



**REPÚBLICA DE CHILE
MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS
UNIDAD DE GLACIOLOGÍA Y NIEVES**

**VARIACIONES RECIENTES DE GLACIARES EN
RESPUESTA AL CAMBIO CLIMÁTICO:
CARACTERÍSTICAS GLACIOLÓGICAS DE LOS
GLACIARES SAN RAFAEL, NEF Y COLONIA,
CAMPO DE HIELO NORTE**

INFORME FINAL

REALIZADO POR:

CENTRO DE ESTUDIOS CIENTÍFICOS

S.I.T. N° 302

Santiago, Diciembre 2012

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministra de Obras Públicas
Abogada Sra. Loreto Silva R.

Director General de Aguas
Abogado Sr. Francisco Echeverría E.

Jefe Unidad de Glaciología y Nieves
Dr. Gonzalo Barcaza S.

Inspector Fiscal
Geóloga Sra. Belén Varela M.

CENTRO DE ESTUDIOS CIENTÍFICOS

Jefe de Proyecto
Dr. Andrés Rivera I.

Profesionales:

Dra. Anja Wendt

Dra. Guisella Gacitúa L.

MSc. Francisca Bown G.

MSc. Marco Peña A.

MSc. Thomas Loriaux

MSc. Jeppe K. Malmros

Ingeniero Civil Electrónico Sr. Roberto Silva E.

Ingeniero Civil Electrónico Sr. Rodrigo Zamora M.

Ingeniero Electrónico Sr. José Uribe P.

Ingeniero Informático Sr. Sebastián Cisternas G.

Ingeniero Civil Acústico Sr. Jonathan Oberreuter A.

Geofísica Srta. Flavia Burger A.

Geógrafo Sr. Claudio Bravo L.

Geógrafa Srta. Daniela Carrión O.

Licenciado en Geografía Sr. Dennys Caro P.

Licenciado en Geografía Sr. Camilo Muñoz Z.

Tabla de Contenidos

Resumen Ejecutivo	17
GLACIOLOGIA DEL CAMPO DE HIELO NORTE	18
Resumen	18
Introducción	18
Materiales y métodos	20
<i>Zona de estudio</i>	<i>20</i>
<i>Líneas de trabajo.....</i>	<i>21</i>
Resultados y discusión	23
Conclusiones.....	24
Figuras.....	25
CAPÍTULO I. Estructura y Morfología superficial	26
1.1 Resumen	26
1.2 Introducción	26
1.2.1 <i>Definición de las geoformas mapeadas.....</i>	<i>27</i>
1.3 Objetivos.....	30
1.3.1 <i>Objetivo general.....</i>	<i>30</i>
1.3.2 <i>Objetivos específicos</i>	<i>30</i>
1.4 Materiales y métodos	30
1.5 Resultados.....	32
1.5.1 <i>Geoformas mapeadas.</i>	<i>32</i>
1.5.2 <i>Glaciar San Rafael</i>	<i>32</i>
1.5.3 <i>Glaciar Colonia.....</i>	<i>32</i>
1.5.4 <i>Glaciar Nef</i>	<i>33</i>
1.6 Discusión.....	34
1.7 Conclusiones.....	36
Tablas	37
Figuras.....	39
CAPÍTULO II. Topografía superficial y cambios de elevación	52
2.1 Resumen	52
2.2 Introducción	52
2.3 Objetivos.....	53

2.3.1	<i>Objetivo general</i>	53
2.3.2	<i>Objetivos específicos</i>	53
2.4	Materiales y métodos	53
2.4.1	<i>Estudios pre-existentes</i>	53
2.4.2	<i>Datos inéditos</i>	54
2.4.3	<i>Componentes y operación del sistema aerotransportado LiDAR</i>	54
2.4.4	<i>Post-procesamiento de datos</i>	54
2.4.5	<i>Campaña de Agosto de 2012</i>	55
2.4.6	<i>Comparación entre datos topográficos</i>	56
2.5	Resultados.....	56
2.5.1	<i>Glaciar San Rafael</i>	56
2.5.2	<i>Glaciar Colonia</i>	57
2.5.3	<i>Glaciar Nef</i>	57
2.6	Discusión y conclusiones	58
	Tablas	59
	Figuras.....	62
	CAPÍTULO III. Velocidades de flujo de hielo	70
3.1	Resumen	70
3.2	Introducción	70
3.3	Objetivos.....	72
3.4	Materiales y métodos	72
3.4.1	<i>Determinación de velocidad de flujo mediante imágenes de satélite y seguimiento de patrones</i>	72
3.4.2	<i>Determinación de velocidad de flujo mediante fotogrametría terrestre</i>	73
3.4.3	<i>Determinación de velocidad de flujo mediante balizas de ablación</i>	74
3.5	Resultados.....	75
3.5.1	<i>Glaciar Nef</i>	75
3.5.2	<i>Glaciar Colonia</i>	76
3.5.3	<i>Glaciar San Rafael</i>	77
3.6	Discusión.....	77
3.7	Conclusiones.....	79
	Tablas	80
	Figuras.....	81
	CAPÍTULO IV. Espesor de hielo	103
4.1	Resumen	103

4.2	Introducción	103
4.3	Objetivo	105
4.4	Materiales y métodos	105
4.4.1	<i>Sistema de radar aerotransportado</i>	<i>105</i>
4.4.2	<i>Captura y procesamiento de datos de radar</i>	<i>106</i>
4.4.3	<i>Post-procesamiento de datos</i>	<i>107</i>
4.5	Resultados.....	109
4.5.1	<i>Glaciar San Rafael</i>	<i>109</i>
4.5.2	<i>Glaciar Colonia</i>	<i>110</i>
4.5.3	<i>Glaciar Nef</i>	<i>110</i>
4.6	Discusión.....	111
4.7	Conclusiones.....	111
	Tablas	113
	Figuras.....	116
	CAPÍTULO V. Balance de energía	133
5.1	Resumen	133
5.2	Introducción	133
5.3	Objetivos.....	135
5.3.1	<i>General</i>	<i>135</i>
5.3.2	<i>Específicos</i>	<i>135</i>
5.4	Materiales y métodos	135
5.4.1	<i>Ecuación de balance de energía.....</i>	<i>135</i>
5.4.2	<i>Instalación de Estaciones Automáticas (AWS)</i>	<i>136</i>
5.4.3	<i>Procesamiento de datos AWS.....</i>	<i>137</i>
5.4.4	<i>Re-análisis NCEP-NCAR.....</i>	<i>138</i>
5.5	Resultados.....	139
5.5.1	<i>Condiciones de gran escala.....</i>	<i>139</i>
5.5.2	<i>Glaciar San Rafael</i>	<i>141</i>
5.5.3	<i>Glaciar Colonia y Glaciar Nef.....</i>	<i>143</i>
5.5.4	<i>Balance de energía</i>	<i>144</i>
5.5.5	<i>Cálculo de Degree-day factor y derretimiento</i>	<i>145</i>
5.6	Discusión.....	146
5.7	Conclusiones.....	148
	Tablas	149
	Figuras.....	151

CAPÍTULO VI. Calving	194
6.1 Resumen	194
6.2 Introducción	194
6.3 Objetivos.....	196
6.3.1 General.....	196
6.3.2 Específicos	196
6.4 Materiales y métodos	196
6.4.1 Nivel y temperatura del agua.....	196
6.4.2 Flujo de calving.....	197
6.5 Resultados.....	199
6.5.1 Glaciar San Rafael	199
6.5.2 Glaciar Nef	200
6.5.3 Glaciar Colonia.....	202
6.6 Discusión.....	203
6.7 Conclusiones.....	204
Tablas	205
Figuras.....	209
REFERENCIAS	221
ANEXO I. Bitácoras de terreno.....	229
Levantamiento topográfico aerotransportado CAMS	229
Instalación y operación de cámaras fotográficas	230
Levantamiento de radar aerotransportado	231
Instalación y operación de estaciones meteorológicas	232
<i>Estación meteorológica fija - San Rafael</i>	232
<i>Estaciones meteorológicas fija y AWS – Nef</i>	233
<i>Estación meteorológica fija – Colonia</i>	234
Sensores de presión de agua y batimetría.....	235
<i>San Rafael</i>	235
<i>Nef</i>	235
<i>Colonia</i>	236
ANEXO II. Listado de sensores FIJOS DE TERRENO	237
San Rafael	237
Nef	237
Colonia.....	237

Lista de Figuras

Figura 1	Extensión y ubicación del Campo de Hielo Norte. Las áreas coloreadas representan las cuencas de los tres glaciares del área de estudio de acuerdo a la delimitación de Rivera <i>et al.</i> (2007). La imagen es una Landsat ETM+ compuesta en infrarrojo color (Rojo= banda 4 del infrarrojo cercano, Verde= banda 3 del rojo, Azul=banda 2 del verde) adquirida el año 2001.....	25
Figura I.1	Ubicación de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia y el área seleccionada en cada uno de ellos para la interpretación geomorfológica. Fuente: Rivera <i>et al.</i> (2007).....	39
Figura I.2	Geomorfología superficial del Glaciar San Rafael interpretada desde una imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 17 de Febrero de 2002.	40
Figura I.3	Geomorfología superficial del Glaciar San Rafael interpretada desde una imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 25 de Enero de 2011.....	41
Figura I.4	Cambio temporal experimentado por las morrenas del Glaciar San Rafael entre 2002 y 2012.	42
Figura I.5	Límites históricos del frente del Glaciar San Rafael superpuestos a una Imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 25 de Enero de 2011. (Fuentes compiladas en DGA (2011a) y este estudio).	43
Figura I.6	Geomorfología superficial del Glaciar Colonia interpretada desde una imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 3 de Febrero de 2002.....	44
Figura I.7	Geomorfología superficial del Glaciar Colonia interpretada desde una imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 22 de Febrero de 2012.	45
Figura I.8	Cambio temporal experimentado por las morrenas del Glaciar Colonia entre 2002 y 2012.	46
Figura I.9	Límites históricos del frente del Glaciar Colonia superpuestos a una Imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 22 de Febrero de 2012. (Fuentes compiladas en DGA, 2011a y este estudio).....	47
Figura I.10	Geomorfología superficial del Glaciar Nef interpretada desde una Imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 10 de Febrero de 2002.....	48
Figura I.11	Geomorfología superficial del Glaciar Nef interpretada desde una Imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 22 de Febrero de 2012.	49
Figura I.12	Vista del Glaciar Nef (Enero de 2012) desde la margen oriental, al sur del Lago Nef Norte.	50
Figura I.13	Fotografía del estado del Lago Nef en Enero de 2012.....	50

Figura I.14 Límites históricos del frente del Glaciar Nef superpuestos a una imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 22 de Febrero de 2012. (Fuentes compiladas en DGA, 2011a y este estudio).	51
Figura II.1 Modelo digital de elevación generado con la medición del sistema CAMS en agosto de 2012.	62
Figura II.2 Datos LiDAR disponibles en el Glaciar San Rafael. El perfil AA' muestra la ubicación de los datos en Figura II.3	63
Figura II.3 Cambios de elevación (escala "y" izquierda) en el perfil longitudinal (A-A' en Figura II.2) del Glaciar San Rafael con respecto al modelo SRTM 2000 (escala "y" derecha).	64
Figura II.4 Tasa de cambio de elevación en la transecta San Rafael - Colonia y en el Glaciar Nef entre 2000 y 2011.	65
Figura II.5 Datos LiDAR disponibles en el Glaciar Colonia entre los años 2002 y 2012.	66
Figura II.6 Cambios de elevación (escala "y" izquierda) en el perfil longitudinal (A-A' en Figura II.5) del Glaciar Colonia con respecto al modelo SRTM 2000 (escala "y" derecha).	67
Figura II.7 Datos LiDAR en el Glaciar Nef.	68
Figura II.8 Cambio de elevación (escala "y" izquierda) de las respectivas fechas en comparación con el modelo SRTM 2000 (escala "y" derecha) en el perfil longitudinal del Glaciar Nef (A-A' en Figura II.7).	69
Figura III.1 Modelo de cuña para el flujo de un glaciar, en esta se muestra cómo la acumulación en la parte alta del glaciar se transfiere o es equivalente al flujo de hielo, que en un glaciar en equilibrio es igual a la pérdida de masa en la zona de ablación (cuña de ablación). (Modificada de Sugden y John, 1976).	81
Figura III.2 Temperatura y densidad en testigos de hielo de glaciares politermales (izquierda, Cerro Tapado, 5536 m snm 30°S, Irvine-Fynn <i>et al.</i> , 2011), fríos (centro, Cerro Mercedario, 6100 m snm 28°S, Bolius <i>et al.</i> , 2002) y temperados (derecha, Cerro Mariano Moreno, 2600 m snm 49°S, Schwikowski <i>et al.</i> , 2006).	82
Figura III.3 Distribución vertical de velocidad para glaciares con distintos mecanismos de flujo: (a) sólo deformación interna del hielo; (b) deformación del hielo y deslizamiento basal; (c) deformación del hielo, deslizamiento basal y deformación de sedimentos subglaciales. (Modificada de Boulton, 1996a).	83
Figura III.4 Las velocidades de flujo en la transversal (a) se distribuyen siendo mayores en el centro, alejado de los márgenes, se ejemplifica la distribución de velocidades sin deslizamiento basal y con deslizamiento basal 's'; (b) el flujo longitudinal varía de extensivo a compresivo aguas abajo en función de la pendiente y el lecho rocoso.	84
Figura III.5 Esquema que representa el proceso de correlación cruzada normalizada.	85
Figura III.6 Instalación típica de sistema de cámara secuencial (Glaciar Colonia).	86

Figura III.7 Esquema de red fotogramétrica.....	87
Figura III.8 Elementos de apoyo al estudio de velocidades con técnicas de fotogrametría terrestre en Glaciar San Rafael.	88
Figura III.9 Velocidades superficiales ($m d^{-1}$) para el Glaciar Nef a partir de técnicas de seguimiento de patrones, imagen ASTER 3N, 18 de marzo del 2012.	89
Figura III.10 Escena capturada desde cámara secuencial en Glaciar Nef.	90
Figura III.11 Se muestran en verde los vectores direccionales validos sobre un acercamiento a la escena capturada en el Glaciar Nef mediante la cámara secuencial.....	91
Figura III.12 Baliza de ablación instalada en Glaciar Nef, donde se midió la posición con GPS mediante método de punto preciso PPP.	92
Figura III.13 Ubicación geográfica de balizas instaladas sobre Glaciar Nef. Imagen ASTER 3N, 18 de marzo del 2012.....	93
Figura III.14 Comparación de mediciones de velocidad horizontal puntuales obtenidas por medio de balizas de ablación e imágenes de satélite.....	94
Figura III.15 Velocidades superficiales ($m d^{-1}$) para el Glaciar Colonia en base a técnicas de seguimiento de patrones, imagen ASTER 3N 22 de febrero del 2012.	95
Figura III.16 Fotografía de la escena capturada por la cámara de secuencia instalada en el Glaciar Colonia.	96
Figura III.17 Velocidades superficiales ($m d^{-1}$) para el Glaciar San Rafael en base a técnicas de seguimiento de patrones, imagen ASTER 3N, 25 de enero del 2011.	97
Figura III.18 Distribución y magnitudes ($m d^{-1}$) de las mediciones de velocidad por medio de fotogrametría terrestre en Glaciar San Rafael.	98
Figura III.19 Distribución y magnitudes ($m d^{-1}$) de las mediciones de velocidad por medio de fotogrametría terrestre en escena de cámara de secuencia en Glaciar San Rafael.	99
Figura III.20 Velocidad horizontal a través de la línea central para Glaciares Colonia, San Rafael y Nef en función de la distancia desde su frente.....	100
Figura III.21 Perfil A – A', representando el aumento de la magnitud de velocidad en la parte central del flujo y la disminución hacia los bordes en Glaciar Nef, imagen ASTER 3N, 18 de marzo del 2012.....	101
Figura III.22 Velocidad horizontal (línea continua) y perfil de elevación (línea punteada) a lo largo de la línea central de los glaciares San Rafael, San Quintín, Gualas y Reichert en función de la distancia al frente desprendente. Mediciones adicionales de velocidad (cuadrados) fueron obtenidas a partir de correlación de patrones de imágenes (<i>feature tracking</i>) de grietas para completar las mediciones interferométricas (Rignot <i>et al.</i> , 1996b).....	102
Figura IV.1. Imágenes de la antena de 20 MHz a) en etapa de armado, b) despegando desde aeródromo en Cochrane y c) siendo transportado hacia el Glaciar Colonia.....	116

Figura IV.2. Ejemplo de interpolación natural neighbor. Los círculos verdes corresponden a ponderaciones de interpolación que son generados usando la razón entre el área de celda "robada" por la zona achurada y el área achurada. Esta área se debe a la inserción del punto a ser interpolado en la teselación Voronoi.	117
Figura IV.3. Perfiles de medición con RES (todas las trayectorias), perfiles con dato de espesor de hielo (escala de colores) y definición de perfiles L_1-L_1' , L_2-L_2' , T_1-T_1' y T_2-T_2' en el Glaciar San Rafael. Fuente imagen satelital: ASTER, 25 de enero de 2011.	118
Figura IV.4. Perfil L_1-L_1' en el Glaciar San Rafael: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).	119
Figura IV.5. Perfil L_2-L_2' en el Glaciar San Rafael: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).	120
Figura IV.6. Perfil T_1-T_1' en el Glaciar San Rafael: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior). La segunda mitad (con signo de interrogación) no posee datos interpretados de espesor de hielo.	121
Figura IV.7. Perfil T_2-T_2' en el Glaciar San Rafael: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).	122
Figura IV.8. Perfiles de medición con RES (todas las trayectorias), perfiles con dato de espesor de hielo (escala de colores) y definición de perfiles $L-L'$, T_1-T_1' y T_2-T_2' en el Glaciar Colonia. Fuente imagen satelital: ASTER, 04 de febrero de 2008.	123
Figura IV.9. Perfil $L-L'$ en el Glaciar Colonia: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).	124
Figura IV.10. Perfil T_1-T_1' en el Glaciar Colonia: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).	125
Figura IV.11. Perfil T_2-T_2' en el Glaciar Colonia: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).	126
Figura IV.12. Interpolación de espesor de hielo (en escala de colores) en el Glaciar Colonia usando el método <i>natural neighbor</i> . Área de interpolación: 52.3 [km ²]. Volumen de hielo interpolado: 17.1 [km ³].	127
Figura IV.13. Perfiles de medición con RES (todas las trayectorias), perfiles con dato de espesor de hielo (escala de colores) y definición de perfiles $L-L'$, T_1-T_1' y T_2-T_2' en el Glaciar Nef. Fuente imagen satelital: ASTER, 04 de febrero de 2008.	128
Figura IV.14. Perfil $L-L'$ en el Glaciar Nef: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).	129

Figura IV.15. Perfil T_1-T_1' en el Glaciar Nef: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).	130
Figura IV.16. Perfil T_2-T_2' en el Glaciar Nef: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).	131
Figura IV.17. Interpolación de espesor de hielo (en escala de colores) en el Glaciar Nef usando el método <i>natural neighbor</i> . Área de interpolación: 33.0 [km ²]. Volumen de hielo interpolado: 8.6 [km ³].	132
Figura V.1 Localización de estaciones meteorológicas en CHN.	151
Figura V.2 Topografía SRTM redimensionada a 1x1 km para la estimación del balance de energía.	152
Figura V.3 Relación entre temperaturas de re-análisis (°C) interpoladas y ajustadas versus observadas en el Glaciar Nef.	153
Figura V.4 Relación entre velocidades de viento de re-análisis (m s ⁻¹) interpoladas versus observadas en el Glaciar Nef.	154
Figura V.5 Relación entre velocidades de viento de re análisis (m s ⁻¹) interpoladas y ajustadas versus observadas en el Glaciar Nef.	155
Figura V.6 Serie de tiempo NCEP-NCAR de humedad relativa (%) interpolada y ajustada versus humedad relativa observada en AWS Glaciar Nef.	156
Figura V.7 Serie de tiempo de presión atmosférica superficial observada y estimada con datos NCEP-NCAR superficiales interpolados con ecuación hipsométrica para altura de AWS Glaciar Nef.	157
Figura V.8 Temperatura superficial en CHN el día 17 Abril de 2012.	158
Figura V.9 Vectores de viento en 925 hPa y altura geopotencial en 500 hPa, promedio enero 2011 - agosto 2012. Obtenido con datos NCEP-NCAR.	159
Figura V.10 Líneas de corriente de viento en 300 hPa y altura geopotencial en 500 hPa, promedio enero 2011 - agosto 2012. Obtenido con datos NCEP-NCAR.	160
Figura V.11 Serie de tiempo de presión superficial en hPa aproximadamente en - 47.3, -73.5 y 620 m snm. Obtenida con datos NCEP-NCAR. Los círculos azules indican la ocurrencia de los eventos analizados en el texto.	161
Figura V.12 Presión atmosférica en 925 hPa (rojo) y altura geopotencial en 300 hPa (negro) el día 6 de junio de 2011. Obtenido con datos NCEP-NCAR.	162
Figura V.13 Altura geopotencial y vectores de viento en 500 hPa (negro). El sombreado de colores indica las temperaturas en superficie, donde colores cálidos indican altas temperaturas relativas a los colores fríos. Caso del 4 de agosto de 2012. Obtenido con datos NCEP-NCAR.	163
Figura V.14 Isoterma 0°C interpolada para datos diarios (en azul) de AWS Glaciar San Rafael para el periodo enero 2011 a agosto 2012. Línea roja indica promedio móvil.	164

Figura V.15 Temperatura media diaria obtenida en estación meteorológica Glaciar San Rafael y obtenida de re-análisis NCEP-NCAR. Periodo enero – agosto 2012.	165
Figura V.16 Humedad relativa diaria periodo febrero - agosto 2012. La línea verde corresponde al promedio móvil cada 30 datos (frecuencia mensual aproximadamente).	166
Figura V.17 Promedios diarios de radiación solar incidente de onda corta (roja) y radiación neta (verde). Obtenido de estación meteorológica Glaciar San Rafael. Período febrero – agosto 2012.	167
Figura V.18 Dirección y magnitud de vientos promedios diarios en estación Glaciar San Rafael. Escala corresponde a velocidad en m s^{-1}	168
Figura V.19 Dirección de vientos promedios diarios en estación Glaciar San Rafael. La escala corresponde a temperatura del aire en $^{\circ}\text{C}$	169
Figura V.20 Promedios móviles de precipitación y humedad relativa en estación Glaciar San Rafael y presión atmosférica con datos NCEP-NCAR.	170
Figura V.21 Promedios diarios de presión atmosférica versus temperatura en AWS Glaciar San Rafael.	171
Figura V.22 Diferencia de temperatura entre nivel de 4 m y 2 m en AWS Glaciar San Rafael. Valores positivos indican estabilidad en el perfil.	172
Figura V.23 Histogramas de frecuencia para datos horarios de velocidad del viento en 2 y 4 m en AWS Glaciar San Rafael.	173
Figura V.24 Dirección y magnitud de vientos a 2 m en AWS Glaciar San Rafael en CHN. Escala de colores corresponde a velocidad del viento en m s^{-1}	174
Figura V.25 Dirección y magnitud de vientos a 4 m en AWS Glaciar San Rafael en CHN. Escala de colores corresponde a velocidad del viento en m s^{-1}	174
Figura V.26 Diagrama de dispersión de radiación solar incidente y reflejada. Sombreado de colores (y escala) indica el valor del albedo estimado.	175
Figura V.27 Flujos radiativos y turbulentos de calor estimados y medidos sobre el Glaciar San Rafael.	176
Figura V.28 Flujos de calor y radiativos estimados y medidos sobre el Glaciar San Rafael. Promedios horarios.	176
Figura V.29 Flujo de energía superficial estimada comparado con la temperatura del aire en AWS Glaciar San Rafael.	177
Figura V.30 Flujo de energía superficial estimada comparada con albedo estimado en AWS Glaciar San Rafael.	177
Figura V.31 Temperatura media diaria en Río Colonia (rojo) y Glaciar Nef (azul).	178
Figura V.32 Humedad relativa [%] diaria en Río Colonia (rojo) y Glaciar Nef (azul).	178
Figura V.33 Radiación neta [Wm^{-2}] de onda corta (color rojo) y onda larga (color azul), para Río Nef (panel superior) y Río Colonia (panel inferior).	179
Figura V.34 Precipitación acumulada diaria [mm], en las estaciones de Río Nef (panel superior), y Río Colonia (panel inferior), donde las barras azules representan la precipitación acumulada diaria, los cuadrados rojos	

representan la precipitación acumulada mensual para el año 2012, y las estrellas verdes la climatología mensual en Cochrane (1970-2007).	180
Figura V.35 Dirección y magnitud de vientos promedios diarios en estación Río Colonia.	181
Figura V.36 Dirección y magnitud de vientos promedios diarios en estación Río Nef. ...	182
Figura V.37 Dirección y magnitud de vientos promedios diarios en estación Glaciar Nef.	183
Figura V.38 Componentes del balance de energía observados y estimados para punto en Glaciar Nef.	184
Figura V.39 Flujo total disponible con los dos métodos descritos en sección de Materiales y Métodos.	185
Figura V.40 Flujo total disponible en Glaciar Nef (510 m snm) versus Monte San Valentín (3900 m snm).	186
Figura V.41 Radiación neta promedio en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012.	187
Figura V.42 Calor sensible promedio en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012.	188
Figura V.43 Calor latente promedio en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012.	189
Figura V.44 Flujo total disponible para derretimiento promedio en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012.	190
Figura V.45 Derretimiento promedio diario promedio en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012.	191
Figura V.46 Localización de balizas y equipos con sensores en el glaciar Nef.	192
Figura V.47 Derretimiento promedio diario en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012 versus altura de CHN. Se aprecia gradiente de derretimiento en m d^{-1} e.a. el cual llega con valores positivos hasta altura de 2900 m snm.	193
Figura VI.1 Velocidad de <i>calving</i> vs profundidad en agua dulce (A, B, C) y mareal (D) de numerosos glaciares de Patagonia y Alaska. El cuadrado rojo representa el Glaciar Nef y la cruz roja, el Glaciar Colonia. El Glaciar San Rafael tiene resultados que están fuera de escala en esta representación (adaptado de Skvarka <i>et al.</i> , 2002).	209
Figura VI.2 Evento de <i>calving</i> en 2004 del Glaciar Perito Moreno (CHS) en el Brazo Rico, Lago Argentino (www.cecs.cl/educacion).	209
Figura VI.3 Instalación de sensores de nivel de agua y temperatura en lagos proglaciares a) Colonia, b) Nef y c) San Rafael.	210
Figura VI.4 Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) de la Laguna San Rafael durante el período completo de mediciones.	211
Figura VI.5 Nivel del agua (m) de la Laguna San Rafael durante el período completo de mediciones (sin corrección de marea).	211

Figura VI.6 Síntesis de mediciones de nivel de agua en la Laguna San Rafael (datos sensor, superior izquierda), en Bahía Orange (datos SHOA, superior derecha), residual entre ambos (Sensor-SHOA, inferior izquierda) y comparación (inferior derecha).	212
Figura VI.7 Análisis de un período específico del nivel de agua en la Laguna San Rafael (150 horas en total) a partir del 21 de enero de 2012. Se aprecia su correspondencia con los datos SHOA en Bahía Orange y el residual.	213
Figura VI.8 Temperaturas atmosféricas registradas en la estación meteorológica de la Laguna San Rafael entre enero y mayo de 2012.	213
Figura VI.9 Espectros de frecuencia de temperatura atmosférica, temperatura y nivel del agua en la Laguna San Rafael.	214
Figura VI.10 Registro de nivel y temperatura del agua del Lago Nef durante el período completo de mediciones entre enero y agosto de 2012.	214
Figura VI.11 Registro de nivel y temperatura del agua del Lago Nef durante las primeras 6 semanas de mediciones o primer segmento (18 de enero a 23 de marzo de 2012).	215
Figura VI.12 Registro de nivel y temperatura del agua del Lago Nef durante el segundo segmento (23 de marzo al 4 de junio de 2012).	215
Figura VI.13 Registro del nivel del agua del Lago Nef durante el tercer segmento (4 de junio a 29 de agosto de 2012).	216
Figura VI.14 Comparación de espectro de frecuencias para los datos de temperatura y nivel del agua del Lago Nef.	216
Figura VI.15 Batimetría del Lago Nef (Warren <i>et al</i> , 2001).	217
Figura VI.16 Temperatura del Lago Colonia entre el inicio de las mediciones y fines de mayo de 2012.	218
Figura VI.17 Nivel del Lago Colonia entre el inicio de las mediciones y fines de mayo de 2012. Se evidencian claramente ambos GLOF ocurridos durante la captura de datos.	218
Figura VI.18 Nivel y temperatura del Lago Colonia entre marzo y noviembre de 2012.	219
Figura VI.19 Espectros de amplitudes de nivel y temperatura del Lago Colonia entre el inicio de las mediciones y el mes de mayo de 2012.	219
Figura VI.20 Espectros de amplitudes de nivel y temperatura del Lago Colonia entre marzo y noviembre de 2012.	220

Lista de Tablas

Tabla I.1 Fechas de adquisición de las imágenes ASTER seleccionadas para cada glaciar.	37
Tabla I.2 Geoformas glaciales interpretadas y criterios empleados para su reconocimiento y delimitación en las imágenes.	38
Tabla II.1. Tasas de cambio de elevación $\Delta h/\Delta t$ en $m a^{-1}$ (y sus respectivas desviaciones estándar) medidas por diferentes autores en Campo de Hielo Norte y en los tres glaciares de estudio, valores promedio y valores máximos en paréntesis también son incluidos. Columna "Área" enlista el porcentaje del glaciar cubierto por la toma de datos.	59
Tabla II.2 Datos de LiDAR aerotransportado disponible para los glaciares del proyecto.	60
Tabla II.3. Tasas de cambio de elevación (y sus respectivas desviaciones estándar) en $m a^{-1}$ para los tres glaciares de estudio. Columna "Área" enlista el porcentaje del glaciar cubierto por la toma de datos.	61
Tabla III.1 Ubicación de cámaras secuenciales automáticas en los glaciares en estudio.	80
Tabla III.2 Desplazamiento y velocidad horizontal por medio de balizas en el Glaciar Nef. Coordenadas en UTM 18S Datum WGS84.	80
Tabla IV.1. Mediciones RES por perfil en el Glaciar San Rafael: longitud, espesor mínimo (E. mín.), máximo (E. máx.), promedio (E. prom.), desviación estándar (DE), elevación mínima (Elev. Mín.), elevación máxima (Elev. Máx) y pendiente topográfica.	113
Tabla IV.2. Mediciones RES por perfil en el Glaciar Colonia: longitud, espesor mínimo (E. mín.), máximo (E. máx.), promedio (E. prom.), desviación estándar (DE), elevación mínima (Elev. Mín.), elevación máxima (Elev. Máx) y pendiente topográfica.	113
Tabla IV.3. Mediciones RES por perfil en el Glaciar Nef: longitud, espesor mínimo (E. mín.), máximo (E. máx.), promedio (E. prom.), desviación estándar (DE), elevación mínima (Elev. Mín.), elevación máxima (Elev. Máx) y pendiente topográfica.	114
Tabla IV.4. Resumen de espesores promedio (en área de interpolación), área de interpolación, volumen de interpolación y volumen equivalente en agua (en área de interpolación) para los glaciares en estudio. En San Rafael no hay datos (s/d) debido a que no se pudo realizar un área de interpolación por la insuficiente de datos de espesor de hielo.....	114
Tabla IV.5. Precisión en la estimación del espesor en cruces entre el perfil longitudinal y un transversal para los tres glaciares en estudio.	115
Tabla V.1 Localización y período de datos de las estaciones meteorológicas instaladas en CHN.	149
Tabla V.2 Posición GPS de las balizas instaladas y sus respectivas mediciones por cada campaña	150

Tabla VI.1 Localización de sensores de nivel de agua y temperatura ubicados en lagos proglaciares Nef y Colonia, así como en la Laguna San Rafael.	205
Tabla VI.2 Parámetros utilizados para obtener el flujo de <i>calving</i> . (*): Cuffey & Paterson (2010).....	205
Tabla VI.3 Parámetros obtenidos en el Glaciar San Rafael, incluido el flujo de <i>calving</i>	206
Tabla VI.4 Parámetros obtenidos en el Glaciar Nef, incluido el flujo de <i>calving</i>	207
Tabla VI.5 Parámetros obtenidos en el Glaciar Colonia, incluido el flujo de <i>calving</i>	208

RESUMEN EJECUTIVO

Se presentan los resultados del proyecto "Variaciones recientes de glaciares en respuesta al cambio climático: características glaciológicas de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte (CHN)". Estos resultados responden a los requerimientos de información establecidos en el contrato y detallados en la propuesta técnica, los que se resumen en:

- Caracterización glaciológica del CHN.
- Mediciones glaciológicas comparadas.
- Tasas de *calving* para los Glaciares San Rafael, Colonia y Nef.
- Caracterización climatológica de las fachadas occidentales y orientales del CHN.
- Mapa glaciológico de estructura, flujo y morfología superficial a 15 m de resolución.
- Ablación y balance de energía superficial.

Todos los temas anteriormente señalados han sido abordados durante la realización de este proyecto, llegando a resultados inéditos que permiten una mejor caracterización de la zona, una mejor comparación con datos y estudios previos y permiten definir de mejor manera, una línea de base glaciológica para los glaciares estudiados en detalle. Destacan en este sentido las mediciones de velocidad que confirman la condición dinámica de estos glaciares con velocidades de hasta 17 m d^{-1} ; la medición de más de 400 km lineales con radar, que permitieron la obtención de espesores de hielo superiores a los 600 m (máximo detectado de 842 m en San Rafael), las altas tasas de *calving* del Glaciar San Rafael ($0.9 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$), y cambios de elevación tanto de la zona de ablación (-5 m a^{-1}), como en la zona de acumulación (hasta -1.68 m a^{-1}), cuestión no detectada a plenitud hasta ahora.

Se instalaron todos los sensores comprometidos en el proyecto, la mayoría de los cuales funcionaron bien y adquirieron datos por largos períodos de tiempo. Algunos sensores sufrieron problemas por las inclemencias meteorológicas típicas de la zona, pero en general el funcionamiento de equipos permitió completar las tareas encomendadas. Destaca el funcionamiento adecuado de los sensores de presión de agua, que detectaron mareas en San Rafael, oscilaciones diarias en el Nef y dos eventos GLOF provenientes del Lago Cachet II con *peaks* de más de 8 m de altura en el lago Colonia.

Se emplearon los datos colectados en terreno junto a otras fuentes de información adquiridas en gabinete, para validar, completar y extender los análisis a todos los glaciares detallados en este proyecto, permitiendo además un análisis del CHN en su conjunto. Destaca en este sentido el mapeo morfológico superficial de los glaciares de estudio.

Se llevaron a cabo modelaciones en cada tema que lo requería, con el fin de analizar aquellos temas o variables donde la captura de datos fue insuficiente o donde el análisis requería supuestos no disponibles para este proyecto. Destaca en este sentido, la modelación de balance de energía y meteorológico.

En síntesis, se cumplieron con los objetivos del proyecto, permitiendo mejorar el conocimiento de esta zona remota. La captura de datos sin embargo, no estuvo exenta de problemas por fallas en algunos equipos o accesos limitados al área de estudio por factores logísticos fuera de nuestro control (nevazones en invierno, congelamiento de lagos, problemas sociales y disturbios en la región, posible vandalización de equipos, etc.).

Se recomienda que este tipo de estudios se lleven a cabo en otros glaciares del CHN y más importante aún, en otras zonas englaciadas de Chile, que poseen relativamente mucho menor cantidad de datos de terreno, como es el Campo de Hielo Sur que por su tamaño, representa la mayor porción de agua en estado sólido del país.

GLACIOLOGIA DEL CAMPO DE HIELO NORTE

Resumen

Diversos estudios documentan signos de pérdida de masa en los glaciares del Campo de Hielo Norte (CHN). Su condición de glaciares de hielo temperado los hace especialmente sensibles al cambio climático.

El presente informe reporta los resultados del proyecto "Variaciones recientes de glaciares en respuesta al cambio climático: características glaciológicas de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte". Estos resultados incluyen la determinación de características básicas y las variaciones recientes de tres glaciares principales del CHN.

Este proyecto consistió en la aplicación de varios métodos de prospección incluyendo sensores remotos, geodesia aplicada, radar y fotogrametría, entre otros. Estos métodos se aplicaron en gabinete y en trabajo de terreno, donde se instalaron equipos y sensores, todo lo cual permitió generar una gran cantidad de información, la que se sintetizará en seis subcapítulos específicos y uno de síntesis.

Los resultados obtenidos en este proyecto muestran la topografía superficial del área de estudio y sus cambios recientes. Además se entrega información de la topografía subglaciar y volúmenes, lo que genera una visión del estado presente de cada glaciar y que permitirá observar cambios específicos a futuro.

Los datos obtenidos en este proyecto han permitido la caracterización de muchos parámetros desconocidos del CHN, sin embargo, quedan varias lagunas de información que no se resuelven con un proyecto de un año, y que ameritan un programa de monitoreo permanente. Por ejemplo, el balance de masa glaciar ha sido exitoso a nivel decadal gracias al método geodésico, pero no se ha podido generar un valor interanual, a menos que se inicie un programa de balance de masa con el método clásico.

En comparaciones con datos previos, se aprecia que el CHN mantiene la tendencia de retroceso y adelgazamiento observada en años recientes. Se observa que el *calving* sigue siendo un factor diferenciador importante, que no hay aceleramiento glaciar y que no existe una tendencia significativa de cambio en la temperatura para la zona donde se ubican los glaciares estudiados.

El trabajo encomendado no ha estado exento de problemas logísticos, que son esperables en una zona meteorológicamente compleja como es el CHN, sin embargo se logró adquirir la información requerida y se entregan resultados inéditos de importancia en concordancia a los objetivos planteados.

Introducción

El Campo de Hielo Norte (CHN) ubicado en la Región de Aysén, es la segunda masa de hielo temperado más grande de Sudamérica. Centrado alrededor de la intersección geográfica de la latitud 47° S y longitud $73^{\circ}30'$ O, tiene una longitud aproximada de 125 km y 40 a 45 km de ancho. En el inventario de glaciares más reciente que se ha hecho en la zona, Rivera *et al.* (2007) estimaron su área en aproximadamente $3,953 \text{ km}^2$.

Gran parte de la masa de hielo se ubica entre alturas de 1,000 m por el lado Oeste y los 1,500 m en el lado Este. La elevación más alta se encuentra en la zona norte en la cumbre del monte San Valentín con 4,032 m snm mientras que la mínima altura se encuentra en el lado Oeste a nivel del mar en el término del Glaciar San Rafael en la laguna homónima.

Las condiciones que entregan la ubicación y geografía han influido a través del tiempo en la abundante precipitación y las bajas temperaturas durante la estación de verano, las cuales

potenciaron la formación de los glaciares de CHN. La isoterma 0° C se encuentra alrededor de los 2,000 m snm en verano, cayendo a alrededor de 900 m snm en invierno y se estima que ha ascendido en décadas recientes (Carrasco *et al.*, 2008).

Investigaciones recientes basadas en dendrocronología, liquenometría, radiocarbono y fuentes históricas, muestran un marcado retroceso glaciar iniciado a partir del término de la Pequeña Edad del Hielo (Harrison & Winchester, 1998; Glasser *et al.*, 2005; Harrison & Winchester, 2007). Por su parte estudios glaciológicos orientados a determinar variaciones de área en glaciares de CHN indican que existe una tendencia general a la disminución (Aniya, 2007) la cual se ha acelerado en los últimos 40 años, con un pronunciado aumento a partir de la década de los 90. Tendencia que coincide con una disminución de la precipitación sólida en aproximadamente un 28% (Koppes *et al.*, 2011; Rasmussen *et al.*, 2007). De acuerdo a Rivera *et al.* (2007) entre 1979 y 2001 CHN perdió una superficie de 3.4%.

De los más de 70 glaciares (> 0.5 km²) que componen CHN (Rivera *et al.*, 2007), sólo unos pocos han sido estudiados en detalle (Aniya, 1988; Aniya, 1999). Cambios de masa en glaciares temperados como los que integran CHN están directamente relacionados a las dinámicas a las que se ven afectados. Debido a que gran parte de CHN está expuesto a temperaturas que bordean 0° Celsius, está condicionado a una alta sensibilidad a incluso pequeñas variaciones y/o aumentos de la temperatura del aire (Harrison & Winchester, 1998; Glasser *et al.*, 2005; Barcaza *et al.*, 2009), consecuentemente los glaciares que de él se desprenden son extremadamente sensibles al cambio climático (Rignot, 2003). El carácter temperado de estos glaciares cumple un rol primordial en la dinámica del glaciar y en el acelerado retroceso que experimentan (Meier, 1994; Yamaguchi *et al.*, 2003). Adicionalmente, muchos de los glaciares de CHN tienen una dinámica especialmente compleja debido a la pérdida de masa por desprendimiento en forma de témpanos (*calving*) (Warren & Aniya, 1999).

CHN recibe constantemente vientos del Oeste cargados de humedad originados en el Océano Pacífico, que al llegar a la Cordillera de Los Andes producen precipitaciones nivales. El promedio de nieve caída es de 6.7 m/año, variando muy poco entre estaciones. Estas precipitaciones orográficas mantienen a CHN aún cuando su temperatura atmosférica promedio está por sobre el punto de congelamiento durante al menos seis meses del año. Debido a que el gradiente de precipitación tiene dirección Oeste-Este y habiendo mayores elevaciones topográficas en el lado Este, las cuencas glaciares occidentales son más grandes que los glaciares orientales, con líneas de equilibrio más bajas que en el Este (Ohata *et al.*, 1985a).

Los modelamientos climáticos sugieren un marcado contraste entre la exposición continental y marítima de CHN (Glasser & Ghiglione, 2009). Mientras la precipitación anual del lado Oeste aumenta de 3,700 mm (a nivel del mar) a un máximo estimado de 6,700 mm a 700 m snm, ésta desciende abruptamente al lado Este (Harrison & Winchester 1998). De acuerdo a Aniya (1992), cinco de los once glaciares del lado Este de CHN no mostraron cambios sustanciales en sus frentes durante 1985 y 1990, mientras que para el mismo período los glaciares del lado Oeste experimentaron un rápido retroceso.

El presente informe contiene los resultados de las variaciones recientes observadas en tres glaciares de CHN en los cuales se han estudiado los diferentes factores que influyen en la dinámica glaciar. El objetivo es determinar las condiciones presentes de manera precisa para contribuir a entender la relación actual y pasada de estos glaciares con su entorno ambiental. Para ello se diseñó una serie de seis líneas de trabajo que se enfocan en el análisis de las principales fuentes de información. La generación de esta base de datos permite determinar variaciones de área y espesor de los glaciares considerando los factores que más afectan las variables involucradas. La interacción de estas líneas de investigación permiten determinar la dinámica glaciar y por ende contribuir a entender y predecir futuros escenarios de los glaciares de CHN. Además, se establece una comparación entre glaciares del lado Este y Oeste.

Materiales y métodos

Zona de estudio

Existe considerable información de algunos de los principales glaciares de Campo de Hielo Norte. Éstos han sido documentados durante expediciones en diversos registros (e.g. Casassa *et al.*, 1987; Aniya, 2007; Araneda *et al.*, 2007) entregando conocimiento previo de los procesos que han intervenido en el estado actual. El Glaciar San Rafael, Glaciar Nef y Glaciar Colonia son tres de estos principales glaciares los cuales presentan condiciones especialmente atractivas para su investigación. En ellos se han utilizado diferentes metodologías con el objetivo de obtener datos destinados al análisis de las variables que interactúan en la dinámica glaciar (**Figura 1**).

Para poder establecer una comparación de los escenarios que representan los extremos Occidente y Oriente se incluye el Glaciar San Rafael ubicado en el lado Oeste, el cual concentra alrededor del 20% del total del área de acumulación del campo de hielo (Willis *et al.*, 2012). Su frente se desprende en aguas marinas siendo éste afectado por corrientes y mareas. El Glaciar San Rafael es en su naturaleza el que más al norte del mundo llega al nivel del mar (en el hemisferio sur), siendo uno de los glaciares con mayor rapidez de desprendimiento y velocidades entre las más altas de Patagonia, con cerca de 17 md^{-1} (Naruse, 1985; Rignot *et al.*, 1996; Willis *et al.*, 2012). De esta forma, se estima que dos tercios del total de la ablación del glaciar son producto del desprendimiento de su frente en forma de témpano (Rignot *et al.*, 1996) también conocido como calving.

Dentro de los glaciares ubicados en el extremo Este, Glaciar Nef y Glaciar Colonia son los que han experimentado mayores disminuciones de área. El Glaciar Nef desemboca en un lago de agua dulce con un área aproximada de 127 km^2 . Rivera *et al.*, (2007) estimó que el área perdida durante el periodo 1979-2001 fue de 5.7%, al igual que estimaciones de balance de masa observados por López *et al.*, (2010) resultaron negativos. Observaciones durante el mismo período en Glaciar Colonia muestran una disminución del 2.7% de su área. Éste es el de mayor área en el lado Oriental con 288 km^2 (Rivera *et al.*, 2007) y en el que una componente sustancial de la ablación se produce en los bordes por desprendimiento en lagos proglaciales.

Recientemente aguas circundantes al Glaciar Colonia han experimentado eventos abruptos de vaciamiento que han provocado inundaciones considerables en los cursos de aguas contiguos. Dussaillant *et al.*, (2009) describe la serie de 5 eventos conocidos como GLOFs (*glacial-lake outburst floods*) durante el 2008-2009. Eventos similares habían ocurrido con anterioridad, siendo el último registrado en 1960 (Harrison *et al.*, 2006; Tanaka, 1961).

Las fluctuaciones hidrológicas basadas en estudios batimétricos de los Glaciares Nef y Colonia han sido presentados en Warren *et al.* (2001) y Harrison & Winchester (2000) respectivamente. Los lagos proglaciales en los que terminan los tres glaciares en observación cumplen un rol predominante en la estabilidad del glaciar. López *et al.* (2010) presenta un análisis comparativo en glaciares con efecto calving de CHN. Éstos son especialmente inestables debido a que están sujetos a abruptos desprendimientos que influyen además en la variabilidad de la longitud del glaciar. Particularmente observaciones realizadas en el Glaciar Nef en el período 1946-2011 muestran una marcada tendencia positiva en el aumento del caudal de sus aguas circundantes (Casassa *et al.*, 2009; Loriaux & Casassa (en revisión)).

Otros estudios hidrológicos en la zona han documentado la acumulación de sedimentos en lagos proglaciales como los provenientes de estos tres glaciares, donde particularmente en la Laguna San Rafael se ha estimado una acumulación promedio de $23 \pm 9 \text{ mm a}^{-1}$ a partir de la Pequeña Edad de Hielo (Koppes *et al.*, 2010).

Líneas de trabajo

Con el objetivo de determinar las condiciones presentes de estos tres glaciares se diseñó una serie de seis líneas de trabajo que se enfocan en el análisis de las principales fuentes de información. La interacción de estas líneas de investigación y la generación de esta base de datos permiten establecer los factores presentes que afectan las variables involucradas en la dinámica glacial y por ende contribuir a entender y predecir futuros escenarios de los glaciares de CHN.

Las 6 líneas de investigación desarrolladas en el presente informe son:

- **Topografía superficial y cambios de elevación:**

Los métodos geodésicos permiten estimar variaciones del glaciar basados en mediciones de alta precisión, lo cual entrega información de los diferentes procesos que ocurren en la dinámica del glaciar en un determinado período de tiempo, tales como flujo de hielo, y variaciones de elevación por acumulación y ablación. En el marco de este proyecto se llevó a cabo un vuelo LiDAR, cuyos datos se compararon con topografías superficiales obtenidas durante los años 2002-2012 para los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia.

- **Velocidad de flujo de hielo:**

Parte importante de la dinámica glacial, que incluye la redistribución de masa y energía del glaciar, es la determinación de la velocidad y dirección del flujo de hielo. Las técnicas de percepción remota en complemento a fotogrametría terrestre y balizas permiten determinar estas variables para entender y predecir la respuesta del glaciar en el tiempo. En este proyecto se instalaron 3 cámaras fotográficas, se instaló una red de balizas en el Glaciar Nef y se procesaron imágenes ASTER. La instalación y medición de balizas al igual que la instalación de cámaras secuenciales automáticas proporcionan información localizada, que no obstante tiene un alto costo logístico, al ser complementada con imágenes satelitales (ASTER) entregan una visión a gran escala de manera eficiente.

- **Mapeo superficial de estructura, flujo y morfología:**

La estructura superficial del glaciar y el ambiente proglacial dan cuenta de los procesos erosivos ocurridos en el ambiente glacial. En este proyecto se analizaron imágenes satelitales ASTER, que permitieron la caracterización de la estructura glacial superficial y de su morfología general para interpretar la dinámica pasada del hielo.

- **Espesor de hielo:**

A partir de la medición del espesor de hielo y la determinación de la topografía subglacial se puede calcular el volumen de hielo y estimar el recurso hídrico que el glaciar representa. Una forma eficiente de prospección subglacial, que permite cubrir grandes extensiones, es el uso de un sistema de radio eco sondaje aerotransportado. Para ello, se empleó un radar aéreo especialmente diseñado para glaciares de hielo temperado, transportado en helicóptero, que permitió realizar las mediciones de espesor de hielo.

- **Ablación y balance de energía superficial:**

La combinación de diferentes fuentes de información climatológicas es utilizada para caracterizar las condiciones meteorológicas que influyen en la superficie del glaciar. En este proyecto se instalaron estaciones meteorológicas, y se analizaron datos de

estaciones fijas cercanas al CHN. La instalación de sensores *in situ* y la posterior colección de series de datos en el tiempo entregan información de la variabilidad de los factores climáticos que influyen en los ciclos de ablación para el correspondiente análisis de balance de energía del glaciar.

- **Calving:**

En la gran mayoría de los glaciares de CHN una componente importante en el retroceso glaciar es el desprendimiento del frente en forma de témpanos a lagos proglaciares (Nef y Colonia) o a aguas afectadas por corrientes y mareas (San Rafael). En este proyecto se instalaron sensores de presión de agua en el lago Nef y Colonia, así como en la Laguna San Rafael. Se intentó medir batimetría en el lago Nef y Colonia infructuosamente, y se compilaron los datos de batimetría existentes en San Rafael. Los datos disponibles permitieron entender la compleja dinámica de desprendimiento de estos glaciares.

Resultados y discusión

Resultados obtenidos mediante el análisis de la topografía superficial demuestran una tendencia negativa para todos los glaciares. Las tasas alcanzan hasta -5 m a^{-1} en el frente del Glaciar San Rafael. En la zona de acumulación de los tres glaciares los cambios son menos pronunciados. Mientras las tasas son levemente negativas en las zonas altas de los Glaciares San Rafael y Colonia, los cambios en la parte alta del Glaciar Nef no son significativos. Esto se debe principalmente a que los cambios que ocurren en esta área no superan el umbral de precisión de los datos obtenidos.

Por otra parte, las estimaciones de velocidades del flujo de hielo superficial tienen como máximas valores aproximados de 4 m d^{-1} para los glaciares orientales (Glaciares Nef y Colonia) y 15 m d^{-1} para el Glaciar San Rafael. Willis *et al.* (2012) presentaron resultados relativamente similares. Si bien los períodos de observación no son los mismos (2000-2011 y enero 2011-marzo 2012) ambos estudios coinciden en que el Glaciar San Rafael es por lejos el que más altas velocidades presenta.

La caracterización en detalle de la geomorfología de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, ayudan a explicar la respuesta diferenciada de los glaciares situados al Este y Oeste de CHN a los cambios climáticos. Las geoformas observadas entre el 2002 y 2012 permitieron determinar cambios temporales en la deformación del hielo. Si bien los glaciares representan las condiciones climáticas y topográficas contrastantes entre los lados Este y Oeste de CHN, la caracterización geomorfológica de ellos es consistente con los resultados expuestos en la literatura científica, en los que se sugiere han estado sujetos a similares dinámicas a partir del término de la Pequeña Edad del Hielo.

La obtención de datos subglaciales y la complementación con datos superficiales para la reconstrucción de los volúmenes de cada glaciar indica espesores máximos medidos de 620 m y 726 m para los Glaciares Nef y Colonia, respectivamente. Estos valores son similares a resultados de espesores máximos obtenidos por Blindow *et al.* (2011), sin embargo, no es posible establecer comparaciones de adelgazamiento puntuales debido a que la localización de las mediciones son distintas. El volumen equivalente en agua calculado es de 7.4 km^3 para el Glaciar Nef y aproximadamente el doble para el Glaciar Colonia. Por su parte, Glaciar San Rafael presenta un máximo espesor medido de 842 m, sin embargo, los perfiles trazados sobre la superficie fueron considerados espacialmente poco representativos del glaciar para hacer una estimación de su volumen.

El balance de energía para los flujos radiativos se realizó utilizando la información entregada por la estación meteorológica. Mientras que para los flujos turbulentos, las estimaciones se realizaron usando el método aerodinámico de Bulk, descrito por Cuffey y Paterson (2010). Sin embargo, aquí no se han considerado los flujos subsuperficiales, ni calor liberado por la precipitación, asumiendo que éste último es insignificante en comparación con otros procesos (Sun *et al.*, 2012). Utilizando datos de balizas se pudo estimar la tasa de derretimiento, sumado a esto, se utilizó una ecuación para el derretimiento que propone Oerlemans (2010). Mostrando ambos métodos tasas de derretimiento del mismo orden de magnitud (entre 2.0 y $2.7 \text{ cm d}^{-1} \text{ a. eq.}$). Cabe destacar que en estudios recientes, Falvey & Garreaud (2009) señalan que no existe una tendencia significativa de temperatura (en un intervalo de confianza del 90 %) entre los 38° y 48° Sur, no obstante existir un aumento de temperatura en altura, aunque poco significativo.

Dentro de las observaciones hidrológicas en las lagunas circundantes a estos tres glaciares, destaca el registro en el lago Colonia de dos eventos GLOFs provenientes del lago Cachet II que fueron registrados por el sensor de presión de agua y que determinaron un peak de 8 m de altura del agua sobre la media de los días previos al evento. También destaca la modelación de mareas en la laguna San Rafael.

Conclusiones

Datos correspondientes a la última década de tres glaciares principales del Campo de Hielo Norte han sido analizados durante el período comprendido entre Diciembre 2011 – Diciembre 2012.

Este proyecto ha tenido por objetivo el estudio en detalle de algunas de las variables específicas que caracterizan la compleja dinámica de estos glaciares. Las características de estos tres glaciares son representativas de dos condiciones diferentes a las que se exponen los márgenes Este y Oeste en CHN. En ellos, la complementación de las seis líneas de trabajo desarrolladas ha permitido cuantificar por medio de diferentes metodologías las variaciones de estos tres glaciares durante el período 2000-2012 reportando su estado reciente y presente que puede además ser usado en la interpretación de futuros escenarios a los que se vea expuesto cada glaciar.

En general, estos tres glaciares muestran una marcada tendencia al adelgazamiento y a la pérdida de área. Sin embargo, la continuidad del monitoreo de estos cuerpos de hielo es fundamental a fin de pronosticar comportamientos futuros frente a posibles escenarios de cambios climáticos más agudos y a las consecuencias que estos signifiquen.

Figuras

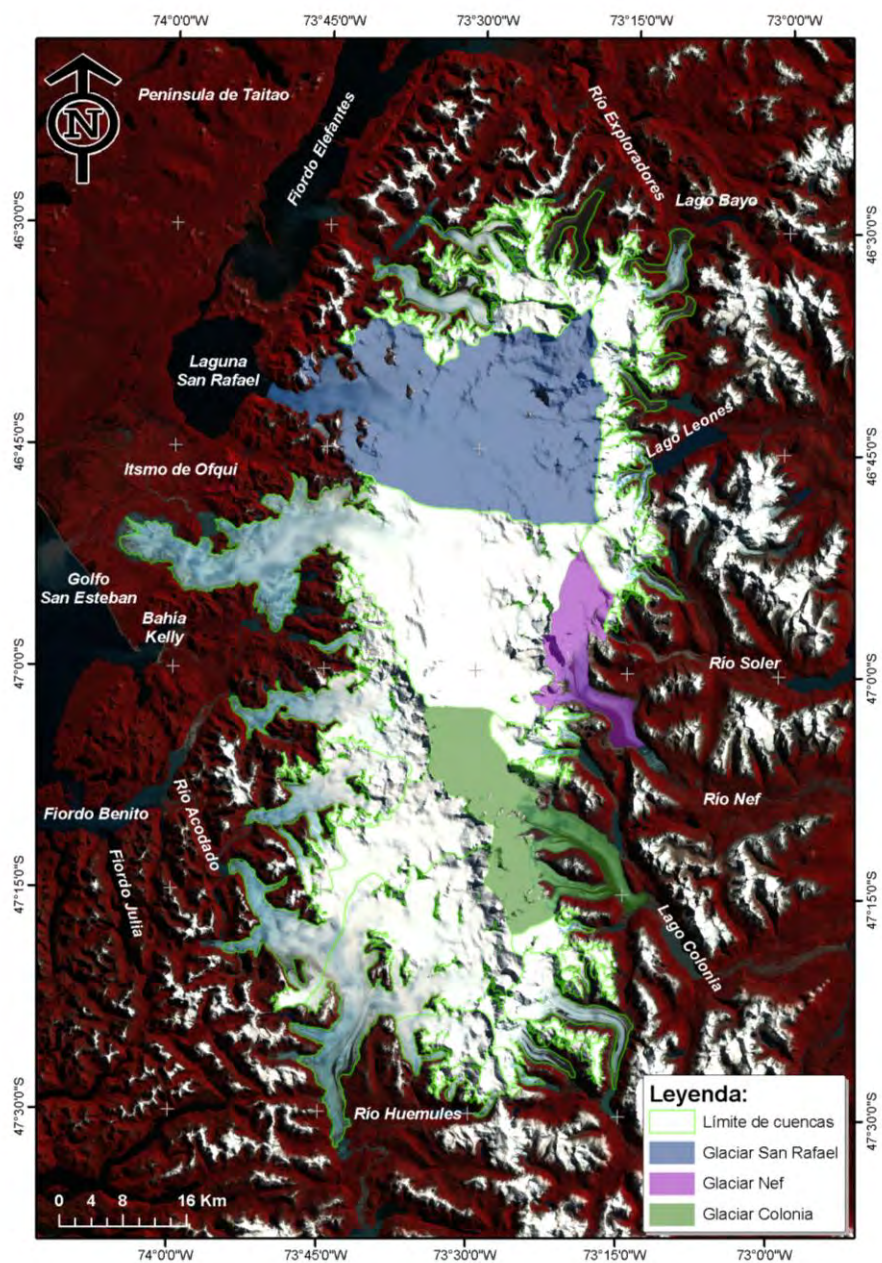


Figura 1 Extensión y ubicación del Campo de Hielo Norte. Las áreas coloreadas representan las cuencas de los tres glaciares del área de estudio de acuerdo a la delimitación de Rivera *et al.* (2007). La imagen es una Landsat ETM+ compuesta en infrarrojo color (Rojo= banda 4 del infrarrojo cercano, Verde= banda 3 del rojo, Azul=banda 2 del verde) adquirida el año 2001.

CAPÍTULO I. ESTRUCTURA Y MORFOLOGÍA SUPERFICIAL

1.1 Resumen

En este capítulo fueron caracterizados y mapeados los principales rasgos geomorfológicos recientes de sedimentación y estructura superficial del hielo de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia. La interpretación y delimitación de las geoformas fue realizada sobre imágenes ASTER compuestas en infrarrojo color adquiridas en Febrero de 2002 y 2012, con el objeto de analizar sus posibles cambios temporales recientes. Los glaciares estudiados presentan claras diferencias en términos de su extensión, morfología frontal y condiciones de *calving*, lo cual ha sido asociado a las diferencias climáticas y topográficas existentes entre los lados Este y Oeste de Campo de Hielo Norte. No obstante, ellos comparten una serie de rasgos geomorfológicos comunes, que en la literatura científica han sido sugeridos como evidencia de las similares dinámicas que han experimentado los glaciares de CHN con posterioridad al término de la Pequeña Edad del Hielo.

1.2 Introducción

La geomorfología glacial estudia el conjunto de formas terrestres (geoformas) creadas o modificadas por procesos de erosión, deposición y deformación asociados a fenómenos de glaciación y deglaciación. A lo largo del Cuaternario (comprendido entre 1.8 millones de años AP y el presente) los glaciares han experimentado numerosos avances y retrocesos en respuesta a las continuas oscilaciones climáticas. Reconstruir esta historia es clave para elucidar el comportamiento actual de los glaciares y predecir su sensibilidad ante variaciones climáticas (Bingham *et al.*, 2010). La geomorfología glacial revela la dinámica del glaciar mediante la descripción y análisis de sus geoformas asociadas, permitiendo entender su relación actual y pasada con el entorno ambiental (Bennet & Glasser, 1996). Mientras las geoformas sedimentarias modeladas por el avance y retroceso del glaciar (e.g. morrenas recesionales, *sandar*) son testimonios de su dinámica pasada, las geoformas estructurales de la superficie del hielo resultantes de su propia deformación (e.g. grietas, ojivas) permiten comprender la dinámica reciente y actual del glaciar con su entorno.

A escala regional, la principal característica geomorfológica de Campo de Hielo Norte (CHN) es la condición frontal desprendente de sus glaciares (76%) (Warren & Aniya, 1999). Sin embargo, mientras el Glaciar San Rafael es el único de tipo desprendente que termina en fiordo o laguna mareal, existen 15 glaciares desprendentes que terminan en lagos pedemontanos (Warren & Aniya, 1999). Los glaciares de CHN que terminan en agua fresca están aumentando su proporción debido al incremento del derretimiento, lo que a su vez ha aumentado el número y la superficie de lagunas proglaciares. Esta sensibilidad particular al cambio climático de los glaciares desprendentes de Patagonia fue analizada por Rignot *et al.* (2003), quienes identificaron respuestas exacerbadas caracterizadas por fuertes retrocesos y adelgazamientos. Para CHN, Rivera *et al.* (2007) estimó una pérdida de hielo del orden de $3.4 \pm 1.5\%$ ($140 \pm 61 \text{ km}^2$) entre 1979 y 2001. Si bien el retroceso glaciar ha sido relativamente sincrónico en el lado Este y Oeste de CHN a partir del término de la Pequeña Edad del Hielo (Harrison *et al.*, 2012), existen

contrastes significativos en los patrones de comportamiento entre los glaciares, atribuibles no sólo a gradientes climáticos sino también a controles topográficos secundarios (Glasser *et al.*, 2005).

Uno de los glaciares de CHN donde se ha caracterizado en gran detalle la geomorfología superficial ha sido el Soler, ubicado al Este de CHN, al norte de los Glaciares Nef y Colonia. Aniya & Naruse (1986, 1987) lograron determinar una estructura reveladora de sus dos lenguas principales de alimentación; una de ellas en la mitad norte caracterizada por un cuerpo de hielo recubierto alimentado por el Monte Hyades, el cual está totalmente diferenciado de un cuerpo de hielo descubierto en la mitad Sur del glaciar que proviene del *plateau* de CHN. En el mismo glaciar, Kobayashi & Naruse (1987) también utilizaron cámaras de 8 mm con el objetivo de demostrar el rol de la radiación solar como mecanismo gatillante de las frecuentes avalanchas de hielo que se observan desde la zona de acumulación hasta el término del glaciar. Las avalanchas, que tienden a ocurrir a mediodía cuando la radiación solar es máxima a mitad de verano, fueron captadas en secuencias fotográficas de pocos segundos y de esta manera hicieron fácilmente visibles los cambios morfológicos en la zona de ablación del glaciar. En otros estudios en el Glaciar Soler, también se han realizado análisis detallados de la granulometría y origen de los materiales morrénicos transportados por el glaciar, siendo relacionados con la dinámica del glaciar cerca de su zona frontal (Aniya, 1987).

La creciente disponibilidad y continua mejora de sensores remotos satelitales, tanto activos como pasivos, ha tenido un impacto significativo en el estudio de la geomorfología glacial, por cuanto le ha proporcionado diversas herramientas para el mapeo de geoformas. Las imágenes satelitales han abierto nuevas escalas de análisis espacial y temporal, mediante la disponibilidad de mosaicos sobre vastas superficies y de series temporales a lo largo de las últimas décadas (Bingham *et al.*, 2010). No obstante, sólo a partir del año 2000 ha sido posible contar con imágenes con resoluciones espaciales ≥ 15 m. Estas imágenes han abierto nuevas posibilidades para el mapeo geomorfológico, por cuanto han permitido reconocer y delimitar geoformas a escalas locales. En este capítulo se presenta el mapeo y caracterización geomorfológica de los Glaciares San Rafael, Colonia y Nef entre los años 2002 y 2012 a partir de la interpretación visual de imágenes ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection *Radiometer*).

1.2.1 Definición de las geoformas mapeadas

Grietas:

Las grietas (*crevasses* en inglés) son fracturas que se producen en el hielo que constituye un glaciar, el cual se ve sometido a tensiones (*stress*, fuerzas por unidad de área). Estas tensiones pueden ser normales o de corte (*shear*). Una tensión de cizalla o corte se produce a lo largo de la superficie, mientras que una tensión "normal" actúa en forma perpendicular a la superficie. La deformación por lo tanto, se produce bajo la acción combinada de todas las tensiones que afectan un volumen de hielo. La deformación puede ser de dos tipos, de cizalla (*shearing*) y extensión (*stretching*). La formación de grietas por lo tanto se da cuando la tensión ejercida sobre un volumen de hielo supera la deformación (Paterson 1994).

Por ejemplo, en un glaciar de valle (donde "x" es la coordenada a lo largo de la línea de flujo; "y" es la coordenada transversal al flujo y "z", la coordenada vertical), que tiene ancho constante, donde no hay cambios de la tensión normal en el sentido de la dirección de flujo (x), la tensión de cizalla (*shear stress*) que ejercen las paredes rocosas laterales (*lateral drag*) es cero en el centro del valle, aumentando en forma progresiva hasta ser máxima en el borde del glaciar, se producen en general grietas laterales con 45° de inclinación respecto de la línea de flujo principal, las que no llegan hasta la parte central de la lengua glaciar, debido a que ahí la tensión de cizalla es igual a cero. A estas grietas también se les llama "*Chevron*" (Benn and Evans, 1998).

Otro ejemplo característico de formación de grietas se da en un modelo de flujo extensivo. En este caso, el glaciar aumenta su velocidad en la dirección longitudinal del flujo (x). En este caso y asumiendo que la tensión lateral (x,y) es cero, la fuerza tensional principal es normal en el sentido "x" del flujo, generándose grietas perpendiculares, esto es en la dirección transversal (y). Estas grietas transversales que van "abriéndose" o ensanchándose aguas abajo del flujo principal, alcanzan su máxima extensión cuando la aceleración del hielo es máxima (por pendiente principalmente), a partir de la cual los anchos de las grietas comienzan a reducirse, hasta cerrarse e incluso curvarse con forma convexa aguas abajo del flujo longitudinal. Este caso es propio de un modelo de flujo compresivo, donde el hielo tiende a desacelerarse (disminuye la velocidad con la distancia en el sentido "x" del flujo. Otras grietas típicas de flujo compresivo son grietas longitudinales, que se producen por alargamiento de grietas laterales que se forman con menos de 45° (similares a los *chevrons* pero distinto ángulo) respecto del margen y que pueden extenderse en dirección de la línea de flujo central.

En general las grietas que se forman en la superficie de un glaciar pueden verse deformadas aguas abajo, dependiendo de cambios en el flujo de hielo, yuxtaposición de flujos, aparición de materiales laterales, etc. (Bennet & Glasser, 1996; Ben & Evans, 1998). Para más detalles ver el **CAPÍTULO III** de velocidades de hielo.

Ojivas:

Una forma especial muy característica de glaciares de montaña son las Ojivas. Estas son bandeamientos arqueados con un patrón espacial repetitivo que cruzan transversalmente zonas del glaciar con fuertes gradientes de pendiente (usualmente cascadas de hielo; definidas como zonas en que el flujo de hielo alcanza velocidades al menos 10 veces superiores que en cualquier parte del resto del glaciar), haciendo que el flujo de hielo se acelere hacia la línea central del glaciar, deformándose de manera convexa aguas abajo. Las ojivas se forman anualmente y se conforman de una banda de hielo sucio o con materiales, que corresponde al flujo de hielo que pasó en verano por la zona de alta pendiente (dado que usualmente esa zona es relativamente estrecha, el volumen de hielo que pasa a través de ella se comprime, experimentando una mayor ablación por unidad de superficie que en el resto del glaciar y quedando así expuesto el material superficial) y una banda de hielo limpio, que corresponde al flujo de hielo que pasó en invierno por la zona de alta pendiente (en este caso el volumen de hielo que pasa a través de esa zona queda con una cubierta de nieve relativamente alta que lo protege de la ablación) (Embleton & King, 1975; Waddington, 1986; Ben & Evans, 1998). Así, la banda de hielo limpio toma la forma de una cresta y la banda de hielo sucio la de una depresión, siendo la distancia entre dos crestas, expresivamente definida como la "longitud de onda" de las ojivas, la distancia recorrida por el flujo de hielo en un año, es decir, entre verano y verano. De forma general, la formación de ojivas se inhibe si al flujo de hielo le toma más de seis meses atravesar la zona de fuerte gradiente de pendiente (Waddington, 1986).

Morrenas:

Las morrenas identificadas en los glaciares estudiados fueron principalmente de tipo lateral, medial y frontal. Una morrena lateral corresponde a una acumulación de detritos depositados en las márgenes del glaciar a causa de procesos gravitacionales de aporte de material proveniente de las paredes del valle glaciar, pudiendo extenderse a lo largo de toda la lengua del glaciar, ya sea por su transporte en el flujo de hielo o por coalescencia de taludes en las márgenes del glaciar. Una morrena medial corresponde a una acumulación de detritos depositados más allá de las márgenes del glaciar y en torno a su línea central. Este tipo de morrenas se puede originar por la confluencia de dos morrenas laterales provenientes de glaciares que se conectan (morrenas

de confluencia), o bien por materiales aportados por *nunataks* o acumulados y transportados en grietas (morrenas de ablación). Las morrenas de ablación pueden emerger en la superficie del glaciar por efecto de la ablación y transcurrir a lo largo del flujo de hielo en la forma de finos promontorios formados por el efecto protector del hielo de sus detritos, lo que consecuentemente inhibe la ablación. Sin embargo, a medida que el promontorio se acentúa los detritos se desmoronan, aumentando así el ancho de la morrena. Una morrena frontal en tanto, se forma en el límite de avance del glaciar y se compone de detritos provenientes desde las paredes del valle glaciar o bien por aquellos resultantes de la erosión que produce el avance del flujo de hielo en el lecho glaciar. La morrena que marca el punto de máximo avance del frente del glaciar es llamada terminal y las morrenas situadas tras ella reciben el nombre de recesionales; marcando los principales retrocesos del frente del glaciar. La forma y naturaleza litológica de los detritos transportados por las morrenas proveen valiosa información para comprender los procesos de erosión asociados al glaciar. Los detritos pueden provenir de avalanchas, o bien de la fragmentación de las paredes del valle glaciar por efecto de la meteorización química y física que induce el clima y el flujo de hielo. Los materiales angulosos pueden provenir directamente de las paredes del valle glaciar, mientras que los materiales redondeados pueden provenir tanto del lecho como de las paredes del valle glaciar (Bennet & Glasser, 1996; Ben & Evans, 1998).

Formas proglaciares:

Cuando un glaciar retrocede rápidamente, el material liberado por el derretimiento de hielo no es suficiente para rellenar el terreno que ha quedado entre el frente del glaciar y la morrena frontal, produciéndose depresiones en las que eventualmente queda confinada agua resultante del derretimiento de hielo, formando así una laguna proglaciar, la que eventualmente puede escurrir valle abajo al horadar la morrena. También producto del derretimiento de hielo es posible que se acumule agua en grietas o depresiones de la superficie del glaciar, formando así lagunas proglaciares. Por otra parte, a los costados del valle pueden formarse lagunas marginales debido al derretimiento de hielo inducido por las paredes rocosas del valle glaciar o por flujos de viento que azotan a los pies de las paredes del valle glaciar, impidiendo la acumulación de nieve en las márgenes del glaciar. Finalmente, el derretimiento de hielo puede producir escurrimientos superficiales de agua en el glaciar que definen líneas de flujo, ya sean estacionales o perennes. Normalmente estas líneas de flujo transcurren paralelas al flujo de hielo y suelen ser poco profundas. Invariablemente transportan aguas limpias de sedimentos, debido a la relativamente alta velocidad que alcanza el escurrimiento y a que usualmente el glaciar presenta menor cantidad de sedimentos en torno a su línea central, donde las líneas de flujo tienden a formarse (Embleton & King, 1975).

Sandur, consisten en planicies proglaciares compuestas de sedimentos transportados por ríos proglaciares. A lo largo de estas planicies los ríos forman patrones de meandros y anastomosados a causa de las pendientes suaves del terreno y las numerosas acumulaciones de sedimentos por las que deben transcurrir. Los materiales transportados por los ríos proglaciares suelen acumularse inmediatamente frente al glaciar a lo largo de planicies de variable extensión (cientos a miles de metros) con perfiles longitudinales algo cóncavos y pendientes decrecientes aguas abajo. Estas geoformas se componen de ríos entrelazados que pueden llegar a ser muy dinámicos como respuesta al variable caudal y monto de sedimentos que transportan. La granulometría de los materiales acumulados en un *sandur* tiende a decrecer aguas abajo, de modo que mientras la zona proximal se compone de gravas, la zona distal se compone de sedimentos finos como arena y limo. Los cursos de agua tienden a ser menos sinuosos y profundos en la zona distal del *sandur*, debido a la relativamente alta erodabilidad que ofrecen los bancos de sedimento a la acción del agua, lo que en períodos de alto caudal puede propiciar un

flujo de agua laminar. Algunos *sandur* pueden presentar terrazas, evidencia de sus antiguos niveles (Embleton & King, 1975; Ben & Evans, 1998).

