaciar Upsala con combinación de bandas 12, 4, 2. Fecha de captura: 22-20-2020.