Finalmente, la *trimline* corresponde a una línea sub-horizontal visible a los costados del valle que separa áreas de tierra vegetada y no vegetada, por lo que es indicativa de la extensión vertical que alcanzó el glaciar, permitiendo reconstruir su pasado (Glasser *et al.*, 2005, 2008).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Caracterizar las estructuras geomorfológicas superficiales más importantes de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia observadas en la actualidad.

1.3.2 Objetivos específicos

- Identificar las principales geoformas superficiales relacionadas con el flujo y deformación del hielo.
- Identificar las principales geoformas relacionadas con procesos glaciares sedimentarios tanto en la superficie del glaciar como en el área proglaciar.
- Estimar los cambios en las estructuras de transporte y sedimentación glaciar.

1.4 Materiales y métodos

El mapeo de la geomorfología superficial de cada glaciar (**Figura I.1**) se realizó a partir de la interpretación visual de dos imágenes ASTER adquiridas con una diferencia de 10 años. El sensor ASTER es un escáner óptico de empuje que desde Diciembre de 1999 órbita la tierra a bordo del satélite Terra, adquiriendo continuamente imágenes de la superficie terrestre con una dimensión de 60 × 60 km. Consta de tres subsistemas de detectores de voltaje: (1) VNIR (*visible and near-infrared*), adquiere tres bandas en las regiones espectrales del visible e infrarrojo cercano (0.52-0.86 μm) con una resolución espacial de 15 m; (2) SWIR (*short-wave infrared*), adquiere seis bandas en la región espectral del infrarrojo de onda corta (1.6-2.43 μm) con una resolución espacial de 30 m; y (3) TIR (*thermal infrared*), adquiere cinco bandas en la región espectral del infrarrojo térmico (8.12–11.65 μm) con una resolución espacial de 90 m. Adicionalmente, el subsistema VNIR repite una captura de banda en el infrarrojo cercano, pero con distinto ángulo de observación, con el objeto de proveer estereoscopia de imágenes para la subsecuente derivación de modelos digitales de elevación (Aronoff, 2010).

Las imágenes empleadas en este trabajo corresponden a un producto radiométricamente calibrado y ortorectificado (AST14OTH). La ortorectificación es una corrección fundamental cuando se comparan series temporales de imágenes, pues garantiza que cualquier punto de una imagen sea representado de forma perpendicular al observador (ortogonal). Con ello, se reducen las distorsiones geométricas propias de terrenos alejados del nadir, que se define como la vertical entre el observador o sensor y la superficie observada (que independiente de su relieve tiene un horizonte terrestre), lo que podría afectar el corregistro espacial de las imágenes. Este

procedimiento es realizado por los administradores del sensor ASTER usando los datos de actitud del satélite, el modelo geométrico del instrumento y un modelo digital de elevación derivado del par de imágenes estéreo (con resolución espacial de 15 m) que captura este instrumento. Los parámetros de proyección geográfica asignados a las imágenes empleadas en este estudio son: coordenadas UTM (Universal Transversal de Mercator), datum WGS84 (*World Geodetic System* 1984), huso 18 Sur.

La resolución espacial de 15 m en sus bandas del visible e infrarrojo cercano permite el apropiado reconocimiento y delimitación de patrones y geoformas asociadas a los glaciares estudiados. Por otro lado, aunque el instrumento adquiere imágenes de un mismo punto geográfico de forma irregular, ellas son suficientes como para permitir la selección de fechas de verano libres de excesiva nubosidad para un año dado.

Para cada glaciar se intentó seleccionar dos imágenes de Febrero en un rango temporal de 10 años; idealmente de 2002 y 2012. Cuando ello no fue posible, como ocurrió en el caso del Glaciar San Rafael, se seleccionó otra imagen de verano lo más próxima posible a 2012. Las fechas de adquisición de las dos imágenes seleccionadas para cada glaciar son presentadas en la **Tabla 1.1**. La interpretación visual de las geoformas se realizó sobre imágenes compuestas en infrarrojo color, empleando para ello las tres bandas del subsistema VNIR (Rojo= banda 3 del infrarrojo cercano, Verde= banda 2 del rojo, Azul= banda 1 del verde). Estas composiciones fueron manipuladas radiométricamente según fue requerido. Así por ejemplo, para visualizar con mayor nitidez algunas geoformas como ojivas, o bien para delimitar geoformas en áreas sujetas a sombra, luminosidad intensa o nubosidad tenue, se realizaron distintas redistribuciones de los histogramas radiométricos sobre ventanas selectivas de la imagen, hasta alcanzar el brillo y contraste deseado. La escala cartográfica a la que se realizó la interpretación visual fluctuó entre 1:12,000 y 1:50,000, es decir, una escala media de representación espacial de la imagen (Aronoff, 2005). El ajuste de la escala dependió de la relación entre la resolución espacial de la imagen (15 m) y el tamaño y nitidez de la forma que quiso ser delimitada. Las composiciones de imagen y sus manipulaciones radiométricas fueron realizadas en el programa ENVI 4.7. La delimitación de geoformas en la forma de líneas o polígonos (vectorización) fue realizada en el programa ArcGis 10.

Como apoyo al mapeo y caracterización de la geomorfología glacial, en Enero de 2012 se realizó una campaña de terreno a los Glaciares Nef y Colonia, con el objetivo de observar y fotografiar geoformas para facilitar su posterior reconocimiento y delimitación en las imágenes.

1.5 Resultados

1.5.1 Geoformas mapeadas.

Las geoformas interpretadas en los glaciares y los criterios empleados para su reconocimiento y delimitación en las imágenes compuestas en infrarrojo color son listados en la **Tabla I.2**.

1.5.2 Glaciar San Rafael

Las geoformas interpretadas en el Glaciar San Rafael son presentadas en la **Figura I.2**, correspondiente a la imagen de 2002, y la **Figura I.3**, correspondiente a la imagen de 2011. Este glaciar presenta tanto morrenas mediales como laterales, originadas en gran medida por la confluencia de lenguas secundarias apreciable hacia la zona de acumulación del glaciar, donde morrenas de ablación confluyen hacia la lengua principal del glaciar. Los colores y tonalidades de estas morrenas sugieren que por lo general se componen de detritos más finos y menos densos que los hallados en las morrenas de los Glaciares Colonia y Nef. Se observan numerosas grietas transversales a lo largo de todo el glaciar, vinculadas a la compresión del flujo de hielo a lo largo del estrecho valle glaciar, así como otras tipo *chevron* hacia las márgenes de su lengua principal, donde el flujo de hielo se deforma en respuesta a la forma del valle. A diferencia de los Glaciares Colonia y Nef, la *trimline* de este glaciar se presenta interrumpida. Cabe destacar que si bien la imagen de 2002 presenta notoria nubosidad, ello no interfirió con la interpretación visual de estas geoformas una vez que el histograma de valores radiométricos de su composición en infrarrojo color fue debidamente manipulado.

La forma y posición de las morrenas del Glaciar San Rafael han experimentado cambios en algunos sectores del glaciar durante el período de estudio. La **Figura I.4** ilustra esta situación con un ejemplo en la margen norte del glaciar, donde actualmente se aprecia una inflexión de la morrena lateral en dirección a las paredes del valle glaciar, lo que sugiere la compresión del flujo de hielo a causa de su aumento de velocidad. Este tipo de deformación se apreció, aunque de forma menos notoria, en otras morrenas de este glaciar, lo que confirma la generalización del patrón mencionado. La **Figura I.5** muestra el registro frontal del Glaciar San Rafael a partir de 1871. De ahí en adelante, el glaciar ha experimentado un constante retroceso, con una pérdida de superficie de 75.85 km² hasta 2011.

1.5.3 Glaciar Colonia

Las geoformas interpretadas en el Glaciar Colonia son presentadas en la **Figura I.6**, correspondiente a la imagen de 2002, y la **Figura I.7**, correspondiente a la imagen de 2012. La margen occidental presenta una morrena lateral muy desarrollada a partir de morrenas de confluencia y ablación, siendo su tributaria más importante en tamaño la morrena medial del Ventisquero Arenales. Considerando su tonalidad y textura, se trata de una morrena densa en detritos de diversa granulometría, llegando a formar algunos montículos prominentes. La lengua del Glaciar Colonia presenta numerosas grietas longitudinales, transversales y *chevron* asociadas a las zonas de compresión y extensión del flujo de hielo, además de algunas líneas de flujo bien

definidas. En su margen oriental se encuentra el Lago Cachet II, con una superficie superior a los 4 km², sin embargo, ésta es menor que la superficie que presentaba en el año 2002, previo a los eventos de vaciamientos conocidos a partir de 2008. En el Ventisquero Arenales también se observan agrupamientos de ojivas de longitudes aproximadas de 1 a 3 km en los sectores de mayor quiebre de pendiente.

La forma y distribución de las morrenas de estos glaciares han experimentado algunos cambios significativos (**Figura I.8**). La Subfigura A destaca dos puntos de inflexión de la morrena de confluencia superior del Glaciar Colonia en 2012, los cuales son atribuibles a la compresión del flujo de hielo producto del incremento de sus velocidades. La Subfigura B en tanto, destaca en el punto 1 la expansión experimentada por la morrena del Ventisquero Arenales en 2012 en su confluencia con el Glaciar Colonia. Esto sugiere la compresión actual del flujo de hielo del ventisquero a causa de su menor velocidad que el Glaciar Colonia. Además, en el punto de 2, destaca el desplazamiento de una acumulación aislada de material, lo que permitió estimar la tasa de velocidad del ventisquero para el período de estudio en 90.5 m a⁻¹. La Subfigura C, por último, destaca la fuerte inflexión que sufrió la morrena del Glaciar Arco en 2012, lo que se puede asociar a la compresión del flujo de hielo en respuesta al incremento de su velocidad.

De acuerdo a Rivera *et al.* (2007), este glaciar presenta una de las mayores pérdidas de superficie de CHN durante las últimas décadas. El frente del Glaciar Colonia ha sido mapeado desde 1944, a partir de lo cual se obtiene un retroceso neto de ~4 km equivalente a una tasa anual de 63 m a⁻¹. La **Figura I.9** muestra los límites del frente del Glaciar Colonia para distintos años comprendidos entre 1944 y 2012.

1.5.4 Glaciar Nef

Las geoformas interpretadas en el Glaciar Nef son presentadas en la **Figura I.10**, correspondiente a la imagen de 2002, y la **Figura I.11**, correspondiente a la imagen de 2012. Su principal característica es la morrena lateral que se extiende por toda la lengua del glaciar y que en su zona terminal se extiende hasta su línea central. Si bien esta morrena se desarrolla lateralmente, hacia la zona de acumulación del glaciar ella más bien corresponde a una morrena medial, formada por morrenas de confluencia y ablación. Cabe destacar que en la imagen de 2012 esta morrena se hace menos visible en los alrededores de la línea de equilibrio, aparentemente por la mayor acumulación nivosa o bien por una disminución en la ablación del glaciar en el período de estudio. Otras morrenas de tipo lateral, de menor tamaño y compuestas por detritos más finos (texturas más finas en la imagen) y en general menos abundantes (tonalidades más claras en la imagen), se observan en este glaciar y en otros aledaños.

La **Figura I.12** muestra el fuerte agrietamiento del Glaciar Nef visto desde su margen oriental, al Sur del Lago Nef Norte, además de una morrena medial. Mientras las grietas de tipo *chevron* abundan hacia las márgenes del glaciar, las grietas longitudinales se localizan más próximas al término y línea central del glaciar, en tanto que las grietas transversales se observan en la zona de curvatura de su lengua y en el frente. Cerca de la zona terminal del glaciar se encuentran numerosas lagunas supraglaciares, que aumentaron su tamaño en 2012 por efecto del mayor derretimiento a nivel superficial. En la zona de acumulación se observa un grupo de ojivas de ~2.5 km de largo. Los glaciares aledaños también presentan ojivas, lo que destaca la importancia de la pendiente en la generación de estas geoformas. Sólo un grupo de ellas no se observó en 2012, aparentemente por un descenso significativo de la velocidad del flujo del hielo en ese sector. Finalmente, a lo largo de toda la lengua del glaciar se presentan líneas de flujo bien definidas hasta su zona terminal, donde su continuidad se pierde entre las lagunas supraglaciares y las grietas transversales.

Además del Lago Nef Norte, al sur del glaciar se han ido desarrollando varias lagunas que aún son bastante pequeñas. Al momento de la campaña de terreno este lago estaba vacío y en su lugar había una presencia abundante de bloques de hielo varados, mientras que un mes antes

(Enero) se encontraba en sus niveles normales (**Figura 1.13**). La observación de los habitantes que viven aguas abajo es coherente con esa situación, al indicar un incremento en el caudal del río Nef durante Enero. Sin embargo, durante la campaña de terreno se observó una recuperación parcial de la laguna, lo que sugiere una posible dinámica de retroceso del hielo y vaciamientos cíclicos de las aguas embalsadas.

La **Figura 1.14** muestra los límites del frente del Glaciar Nef en distintos años comprendidos entre 1979 y 2012. La lengua del glaciar totalizó un retroceso de ~3.8 km en el período 1979-2012, equivalente a una tasa anual de 111 m a^{-1} y una pérdida de área de ~4.03 km^2 . Debido a lo anterior, el lago Nef que comenzó su formación en los años cuarenta (Winchester *et al.*, 2001), hoy tiene una superficie de ~6 km^2 .

1.6 Discusión

La geomorfología glacial de CHN ha sido previamente abordada por diversos autores. Las geoformas sedimentarias de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia han sido datadas y analizadas mediante técnicas de dendrocronología y liquenometría (Winchester & Harrison, 1996; Harrison & Winchester, 1998; Harrison & Winchester, 2000; Winchester & Harrison, 2000; Harrison *et al.*, 2006; Harrison *et al.*, 2007). Adicionalmente, los depósitos morrénicos y subacuáticos del Glaciar San Rafael han sido datados y analizados mediante técnicas de luminiscencia (Harrison *et al.*, 2002) y batimetría acústica (Koppes *et al.*, 2010). El mapeo a escala regional de las geoformas sedimentarias de CHN ha sido realizado mediante la interpretación visual de imágenes satelitales de moderada resolución espacial (Landsat y ASTER) (Glasser *et al.*, 2008; Glasser *et al.*, 2005; Glasser & Ghiglione, 2009). A escala local, tanto las geoformas de sedimentación como de estructura superficial del hielo de algunos glaciares de CHN (e.g. Soler) han sido mapeadas mediante el uso de fotografías aéreas (Aniya *et al.*, 2002).

El presente trabajo constituye un aporte al estado del arte de la geomorfología glacial de CHN por cuanto: (1) mapea y caracteriza geoformas tanto de sedimentación como de estructura superficial del hielo, (2) considera tres glaciares característicos y representativos de CHN, (3) delimita las geoformas a mayores escalas cartográficas que las previamente empleadas mediante el uso de imágenes satelitales, proveyendo así mayores niveles de detalle espacial y (4) contempla una escala temporal decadal actual, permitiendo comprender el comportamiento actual de los glaciares.

Los glaciares estudiados se caracterizan por poseer una superficie fuertemente agrietada con montos variables de material supraglacial organizado en la forma de morrenas mediales y laterales (Glasser *et al.*, 2005). Además, se caracterizan por presentar *sandurs*, que pueden estar en contacto con el frente del glaciar (e.g. Glaciar Colonia) o bien luego de lagunas proglaciares (e.g. Glaciar Nef); en ambos casos ellos son indicios de la extensión alcanzada por los glaciares en épocas pasadas (Glasser *et al.*, 2008). El *sandur* del Glaciar Colonia presenta un único gran cauce de alrededor de 3 km de largo que conecta con la laguna proglacial del mismo nombre y se reconocen en él cuatro niveles de terrazas situadas a 5, 12, 20 y 56 m sobre el Lago Colonia, así como algunos remanentes de morrenas laterales y recesionales (Harrison & Winchester 2000; Winchester & Harrison, 2000).

El retroceso de los glaciares de CHN a partir del término de la Pequeña Edad del Hielo y potenciado por el Cambio Climático Global durante las últimas décadas, ha generado crecientes lagunas proglaciares represadas por morrenas terminales (Harrison *et al.*, 2006), lo que es evidenciado en los glaciares estudiados. Así por ejemplo, en 1996 el Glaciar Colonia terminaba en la ladera del Cerro Colonia que se encuentra frente a él, expandiéndose al Oeste aguas arriba del valle del Glaciar Arco (donde actualmente es posible apreciar un conjunto de morrenas aplanadas y un *sandur* como vestigios de tal avance) y empalmando hacia el Este con el cordón montañoso

que delimita al Glaciar Colonia. Sin embargo en los últimos años, el retroceso de este glaciar, caracterizado por un frente de hielo muerto sujeto a calving de alrededor de 30 m de altitud, ha resultado en la rápida expansión de su laguna proglacial (Harrison & Winchester 2000; Winchester & Harrison, 2000). Un retroceso similar es evidenciado en el Glaciar Arco, que presenta un frente de hielo muerto a partir del cual se extiende una morrena recesional de alrededor de 25 m de altura y 1 km de largo. Aguas abajo se observa su laguna proglacial, de ~2000 m de longitud y ~750 m de ancho, confinada al Este por una morrena terminal de 90 m de altura y ~1 km de ancho y al Sur por una morrena lateral de 40 m de altura, que bordea una terraza fluvioglacial. La *trimline* en tanto, se encuentra a aproximadamente 120 m sobre el lago y 30 m sobre la cresta de la morrena terminal (Harrison & Winchester, 2000; Winchester & Harrison, 2000), lo que da cuenta del antiguo nivel vertical alcanzado por este glaciar.

El Glaciar San Rafael presenta un grupo de morrenas terminales y recesionales que rodea la laguna del mismo nombre de alrededor de 16 km de longitud y 20-30 m de altura (medido verticalmente desde el nivel de la laguna hasta la cresta de la morrena), que de acuerdo a las dataciones de radiocarbono data desde hace 5,000 años AP (Winchester & Harrison, 1996). Estas morrenas reciben los nombres de témpanos I, II y III y marcan la posición que alcanzó el Glaciar San Rafael recientemente (Harrison *et al.*, 2012). En algunos sectores la morrena muestra una única cresta con una cara proximal de suave pendiente y una cara distal empinada. En su cara distal la morrena empalma con un *sandur* (Harrison *et al.*, 2012). Al respecto, los registros históricos sugieren que el frente de este glaciar no cruzó la laguna durante la Pequeña Edad del Hielo, probablemente porque el avance del frente fue acompañado de un abundante desprendimiento de témpanos (Glasser *et al.*, 2005). Las referencias históricas recopiladas por Winchester *et al.* (1996) indican que en 1871 el Glaciar San Rafael se extendía cerca de 8 km dentro de la laguna San Rafael con un frente de hielo de más de 100 m de altura y que el retroceso del glaciar pudo comenzar alrededor de 1876, fecha estimada a partir de la datación del árbol más viejo de la *trimline* situada sobre la margen norte del glaciar.

Las *trimlines* de los glaciares estudiados se desarrollan preferentemente cerca de sus frentes, pudiendo alcanzar considerables extensiones antes de unirse con morrenas laterales o terminales bien desarrolladas alejadas hasta alrededor de 5 km del frente del glaciar, marcando así su retroceso reciente (posteriores a la Pequeña Edad del Hielo) (Glasser *et al.*, 2005, 2008). Los estudios basados en dendrocronología y liquenometría indican que tanto estas *trimlines* como las morrenas datan de la Pequeña Edad del Hielo, alrededor del 1700 al 1900 DC (Harrison & Winchester, 1998). Mediante estos métodos se estimó que el Glaciar Colonia comenzó a retroceder a partir de 1881, alcanzando hasta 1980 un retroceso longitudinal de 1,250 m y vertical de ~100 m (Harrison & Winchester, 2000).

A grandes rasgos los glaciares de interés evidencian algunas diferencias importantes, que contribuyen a explicar su dinámica. El Glaciar San Rafael se caracteriza por un frente desprendente en la laguna homónima. Aquí la batimetría cumple un rol importante en la dinámica del glaciar. Además, este glaciar tiene una cuenca relativamente extensa (abarca alrededor del 20% del área de CHN), lo que explicaría su importante avance en el pasado (Harrison *et al.*, 2012). En contraposición, los Glaciares Nef y Colonia están confinados a valles más estrechos y conforman cuencas relativamente más pequeñas (Glasser *et al.*, 2005).

A pesar de las diferencias climáticas constatadas en la literatura científica entre los glaciares localizados al este y oeste de CHN, hay evidencias geomorfológicas que indican que su dinámica reciente ha sido muy parecida. Así, Winchester & Harrison (2000) estudiaron siete glaciares de CHN: tres localizados al Este y cuatro al Oeste, y determinaron que el retroceso de todos ellos se produjo alrededor de 1870, continuando este proceso con algunas fluctuaciones hasta 1950 y acentuándose a partir de 1960. Este comportamiento sincronizado sugiere que la dinámica de los glaciares de CHN está controlada por los mismos factores a pesar de las diferencias climáticas y topográficas referidas entre ambas exposiciones. Los datos climáticos tomados por Harrison & Winchester (2000) en seis expediciones a campo de hielo (en 1991-1994

hacia el sector Oeste y 1996 y 1998 hacia el sector Este) revelan que en Febrero de esos años al Oeste llovió entre 61 y 95% del tiempo en comparación con entre el 5 y 44% en el Este. La vegetación en tanto, es notoriamente más xérica al Este, acentuándose a medida que aumenta la distancia a Campo de Hielo Norte (dentro de 30 km ésta cambia de bosque seco a matorrales). A pesar de esto, se requieren estudios de balance de masa llevados a cabo a ambos lados de CHN a lo largo de períodos prolongados y representativos para poder concluir acerca del efecto de las variables climáticas en el comportamiento de sus glaciares.

1.7 Conclusiones

En este capítulo fue mapeada y caracterizada la geomorfología de los Glaciares San Rafael, Colonia y Nef mediante el uso de imágenes satelitales ASTER. Estas imágenes tienen una resolución espacial que permitió la adecuada interpretación visual de las principales geoformas de sedimentación y estructura superficial del hielo de los tres glaciares.

La comparación de geoformas entre 2002 y 2012 permitió observar algunas diferencias en lo que respecta particularmente a la forma y posición de algunas de las morrenas de los glaciares estudiados. Ello permitió inferir cambios temporales en la velocidad del hielo.

El Glaciar San Rafael y los Glaciares Nef y Colonia representan las condiciones climáticas y topográficas contrastantes entre los lados Este y Oeste de CHN. No obstante, la caracterización geomorfológica de ellos es consistente con los resultados expuestos en la literatura científica, que sugieren que han estado sujetos a similares dinámicas a partir del término de la Pequeña Edad del Hielo.

Tablas

Tabla I.1 Fechas de adquisición de las imágenes ASTER seleccionadas para cada glaciar.

Glaciar	Imagen ASTER	
	Fecha de adquisición inicial	Fecha de adquisición final
Nef	10 de febrero, 2002	22 de febrero, 2012
Colonia	3 de febrero, 2002	22 de febrero, 2012
San Rafael	17 de febrero, 2002	25 de enero, 2011

Tabla I.2 Geoformas glaciales interpretadas y criterios empleados para su reconocimiento y delimitación en las imágenes.

Geoforma glaciar	Criterio de reconocimiento y delimitación	
	Morfológico	Cartográfico
Grietas	Fracturas superficiales presentes en los márgenes, curvaturas o zonas de cambio de pendiente del glaciar.	Agrupamiento de líneas paralelas irregulares de tonalidad cian en la superficie de hielo.
Ojivas	Promontorios repetitivos de material superficial en zonas de cambio de pendiente del glaciar.	Bandeamientos curvados alternadamente claros y oscuros a lo largo de la superficie de hielo.
Líneas de flujo	Escurrimientos de agua superficial paralelos a la línea central del glaciar.	Lineamientos continuos y poco sinuosos de tonalidad cian en la superficie de hielo.
Laguna supraglaciar	Cuerpos de agua superficial del glaciar.	Áreas de tonalidad cian en la superficie de hielo.
Morrenas	Acumulación superficial de materiales a lo largo del glaciar.	Áreas oscuras de color variable y textura granulada variable en la superficie de hielo.
<i>Sandur</i>	Planicies sedimentarias de granulometría fina ubicadas más allá del frente del glaciar y disectadas por ríos meandrosos y anastomosados.	Superficies de tonalidad marrón y textura fina continua en la superficie de hielo.
<i>Trimline</i>	Límite entre superficie vegetada y no vegetada del valle glaciar que marca el antiguo nivel del glaciar.	Cambio abrupto en el color y textura de las laderas del valle glaciar.
Línea arbórea	Límite altitudinal superior de la vegetación.	Cambio abrupto en el color y textura de las laderas del valle glaciar.

Figuras

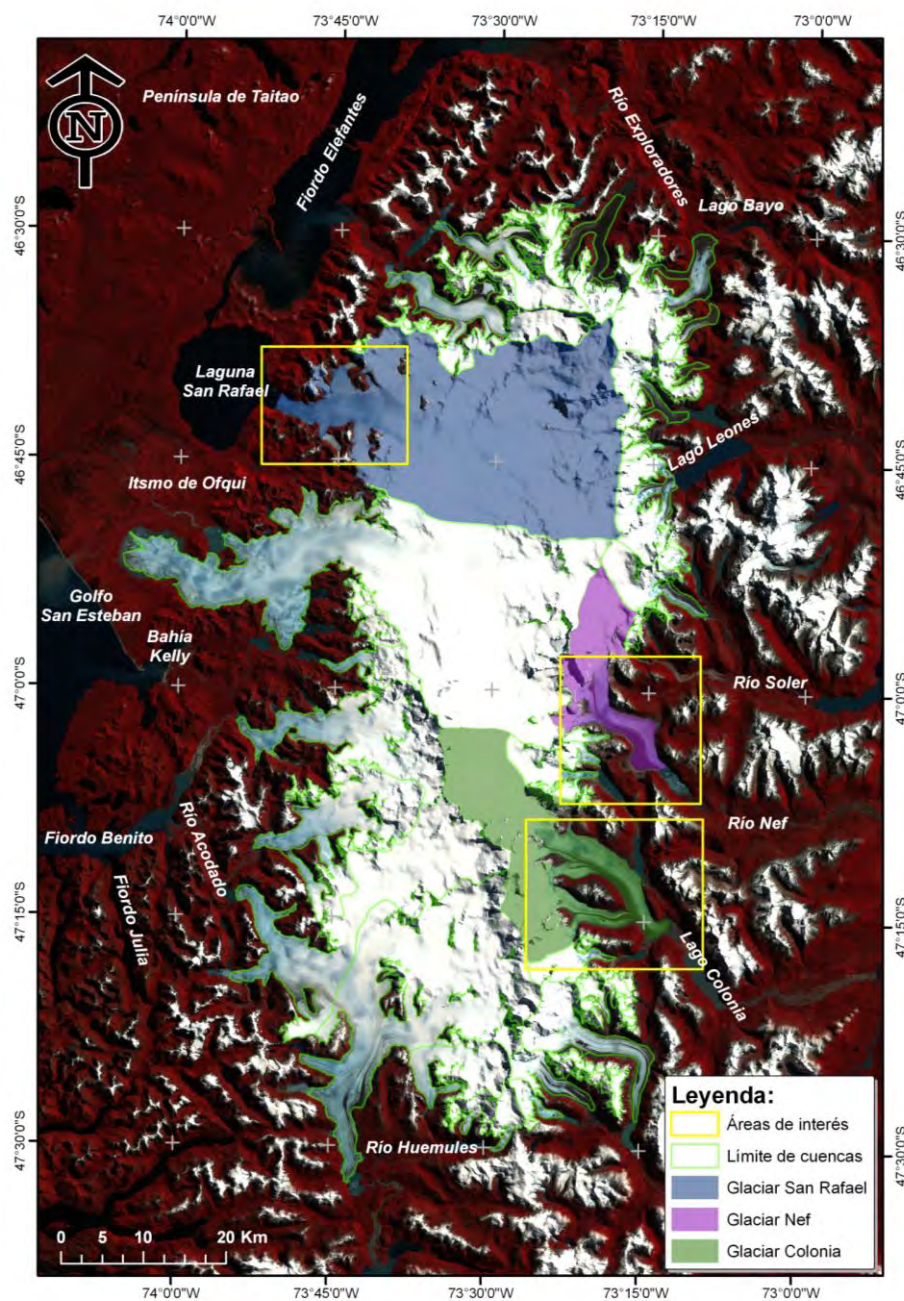


Figura I.1 Ubicación de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia y el área seleccionada en cada uno de ellos para la interpretación geomorfológica. Fuente: Rivera *et al.* (2007).

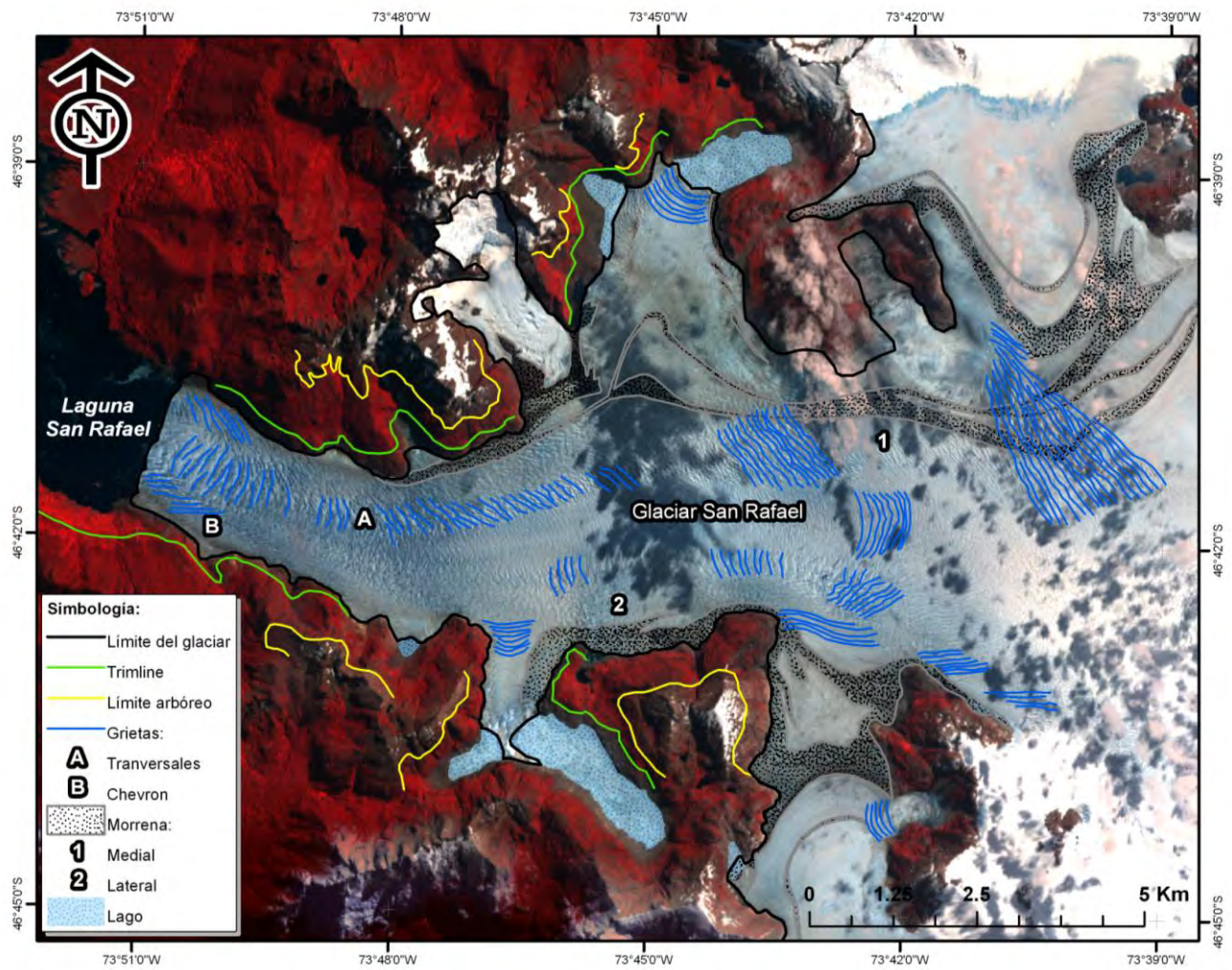


Figura I.2 Geomorfología superficial del Glaciar San Rafael interpretada desde una imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 17 de Febrero de 2002.

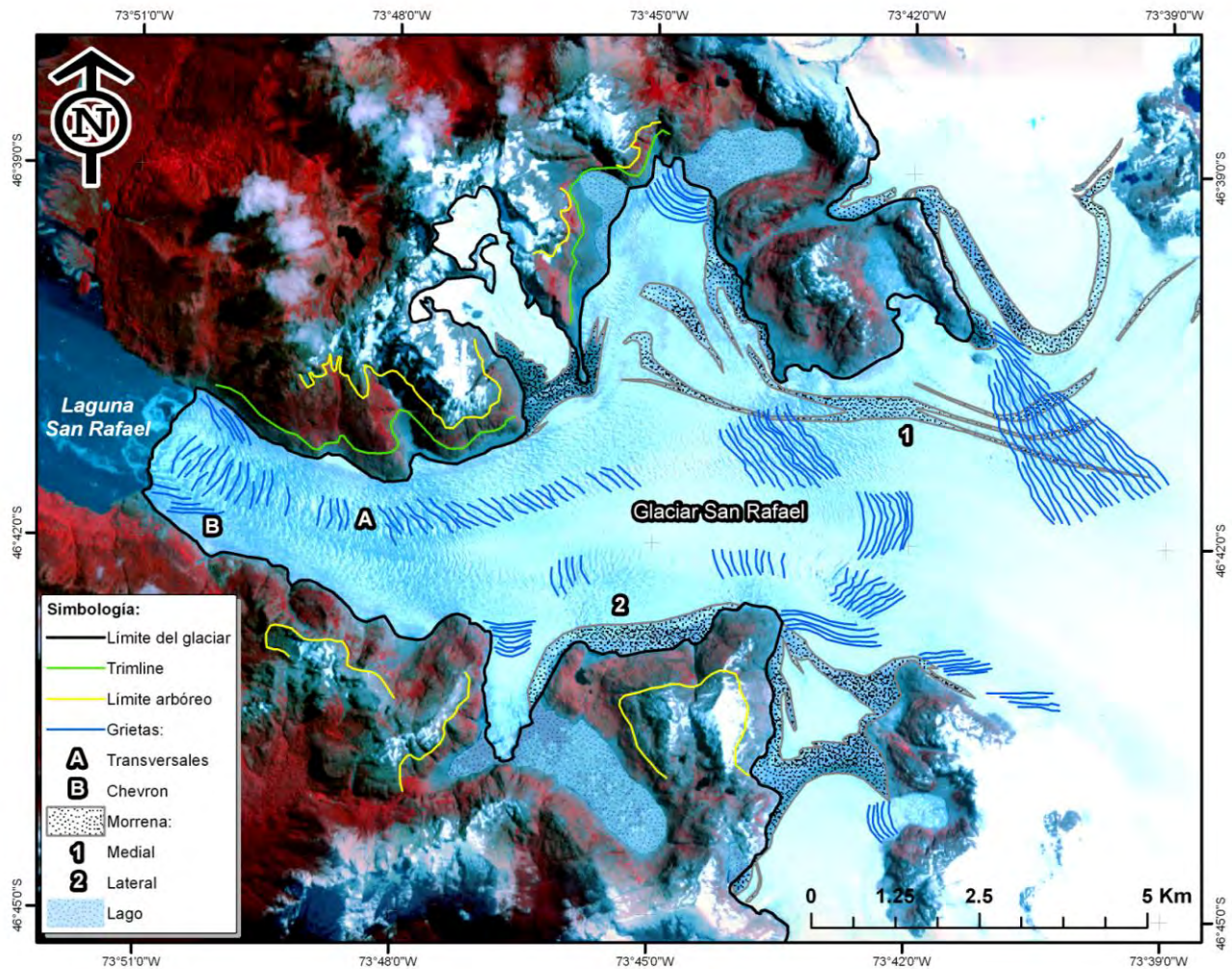


Figura I.3 Geomorfología superficial del Glaciar San Rafael interpretada desde una imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 25 de Enero de 2011.

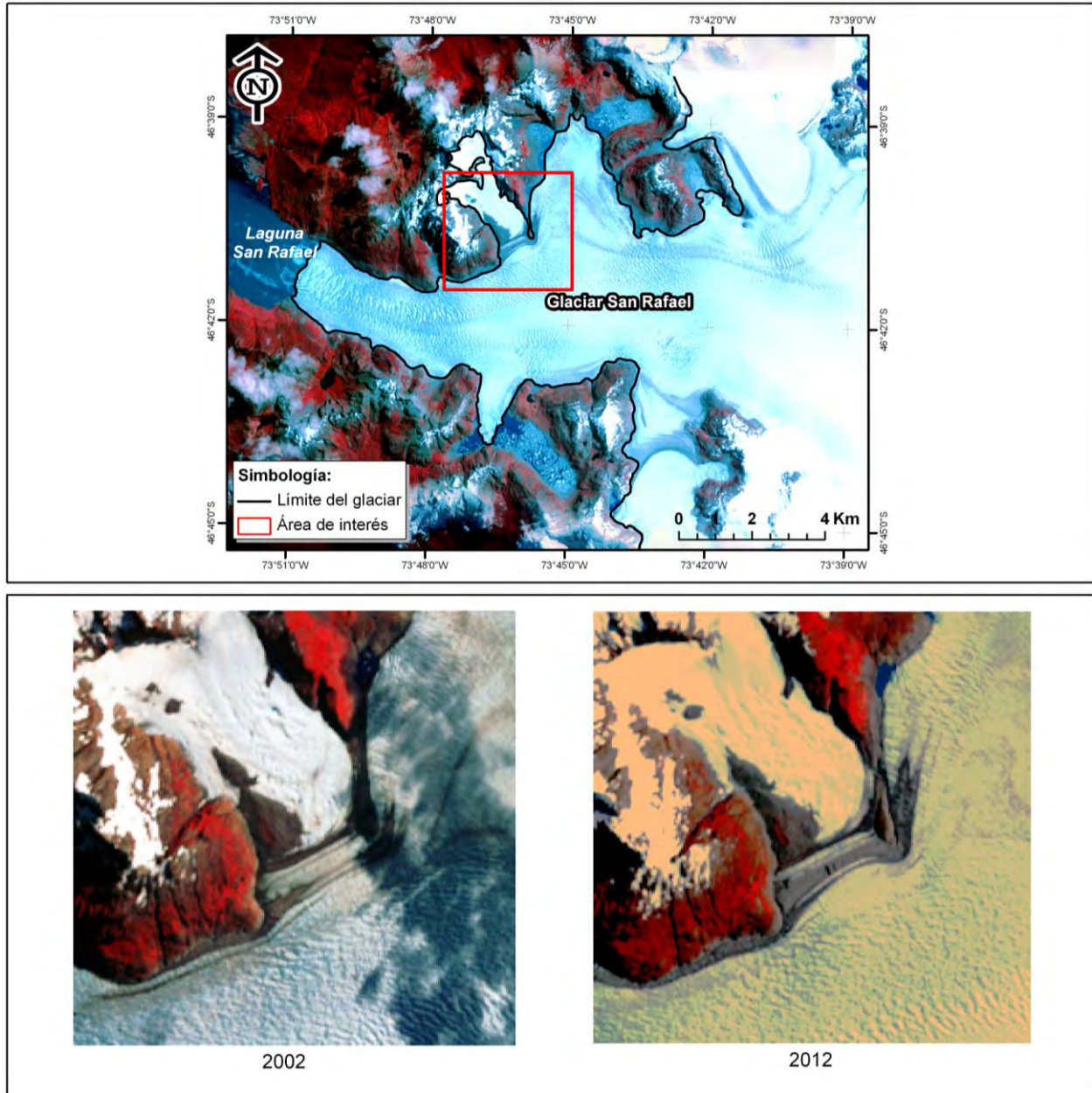


Figura I.4 Cambio temporal experimentado por las morrenas del Glaciar San Rafael entre 2002 y 2012.

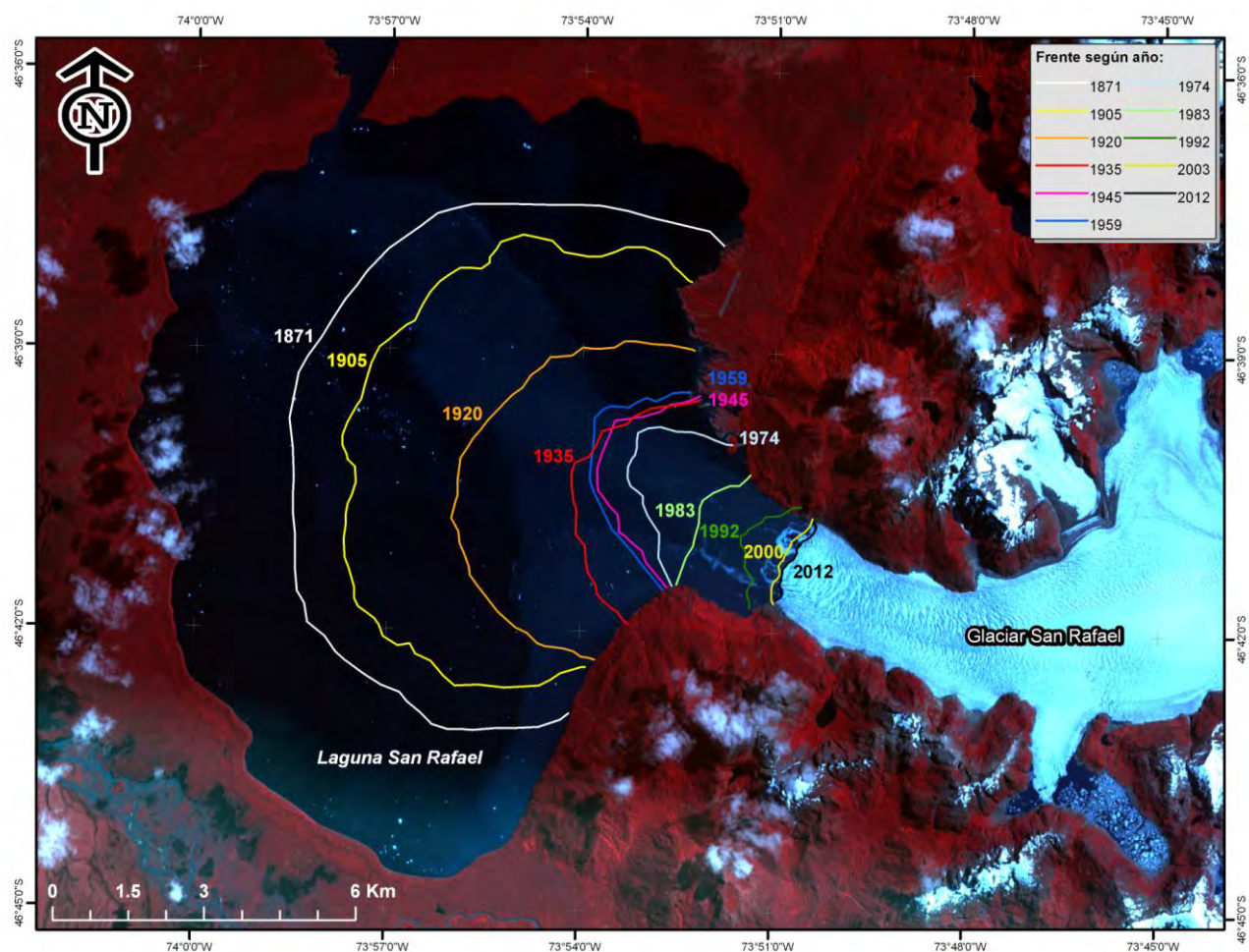


Figura I.5 Límites históricos del frente del Glaciar San Rafael superpuestos a una Imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 25 de Enero de 2011. (Fuentes compiladas en DGA (2011a) y este estudio).

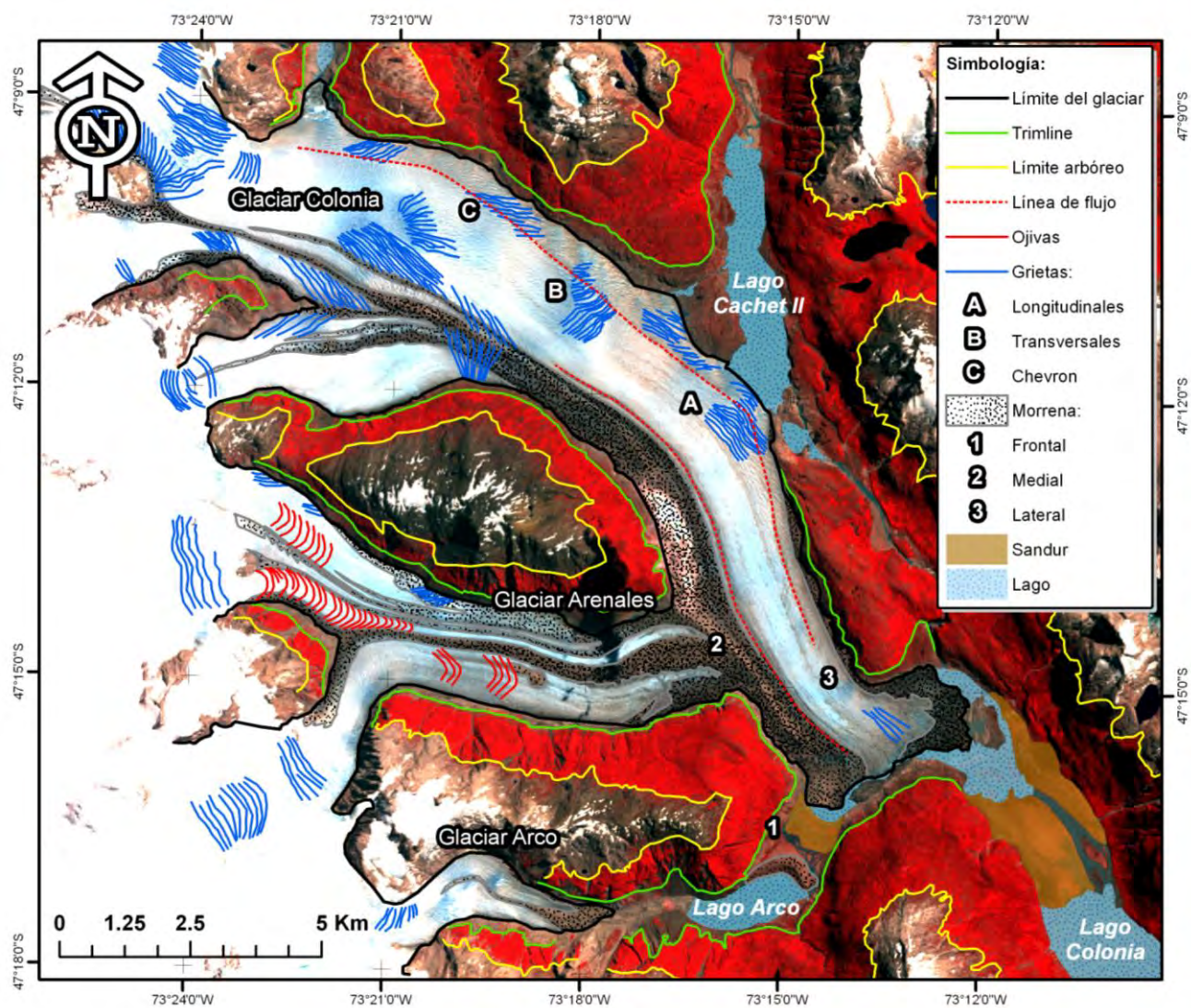


Figura I.6 Geomorfología superficial del Glaciar Colonia interpretada desde una imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 3 de Febrero de 2002.

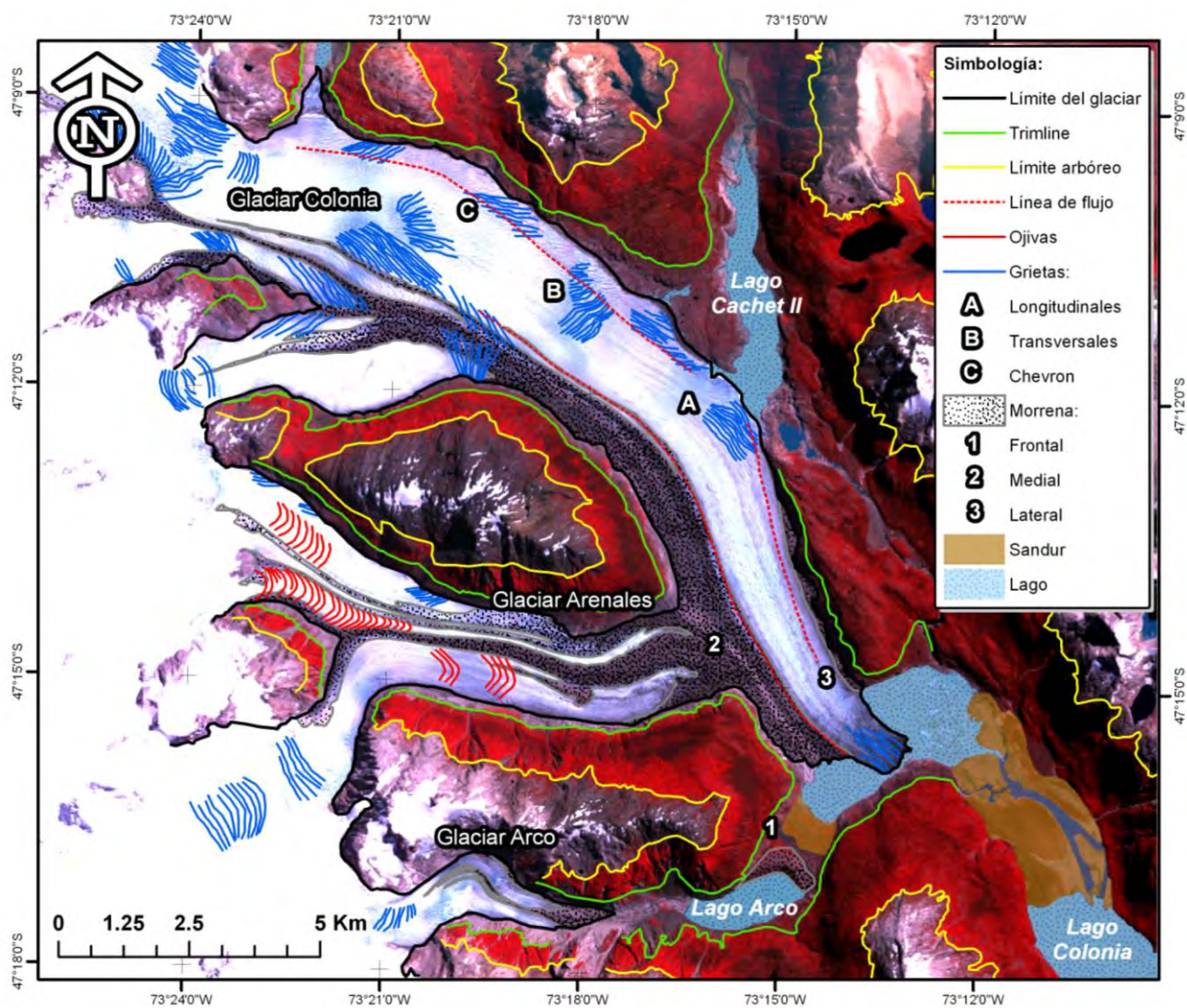


Figura I.7 Geomorfología superficial del Glaciar Colonia interpretada desde una imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 22 de Febrero de 2012.

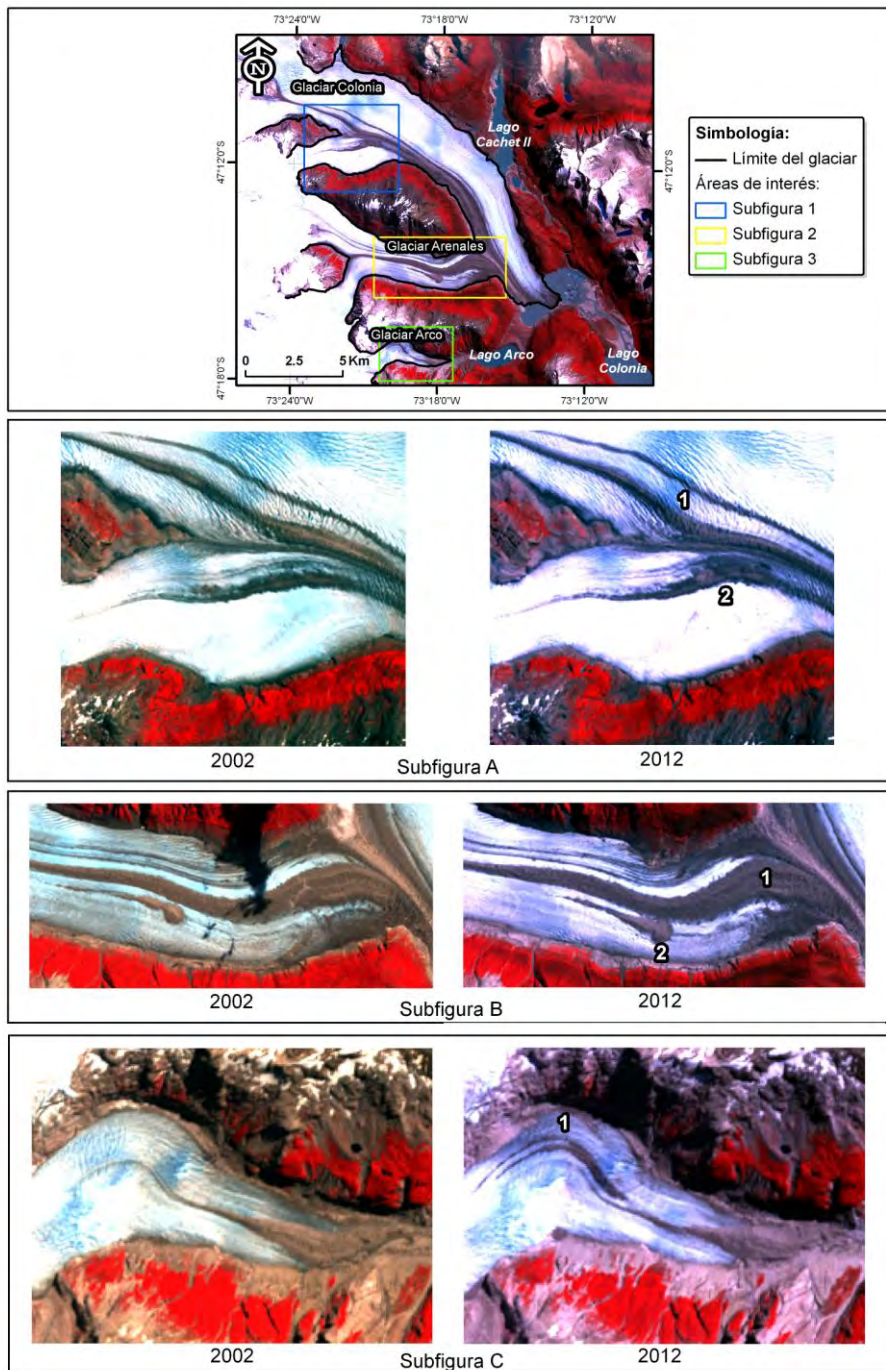


Figura I.8 Cambio temporal experimentado por las morrenas del Glaciar Colonia entre 2002 y 2012.

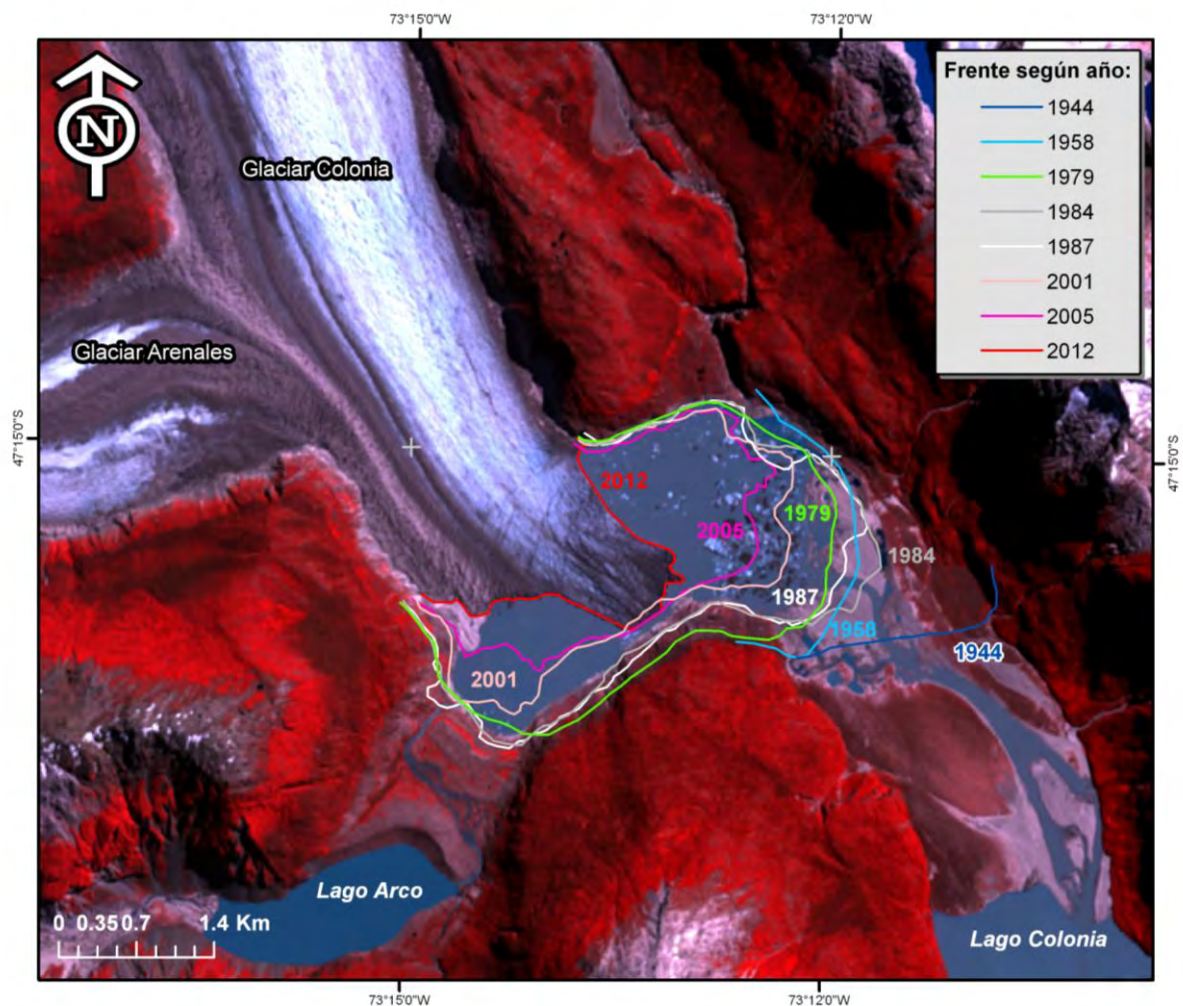


Figura I.9 Límites históricos del frente del Glaciar Colonia superpuestos a una Imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 22 de Febrero de 2012. (Fuentes compiladas en DGA, 2011a y este estudio).

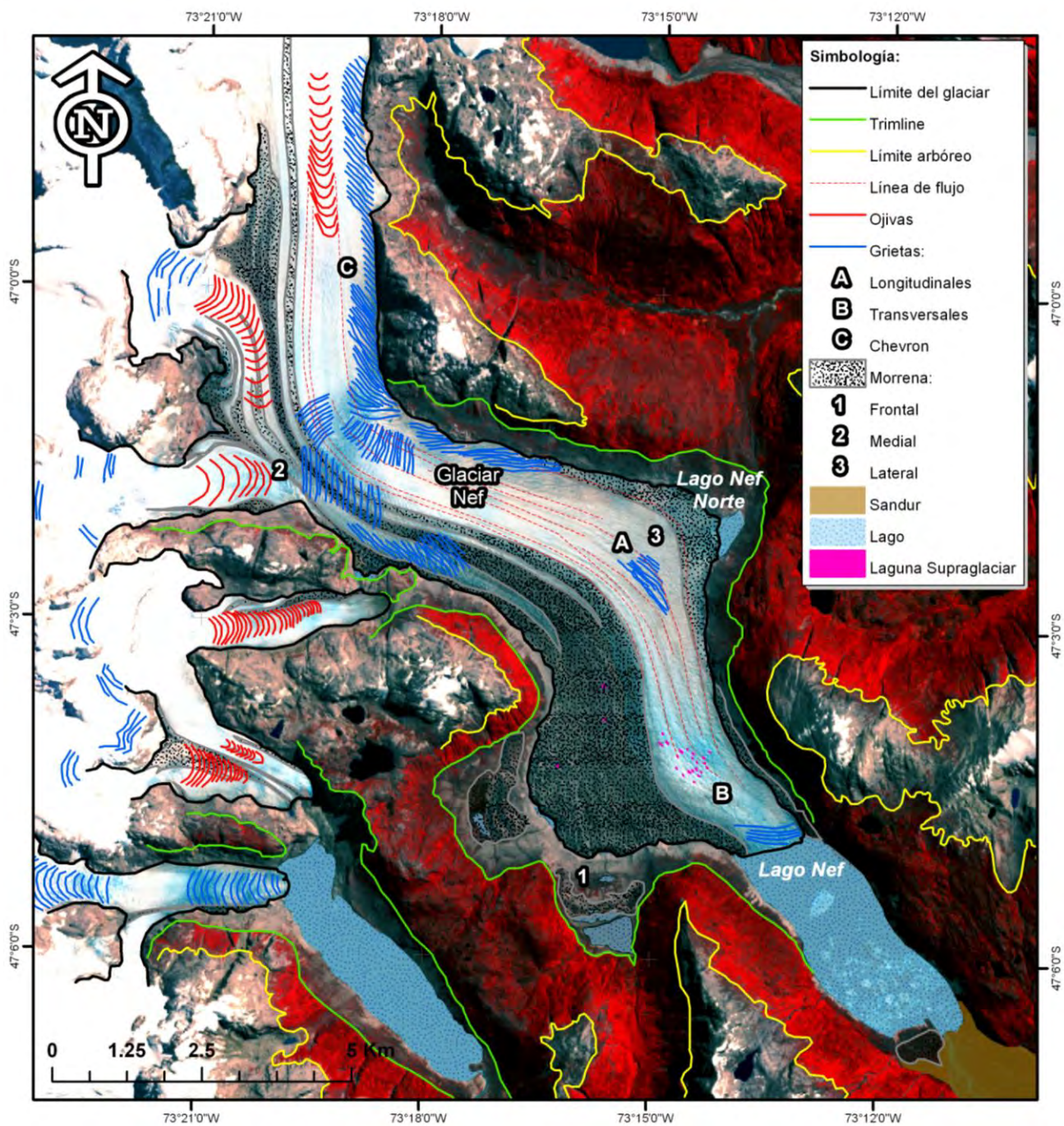


Figura I.10 Geomorfología superficial del Glaciar Nef interpretada desde una Imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 10 de Febrero de 2002.

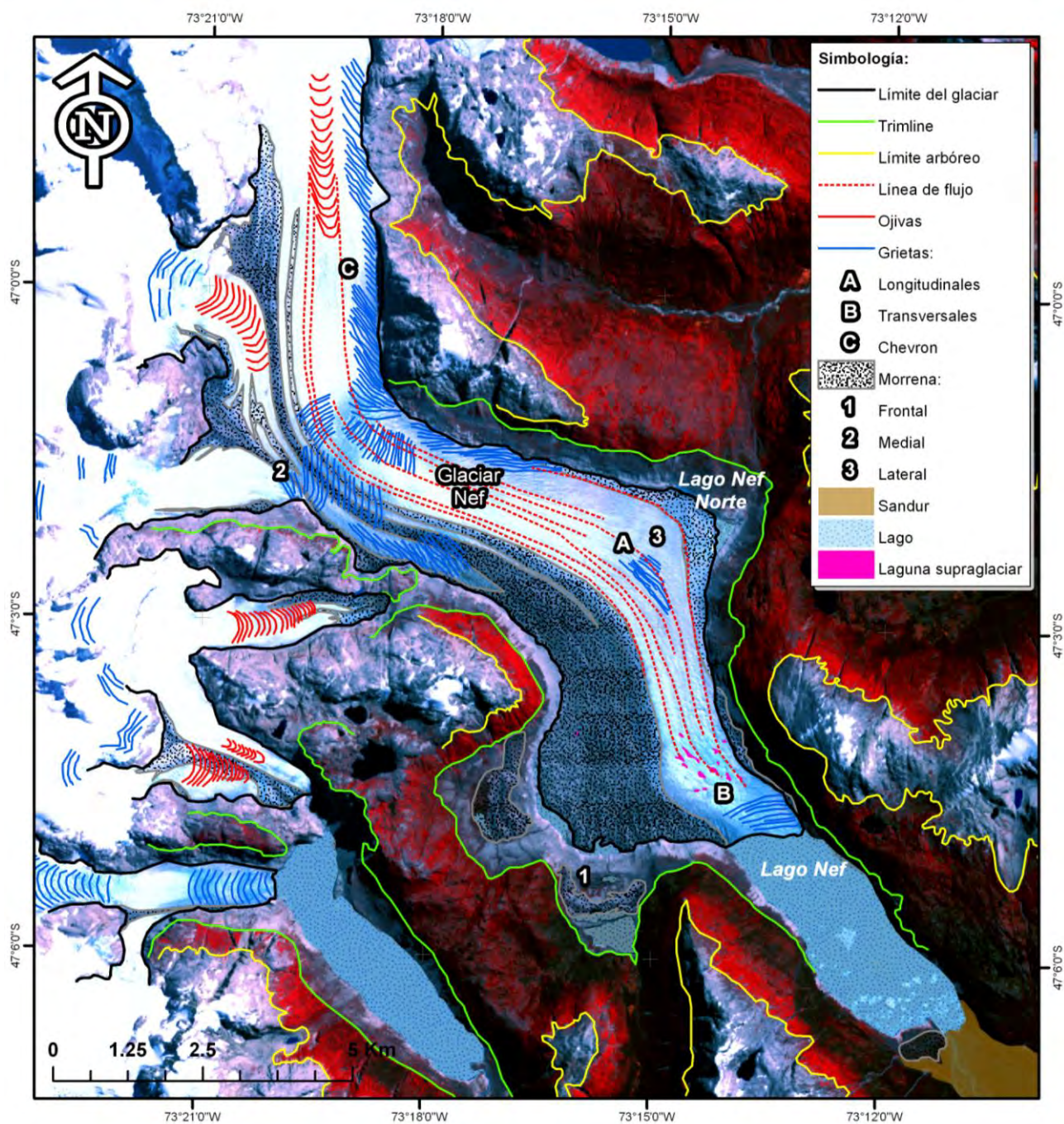


Figura I.11 Geomorfología superficial del Glaciar Nef interpretada desde una Imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 22 de Febrero de 2012.



Figura I.12 Vista del Glaciar Nef (Enero de 2012) desde la margen oriental, al sur del Lago Nef Norte.



Figura I.13 Fotografía del estado del Lago Nef en Enero de 2012.

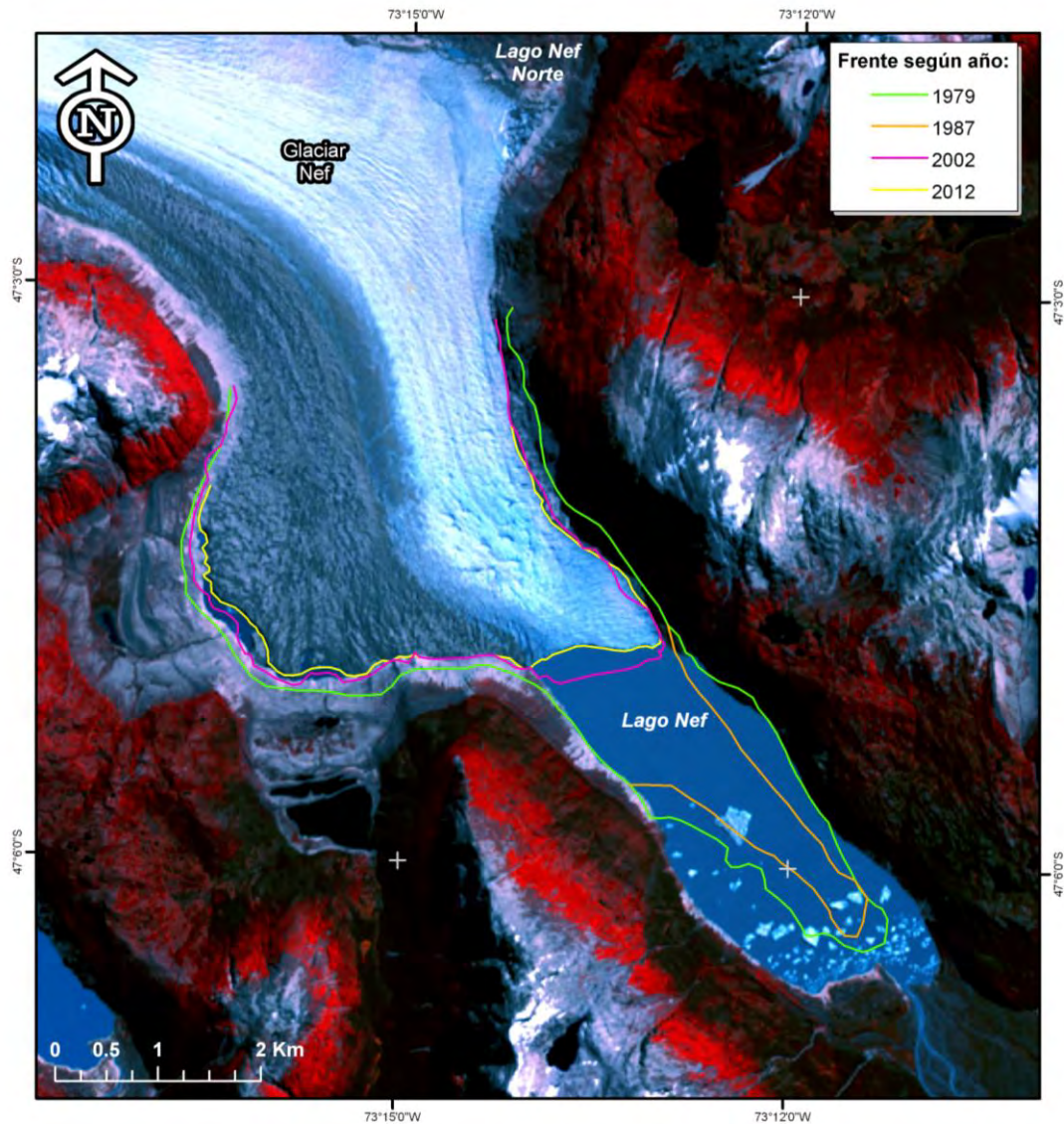


Figura I.14 Límites históricos del frente del Glaciar Nef superpuestos a una imagen satelital ASTER compuesta en falso color (R:3, G:2, B:1) adquirida el 22 de Febrero de 2012. (Fuentes compiladas en DGA, 2011a y este estudio).

CAPÍTULO II. TOPOGRAFÍA SUPERFICIAL Y CAMBIOS DE ELEVACIÓN

2.1 Resumen

Se presenta la topografía superficial de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte, y sus cambios de elevación en el período 2000-2012. En total, se realizaron siete campañas aerotransportadas con un sistema LiDAR (*Light Detection and Ranging*) entre 2002 y 2012, haciendo posible la comparación de los datos resultantes en los tres glaciares con un modelo digital de elevación SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) obtenido en una fecha anterior (Febrero 16, 2000). En los datos se aprecia una tendencia negativa en los tres glaciares, con tasas anuales máximas de -5 m a^{-1} obtenidas en el frente del Glaciar San Rafael. En la zona de acumulación de los tres glaciares se advierten cambios moderados, con tasas levemente negativas en los Glaciares San Rafael y Colonia y cambios no significativos en el Glaciar Nef. En general, los resultados concuerdan con estudios previos que indicaban adelgazamiento y un balance de masa negativo en los glaciares analizados en este trabajo.

2.2 Introducción

El conocimiento de la topografía superficial de un cuerpo de hielo es de suma importancia para cualquier estudio glaciológico, en particular para determinar los cambios de elevación y el balance de masa de un glaciar. Naturalmente, la topografía resulta fundamental en la dinámica de un glaciar debido a la acción de gravedad en el flujo de la masa de hielo pendiente abajo, siendo ésta una de las propiedades más relevantes para la generación de múltiples procesos relacionados con transferencias de masa y de sedimentos a las partes bajas, la capacidad erosiva del glaciar, las velocidades y aceleración del glaciar, y la deformación del hielo, entre otros. Los cambios de elevación de la superficie del hielo son un indicador del estado de equilibrio del glaciar con el clima. Así, un glaciar estable se caracterizará por una topografía que no manifiesta grandes cambios y su balance de masa también se mantendrá en niveles constantes, mientras que un glaciar en desequilibrio con las condiciones climáticas, por el contrario, se caracterizará por los adelgazamientos y la ocurrencia de balances de masa negativos (Oerlemans *et al.*, 1998).

Cuando los datos topográficos de distintas fechas de adquisición son comparados entre sí, los cambios de elevación así obtenidos pueden resultar en el balance de masa de un glaciar al asumir una densidad de hielo constante (Cuffey & Paterson, 2010). Este es el llamado método "geodésico" (Cox & March, 2004), el que permite determinar el balance de masa en ausencia de mediciones con el método directo de balizas y pozos estratigráficos (Kaser *et al.*, 2003; Cogley *et al.*, 2011). Idealmente, los datos a comparar deben corresponder a fechas de fines de invierno y fines de verano de manera de determinar el balance de masa de acumulación y de ablación, respectivamente. Por su parte, cuando los datos topográficos de fines del año hidrológico de distintas épocas son contrastados, es posible obtener el balance de masa neto anual.

En este trabajo se recopilieron datos topográficos de gran precisión de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, con el objetivo de detectar posibles signos de adelgazamiento en años recientes, contrastar diferencias versus similitudes de ambos sectores de CHN, y evaluar su posible relación con los balances de masa en la región.

2.3 Objetivos

2.3.1 Objetivo general

Caracterizar la topografía superficial actual de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte, y determinar cambios de elevación en años recientes.

2.3.2 Objetivos específicos

- Recopilar antecedentes recientes de topografía superficial de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia obtenidos con métodos aerotransportados.
- Generar una base de datos topográfica de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia a partir del año 2000.
- Realizar un nuevo levantamiento topográfico de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia mediante un sistema láser aerotransportado.
- Determinar cambios de elevación a partir de la comparación del conjunto de datos en referencia al modelo SRTM del año 2000.

2.4 Materiales y métodos

2.4.1 Estudios pre-existent

Los antecedentes de cambios de elevación en el Campo de Hielo Norte se encuentran resumidos en tres publicaciones: Rignot *et al.* (2003), Rivera *et al.* (2007), y más recientemente Willis *et al.* (2011).

Rignot *et al.* (2003) compararon el modelo digital SRTM del año 2000 con la cartografía 1:50,000 del Instituto Geográfico Militar, basada en un levantamiento aerofotogramétrico de 1975. Esta comparación está restringida principalmente a la zona de ablación debido a la ausencia de visión estereoscópica en la zona de acumulación durante el levantamiento IGM y su error (RMS) asciende a 20 m. A partir de esta comparación se detectan diferencias significativas en las zonas bajas de los glaciares e incluso el adelgazamiento en torno a la cota de la línea de equilibrio del Campo de Hielo Norte, pero la señal se encuentra bajo el error a partir de los 1,200 m. En total, el análisis cubre 24 glaciares con un área de 3,481 km² y otorga una pérdida de volumen de hielo de $2.63 \pm 0.4 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ debido al adelgazamiento a una tasa promedio de $0.81 \pm 0.1 \text{ m a}^{-1}$ para el Campo de Hielo. Destaca el Glaciar HPN1 con 7.8 m a^{-1} . Estos valores extremos ocurren típicamente cerca del frente de los glaciares. Las tasas de adelgazamiento de los Glaciares San Rafael, Colonia y Nef están listadas en **Tabla II.1**.

En Rivera *et al.* (2007), se empleó la topografía IGM de 1975 como base de comparación con un DEM derivado de un mosaico ASTER de 2001. Muy similar, el análisis está restringido a las zonas de ablación, obteniéndose un valor promedio de adelgazamiento de $-1.8 \pm 0.97 \text{ m a}^{-1}$. Las tasas de adelgazamiento obtenidas por este trabajo son también indicadas en **Tabla II.1**. Dada la escasa cobertura de los modelos en las zonas de acumulación, sólo se obtuvo una tasa de -1.1 m a^{-1} en un 39% del área de acumulación del Glaciar Nef.

Posteriormente en Willis *et al.* (2012) se compara el DEM SRTM con un set de DEMs adquiridos entre 2001 y 2011 del sensor ASTER. La **Tabla II.1** incluye las tasas determinadas en cada uno de ellos. Se observa adelgazamiento en la zona de acumulación aunque menor a la del período 1975-2000. Para el Glaciar Nef se obtuvo un leve pero no significativo aumento de la

elevación. Para la zona de ablación se advierte un incremento del adelgazamiento, con una duplicación en el caso del Glaciar Colonia (Willis *et al.*, 2012).

2.4.2 Datos inéditos

El primer levantamiento aerotransportado con tecnología LiDAR (*Light Detection And Ranging*) en el Campo de Hielo Norte fue realizado por la NASA conjuntamente con el Centro de Estudios Científicos (CECs) en Diciembre de 2002 a bordo de un avión Orion/P3 de la Armada de Chile. Una descripción del instrumento y del procesamiento de estos datos está en Krabill *et al.* (2002). En esta campaña se volaron perfiles longitudinales en sus principales glaciares. La precisión de los puntos medidos en terreno es típicamente del orden de 0.1 m.

A partir del año 2007 el CECs ha realizado varias campañas aéreas al Campo de Hielo Norte utilizando un sistema propio de escáner láser llamado CAMS (*CECs Airborne Mapping System*). Los componentes de este sistema y el procesamiento de los datos están descritos en las secciones 2.4.3 y 2.4.4 y algunos antecedentes de las campañas están resumidos en **Tabla II.2**.

Los primeros vuelos abarcaron perfiles longitudinales similares con el objetivo de determinar cambios de elevación en la línea central de los glaciares. En lo sucesivo se intentó aumentar en la medida de lo posible la cobertura espacial de los *tracks*. Así, durante la campaña de Marzo de 2009 se realizó un levantamiento del Glaciar San Rafael desde su frente hasta aproximadamente los 700 m snm. Posteriormente en Agosto 2011 se sobrevoló una transecta de un ancho de 2 km entre el Glaciar San Rafael y el Glaciar Colonia, repitiéndose la línea central del Glaciar Nef. La última expedición, en Agosto 2012, consistió en líneas de medición en estos tres glaciares (**Figura II.1**). Algunos antecedentes de esta campaña se describen en sección 2.4.5.

2.4.3 Componentes y operación del sistema aerotransportado LiDAR

Los sensores y principales características de la medición con el sistema CAMS son:

- Barredor láser de espejos RIEGL LMS-Q240, con una tasa real de repetición de pulsos de 10 kHz, longitud de onda 904 nm (infrarrojo cercano), altura de vuelo hasta 500 m sobre el terreno, ancho máximo de barrido de 500 m, precisión de las mediciones ± 20 mm.
- Sistema de Mediciones Inerciales iNAV-FMS-Airsurv, con medición de ángulos de alabeo (*roll*), cabeceo (*pitch*) y ronceo (*yaw*), y las aceleraciones instantáneas en los tres ejes espaciales (x,y,z). Una tasa de muestreo de 400 Hz, con una precisión de los ángulos de $\sim 0.75^\circ/\text{hora}$, que corresponde a una constante, precisión típica de la trayectoria luego de post proceso del orden de 7 a 20 cm dependiendo de la distancia de la línea base entre la estación GPS en tierra y la aeronave.
- Receptores GPS de doble frecuencia JAVAD Lexon LGGD (tasa de captura de datos hasta 10 Hz, memoria de 512 MByte), en operación simultánea de estación base en terreno, idealmente una es la base para facilitar la alineación al inicio y al final del vuelo, y una segunda estación más cerca del área de estudio.
- Cámara digital Canon EOS5D (cuadro completo, distancia focal fija de 20 mm, resolución 3k x 4k, tasa de captura 5 segundos).

2.4.4 Post-procesamiento de datos

El procesamiento de los datos obtenidos durante los vuelos de medición se realiza en 3 pasos. Con el software *Inertial Explorer* de la empresa canadiense Novatel se analizan y procesan los datos GPS cinemáticos junto con los datos inerciales. Los datos GPS son procesados con el

módulo GrafNav, el que permite realizar este procedimiento mediante una técnica cinemática en forma diferencial con una o más estaciones de referencia ponderando las bases según su distancia a la antena móvil. Se usa la combinación lineal *ionospheric free* de las dos frecuencias permitiendo corregir el efecto de la refracción ionosférica. Como efemérides se utilizan las órbitas precisas del *International GNSS Service* (<http://igscb.jpl.nasa.gov/>). Los datos inerciales son procesados con el módulo GPS-IMU disponible en el mismo software, empleando la técnica mediante el filtro KALMAN. Para la alineación de la IMU, con el fin de inicializar los ángulos de actitud idealmente se usa un período mínimo de 2 minutos durante el cual el avión está completamente detenido.

Segundo, la trayectoria final del vuelo obtenido en base a los datos GPS y los datos inerciales se usan para georeferenciar las mediciones del barredor láser, siendo el producto resultante una nube de puntos relativa al sistema de referencia terrestre WGS-84 mediante un software propio denominado "LMS_GEOREF".

Tercero, en el post proceso de la nube de puntos se aplica el software *TerraSuite* (*TerraScan*, *TerraMatch* y *TerraModel*) de la empresa *Terrasolid* (Finlandia) que permite la clasificación y calibración de los datos láser, y la generación de Modelos Digitales de Elevación (DEM). El objetivo principal de la clasificación es detectar y eliminar puntos erráticos que normalmente no superan 0.1 por mil en el conjunto total de datos. Los datos filtrados de esta manera en una zona con superficies bien definidas (una zona edificada y/o undulada sin vegetación) se usan para la calibración del sistema con el fin de determinar la geometría exacta entre los componentes escáner láser y la IMU. Las correcciones así determinadas se aplican a todo el conjunto de datos. El error de los puntos de un vuelo es normalmente de 0.3 a 0.5 m.

Esta nube de puntos filtrados y calibrados sirve como base para la triangulación de los datos mediante una red de triángulos irregulares (*Triangulated irregular network* TIN), la cual se exporta como un raster de 5 m de resolución. Este DEM representa la superficie del glaciar y su entorno en el momento de la toma de los datos y puede ser comparado con datos de otras épocas.

2.4.5 Campaña de agosto de 2012

Esta campaña topográfica se planificó para el mes de marzo 2012 con el objetivo de observar la superficie de los glaciares al término del período de ablación, sin embargo los conflictos sociales y el desabastecimiento de combustible en la zona obligaron a reevaluar la fecha de operación. Dados los nuevos requerimientos y los compromisos adquiridos por la Fuerza Aérea de Chile, no fue posible realizar los vuelos hasta los días 23 y 24 de agosto. Estos se realizaron en un avión DHC-6 Twin Otter del Servicio Aerofotogramétrico de dicha institución. Se instalaron 2 bases de referencia de GPS de doble frecuencia, una en el aeropuerto General Carlos Ibañez del Campo, Balmaceda, sede de los vuelos, y la otra en Cochrane. Los datos de una estación de GPS que fue operada por la Dirección General de Aguas en el período de los vuelos en el refugio San Rafael no estuvieron disponibles en el momento de procesamiento de los datos. Problemas técnicos en la antena de GPS del avión resultaron en una degradación de la calidad de la señal en la segunda frecuencia L2 y en un deterioro de la trayectoria. Para compensar la falta de datos de alta calidad de la segunda frecuencia, que normalmente se emplean en estimar la refracción ionosférica, se introdujo el modelo ionosférico de CODE (por sus siglas en inglés: Center for Orbit Determination in Europe) para reducir el efecto del retraso de la señal en la ionósfera (Hernández-Pajares *et al.*, 2009). Por la ausencia de las dos frecuencias, las posiciones GPS con una desviación estándar mejor a 10 cm baja de un 85% en condiciones normales, a un 60%. En el vuelo del día 24 de agosto el registro de datos GPS de la aeronave finalizó 30 minutos antes del término del vuelo debido a falta de memoria. Por este motivo, se realizó una alineación cinemática durante el acercamiento del avión de regreso hacia Balmaceda. Esto podría ser la causa de cierta degradación de los datos de este día.

El vuelo de calibración del equipo se realizó el día 25 de agosto. Los datos GPS sufrieron un problema similar de calidad en la frecuencia L2, por lo que la precisión de la trayectoria disminuyó. Siguiendo el procedimiento de calibración de los datos no fue posible determinar parámetros significantes por lo que se optó por su no aplicación. Una comparación de la nube de puntos de esta campaña con los datos del agosto de 2011 sobre el borde rocoso al norte del Glaciar Colonia revela una diferencia de 0.14 ± 0.92 m. Excluyendo valores atípicos que se encuentran por ejemplo en zonas con mucha pendiente, la desviación estándar baja a ± 0.70 m. En consecuencia se asigna una precisión submétrica a este conjunto de datos.

2.4.6 Comparación entre datos topográficos

La superficie de referencia es el DEM SRTM por su mayor antigüedad que la topografía LiDAR y su completa cobertura del Campo de Hielo Norte. Se usa la versión 4 (Jarvis *et al.*, 2008). El error del modelo SRTM asciende a ± 10 m en zonas con mucho relieve (Brown *et al.*, 2005); en el Campo de Hielo Sur se observó un error de 3 a 4.5 m en los glaciares (Rignot *et al.*, 2003). Para la estimación del error de los cambios detectados se ocupa el valor más conservador, que es de 10 m.

La precisión de los datos LiDAR respecto a SRTM es de un orden de magnitud superior, tanto en la horizontal como en la vertical. Por ello, no resulta necesario el corregistro de los datos LiDAR con el DEM SRTM. Las elevaciones SRTM son ortométricas respecto al modelo EGM96 (Lemoine *et al.*, 1998), mientras que los datos LiDAR son elevaciones elipsoidales. En base a lo anterior, se transformó el DEM SRTM a elevaciones elipsoidales usando el mismo modelo EGM96.

Con el objetivo de facilitar una comparación más directa y completa de los conjuntos de datos, que difieren parcialmente en sus áreas de cobertura, se definieron los perfiles longitudinales de los glaciares que mejor caracterizan los cambios de elevación dependiendo de la elevación absoluta del terreno. Las elevaciones a lo largo de los perfiles se determinaron mediante una interpolación bilineal en base a los DEMs con una resolución de 5 m de en el caso de los datos LiDAR y de 90 m para el DEM SRTM.

Para los datos tomados en agosto de 2011 se consideró la diferencia con respecto al DEM SRTM en una transecta de 2 km de ancho entre el Glaciar San Rafael y el Glaciar Colonia. Para ello se aplicó un remuestreo calculando el promedio de todas las celdas de 5 m del DEM original que caen dentro de una de 90 m.

Cambios netos de elevación y tasas anuales fueron calculados. El error en la tasa anual de cambio disminuye con el tiempo transcurrido entre las mediciones. En este sentido, la medición de agosto de 2012 proporciona los datos más exactos, aún con la precisión comparativamente menor que la de agosto de 2011 (ver sección 2.4.5), dado su error de 0.80 m a^{-1} comparado con 0.87 m a^{-1} para la diferencia 2011-2000.

2.5 Resultados

2.5.1 Glaciar San Rafael

Los datos LiDAR en este glaciar están disponibles para los años 2002, 2008, 2009, 2011 y 2012 (**Figura II.2**). Todos ellos muestran una diferencia negativa en todo su perfil longitudinal (**Figura II.3**). En el frente, las tasas alcanzan valores de -5 m a^{-1} . Los primeros 5 km del perfil, es decir hasta una elevación de 500 m, muestran datos con un alto nivel de ruido debido a la presencia de grietas profundas. Más allá del km 15, las diferencias entre 2002 y 2000 están dentro del rango de error. Hasta la línea de equilibrio, la tasa disminuye a -1.7 m a^{-1} , alcanzando -1.3 m a^{-1} en la zona de acumulación entre 2000 y 2011.

Para estimar la influencia de un error en el modelo SRTM es posible analizar las tasas 2002-2011 (-1.5 m a^{-1}) y 2008-2011 (-1.3 m a^{-1}), las que muestran la consistencia de los resultados recientes. Hacia la divisoria con el Glaciar San Quintín, la tasa anual disminuye a -0.6 m a^{-1} .

Un análisis generalizado de las diferencias entre CAMS 2011 y SRTM 2000 a lo largo de toda la transecta entre el Glaciar San Rafael y el Glaciar Colonia (**Figura II.4**), indica cambios negativos en prácticamente toda la zona.

La tasa promedio para la cuenca del Glaciar San Rafael es de -2.0 m a^{-1} . En la parte medida de la zona de acumulación (16%) el promedio es de -1.68 m a^{-1} mientras que para su zona de ablación alcanza un promedio de -2.85 m a^{-1} (**Tabla II.3**). En el *plateau* al sur del Glaciar San Rafael, vale decir la zona alta del Glaciar San Quintín, la tasa es -0.5 m a^{-1} .

2.5.2 Glaciar Colonia

Para este glaciar existen datos LiDAR desde el frente hasta la divisoria con el Glaciar San Quintín en varias fechas (**Figura II.5**). La **Figura II.6** muestra un perfil longitudinal del glaciar. La diferencia entre SRTM 2000 y los datos P3 2002 no es significativa al mostrar un promedio de $1.5 \pm 6.0 \text{ m}$. Se concluye en este caso que los cambios de elevación en este período no superan el error del modelo SRTM. El resto del conjunto de datos muestra un adelgazamiento continuo con tasas de unos -4 m a^{-1} en los primeros 5 km del perfil. Una zona con diferencias positivas en el km 18 del perfil corresponde a una cascada de hielo con una pendiente de más de 30%. El hecho que todos los conjuntos muestran diferencias de similar magnitud es indicativo de un probable artefacto en el modelo SRTM, donde un desplazamiento horizontal de un pixel (90 m) bien podría explicar estas diferencias. El promedio de adelgazamiento en la zona de ablación del Glaciar Colonia es -1.9 m a^{-1} , excluyendo esta zona de la cascada de hielo ya mencionada.

En la zona de acumulación del Glaciar Colonia se ve una tendencia negativa con un promedio de -0.3 m a^{-1} para el año 2011 (**Tabla II.3**). Considerando el error SRTM, estos cambios no son significativos si bien sugieren ser consistentes en toda la zona. Las mediciones de 2011 son de mitad de invierno y representan la superficie elevada por acumulación invernal, por lo cual esta tasa puede considerarse como una estimación mínima de cambio de elevación. Las diferencias entre las mediciones de agosto de 2011 y agosto de 2012 muestran una variabilidad muy alta atribuible a la época invernal de los sobrevuelos, cuando la superficie puede variar dentro de pocos días por la acumulación del manto nival.

2.5.3 Glaciar Nef

La **Figura II.7** muestra los datos LiDAR disponibles en el Glaciar Nef. En todas las campañas mostradas en **Tabla II.2** se realizaron uno o dos perfiles a lo largo del glaciar. La **Figura II.8** grafica las diferencias de las mediciones de las respectivas fechas con el modelo SRTM de Febrero de 2000 para un perfil longitudinal AA'. La mayoría de los valores son negativos y por lo tanto son indicativos de un adelgazamiento del glaciar. El patrón de los cambios es siempre similar independiente de las fechas en comparación. La tasa de cambio es de un mínimo de -3 m a^{-1} a los 550 m s.n.m. El promedio en la zona de ablación es -1.62 m a^{-1} (**Tabla II.3**). Los valores positivos cerca del km 12 del perfil corresponden a una elevación de 950 m donde el glaciar cambia su dirección de flujo hacia el este. Esta zona está muy agrietada, detalle que no está capturado en la resolución de 90 m del modelo SRTM. Aproximadamente a la altura de la línea de equilibrio (1355 m según la interpretación de una imagen ASTER de febrero de 2008, km 20 en el perfil AA'), los valores cambian de principalmente negativos a predominantemente positivos, con la excepción de Marzo de 2009.

Para estimar una tendencia decadal hay que considerar la estación en la cual se realizaron las mediciones, particularmente en la zona de acumulación. La curva de agosto de 2011, al igual que la de agosto de 2012, incluye parte de la acumulación invernal caída hasta la fecha y por tanto, tiene un sesgo positivo. En la fracción medida en esta zona en 2011 (28% del total), el cambio de elevación promedio es de $-0.3 \pm 0.29 \text{ m a}^{-1}$, y por tanto no supera el error del método.

2.6 Discusión y conclusiones

Los datos LiDAR de 7 campañas realizadas entre 2007 y 2012 en estos tres glaciares permitieron calcular tasas de cambio de elevación respecto a la superficie de referencia representada por el DEM SRTM como línea de referencia. La época de las campañas LiDAR, en los inviernos de 2011 y 2012 permitió detectar cambios de elevación mínimos en comparación a otros datos pero no fielmente representativos de cambios al final del año hidrológico. Esto porque a cualquier tendencia de largo o mediano plazo se superpone un ciclo anual de acumulación y ablación, de una amplitud de varios metros en el caso de Campo de Hielo Norte. Por la baja tasa de muestreo, este ciclo anual no se puede resolver con estos datos.

Los datos LiDAR superan a otros métodos tanto en resolución espacial como en precisión. Por su alto costo, y habituales contratiempos logísticos y meteorológicos, la cobertura de toma de datos es limitada espacial y temporalmente. Por la falta de esta cobertura se optó por comparar todos los conjuntos de datos con SRTM lo que permitió monitorear la evolución de las elevaciones de los glaciares a lo largo de 12 años.

En general, las tasas de cambio de elevación en los glaciares son negativas. Los perfiles longitudinales por lo general muestran mayores tasas de adelgazamiento en la zona frontal según lo esperable. Los cambios de mayor magnitud se observan en los Glaciares San Rafael y Colonia donde el adelgazamiento supera los 60 m entre 2000 y 2011. Esto corresponde a una tasa de -5 m a^{-1} . En el Glaciar Nef se observan cambios máximos a 3.5 km del frente y a los 550 m snm. Hacia el frente, las tasas disminuyen consistentemente entre todas las campañas. La parte baja de los glaciares es fuertemente agrietada, introduciendo un ruido considerable durante la fase de comparación de los datos entre fechas al evolucionar el patrón de distribución de las grietas debido al flujo de la masa de hielo. En los datos de CAMS se aplicó un filtro que descarta los retornos que vienen desde el interior de las grietas, logrando minimizar este efecto. Esto resulta en una nube de puntos menos densa, pero más confiable. La dificultad está en definir los parámetros del filtro para optimizar el proceso, los cuales se determinaron empíricamente. Aún así la rugosidad natural de los glaciares se ve reflejada en los cambios de elevación.

El adelgazamiento no sólo afecta a la zona de ablación. También en las zonas altas de San Rafael y Colonia se observa un leve decrecimiento de la superficie, mientras que en el Glaciar Nef no se observa un cambio de elevación significativo.

Estos resultados coinciden con los estudios de otros autores citados en la sección 2.4.1 (Rignot *et al.*, 2003, Rivera *et al.*, 2007, Willis *et al.*, 2012). Los DEMs derivados de datos ASTER y comparados con SRTM por Willis *et al.* (2012) cubren el mismo período (2000-2011), pero son completamente independientes de este estudio. La ventaja de los datos LiDAR es su precisión en niveles submétricos. Si bien el inconveniente de las campañas LiDAR es la limitada cobertura (**Tabla II.3.**), permitió obtener diferencias de elevación en un período de 12 años y confirmar el adelgazamiento continuo de los Glaciares San Rafael, Colonia y Nef.

Tablas

Tabla II.1. Tasas de cambio de elevación $\Delta h/\Delta t$ en $m a^{-1}$ (y sus respectivas desviaciones estándar) medidas por diferentes autores en Campo de Hielo Norte y en los tres glaciares de estudio, valores promedio y valores máximos en paréntesis también son incluidos. Columna "Área" enlista el porcentaje del glaciar cubierto por la toma de datos.

Estudio	Fechas	Tasa ($m a^{-1}$)	Desv. Est. ($m a^{-1}$)	Área (%)	Comentario
Campo de Hielo Norte					
Rignot (2003)	1975-2000	-0.81	0.1	83-88	24 glaciares, extrapolado a alturas no medidas.
Rivera (2007)	1975-2001	-1.8	0.97	50	
Glaciar San Rafael					
Rignot (2003)	1975-2000	-0.13 (-3.5)	0.28		Promedio, extrapolado en base al Glaciar San Quintín.
Willis (2012)	2000-2011	-2.58	0.70	100	Zona de ablación.
Willis (2012)	2000-2011	-0.90	1.15	100	Zona de acumulación.
Glaciar Colonia					
Rignot (2003)	1975-2000	-0.45 (-4.0)	0.22		Promedio, extrapolado sobre 862 m.
Rivera (2007)	1975-2001	-1.1	0.97	47	Zona de ablación.
Willis (2012)	2000-2011	-2.15	1.14	100	Zona de ablación.
Willis (2012)	2000-2011	-0.06	1.10	100	Zona de acumulación.
Glaciar Nef					
Rignot (2003)	1975-2000	-0.56 (-1.9)	0.25		Promedio, extrapolado sobre 1103 m.
Rivera (2007)	1975-2001	-1.9	0.97	63	Zona de ablación.
Rivera (2007)	1975-2001	-1.1	0.97	39	Zona de acumulación.
Willis (2012)	2000-2011	-1.84	0.96	100	Zona de ablación.
Willis (2012)	2000-2011	+0.13	0.98	100	Zona de acumulación.

Tabla II.2 Datos de LiDAR aerotransportado disponible para los glaciares del proyecto.

Fecha	Plataforma	Colaboradores	Glaciar
Diciembre 2002	Orion P3	CECs, Armada de Chile, NASA	Colonia, Nef, San Rafael
Marzo 2007	CASA 212	CECs, Armada de Chile	Colonia, Nef
Mayo 2008	Ecureuil AS 350	CECs, DGA	Colonia, Nef
Octubre 2008	Ecureuil AS 350	CECs, DGA	Colonia, Nef
Octubre 2008	Orion P3	CECs, Armada de Chile, NASA	Colonia, Nef, San Rafael
Marzo 2009	Piper Seneca II	CECs, AeroHein	Colonia, Nef, San Rafael
Agosto 2011	Twin Otter	CECs, SAF, DGA	Colonia, Nef, San Rafael
Agosto 2012	Twin Otter	CECs, SAF, DGA	Colonia, Nef, San Rafael

Tabla II.3. Tasas de cambio de elevación (y sus respectivas desviaciones estándar) en m a^{-1} para los tres glaciares de estudio. Columna "Área" enlista el porcentaje del glaciar cubierto por la toma de datos.

Glaciar	Fechas	Tasa (m a^{-1})	Desv. Est. (m a^{-1})	Área (%)
Glaciar San Rafael				
Zona de ablación	2000 - 2011	-2.85	0.70	59
Zona de acumulación	2000 - 2011	-1.68	0.37	16
Glaciar Colonia				
Zona de ablación	2000 - 2011	-1.80	1.17	30
Zona de acumulación	2000 - 2011	-0.30	0.29	24
Glaciar Nef				
Zona de ablación	2000 - 2011	-1.62	0.59	20
Zona de acumulación	2000 - 2011	-0.16	0.28	11

Figuras

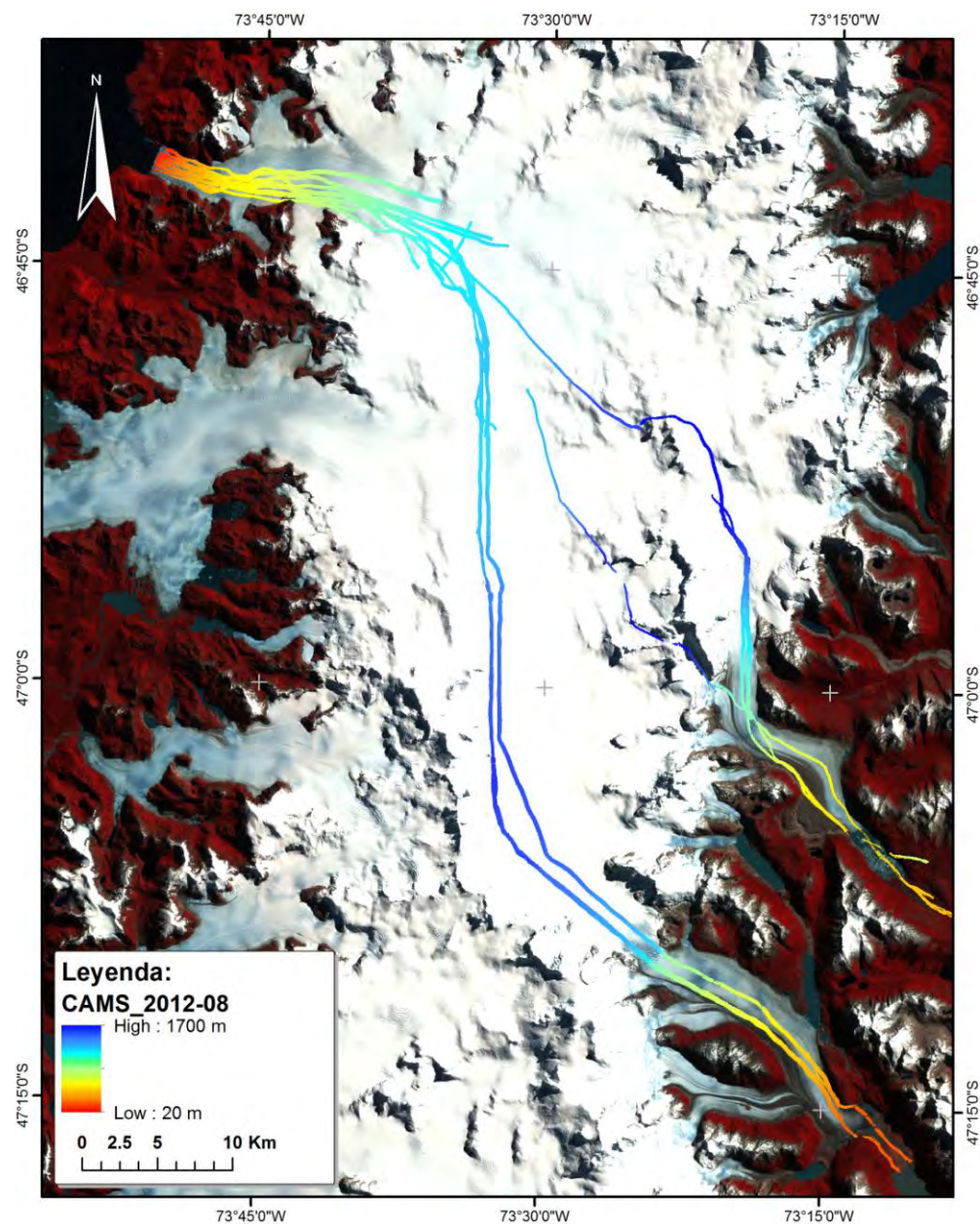


Figura II.1 Modelo digital de elevación generado con la medición del sistema CAMS en agosto de 2012.

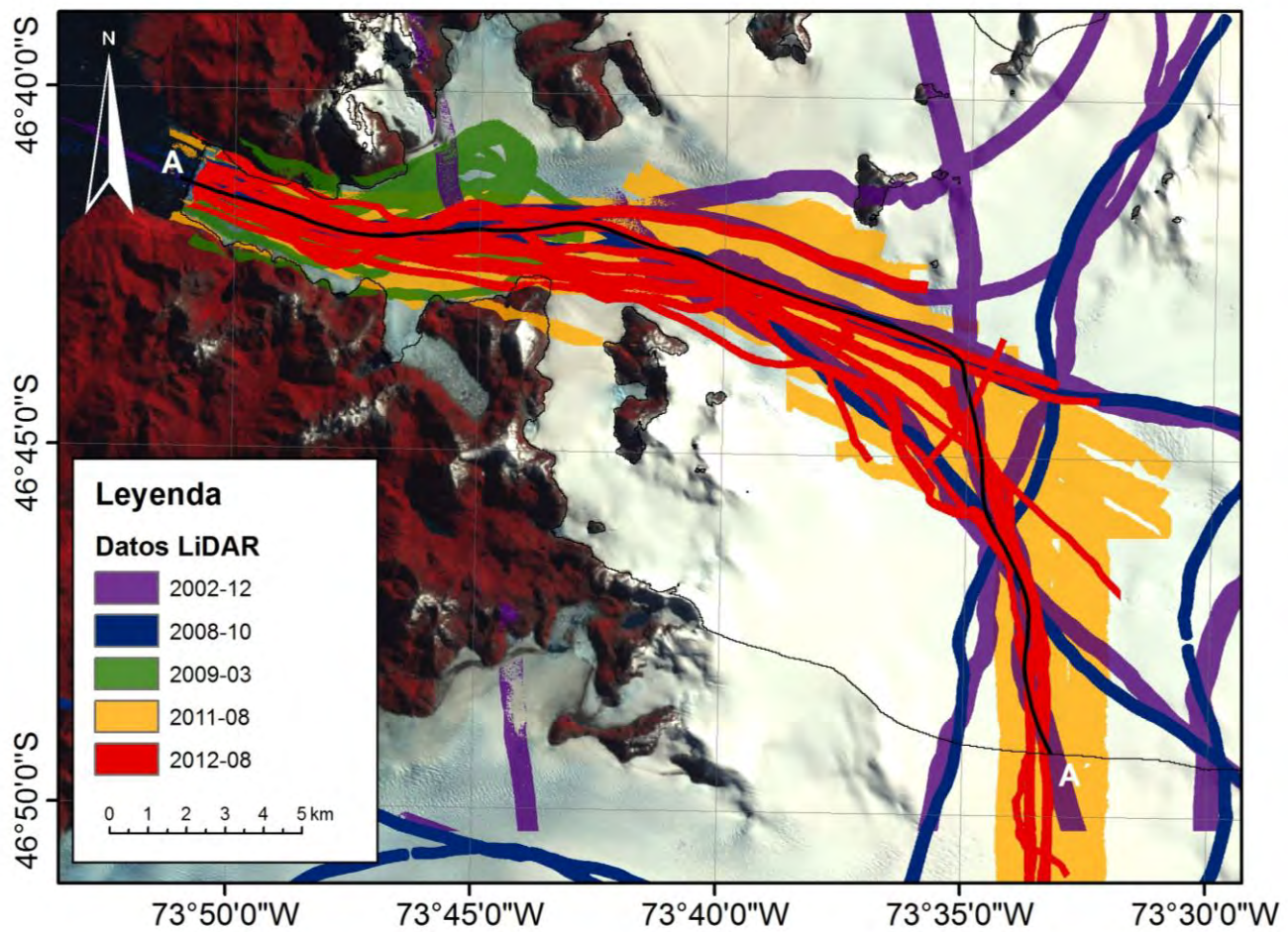


Figura II.2 Datos LiDAR disponibles en el Glaciar San Rafael. El perfil AA' muestra la ubicación de los datos en Figura II.3

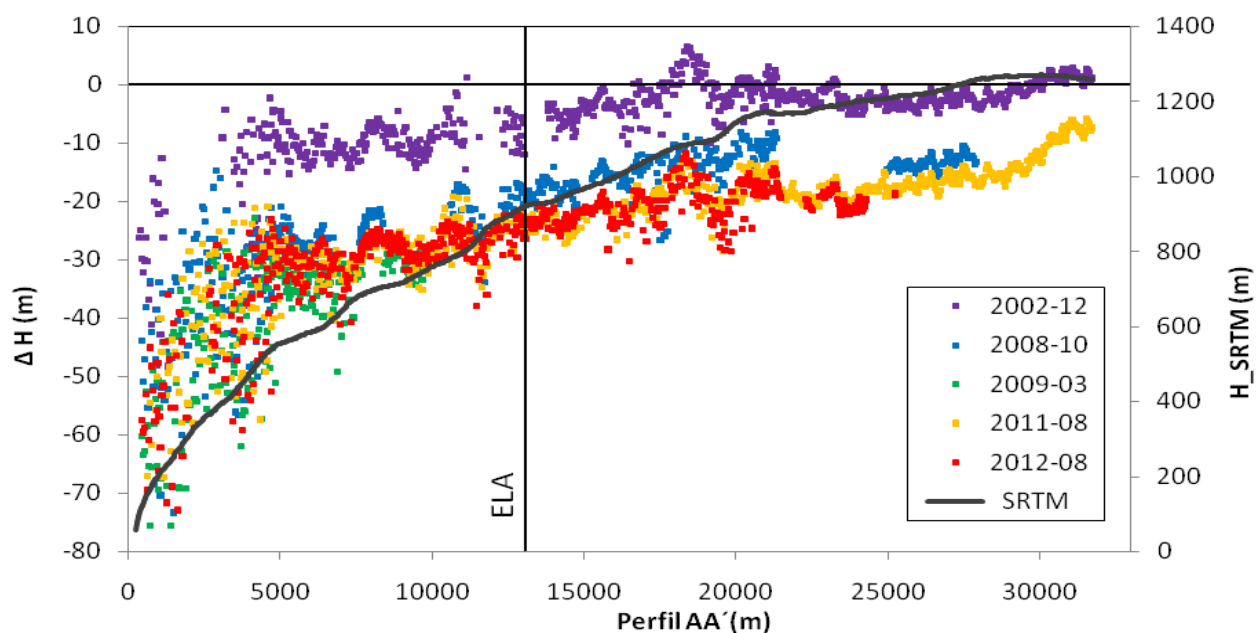


Figura II.3 Cambios de elevación (escala “y” izquierda) en el perfil longitudinal (A-A’ en Figura II.2) del Glaciar San Rafael con respecto al modelo SRTM 2000 (escala “y” derecha).

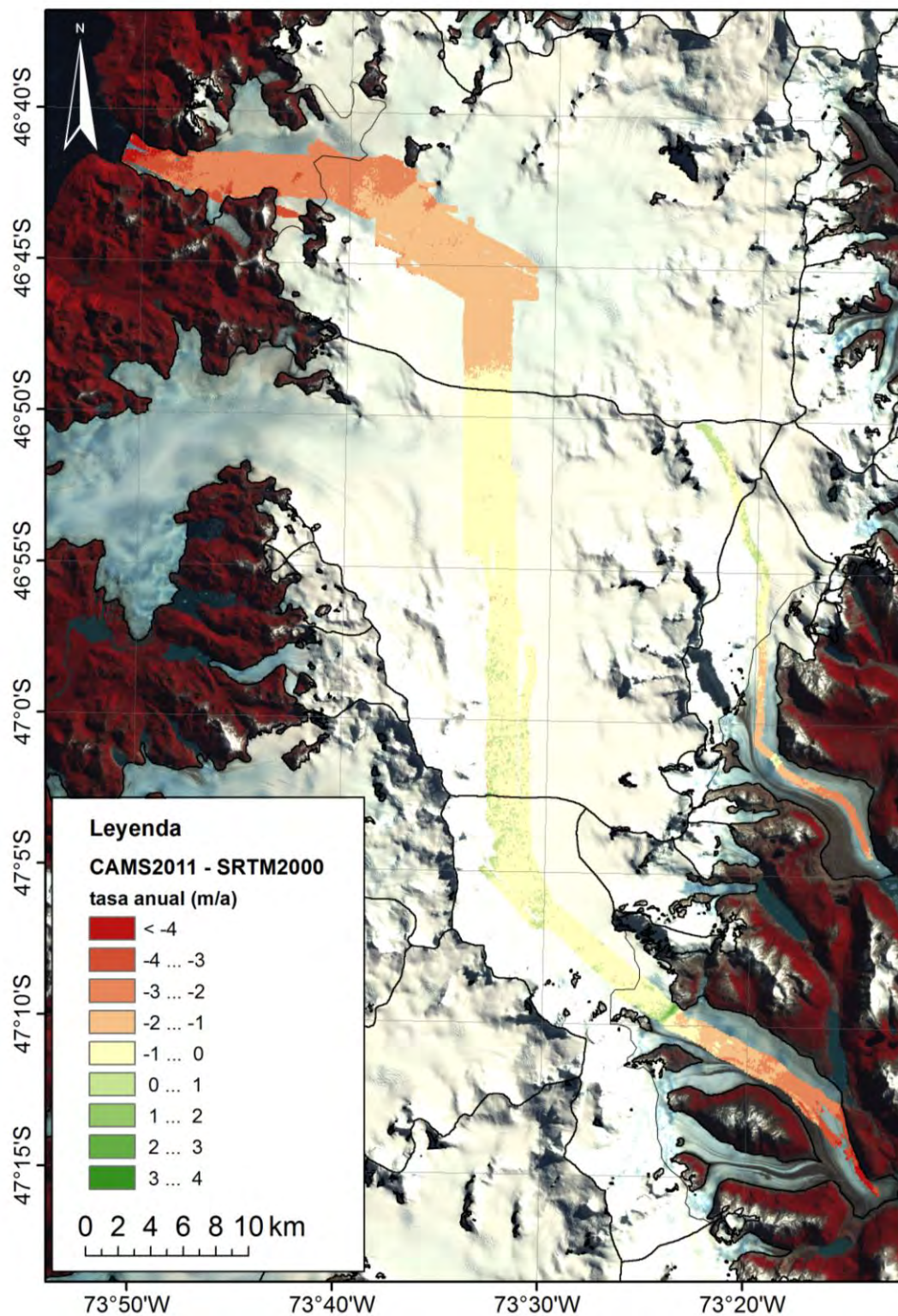


Figura II.4 Tasa de cambio de elevación en la transecta San Rafael - Colonia y en el Glaciar Nef entre 2000 y 2011.

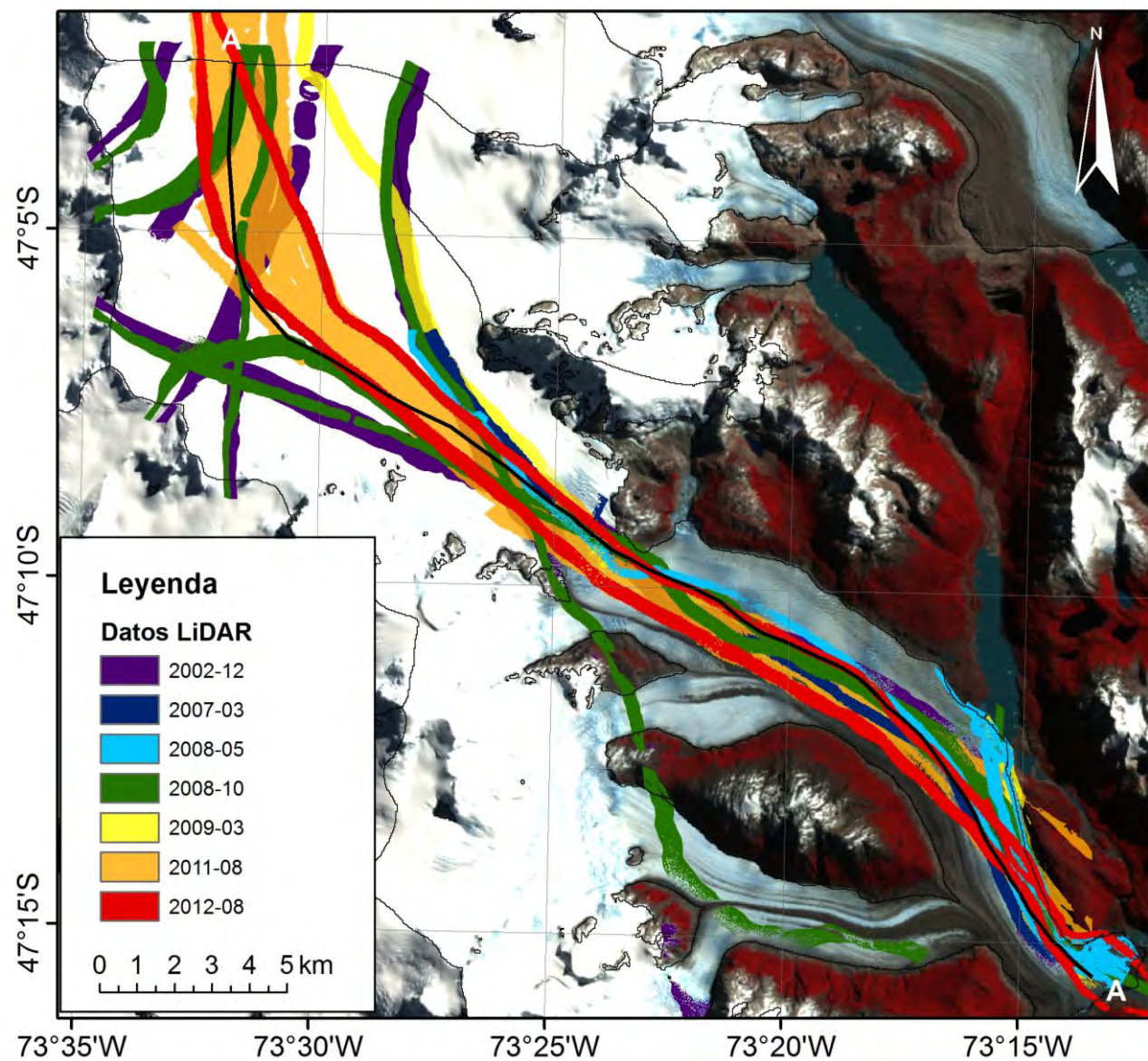


Figura II.5 Datos LiDAR disponibles en el Glaciar Colonia entre los años 2002 y 2012.

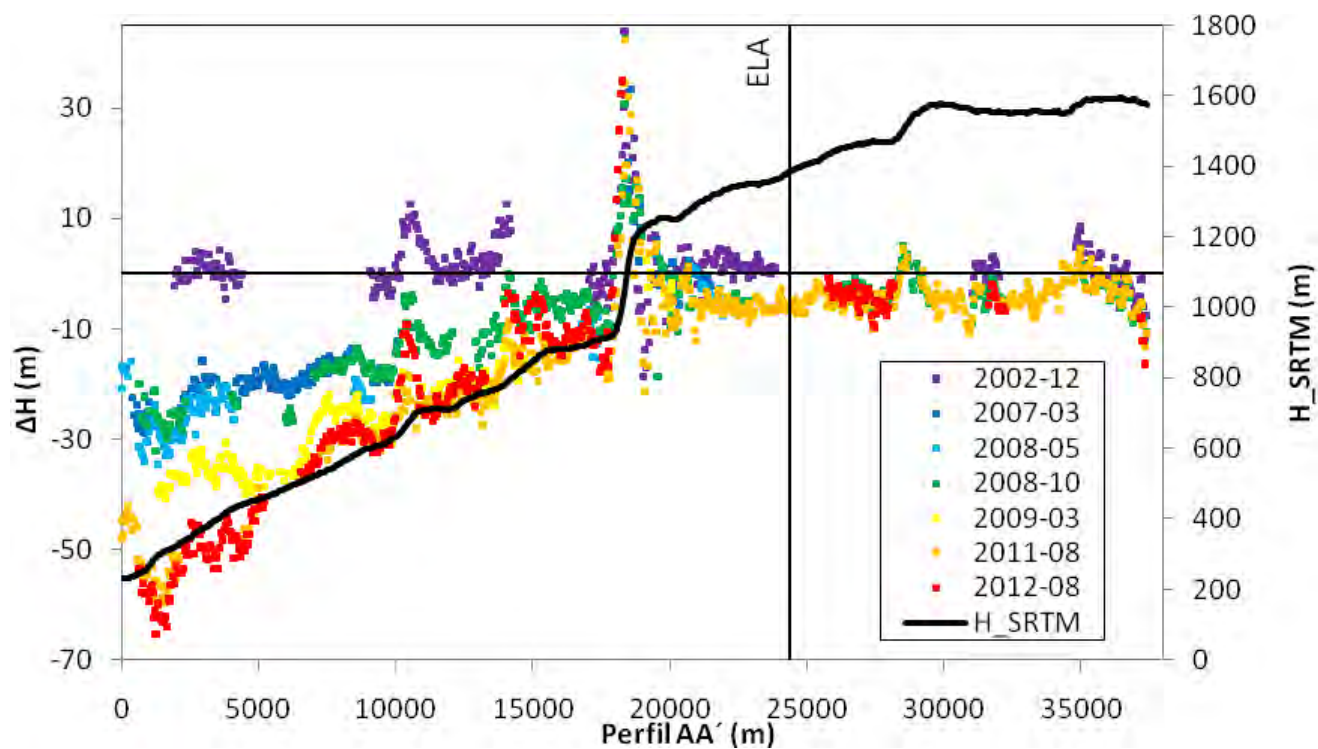


Figura II.6 Cambios de elevación (escala "y" izquierda) en el perfil longitudinal (A-A' en Figura II.5) del Glaciar Colonia con respecto al modelo SRTM 2000 (escala "y" derecha).

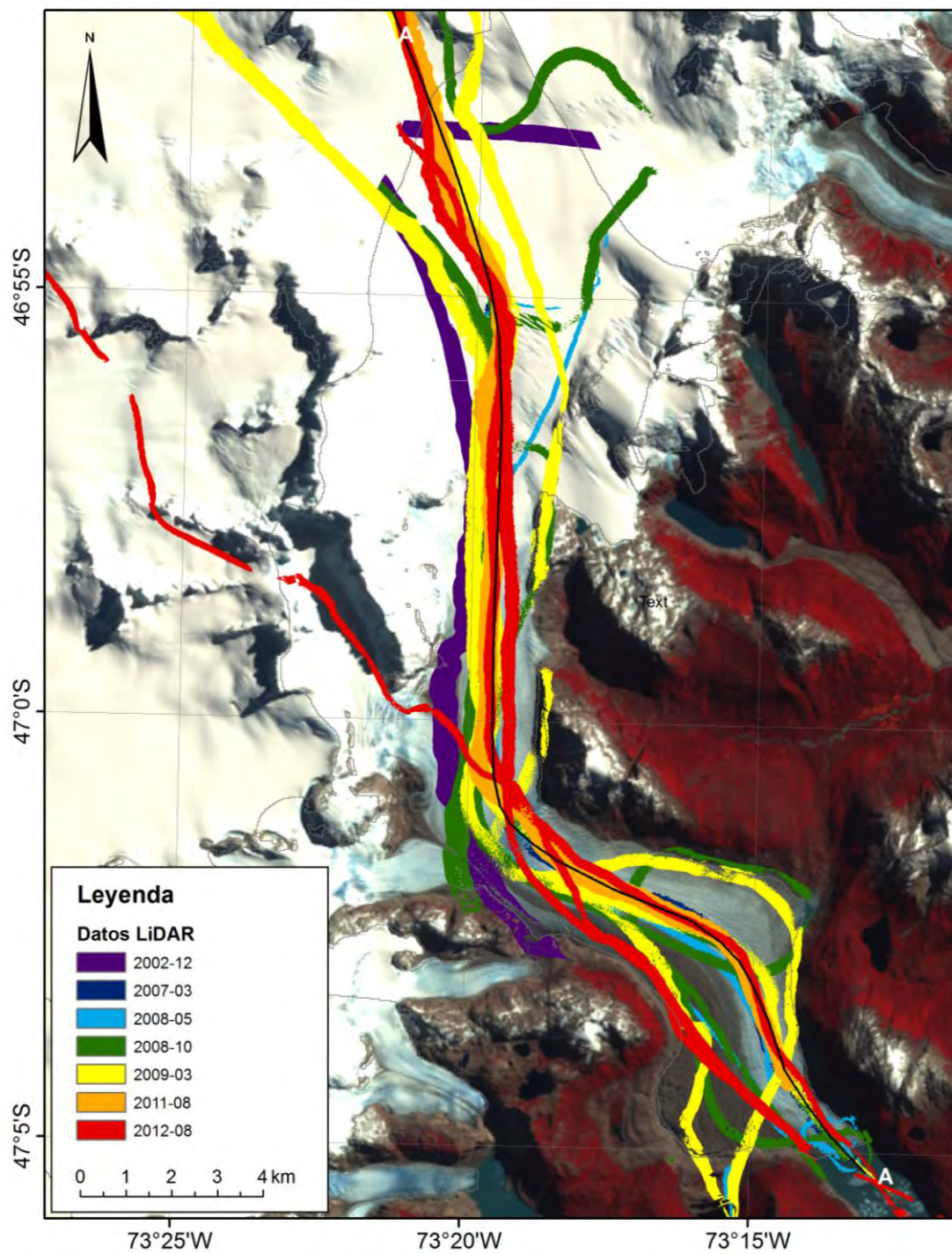


Figura II.7 Datos LiDAR en el Glaciar Nef.

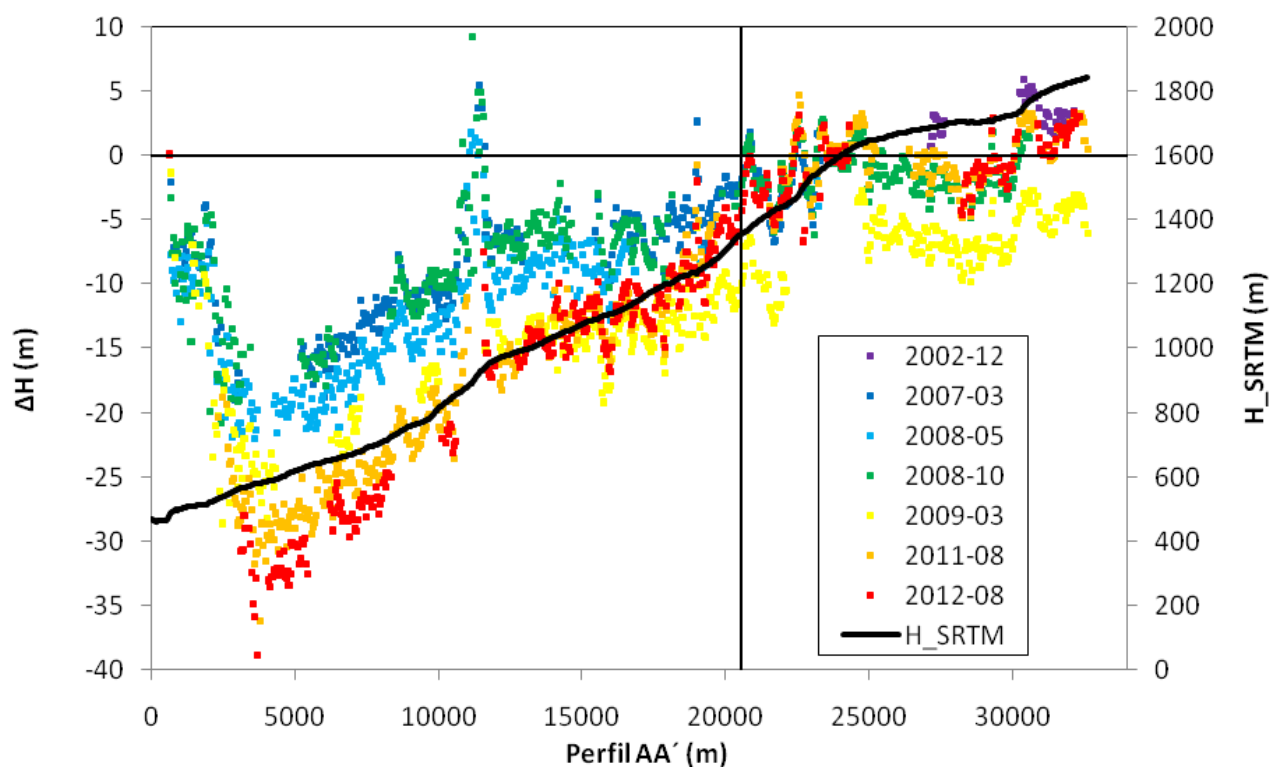


Figura II.8 Cambio de elevación (escala "y" izquierda) de las respectivas fechas en comparación con el modelo SRTM 2000 (escala "y" derecha) en el perfil longitudinal del Glaciar Nef (A-A' en Figura II.7).

CAPÍTULO III. VELOCIDADES DE FLUJO DE HIELO

3.1 Resumen

Se presentan las velocidades de hielo en tres glaciares de Campo de Hielo Norte (CHN), Glaciares San Rafael, Colonia y Nef, las que fueron obtenidas a partir de tres métodos: seguimiento de patrones (*feature tracking*) satelital, fotogrametría terrestre y sistemas de posicionamiento global GPS.

La utilización de seguimiento de patrones y correlación cruzada sobre pares de imágenes ASTER permitió la determinación del campo de velocidades a nivel sub píxel, con valores máximos de $\sim 4 \text{ m d}^{-1}$ para los glaciares orientales (Colonia y Nef) y de $\sim 19 \text{ m d}^{-1}$ para el Glaciar San Rafael.

La utilización de cámaras secuenciales permitió obtener velocidades máximas que bordean los $\sim 0.2 \text{ m d}^{-1}$ y $\sim 19 \text{ m d}^{-1}$ en los Glaciares Nef y San Rafael, respectivamente.

Mediciones de posicionamiento global GPS y procesamiento por punto preciso (PPP) en balizas de ablación instaladas en el Glaciar Nef, permitieron obtener velocidades que oscilan entre los ~ 0.2 y $\sim 1.2 \text{ m d}^{-1}$, lo que además permitió validar los resultados obtenidos con los otros dos métodos.

En general, se aprecia una buena correlación espacial y puntual entre los métodos empleados, validándose entre sí.

Al comparar con datos previos de la misma zona, no se detectó cambios significativos de velocidad (aceleramientos o desaceleramientos del hielo).

3.2 Introducción

El flujo de un glaciar es importante al momento de comprender la dinámica del hielo, la estructura interna de un glaciar y su comportamiento pasado, presente y futuro. La velocidad como parte del campo de flujo, es un factor importante para entender la respuesta del glaciar a eventos locales particulares o situaciones más globales, como posibles cambios climáticos.

El flujo de un glaciar puede producir una variedad de estructuras, grietas y geoformas, las que son discutidas y analizadas desde el punto de vista teórico y práctico en el **CAPÍTULO I**. En caso de no existir mediciones directas de velocidad del hielo, las geoformas y estructuras antes mencionadas pueden indicar e informar la distribución y eventualmente magnitud del flujo de hielo en el pasado.

El flujo de un glaciar se explica porque el hielo tiene un comportamiento similar al de un cuerpo plástico, que se ve afectado por fuerzas (*stress*) asociadas principalmente a la fuerza de gravedad, por ende a la pendiente, topografía subglacial y superficial entre otras, las que pueden generar deformación (*strain*), cizalla (*shear*) y flujo de tipo compresivo o extensivo (Paterson, 1994; Benn y Evans, 1998). Producto de la composición de fuerzas y deformaciones asociadas, es posible observar estructuras como grietas, séracs, ojivas, etc. que expresan sectores del glaciar donde se supera el límite elástico del hielo (Ver **CAPÍTULO I** para teoría de formación de grietas y otras estructuras).

El modelo de cuña para el flujo de un glaciar (**Figura III.1**) establece que existe una proporcional transferencia de masa desde la zona de acumulación (área con ganancia neta de masa al final de un año hidrológico) a la de la zona de ablación (área del glaciar donde se produce

pérdida neta de masa al final de un año hidrológico), con una zona denominada línea de equilibrio, en donde la pérdida de masa se encuentra compensada por la acumulación. En este sentido, el flujo de un glaciar está condicionado por la transferencia de masa desde las zonas altas a las zonas bajas del glaciar, por lo que las velocidades más altas teóricas se encontrarán en la línea de equilibrio. A partir de esta línea y en dirección aguas arriba y abajo, la velocidad en general tiende a disminuir, aunque existen muchas variaciones locales del campo de velocidad, dependiendo de la topografía o de la presencia de desprendimiento (*calving*) a nivel frontal. La línea de equilibrio desde el punto de vista del balance de masa de un glaciar, corresponde al sector donde el balance es cero (divide zona de acumulación versus la de ablación. Sin embargo, desde el punto de vista dinámico, este sector es el que en teoría representa el mayor flujo del hielo (Paterson, 1994).

En general, las zonas de acumulación de un glaciar debieran tener componentes de desplazamiento vertical negativo (hundimiento), mientras que en la zona de ablación, los vectores verticales debieran ser positivos (hacia arriba). La topografía en todo caso no necesariamente debiera cambiar en la misma dirección, porque la acumulación y ablación respectiva, compensan esos vectores direccionales.

Al analizar una sección glaciar, se pueden visualizar los siguientes tipos de desplazamientos (Paterson 1994, Van der Veen 1999), los que en una importante medida responden a las condiciones térmicas del hielo (**Figura III.2**):

- Deformación interna (*creeping*). El hielo se deforma por su propio peso y en función de la fuerza de gravedad. El desplazamiento máximo se da en superficie y llega a cero en la base, en caso de que se trate de hielo frío (temperatura de la masa de hielo está muy por debajo del punto de fusión).
- Deslizamiento basal (*sliding*). El hielo además de deformarse, se desliza sobre la superficie de roca que lo subyace, debido a la presencia de agua típica de hielo temperado (hielo cuya temperatura está al punto de fusión)
- Deformación de sedimentos subglaciales (*gliding*). En algunos glaciares, además de los dos tipos anteriores, puede darse la deformación del material o sedimentos existentes en la base del glaciar (*soft-bed* versus *hard-bed*). En estos casos la deformación será diferencial dependiendo de la cantidad de sedimentos, el nivel de agua de dichos materiales y el espesor del hielo.
- En el sentido transversal, las secciones de hielo en general pueden tener los mismos tipos de flujo antes descritos (**Figura III.3**) con velocidades máximas en el centro de la sección, la que disminuye en forma elíptica hacia las márgenes (**Figura III.4(a)**) donde se generan grietas con 45° respecto del flujo principal.
- Velocidad en sentido longitudinal: se observa en general, un flujo extensivo en sectores donde la pendiente aumenta, y por ende el hielo tiende a acelerarse. A la inversa, en sectores donde la pendiente tiende a disminuir el hielo se comprime longitudinalmente y por ende se desacelera. Se generan así grietas transversales en flujos extensivos, ojivas a los pies de avalanchas, etc. Para más detalles de formación de grietas, ver **CAPÍTULO I**.
- En un glaciar de *calving*, la velocidad puede tender a aumentar muy fuertemente en las cercanías del frente glaciar (Rivera *et al.*, 2012a), donde la presencia de agua y el posible efecto de mareas aceleran el hielo al acercarse al punto de flotación o debido a la mayor presencia de agua con un nivel piezométrico más alto (Sugiyama *et al.*, 2011).

Hablaremos de glaciares con características de hielo temperado en lo referente a este informe, ya que el hielo se encuentra cercano al punto de fusión a una presión dada T_p (Benn y Evans, 1998), como es el caso de la totalidad de los glaciares patagónicos.

El campo de flujo de un glaciar es por lo tanto complejo, ya que es necesario conocer, tanto la componente horizontal como la componente vertical de velocidad en una gran cantidad de puntos (Vand der Veen, 1999). Es por esto que es necesario realizar mediciones precisas directas, las que a veces son difíciles de obtener por la presencia de grietas, por ejemplo. No obstante lo anterior, el constante desarrollo tecnológico de las últimas décadas, ha permitido generar nuevas herramientas que permitan el estudio del campo de flujo de las masas glaciares, tales como las imágenes de satélite, los teodolitos electrónicos y la fotogrametría terrestre, entre otros. Las técnicas de percepción remota por ejemplo, están prestando (Pellikka and Rees, 2009) un gran apoyo al estudio dinámico del hielo, gracias a que las coberturas obtenidas por satélites, permiten determinar velocidades de flujo para gran parte de glaciares remotos e inaccesibles.

3.3 Objetivos

- Determinar velocidad de hielo mediante diversas técnicas, incluyendo GPS, Seguimiento de patrones satelitales y fotogrametría terrestre.
- Comparar resultados entre métodos y datos previos con el fin de evaluar posibles tendencias de cambio.

3.4 Materiales y métodos

3.4.1 Determinación de velocidad de flujo mediante imágenes de satélite y seguimiento de patrones

Para la determinación de velocidades a través de imágenes de satélite se utilizaron imágenes capturadas por el sensor ASTER (*Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer*) a bordo de la plataforma espacial Terra. Una escena ASTER se compone de 15 bandas con distintos rangos del espectro electromagnético, con resoluciones espaciales de 15, 30 y 90 metros por píxel. Cada escena tiene una cobertura espacial total de 120 x 150 kilómetros (Abrams and Hook, 2004).

El acceso a las imágenes ASTER se puede realizar en base a 16 distintos productos, según su nivel de procesamiento. Para la determinación de velocidades se ha utilizado el producto AST140TH, el cual se encuentra previamente ortorrectificado, lo que permite subsanar ciertas deformaciones ópticas asociadas a la topografía abrupta de montaña.

Para la estimación de velocidades se utiliza la banda 3N (0.78 - 0.86 μm , visible / NIR infrarrojo cercano), la cual forma parte del subsistema VNIR, con resolución radiométrica de 8 bits y espacial de 15 metros. La banda óptica 3N tiene una orientación de captura a nadir, por lo cual es óptima para la determinación de velocidades. Al orientarse a nadir es posible descartar de manera más eficiente la distorsión causada por las perspectivas oblicuas y la topografía.

Para el procesamiento de las bandas ASTER 3N se utiliza el software Envi 4.7, específicamente las herramientas de registración y filtros. A través de las herramientas del procesador de imágenes Envi 4.7 es posible co-registrar las imágenes, es decir lograr eliminar las diferencias de posición en la horizontal con un error medio cuadrático tolerado de 0.1 píxel. Para realzar los patrones presentes en las imágenes se utilizan filtros de paso alto con un kernel de 3x3 que permiten agudizar los bordes y un contraste que destaque los patrones y beneficie la correlación.

La determinación de velocidades sobre imágenes de satélite se realiza por medio de la comparación y estimación de desplazamiento de un par de imágenes de zona común con un delta tiempo conocido (*Feature Tracking*, Scambos, 1992). Se privilegian imágenes de periodo estival,

ya que estas permiten apreciar de mejor manera patrones asociados a la superficie del hielo, en donde la cobertura nival se encuentra en su punto más bajo.

Para el seguimiento de patrones y correlación de las imágenes se utiliza el software IMCORR, propiedad del *National Snow & Ice Data Center* de la Universidad de Colorado Boulder, Scambos (1992). IMCORR en conjunto a rutinas desarrolladas en el lenguaje de programación Python orientadas al análisis de coherencia de los datos de desplazamiento, permite obtener, mediante un par de imágenes de satélite, la magnitud y dirección del movimiento.

La correlación de las imágenes y determinación de desplazamiento se realiza en base al principio de correlación cruzada normalizada, ecuación **(III.1)**, en donde son usadas las intensidades de las imágenes. Para esta correlación es necesario contar con un par de imágenes satelitales de la zona de interés, tal como se mencionó con anterioridad, en donde se considera la primera imagen como referencia en base a una sub ventana que es buscada en la segunda imagen, imagen de búsqueda, lo que se ejemplifica con más claridad en la **Figura III.5**. Una de las ventajas comparativas de la utilización del método de correlación cruzada normalizada es la posibilidad de obtener resultados a nivel sub píxel, siendo un método extensible a gran cantidad de glaciares. La fórmula de correlación cruzada normalizada se describe en la ecuación **(III.1)**.

$$CC(i, j) = \frac{\sum_{k,l} (s(i+k, j+l) - \mu_s)(r(k,l) - u_r)}{\sum_{k,l} (s(i+k, j+l) - \mu_s)^2 \sum_{k,l} (r(k,l) - u_r)^2} \quad \textbf{(III.1)}$$

donde $CC(i,j)$ es la correlación cruzada normalizada, (i,j) indica la posición en el área de búsqueda, (k,l) la posición en el área de referencia, r el valor del píxel en el bloque de referencia, s el valor de píxel en el bloque de búsqueda y μ_s el promedio de píxeles en el bloque de búsqueda. El peak en la correlación indica el desplazamiento.

El método de correlación cruzada normalizada ha sido ampliamente utilizado para medir el desplazamiento en glaciares con gran éxito en diversos lugares del planeta (Kääb, 2002; Kaufmann and Ladstädter, 2003; Debella-Gilo and Kääb, 2010).

3.4.2 Determinación de velocidad de flujo mediante fotogrametría terrestre

Para la determinación de velocidades de flujo de hielo por medio de fotogrametría terrestre (Rivera *et al.*, 2012a) se contó con la instalación de tres cámaras fijas en terreno (**Tabla III.1**). Las cámaras instaladas son de tipo réflex digital DSLR no métricas. Estas cámaras cuentan con un sistema de alimentación autónomo a base de panel solar y bancos de baterías de litio, un temporizador configurable para la captura de las fotografías y un sistema de anclaje a roca que entrega protección al sistema completo en base a un cofre de fibra de vidrio con una abertura transparente frontal (**Figura III.6**).

En un caso ideal las cámaras se sitúan con una línea de visión perpendicular al flujo del glaciar, pero en ocasiones esto no es absolutamente posible debido a la topografía. Las tres configuraciones fueron instaladas en la zona terminal del glaciar cercana al frente, por esto las velocidades derivadas serán correspondientes a la superficie del hielo en esta zona.

La fotogrametría entrega un poderoso método para observar los glaciares y su dinámica (Krimmel and Rasmussen, 1986; Dietrich *et al.*, 2007; Ahn and Box, 2010). Para poder analizar la dinámica del hielo en plenitud es necesario poder derivar la posición en tres dimensiones de los puntos contenidos en cada imagen, idealmente hablaríamos de una configuración de cámaras en estéreo. Debido a lo rugoso del hielo en superficie es poco práctico trabajar con una configuración

estereoscópica, ya que encontrar puntos homólogos en las distintas imágenes se hace difícil. Por esto se utiliza una red fotogramétrica (**Figura III.7**) soportada por mediciones de posicionamiento global GPS en cada uno de sus puntos con equipos de doble frecuencia y procesamiento de punto preciso PPP, esta red se basa en la captura de imágenes de referencia al momento de la instalación de la (de ahora en adelante) cámara de secuencia, instalación de marcas fiduciales y reconocimiento de hitos topográficos (**Figura III.8**) para ser utilizados como coordenadas aproximadas (nivel de agua y topografía reconocible en imágenes de satélite).

Para poder espacializar la información contenida dentro de las imágenes capturadas por la cámara de secuencia es necesario realizar el ajuste de la red fotogramétrica en base a las imágenes de referencia, marcas fiduciales, coordenadas topográficas aproximadas y mediciones GPS. Debido a las distorsiones ópticas presentes en los sistemas fotográficos, es necesario realizar previamente la calibración de cada una de las cámaras para restar esta deformación al ajuste de la red, lo cual fue realizado con técnicas de fotogrametría estándar (Luhmann, 2006; Zhang, 1999). La relación entre la imagen de secuencia y las capturas de referencia se realiza con ayuda del software PhotoModeler (Eos Systems Inc.), ya que una determinación automática de patrones comunes entre las imágenes es imposible por lo extremadamente rugosa de la superficie.

Toda la información necesaria para realizar el ajuste de la red fotogramétrica sirve como entrada para el software de ajuste de red (Schneider and Maas, 2007), el cual a través de un proceso iterativo de mínimos cuadrados logra encontrar las coordenadas más ajustadas según los parámetros de entrada para los puntos seleccionados dentro de la imagen de secuencia y referencia. Esto permite conocer las coordenadas en sistema métrico (UTM) de los píxeles de cada imagen.

Al conocer las correspondientes coordenadas geográficas asociadas a las coordenadas píxel de cada una de las imágenes es posible realizar el seguimiento de los patrones a nivel sub píxel en las imágenes capturadas por la cámara de secuencia. Este proceso se realiza con la técnica de pareo por mínimos cuadrados (Förstner, 1984; Grün, 1985), lo que permite establecer correspondencias entre la secuencia de imágenes. Al conocer las coordenadas de cada píxel de la imagen, es posible estimar el desplazamiento en metros de este punto a través de la secuencia y al contar con tiempos de captura conocidos para cada fotografía es posible derivar velocidades superficiales de flujo.

3.4.3 Determinación de velocidad de flujo mediante balizas de ablación

Mediante la instalación de balizas de ablación de forma longitudinal al flujo principal del glaciar es posible cuantificar la ablación y acumulación de nieve en superficie. Adicionalmente, debido a su facultad de encontrarse fijadas al glaciar por medio de una perforación, estas balizas se desplazan a lo largo del periodo junto con el cuerpo de hielo, presentando una migración espacial que puede ser medida con herramientas de posicionamiento global de alta precisión. Midiendo la posición de la baliza en visitas separadas por un periodo de tiempo mediante GPS y procesamiento por punto preciso PPP, es posible utilizar sólo una unidad receptora GPS para medir cada una de las posiciones de baliza en terreno, lo que facilita el levantamiento en un terreno de las características presentes. Es así que en base a la medición y procesamiento de los puntos de balizas en distintos tiempos es posible estimar la magnitud de desplazamiento en la horizontal y vertical (Zumberge *et al.*, 1998).

3.5 Resultados

3.5.1 Glaciar Nef

Seguimiento de patrones mediante imágenes ASTER.

Para la determinación de desplazamiento y derivación de velocidades en el Glaciar Nef se utilizó el par de imágenes correspondiente a las fechas 22 de febrero del 2012 y 18 de marzo del 2012. En base al software IMCORR se realizó la correlación distintos parámetros de entrada, los cuales varían el tamaño de los bloques de búsqueda, referencia y el desplazamiento entre los pasos de búsqueda; se utilizaron parámetros que varían entre los 32, 64, 128 píxeles para el área de referencia y 32 y 64 píxeles para el área de búsqueda.

Se registran velocidades superficiales (**Figura III.9**) máximas de $\sim 3 \text{ m d}^{-1} \pm 10\%$ en base a la correlación del par de imágenes ASTER. Registrándose mayores velocidades en las zonas de mayor pendiente.

Mientras que en el frente del glaciar (últimos 500 metros) se registran velocidades promedio de 1 m d^{-1} .

Fotogrametría terrestre.

La obtención de una serie de imágenes de entre el 30 de marzo y 2 de mayo del 2012 fue posible en base a la instalación de la cámara secuencial fija (**Figura III.10**) en el Glaciar Nef ($47^{\circ} 03' 14.13'' \text{ S}$, $73^{\circ} 14' 16.10'' \text{ O}$), la cual se ubica aproximadamente a 571 metros de la estación meteorológica automática (visible en la escena) instalada sobre hielo ($47^{\circ} 03' 27.30'' \text{ S}$, $73^{\circ} 14' 35.03'' \text{ O}$) en línea recta. Debido a la topografía del lugar la instalación de patrones de apoyo como las marcas fiduciales fue imposible, ya que la cámara debió ser situada en una pared de roca al borde del glaciar.

La carencia de puntos topográficos de referencia generó la imposibilidad de georreferenciar correctamente la escena y en consecuencia asignar un valor métrico al desplazamiento en píxeles de los patrones sobre la secuencia. Si bien existen formaciones montañosas en el fondo de la imagen, estas son insuficientes para fijar geométricamente la imagen y obtener un ajuste de red fotogramétrica exitoso.

No obstante lo anterior, se realizó el seguimiento de los patrones asociados al glaciar en la secuencia capturada, pudiendo obtenerse desplazamientos en varios píxeles (**Figura III.11**). Estos valores en píxeles son sólo ilustrativos, ya que carecen de un valor de posición geográfica que permita expresar en unidades métricas el movimiento del cuerpo de hielo. No obstante, debido a la posición conocida de la estación meteorológica automática sobre el glaciar, que contiene esta porción de la escena, es posible estimar la escala del píxel mediante la ecuación (**III.2**).

$$Escala = \frac{f}{d} \quad (\text{III.2})$$

En base al concepto clásico de escala en fotogrametría es posible estimar la velocidad de flujo en el punto de estación meteorológica automática. Este punto durante la secuencia utilizada presenta un desplazamiento de ~ 1.8 píxeles día, lo que traducido en unidades métricas representa $\sim 0.23 \text{ m d}^{-1}$ ó $\sim 23 \text{ cm d}^{-1}$.

Luego del periodo descrito anteriormente la cámara permaneció operando autónomamente en la zona, para comprobar en noviembre del 2012 que presentaba problemas de alimentación energética, los cuales fueron corregidos para que la cámara pudiese seguir operando a futuro.

Balizas de ablación.

A partir de la instalación de balizas de ablación (**Figura III.12**) a lo largo de una transecta longitudinal (**Figura III.13**), las que fueron medidas con receptores GPS de doble frecuencia, fue posible determinar los desplazamientos horizontales en el periodo que va desde el 18 de enero del 2012 hasta el 28 de marzo del 2012 (baliza 1 registra su segunda medición el 29 de marzo).

En la **Tabla III.2** se aprecian los desplazamientos y velocidades horizontales 2D en base a las balizas de ablación instaladas. Los datos son expresados en coordenadas proyectadas UTM-18 Sur, Datum WGS84.

En base a los resultados de velocidades horizontales obtenidos por medio de imágenes de satélite ASTER, se realizó una comparación en las mediciones puntuales de velocidad mediante balizas de ablación y posición GPS conocida. Se evidencia una relación bastante buena entre las velocidades obtenidas por ambos métodos, pese a su separación temporal (**Figura III.14**).

3.5.2 Glaciar Colonia

Seguimiento de patrones mediante imágenes ASTER.

Para la determinación de desplazamiento y derivación de velocidades en el Glaciar Colonia se utilizó el par de imágenes correspondiente a las fechas 22 de febrero del 2012 y 9 de marzo del 2012. En base al software IMCORR se realizó la correlación con distintos parámetros de entrada, los cuales varían el tamaño de los bloques de búsqueda, referencia y el desplazamiento entre los pasos de búsqueda; se utilizaron parámetros que varían entre los 32, 64, 128 píxeles para el área de referencia y de 32 y 64 para el área de búsqueda.

Se registran velocidades superficiales (**Figura III.15**) máximas de $\sim 4 \text{ m d}^{-1} \pm 10\%$ en base a la correlación del par de imágenes ASTER. Registrándose mayores velocidades en las zonas de mayor pendiente. Estas magnitudes se aproximan a la dinámica descrita para los glaciares orientales del Campo de Hielo Patagónico Norte (Willis *et al.*, 2012). Mientras que en el frente del glaciar (últimos 500 metros) se registran velocidades promedio de 0.7 m d^{-1} .

Fotogrametría terrestre

Se instaló un sistema de cámara secuencial en las proximidades del Glaciar Colonia en enero del 2012 (**Figura III.16**), la cual permaneció operando autónomamente hasta abril del 2012. Cuando la cámara fue revisada al final de dicho periodo se constató que no capturó fotos debido a irregularidades en el sistema temporizador y alimentación, debido a esto la cámara fue retirada del lugar y reparada en Valdivia. La cámara volvió a ser instalada en mayo del 2012. A finales de noviembre se visitó nuevamente la cámara en búsqueda del registro fotográfico y se comprobó que la cámara no se encontraba operando. Se teme que adicionalmente a los posible problemas de energía existentes la cámara haya sido vandalizada al igual que ocurrió con el sensor de nivel de agua asociado a la estación meteorológica / hidrológica automática instalada en el Lago Colonia, ya que el sistema de cámaras evidenciaba signos de manipulación.

3.5.3 Glaciar San Rafael

Seguimiento de patrones mediante imágenes ASTER.

Para la determinación de desplazamiento y derivación de velocidades en el Glaciar San Rafael se utilizó un par de imágenes correspondientes al 25 de enero del 2011 y el 18 de marzo del 2012. Se aplicó el software IMCORR y se llevó a cabo el mismo procedimiento empleado anteriormente en los Glaciares Nef y Colonia.

Se registran velocidades superficiales (**Figura III.17**) anuales máximas de $\sim 7200 \text{ m a}^{-1} \pm 10\%$ (19.7 md^{-1}) en base a la correlación del par de imágenes ASTER. Registrándose mayores velocidades en las zonas de desprendimiento en el frente del glaciar. El promedio de velocidad de flujo fluctuó alrededor de los $\sim 10 \text{ m d}^{-1}$ ó $3,700 \text{ m a}^{-1}$. Estas magnitudes se aproximan a la dinámica descrita para los glaciares occidentales del Campo de Hielo Norte por Willis *et al.* (2012).

Fotogrametría terrestre.

La cámara instalada en el Glaciar San Rafael se encuentra posicionada en el lado norte del glaciar, perpendicular al flujo. Esta cámara fue configurada para capturar una fotografía cada treinta minutos durante las horas de asoleamiento.

En base al set de imágenes comprendido entre el 23 de enero y 10 de febrero del 2012 se realizó el proceso de identificación de patrones comunes entre imagen de secuencia y de referencia, el ajuste de la red fotogramétrica y el seguimiento de patrones para la estimación de desplazamiento en la serie.

En base al proceso fue posible obtener a la fecha resultados parciales que indican magnitudes de velocidad en el frente del glaciar del orden de 5 m d^{-1} hasta 15 m d^{-1} con un error de $\pm 2.5 \text{ m d}^{-1}$. Estos resultados concuerdan inicialmente con las velocidades obtenidas en glaciares de marea de similares características en Groenlandia Dietrich *et al.* (2007).

En el frente del glaciar se registran velocidades promedio de 9.3 m d^{-1} , lo que se ilustra en la **Figura III.18** en base a la distribución de los puntos o patrones medidos sobre el Glaciar San Rafael. Estos puntos se encuentran en su totalidad al interior de los 500 metros terminales de la lengua del Glaciar San Rafael (**Figura III.19**).

Luego del periodo antes mencionado la cámara fue visitada y se logró constatar que el sistema no se encontraba funcionando debido al ingreso de gran cantidad de agua al interior del cofre de fibra de vidrio protector. Debido a esto y la revisión de la electrónica incluida en el sistema la cámara no pudo ser reinstalada por fallas en el sistema temporizador. Esto generó que el registro fotográfico existente sea el de un mes.

3.6 Discusión

Willis *et al.* (2012) describe las velocidades de flujo en los glaciares pertenecientes al Campo de Hielo Norte derivadas mediante la utilización de un completo set de imágenes de satélite (2000-2011). Este artículo describe el escenario de flujo global del Campo de Hielo Norte, mostrándose el Glaciar San Rafael distintivamente como uno de los cuerpos de hielo con las velocidades de flujo más altas ($\sim 19 \text{ md}^{-1}$); mientras que los Glaciares Colonia y Nef en el lado este del Campo de Hielo presentan velocidades menores, del orden de pocos metros por día. Willis *et al.* (2012) no especifica directamente el par de imágenes utilizado para la respectiva escena, por lo cual una comparación directa de los resultados se hace compleja. No obstante, las

magnitudes son próximas y reflejan la validez de los resultados entregados por los distintos métodos.

Comparando los tres métodos utilizados para la determinación de velocidades es posible evidenciar la proximidad cuantitativa de los resultados y con esto evidenciar las diferencias de magnitud en términos de velocidad de flujo entre dos glaciares en la parte oriental del Campo de Hielo Norte y el Glaciar San Rafael en la parte occidental, siendo éste varios órdenes de magnitud superior en términos de velocidad de flujo. En la **Figura III.20** se muestra la magnitud de las velocidades en relación con las distancia desde el frente mediante una línea central de flujo, evidenciando las grandes velocidades frontales diarias del Glaciar San Rafael en comparación a los Glaciares Nef y Colonia.

Es posible observar una relación de la velocidad de flujo con las márgenes del glaciar, con una disminución clara de su valor al acercarse a éstas, con fundamento en las fuerzas que se ejercen entre la topografía circundante y el movimiento del hielo (**Figura III.21**).

Para comprender a cabalidad los resultados entregados por los métodos utilizados es necesario integrar esta información a la referente al balance de masa del glaciar, con la finalidad de comprender la transferencia de masa existente en torno a la línea de equilibrio, ya que cambios de elevación y variaciones en las precipitaciones son factores influyentes en el flujo del hielo.

Al comparar las velocidades obtenidas en este proyecto con mediciones previas, no pueden constatare grandes cambios, puesto que las velocidades máximas, por ejemplo, en San Rafael son del mismo orden de magnitud a las medidas en la década del 80.

En el frente del Glaciar San Rafael Naruse (1985; 1987), Kondo y Yamada (1988) y Warren *et al.* (1995) realizaron triangulación de séracs mediante teodolito por períodos de pocos días y determinaron velocidades del glaciar de 17 m d^{-1} en el frente desprendente, disminuyendo a 13 m d^{-1} unos 500 m glaciar arriba.

El campo de velocidades unidimensional (paralelo a la dirección principal del flujo) de los glaciares del sector noroeste de CHN (Reichert, Gualas, San Rafael y San Quintín) también fueron estudiadas por Rignot *et al.* (1996a; 1996b) mediante interferometría basado en imágenes satelitales de radar de apertura sintética (SAR) del transbordador espacial de la NASA con un intervalo de 16.4 días. La precisión de estas mediciones es muy alta (5 mm/día). Estos estudios proveen los primeros datos de velocidad de flujo en la zona de acumulación del CHN. En la zona de ablación libre de hielo cerca del frente del Glaciar San Rafael, que es rugosa y con alta velocidad, se perdió la coherencia de los datos y no se pudo derivar la velocidad. En esta zona cercana al frente, las velocidades se obtuvieron mediante el método menos preciso de correlación de patrones (*Feature Tracking*) a partir de las mismas imágenes SAR. Los resultados para el Glaciar San Rafael muestran velocidades de 2.6 m d^{-1} cerca de la línea de equilibrio, aumentando a 17.5 m d^{-1} en el frente desprendente (**Figura III.22**).

Estos resultados previos son similares a los obtenidos en San Rafael en este proyecto, por lo que no se detecta una aceleración como la observada el Glaciar Jorge Montt (Rivera *et al.*, 2012a). Esto puede deberse a que San Rafael ha retrocedido en forma menos catastrófica (Masiokas *et al.*, 2009) que el Jorge Montt (Rivera *et al.*, 2012b) y que la profundidad de la laguna San Rafael es menor que 300 m, mientras que en el Jorge Montt el fiordo donde desprende el glaciar homónimo es mucho más profundo (más de 400 m).

3.7 Conclusiones

Los métodos presentados demuestran ser robustos para determinar velocidades en el Campo de Hielo Norte. La precisión obtenida por los distintos métodos es similar.

Es posible observar una gran diferencia entre las velocidades observadas en los Glaciares Nef y Colonia (máximas $\sim 4 \text{ m d}^{-1}$) en comparación con las del Glaciar San Rafael de $\sim 15 \text{ m d}^{-1}$, lo que se debe principalmente a la condición de *calving* mucho más activo de San Rafael versus *calving* muy restringido en los otros dos glaciares.

Se hace clara la eficiencia de la utilización de imágenes de satélite en comparación a los otros dos métodos empleados, ya que permite el levantamiento de extensas áreas de terreno con menos esfuerzo y precisión adecuada. Debido a las características sub píxel de los algoritmos de correlación cruzada, es posible hablar de precisiones que para una imagen ASTER bordean los 1.5 metros por píxel de 15 metros presente en la escena. Si bien la utilización de balizas de ablación y fotogrametría terrestre entrega resultados más precisos, son métodos que requieren un mayor despliegue logístico en contraste con la superficie de terreno efectiva del levantamiento.

No se detectaron tendencias de cambio significativas al comparar datos recientes con velocidades obtenidas hace algunas décadas en la zona.

Tablas

Tabla III.1 Ubicación de cámaras secuenciales automáticas en los glaciares en estudio.

Glaciar	Latitud	Longitud	Altura (m s.n.m)
San Rafael	46° 40' 43.15" S	73° 50' 13.07" O	190.0
Colonia	47° 14' 50.63" S	67° 13' 43.38" O	335.1
Nef	47° 03' 14.13" S	73° 14' 16.10" O	545.1

Tabla III.2 Desplazamiento y velocidad horizontal por medio de balizas en el Glaciar Nef. Coordenadas en UTM 18S Datum WGS84.

Identificador	X Inicial	Y Inicial	X Final	Y Final	Velocidad 2D diaria md⁻¹
1	633427.03	4786939.17	633432.41	4786923.69	0.23
2	632322.44	4788115.98	632340.28	4788089.06	0.46
3	630863.99	4789315.29	630912.20	4789294.05	0.76
4	628879.86	4790429.77	628954.34	4790401.93	1.14

Figuras

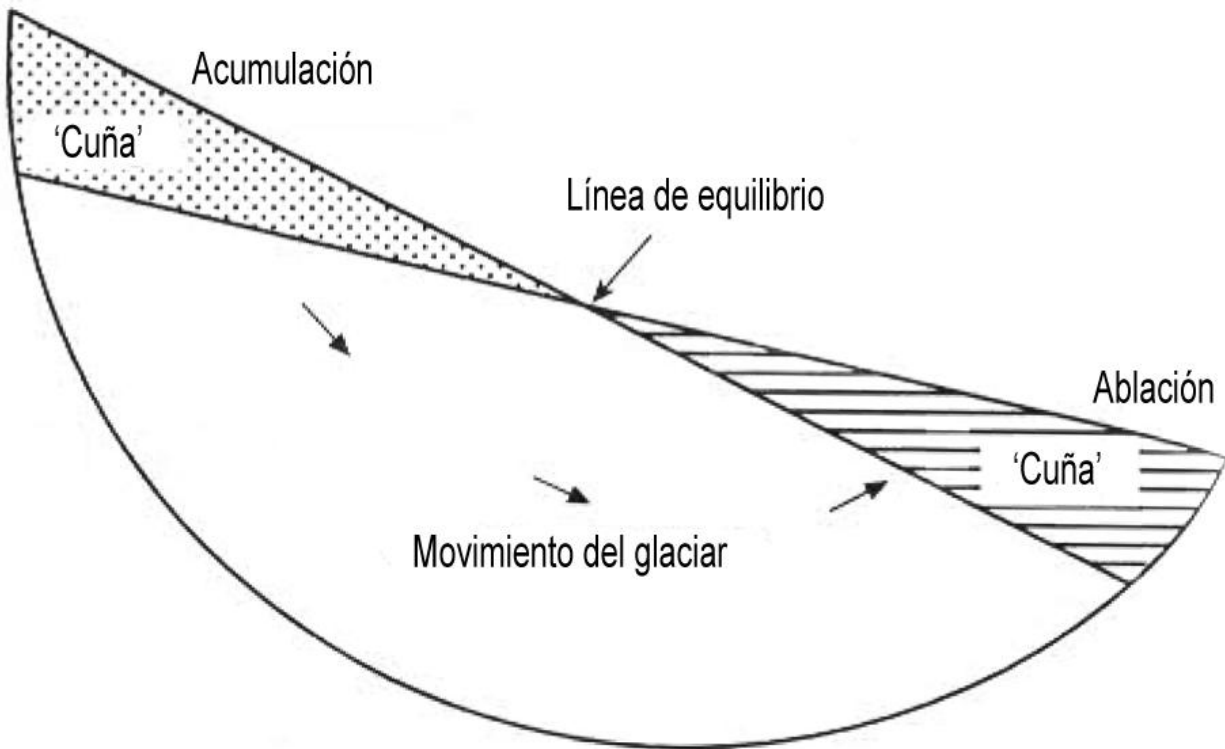


Figura III.1 Modelo de cuña para el flujo de un glaciar, en esta se muestra cómo la acumulación en la parte alta del glaciar se transfiere o es equivalente al flujo de hielo, que en un glaciar en equilibrio es igual a la pérdida de masa en la zona de ablación (cuña de ablación). (Modificada de Sugden y John, 1976).

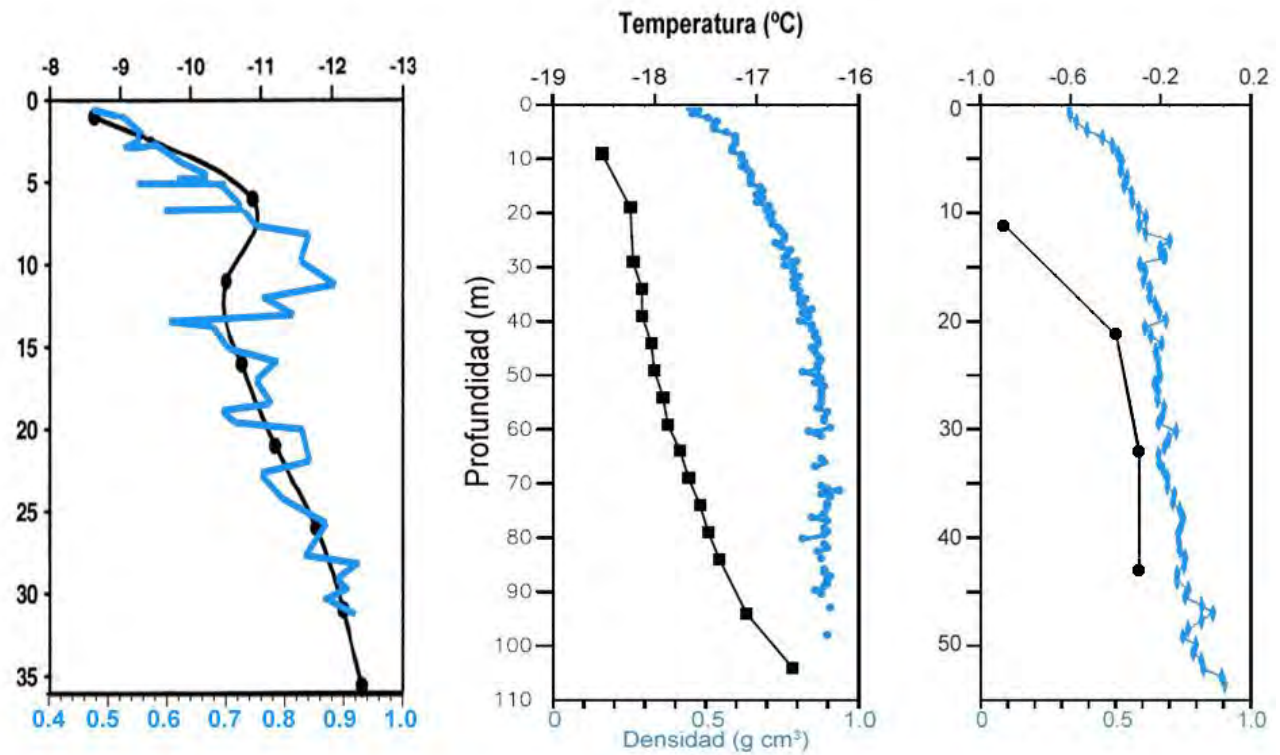


Figura III.2 Temperatura y densidad en testigos de hielo de glaciares politermales (izquierda, Cerro Tapado, 5536 m snm 30°S, Irvine-Fynn *et al.*, 2011), fríos (centro, Cerro Mercedario, 6100 m snm 28°S, Bolius *et al.*, 2002) y templados (derecha, Cerro Mariano Moreno, 2600 m snm 49°S, Schwikowski *et al.*, 2006).

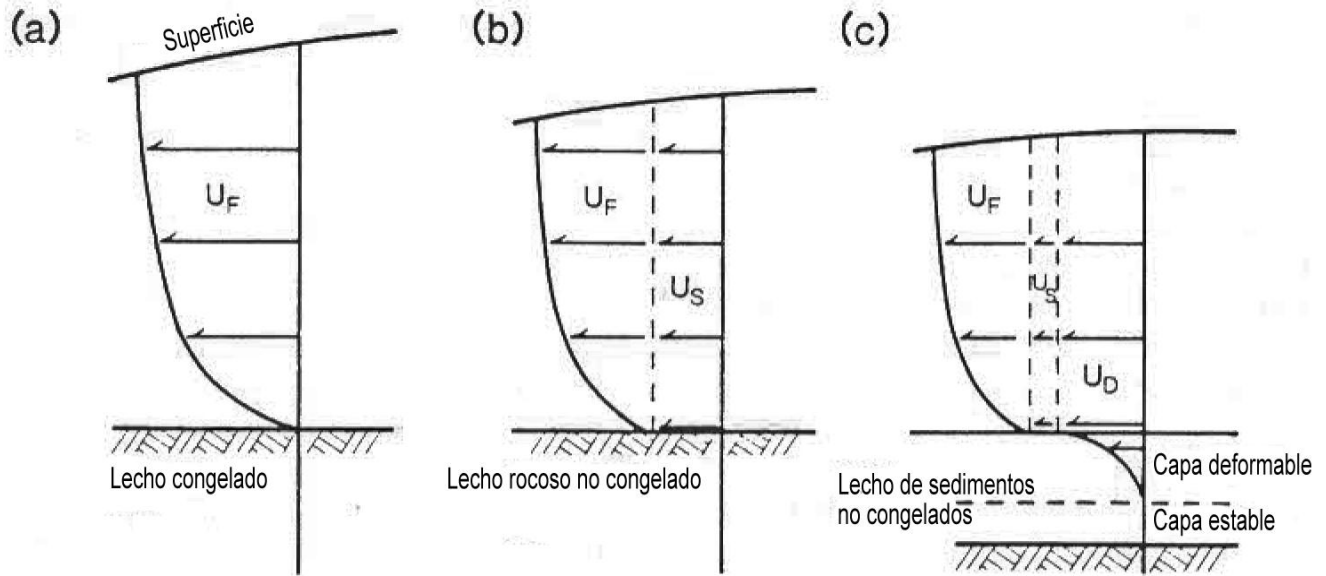


Figura III.3 Distribución vertical de velocidad para glaciares con distintos mecanismos de flujo: (a) sólo deformación interna del hielo; (b) deformación del hielo y deslizamiento basal; (c) deformación del hielo, deslizamiento basal y deformación de sedimentos subglaciales. (Modificada de Boulton, 1996a).

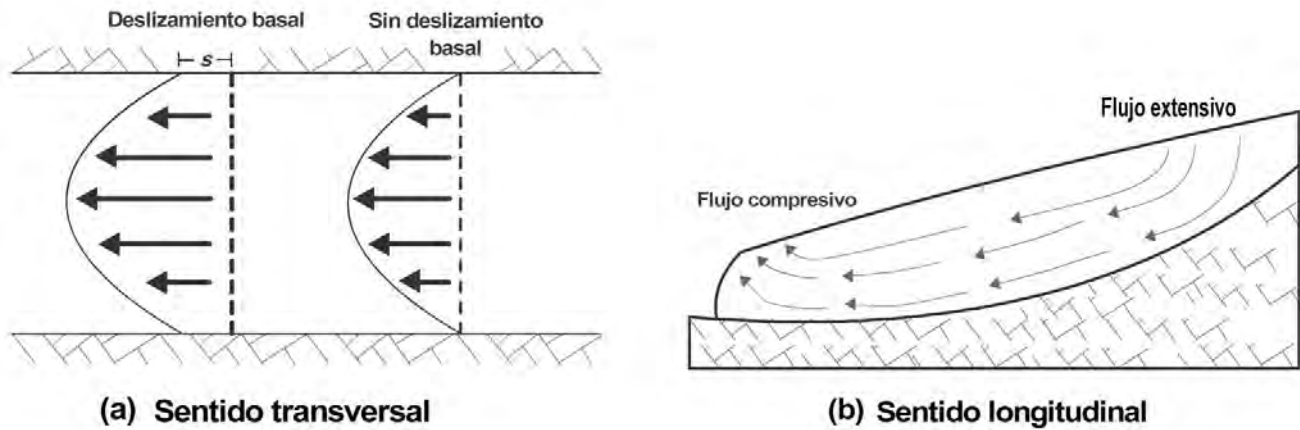


Figura III.4 Las velocidades de flujo en la transversal (a) se distribuyen siendo mayores en el centro, alejado de los márgenes, se ejemplifica la distribución de velocidades sin deslizamiento basal y con deslizamiento basal 's'; (b) el flujo longitudinal varía de extensivo a compresivo aguas abajo en función de la pendiente y el lecho rocoso.

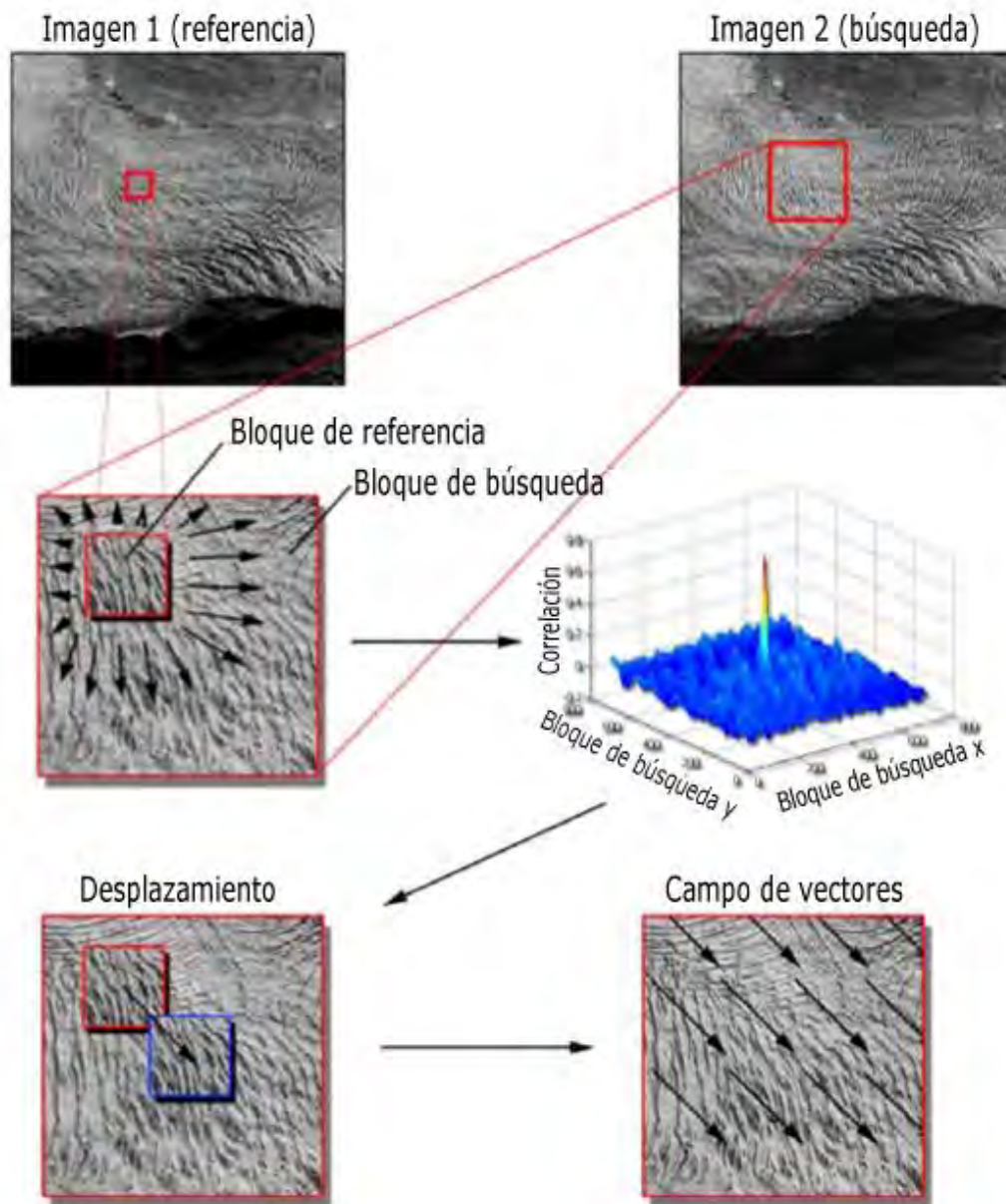


Figura III.5 Esquema que representa el proceso de correlación cruzada normalizada.



Figura III.6 Instalación típica de sistema de cámara secuencial (Glaciar Colonia).

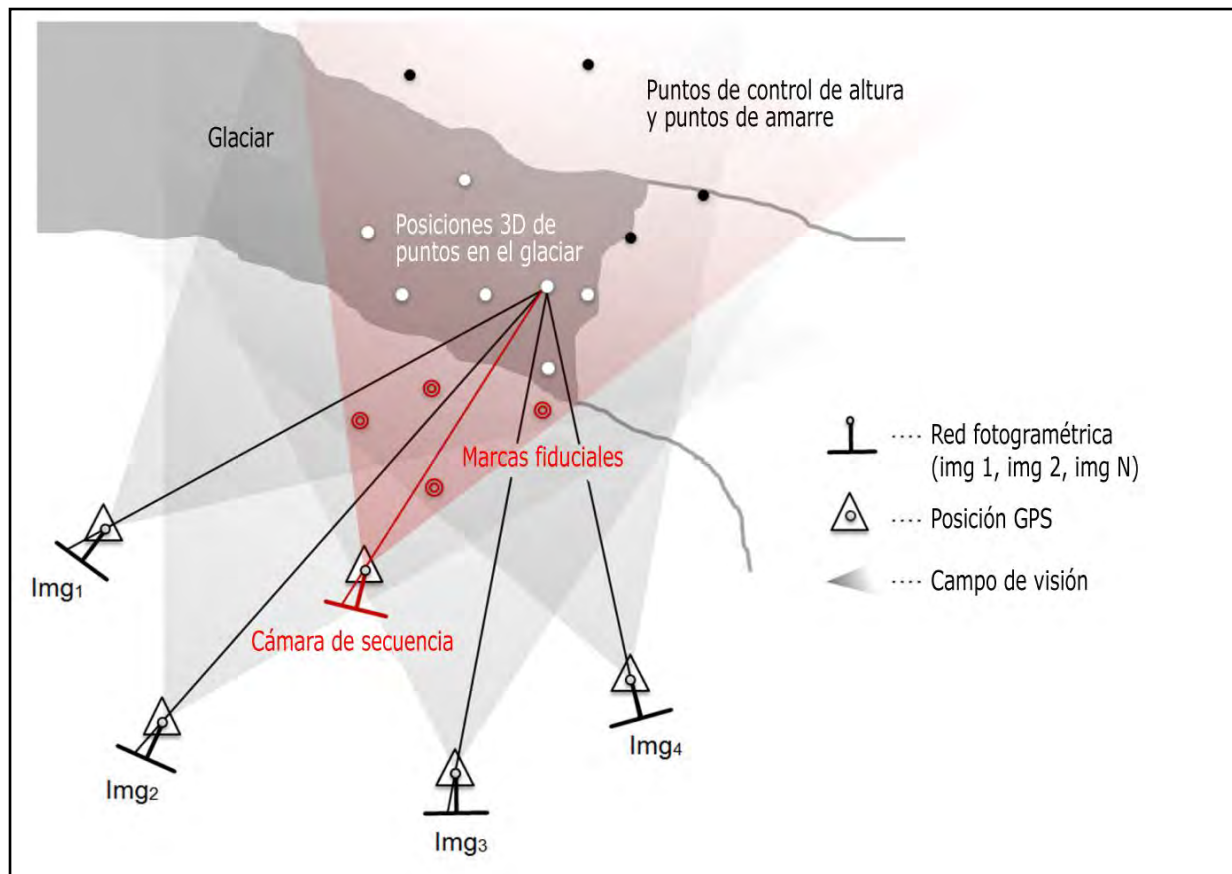


Figura III.7 Esquema de red fotogramétrica.



Figura III.8 Elementos de apoyo al estudio de velocidades con técnicas de fotogrametría terrestre en Glaciar San Rafael.

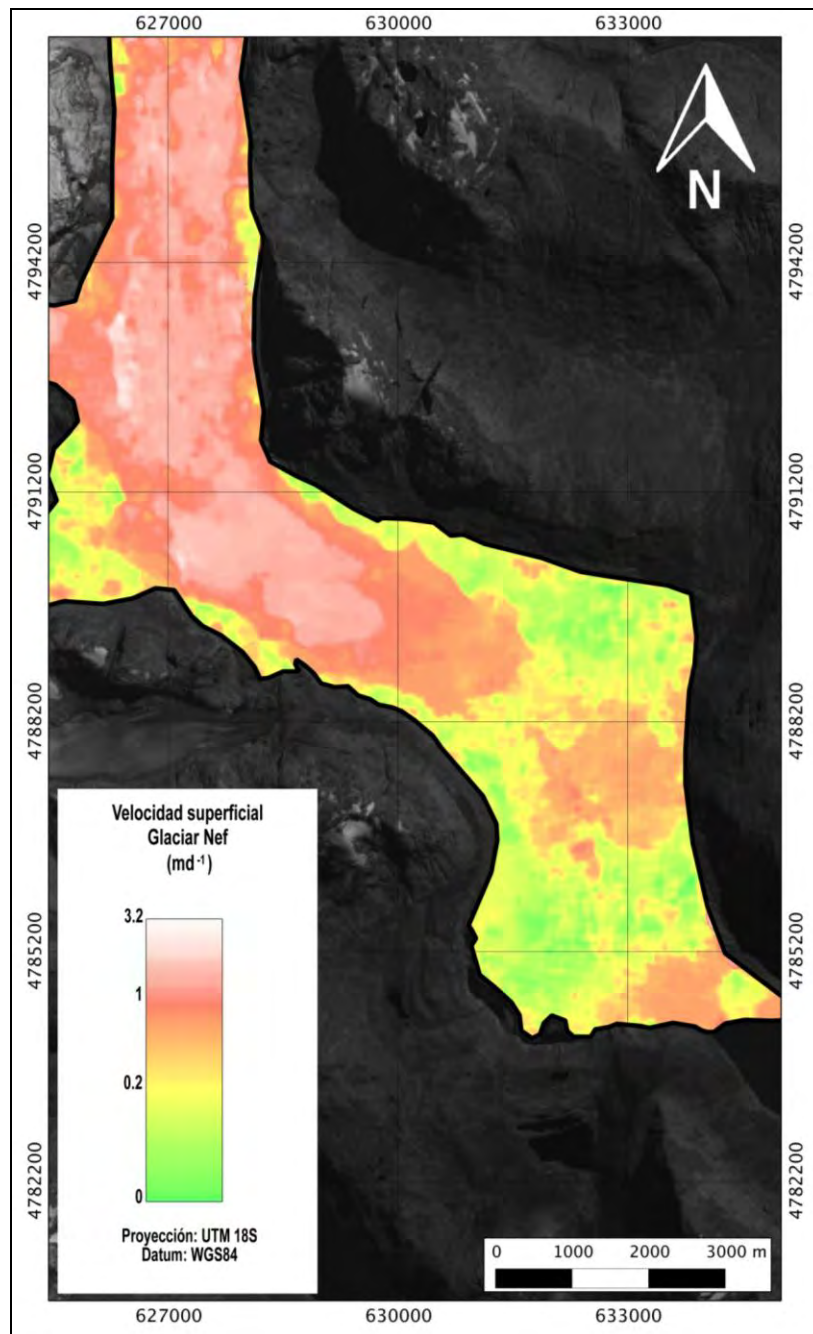


Figura III.9 Velocidades superficiales (m d^{-1}) para el Glaciar Nef a partir de técnicas de seguimiento de patrones, imagen ASTER 3N, 18 de marzo del 2012.



Figura III.10 Escena capturada desde cámara secuencial en Glaciar Nef.

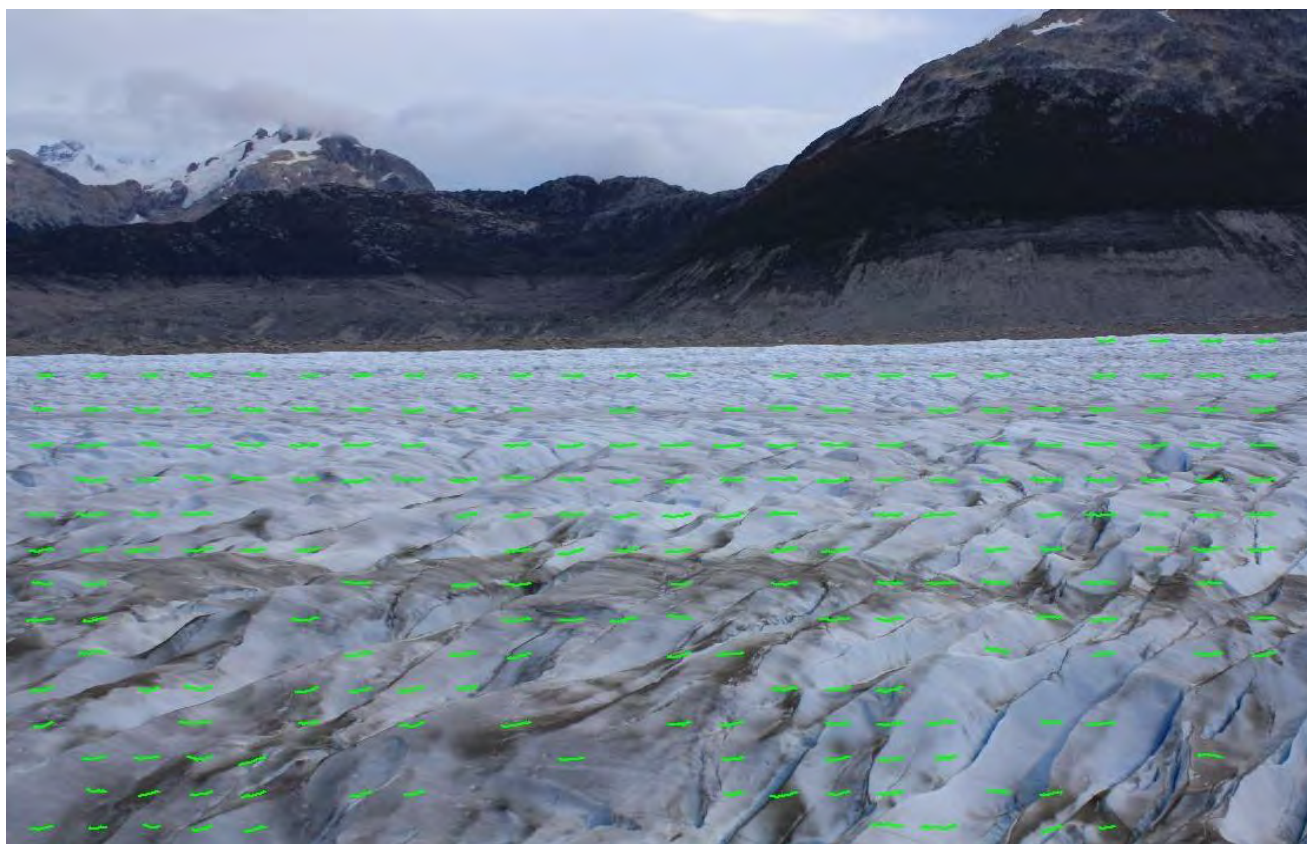


Figura III.11 Se muestran en verde los vectores direccionales validos sobre un acercamiento a la escena capturada en el Glaciar Nef mediante la cámara secuencial.



Figura III.12 Baliza de ablación instalada en Glaciar Nef, donde se midió la posición con GPS mediante método de punto preciso PPP.

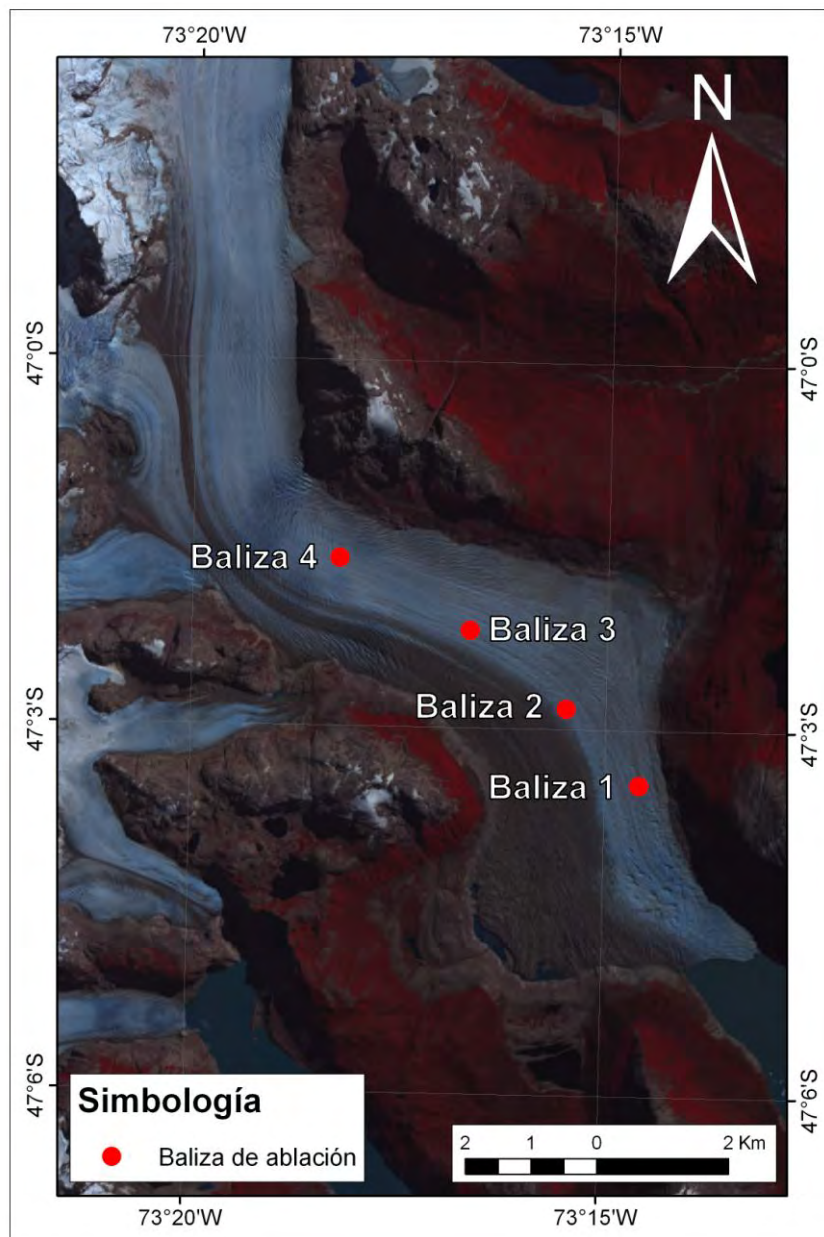


Figura III.13 Ubicación geográfica de balizas instaladas sobre Glaciar Nef. Imagen ASTER 3N, 18 de marzo del 2012.

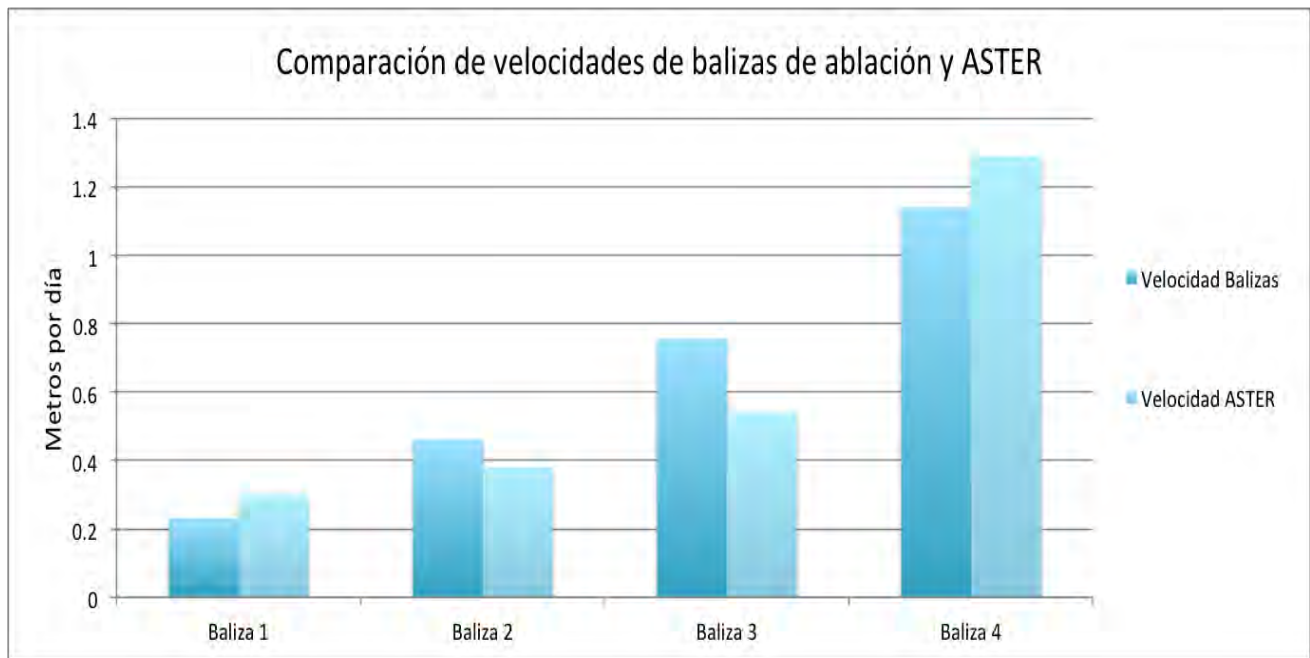


Figura III.14 Comparación de mediciones de velocidad horizontal puntuales obtenidas por medio de balizas de ablación e imágenes de satélite.

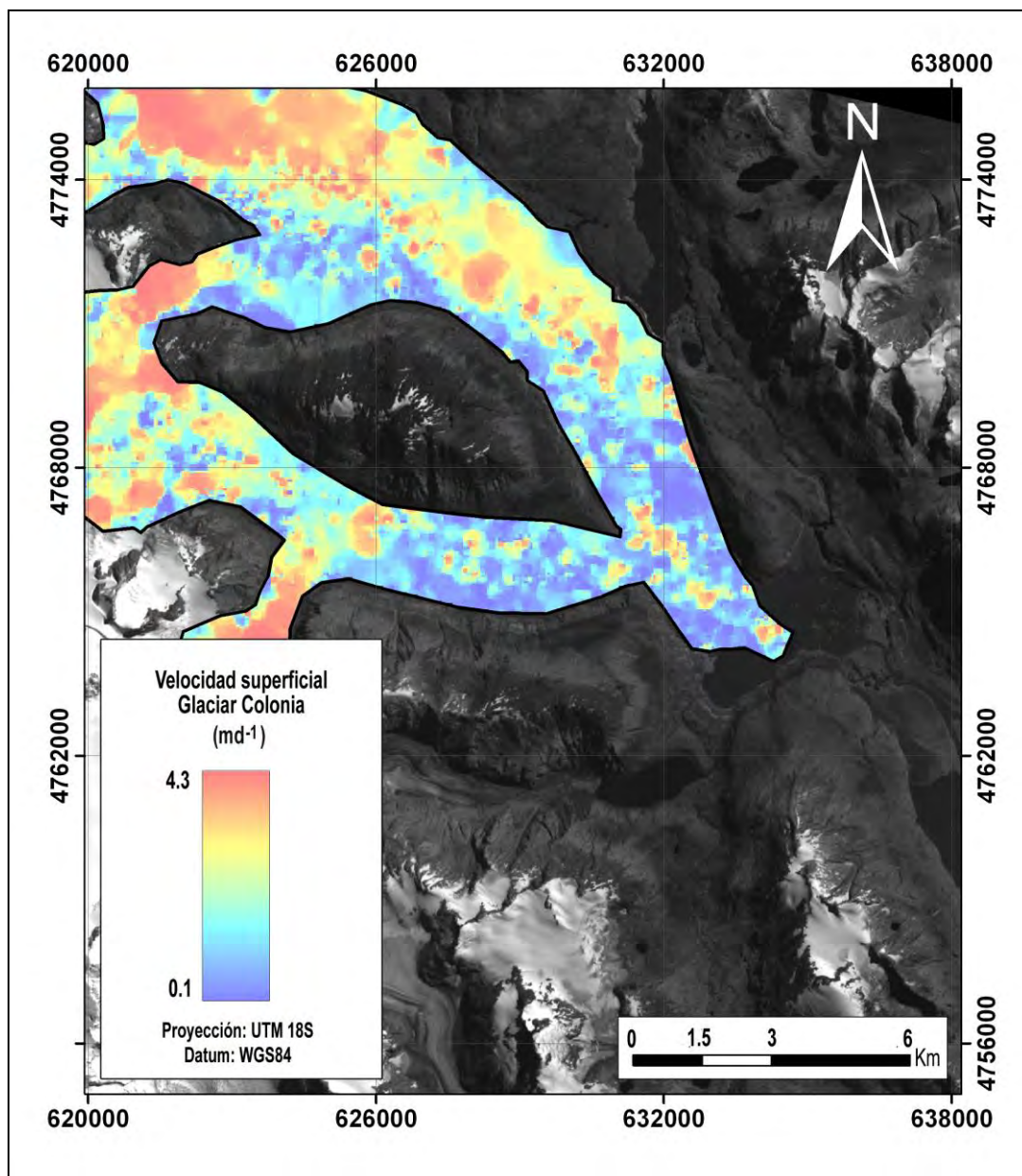


Figura III.15 Velocidades superficiales (m d^{-1}) para el Glaciar Colonia en base a técnicas de seguimiento de patrones, imagen ASTER 3N 22 de febrero del 2012.



Figura III.16 Fotografía de la escena capturada por la cámara de secuencia instalada en el Glaciar Colonia.

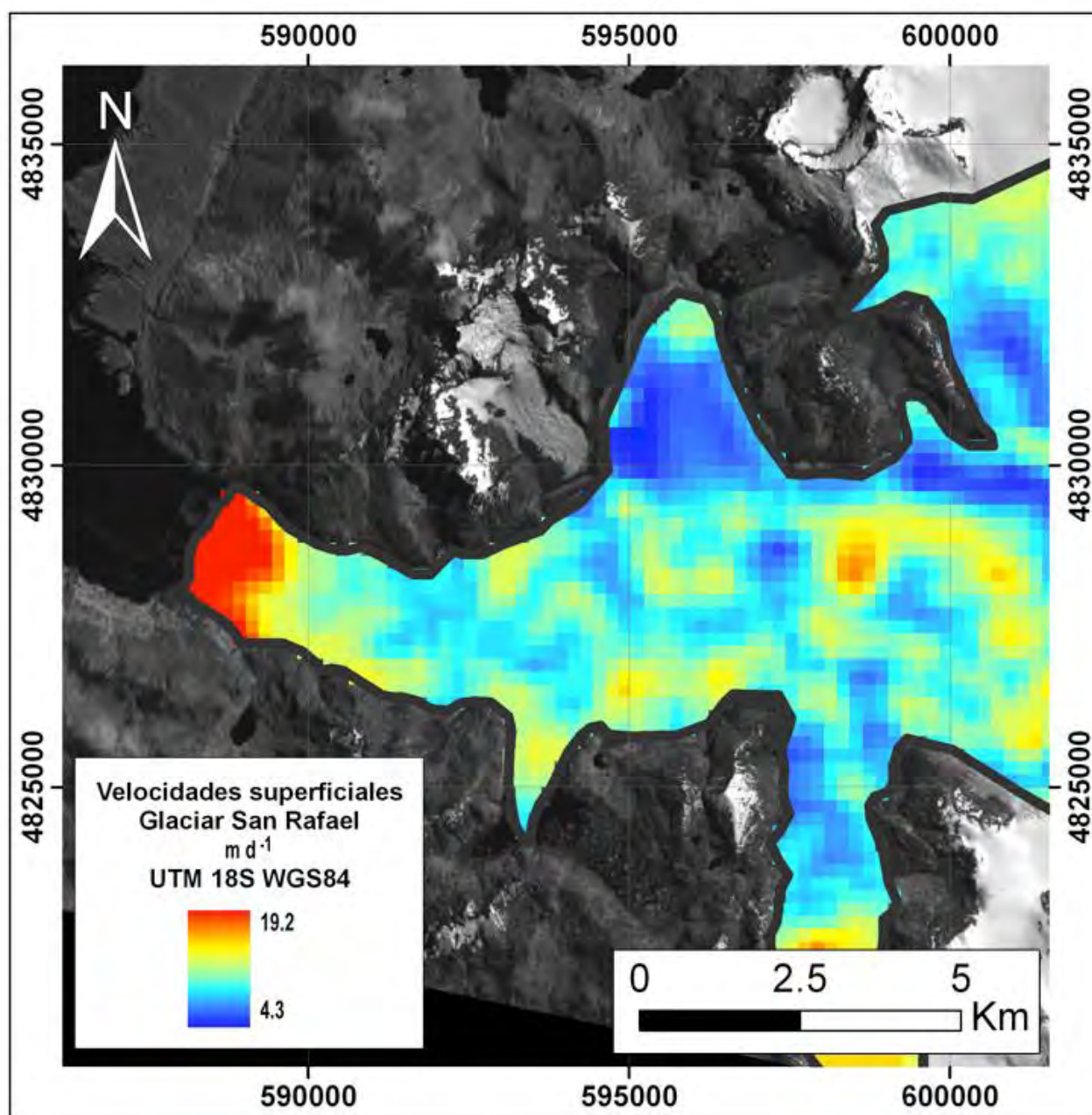


Figura III.17 Velocidades superficiales (m d^{-1}) para el Glaciar San Rafael en base a técnicas de seguimiento de patrones, imagen ASTER 3N, 25 de enero del 2011.

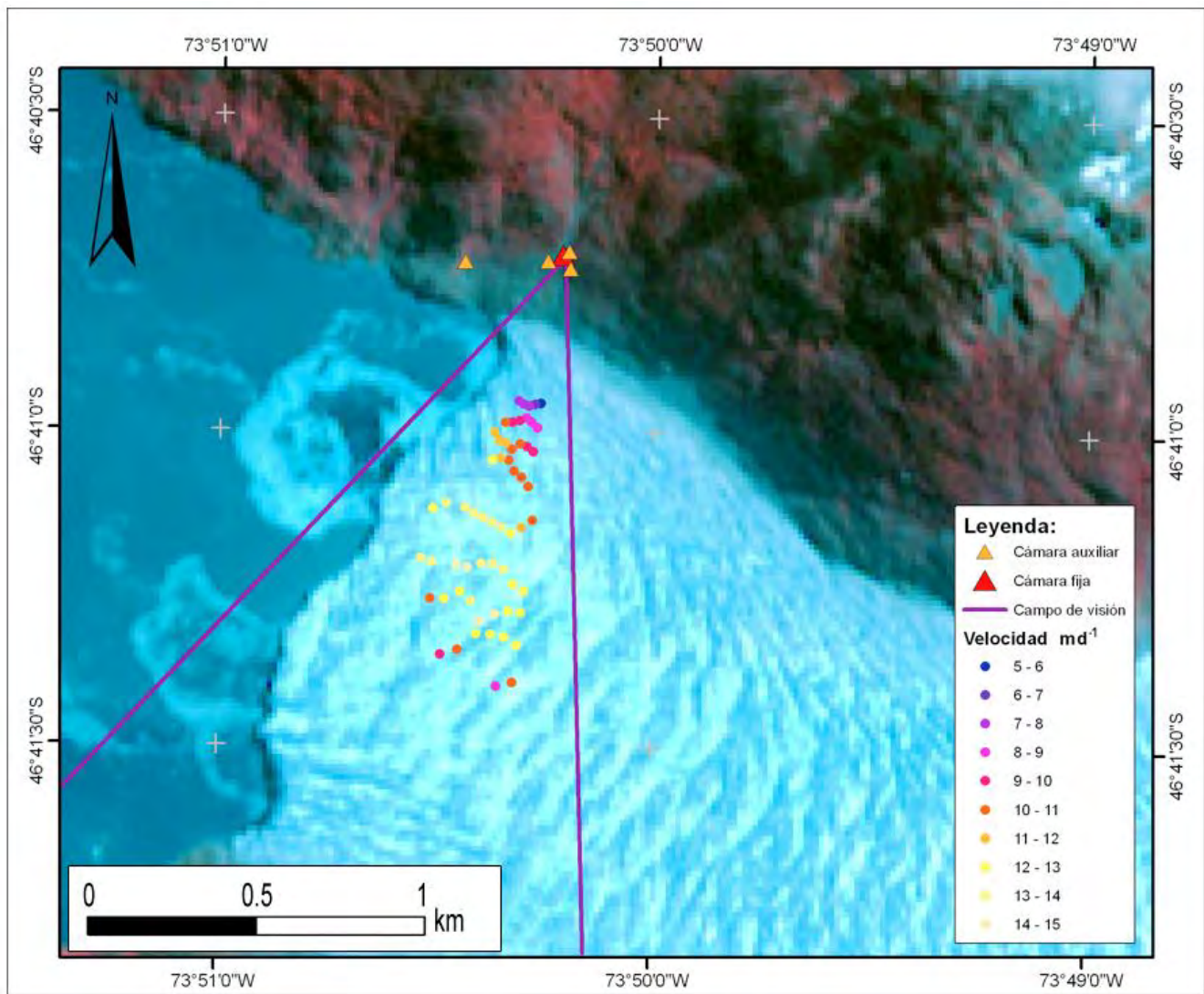


Figura III.18 Distribución y magnitudes (m d^{-1}) de las mediciones de velocidad por medio de fotogrametría terrestre en Glaciar San Rafael.



Figura III.19 Distribución y magnitudes (m d^{-1}) de las mediciones de velocidad por medio de fotogrametría terrestre en escena de cámara de secuencia en Glaciar San Rafael.

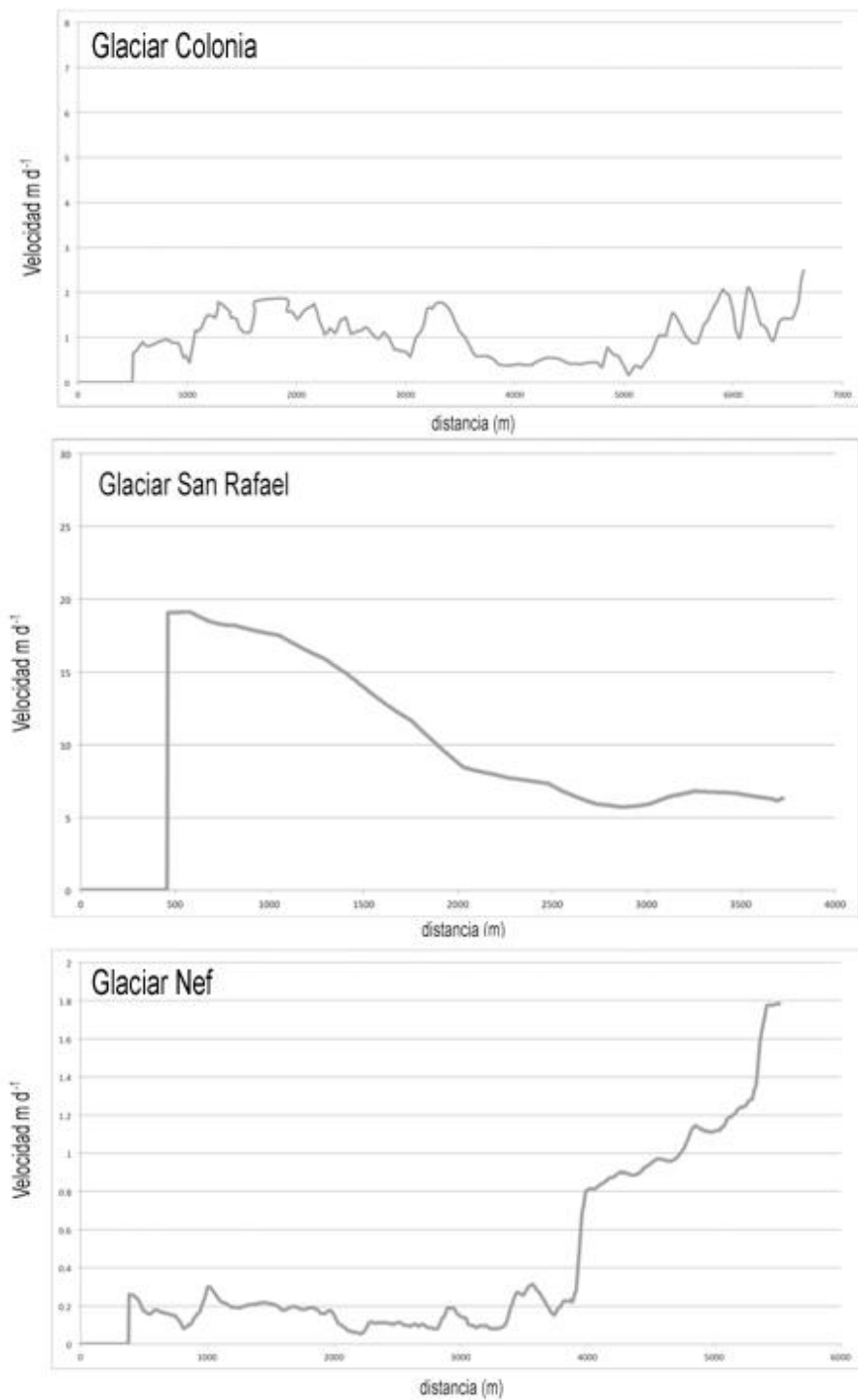


Figura III.20 Velocidad horizontal a través de la línea central para Glaciares Colonia, San Rafael y Nef en función de la distancia desde su frente.

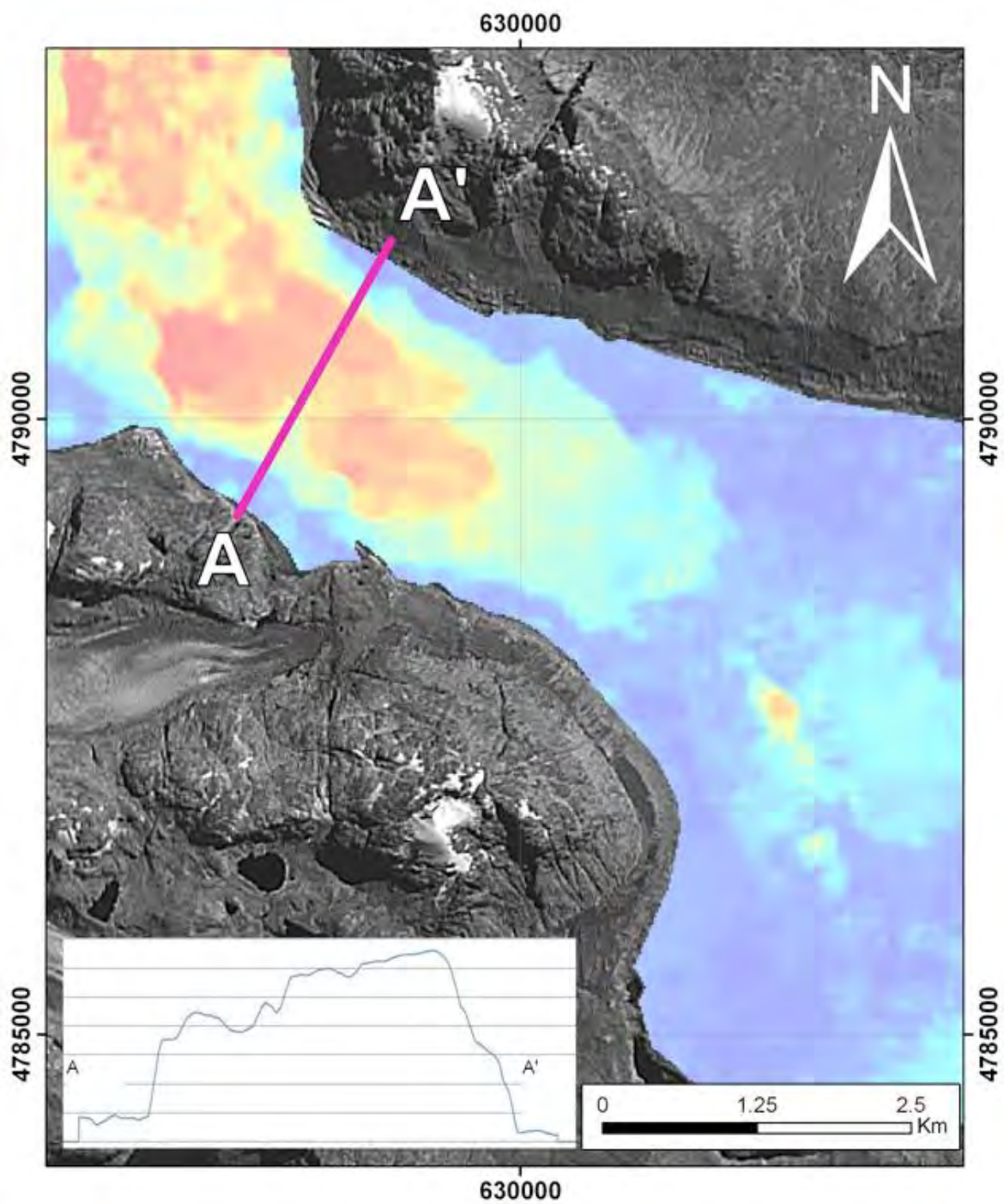


Figura III.21 Perfil A – A', representando el aumento de la magnitud de velocidad en la parte central del flujo y la disminución hacia los bordes en Glaciar Nef, imagen ASTER 3N, 18 de marzo del 2012.

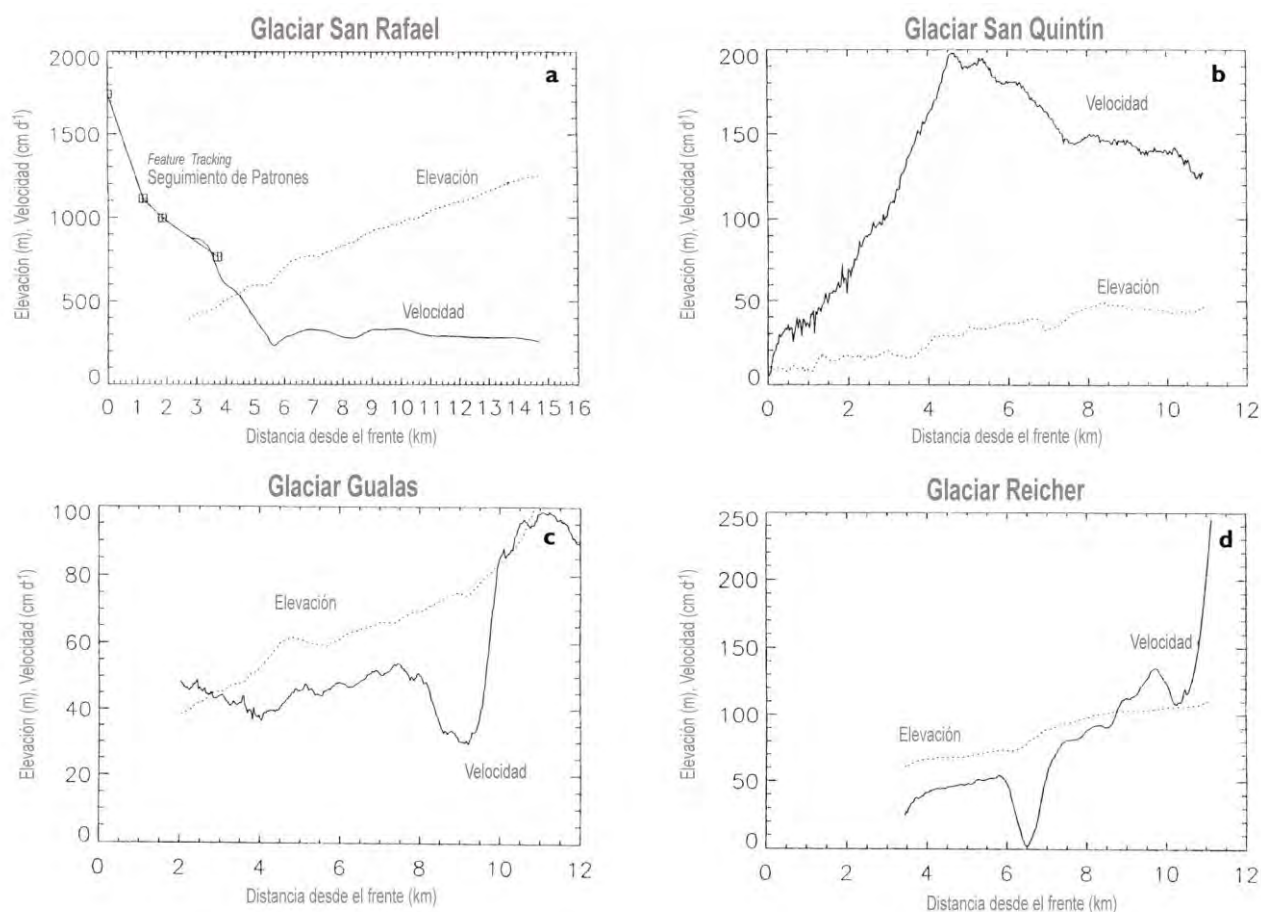


Figura III.22 Velocidad horizontal (línea continua) y perfil de elevación (línea punteada) a lo largo de la línea central de los glaciares San Rafael, San Quintín, Gualas y Reichert en función de la distancia al frente desprendente. Mediciones adicionales de velocidad (cuadrados) fueron obtenidas a partir de correlación de patrones de imágenes (*feature tracking*) de grietas para completar las mediciones interferométricas (Rignot *et al.*, 1996b).

CAPÍTULO IV. ESPESOR DE HIELO

4.1 Resumen

Los glaciares de Campo de Hielo Norte representan una importante reserva de recursos hídricos, sin embargo hoy existe un conocimiento limitado sobre el real volumen de hielo allí almacenado y su equivalente en agua. La condición temperada y el alto nivel de agrietamiento de los glaciares sumado a condiciones meteorológicas y logísticas por lo general desfavorables son factores que dificultan la aplicación del radio eco sondaje con métodos terrestres, hasta algunos años atrás la forma principal de medición de espesores de hielo en Chile. Sin embargo, como producto de la colaboración internacional y el avance en nuevos diseños utilizando técnicas aerotransportadas, hoy se ha hecho posible obtener datos de espesor de hielo en vastas regiones de la zona austral del país.

El objetivo de este trabajo fue medir los espesores de hielo y caracterizar la topografía subglacial de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte, utilizando el método de radio eco sondaje transportado a bordo de un helicóptero. Las mediciones realizadas no permitieron determinar el volumen de hielo almacenado en el Glaciar San Rafael debido a que no fue posible generar un área de interpolación, sin embargo en los Glaciares Colonia y Nef la distribución de los perfiles con retorno de fondo permitió obtener su volumen y el equivalente en agua.

400 km lineales de trayectoria se realizaron en los tres glaciares, de los cuales un total de 115 km corresponden a mediciones con datos de espesor de hielo en perfiles transversales y longitudinales a la dirección de flujo glaciar.

El espesor máximo medido es de 842 m en el Glaciar San Rafael. El análisis de cruces, vale decir, la intersección de datos entre perfiles longitudinales y transversales permitió determinar una precisión del orden de un 1%.

4.2 Introducción

El radio eco sondaje es un sistema que utiliza un pulso electromagnético corto pero de gran amplitud, emitido por una antena transmisora. Este pulso viaja hacia el interior del glaciar, es reflejado por el lecho rocoso, como también en los distintos obstáculos y capas que se encuentran en su interior, y el eco resultante es captado por la antena receptora, la señal es digitalizada y registrada por algún medio digital, y posteriormente es almacenada en un computador portátil. Para determinar el espesor de hielo, se analizan los retardos del pulso, las características de la fase y la amplitud del eco.

Cuando la temperatura cae bajo cero, la conductividad y la permitividad dieléctrica del medio disminuyen mientras que la velocidad de propagación de la onda electromagnética aumenta, favoreciendo así el uso de los sistemas RES. Las pérdidas de señal son insignificantes para frecuencias menores a 100 MHz (Arcone & Delaney, 1984). Sin embargo, cuando la cantidad de discontinuidades en el hielo aumenta, las pérdidas por dispersión también aumentan y el contraste producido por la variación en las propiedades dieléctricas de las capas se reduce, limitando la capacidad de detección.

En los glaciares temperados, como los estudiados en este proyecto, el hielo se encuentra en toda su masa al punto de fusión, temperatura que varía en función de la presión litostática existente sobre las distintas capas del glaciar. En la superficie del glaciar, la temperatura de fusión

es de 0°C, lo que implica agua en contacto con hielo a nivel supra, intra y subglacial. El principal obstáculo a la propagación de las ondas electromagnéticas en hielo temperado es la presencia de bolsas de agua. Estos cuerpos de agua producen fuerte dispersión y atenuación de las ondas electromagnéticas. Teóricamente las ondas electromagnéticas tienen la posibilidad de penetrar hielo temperado a frecuencias menores a 35 MHz (Watts & England, 1976).

Un radar para hielo puede ser instalado en plataformas aéreas, trineos, o simplemente caminando sobre el glaciar llevando los equipos en mochilas. La ventaja de usar un radar aerotransportado es que se pueden realizar mediciones en grandes extensiones sobre la superficie del glaciar en un corto período de tiempo, logrando mediciones topográficas de alta calidad y exactitud. Debido a los pocos días en el año con buenas condiciones meteorológicas en la Patagonia, la opción aerotransportada resulta ser la más eficiente. El tamaño de la antena a utilizar es inversamente proporcional a la frecuencia central de transmisión y a la profundidad que se busca detectar. Para mayores profundidades de sondeo es necesario usar una menor frecuencia y por ende antenas de mayor envergadura. Por el contrario, si la medición es a menor profundidad, es preferible usar una frecuencia más alta lo que implica antenas más pequeñas, con las que se obtiene mayor resolución.

Alrededor del mundo se han realizado exitosas mediciones en glaciares temperados siguiendo el básico principio de Watts & England (1976), utilizando sistemas de radar de mediana y alta frecuencia (1 a 35 MHz). En Alaska se midió un espesor máximo de 600 m en el Glaciar Taku (Nolan *et al.*, 1995), y 630 m en el Glaciar Black Rapids (Gades, 1998). Por otro lado, en Patagonia, Raymond (2005) reportó un máximo espesor de 740 m en el Glaciar Tyndall. Rivera & Casassa (2002a) midieron 750 m en el paso Cuatro Glaciares. Todas las mediciones anteriores fueron realizadas utilizando un radar terrestre.

Unas pocas mediciones aéreas se han llevado a cabo. Los primeros fueron Watts & Wright (1981), en el Glaciar Columbia, Alaska, quienes usando un radar de impulso a una frecuencia de 1.2 MHz midieron 550 m de espesor. Kennet (1993), utilizando un radar de impulso sobre helicóptero a una frecuencia de 8 MHz midió 350 m en el Svartisen Ice Cap, Noruega. Rignot & Conway (comunicación personal), midieron aproximadamente 1250 m en el Glaciar Bering, Alaska, utilizando un radar de impulso a una frecuencia de 2 MHz. Zamora *et al.* (2009), midió 670 m en el Glaciar Tyndall utilizando un radar de impulso en un avión Casa 212 de la Armada de Chile. Blindow *et al.* (2011) utilizando un radar de impulso a una frecuencia central de 30 MHz logró medir hasta 700 m en el Glaciar Nef (2010). En Julio de 2011, el CECs en colaboración con la BGR de Alemania midió ocho glaciares temperados en las cuencas del Aconcagua, Maipo y Rapel. Se utilizó el radar BGR-P30 a una frecuencia de 30 MHz, el cual logró penetrar un máximo de espesor de hielo de 370 m en el Glaciar Cortaderal (DGA, 2011b).

La experiencia previa en los glaciares temperados de la Patagonia y los glaciares politermales de los Alpes suizos y la Península Antártica indica que este tipo de radar (impulso de baja frecuencia) es adecuado para detectar espesor de hielo en glaciares temperados de Campo de Hielo Norte, teniendo en cuenta que los máximos obtenidos son del orden de 700 m.

4.3 Objetivo

Realizar mediciones de espesor de hielo mediante técnicas geofísicas como el radio eco sondaje (RES) en los Glaciares San Rafael, Colonia y Nef en un perfil longitudinal y dos transversales respecto al flujo del glaciar.

4.4 Materiales y métodos

4.4.1 Sistema de radar aerotransportado

Para la realización de las mediciones de espesor de hielo se utilizó la técnica de radio eco sondaje (RES) utilizando un radar transportado por un helicóptero. El radar que se utilizó es del tipo impulso con frecuencias de transmisión definidas por la antena colgante. La antena utilizada es un dipolo tipo bow-tie de frecuencia central de 20 MHz, con un ancho de banda de 20 MHz, y tiene un rango de penetración de 850 m. La antena es una estructura metálica de 4 m de ancho por 6 m de largo y 1 m de alto y un peso aproximado de 400 kg. Durante la medición, la antena utilizada cuelga a 20 m bajo el helicóptero (ver **Figura IV.1**). Para este estudio se instaló en la antena (estructura metálica) un transmisor de 3200 V y un receptor del pulso electromagnético, un receptor GPS (marca JAVAD, modelo Lexon GD) y un altímetro láser puntual que indica en tiempo real la altura de la antena sobre la superficie. A bordo se utilizaron dos computadores portátiles, uno para el sistema de navegación, y uno para la adquisición de datos del radar y altímetro láser. La velocidad del helicóptero durante la medición fue de 40 nudos aproximadamente, mientras que la altura de vuelo de la antena sobre la superficie del glaciar se mantuvo en el rango de 35-50 m para mayor eficiencia del radar.

Para disminuir el error en la medición de la posición instantánea de la antena colgante, se utilizó un GPS base (marca JAVAD, modelo Lexon GD), el cual se ubicó en las cercanías del punto de operaciones (desde el cual despegaba y aterrizaba el helicóptero de mediciones), a una altura aproximada de 1.2 m sobre el nivel del suelo y libre de obstáculos laterales. Esta información de GPS, permite posteriormente obtener un valor de posición instantáneo corregido en la antena, mejorando la precisión.

Para las mediciones del presente estudio, se realizaron dos campañas. La primera entre el 23 de abril y el 9 de junio de 2012 y la segunda entre el 14 y el 29 de agosto de 2012. En la primera campaña se utilizó un helicóptero Ecureuil AS350-B3, mientras que en la segunda, uno del tipo AS350-B2. En ambas campañas fueron muy pocos los días en que fue posible realizar vuelos de medición debido a las permanentes malas condiciones meteorológicas.

Para la primera campaña se trasladó el equipamiento por tierra desde Valdivia hacia Puerto Montt y en barco desde Puerto Montt hasta Aysén. Luego se trasladó la carga hasta la ciudad de Cochrane, donde se armó la antena. Cochrane se utilizó como helipuerto base para las mediciones en los Glaciares Colonia y Nef. La primera campaña de mediciones se realizó en conjunto con el investigador Dr. Eric Rignot de la Universidad de California del Sur, quien es también investigador adjunto del CECs. El Dr. Rignot y su equipo de trabajo realizaron mediciones de gravimetría en paralelo a las mediciones de radar realizadas por el CECs. Las primeras mediciones efectivas de radar tuvieron lugar el día 27 de abril de 2012, cubriendo los Glaciares Colonia y Nef. Posteriormente, se viajó hasta el aeródromo Laguna San Rafael, donde, debido a las malas condiciones meteorológicas, no se pudo volar sobre el Glaciar San Rafael, teniendo que retornar el equipo de trabajo hasta Valdivia el día 9 de junio de 2012 con todo el equipamiento.

La segunda campaña de mediciones tuvo lugar exclusivamente en Cochrane. El equipamiento fue trasladado por camión hasta esa ciudad, donde se armó la antena. Las mediciones efectivas de radar se realizaron el día 24 de agosto de 2012 despegando desde el aeródromo de Cochrane, midiendo el Glaciar San Rafael y retornando a Cochrane.

4.4.2 Captura y procesamiento de datos de radar

La información de la reproducción digital de la señal recibida (traza) es el resultado de una serie de trazas promediadas (en este caso 256) que contienen los diferentes cambios sufridos por la señal original debido a las discontinuidades dieléctricas que haya encontrado a su paso. Cada traza es digitalmente reconstruida por puntos (verticales) con el valor de amplitud de la señal y que es finalmente representada en escala de colores para su visualización. Un radargrama consiste en una serie de trazas almacenadas.

Durante la medición el radar se configuró para transmitir 3000 pulsos por segundo (*Pulse Repetition Frequency, PRF*). La captura de datos se realiza usando dos canales, uno de alta ganancia y otro de baja ganancia, a una frecuencia de muestreo de 400 [MHz] y a 14 bits de resolución. El receptor opera a 20 MHz de ancho de banda. La tasa de captura fue de aproximadamente 0.1 trazas por segundo. De forma paralela, el GPS de la antena registró la posición cada centésima de segundo, mientras que el GPS base realizó una medición cada un segundo.

Los datos GPS fueron procesados utilizando el software Grafnav. En este caso se realizó un procesamiento diferencial de la posición instantánea a partir de los datos del receptor cinemático y de los de la estación base. El resultado fue un archivo en formato ASCII con la información de número de la traza y su correspondiente posición en coordenadas UTM y elevación (en m snm).

Por otra parte, los datos de radar fueron procesados con el software REFLEXw v.6.0, realizando una integración entre éstos y los datos de GPS ya procesados diferencialmente. De esta manera se logró referenciar la medición espacialmente, es decir, definir la posición de cada traza.

Los datos obtenidos por un sistema de radar aerotransportado contienen información de dos tipos de medio principales: interfaz aire-hielo e interfaz hielo-roca. Con esta simplificación se asume la existencia de dos medios homogéneos, para cada uno de los cuales la velocidad de propagación es constante y las pérdidas despreciables. Ambas interfaces se representan normalmente con facilidad en un radargrama debido al alto contraste dieléctrico entre los medios.

El procesamiento para los datos aquí presentados incluye filtros que limitan la banda de frecuencia de la señal para eliminar ruido, corrección de la posición del reflector de fondo cuando puede haber sido distorsionada por la morfología de la topografía subglacial (migración), además de ajustes de ganancia y edición.

Los datos entregan la medición del tiempo (ns) que tarda la onda electromagnética en viajar desde la antena transmisora hasta ser capturada por la antena receptora. Para la determinación de espesor del hielo, la sección aire-hielo es determinada con exactitud y eliminada del radargrama. El límite superior de la información restante es entonces la superficie del tramo medido sobre el glaciar.

Para frecuencias superiores a 1 [MHz] la permitividad dieléctrica relativa del hielo sólido (ϵ_h) ha sido estimada en 3.2 (Evans, 1965). La velocidad de propagación de la onda (v) en hielo es de 0.168 [m/ns], la cual es obtenida usando la expresión $v = c / \sqrt{\epsilon_h}$, donde c es la velocidad de propagación en el aire, $c = 3 \times 10^8$ [m/s]. Cuando la velocidad es conocida y constante, es

posible estimar la profundidad (d) del reflector, en este caso, la interfaz hielo-roca, usando la expresión $d = v \cdot t / 2$ siendo t el tiempo de ida y retorno de la señal reflejada.

El formato de cada archivo es de 32 bits punto flotante, con una cabecera de archivo de 1024 bytes y cabecera de traza de 16 bytes. Cada traza está formada de 4096 muestras y la cabecera de cada traza almacena la hora de disparo.

El procesamiento de los datos de radar en el software REFLEXw consistió en los siguientes pasos:

- Importación de los datos desde su formato nativo a formato REFLEXw.
- Georeferenciación de cada traza de radar con la posición obtenida mediante el GPS.
- Unión de los archivos correspondientes a cada perfil, ya sean transversales o longitudinales.
- Cálculo de la distancia total del perfil y realización de una interpolación equidistante cada 2 metros por traza.
- Filtrado de los datos para una mejor visualización, utilizando filtros pasa banda Butterworth de segundo orden, control de ganancia y ajuste del tiempo cero (superficie).
- Migración de los datos utilizando un modelo de velocidad 2D, lo que permite la eliminación de hipérbolas en los radargramas producto de reflexiones laterales en el fondo rocoso.
- Identificación del fondo rocoso para su posterior vectorización y obtención de datos cuantificables (espesor de hielo).
- Conversión de archivos REFLEX a formato ASCII.
- Representación de los datos de espesor de hielo georeferenciados en un SIG.

4.4.3 Post-procesamiento de datos

Una vez que la información de la distancia del perfil, espesor de hielo y elevación (snm) de la superficie de hielo se exportó en un formato ASCII, se calcularon los siguientes valores por glaciar:

- Longitud, elevación mínima, máxima y pendiente de cada perfil longitudinal y transversal definido (L_i , T_i).
- Espesor máximo, mínimo, promedio y su desviación estándar (D.E.) en cada perfil longitudinal y transversal definido (L_i , T_i). La desviación estándar entrega información sobre la variación de los espesores respecto del promedio.
- Espesor promedio del conjunto de datos en los perfiles transversales y longitudinales definidos (L_i , T_i), calculado sumando todos los valores obtenidos en los perfiles (L_i , T_i) y dividiendo por el número total de datos.
- Espesor máximo del conjunto de datos de espesor obtenidos (máximo espesor medido en el glaciar).

De manera adicional se estimó un volumen de hielo y equivalente en agua en los Glaciares Colonia y Nef usando el software ArcGIS Desktop versión 9.2. A partir de la información de espesor de hielo se realizó una interpolación espacial del tipo *Natural Neighbor*, desarrollada por Robin Sibson (1981). Esta interpolación se basa en la teselación de Voronoi y entrega una aproximación más suave de la función subyacente en comparación a una interpolación más simple. Sus propiedades básicas son que es local, usando sólo un subconjunto de muestras que rodean un punto y que las alturas interpoladas se mantendrán dentro del rango usado en las muestras. La interpolación no infiere tendencias y no producirá picos, hoyos, crestas o valles que no hayan sido representados por las muestras de entrada. La ecuación básica en dos dimensiones es la ecuación (IV.1):

$$G(x, y) = \sum_{i=1}^n w_i f(x_i, y_i) \quad (\text{IV.1})$$

donde $G(x, y)$ es la estimación en (x, y) , w_i son las ponderaciones y $f(x_i, y_i)$ son los datos conocidos en los puntos (x_i, y_i) . Las ponderaciones w_i son calculadas encontrando la cantidad de área de alrededor que es ocupada al insertar (x, y) en la teselación (Ver **Figura IV.2**).

La interpolación se realizó dentro de una cierta área que se genera a partir de todos los perfiles con dato de espesor de hielo (área de interpolación) obteniendo valores de espesor donde antes no existían. Se consideraron n subáreas de igual superficie A_0 , cada una con espesor h_i , con lo cual se estima el volumen total usando la ecuación (IV.2):

$$V = \sum_{i=1}^n A_0 \cdot h_i = A \cdot \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{n} = A \cdot \bar{h} \quad (\text{IV.2})$$

donde A es el área de interpolación y $\bar{h}$ es el espesor promedio de la interpolación.

Una vez obtenido el volumen de hielo para el área de interpolación, se realizó la conversión de volumen de hielo a volumen de agua en la misma área asumiendo una densidad promedio del hielo de 0.86 g/cm^3 (Rignot *et al.*, 2003).

4.5 Resultados

A continuación se presentan los resultados obtenidos por glaciar utilizando el sistema de radar aerotransportado. Para cada glaciar se seleccionó un perfil longitudinal (L) y dos perfiles transversales (T_1 y T_2), donde se obtuvo el espesor de hielo, topografía superficial y subglacial, volumen de hielo y su equivalente en agua. Los radargramas representan el perfil medido con la interpretación del fondo subglacial y con los datos procesados después de la migración, en la dirección en la que el perfil fue recorrido (ej. T_1 - T_1'). La topografía superficial y subglacial es representada en un gráfico, donde el eje X corresponde a la distancia recorrida (metros) y el eje Y a la elevación con respecto al nivel del mar (metros).

4.5.1 Glaciar San Rafael

En la **Figura IV.3** se muestran las líneas de vuelo realizadas en el Glaciar San Rafael (en negro) y en escala de colores las secciones donde se detectó el fondo subglacial. En la misma figura se seleccionaron dos perfiles transversales (recorrido desde T_i hacia T_i') y dos longitudinales (recorrido desde L_i hacia L_i'). Para este glaciar se definieron dos perfiles longitudinales. Los dos extremos del perfil longitudinal original, ya que producto de la gran cantidad de grietas no fue posible detectar el retorno del fondo en la parte central del perfil.

En **Figura IV.4**, **Figura IV.5**, **Figura IV.6** y **Figura IV.7** se observan las imágenes de los radargramas y el gráfico de topografía superficial y subglacial de las longitudinales L_1 y L_2 , y transversales T_1 y T_2 respectivamente del Glaciar San Rafael. En cada una de estas figuras, se presenta un radargrama con interpretación de fondo (superior), uno con los datos originales (centro) y un gráfico donde se representa la topografía superficial y subglacial (inferior). En la **Figura IV.6** se grafica el perfil transversal T_1 - T_1' . Fue posible interpretar el fondo rocoso desde T_1 hasta T_1' (línea segmentada). Desde la línea segmentada hasta el borde del glaciar se graficó la superficie y el lecho rocoso se extrapoló usando una línea recta entre el último punto de espesor medido y el punto cero entre glaciar y roca. El signo de interrogación en la figura indica que la extrapolación (lineal) no representa la topografía subglacial y sólo corresponde a una aproximación.

Un total de 133 km lineales fueron volados en el Glaciar San Rafael. La distancia total con datos de espesor de hielo para este glaciar es de 32 km aproximadamente. El espesor máximo de hielo detectado en el Glaciar San Rafael fue de 842 m y se encuentra en el perfil transversal T_1 . El mínimo espesor medido es de 205 m en el perfil longitudinal L_1 . El espesor promedio en los cuatro perfiles es de 501 m. La pendiente estimada máxima se encuentra en el perfil longitudinal L_2 y es de 7.4 grados.

En la **Tabla IV.1** se encuentra un resumen de los resultados del Glaciar San Rafael con los siguientes valores por perfil: longitud, espesor máximo, mínimo, promedio, desviación estándar del espesor, elevación mínima, máxima y pendiente topográfica.

El volumen de hielo para el Glaciar San Rafael no fue posible calcularlo debido a que sólo en algunos pocos perfiles (longitudinales y transversales) se pudo obtener un retorno de fondo (espesor), esto producto de la gran cantidad de grietas y la presencia de agua a nivel supra e intraglacial, lo que aumentó la dispersión y atenuación de las ondas electromagnéticas emitidas por el radar e impidió la interpretación y detección de la interfaz hielo-roca. En consecuencia, debido a la poca representatividad espacial de los perfiles interpretados, los resultados obtenidos son insuficientes para definir un área de interpolación y obtener un volumen de hielo.

4.5.2 Glaciar Colonia

En la **Figura IV.8** se muestran las líneas de vuelo realizadas en el Glaciar Colonia (en negro) y en escala de colores las secciones donde se detectó el fondo subglacial. Al igual que para el Glaciar San Rafael se definieron dos perfiles transversales (recorrido desde T_1 hacia T_1') y un longitudinal (desde L hacia L').

En **Figura IV.9**, **Figura IV.10** y **Figura IV.11** se observan las imágenes de los radargramas y el gráfico de topografía superficial y subglacial del perfil longitudinal L y de los perfiles transversales T_1 y T_2 , respectivamente, del Glaciar Colonia. En cada una de estas figuras, se presenta un radargrama con interpretación de fondo (superior), uno con los datos originales (centro) y un gráfico donde se representa la topografía superficial y subglacial (inferior). Se debe notar que en el perfil longitudinal L-L' existen intervalos sin vectorización de fondo, los cuales fueron interpolados utilizando la función de interpolación segmentaria cúbica (*spline* cubico) para dar continuidad a la curva de topografía subglacial.

Se voló un total de 155 km en el Glaciar Colonia. La distancia total con datos de espesor de hielo en este glaciar es de 70 km. En el Glaciar Colonia, el espesor máximo de hielo detectado fue de 726 m y la pendiente estimada máxima fue de 7.4 grados ambos datos corresponden al perfil longitudinal L. El espesor mínimo se midió en el perfil transversal T_2 con un valor de 91 m y el espesor promedio en los tres perfiles es de 454 m.

En la **Tabla IV.2** se encuentra un resumen de los resultados del Glaciar Colonia con los siguientes valores por perfil: longitud, espesor máximo, mínimo, promedio, desviación estándar del espesor, elevación mínima, máxima y pendiente topográfica.

Utilizando el método *Natural Neighbor* (NN) se interpoló el espesor de hielo. En la **Figura IV.12** se muestra la interpolación del espesor de hielo para el Glaciar Colonia. Aquí se han considerado todos los valores de espesor interpretados. Los resultados de la estimación de volumen de hielo y su equivalente en agua, obtenidos a partir de la interpolación NN, se encuentran detallados en la **Tabla IV.4**.

El volumen de hielo estimado para el Glaciar Colonia es de 17.1 km^3 considerando un área de 52.3 km^2 . El valor de volumen calculado corresponde a un valor estimado debido a que hay zonas del glaciar sin medición o sin detección de fondo. Posteriormente se realizó la conversión de volumen de hielo a volumen de agua asumiendo una densidad promedio del hielo de 0.86 g/cm^3 (Rignot *et al.*, 2003), por lo que resulta un volumen equivalente en agua interpolado de 14.6 km^3 .

4.5.3 Glaciar Nef

En la **Figura IV.13** se muestran las líneas de vuelo realizadas en el Glaciar Nef (en negro) y en escala de colores las secciones donde se detectó el fondo subglacial. Se definieron dos perfiles transversales (recorrido desde T_1 hacia T_1') y un longitudinal (desde L hacia L').

En **Figura IV.14**, **Figura IV.15** y **Figura IV.16** se observan las imágenes de radargrama y el gráfico de topografía superficial y subglacial del perfil longitudinal L y de los perfiles transversales T_1 y T_2 , respectivamente, del Glaciar Nef. En cada una de estas figuras, se presenta un radargrama con interpretación de fondo (superior), uno con los datos originales (centro) y un gráfico donde se representa la topografía superficial y subglacial (inferior). Se debe notar que en el perfil longitudinal L-L' y T_2 - T_2' existen intervalos sin vectorización de fondo, los cuales fueron interpolados utilizando la función de interpolación segmentaria cúbica (*spline* cúbico) para dar continuidad a la curva de topografía subglacial.

La distancia total con datos de espesor de hielo en este glaciar es de 115 km aprox. En el Glaciar Nef, el espesor máximo de hielo detectado fue de 620 m en el perfil longitudinal L, el

espesor mínimo medido en el perfil transversal T_2 es de 13 m, el espesor promedio en los tres perfiles es de 429 m y la pendiente estimada máxima fue de 4.5 grados en el perfil transversal T_1 .

En la **Tabla IV.3** se encuentra un resumen de los resultados del Glaciar Nef con los siguientes valores por perfil: longitud, espesor máximo, mínimo, promedio, desviación estándar del espesor, elevación mínima, máxima y pendiente topográfica.

Utilizando el método *Natural Neighbor* (NN) se interpoló el espesor de hielo para el Glaciar Nef y se presenta en la **Figura IV.17**. Aquí se han considerado todos los valores de espesor estimados. Las estimaciones de espesor de hielo y volumen equivalente en agua obtenidas a partir de la interpolación NN se detallan en la **Tabla IV.4**.

El volumen de hielo estimado para el Glaciar Nef es de 8.6 km^3 considerando un área de 33.0 km^2 . La conversión de volumen de hielo a volumen de agua asumiendo una densidad promedio del hielo de 0.86 g/cm^3 (Rignot *et al.*, 2003), resulta en un volumen equivalente en agua interpolado de 7.4 km^3 .

4.6 Discusión

El radar, operando a una frecuencia central de 20 MHz, resultó ser adecuado para la medición de espesor de hielo en glaciares temperados. La mayoría de los glaciares de la Patagonia se caracterizan por tener una temperatura cercana a la del punto de fusión del hielo, donde éste y el agua pueden coexistir en la superficie, en el glaciar y en el fondo. A pesar de que en varios perfiles el retorno del fondo fue claramente detectable, en su mayoría no fue posible determinar el espesor de hielo producto de la atenuación y dispersión de la señal electromagnética generada por el radar debido, en parte, a la rugosidad y pendientes del lecho rocoso, a la presencia de cuerpos de agua tanto en la superficie como dentro del glaciar, pero principalmente a la gran cantidad de grietas.

En base al análisis de los datos obtenidos en los tres glaciares se pueden comparar la calidad de los datos visualizando la intensidad y continuidad de la señal de retorno de fondo. En el Glaciar Colonia en los tres perfiles se observa una clara señal del fondo subglacial, a diferencia del Glaciar Nef y especialmente del Glaciar San Rafael los cuales presentan en varios de sus perfiles discontinuidades en la señal de retorno de fondo debido a la gran cantidad de grietas en la superficie.

Se obtuvo información de espesor de hielo en perfiles longitudinales y transversales en los tres glaciares. El máximo espesor medido se registró en el Glaciar San Rafael y fue de 842 m.

La **Tabla IV.5** muestra el análisis de precisión de las mediciones realizadas con radar aerotransportado para los glaciares en estudio. La diferencia promedio máxima registrada fue de 6 m Glaciar Colonia en el cruce entre el perfil longitudinal L con el transversal T_2 , mientras que la menor diferencia promedio se registro en los cruces entre los perfiles L_2 - T_2 en el Glaciar San Rafael y el cruce L- T_1 en el Glaciar Colonia, ambos de 1 m. Considerando todos los glaciares se obtuvo una diferencia porcentual de un 1%. Asumiendo una resolución vertical teórica del radar aproximada de 5 m y un error de interpretación del fondo subglacial del orden 5 a 10 m, dependiendo de la rugosidad del lecho rocoso, finalmente el valor de espesor de hielo para cada punto medido del glaciar tiene una precisión del orden de 10 m.

4.7 Conclusiones

Se cumplió el objetivo principal de determinar el espesor y la topografía subglacial para un perfil longitudinal y dos transversales para los glaciares en estudio mediante el uso de un sistema de radar aerotransportado. Fue posible calcular el volumen de hielo y su equivalente en agua para dos de los tres glaciares en estudio. La estimación de volumen fue realizada en un área restringida del glaciar donde fue posible detectar el espesor de fondo. El glaciar San Rafael

presentó una distribución espacial poco representativa lo que impidió generar un área de interpolación y por ende obtener el volumen de hielo.

Además, se comprobó que el método de radio eco sondeaje utilizando un radar de impulso de baja frecuencia es el indicado para obtener espesor de hielo con buena precisión hasta espesores de 850 m en hielo temperado.

Tablas

Tabla IV.1. Mediciones RES por perfil en el Glaciar San Rafael: longitud, espesor mínimo (E. mín.), máximo (E. máx.), promedio (E. prom.), desviación estándar (DE), elevación mínima (Elev. Mín.), elevación máxima (Elev. Máx) y pendiente topográfica.

Perfil	Longitud [m]	E. mín. [m]	E. máx. [m]	E. prom. [m]	DE [m]	Elev. mín [m.s.n.m.]	Elev. máx. [m.s.n.m.]	Pendiente topográfica [grados]
L ₁ -L ₁ '	1,750	205	558	429	105	643	729	2.9
L ₂ -L ₂ '	1,680	235	389	345	44	26	245	7.4
T ₁ -T ₁ '	3,240	229	842	651	193	557	641	1.6
T ₂ -T ₂ '	2,150	20	489	326	135	168	335	-4.2

Tabla IV.2. Mediciones RES por perfil en el Glaciar Colonia: longitud, espesor mínimo (E. mín.), máximo (E. máx.), promedio (E. prom.), desviación estándar (DE), elevación mínima (Elev. Mín.), elevación máxima (Elev. Máx) y pendiente topográfica.

Perfil	Longitud [m]	E. mín. [m]	E. máx. [m]	E. prom. [m]	DE [m]	Elev. mín [m.s.n.m.]	Elev. máx. [m.s.n.m.]	Pendiente topográfica [grados]
L-L'	15,541	237	726	462	103	176	854	2.5
T ₁ -T ₁ '	3,744	146	613	476	100	677	755	-1.3
T ₂ -T ₂ '	1,481	91	380	315	68	238	291	2.1

Tabla IV.3. Mediciones RES por perfil en el Glaciar Nef: longitud, espesor mínimo (E. mín.), máximo (E. máx.), promedio (E. prom.), desviación estándar (DE), elevación mínima (Elev. Mín.), elevación máxima (Elev. Máx) y pendiente topográfica.

Perfil	Longitud [m]	E. mín. [m]	E. máx. [m]	E. prom. [m]	DE [m]	Elev. mín [m.s.n.m.]	Elev. máx. [m.s.n.m.]	Pendiente topográfica [grados]
L-L'	12,471	279	620	471	91	471	976	2.5
T ₁ -T ₁ '	1,775	60	448	279	130	654	790	-4.5
T ₂ -T ₂ '	2,805	13	605	334	193	442	508	-1.5

Tabla IV.4. Resumen de espesores promedio (en área de interpolación), área de interpolación, volumen de interpolación y volumen equivalente en agua (en área de interpolación) para los glaciares en estudio. En San Rafael no hay datos (s/d) debido a que no se pudo realizar un área de interpolación por la insuficiente de datos de espesor de hielo.

Glaciar	Espesor promedio en área de interpolación [m]	Área de interpolación [km ²]	Volumen de interpolación [km ³]	Volumen equivalente en agua [km ³]
San Rafael	s/d	s/d	s/d	s/d
Colonia	326	52.3	17.1	14.6
Nef	261	33.0	8.6	7.4

Tabla IV.5. Precisión en la estimación del espesor en cruces entre el perfil longitudinal y un transversal para los tres glaciares en estudio.

Glaciar	Cruce de Perfiles A - B	Espesor Perfil A	Espesor Perfil B	Diferencia Porcentual
San Rafael	$L_2 - T_2$	389	388	0.3
Colonia	$L - T_1$	475	476	0.2
Colonia	$L - T_2$	379	373	1.6
Nef	$L - T_1$	445	448	0.7

Figuras



Figura IV.1. Imágenes de la antena de 20 MHz a) en etapa de armado, b) despegando desde aeródromo en Cochran y c) siendo transportado hacia el Glaciar Colonia.

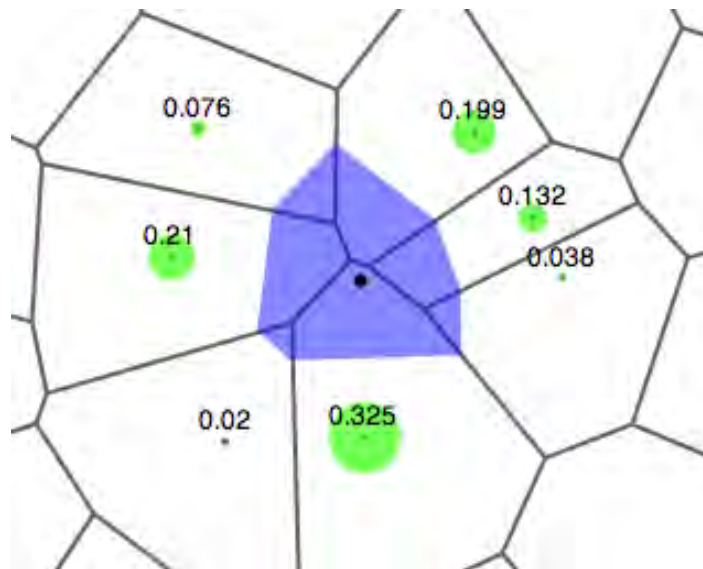


Figura IV.2. Ejemplo de interpolación natural neighbor. Los círculos verdes corresponden a ponderaciones de interpolación que son generados usando la razón entre el área de celda "robada" por la zona achurada y el área achurada. Esta área se debe a la inserción del punto a ser interpolado en la teselación Voronoi.

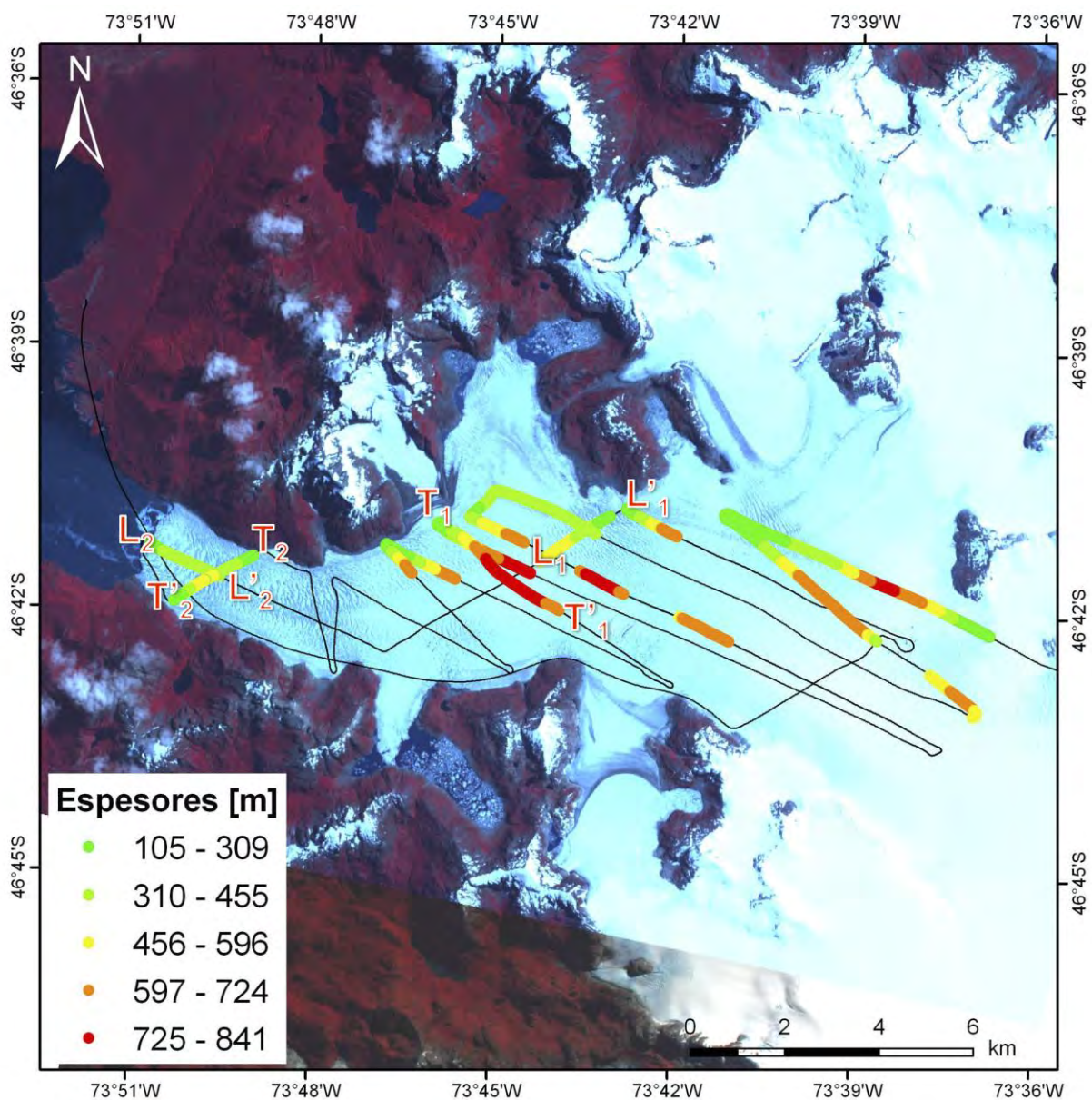


Figura IV.3. Perfiles de medición con RES (todas las trayectorias), perfiles con dato de espesor de hielo (escala de colores) y definición de perfiles L_1 - L_1' , L_2 - L_2' , T_1 - T_1' y T_2 - T_2' en el Glaciar San Rafael. Fuente imagen satelital: ASTER, 25 de enero de 2011.

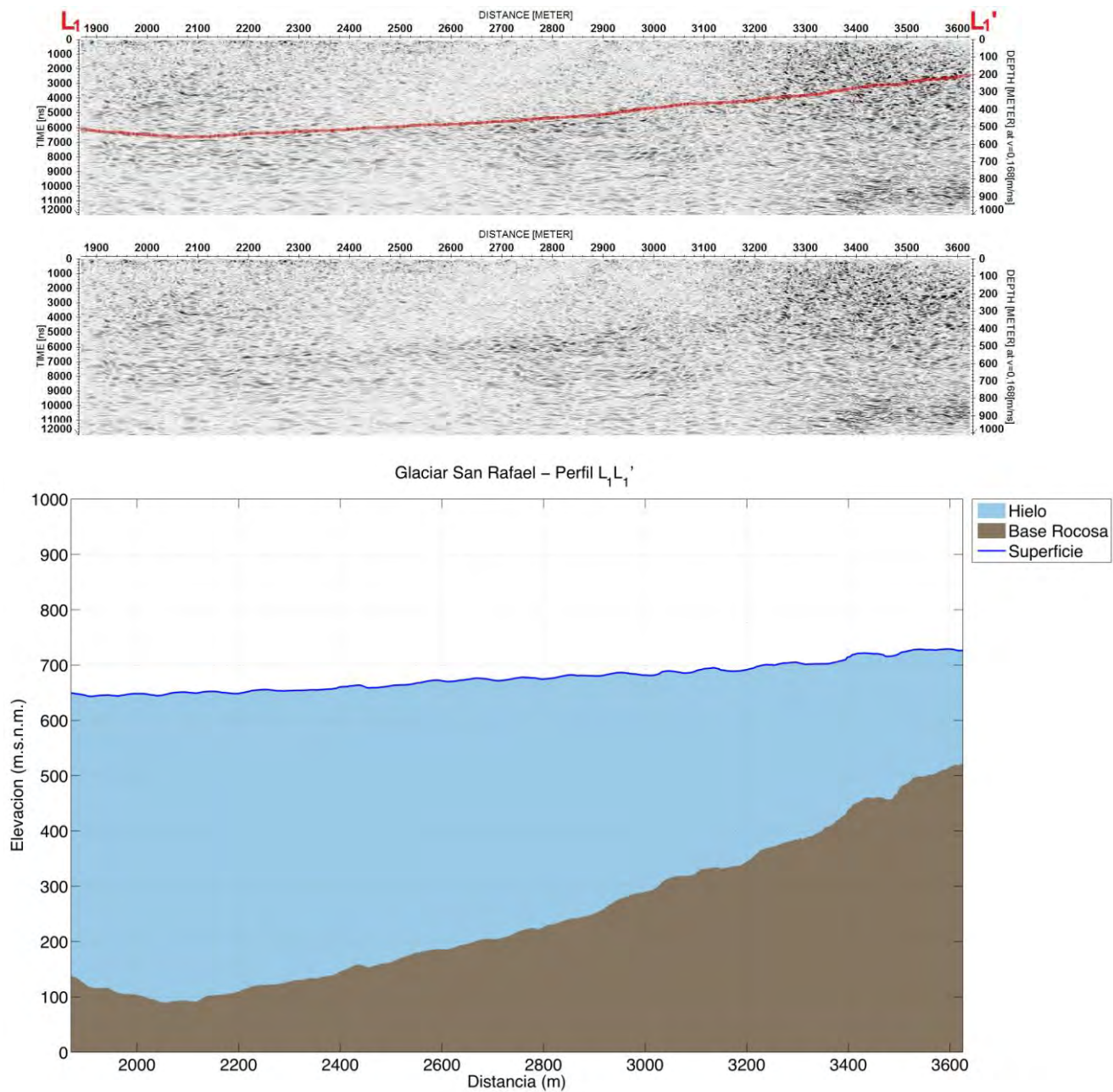


Figura IV.4. Perfil L₁-L₁' en el Glaciar San Rafael: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).

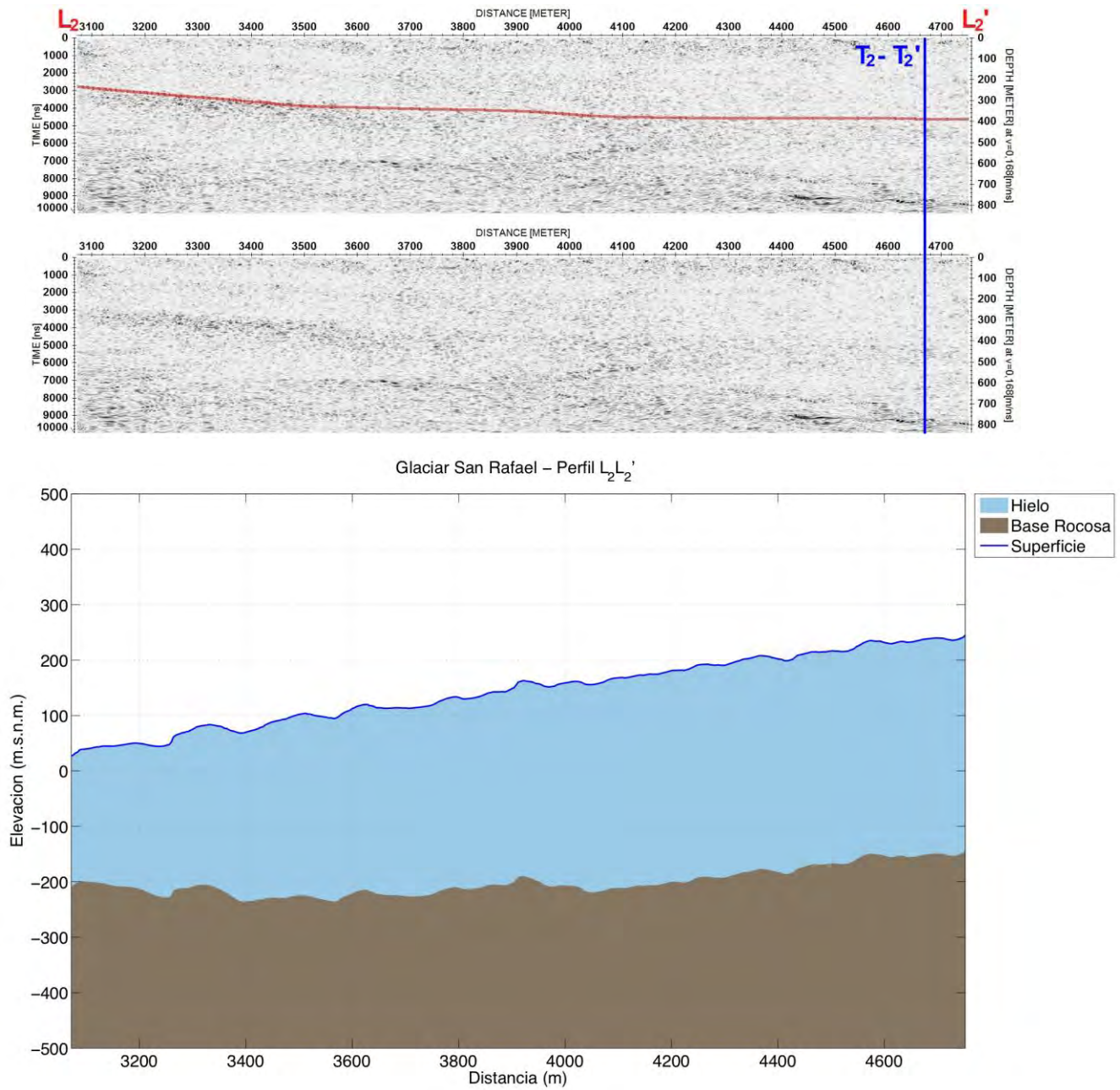


Figura IV.5. Perfil L_2-L_2' en el Glaciar San Rafael: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).

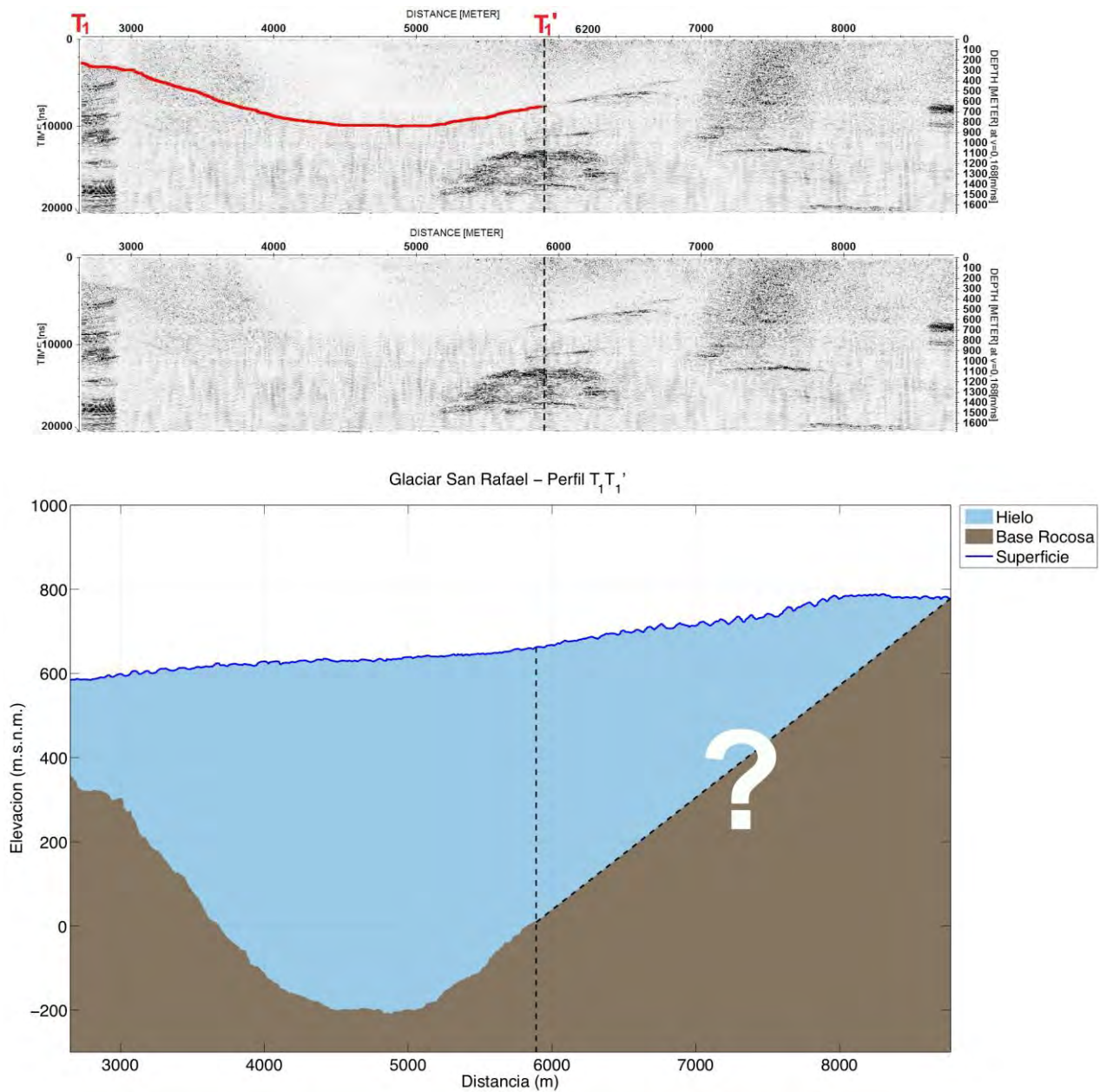


Figura IV.6. Perfil T_1 - T_1' en el Glaciar San Rafael: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior). La segunda mitad (con signo de interrogación) no posee datos interpretados de espesor de hielo.

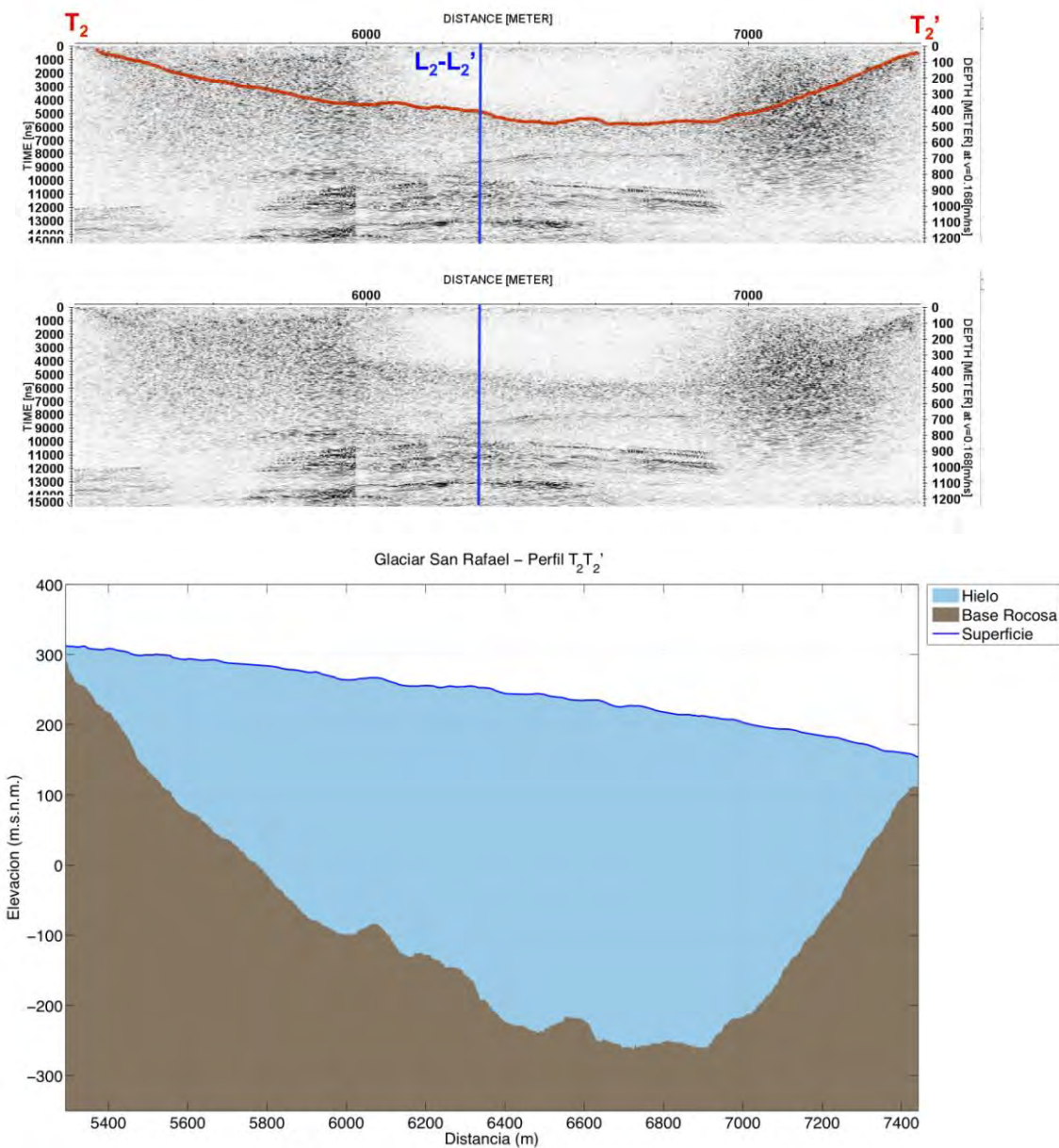


Figura IV.7. Perfil T_2-T_2' en el Glaciar San Rafael: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).

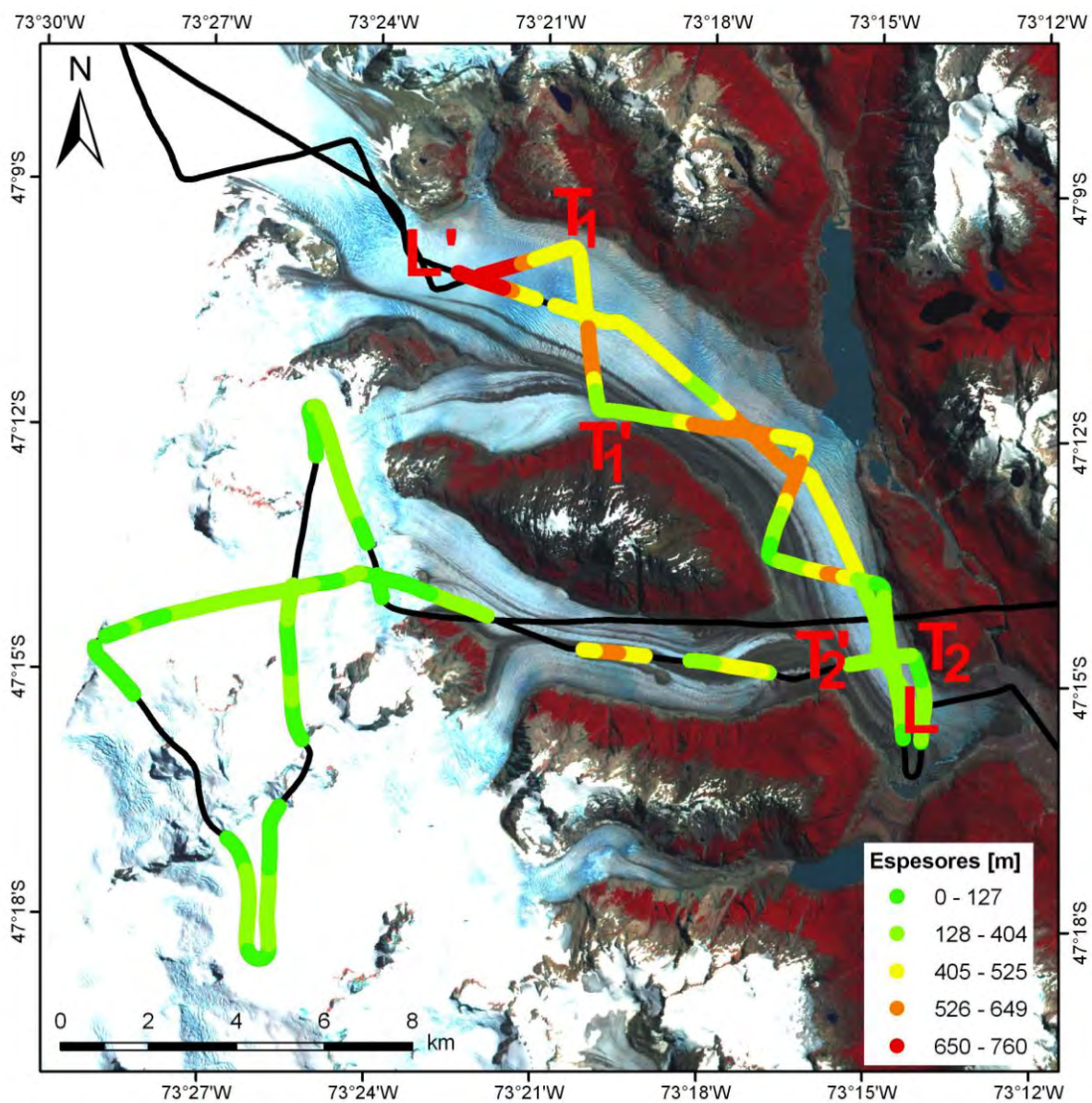


Figura IV.8. Perfiles de medición con RES (todas las trayectorias), perfiles con dato de espesor de hielo (escala de colores) y definición de perfiles L-L', T₁-T₁' y T₂-T₂' en el Glaci r Colonia. Fuente imagen satelital: ASTER, 04 de febrero de 2008.

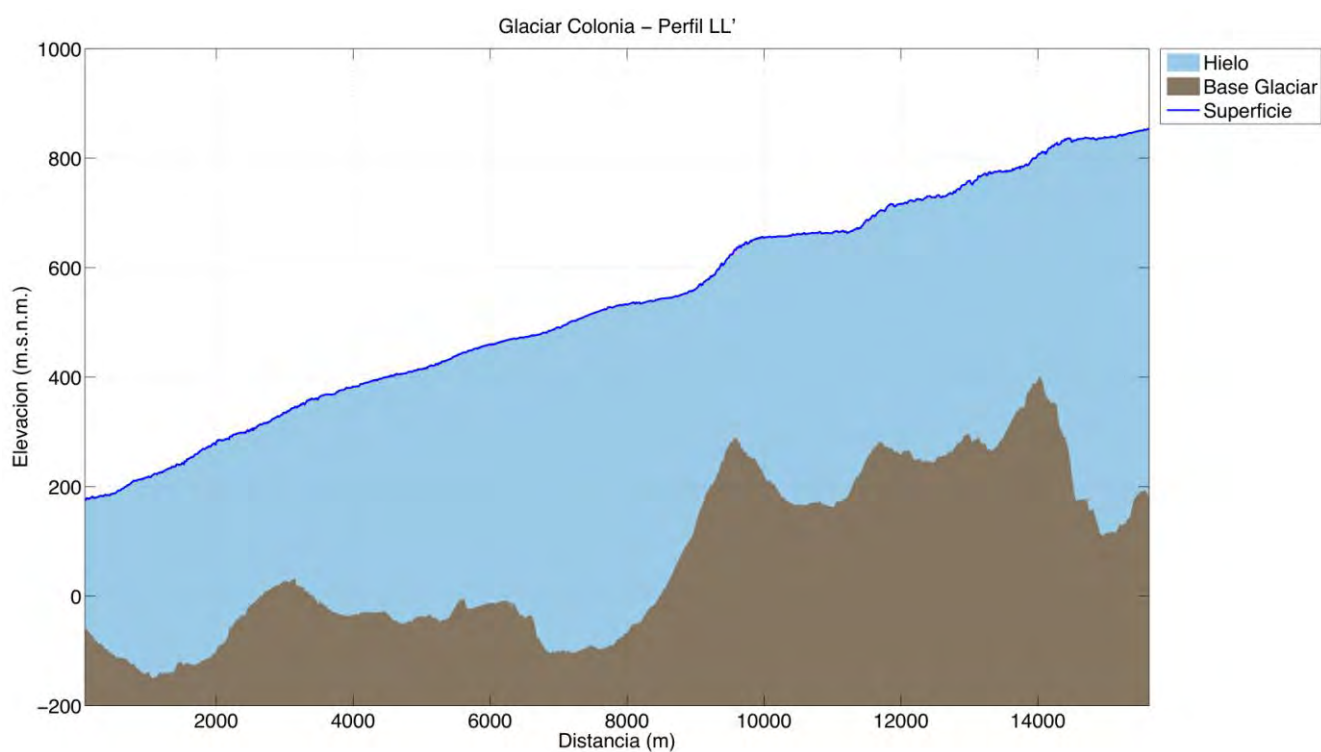
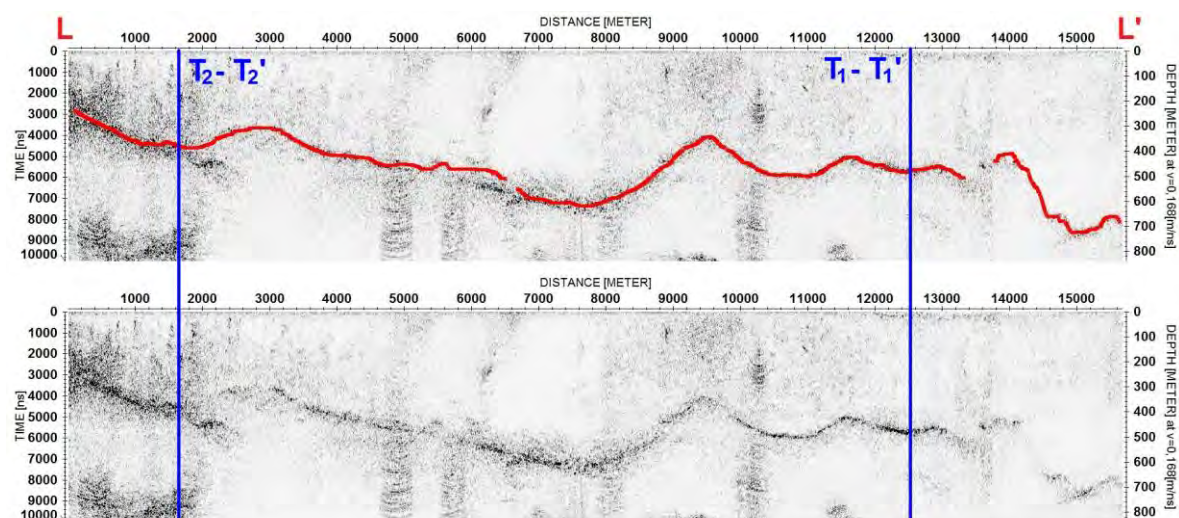


Figura IV.9. Perfil L-L' en el Glaciar Colonia: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).

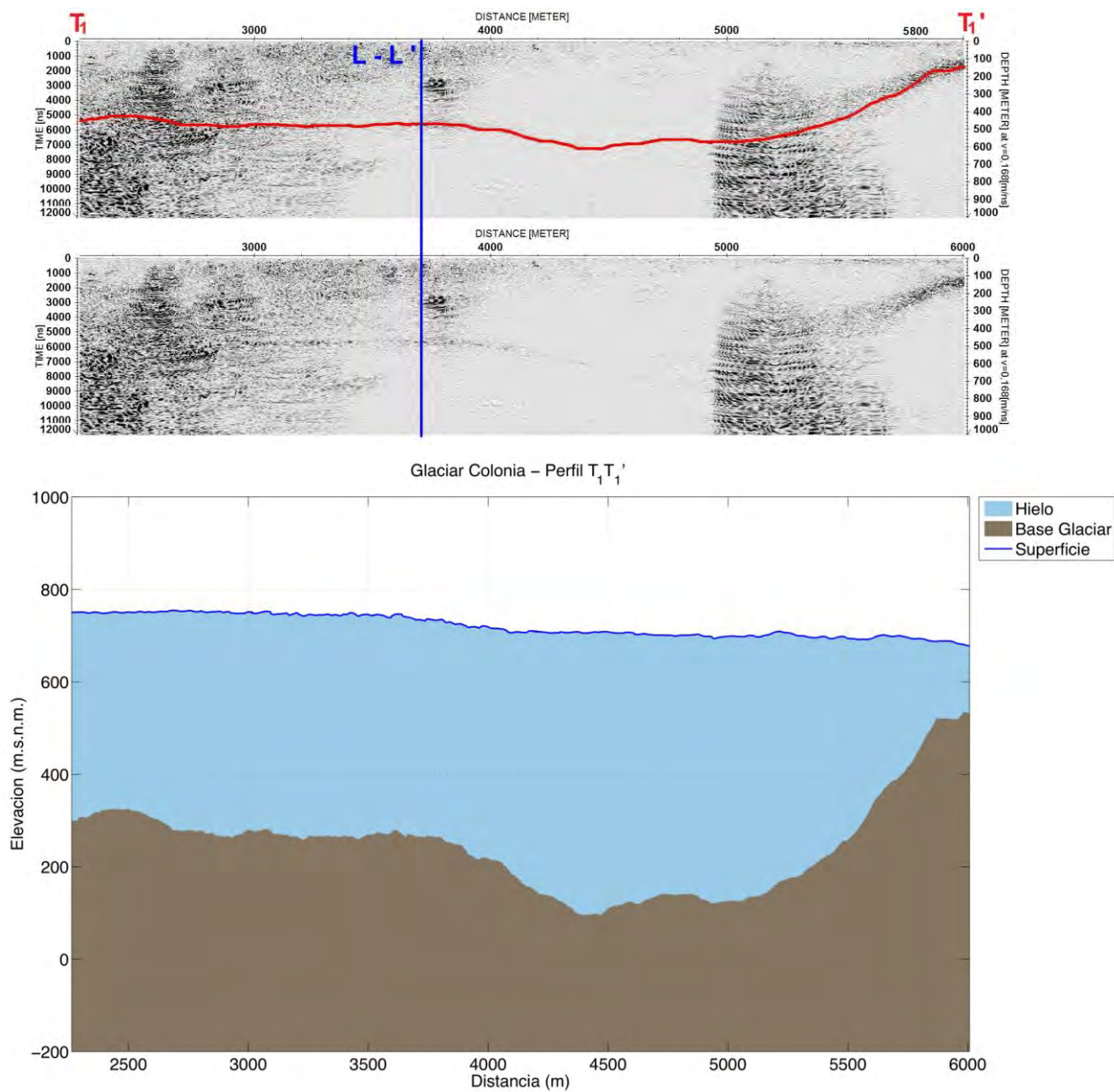


Figura IV.10. Perfil T₁-T₁' en el Glaciar Colonia: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).

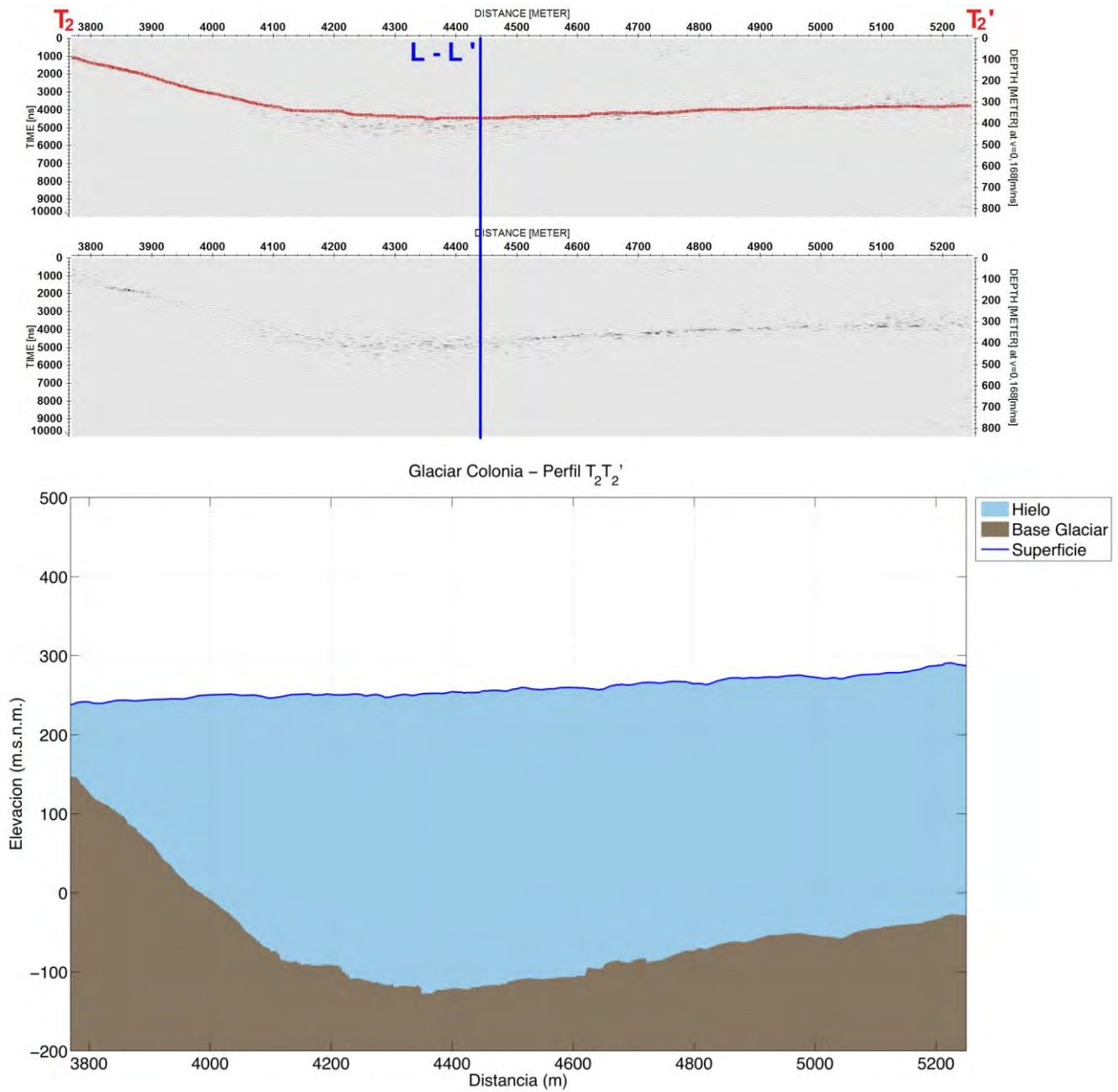


Figura IV.11. Perfil T_2-T_2' en el Glaciar Colonia: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).

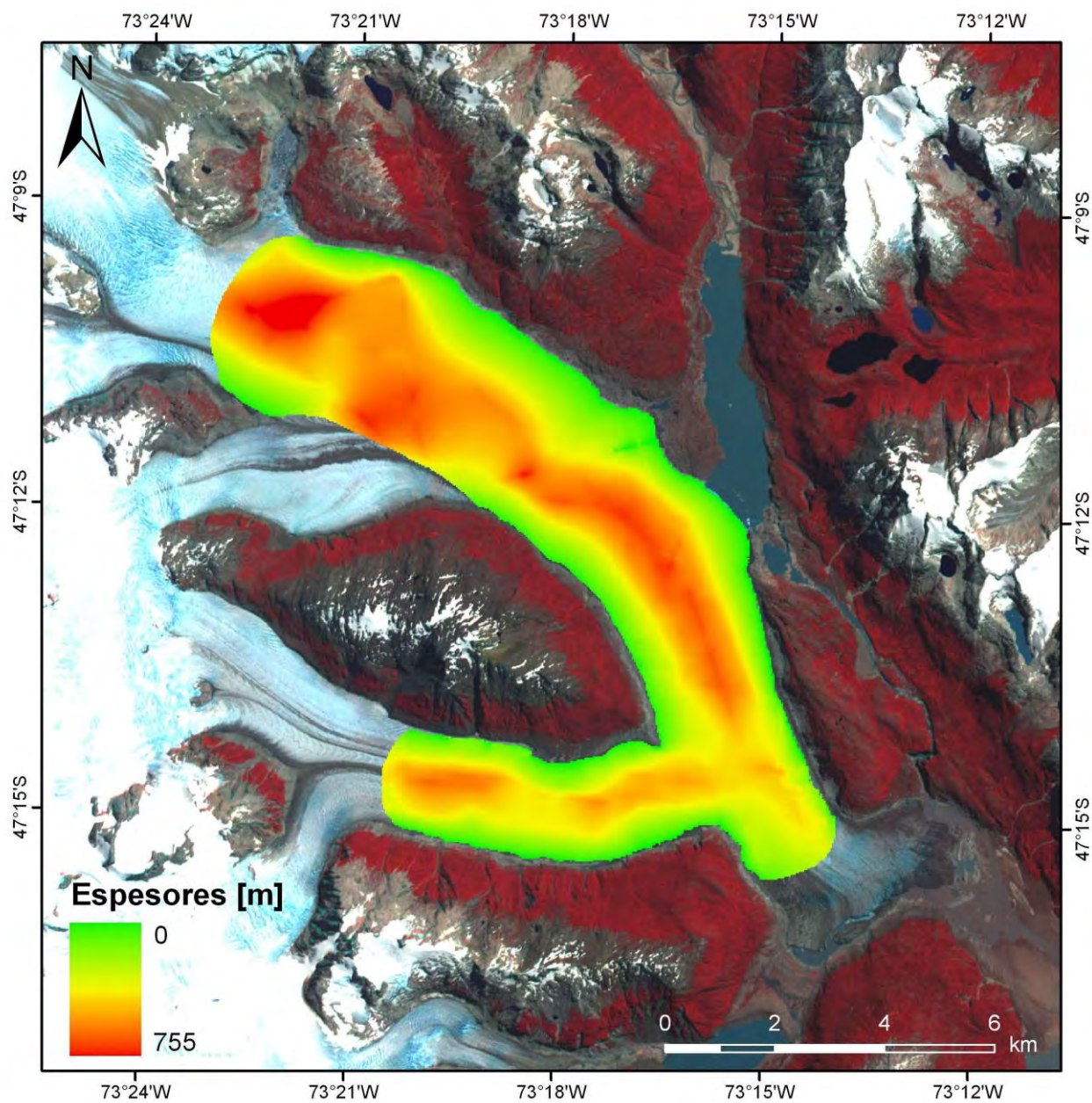


Figura IV.12. Interpolación de espesor de hielo (en escala de colores) en el Glaciar Colonia usando el método *natural neighbor*. Área de interpolación: 52.3 [km²]. Volumen de hielo interpolado: 17.1 [km³].

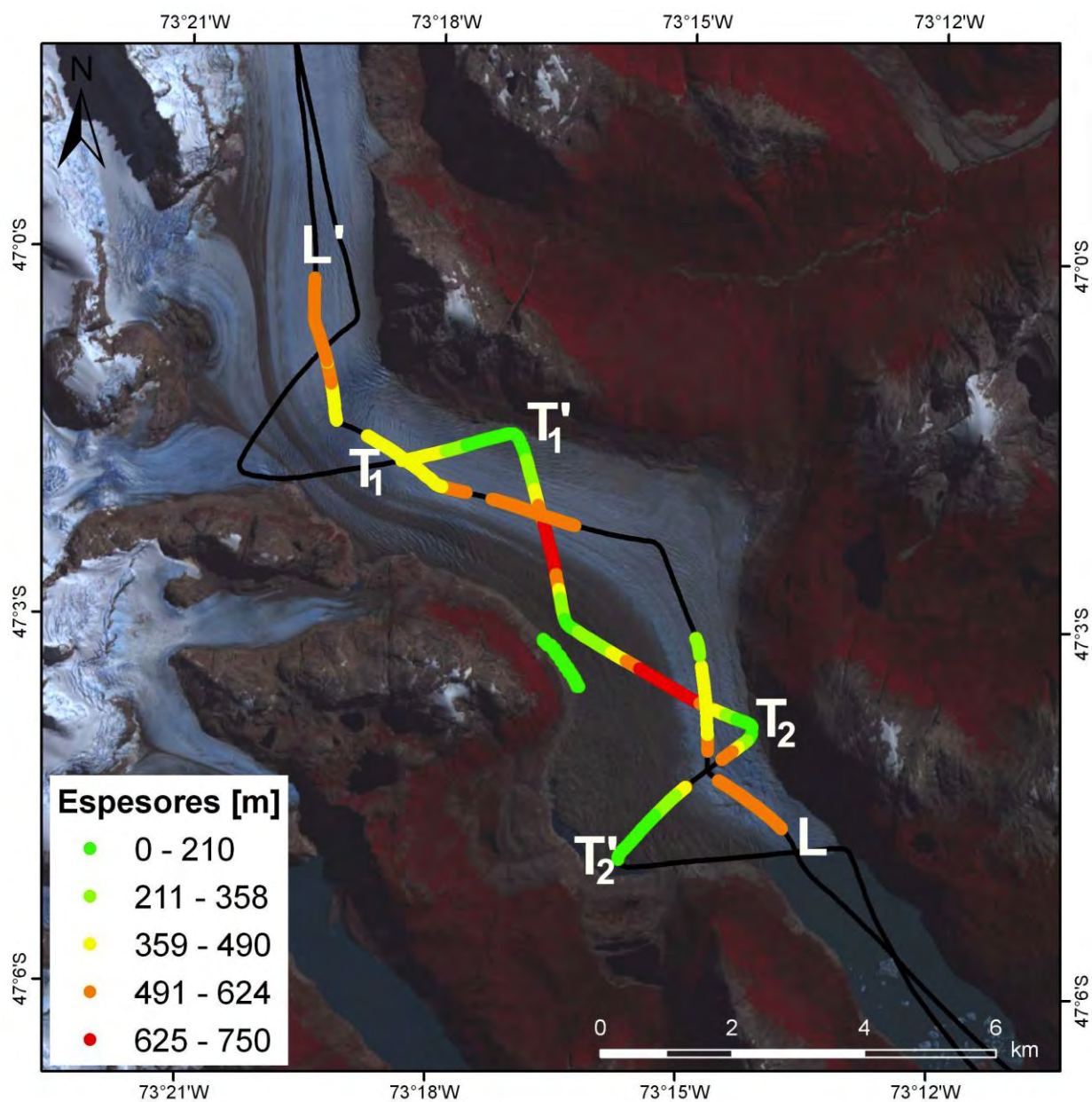


Figura IV.13. Perfiles de medición con RES (todas las trayectorias), perfiles con dato de espesor de hielo (escala de colores) y definición de perfiles L-L', T₁-T₁' y T₂-T₂' en el Glaciar Nef. Fuente imagen satelital: ASTER, 04 de febrero de 2008.

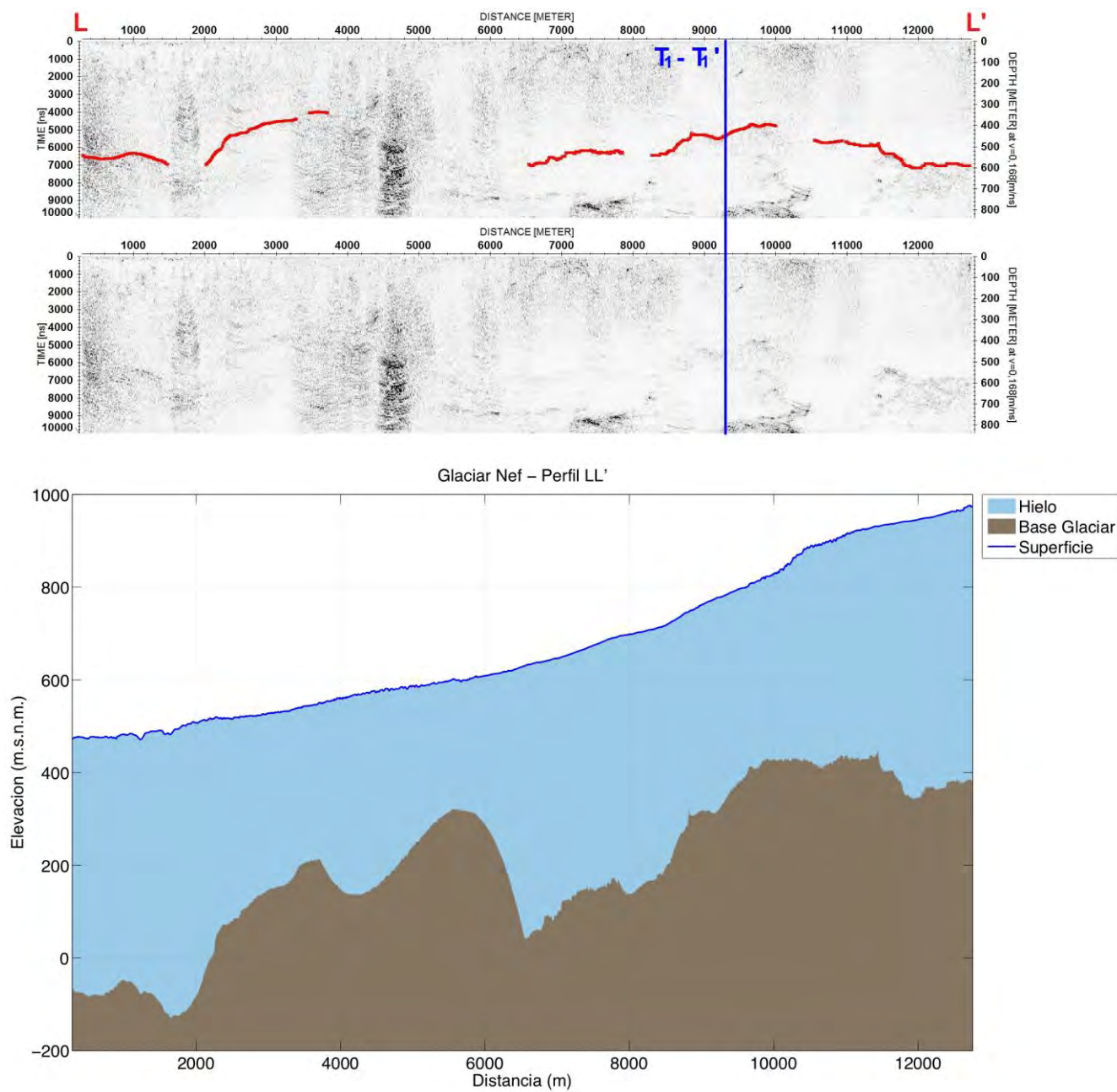


Figura IV.14. Perfil L-L' en el Glaciar Nef: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).

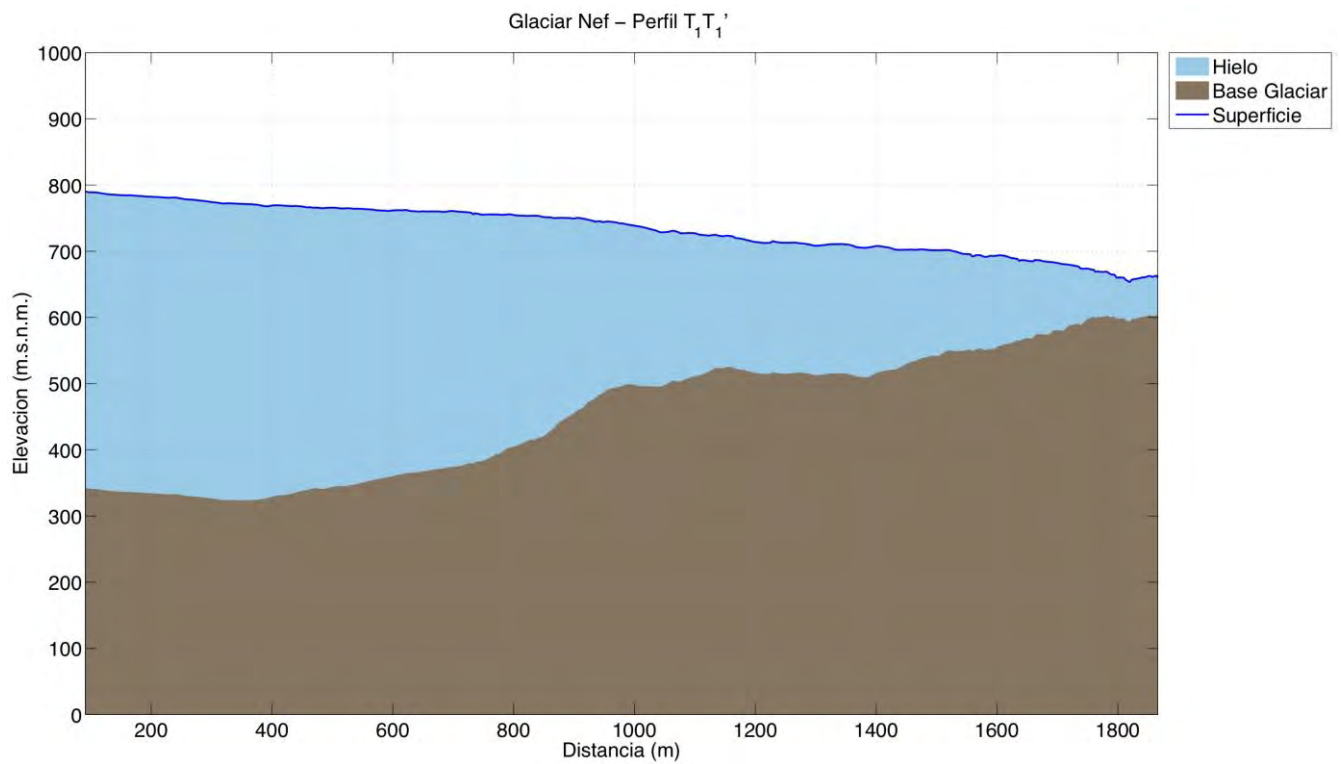
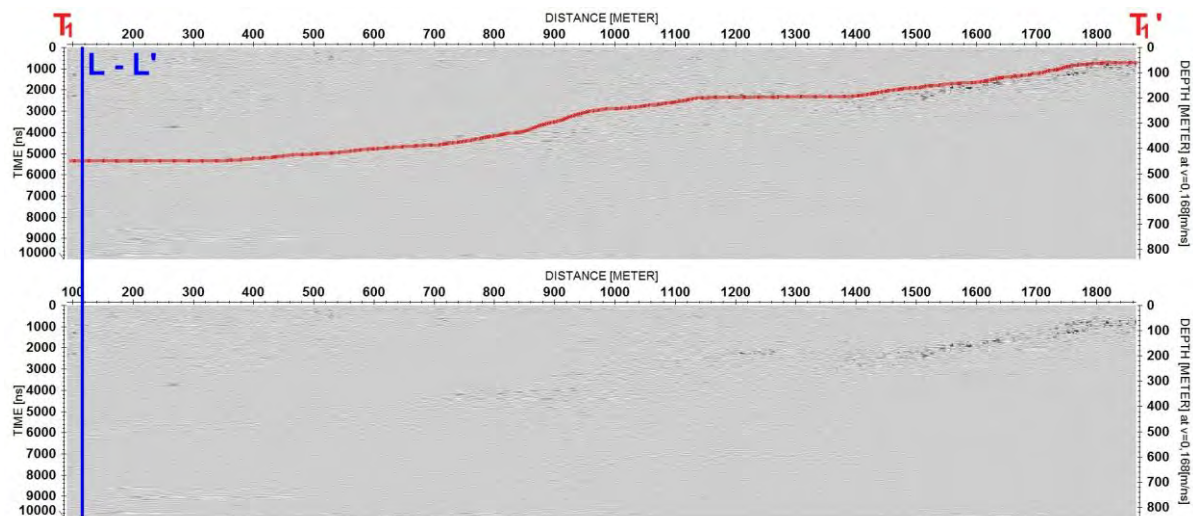


Figura IV.15. Perfil T_1 - T_1' en el Glaciar Nef: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).

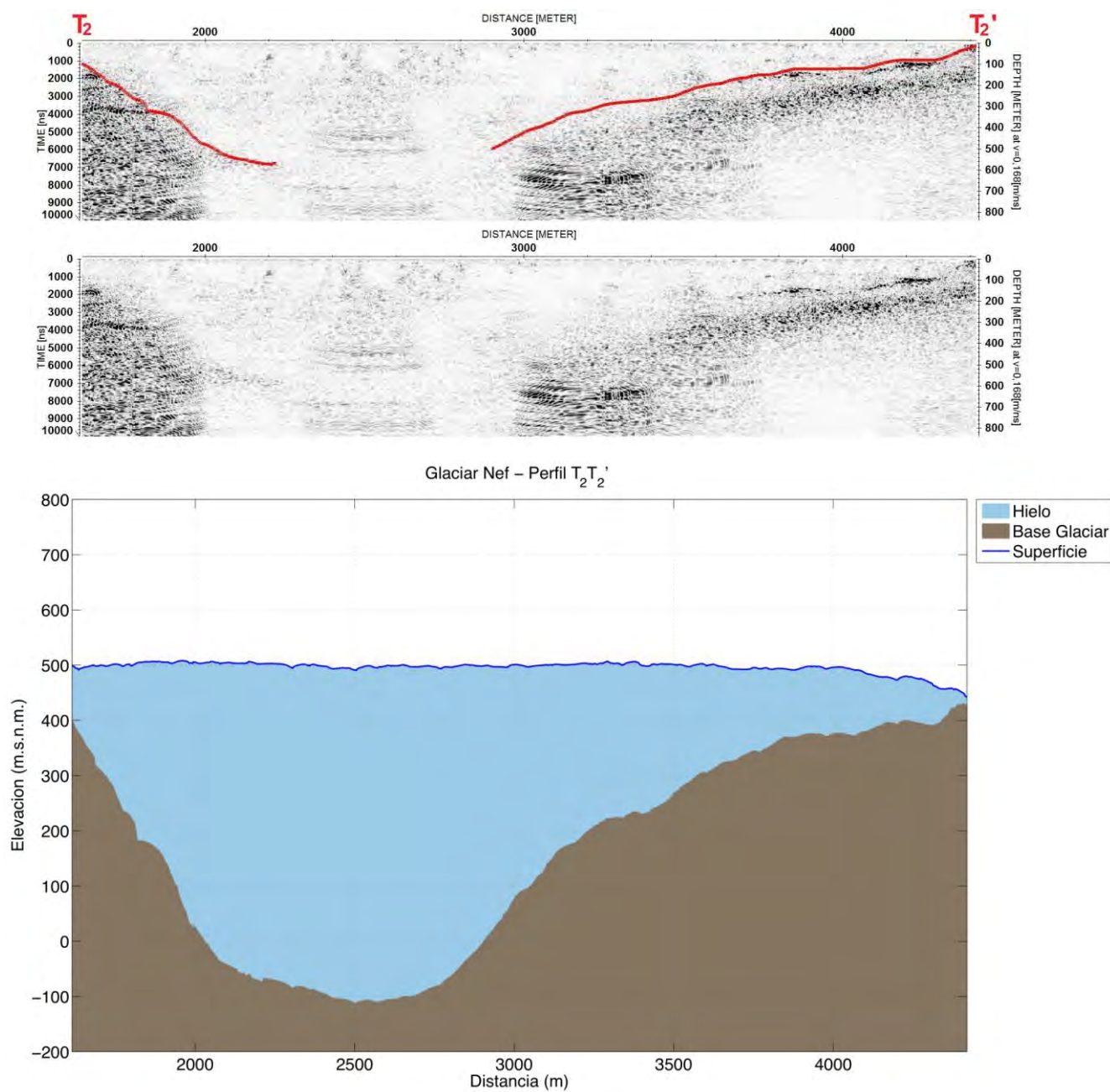


Figura IV.16. Perfil T_2 - T_2' en el Glaciar Nef: radargrama migrado con vectorización (superior), radargrama migrado con datos originales (centro) y perfil con topografía superficial y subglacial (inferior).

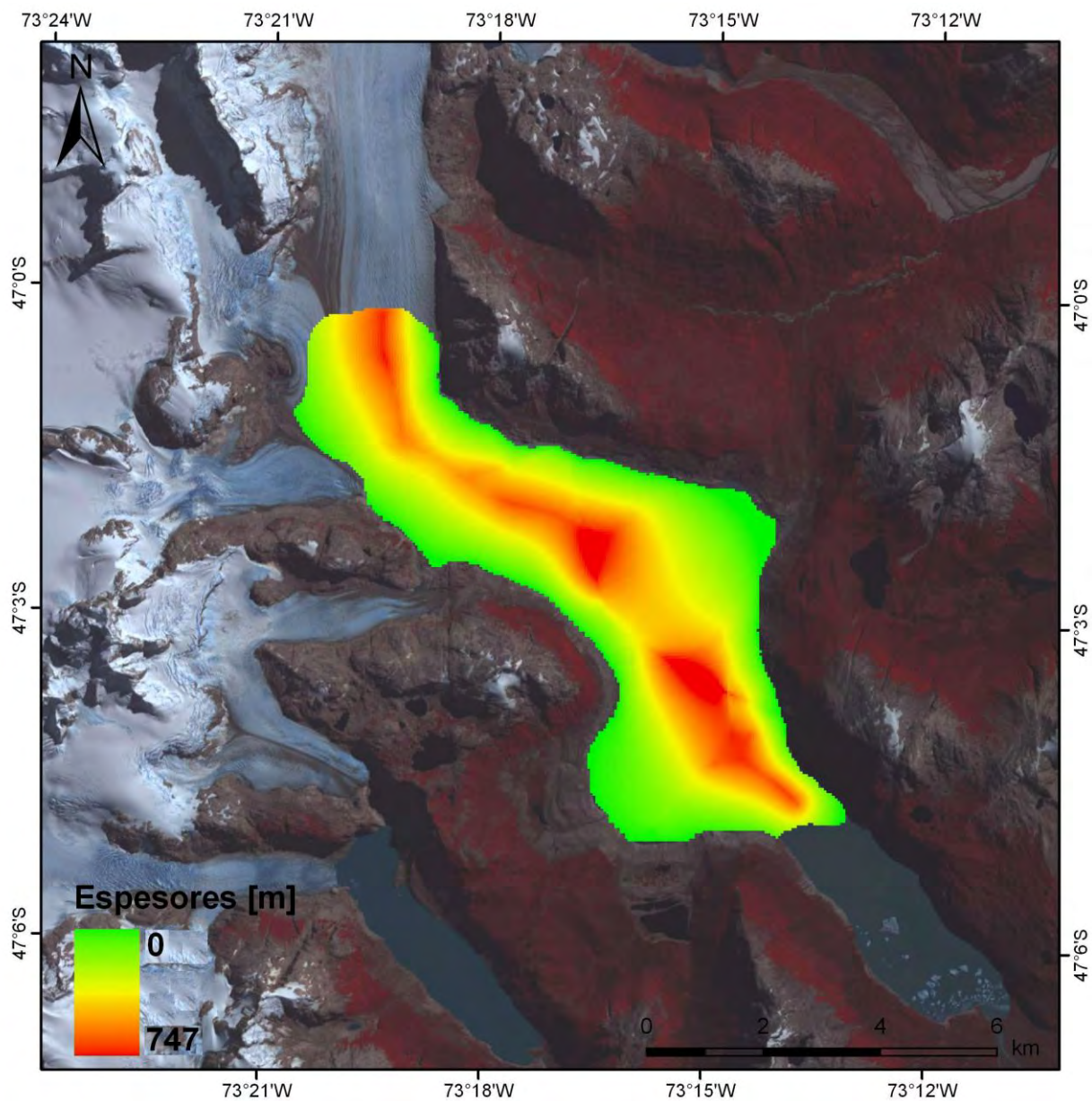


Figura IV.17. Interpolación de espesor de hielo (en escala de colores) en el Glaciar Nef usando el método *natural neighbor*. Área de interpolación: 33.0 [km²]. Volumen de hielo interpolado: 8.6 [km³].

CAPÍTULO V. BALANCE DE ENERGÍA

5.1 Resumen

Se presentan antecedentes del balance de energía de los Glaciares San Rafael, Nef y la totalidad del Campo de Hielo Norte (CHN) en base a datos recolectados por estaciones meteorológicas automáticas tanto sobre la planicie *de CHN* como en los alrededores. Además, se presentan datos grillados de reanálisis (NCEP-NCAR) con el objetivo de describir las condiciones sinópticas que dominan los procesos que pueden afectar la dinámica de balance de masa sobre la superficie de hielo. A partir de estos datos (observaciones y grillados) se estimó un balance de energía puntual en el Glaciar San Rafael y luego, de todo CHN a través de las ecuaciones de los componentes del balance de energía. Se advierte que el flujo dominante lo constituye la radiación neta, donde específicamente la radiación de onda corta es la que domina el balance de energía. Sin embargo, se estima que la escala diaria de los datos subestima procesos asociados a los flujos turbulentos de calor, mientras que la escala espacial subestima montos puntuales de energía disponible y por ende de montos de derretimiento, debido a que se generalizan condiciones locales. Se ha estimado que la temperatura del aire y su relación con la temperatura superficial es la variable que más incide en este balance.

5.2 Introducción

Los glaciares se encuentran ligados con otros sistemas como el atmosférico e hidrológico. Esta combinación de entradas, salidas e interacciones con otros sistemas es la que configura la dinámica y respuesta glaciar. El balance de masa glaciar corresponde a la suma algebraica de los montos de acumulación y ablación netas. Si es positivo, el glaciar aumenta de volumen, y si es negativo, el volumen disminuye. Por lo tanto, determinar la ablación que ocurre sobre una determinada superficie es fundamental. Para el proceso de ablación existen diversos mecanismos que incluyen al derretimiento, evaporación, sublimación, transporte de viento, *calving* y avalanchas. El derretimiento es el proceso dominante en glaciares con frentes sobre tierra (Benn y Evans, 2010) y en este proceso, el balance de energía es decisivo. El balance de energía superficial describe la partición de los flujos desde y hacia la superficie. En el balance de energía sobre hielo/nieve, diversos flujos juegan un rol en el traspaso de energía entre la superficie glaciar y la atmósfera y si son conocidos se puede estimar la tasa de derretimiento o congelamiento (Van den Broeke *et al.*, 2010).

Los flujos de energía se pueden dividir en dos: los flujos radiativos y los flujos turbulentos de calor. Dentro de los primeros, es la radiación solar de onda corta la que trae energía hacia la superficie glaciar, donde una porción es absorbida y el resto es reflejada (albedo). En cuanto a la radiación de onda larga o infrarroja se tiene la radiación emitida por la superficie glaciar y la radiación incidente sobre la superficie del glaciar. La primera depende de la temperatura superficial del glaciar mientras la segunda es un índice de la presencia de humedad en la atmósfera, donde el aire húmedo irradia más eficientemente que el aire seco, por lo tanto la presencia de nubes aumenta la radiación infrarroja incidente sobre el glaciar. En el segundo grupo se tiene los flujos de calor sensible y calor latente, los cuales ocurren por conducción molecular en la capa inmediatamente en contacto con el hielo en el orden de 1 a varios mm. Calor sensible y

calor latente son dominados por el intercambio turbulento a través de “*eddys*” (remolinos), mezclando verticalmente momentum, calor y humedad (Van den Broeke *et al.*, 2010). El calor sensible es un indicador de la diferencia entre la temperatura superficial y la temperatura del aire y se encuentra influenciado por la velocidad del viento. De esta forma, si una parcela de aire está más fría que la superficie tomará calor sensible de la superficie (negativo) mientras que si se encuentra más cálida dará calor sensible a la superficie (positivo). El flujo de calor latente se encuentra asociado al hecho de que la superficie de hielo pierde energía cuando el hielo es convertido en vapor, siendo proporcional a la diferencia de humedad específica del aire sobre el glaciar y la capa de aire que está inmediatamente en contacto con el glaciar. Por lo tanto, dado que la presión de saturación del vapor aumenta con el aumento de las temperaturas (Clausius-Clapeyron), el gradiente de humedad entre la superficie y la capa límite se incrementa, ello lleva a que exista una pérdida de calor latente por parte de la superficie. Otros flujos corresponden a flujo de calor subsuperficial, que responde a un gradiente de temperatura en el hielo/nieve y que se transporta a través del proceso de conducción molecular (Van den Broeke *et al.*, 2010).

Sobre la base de lo anterior es necesario establecer la relación entre los procesos atmosféricos y la superficie de hielo a distintas escalas espaciales. Por lo tanto, el presente informe entrega en una primera parte, un análisis de las condiciones meteorológicas de Campo de Hielo Norte (CHN) para el periodo enero 2011 – agosto 2012, donde se incluye el último año hidrológico (2011 – 2012). Para ello se utilizaron datos observados directamente sobre la superficie glaciar y datos grillados NCEP-NCAR, con el objetivo de caracterizar a gran y pequeña escala las condiciones meteorológicas y su relación con la superficie glaciar. Por lo tanto, en esta primera parte, el trabajo está orientado a describir las condiciones sinópticas, incluyendo una descripción de eventos meteorológicos que ocurrieron sobre el área de estudio.

En una segunda parte, se utilizan los datos de estaciones meteorológicas (AWS) (**Figura V.1**) para analizar condiciones locales de los valles de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, estableciendo relaciones con la gran escala y deduciendo las particularidades de cada glaciar. Posteriormente se determinó el balance de energía superficial general para todo CHN, donde se utilizaron diferentes aproximaciones para integrar los datos disponibles. Cabe destacar que existen algunas asunciones para la utilización de algunas fuentes de datos, y las cuales han sido destacadas a lo largo del documento. Lo anterior obedece a la cantidad y calidad de los datos disponibles de las estaciones meteorológicas, que en algunos casos presentaban series de tiempo irregulares con datos erróneos debido a fallas propias de los sensores.

En la última sección se realiza un análisis integrado de todos los resultados, dándose énfasis a la relación atmosfera-glaciar y cómo éste incide en el balance de energía en CHN.

5.3 Objetivos

5.3.1 General

Determinar los componentes principales del balance de energía de Campo de Hielo Norte.

5.3.2 Específicos

- Caracterizar las condiciones meteorológicas generales de Campo de Hielo Norte en el periodo enero 2011 – agosto 2012.
- Caracterizar las condiciones meteorológicas locales (y su relación con la superficie glaciar) para algunos glaciares y valles pro-glaciares de CHN, en los periodos de disponibilidad de datos.
- Estimar el derretimiento para toda la superficie de CHN utilizando los datos disponibles para el periodo enero 2012-junio 2012.

5.4 Materiales y métodos

5.4.1 Ecuación de balance de energía

De acuerdo a Oerlemans (2010) el flujo de energía superficial en la interfaz glaciar-aire está dado por:

$$\psi = S_{in} + S_{ref} + L_{in} + L_{out} + H_s + H_l \quad (V.1)$$

Donde S_{in} es la radiación de onda corta incidente, S_{ref} es la radiación de onda corta reflejada, L_{in} es la radiación de onda larga incidente, L_{out} es la radiación de onda larga emitida, H_s es el flujo turbulento de calor sensible y H_l es el flujo turbulento de calor latente. El balance de estos componentes define el flujo de energía superficial (ψ).

En general, se cuenta con datos de los primeros cuatro términos por lo que es necesario determinar los flujos de calor sensible y latente. De acuerdo a Cuffey y Paterson (2010), éstos pueden estimarse con la aproximación aerodinámica tipo *bulk*, con las ecuaciones (V.2) y (V.3) (ver desarrollo analítico y obtención de las mismas en referencia, páginas 152 a 157).

$$H_s = 0.0129 * C^* * P * u(z)[T(z) - T_s] \quad (V.2)$$

Donde H_s es el flujo turbulento de calor sensible, C^* es un coeficiente de transferencia adimensional que es función de la rugosidad de la superficie, P es la presión atmosférica en Pa, $u(z)$ es la velocidad de viento en función de una altura en m/s, $T(z)$ es la temperatura del aire en función de la altura y T_s es la temperatura superficial de la superficie.

De acuerdo a la literatura, el valor de C^* más utilizado para nieve es 0.0015. Debido a que la cobertura del glaciar en meses de invierno es nieve, se asumirá este valor para resolver la ecuación (V.2). La otra asunción corresponde a asumir T_s igual a 273.18 K. Ello debido a que el cálculo de la temperatura superficial utilizando la radiación de onda larga emitida y la ley de Stefan-Boltzmann indica este valor para una superficie de nieve. Finalmente el resto de las

variables corresponde a datos observados (temperatura y viento). El flujo turbulento de calor latente H_l es:

$$H_l = 22.2 * C^* * u * [e - e_s] \quad (V.3)$$

Donde u es la velocidad del viento, e es la presión de vapor de agua y e_s la presión de saturación del vapor de agua, ambos en Pa.

El valor de e_s está en función de la temperatura y se obtiene a través de la formulación empírica de Bolton (1980, en Yau & Rogers, 1989) de la ecuación de Clausius-Clapeyron:

$$e_s(T) = 6.112 * \exp\left(\frac{17.67 * T}{T + 243.5}\right) \quad (V.4)$$

Donde T es la temperatura promedio del aire en °C. Para obtener la presión de vapor de agua e , se utiliza la humedad relativa medida por los sensores y se reemplaza en la ecuación:

$$HR = 100 * \frac{e}{e_s} \quad (V.5)$$

A manera de comparación se realizaron algunos experimentos con la ecuación de Oerlemans (2001; 2010) para estimar el derretimiento en CHN:

$$\psi = \alpha * S_{in} + C_1 * T + C_0 \quad (V.6)$$

Donde C_1 y C_0 corresponden a parámetros de ajuste, los cuales de acuerdo a Shaefer *et al.* (aceptado) son 11 [W m⁻² K] y -40 [W m⁻²].

5.4.2 Instalación de Estaciones Automáticas (AWS)

Los instrumentos fueron agregados a las estaciones meteorológicas instaladas por la DGA, siguiendo las instrucciones específicas respecto a altura y dirección en cada uno de ellos. Se confirmó el correcto recibimiento de los datos en las oficinas de la DGA en Santiago, sin inconsistencias, lo que asegura que quedaron todos debidamente instalados. Los instrumentos agregados a la estación meteorológica ubicada en el valle del río Colonia, en las coordenadas 47° 20' 38.98" S - 73° 07' 42.17" O, son:

- **Sensor de temperatura y humedad relativa YOUNG Modelo 41382.** Contiene un sensor de temperatura y uno de humedad relativa, ambos de alta precisión. Cuenta también con un escudo de radiación en forma de panal que protege a los sensores de los errores generados por la radiación solar y precipitación. El sensor de temperatura mide dentro de un rango de -50 a 50°C con una precisión de ± 0.3 °C. El sensor de humedad relativa mide en un rango de 0 a 100% RH con una precisión de ± 1% RH.

Los instrumentos agregados a la estación meteorológica instaladas en el valle del río Nef, en las coordenadas 47° 08' 20.37" S - 73° 05' 15.73" O, son:

- **Radiómetro Kipp & Zonen Modelo CNR2.** Este radiómetro mide el balance de energía entre la radiación incidente de onda corta y la radiación infrarroja de onda larga versus la radiación de onda corta reflejada por la superficie y la radiación de onda larga infrarroja que sale del sistema. Consiste en un par de piranómetro y pirgeómetro que mira hacia arriba y un par complementario que mira hacia abajo. Cubre un rango espectral de entre 310 a 2800 nm para el piranómetro y entre 4.5 a 42 μm para el pirgeómetro. El sensor además está protegido de factores medioambientales como viento y nieve, lo que lo hace

idóneo para usar en terreno. El instrumento está directamente conectado a un Campbell Scientific datalogger lo que facilita la recolección de los datos. Este instrumento fue agregado en la AWS Nef.

- **Anemómetro YOUNG Modelo 05103-45 Alpine ice-resistant.** El sensor de velocidad del viento consiste en una hélice de cuatro aspas de diámetro levemente menor a los modelos estándar para minimizar la vibración en caso de eventos de vientos extremos. Su superficie está protegida con una sustancia especial resistente al congelamiento para asegurar el rendimiento en ambientes alpinos de condiciones extremas. Está diseñado para registrar datos de velocidad del viento en un rango de entre 0 y 100 m/s (224 mph) con precisión de ± 0.3 m/s y de dirección del viento en 360° de forma mecánica, 355° de forma eléctrica con recisión de 5°. Este instrumento fue agregado en la AWS Glaciar Nef.
- **Pluviómetro YOUNG Modelo 52202.** El diseño tiene un mecanismo para medir precipitación simple y efectiva. La geometría y el material están diseñados para liberar el máximo de agua para reducir contaminación o error en la toma de datos. El área de captura de 200 cm² y resolución de medida de 0.1 mm están de acuerdo a las recomendaciones de la WMO. Contiene un sistema de calefacción que funciona cuando hay condiciones de bajas temperaturas ambientales, para evitar la acumulación de nieve sobre el instrumento con fallas consecuentes en la medición. Tiene una precisión de 2% hasta 25 mm/hr y de 3% hasta 50 mm/hr y opera a temperaturas dentro del rango entre -20°C y +50°C. Este instrumento fue cambiado en la AWS Nef.
- **Sensor de altura de nieve IRU modelo 3435C-30.** Este sensor utiliza tecnología ultrasónica para tomar mediciones de nivel, presencia-ausencia, volumen, proximidad y distancia. Actúa en un rango de 0.4 a 15.2 m y funciona sobre sólidos y líquidos. Este instrumento fue agregado en la AWS Nef. También se instaló una nueva estación meteorológica automática (47° 03' 27.30" S – 73° 14' 35.03" O) en una planicie con hielo descubierto a una altura de 510 m, fijada con 3 estacas y 4 tensores, la cual empezó a tomar datos desde el miércoles 18 de enero a las 14:08 hrs.

En la AWS existente en el Glaciar San Rafael ubicada en las coordenadas 46° 38' 19.06"S – 73° 52' 20.14"O, se instalaron los siguientes sensores nuevos:

- Radiómetro Kipp & Zonen Modelo CNR2.
- Pluviómetro YOUNG Modelo 52201-TB08321.

Las especificaciones de estos sensores corresponden a las presentadas en los párrafos anteriores. Debido a que la configuración de los otros sensores ya instalados (de temperatura, humedad, viento) era diferente de lo previsto, hubo que cambiar las conexiones de esos sensores, lo que requería una modificación del programa controlador, el que fue recibido en terreno vía email y enviado desde la DGA en Santiago. Una vez instalado este nuevo programa, todos los sensores entregaban datos, menos el sensor de la velocidad del viento.

5.4.3 Procesamiento de datos AWS

Se analizaron con distinto nivel de detalle, siete AWS instaladas por la DGA y CECs en distintos glaciares de CHN y alrededores (**Tabla V.1, Figura V.1**) en períodos de tiempo variables. Dado lo disperso de los datos, debido a que se presentan vacíos en la serie de tiempo,

no existe un registro continuo completo para todas las estaciones. Tampoco existe una concordancia mayor en los periodos correspondientes a cada AWS, por lo que el análisis se concentra en periodos significativos y de más larga data, dejando de lado análisis de gradientes de variables. Especial atención para realizar tanto el balance de energía puntual (punto específico de la localización de la AWS) como distribuido espacialmente a toda la superficie de CHN se dará a las estaciones sobre hielo en los glaciares Nef y San Rafael.

5.4.4 Re-análisis NCEP-NCAR

Los datos de gran escala utilizados en este informe corresponden a re-análisis NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), los cuales en una grilla de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ entregan datos diarios de variables meteorológicas como temperatura, presión al nivel del mar, altura geopotencial y velocidad del viento. La gran ventaja de esta escala es extender el análisis de las condiciones meteorológicas en todo el cono sur de Sudamérica y parte de la cuenca del Océano Pacífico, frente a las costas de Chile.

Los datos NCEP-NCAR permitieron completar el balance de energía en la zona de CHN en ausencia de datos AWS, para lo cual fue necesario redimensionar la grilla de elevaciones SRTM a $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ (**Figura V.2**) y extrapolar en este modelo, los datos del re-análisis. Por lo tanto los datos de AWS, especialmente los del Glaciar Nef, se utilizaron para validar y corregir a través de regresiones lineales los datos NCEP-NCAR.

El procedimiento consistió en obtener los datos de temperatura, componentes u y v de velocidad de viento y humedad relativa para distintos niveles isobáricos y de presión atmosférica en superficie. Se ha asumido que los datos de temperatura, velocidad del viento y humedad relativa presentan gradientes en la atmósfera terrestre (Oerlemans, 2010), los cuales son bien representados por los datos NCEP-NCAR. Se han elegido estas variables ya que permiten estimar y resolver las ecuaciones de balance de energía vistas en la sección 5.4.1. Preliminarmente, estos datos fueron interpolados a la altura de la AWS Glaciar Nef (510 m snm) para validar y corregir los datos. La **Figura V.3** muestra los datos ajustados para temperatura, la cual muestra una buena concordancia con los datos observados en el Glaciar Nef con una diferencia promedio de 0.6°C . Es importante advertir que existen algunas diferencias en los valores absolutos, sin embargo es posible rescatar la variabilidad interdiaria de la temperatura en respuesta a las condiciones sinópticas. Para la velocidad del viento (la cual fue calculada con los vectores de las componentes u y v), la **Figura V.4** muestra la comparación entre la interpolación de datos NCEP-NCAR y los datos observados en AWS Glaciar Nef. Se aprecia una relación lineal, si bien con un importante sesgo que deriva de la sobrestimación de los valores de velocidad por parte de NCEP-NCAR. La razón de ello puede obedecer a la no inclusión del roce de la superficie sobre los vientos, ya que NCEP-NCAR está entregando valores para la atmósfera libre. Sin embargo la naturaleza lineal de esta diferencia, permite corregir los datos a través de una regresión lineal ($f(x)=0.1724 * x + 1.328$). Los datos corregidos se aprecian en la **Figura V.5**, donde se observa la buena concordancia entre ambas series de tiempo (coeficiente de correlación de 0.67) para la altura de la AWS del Glaciar Nef. La mayor diferencia se da en los valores muy bajos de velocidad de viento observados, los cuales no captan su magnitud en la serie corregida. Finalmente la humedad relativa es la que presenta mayor diferencia entre los datos observados y los obtenidos en NCEP-NCAR. Se aprecia en los datos NCEP-NCAR una clara sobreestimación de ellos, sin embargo el ajuste ($f(x)=0.1775 * x - 99.03$) permite obtener una mejor estimación de esta variable que, sin embargo, no es del todo satisfactoria (coeficiente de correlación 0.36, **Figura V.6**). Para el caso de la presión atmosférica, se decidió no interpolar los datos debido a la naturaleza exponencial del cambio de la presión con la altura. Por lo tanto, con la ecuación hipsométrica (V.7) (Wallace y Hobbs, 2006) y los valores de presión superficial NCEP-NCAR, se obtuvieron los valores de presión atmosféricas para la altura del Glaciar Nef:

$$p_2 = p_1 \exp\left[\frac{-(Z_2 - Z_1)}{H}\right] \quad (V.7)$$

Donde p_2 es la presión en la parte superior de la capa, p_1 en la capa inferior (o en superficie), y Z_2 y Z_1 corresponde a las alturas respectivas en m.

y donde

$$H = \frac{R_d T}{g_0} \quad (V.8)$$

H corresponde a la escala de altura de la atmósfera y generalmente se asume en 8000 m. R_d es la constante de gas para el aire seco ($287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) y g_0 corresponde a la aceleración de gravedad en superficie (9.8 m s^{-2}).

En la **Figura V.7** se aprecia el resultado para la altura de la localización de la AWS del Glaciar Nef, donde ambas series muestran buena correspondencia (coeficiente de correlación de 0.95) y captan la variabilidad sinóptica de la presión atmosférica.

Posteriormente, todas las variables descritas fueron interpoladas a la altura de cada punto de grilla SRTM (**Figura V.2**) y corregidas en el caso que corresponda. Un ejemplo se aprecia en la **Figura V.8**, donde se aprecia la temperatura para el día 17 de abril. Evidentemente las zonas más altas presentan menores temperaturas.

Se han utilizado los datos de radiación de onda corta incidente y reflejada en W m^{-2} obtenida de re-análisis NCEP-NCAR. Se estima que existe una variabilidad espacial no captada al utilizar un valor único para todo CHN, sin embargo, la escasa disponibilidad de datos de calidad hacen imposible recurrir a otra fuente de mayor certeza. Por otro lado, mediciones de radiación neta de onda corta realizadas en Los Alpes europeos indican que existe poca variabilidad de esta variable con la altura sobre superficie glaciar debido a efectos balanceantes del albedo (Marty *et al.*, 2002)

Finalmente, con datos de radiación de onda larga emitida e incidente medidos sobre el Glaciar Nef, se estimaron los datos para las distintas alturas de la grilla definida. Estos datos se corrigieron asumiendo gradientes altitudinales, que en caso de la radiación de onda larga incidente es de -2.9 W m^{-2} , mientras que para la radiación de onda larga emitida es de -2.6 W m^{-2} (Marty *et al.*, 2002). Ello determina valores entre 191 y 380 W m^{-2} para la radiación de onda larga emitida y entre 181 y 384 W m^{-2} para la radiación de onda larga incidente. Dado que en la ecuación de balance (V.1) se encuentran los valores netos, este gradiente aplicado tiene poco impacto en la estimación final del flujo total disponible pero se estima que es necesario aplicarlo para estimar de mejor manera los distintos aportes de cada componente de flujo.

5.5 Resultados

5.5.1 Condiciones de gran escala

La localización de CHN, en la franja entre los $46^{\circ}30' \text{ S}$ y $47^{\circ}30' \text{ S}$, determina que climatológicamente, se encuentre bajo la influencia de los vientos del Oeste (Garreaud, 2007). Los vientos del oeste o *westerlies*, como se le conoce en la literatura climática, corresponde a un flujo zonal que se encuentra en todos los niveles de la tropósfera en latitudes medias. En superficie, éste presenta una estacionalidad, la cual determina que en el verano los vientos del oeste se

encuentran delimitados por el norte aproximadamente en el eje de los 40° S y alcanzando un máximo entre los 45° y 55° S. En invierno, el eje de los *westerlies* se desplaza hacia el Ecuador, sin embargo su magnitud es menor respecto al verano. La estacionalidad en el sentido de los vientos está influenciada por el Anticiclón del Pacífico, el cual determina un flujo meridional más marcado en el margen occidental del continente sudamericano (Garreaud *et al.*, 2009). En altura (~ 300 hPa), los vientos tienen una clara componente zonal W-E al sur de los 20°S. Por otro lado, es en altura donde los vientos del oeste alcanzan mayores velocidades, definiéndose una corriente en chorro con velocidades que llegan en promedio a 25 m/s. La **Figura V.9** muestra el promedio de los vientos en 925 hPa y la altura geopotencial en 500 hPa para el periodo de estudio, mientras que la **Figura V.10** muestra el promedio de la velocidad de los vientos en 300 hPa (en líneas de corriente) y la altura geopotencial en 500 hPa. En ambas figuras se aprecia la clara influencia de los vientos del oeste en la circulación en estas latitudes en toda la tropósfera.

Las condiciones climatológicas descritas anteriormente no reflejan la variabilidad interdiaria y sinóptica de los vientos, temperatura, presión atmosférica, entre otras variable meteorológicas observadas en el área de estudio debido al paso de sistemas ciclónicos y anticiclónicos que determinan, en definitiva, el clima regional. Este último está caracterizado por un importante gradiente en las precipitaciones entre la vertiente occidental (húmeda) y oriental (seca) en la Cordillera de Los Andes por la clara influencia de este último como amplificador de las precipitaciones.

La **Figura V.11** muestra la variación diaria de la presión en superficie para la zona de CHN obtenida de los datos NCEP-NCAR. Se puede observar la variabilidad interdiaria de las condiciones sinópticas en el período de estudio con máximos que superan los 950 hPa y mínimos inferiores a 920 hPa. Se aprecia sólo una leve tendencia a condiciones más estables en los meses de septiembre y octubre de 2011. En los meses de invierno de ambos años se aprecia una mayor diferencia u oscilación entre los máximos y mínimos registrados.

Los días con valores inferiores a 930 hPa es posible asociarlos a una condición sinóptica donde es posible observar una baja presión en superficie y el desarrollo de una profunda vaguada en la tropósfera media-alta (300 hPa). En menor medida es posible asociar las bajas presiones al paso de vaguadas que no desarrollan un centro cerrado ciclónico en superficie. La **Figura V.12** muestra el caso para el 6 de Junio de 2011 (indicado en **Figura V.10**), donde se observa la presión superficial como un centro ciclónico y con una vaguada en altura con su eje concordante con la baja presión en superficie, indicando una etapa madura en la frontogénesis. Esta configuración sinóptica corresponde a frentes típicos de las zonas subtropicales y que traen como consecuencia los grandes montos de precipitaciones registrados en Patagonia.

Por otro lado, episodios de alta presión se encuentra asociados a una configuración donde es posible observar el desarrollo de una profunda dorsal que penetra hacia latitudes altas, generando las denominadas bajas segregadas (Fuenzalida *et al.*, 2005). Esta cuña que penetra hacia latitudes medias-altas trae consigo el transporte de aire cálido y húmedo desde el Ecuador, lo cual posibilita el aumento de las temperaturas en la zona de CHN. No queda claro si es posible que la humedad transportada genere mayores precipitaciones. La **Figura V.13** muestra la configuración sinóptica para el 4 de agosto de 2012 donde es posible observar el proceso de estrangulación de la baja segregada con su centro ubicado en los 32.5° S y 79.9° W aproximadamente, mientras se aprecia la dorsal en el eje de los 45° S dirigiéndose hacia el continente y que trae consigo la advección de temperaturas mayores a latitudes altas. En general, las condiciones relacionadas con altas presiones se encuentran asociadas al paso de dorsales con distintas magnitudes, siendo el caso más extremo el asociado al "estrangulamiento" y origen de una baja segregada descrito en **Figura V.13**.

Desde el punto de vista glaciológico, estos eventos extremos pueden llevar consigo importantes consecuencias. La **Figura V.14** muestra la interpolación de la isoterma 0°C con datos de temperatura de diversos niveles isobáricos obtenidos de NCEP-NCAR. Se puede apreciar que a la estacionalidad anual de la isoterma 0°C se le sobrepone una importante variabilidad sinóptica, a

simple vista, no regular. Es posible apreciar eventos donde la isoterma 0°C se encuentra sobre los 3000 m snm incluso en meses invernales (caso del 04/08/2012 descrito arriba, **Figura V.13**). Considerando la altitud promedio de CHN, prácticamente toda la superficie del *plateau* se encontraría por debajo de la isoterma 0°C, dejando solo las cumbres mayores con temperaturas negativas. Es posible además apreciar una alta ocurrencia de estos eventos durante el año, sin una estacionalidad en la ocurrencia, pero sí en la magnitud, con alturas, en general, mayores (menores) de la isoterma 0°C para los meses de verano (invierno). Los efectos en el derretimiento y escorrentía de estos eventos deben ser medidos y estimados.

5.5.2 Glaciar San Rafael

5.5.2.1 Datos diarios Estación Meteorológica Glaciar San Rafael en Laguna

Se obtuvieron datos diarios de la estación Glaciar San Rafael para el período enero 2012 – agosto 2012. En la **Figura V.15** se aprecian los datos de temperatura AWS comparados con los datos de re-análisis a los 850 hPa. Más allá de las diferencias de altura entre ambos, el sesgo observado en los primeros 5 meses, el que desaparece abruptamente a fines de mayo, es interpretado como una sobreestimación del sensor de la estación respecto a los re-análisis. En efecto, a partir de junio se registra una buena correspondencia entre ambos set de datos, con valores de temperaturas relativamente superiores en la estación. Para los últimos tres meses es muy notoria la variabilidad sinóptica de la temperatura, pero no así el episodio puntual del 4 de agosto de 2012 descrito en **Figura V.13**. Es probable que una atenuación y retardo en la respuesta a este tipo de fenómenos sinópticos (se ve un peak de temperaturas el 7 de agosto) sea la razón de por qué no sea evidente en la escala local.

Respecto a la humedad relativa, la cual se obtiene para el periodo entre fines de enero y agosto de 2012, se aprecian valores por lo general altos, levemente superiores en verano-otoño (> 95%), aunque sometidos a una importante fluctuación intra-anual (**Figura V.16**). Ello es concordante con las condiciones sinópticas que sugirieron la entrada de sistemas frontales en el verano y el consiguiente transporte de humedad desde el Océano Pacífico hacia el interior.

En la **Figura V.17** se advierte parte del ciclo anual de la radiación solar de onda corta incidente, la que presenta los valores mínimos en los meses de invierno. El paso de sistemas frontales ya mencionado para este período, con la consiguiente atenuación de la radiación solar debido al efecto de las nubes y/o vapor de agua, permite descartar una influencia por presencia de aerosoles importante en la zona. La variabilidad de la radiación neta aquí observada muestra cierta asociación con la radiación de onda corta incidente.

Los datos de viento en la AWS San Rafael, se aprecian en la **Figura V.18**, cuya dirección predominante es del SE y en menor medida del SW. La velocidad máxima alcanzada en el período enero-agosto 2012 es de 7 m/s. La dirección predominante de los vientos aquí detectada se contrapone a la dirección que indica la escala sinóptica, dominada por los vientos del Oeste. Dado que la estación se ubica en la zona proglaciar, donde existe una componente catabática que hace descender el aire frío y denso desde el glaciar hacia el valle (Oerlemans, 2001) y por las condiciones locales de la zona frontal del glaciar, donde se produce un ensanchamiento topográfico debido a la presencia de la laguna, los vientos divergen en las direcciones predominantes que indica la **Figura V.18**.

Las características de los vientos en superficie sugirieron una influencia directa de CHN sobre los alrededores del cuerpo de hielo, con vientos fríos en descenso y por ende, otorgando mayor estabilidad en el perfil de temperatura. Estos se ratifican en la **Figura V.19**, con vientos provenientes del glaciar asociados a menores temperaturas (se analizan para este efecto solamente los datos que no registraron el sesgo visto en **Figura V.15**).

No es posible ver una clara relación de los episodios diarios de precipitación en la AWS con una forzante sinóptica, sin embargo, al aplicarse un promedio móvil de 7 días (aproximadamente la duración del ciclo sinóptico para el paso de sistemas frontales en latitudes medias), se aprecia una asociación caracterizada por la concurrencia de las presiones bajas, mayores montos de precipitaciones y mayor humedad (**Figura V.20**). De lo anterior, se deduce que el paso de sistemas frontales determina la ocurrencia de la precipitación en la zona, quedando por determinar si la topografía influye en forma efectiva en los montos de precipitación y en su distribución.

La **Figura V.21** muestra la relación entre la precipitación y la presión atmosférica con un ajuste lineal y un valor de r^2 igual a 0.5.

5.5.2.2 Datos horarios Estación Meteorológica Glaciar San Rafael, CHN

Se han obtenido datos horarios para la estación del Glaciar San Rafael en Campo de Hielo Norte, la que está localizada aproximadamente a 1200 m snm. La ventaja de éstos, fuera de su resolución temporal, es la disponibilidad de datos de temperatura y viento en 2 niveles (2 y 4 m), de radiación solar de onda corta incidente y reflejada (que permiten determinar el albedo) y radiación de onda larga incidente y emitida. Todos estos datos permiten establecer los flujos turbulentos de calor y, por ende, la energía disponible en la superficie de hielo. Por lo tanto, de estos datos es posible establecer una relación glaciar-atmósfera directa.

Una primera aproximación a las condiciones locales se aprecia en la **Figura V.22**, donde se ilustra la diferencia de temperatura entre los niveles de 4 m y 2 m. Como era de esperar, hay estabilidad de la capa límite superficial sobre el glaciar, definida por una inversión térmica cercana a la superficie (es decir, la temperatura asciende con la altura inhibiendo el ascenso vertical). Los vientos muestran una mayor magnitud a los 4 m debido a la fricción ejercida por la superficie. La **Figura V.23** muestra los histogramas para ambos niveles, donde se aprecia la distribución *Weibull* de los datos horarios de velocidad del viento, caracterizada por una mayor ocurrencia de vientos entre los 2 y 8 m s⁻¹ para ambos niveles y una menor ocurrencia para valores máximos de viento.

La **Figura V.24** y **Figura V.25** muestran una diferencia significativa entre ambos niveles respecto a la dirección de los vientos. En el nivel de los 2 m es visible la predominancia de vientos del SE mientras que a los 4 m predomina la componente NW, en concordancia con las condiciones sinópticas. La diferencia sugiere un importante cizalle del viento y la limitación a la existencia de los flujos catabáticos sólo detectables en los primeros 2 metros. No se descarta, sin embargo, algún error en la configuración del programa o instalación de los sensores.

El albedo superficial es, por su parte, independiente de la magnitud de la radiación solar al encontrarse en torno a 1, a lo largo de todo el rango de valores de radiación de onda corta incidente y reflejada, a partir de los cuales se estimó (**Figura V.26**). Altos valores de albedo se encontraron en la superficie cubierta por nieve fresca durante este período de análisis.

La **Figura V.27** muestra los resultados obtenidos para los flujos turbulentos y radiativos medidos en la AWS. El flujo de calor sensible es casi todo el tiempo negativo, indicando coherentemente, al igual que el calor latente, una dirección desde la superficie (más cálida) hacia la atmosfera. Llama la atención la gran similitud de la radiación de onda larga incidente y emitida en torno a los 300 W m⁻². De acuerdo a Oerlemans (2010) la radiación neta de onda larga cercana a 0 W/m² indica días nublados. La radiación de onda corta incidente y reflejada tienen un comportamiento similar, esto se observa en los altos valores de albedo que se mostraron en la **Figura V.26**. Se aprecian ciclos de varios días de mayor radiación reflejada y emitida, atribuido a múltiples efectos tales como las condiciones de cielo despejado o bien cielo parcial que puede generar múltiples reflexiones en las mismas nubes, nieve fresca recién depositada, e incluso la posición del piranómetro.

La **Figura V.28** ilustra el promedio horario de estos componentes, en que el calor sensible como latente aparecen negativos y escasamente variables. Un leve aumento del calor sensible se aprecia en las horas diurnas. El ciclo diario de la radiación solar de onda corta tanto incidente como reflejada es claramente visible.

El flujo de energía superficial total disponible, o energía para derretimiento, (término utilizado por Braithwaite, 2009) se ilustra en la **Figura V.29** en su comparación con la temperatura del aire, constatándose una sustancial relación entre ambas variables. Los flujos turbulentos dependen en gran medida de la temperatura y por ende, determinan los procesos de derretimiento. Los valores de energía disponible son negativos, lo que indica escasa energía disponible para el derretimiento. Se considera incluso que valores negativos son indicadores de congelamiento sobre la superficie glaciar (Sun *et al.*, 2012). El promedio del flujo superficial disponible es de apenas -5.7 W m^{-2} , concordando con el periodo de acumulación en que fueron tomados los datos.

Los promedios diarios indicaron valores de flujo de energía de un promedio de -13 W m^{-2} igualmente ajustados con la temperatura promedio diaria. Existe cierta relación del flujo total de energía superficial con el albedo, en que a mayor albedo decrece el flujo de energía superficial a valores bajo cero (**Figura V.30**). Dado que los flujos de onda larga son similares, se estima que el mayor control del balance de energía en el periodo lo ejercen los flujos turbulentos de calor (sensible + latente), lo cual explicaría la dependencia del flujo total a la temperatura (**Figura V.29**).

Será necesario determinar el flujo de energía disponible en los meses de verano de manera de obtener el derretimiento y realizar el balance anual. Por otro lado, queda pendiente establecer si es necesario establecer otros valores, por ejemplo, para el coeficiente de transferencia (C^*) de acuerdo a las particularidades de la superficie del Glaciar San Rafael.

5.5.3 Glaciar Colonia y Glaciar Nef

5.5.3.1 Datos diarios de estaciones meteorológicas

Se registraron datos diarios en las estaciones meteorológicas ubicadas en Río Colonia, Río Nef, y Glaciar Nef, como se muestra en la **Tabla V.1**.

La **Figura V.31** muestra la temperatura media diaria obtenida en las estaciones meteorológicas ubicadas en Río Colonia y Glaciar Nef durante el primer semestre de 2012. Se observa la relación entre ambas estaciones, las cuales se encuentran a 33 km de distancia y con un desnivel de 364 metros entre ellas. La diferencia media de temperatura para el total del registro es de 3.5°C , la cual se acentúa durante los primeros meses del año (verano). En la **Figura V.31** se observa la disminución gradual de la temperatura a lo largo del ciclo anual, registrándose una media mínima diaria de -8.8°C en la estación ubicada en el Glaciar Nef y de -0.8°C en la estación ubicada en el Río Colonia.

La humedad relativa, tanto en el Río Colonia como en el Glaciar Nef (**Figura V.32**) presenta gran variabilidad en la escala sinóptica. Las estaciones, ambas ubicadas en el lado oriental de Campo de Hielo Norte, se comportan de manera similar, a excepción de algunos eventos particulares. Para este periodo de datos se aprecia en general una leve tendencia positiva, con un aumento de la humedad relativa media durante los meses de otoño. De hecho, uno de los eventos de precipitación más intensos que se muestran más adelante en la **Figura V.34** se ve reflejado en este máximo de humedad relativa.

Datos de radiación neta fueron obtenidos en ambas estaciones entre fines de enero y abril (Río Nef), y fines de enero y junio (Río Colonia). En la **Figura V.33** se advierte la disminución de la radiación solar neta debido a la disminución de la insolación solar anual. Existe una relación inversa entre la radiación de onda corta y la radiación de onda larga, donde la radiación de onda

corta aumenta con radiación solar (o menor albedo), mientras que la radiación de onda larga disminuye aparentemente por la ausencia de nubosidad y/o radiación emitida.

La **Figura V.34** muestra las precipitaciones acumuladas diarias en aquellas estaciones. Tanto en Río Nef, como en Río Colonia se observa la variabilidad sinóptica de los eventos. Por lo anterior, las dos estaciones logran registrar similares eventos de precipitación debido al corto distanciamiento (24 km) y ser afectadas por la entrada de los sistemas frontales. Se aprecia además el aumento de la precipitación acumulada mensual desde el mes de Marzo, sobresaliendo el mes de mayo en la estación ubicada en Río Colonia, cuando precipitó más de 200 mm sobre la media climatológica (1970-2007). Esto se relaciona con un debilitamiento del anticiclón subtropical del Pacífico suroriental, dando paso a centros de baja presión (Boletín climático de Chile, mayo 2012).

La **Figura V.35**, **Figura V.36** y **Figura V.37** muestran la dirección y magnitudes de viento medio diario de las estaciones ubicadas en Río Colonia, Río Nef y Glaciar Nef, respectivamente. En la estación del Río Colonia (**Figura V.35**) se observan vientos medios predominantes del N y NE, con velocidades máximas que alcanzan 5 m/s. Por su parte, en Río Nef existen vientos predominantes del NE y E. Esto se debe a la ubicación de la estación entre laderas de gran altura, generando gradiente de temperatura y estos, a su vez, vientos catabáticos. Finalmente, la estación del Glaciar Nef, muestra vientos predominantes del E y SE, registrando las mayores velocidades, con valores que alcanzaron los 7 m/s. Esto obedecería al efecto de la fricción que ejerce la superficie.

5.5.4 Balance de energía

Con los datos diarios obtenidos de la AWS y NCEP-NCAR validados y corregidos, se estimó el balance de energía superficial de CHN con las ecuaciones de la sección 5.4.1., para el período 19 enero al 26 de junio de 2012. Para estimar su validez se muestran algunos resultados en ciertos puntos como se indica en la **Figura V.38**, donde se aprecian los distintos flujos (y sus fuentes) para el sitio de la AWS Glaciar Nef, cuyas variables válidas de medición se muestran en la **Tabla V.1**. Al igual que en San Rafael, no existe diferencia sustancial entre los datos observados de radiación de onda larga incidente y emitida, sugiriendo la prevalencia de condiciones constantes de nubosidad en CHN (Oerlemans, 2001). La radiación de onda corta tanto incidente como reflejada muestra mayores valores en verano y menores hacia el otoño-invierno. A este ciclo anual se le superpone una importante variabilidad interdiaria. Se aprecia que el albedo (no mostrado aquí pero inferido del cociente de radiación incidente/ radiación reflejada), tiende a aumentar hacia el otoño-invierno, en clara asociación a la depositación de nieve. Los flujos turbulentos de calor tienen un comportamiento diferenciado, donde el calor latente es siempre negativo y el calor sensible es positivo a excepción del comienzo del invierno (día juliano 148 aproximadamente o principios de junio).

La **Figura V.39** muestra el flujo total obtenido en la AWS Glaciar Nef obtenido con la ecuación (V.6) y la metodología explicada en la sección 5.4.1. Si bien existen diferencias, en ambos se capta el ciclo anual y la variabilidad interdiaria del flujo total, con cierta sobrestimación del método de la ecuación (V.6) en la primera parte de la serie de tiempo (hasta el día juliano 100 aproximadamente) y una leve tendencia a la subestimación en la segunda mitad de la serie de tiempo respecto al método presentado en la sección 5.4.1. La **Figura V.40** muestra el flujo total de la AWS Glaciar Nef comparado con la de la zona de localización del Monte San Valentín, apreciándose el gradiente del flujo caracterizado por el derretimiento más limitado de la zona de San Valentín. Evidentemente, el mayor controlador es el gradiente de temperatura al mantener constante la radiación neta de onda corta y el balance que existe con la radiación de onda larga.

Respecto a los componentes del balance de energía, se aprecia un aporte principal de la radiación neta (**Figura V.41**) seguido de los flujos turbulentos, siendo el calor sensible en la mayor parte de CHN positivo y el calor latente negativo (**Figura V.42** y **Figura V.43**), aunque

encontrándose situaciones inversas en la escala interanual como se deduce de las estimaciones de calor sensible en la estación San Rafael (periodo de invierno de 2011). Valores positivos de calor sensible están indicando condiciones estables, lo que indicaría un traspaso de energía desde la atmósfera hacia la superficie de hielo. Hacia el invierno, los valores de calor sensible son negativos indicando condiciones más estables como se vio efectivamente en el balance de energía puntual del Glaciar San Rafael en el invierno de 2001.

La **Figura V.44** muestra los promedios de flujo total disponible en el período, apreciándose la dependencia al gradiente térmico de altura y a la velocidad del viento.

5.5.5 Cálculo de Degree-day factor y derretimiento

El factor grado-día ("degree-day factor") involucra una simplificación de complejos procesos que son apropiadamente descritos por el balance energético de la superficie del glaciar y la capa atmosférica que lo cubre (Kayastha., 2000). Este modelo es muy útil, ya que correlaciona la ablación y la temperatura, pudiéndose aplicar en glaciares donde observaciones en detalle son escasas, lo cual sucede en este caso, donde hay disponibles pocas medidas directas de ablación para Campos de Hielo (Rivera, 2004). Por eso, se realizaron 3 campañas (enero, marzo y agosto) durante el año al glaciar Nef, dentro de las cuales se instalaron 4 balizas de PVC blancas de 12 m cada una, en un perfil longitudinal al flujo del hielo por el centro del glaciar Nef, siendo la primera baliza instalada a una altitud de 511 m snm y a 5 km del frente del glaciar (posición de la AWS) y llegando hasta la cascada de hielo (**Figura V.46**). Fueron instaladas cada ± 2 km de separación entre una y otra, y cada 60 metros de altitud, siendo distribuidas a lo largo del flujo central del glaciar como recomienda Kaser *et al.* (2003) para lograr abarcar toda la zona de ablación del glaciar.

Según la **Tabla V.2**, la primera medición fue realizada 70 días después (época estival), donde las balizas presentaban una pérdida de hielo de (1) -3.91 m, (2) -5.01 m, (3) -4.37 m, (4) -4.92 m, (2t) -2.64 m, asumiendo una densidad del hielo de 900 kg m^{-3} , se obtiene para la primera baliza 3.52 m eq. a; para la segunda 4.51 m eq. a; para la tercera 3.93 m eq. a; para la cuarta 4.43 m eq. a; y para la baliza transversal 2,38 m eq. a. Mientras que la segunda medición fue hecha 149 días después (época invernal), donde las balizas presentaban una pérdida de hielo de (1) -1.52 m, (2) -1.29 m y (2t) -4.26 m, pero las balizas ubicadas en los sectores más altos del glaciar (balizas 3 y 4) estaban sepultadas por una importante cantidad de nieve, asumiendo una densidad del hielo de 900 kg m^{-3} , se obtiene para la primera baliza 1.37 m eq. a, para la segunda 1.16 m eq. a y para la baliza transversal 3.83 m eq. a.

La temperatura promedio en la estación meteorológica ubicada en el Glaciar Nef en el período de estudio (enero-agosto) fue determinada a partir de la temperatura diaria registrada en la estación meteorológica automática instalada en el lugar, obteniendo un factor grado día para el hielo del orden de $7.9 \text{ mm/}^{\circ}\text{C día a. eq.}$

De esta manera, para todo el periodo (219 días), se estimó que el derretimiento fue de 2.3 cm d^{-1} , y en la baliza 2 fue de 2.7 cm d^{-1} . Por otra parte, también podemos estimar la tasa de derretimiento con la ecuación (Hock, 2005):

$$M = \frac{\psi}{L_f} \quad (\text{V.9})$$

Donde M es la tasa de derretimiento en $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ y L_f es el calor latente de fusión igual a $3.34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$.

La **Figura V.45** muestra la tasa de derretimiento promedio diaria para el período, indicando la mayor pérdida a bajas alturas. La pérdida en equivalente en agua se obtiene de dividir M por la densidad correspondiente (en este caso se asumió $\rho=1000 \text{ kg m}^{-3}$). Finalmente, la

Figura V.47 muestra el gradiente altitudinal de la tasa de derretimiento donde se aprecia que existen montos de derretimiento hasta alturas cercanas a los 3000 m snm.

5.6 Discusión

Los resultados aquí obtenidos muestran la interrelación de las condiciones climáticas, sinópticas y meteorológicas sobre la superficie de hielo en CHN. Las diferencias asociadas a los rangos altitudinales de cada estación, así como la capacidad de registrar eventos de escala sinóptica y que tienen directa influencia sobre la superficie de hielo también son evaluados en este trabajo. En las estaciones de CHN se aprecian algunos eventos asociados a condiciones sinópticas favorables para el derretimiento.

La metodología aplicada para obtener balances de energía muestra algunas limitaciones, las cuales se asumen debido a la dificultad de obtener datos con series de tiempo más largas y distribuidas espacialmente. A pesar de ello se captan las diferencias altitudinales de las distintas variables, siendo la temperatura el principal controlador del derretimiento.

Las limitaciones están relacionadas por ejemplo con una estimación aproximada de las velocidades del viento inducidas por condiciones locales y que, por ende, lleva a subestimar el calor sensible (por ejemplo bajo condiciones de viento Foehn (Kobayashi y Sato, 1985). Otros factores son la obtención limitada de la radiación solar de onda corta y su variabilidad con la altura y el tipo de superficie y sus características de pendiente y exposición, lo cual perjudica el ajuste del balance de onda corta (y por ende, el albedo). Por otro lado, no se ha considerado a los flujos subsuperficiales ni los flujos asociados a la advección de calor por la precipitación, el cual, sin embargo, tiende a asumirse como insignificante frente a otros procesos (Sun *et al.*, 2012).

En este trabajo, los flujos turbulentos de calor tienden a ser negativos en los meses de invierno, mientras que en verano el calor sensible es positivo indicando las condiciones de estabilidad (superficie más fría respecto a la atmosfera), mientras en invierno se aprecian condiciones más inestables (superficie más cálida respecto a la atmosfera). Por otro lado, el calor latente es negativo en verano indicando que la superficie glaciar absorbe radiación calentándose y produciéndose la sublimación (Van den Broeke *et al.*, 2010). En invierno el calor latente sigue siendo negativo para el balance de energía en el Glaciar San Rafael. Ello indica que la asunción de fijar la temperatura superficial en 273.18 K se ve reflejada en el monto negativo de calor latente incluso bajo condiciones invernales, lo cual corresponde a una característica típica de glaciares de latitudes medias (Van den Broeke *et al.*, 2010).

Los flujos de radiación muestran la importante influencia de la constante nubosidad sobre CHN, reflejado en los valores observados de radiación de onda larga que determinan un valor neto cercano a 0 W m⁻². Por otro lado, se aprecia el alto valor de albedo debido a que las condiciones sinópticas dominadas por los vientos del oeste determinan el paso de sistemas frontales con nubosidad mencionada y altos montos de precipitación nival depositada sobre el *plateau*.

Los montos relativos de los componentes del balance de energía muestran algunas diferencias respecto a trabajos anteriores. Por ejemplo para el Glaciar San Rafael, Takeuchi *et al.* (1999) estimó un mayor aporte de la radiación neta en comparación con los flujos de calor, lo cual es concordante con la visión general que se aprecia en este trabajo para CHN. Sin embargo, de las estimaciones puntuales de este trabajo resultó una sobreestimación de ellos. En el Glaciar Soler, Kobayashi & Saito (1985) determinó que el promedio de la radiación contribuyó con sólo el 27% de la energía (el balance de radiación onda larga era negativo en muchos casos). Ello puede deberse a su ubicación en la vertiente oriental y por lo tanto, que estaría sujeto a vientos con efecto Foehn en CHN, los cuales no pudieron ser captados en los datos NCEP-NCAR junto a la interpolación de velocidad de los vientos. Por otro lado, existirían efectos topográficos debido a

que el Glaciar Soler se encuentra en un valle más estrecho (aproximadamente 1.5 km) por ejemplo respecto al Glaciar Nef (aproximadamente 3.8 km.).

Utilizando datos de derretimiento con balizas se estimó que éste fue de 2.3 y 2.7 cm d⁻¹ a. eq. para la baliza 1 y 2, respectivamente. Valores cercanos a los calculados usando la tasa de derretimiento señalada en la ecuación (V.9), se muestran en la **Figura V.47**.

Los valores de derretimiento estimados en este trabajo son menores respecto a tasas diarias estimadas anteriormente. Ohata *et al.* (1985b) y Kondo & Yamada (1988) estudiaron el balance energético del Glaciar San Rafael. Los primeros reportan una ablación promedia de 6.8 cm d⁻¹ (a. eq.) en la lengua del glaciar en diciembre de 1984, mientras este trabajo muestra un máximo de derretimiento del orden de 2.7 cm d⁻¹, considerando ambos métodos. Los distintos periodos de estudio de los respectivos trabajos pueden explicar esta diferencia en las tasas de ablación o derretimiento, pero este trabajo muestra promedios diarios y no horarios, los cuales permitirían determinar el ciclo diario de ablación.

Respecto al trabajo de Shaefer *et al.* (enviado), también existe una subestimación ya que en este trabajo el máximo promedio anual llegaría a 17 m a⁻¹ e.a. En este caso, sin embargo, los autores hablan de ablación y no de derretimiento, mientras que en el actual trabajo se llega a máximos de 9.8 m a⁻¹ a. eq. La diferencia puede radicar en los distintos métodos (ver **Figura V.39**), pero principalmente se asume que el trabajo de Shaefer *et al.* (enviado) incluye los meses de septiembre, octubre, noviembre, diciembre y enero completo, los cuales pueden aportar (por el aumento de temperaturas en combinación con la existencia de nieve) de mayor manera al derretimiento total anual, que no es captado en el presente trabajo.

5.7 Conclusiones

El presente informe muestra las condiciones meteorológicas para CHN a través de datos *in situ* y datos grillados.

Se realizó una descripción de las condiciones meteorológicas y se estableció que existe una buena relación de las condiciones sinópticas y las observaciones locales, principalmente en variables como temperatura y presión atmosférica y algunas diferencias debido a las condiciones locales en variables como el viento y la humedad relativa. Sobre la base de estas comparaciones y tratando de ajustar las diferencias entre datos grillados y observados se realizó un balance de energía general para todo CHN con datos diarios para el periodo 19 de enero al 26 de junio de 2012. Así también se realizó un balance de energía puntual (localización AWS) en la superficie del Glaciar San Rafael para julio y parte de agosto de 2011. Los flujos muestran una concordancia relativa con las condiciones meteorológicas de escala sinóptica y local, la prevalencia del ciclo anual en CHN.

El balance de energía muestra estar dominado por la radiación de onda corta debido a su mayor magnitud. En menor medida es posible determinar la influencia del calor sensible, el cual muestra una estacionalidad con valores positivos hacia el verano y negativos en invierno. Ambos hechos sugieren que el balance de energía se encuentra dominado por la temperatura del aire, el ciclo anual de radiación solar y en menor medida por la velocidad del viento.

Los datos recolectados en las estaciones AWS en los glaciares aquí estudiados muestran vacíos de datos y desfases no menores para los últimos dos años. En base a lo anterior, las posibles relaciones y gradientes latitudinales, longitudinales y altitudinales entre estaciones tienen una limitación reconocible y en parte atenuada con la información complementaria de los datos de re-análisis, al entregar una aproximación razonable de las condiciones sinópticas, en particular, de la temperatura del área del campo de Hielo Norte.

Tablas

Tabla V.1 Localización y período de datos de las estaciones meteorológicas instaladas en CHN.

Estación	Ubicación			Intervalo de datos	Periodo dd/mm/aa	Variables válidas
	lat	lon	altitud (m)			
Glaciar San Rafael en CHN	46°42'16" S	73°35'37" W	1188	1 hora	01/07/11 – 12/08/11	Temp-HR- Presión- Viento- Radiación
San Rafael Laguna	46° 38'19" S	73°52'14" W	8	1 hora	03/11/09 – 06/09/12	Temp-HR- Precipitación- radiación- Viento
Lago Cachet 2	47°11'44"S	73°15'19"W	427	1 hora	30/05/09 – 20/12/11	Temp-HR- Viento
Rio Colonia en Nacimiento	47°20'38.98" S	73°7'42.17" W	146	1 hora	01/12/10 – 12/06/12	Temp-HR- radiación- Precipitación- Viento
Glaciar Nef	47°3'27.30" S	73°14'35.03" W	510	10 minutos	18/01/12 – 28/06/12	Temp-HR- viento
Rio Nef junta Estero El Revalse	47°8'20.37" S	73°5'15.73" W	281	1 hora	12/01/12 – 19/06/12	Radiación- Precipitación- viento

Tabla V.2 Posición GPS de las balizas instaladas y sus respectivas mediciones por cada campaña

		Balizas				
		1	2	3	4	2t
	Latitud	47.0576° S	47.0473° S	47.0367° S	47.0271° S	47.0464° S
	Longitud	73.2431° W	73.2579° W	73.2775° S	73.3039° W	73.2416° W
	Altitud (m s.n.m.)	511.1	572.2	630.4	761.4	533.4
	SD Vertical	0.185	0.073	0.104	0.103	0.025
Campañas	<i>18/01/2012</i>	0.30 m	0.30 m	0.30 m	0.30 m	0.30 m
	<i>28/03/2012</i>	-4.21 m	-5.31 m	-4.67 m	-5.22 m	-2.94 m
	<i>24/08/2012</i>	-5.73 m	-6.60 m	(*)	(*)	-7.20 m

Figuras

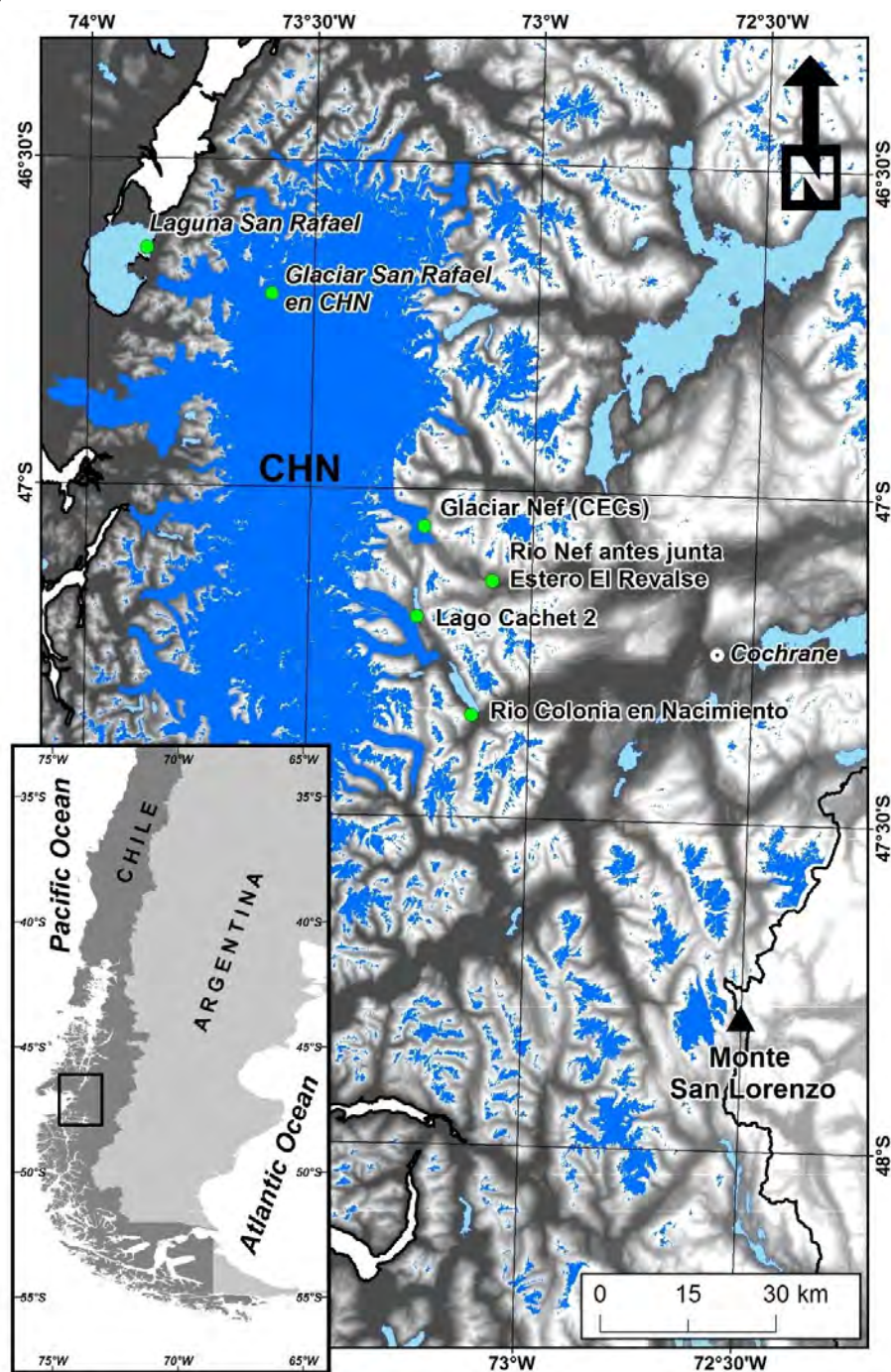


Figura V.1 Localización de estaciones meteorológicas en CHN.

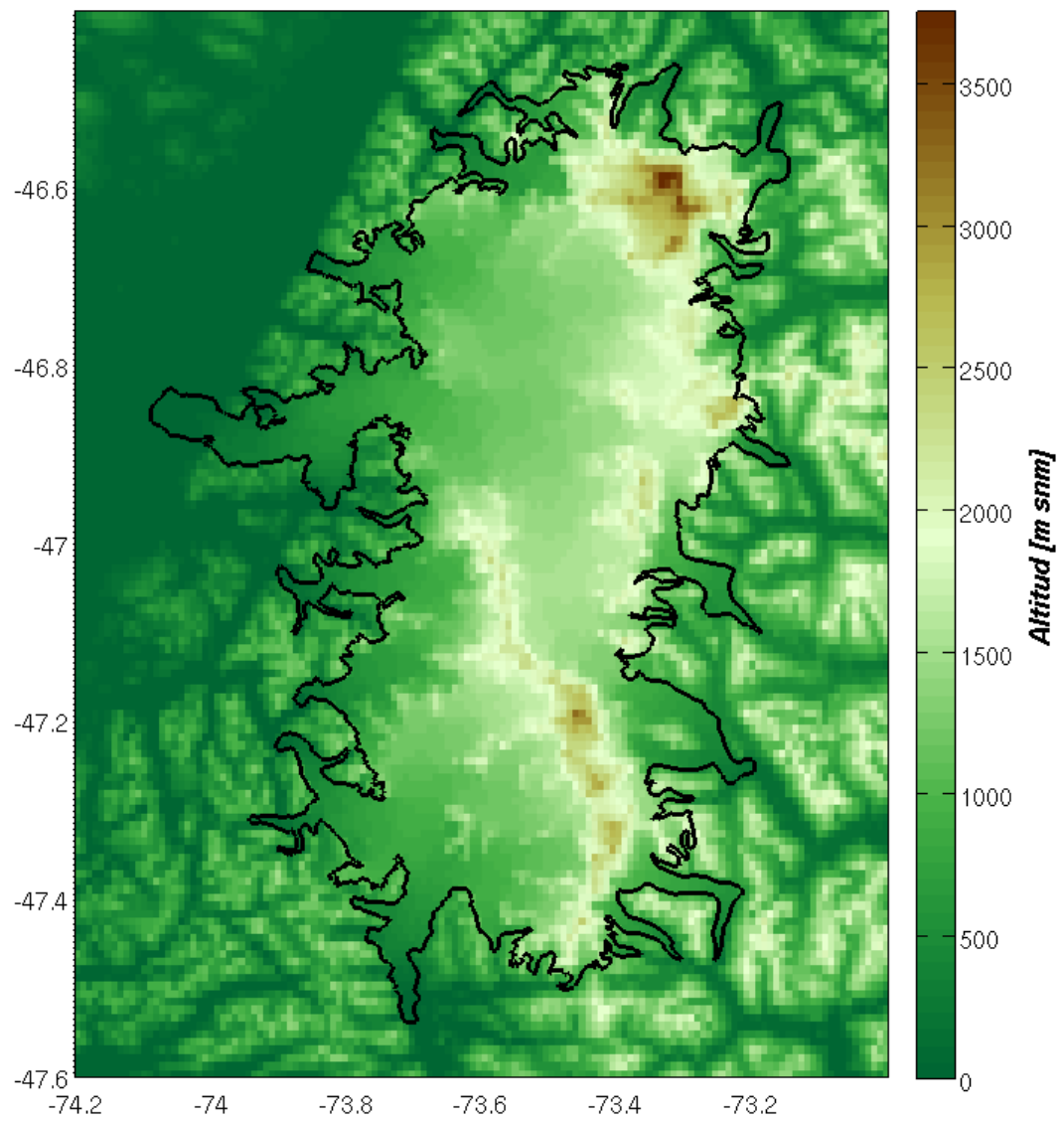


Figura V.2 Topografía SRTM redimensionada a 1x1 km para la estimación del balance de energía.

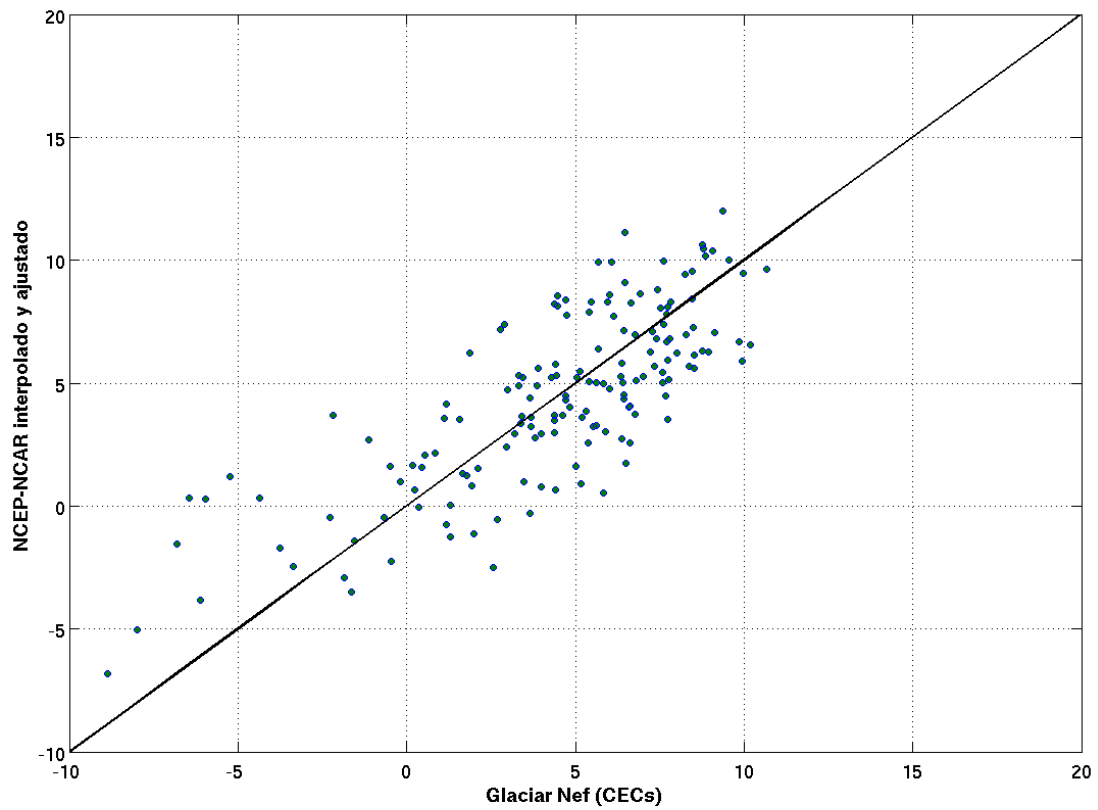


Figura V.3 Relación entre temperaturas de re-análisis (°C) interpoladas y ajustadas versus observadas en el Glaciar Nef.

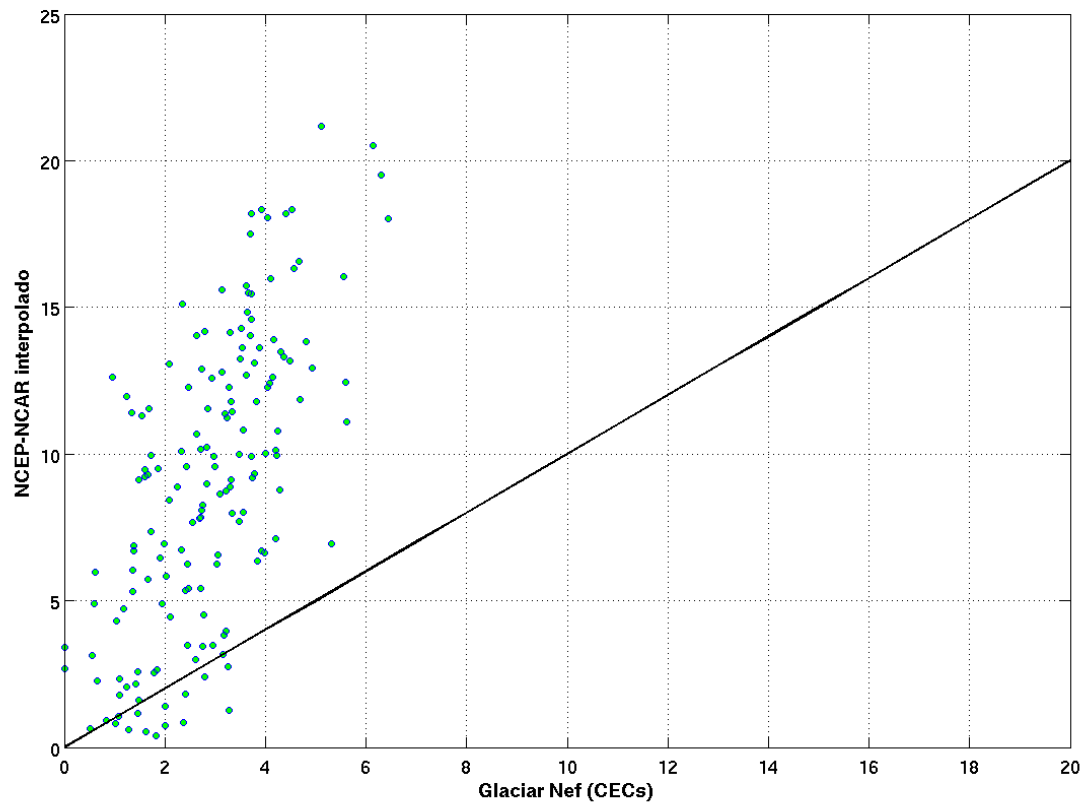


Figura V.4 Relación entre velocidades de viento de re-análisis (m s^{-1}) interpoladas versus observadas en el Glaciar Nef.

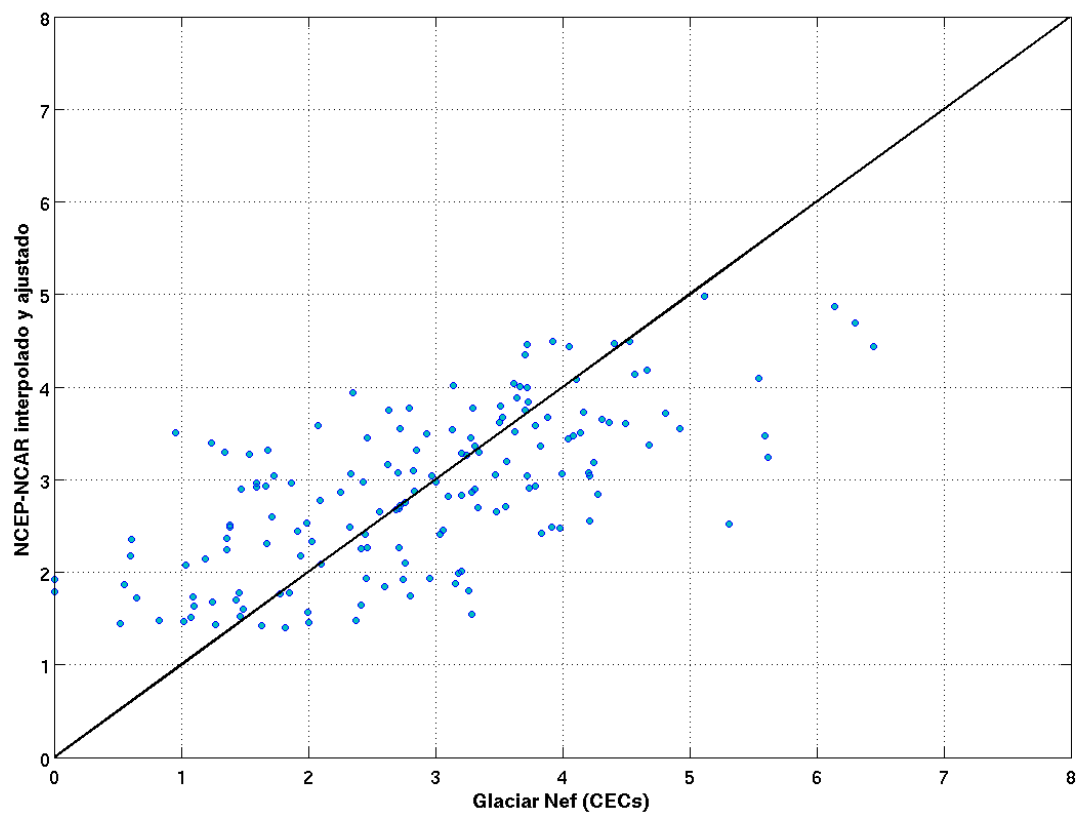


Figura V.5 Relación entre velocidades de viento de re análisis (m s^{-1}) interpoladas y ajustadas versus observadas en el Glaciar Nef.

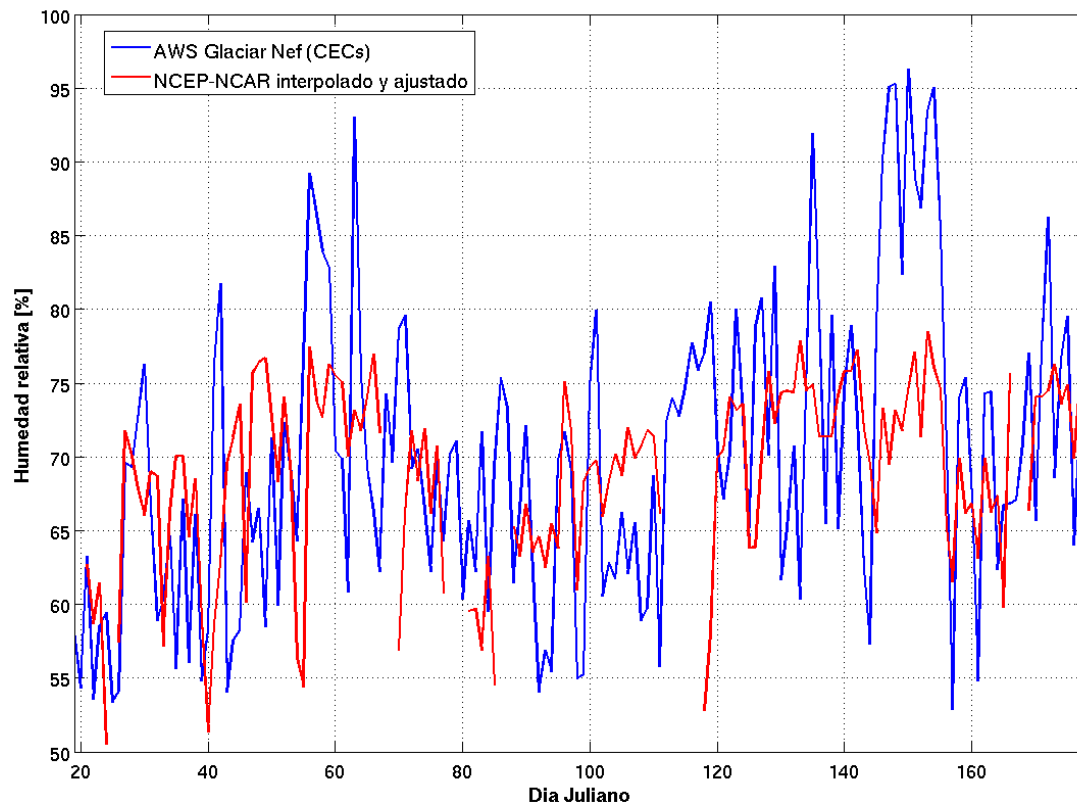


Figura V.6 Serie de tiempo NCEP-NCAR de humedad relativa (%) interpolada y ajustada versus humedad relativa observada en AWS Glaciar Nef.

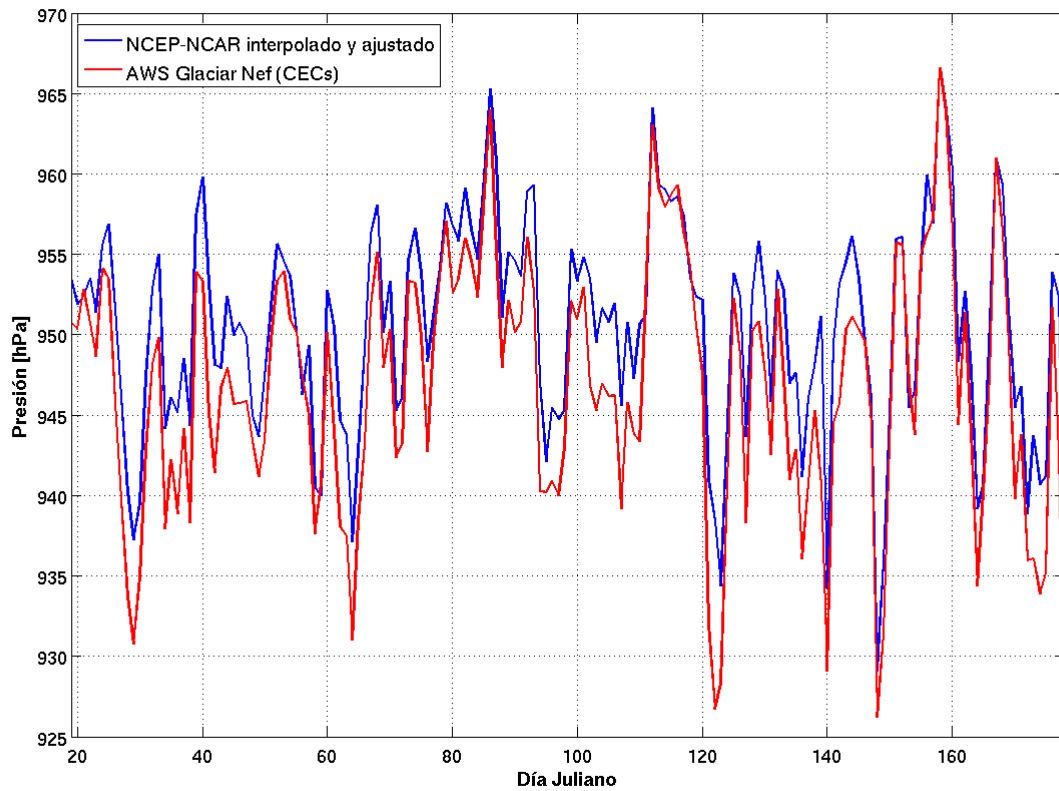


Figura V.7 Serie de tiempo de presión atmosférica superficial observada y estimada con datos NCEP-NCAR superficiales interpolados con ecuación hipsométrica para altura de AWS Glaciar Nef.

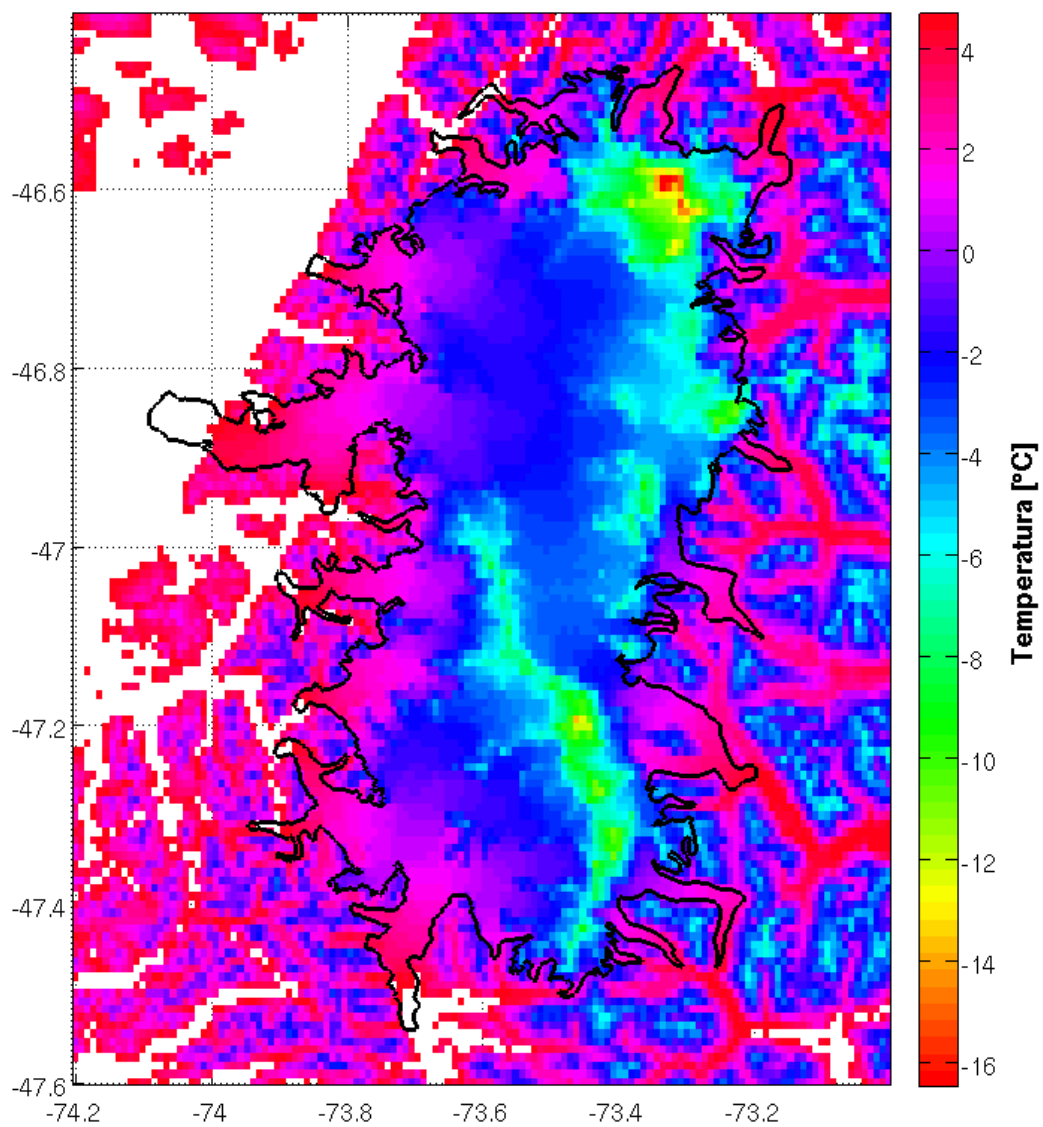


Figura V.8 Temperatura superficial en CHN el día 17 Abril de 2012.

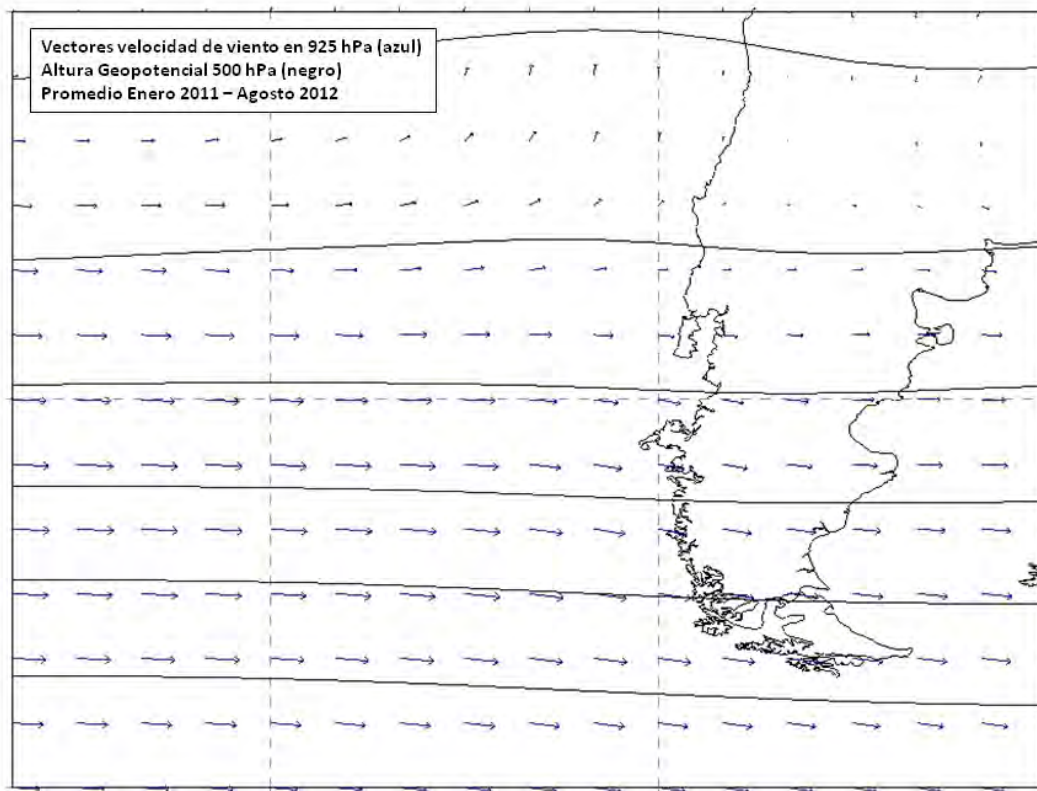


Figura V.9 Vectores de viento en 925 hPa y altura geopotencial en 500 hPa, promedio enero 2011 - agosto 2012. Obtenido con datos NCEP-NCAR.

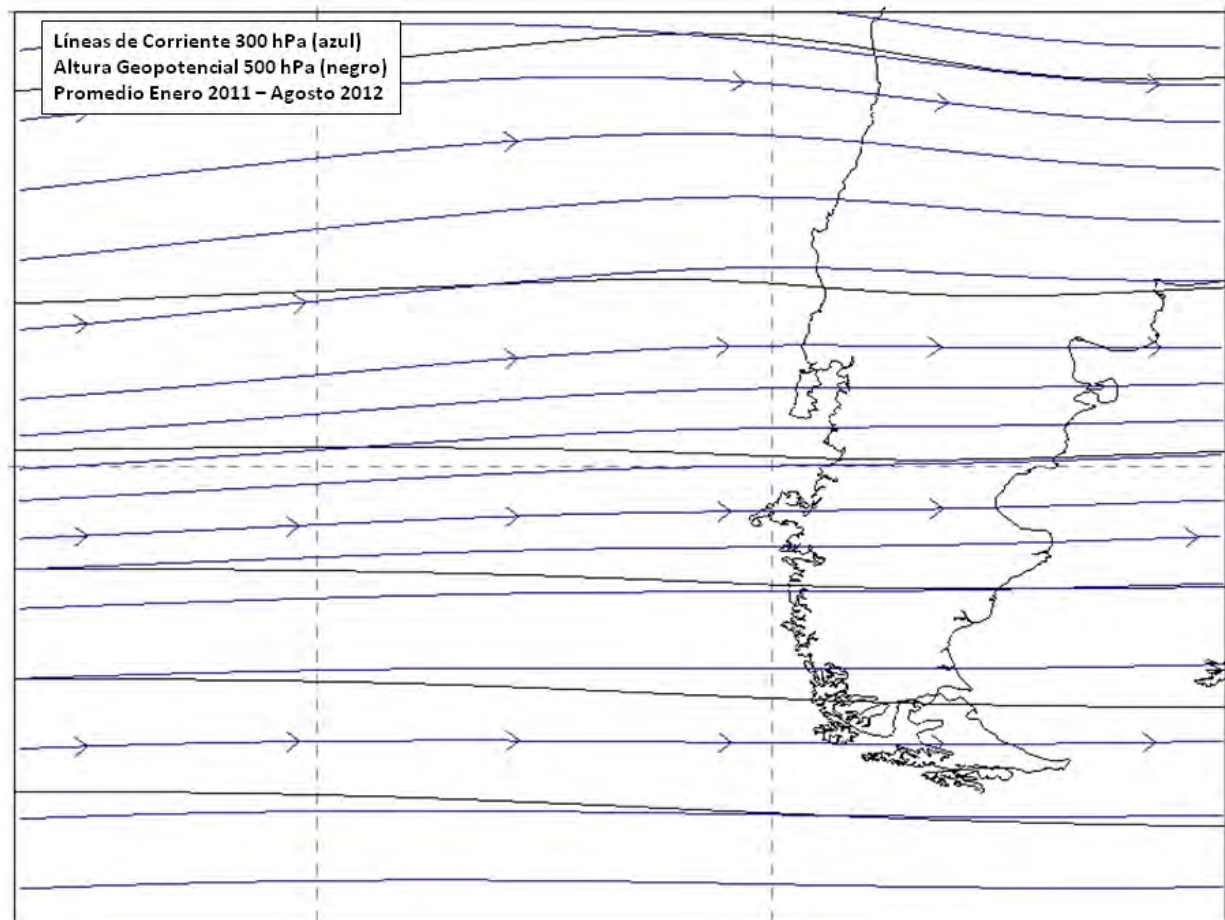


Figura V.10 Líneas de corriente de viento en 300 hPa y altura geopotencial en 500 hPa, promedio enero 2011 - agosto 2012. Obtenido con datos NCEP-NCAR.

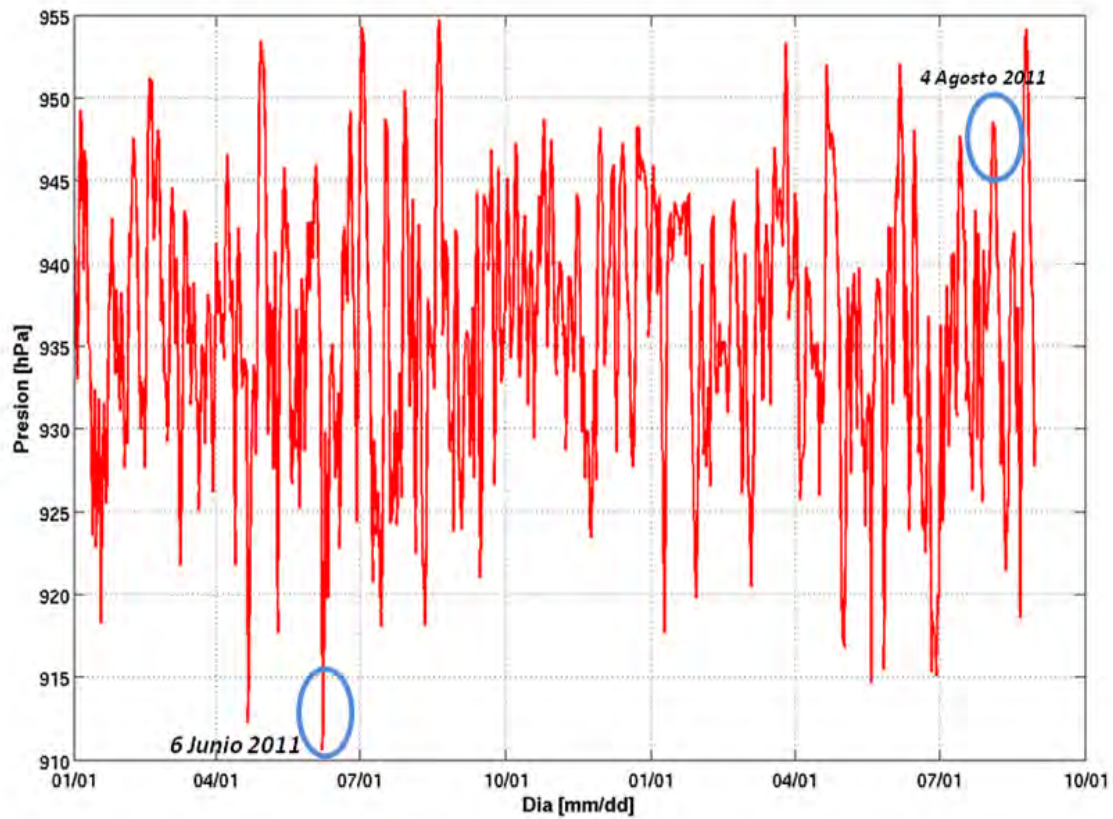


Figura V.11 Serie de tiempo de presión superficial en hPa aproximadamente en -47.3, -73.5 y 620 m snm. Obtenida con datos NCEP-NCAR. Los círculos azules indican la ocurrencia de los eventos analizados en el texto.

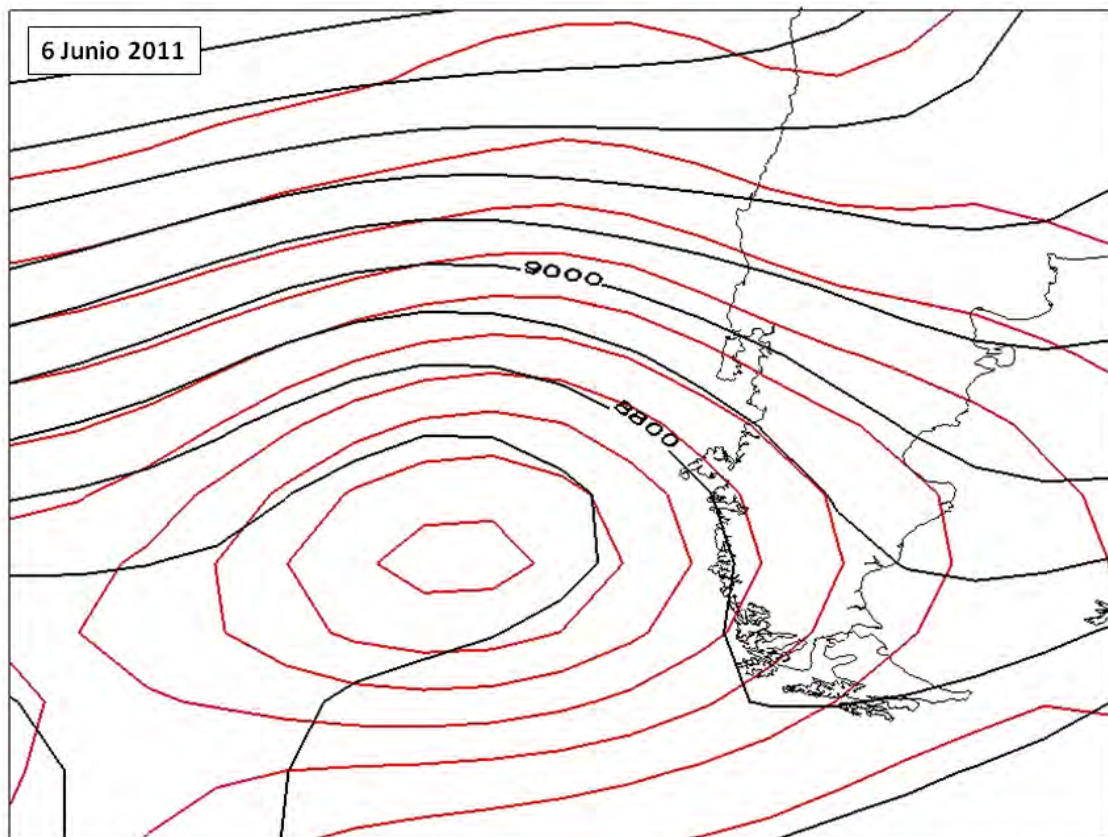


Figura V.12 Presión atmosférica en 925 hPa (rojo) y altura geopotencial en 300 hPa (negro) el día 6 de junio de 2011. Obtenido con datos NCEP-NCAR.

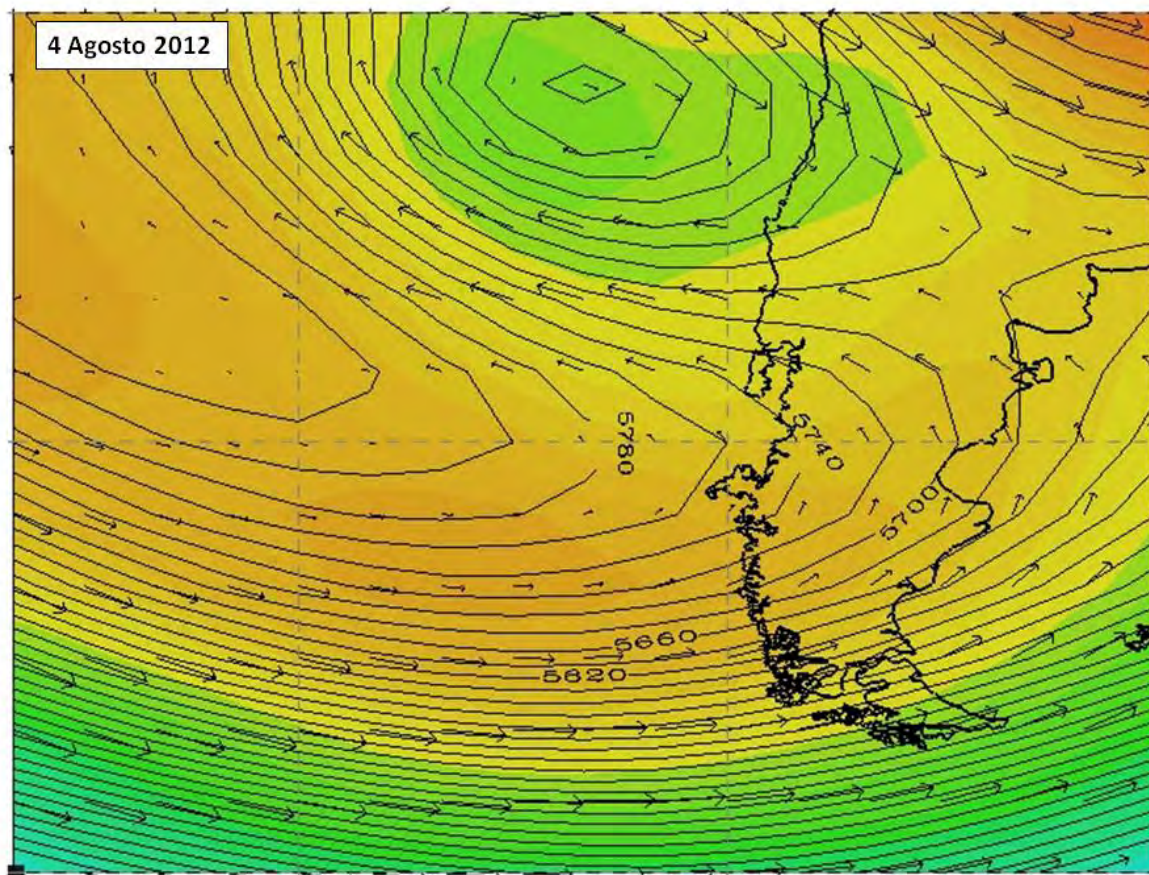


Figura V.13 Altura geopotencial y vectores de viento en 500 hPa (negro). El sombreado de colores indica las temperaturas en superficie, donde colores cálidos indican altas temperaturas relativas a los colores fríos. Caso del 4 de agosto de 2012. Obtenido con datos NCEP-NCAR.

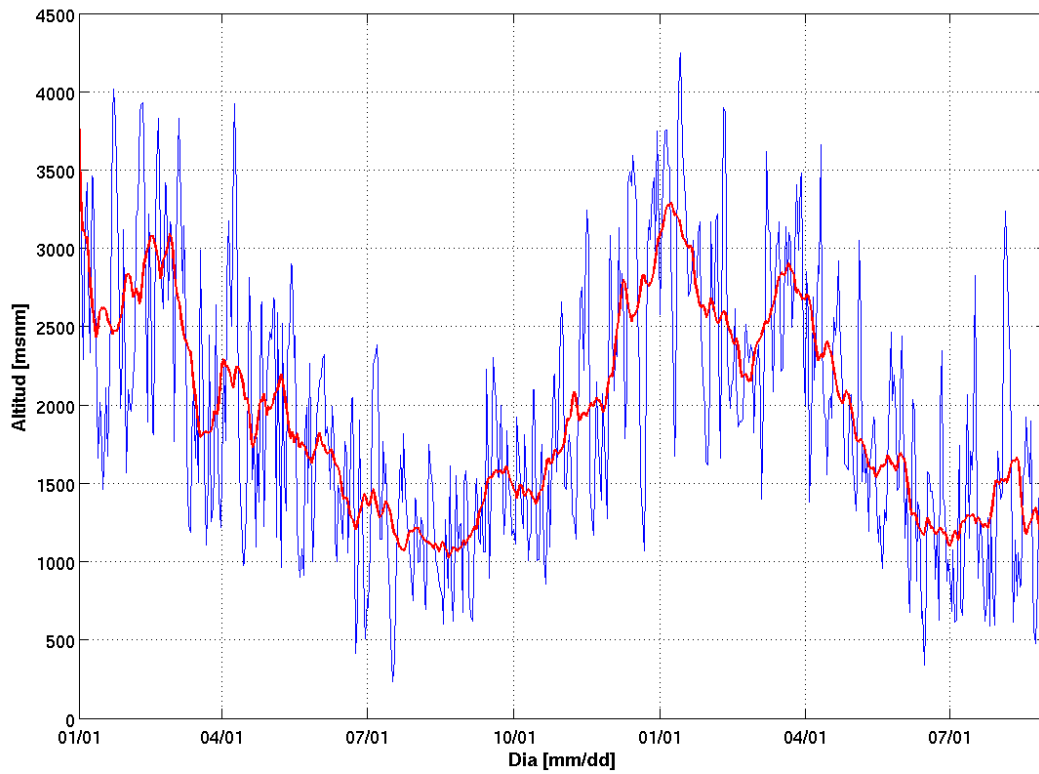


Figura V.14 Isoterma 0°C interpolada para datos diarios (en azul) de AWS Glaciar San Rafael para el periodo enero 2011 a agosto 2012. Línea roja indica promedio móvil.

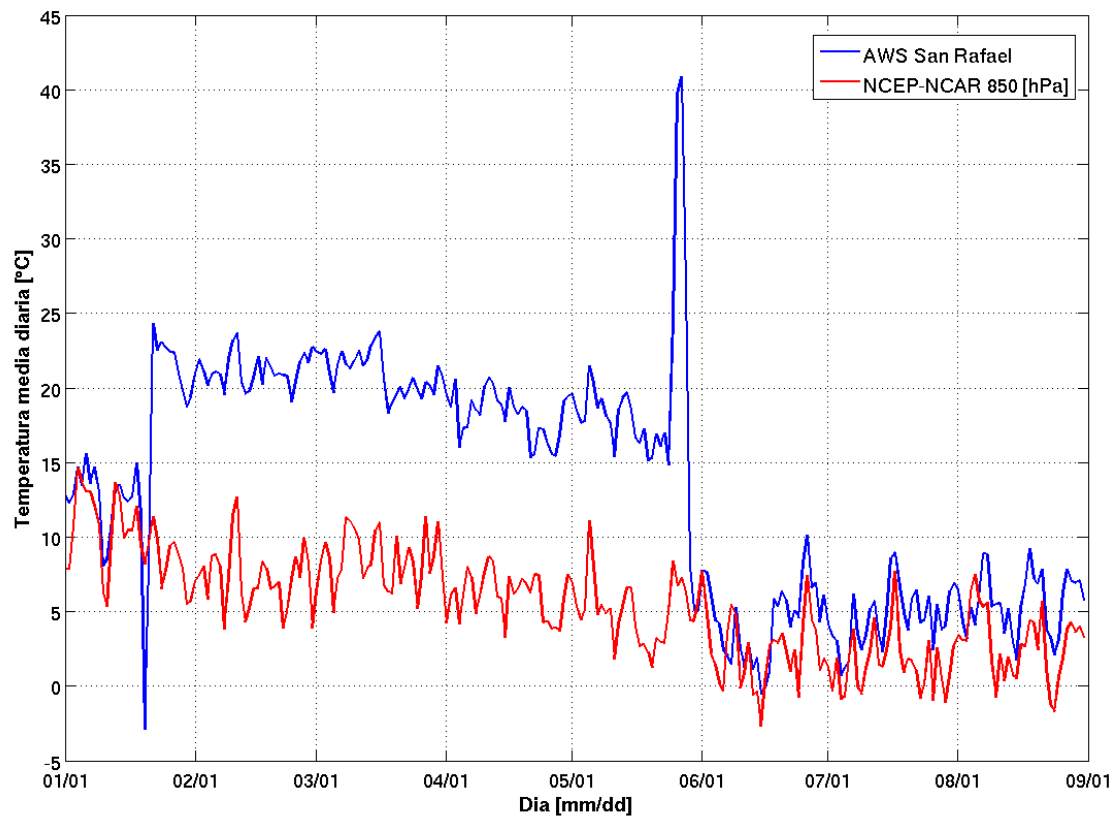


Figura V.15 Temperatura media diaria obtenida en estación meteorológica Glaciar San Rafael y obtenida de re-análisis NCEP-NCAR. Periodo enero – agosto 2012.

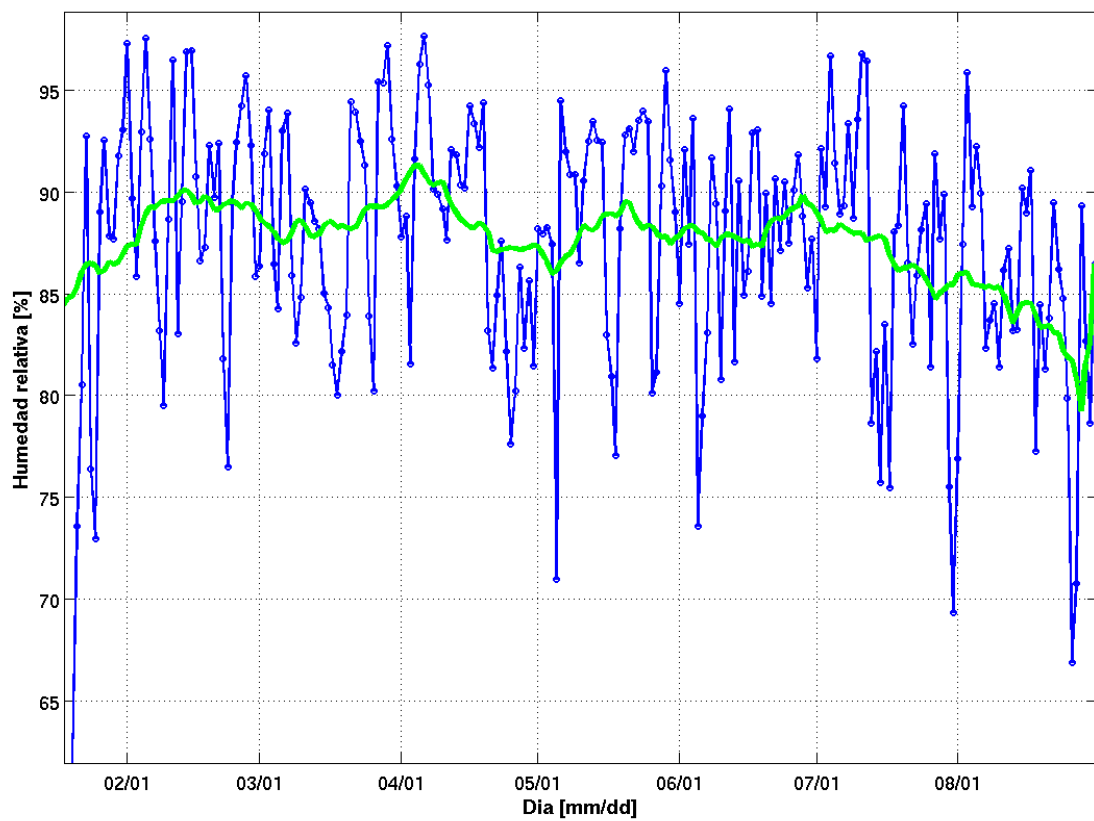


Figura V.16 Humedad relativa diaria periodo febrero - agosto 2012. La línea verde corresponde al promedio móvil cada 30 datos (frecuencia mensual aproximadamente).

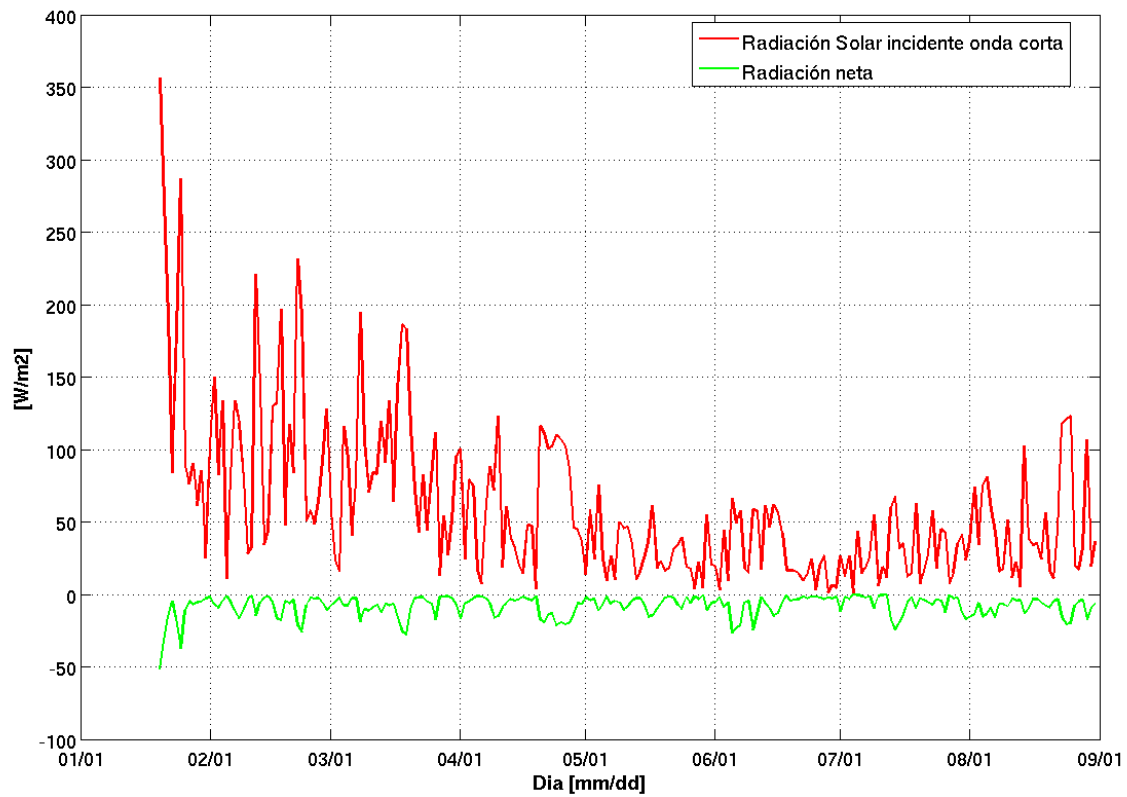


Figura V.17 Promedios diarios de radiación solar incidente de onda corta (roja) y radiación neta (verde). Obtenido de estación meteorológica Glaciar San Rafael. Período febrero – agosto 2012.

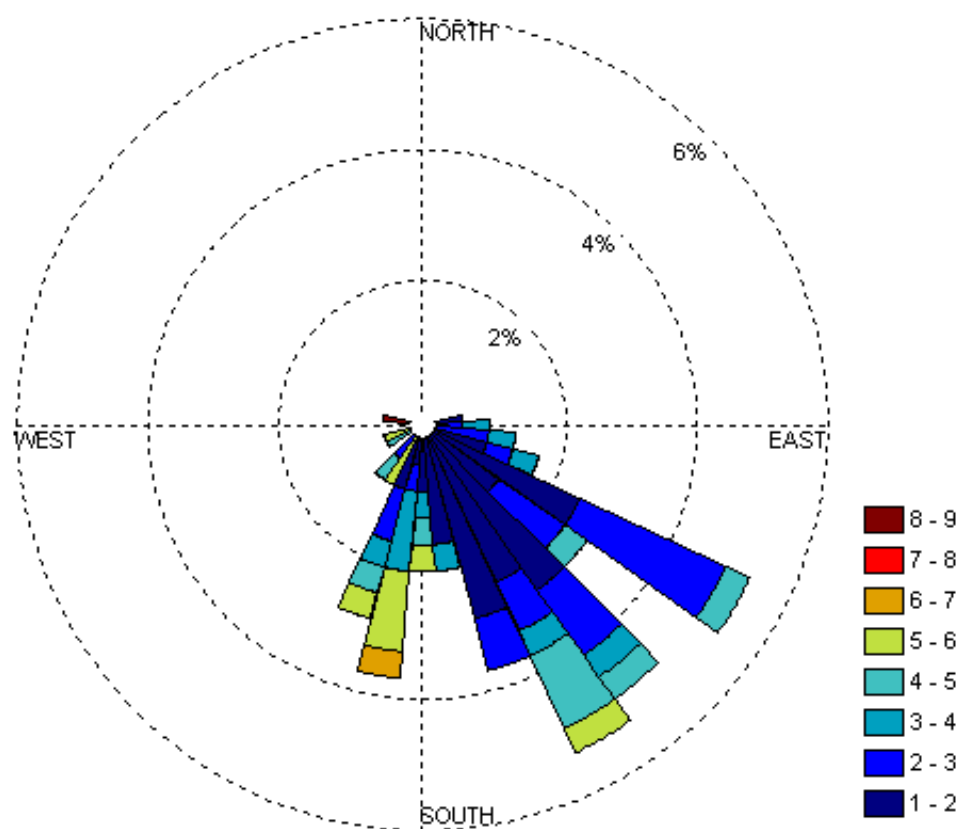


Figura V.18 Dirección y magnitud de vientos promedios diarios en estación Glaciar San Rafael. Escala corresponde a velocidad en m s^{-1} .

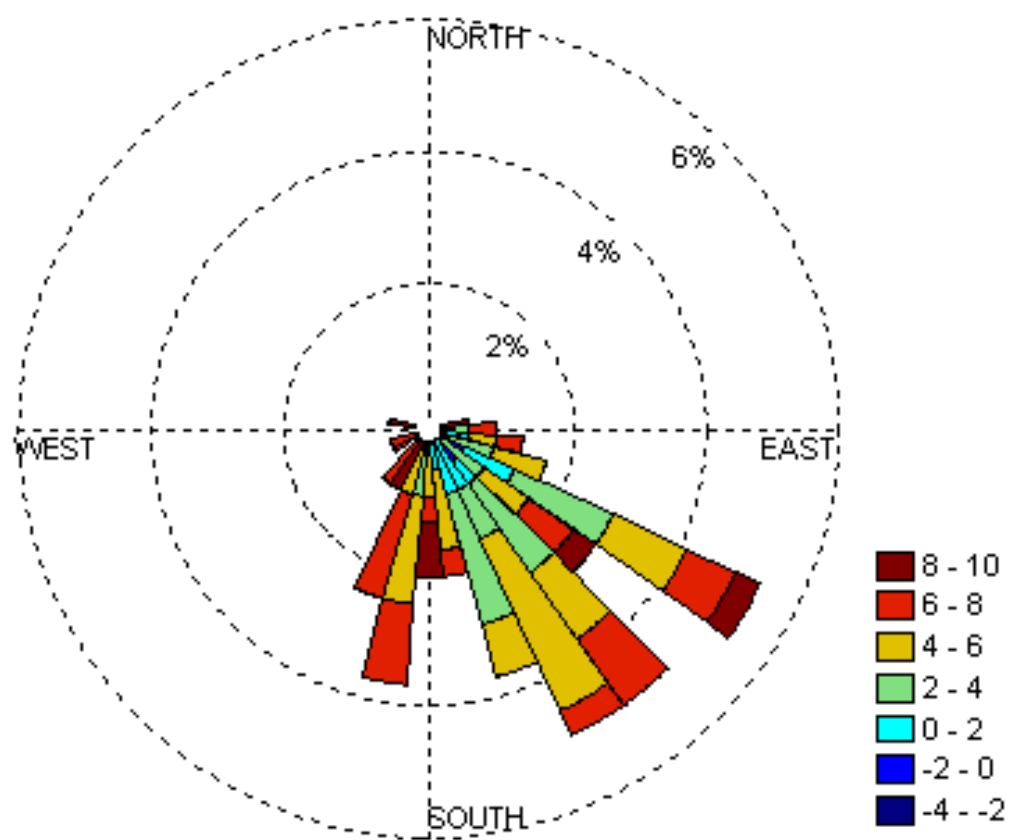


Figura V.19 Dirección de vientos promedios diarios en estación Glaciar San Rafael. La escala corresponde a temperatura del aire en °C.

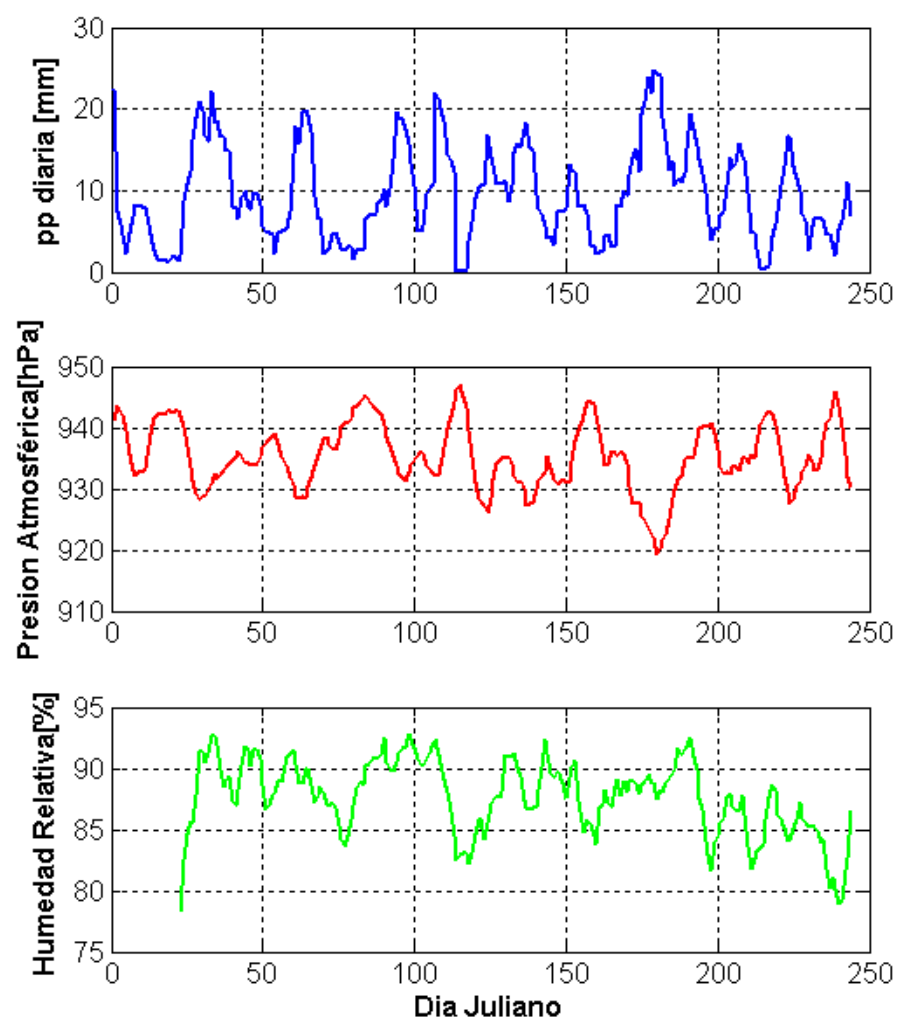


Figura V.20 Promedios móviles de precipitación y humedad relativa en estación Glaciar San Rafael y presión atmosférica con datos NCEP-NCAR.

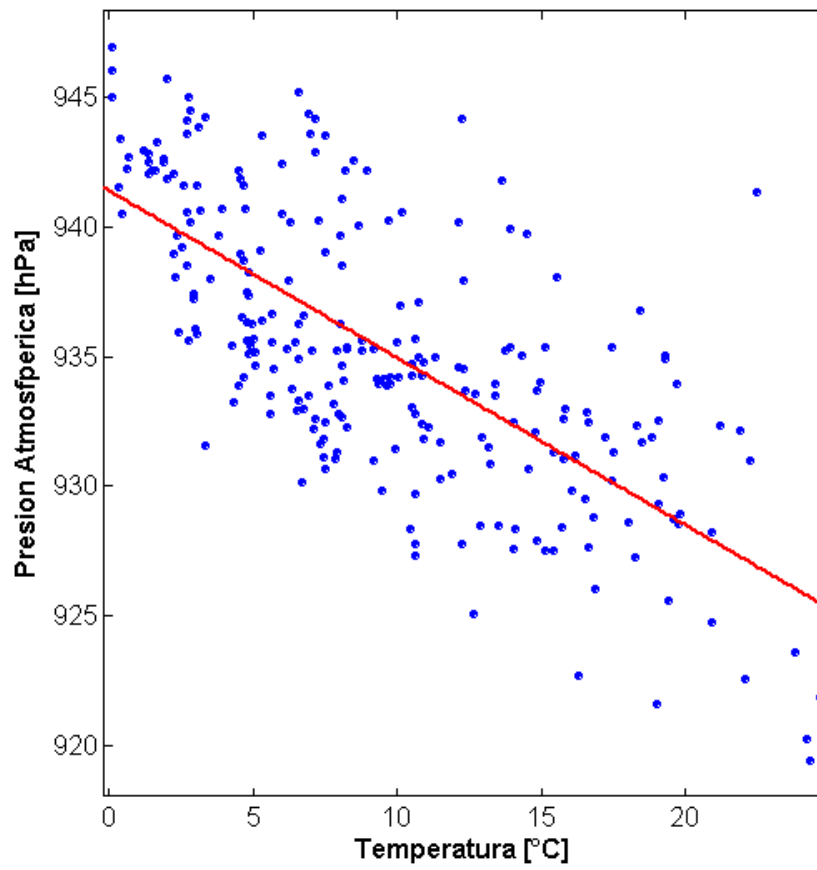


Figura V.21 Promedios diarios de presión atmosférica versus temperatura en AWS Glaciar San Rafael.

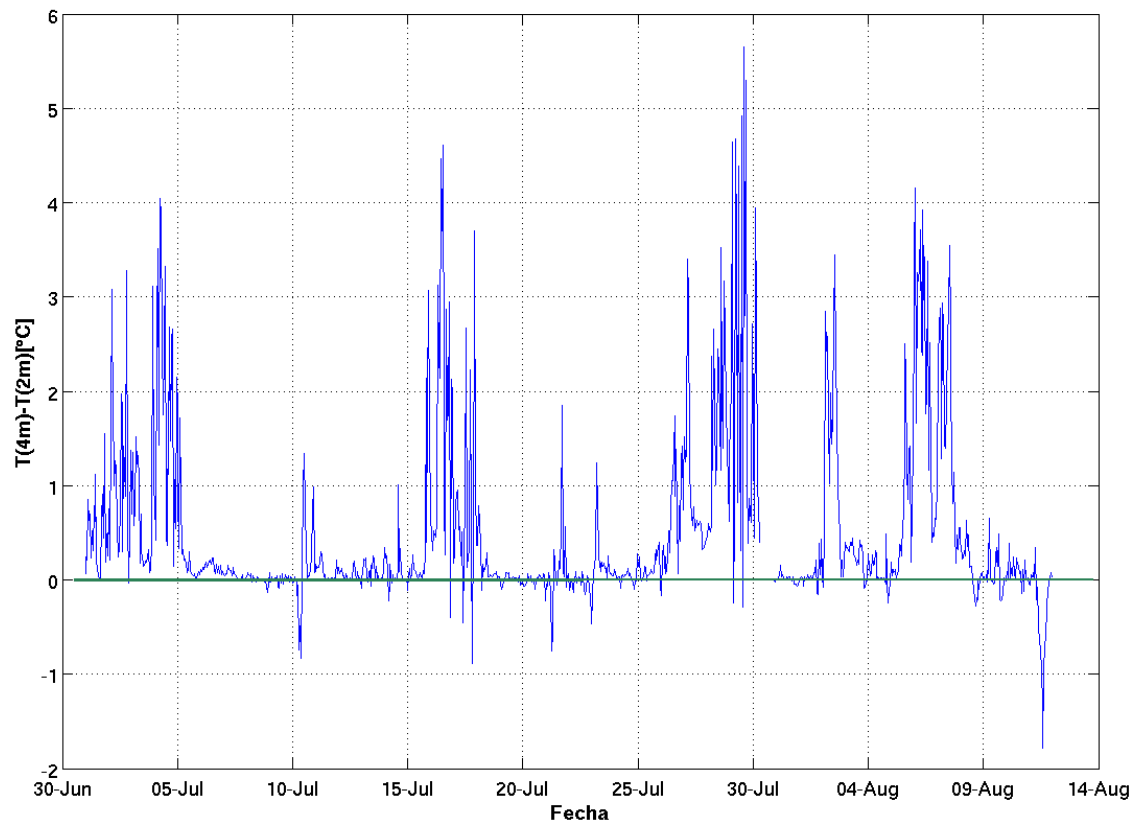


Figura V.22 Diferencia de temperatura entre nivel de 4 m y 2 m en AWS Glaciar San Rafael. Valores positivos indican estabilidad en el perfil.

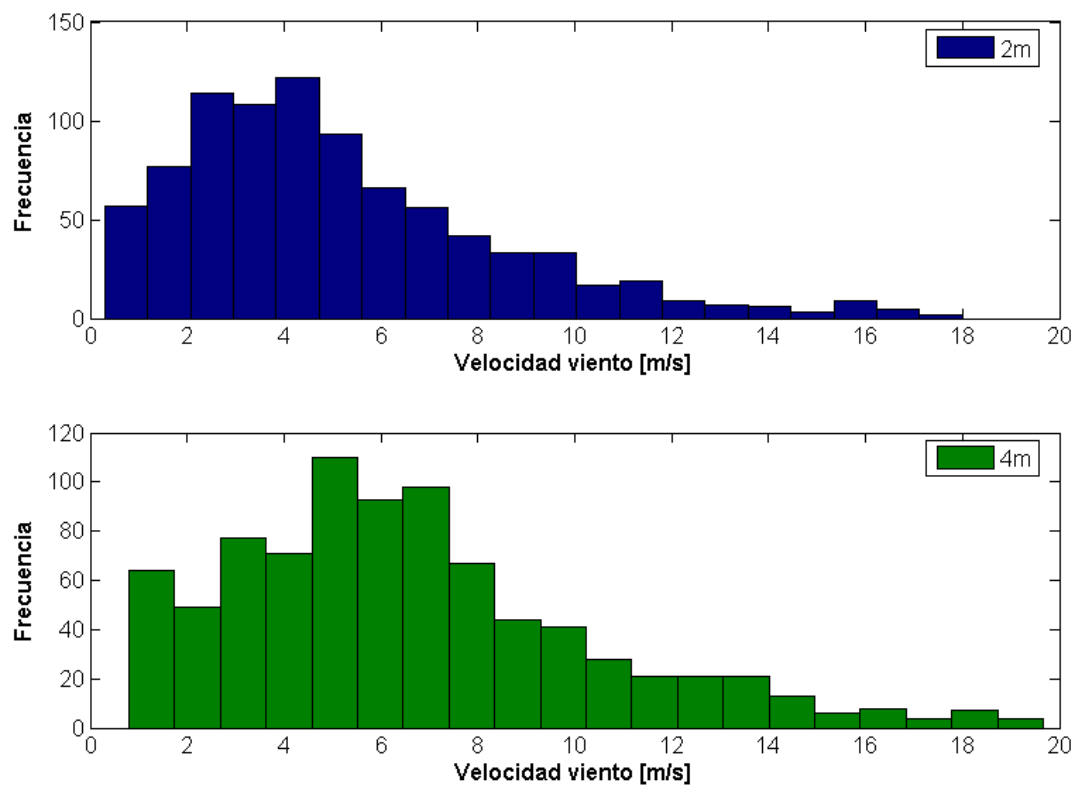


Figura V.23 Histogramas de frecuencia para datos horarios de velocidad del viento en 2 y 4 m en AWS Glaciar San Rafael.

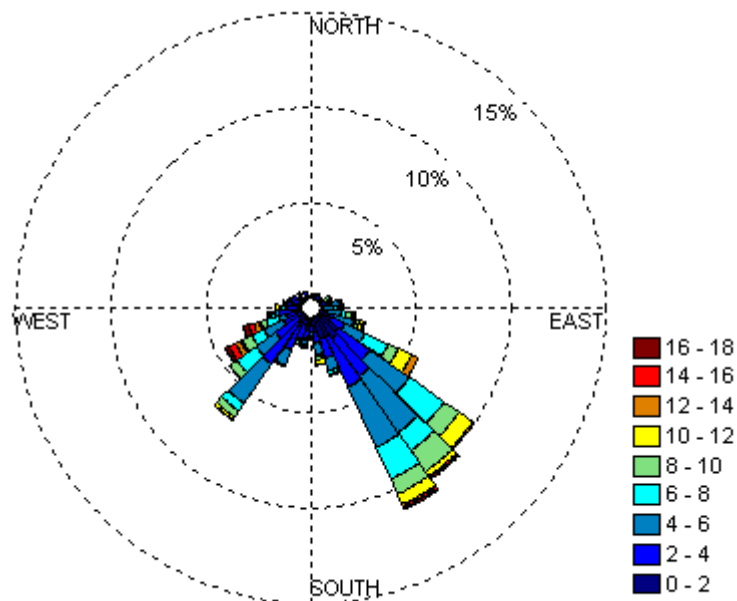


Figura V.24 Dirección y magnitud de vientos a 2 m en AWS Glaciar San Rafael en CHN. Escala de colores corresponde a velocidad del viento en m s^{-1} .

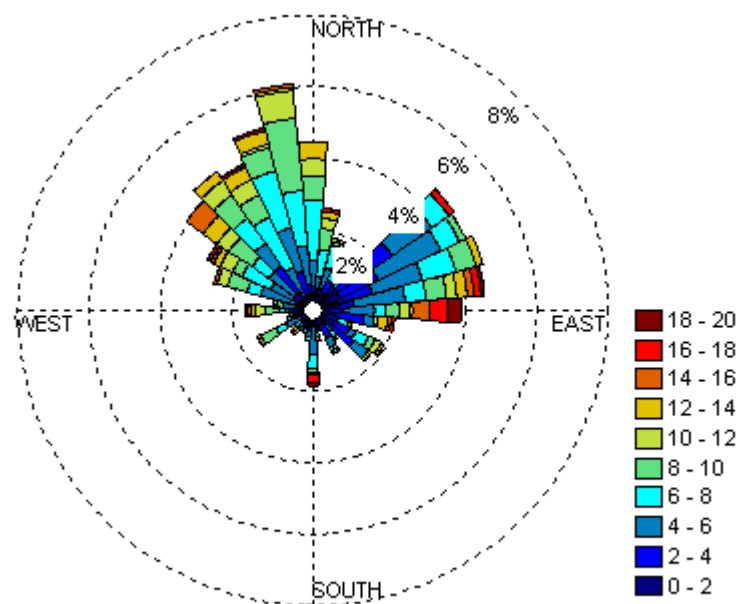


Figura V.25 Dirección y magnitud de vientos a 4 m en AWS Glaciar San Rafael en CHN. Escala de colores corresponde a velocidad del viento en m s^{-1} .

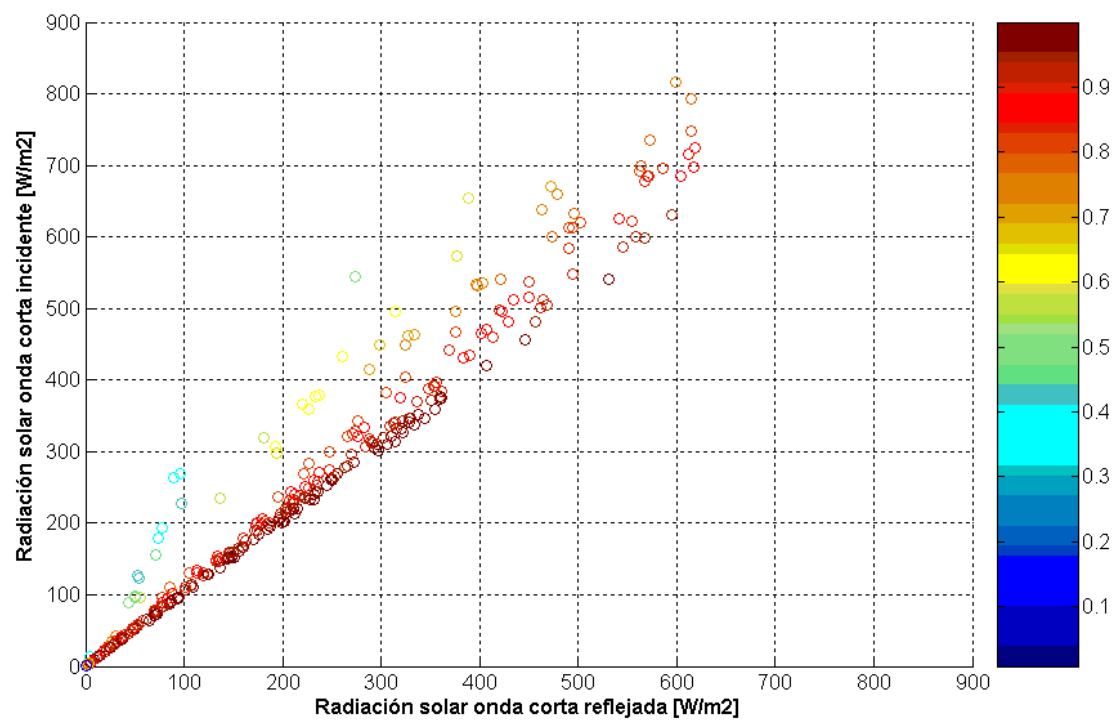


Figura V.26 Diagrama de dispersión de radiación solar incidente y reflejada. Sombreado de colores (y escala) indica el valor del albedo estimado.

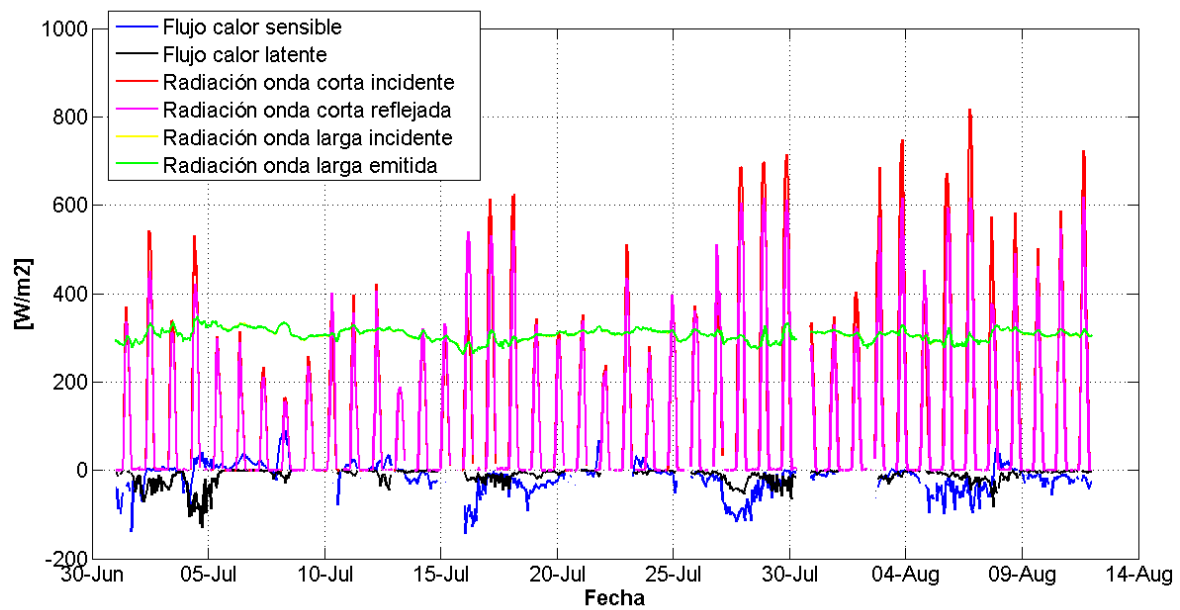


Figura V.27 Flujos radiativos y turbulentos de calor estimados y medidos sobre el Glaciar San Rafael.

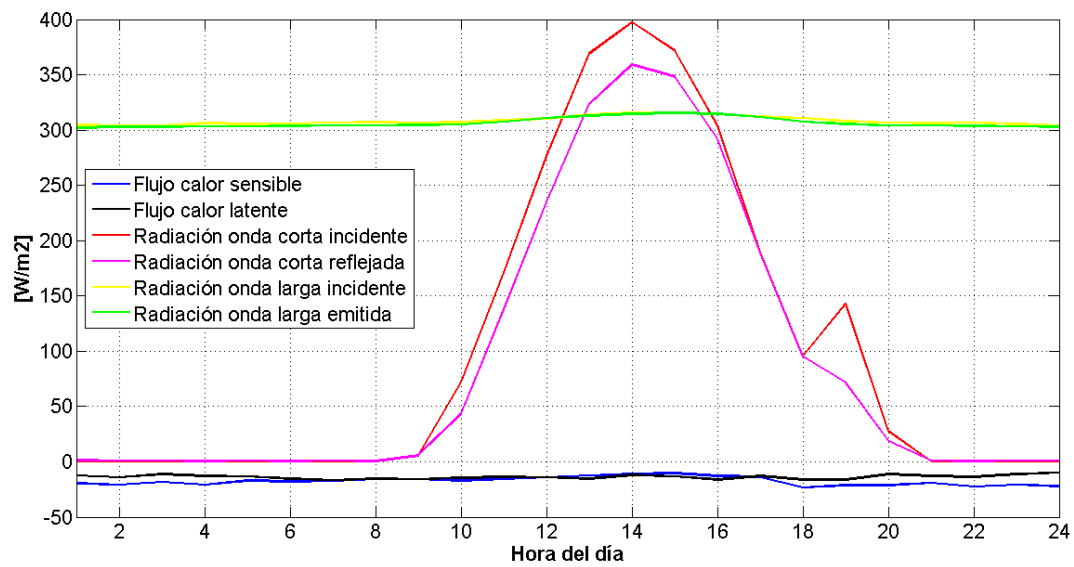


Figura V.28 Flujos de calor y radiativos estimados y medidos sobre el Glaciar San Rafael. Promedios horarios.

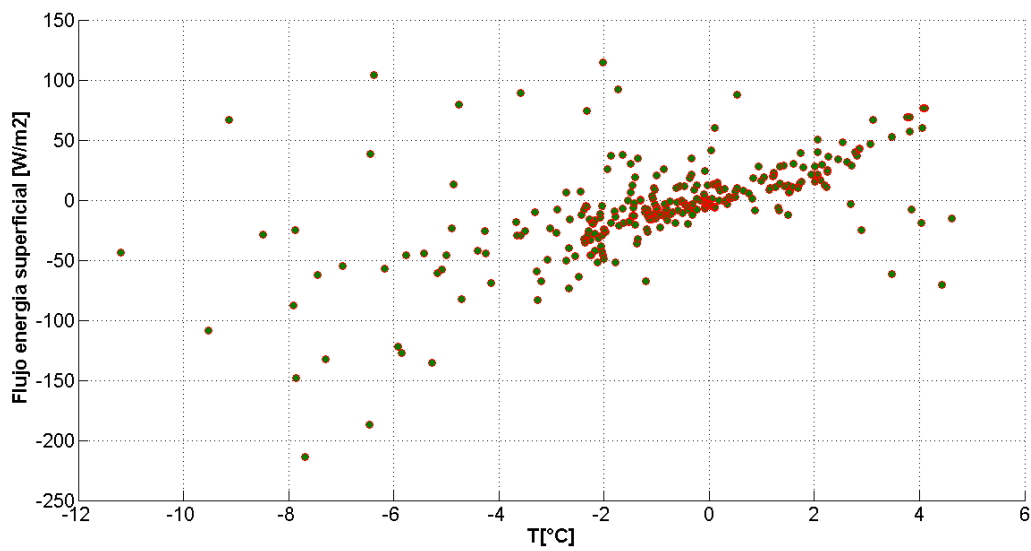


Figura V.29 Flujo de energía superficial estimada comparado con la temperatura del aire en AWS Glaciar San Rafael.

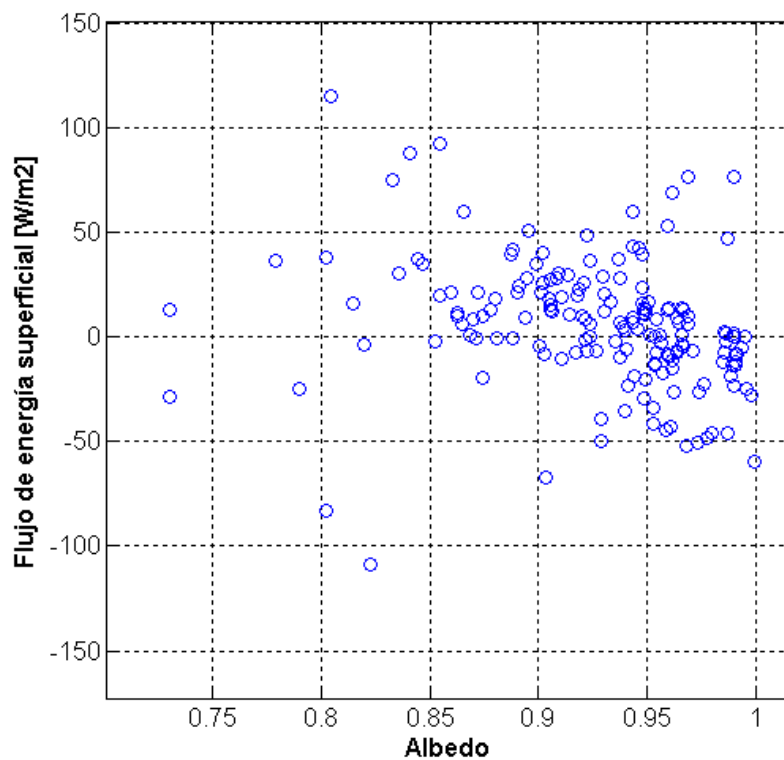


Figura V.30 Flujo de energía superficial estimada comparada con albedo estimado en AWS Glaciar San Rafael.

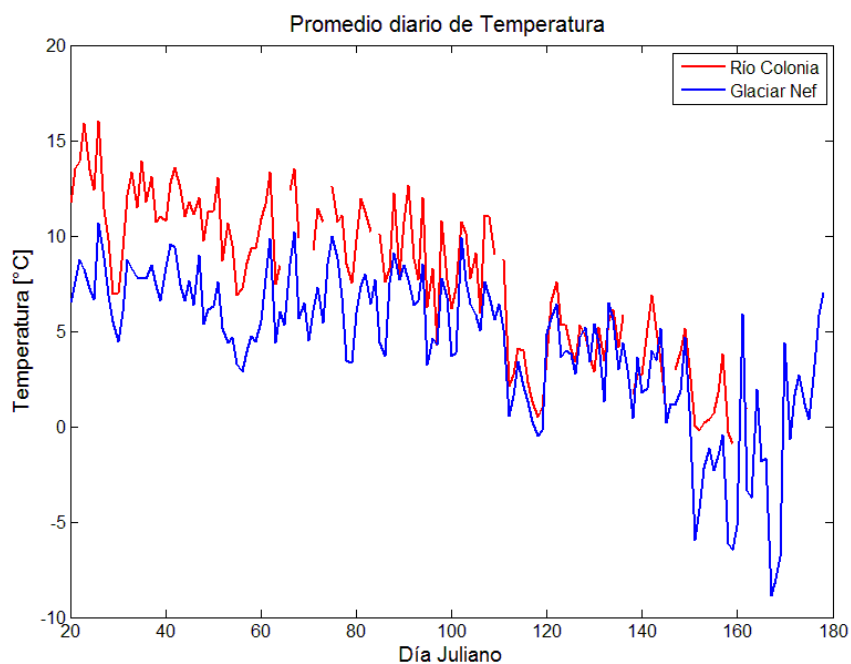


Figura V.31 Temperatura media diaria en Río Colonia (rojo) y Glaciar Nef (azul).

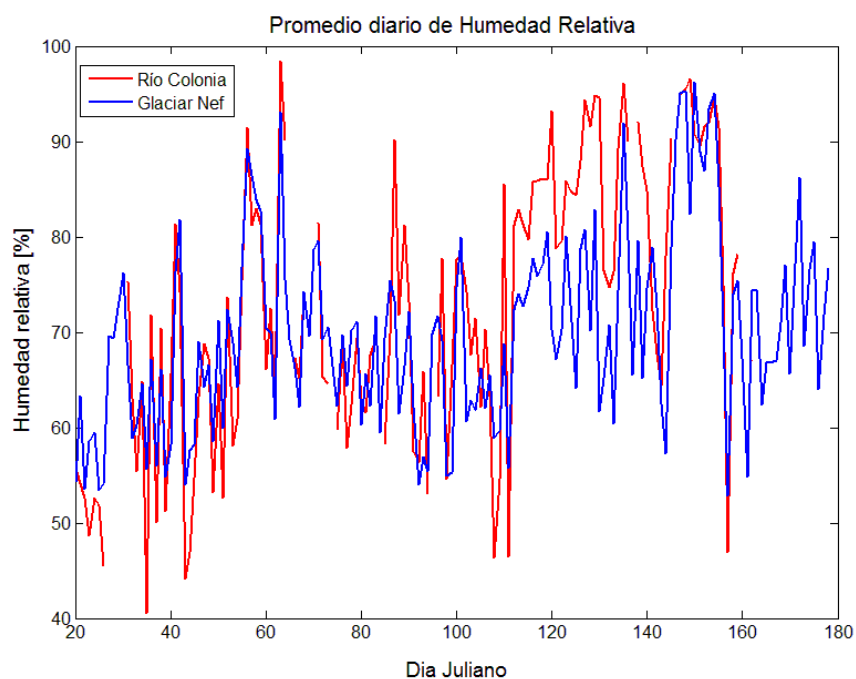


Figura V.32 Humedad relativa [%] diaria en Río Colonia (rojo) y Glaciar Nef (azul).

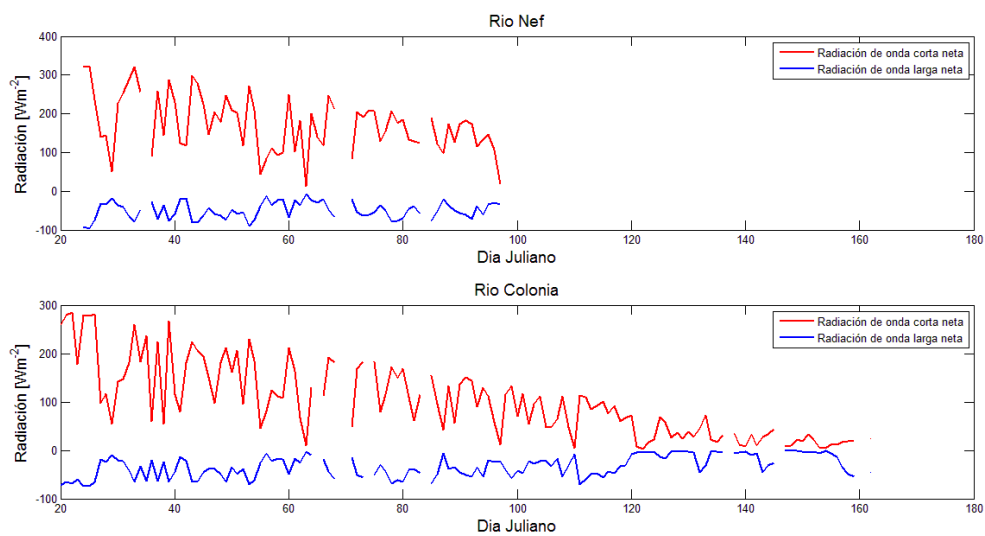


Figura V.33 Radiación neta [Wm⁻²] de onda corta (color rojo) y onda larga (color azul), para Río Nef (panel superior) y Río Colonia (panel inferior).

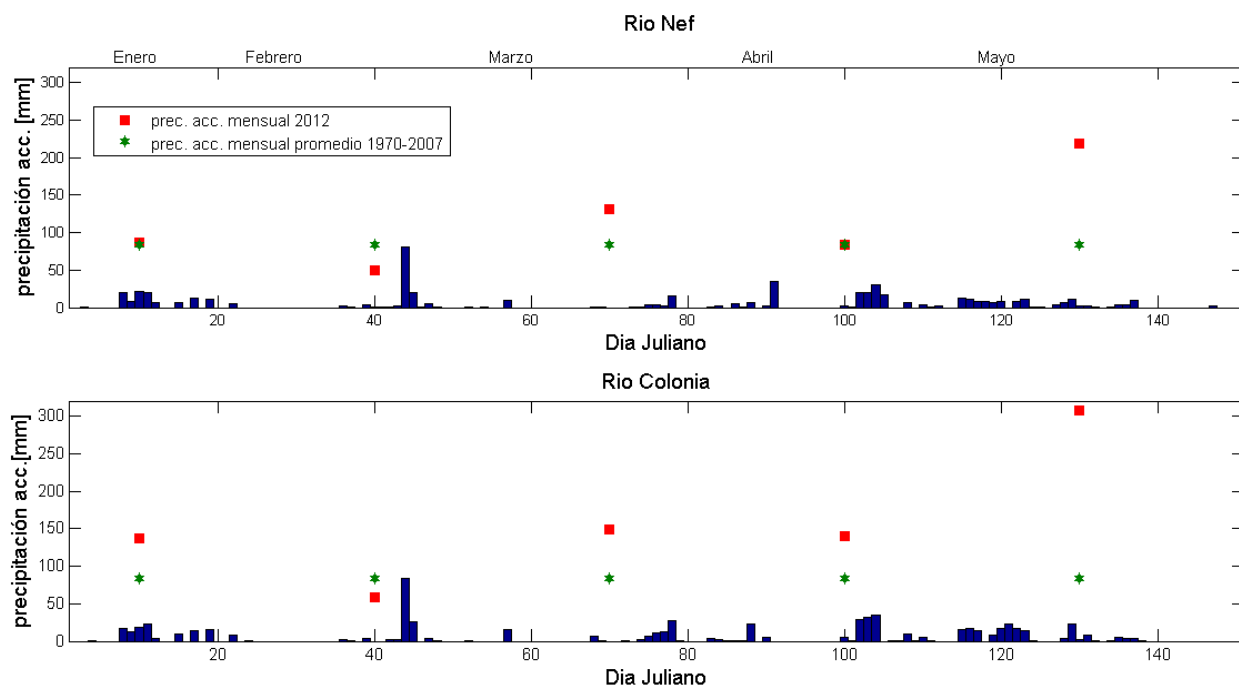


Figura V.34 Precipitación acumulada diaria [mm], en las estaciones de Río Nef (panel superior), y Río Colonia (panel inferior), donde las barras azules representan la precipitación acumulada diaria, los cuadrados rojos representan la precipitación acumulada mensual para el año 2012, y las estrellas verdes la climatología mensual en Cochrane (1970-2007).

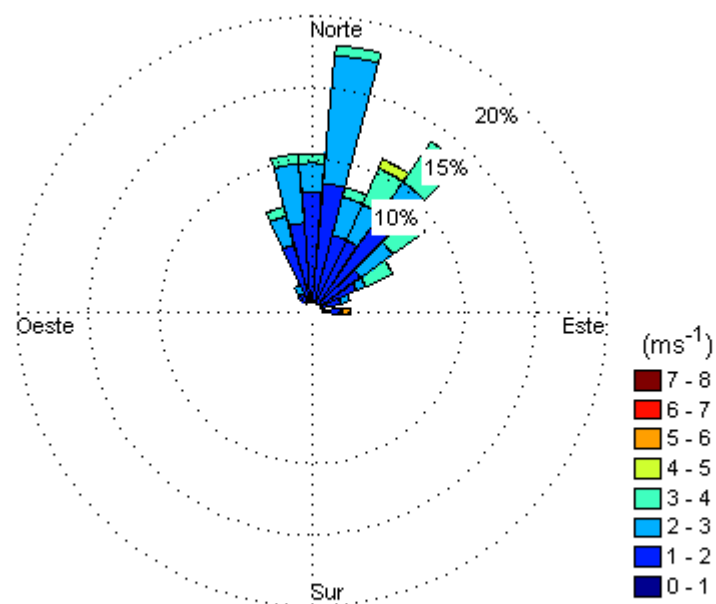


Figura V.35 Dirección y magnitud de vientos promedios diarios en estación Río Colonia.

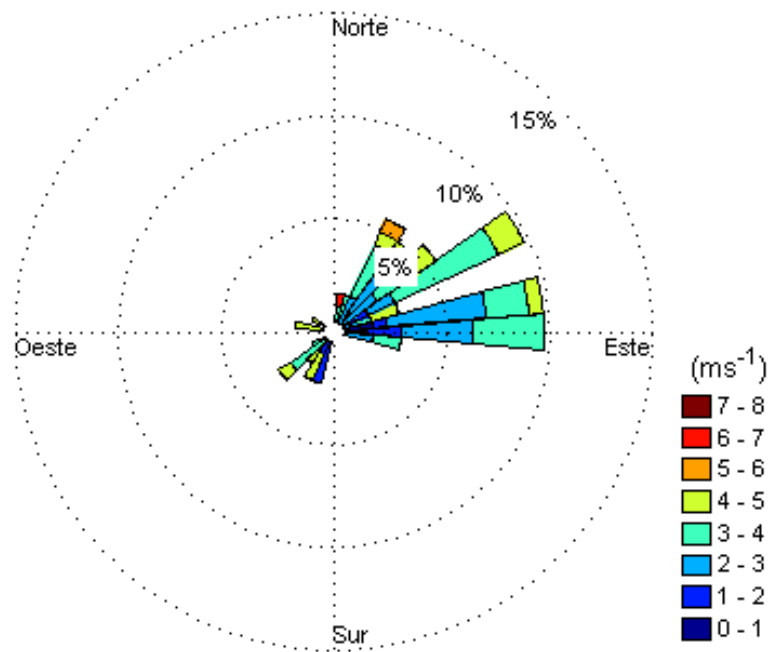


Figura V.36 Dirección y magnitud de vientos promedios diarios en estación Río Nef.

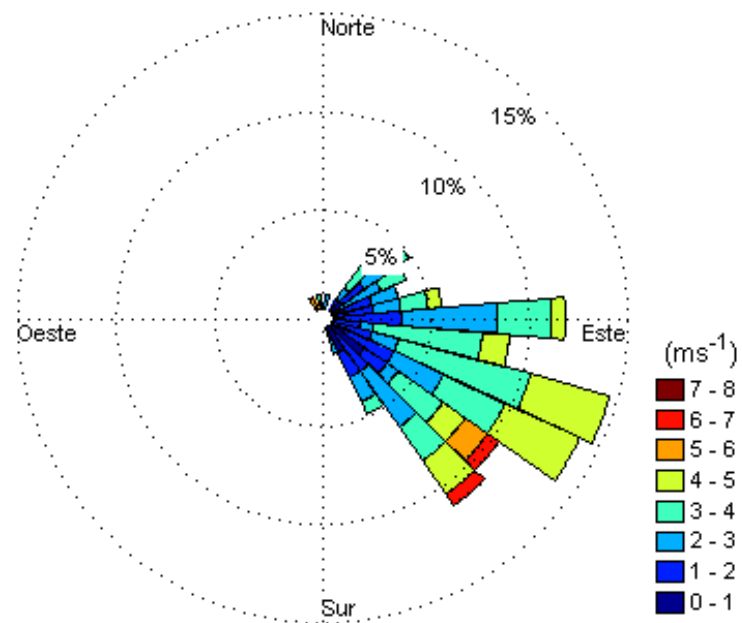


Figura V.37 Dirección y magnitud de vientos promedios diarios en estación Glaciar Nef.

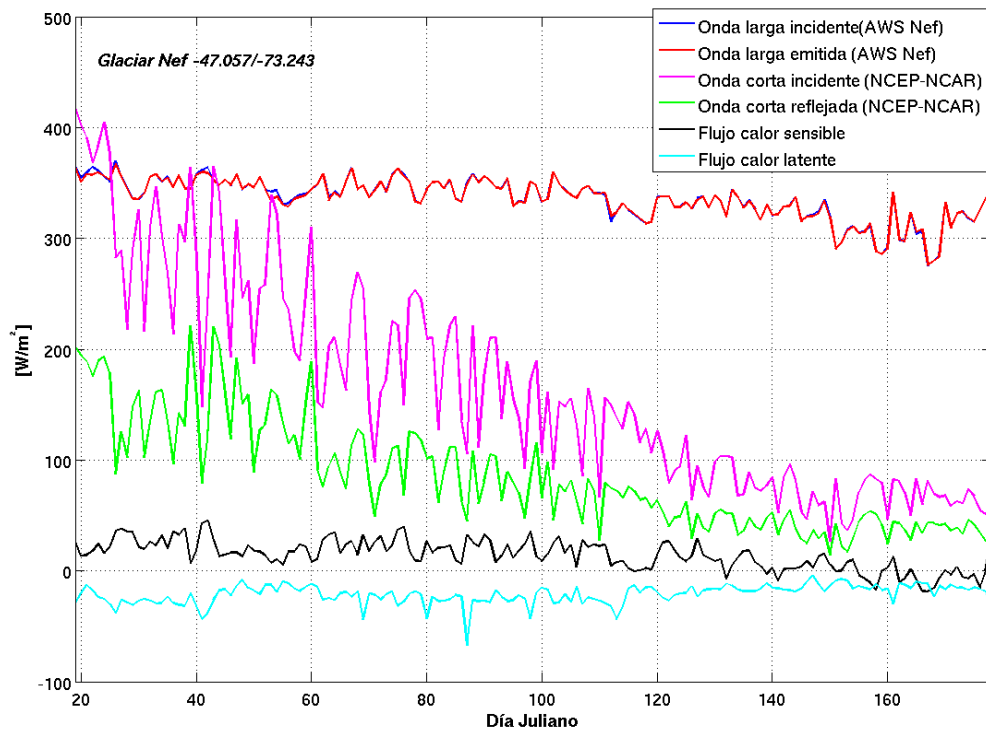


Figura V.38 Componentes del balance de energía observados y estimados para punto en Glaciar Nef.

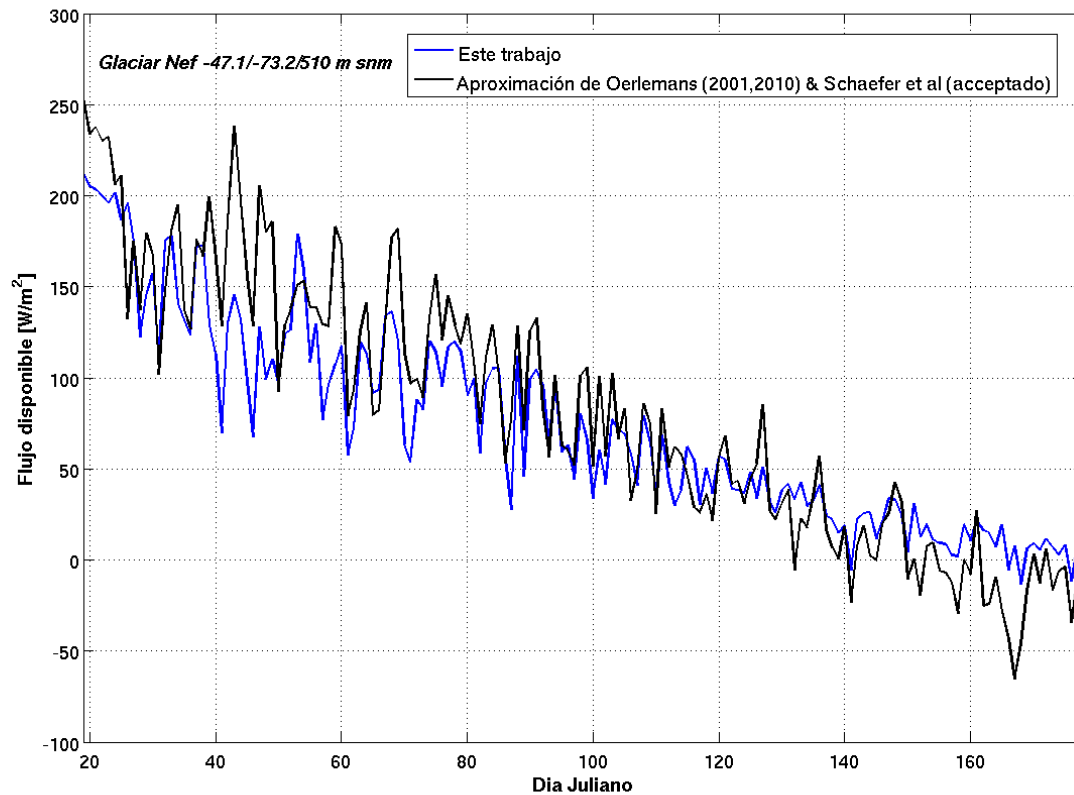


Figura V.39 Flujo total disponible con los dos métodos descritos en sección de Materiales y Métodos.

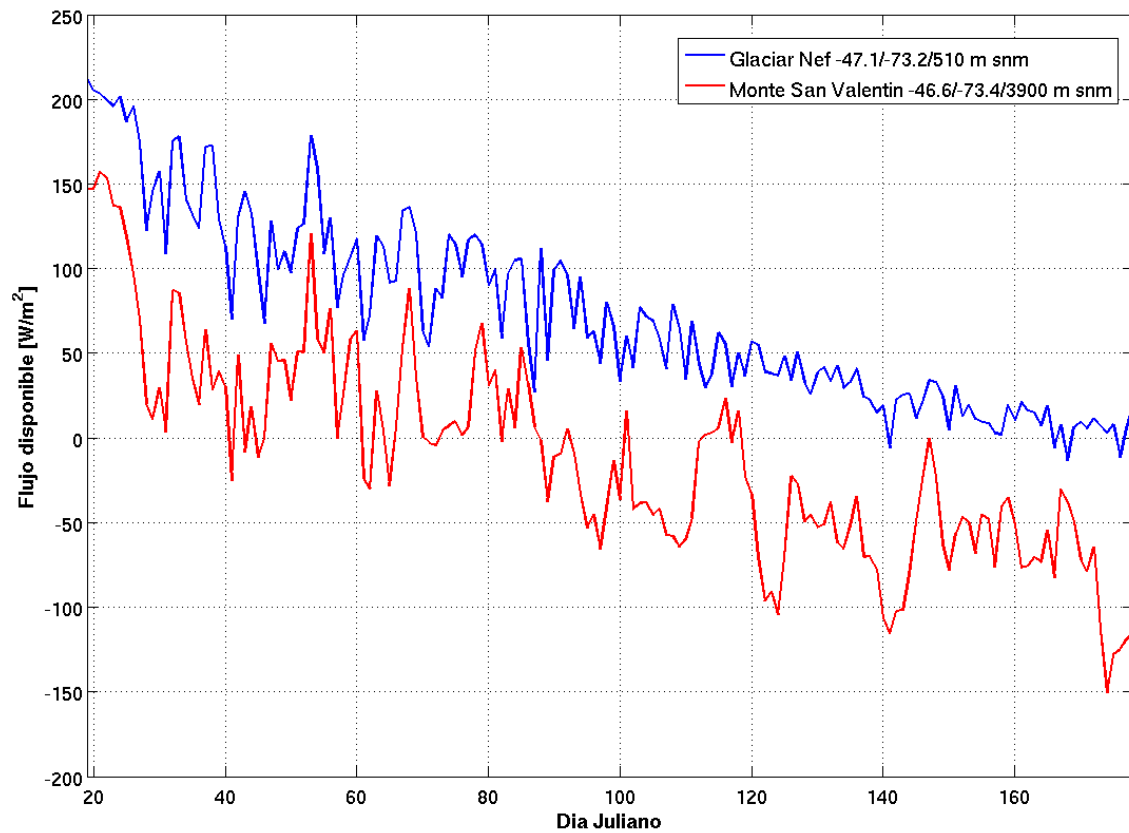


Figura V.40 Flujo total disponible en Glaciar Nef (510 m snm) versus Monte San Valentín (3900 m snm).

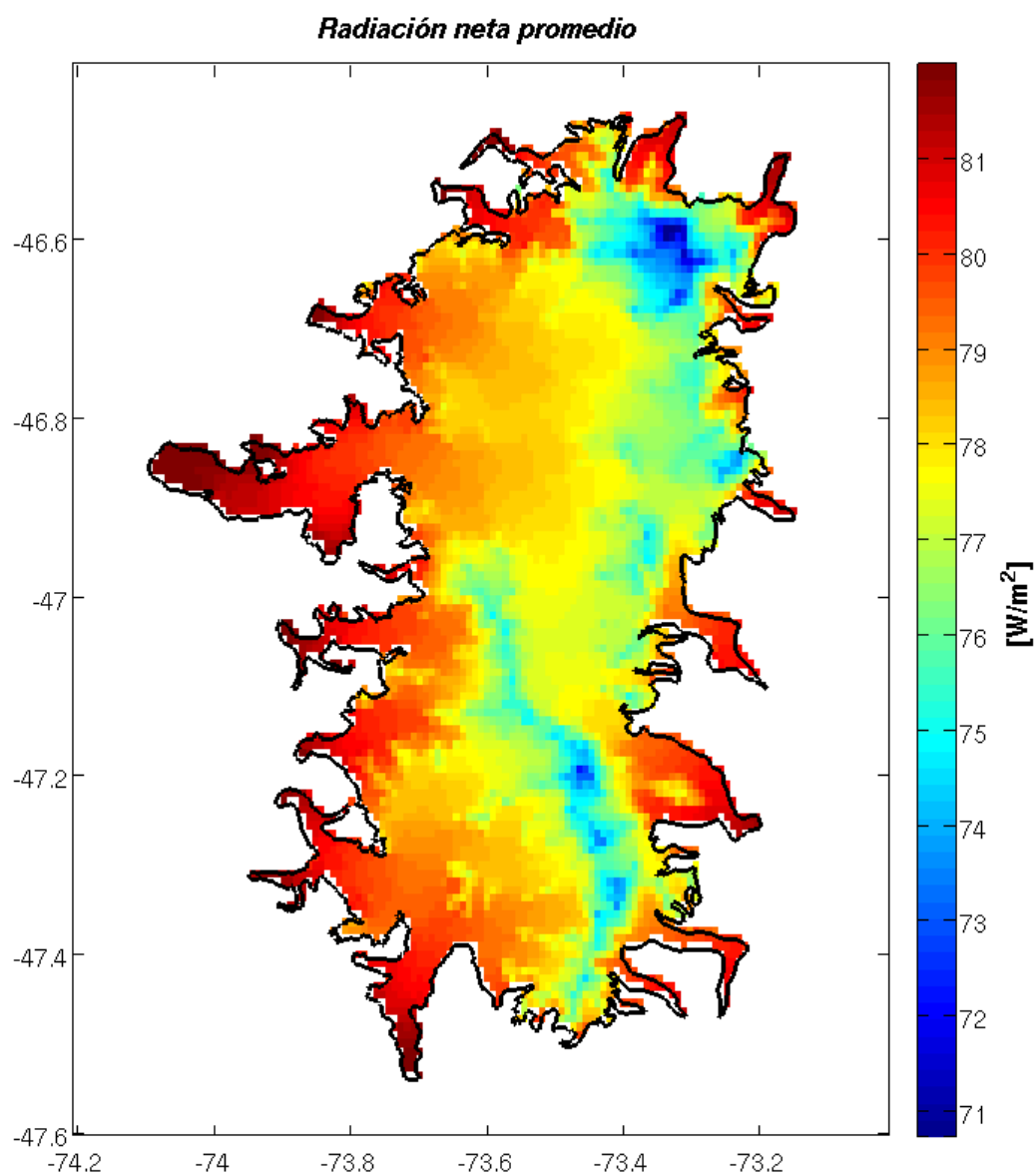


Figura V.41 Radiación neta promedio en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012.

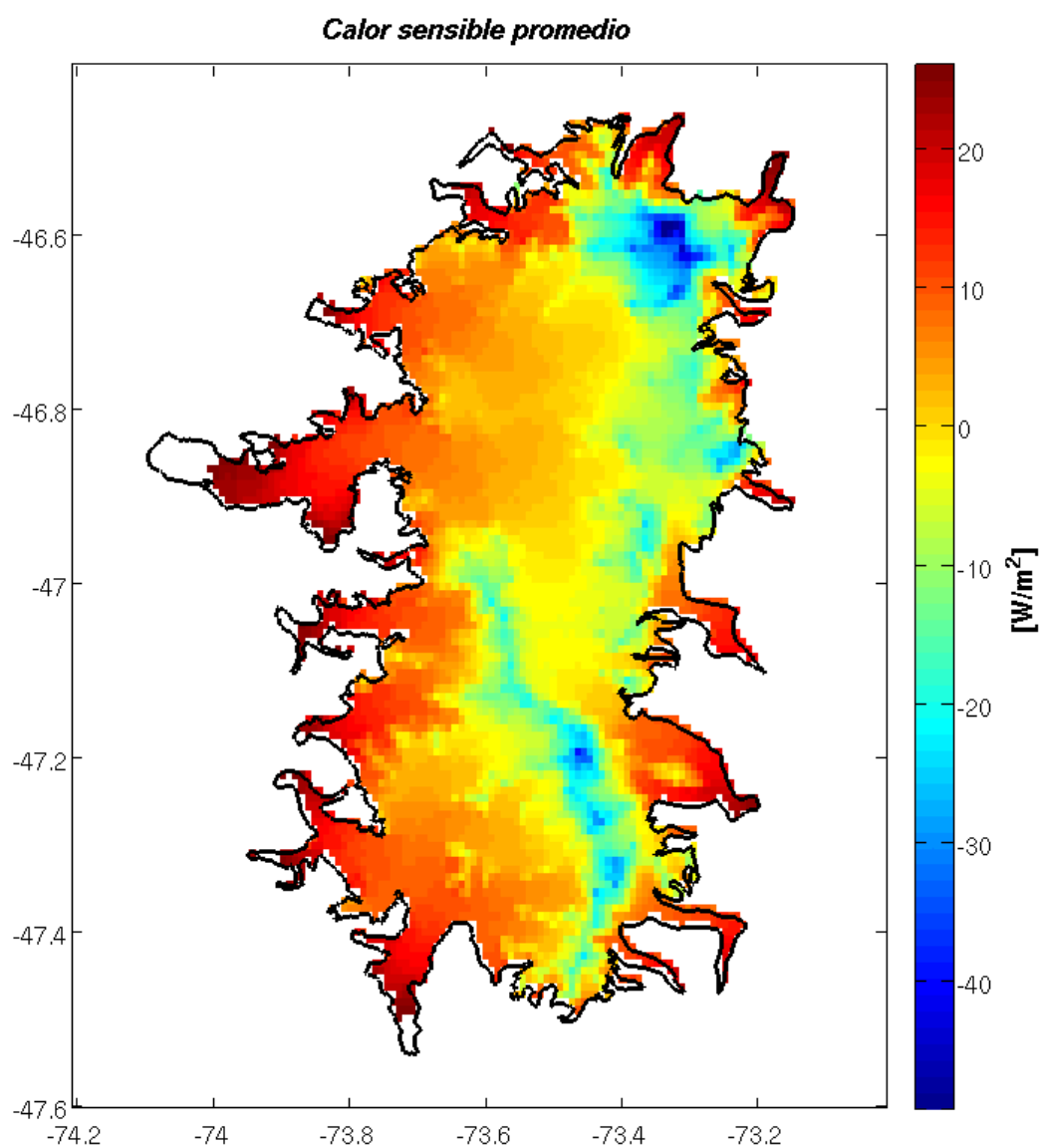


Figura V.42 Calor sensible promedio en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012.

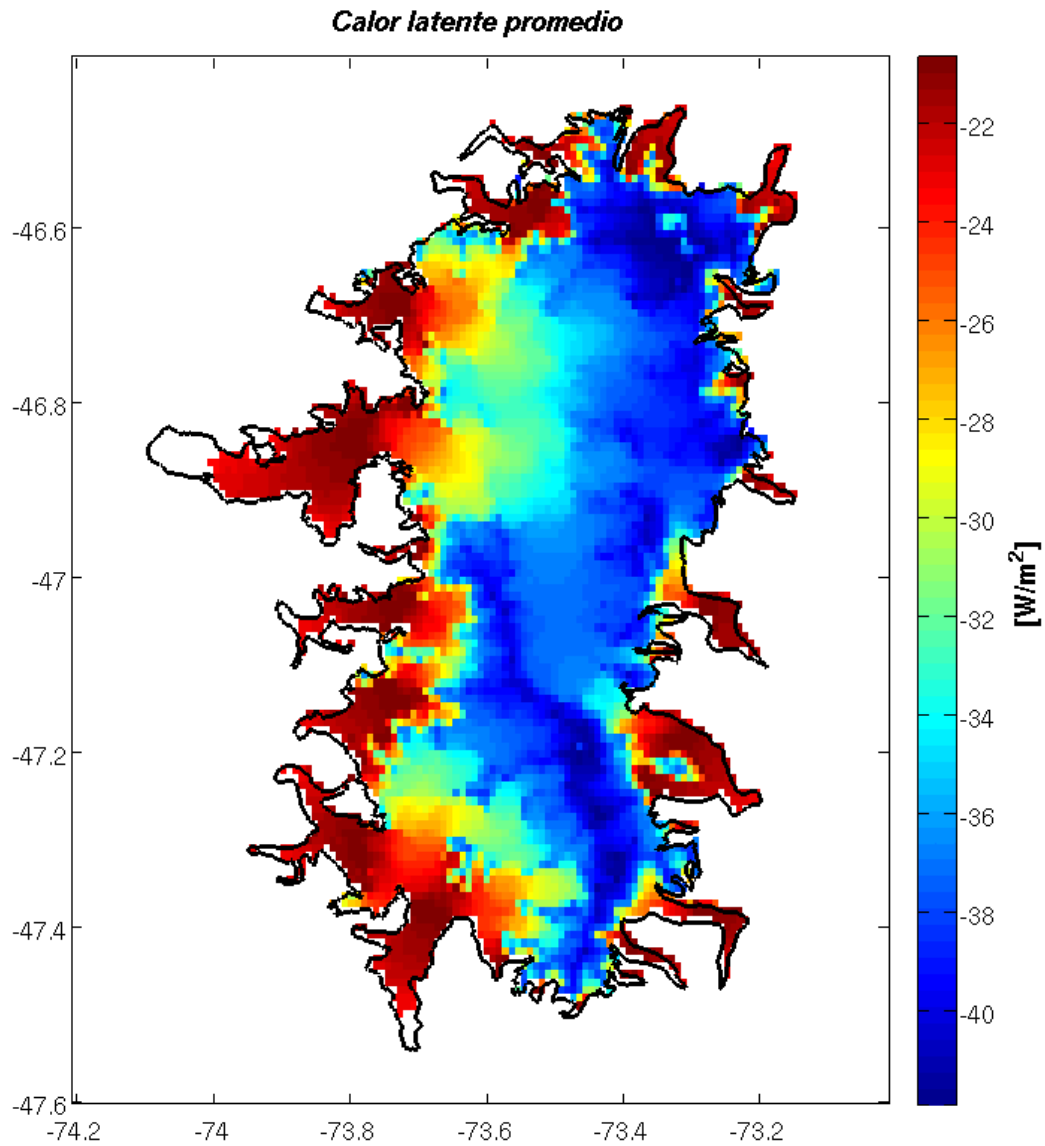


Figura V.43 Calor latente promedio en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012.

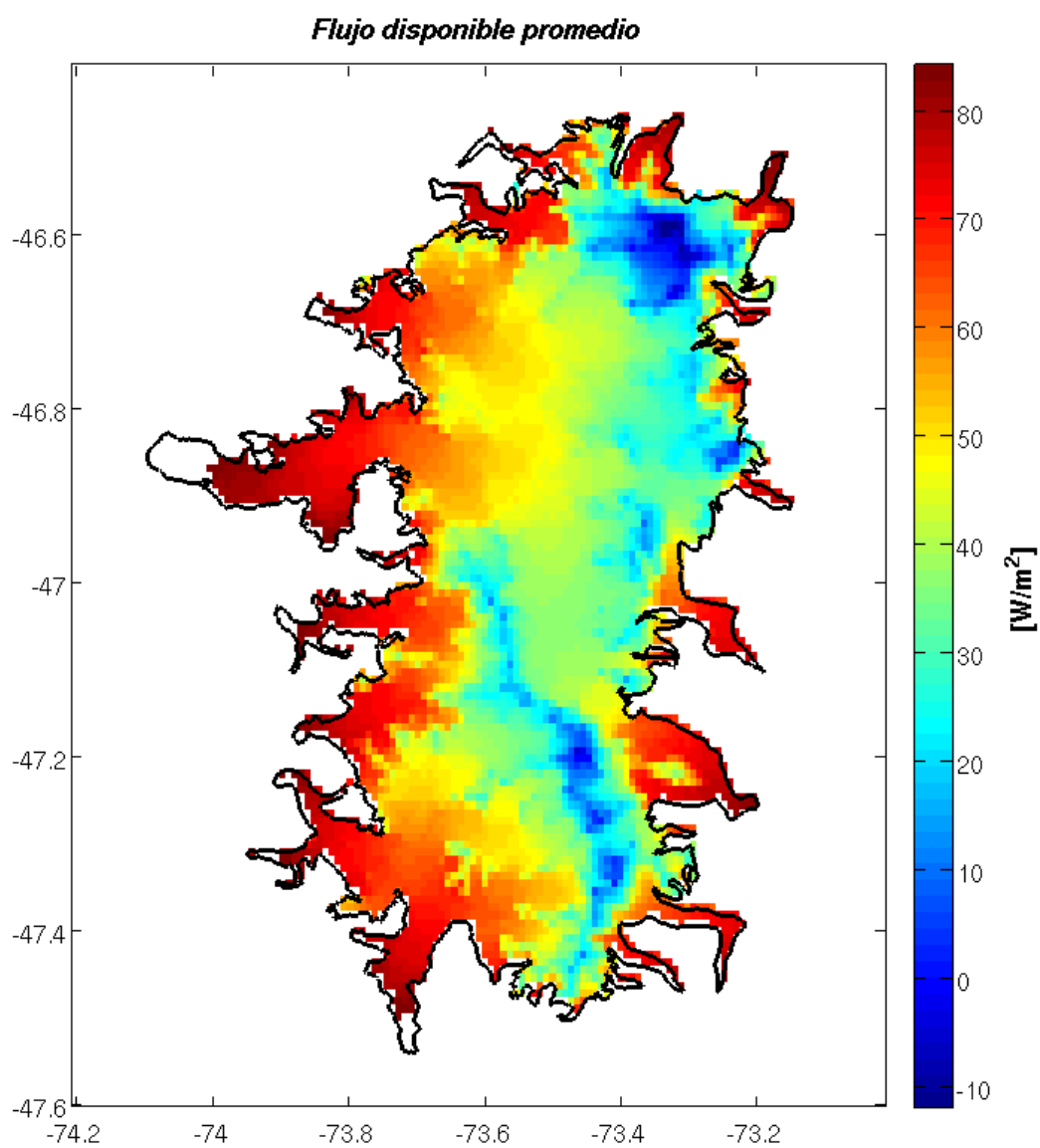


Figura V.44 Flujo total disponible para derretimiento promedio en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012.

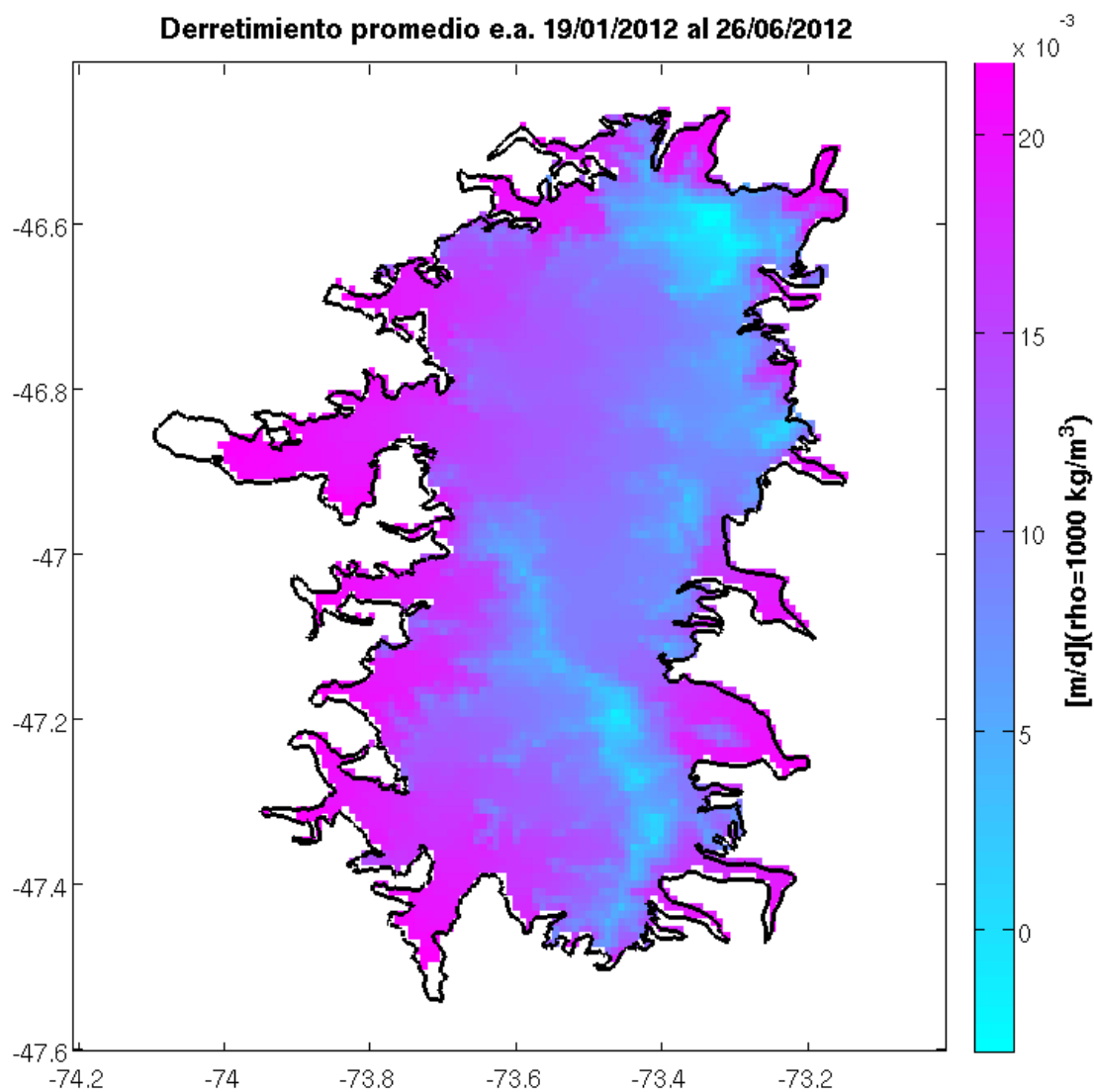


Figura V.45 Derretimiento promedio diario promedio en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012.

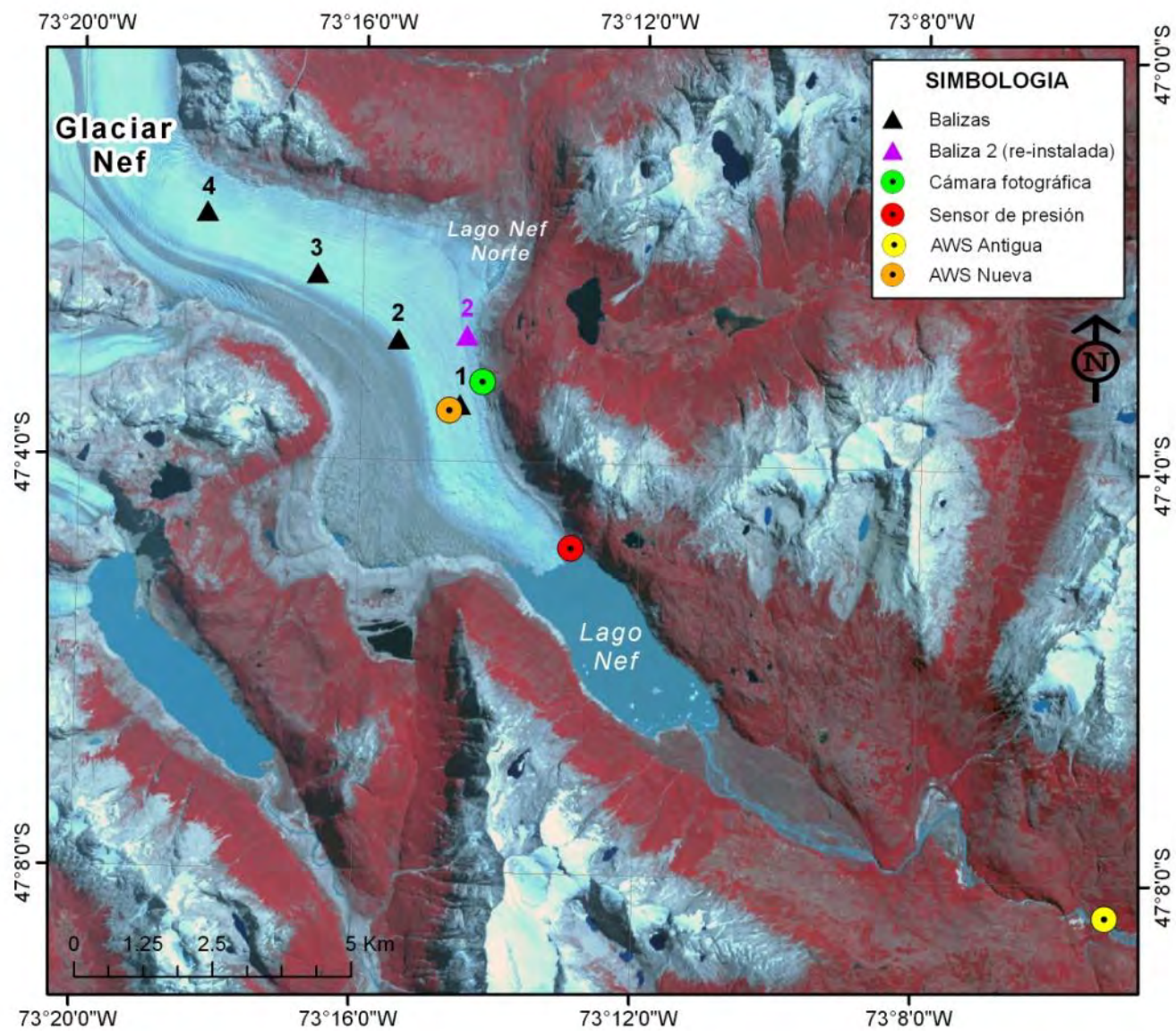


Figura V.46 Localización de balizas y equipos con sensores en el glaciar Nef.

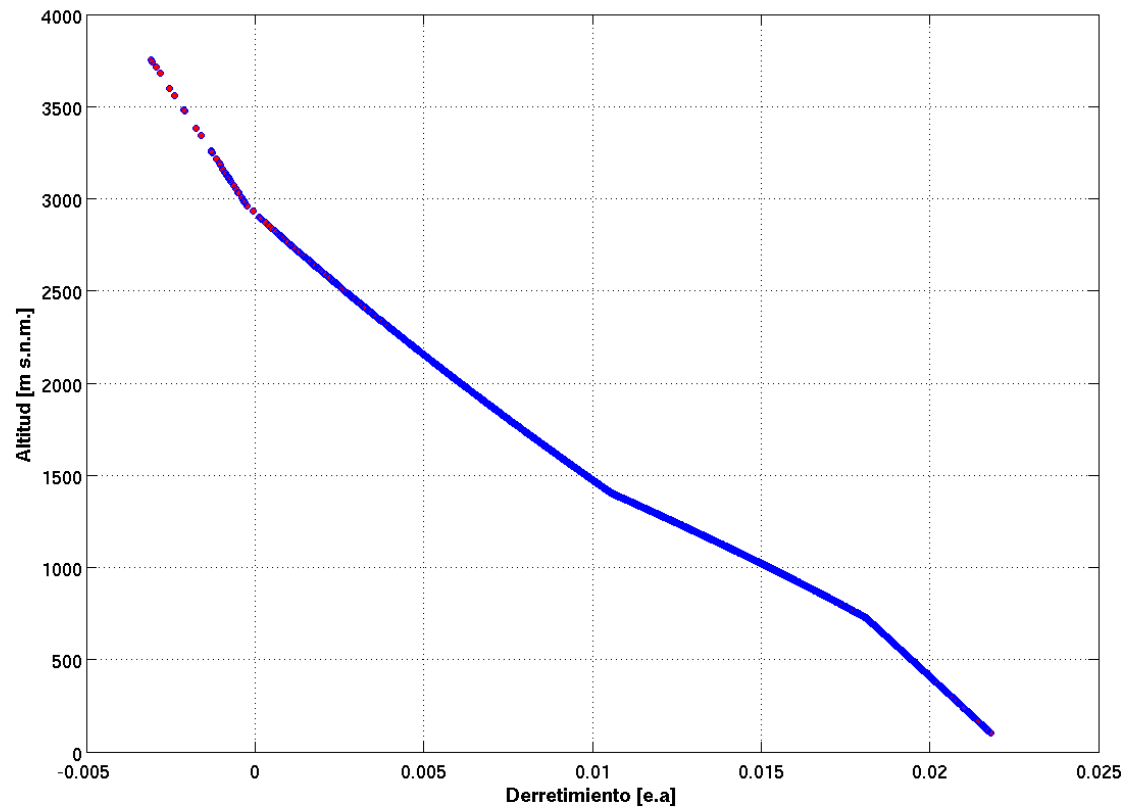


Figura V.47 Derretimiento promedio diario en CHN para el periodo 19 enero 2012 al 26 de junio 2012 versus altura de CHN. Se aprecia gradiente de derretimiento en m d^{-1} e.a. el cual llega con valores positivos hasta altura de 2900 m snm.

CAPÍTULO VI. CALVING

6.1 Resumen

Se presenta el análisis llevado a cabo en este proyecto, que permitió estimar el flujo de desprendimiento de témpanos (*calving*) anual ($\text{km}^3 \text{a}^{-1}$) para los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte (CHN), y una serie de datos glaciológicos e hidrográficos que se emplearon con ese propósito en cada uno de ellos. Se aplicaron ecuaciones clásicas basadas en la entrada de datos tales como la profundidad batimétrica, pendientes, velocidades, densidades y otros. Gran parte de los datos aquí utilizados se descargaron de los sensores e instrumentos que operaron en terreno durante 11 meses de este proyecto (enero-noviembre de 2012), los cuales fueron procesados y analizados en el Laboratorio de Glaciología del CECs. Se analizaron registros de temperatura y nivel de agua, para lo cual se aplicó un análisis de Fourier, con el fin de evaluar una posible relación entre las tasas de desprendimiento de témpanos y las fluctuaciones verticales de marea (San Rafael) o nivel del agua de los lagos respectivos (Nef y Colonia). Si bien este análisis es más procedente en el caso del Glaciar San Rafael dado su desprendimiento en una laguna sometida a fluctuaciones del tipo mareal, la presión hidrostática y las formas erosionales generadas por pequeñas fluctuaciones de nivel de lagos proglaciares, pueden resultar importantes también para glaciares que desprenden en ambientes lacustres. Asumiendo una sección parabólica, el flujo de *calving* anual es de $0.03 \text{ km}^3 \text{a}^{-1}$ para el Glaciar Colonia, $0.08 \text{ km}^3 \text{a}^{-1}$ para el Glaciar Nef y $0.94 \text{ km}^3 \text{a}^{-1}$ para el Glaciar San Rafael. Las velocidades promedio cercanas al frente del Glaciar San Rafael (10.4 m d^{-1}), resultaron superiores en un orden de magnitud a la de los otros glaciares analizados, en parte porque su sección es profunda (aunque anclada al lecho marino) y más abrupta. Los Glaciares Nef y Colonia, en cambio, desaguan en lagos de menor profundidad y sus valores de *calving* son razonables para glaciares que terminan en agua dulce (Skvarca *et al.*, 2002). Los datos de los sensores de presión no permitieron determinar cambios significativos en el nivel de los lagos Nef y Colonia salvo durante los eventos de GLOF, pero se estima que las amplitudes semidiurnas ($< 1 \text{ m}$) detectadas, podrían estar relacionadas con formas erosivas tipo *notch* (Warren *et al.*, 2001) que incidirían en la magnitud y/o frecuencia de desprendimiento. En el Glaciar San Rafael no fue posible determinar una correlación importante entre la temperatura y el nivel del agua asociado a una componente mareal, sin embargo las altas velocidades y el retroceso frontal sugieren que la tasa de *calving* allí obtenida estaría modulada por mareas y condiciones de flotabilidad local.

6.2 Introducción

Los glaciares de Patagonia tienen una contribución globalmente significativa al aumento del nivel del mar (Glasser *et al.*, 2011; Rignot *et al.*, 2003; Rivera *et al.*, 2002b), situación que se refleja en una síntesis mundial de la criósfera que posiciona a esta región en cuarto lugar entre las regiones con balances de masa más negativos a continuación de Alaska y varias islas del Ártico canadiense (Jacobs *et al.*, 2012). Esto se debe a los fuertes retrocesos glaciares experimentados en la zona, siendo algunos ejemplos emblemáticos el O'Higgins (Casassa *et al.*, 1997), San Rafael (Koppes *et al.*, 2006) y Jorge Montt (Rivera *et al.*, 2012), y al sustancial adelgazamiento de las zonas de ablación (Rignot *et al.*, 2003). Rivera *et al.* (2007) reportaron que el CHN perdió más de 140 km^2 sólo en los últimos 30 años, mientras que el área del CHS (Campo de Hielo Sur) ha experimentado reducciones de similares proporciones (Skvarca & De Angelis, 2002). La tendencia al retroceso glaciar, no sólo aquí sino en todo el país, ha sido relacionada con los cambios

climáticos (Rivera *et al.*, 2008; Masiokas *et al.*, 2009) puesto que en numerosas estaciones meteorológicas es posible constatar aumentos en las temperaturas atmosféricas, en especial en altura (Falvey & Garreaud, 2009), y la disminución de las precipitaciones (Rosenblüth *et al.*, 1997; Rosenblüth *et al.*, 1995; Carrasco *et al.*, 2002; Carrasco *et al.*, 2008).

Cabe hacer notar, sin embargo, que más del 90% de los glaciares de la región austral termina en frentes posados en agua (Warren & Aniya, 1999) y pierde masa por la vía del *calving*, proceso definido como “el componente de ablación que consiste en el desprendimiento de fragmentos de hielo desde la margen de un glaciar hacia un lago o agua de mar, llevando a la producción de témpanos” (Cogley *et al.*, 2011). Esta característica de los glaciares de Chile austral entonces, puede gatillar fluctuaciones o comportamientos cíclicos de avances intercalados con retrocesos abruptos, por lo general no asociados al clima (Post *et al.*, 2011) sino más bien a la profundidad y la circulación de las aguas. De hecho, el fenómeno de *calving* en Patagonia ha sido responsable de grandes témpanos amenazando la navegación en lagos patagónicos (Rivera & Casassa, 2004), retrocesos anormalmente altos en cortos períodos de tiempo (Naruse *et al.*, 1995; Casassa *et al.*, 1997; Porter & Santana, 2003) y todo tipo de respuestas exacerbadas en relación a aceleramientos de flujo, adelgazamientos o colapsos repentinos (Aniya *et al.*, 1997; Warren & Aniya, 1999). Asimismo, fenómenos de vaciamientos de lagos embalsados por glaciares (Dusallant *et al.*, 2009), o vaciamiento de canales subglaciales (Barcaza, 1999) y frecuentes avalanchas sugieren una inestabilidad muy particular de los glaciares que experimentan desprendimiento frontal.

Por todo lo anterior, conocer las tasas de *calving* y sus factores gatillantes, tales como velocidad del hielo, espesor, topografía superficial, subglacial, batimetría y las características de la columna de agua y su circulación cerca del frente, son todos factores fundamentales para comprender la evolución reciente de los glaciares y para cuantificar de forma precisa el volumen de hielo perdido y el balance de masa en Patagonia.

Lo primero es distinguir entre los dos tipos de *calving*, vale decir el que se produce en agua dulce o *freshwater calving*, como es el caso de los Glaciares Nef y Colonia los que terminan en lagos pro-glaciales (DGA, 2008), o bien el producido en aguas mareales de fiordos o lagunas llamados en inglés *tidewater calving*, siendo éste el caso del Glaciar San Rafael (Koppes *et al.*, 2010). Esto es relevante porque la literatura glaciológica cita frecuentemente que los glaciares mareales tienen flujos de *calving* mayores que sus homólogos en agua dulce (Warren *et al.*, 1995), aún cuando los fundamentos físicos de lo anterior son de naturaleza multivariada, difícil de parametrizar y de grandes incertidumbres (Benn *et al.*, 2007).

Se sabe con certeza que la profundidad del agua, en cambio, sea de fiordos, lagunas o lagos, influye proporcionalmente al flujo de *calving* (Pelto & Warren, 1991; Skvarka *et al.*, 2002, **Figura VI.1**). De ahí la importancia de realizar mediciones batimétricas en proximidad a glaciares, las que contribuyen a entender los ciclos de retrocesos en una escala temporal de largo plazo, razón por lo cual existen varios estudios que han analizado esta correlación, por ejemplo en los Glaciares San Rafael y Nef (Warren, 1993; Warren *et al.*, 2001; Koppes *et al.*, 2010; Koppes *et al.*, 2011) u otros glaciares (Rivera *et al.*, 2012a). En el caso del Glaciar Colonia, que ha retrocedido recientemente en un lago proglacial somero, no hay datos de profundidad del agua, sin embargo hay algunas estimaciones para el lago Arco, embalsado hasta hace poco por el Colonia. Hasta hoy son prácticamente inexistentes los estudios para medir la tasa de producción de témpanos, aunque destacan los estudios en el propio Glaciar San Rafael (Naruse, 1985; 1987; Kondo & Yamada, 1988; Warren *et al.*, 1995) y en el Glaciar Soler (Yamaguchi *et al.*, 2003). La escasez de datos considerados como básicos para calcular el *calving* es alta, por lo que deben ser extrapolados o estimados con amplios rangos de imprecisión.

En el corto plazo, el mayor control en la dinámica del *calving* lo ejerce el espesor o altura del hielo en exceso de flotación (O’Neel *et al.*, 2003), el que a su vez está muy relacionado con la variación del nivel del agua, que puede generar diversos efectos mecánicos en el hielo tales como torques y tensiones longitudinales (Boyce *et al.*, 2007). Menos se sabe respecto al efecto

modulador de las mareas y los impactos de los cambios hidrográficos en escalas de plazo estacional. Esto se debe a que en muy pocos glaciares se ha logrado medir velocidades, espesores, batimetrías y presión, por nombrar sólo algunos de los parámetros básicos, debido a las habituales limitaciones meteorológicas, de navegación y a la peligrosidad de trabajar en cercanía a zonas de desprendimiento.

El objetivo de este trabajo fue obtener una estimación del flujo de *calving* anual para los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, en el Campo de Hielo Norte, que contribuya a superar este vacío en el conocimiento glaciológico de la región. Diversos datos fueron recolectados con ese propósito durante las campañas glaciológicas realizadas en el año 2012, lográndose valores razonables mediante la aplicación de las ecuaciones más comúnmente usadas en la glaciología actual. Los resultados se analizan en relación a los antecedentes glaciológicos e hidrográficos disponibles, evaluándose las diferencias versus similitudes de los tres glaciares de estudio.

6.3 Objetivos

6.3.1 General

Estimar las tasas de *calving* anual ($\text{km}^3 \text{ a}^{-1}$) para los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia con el fin de contribuir a establecer una línea de base en el conocimiento de los glaciares del Campo de Hielo Norte, caracterizados por su condición frontal desprendente (**Figura VI.2**).

6.3.2 Específicos

- Establecer una posible relación de los flujos de *calving* allí estimados con propiedades físicas de los cuerpos de agua.
- Contrastar diferencias y similitudes en los flujos de los tres glaciares seleccionados.

6.4 Materiales y métodos

6.4.1 Nivel y temperatura del agua

6.4.1.1 Sensores y análisis

Con el objetivo de realizar estas mediciones en la laguna San Rafael y en los lagos Nef y Colonia, se instaló en cada uno de ellos un sensor de presión y uno de temperatura MEAS KPSI 500 (*Measurement Specialties TM*). Estos sensores de presión se incorporaron dentro de tubos metálicos de 3.2 m de largo, mientras que el sensor que registra específicamente la temperatura fue amarrado a éstos con una cuerda, quedando asegurados por dos fijaciones de acero sujetas a las paredes rocosas al borde de los lagos Nef y Colonia (**Figura VI.3 a y b**). En el caso de San Rafael, los sensores quedaron asegurados por tres fijaciones de unos 50 cm en el muelle ubicado en la laguna (**Figura VI.3 c**). Se hicieron varias pruebas para sumergir los sensores, comprobando su normal funcionamiento y evitando daños por golpes o roces con el fondo. El sistema de medición fue alimentado por baterías de 12V 28Ah, reguladores de voltaje SunSaver y paneles solares de 10W. Todos estos componentes además de los DataLoggers Campbell Scientifics CR3000 se fijaron a varios metros por encima del sensor. La **Tabla VI.1** indica la localización de los sensores.

El principio de funcionamiento se basa en la relación lineal que existe entre la altura de la columna de agua sobre el sensor y la presión hidrostática existente en el punto de medición. En los tres casos fue posible obtener datos tanto de variación del nivel del agua como de su temperatura.

Las series de datos de temperaturas y nivel de aguas fueron procesadas para analizar tendencias y funciones o ciclicidades mediante el análisis de Fourier.

6.4.1.2 Campañas de instalación, mantenimiento y descarga

La primera campaña de instalación de sensores se extiende entre el 15 y el 25 de enero de 2012, la cual comprendió los Glaciares Nef y Colonia. Durante ese período fue posible comprobar su correcto funcionamiento y hacer las primeras capturas de datos. En paralelo a esta campaña, entre el 16 y el 22 de enero de 2012 se hizo la campaña para la instalación de los sensores en la laguna San Rafael.

A lo largo del año se realizaron varias visitas a los sitios para comprobar el normal funcionamiento y reparar algunos daños producidos en los sensores, en particular en el que se instaló en el Lago Colonia, el que fue afectado por un incendio. En el mes de junio se realizó la descarga final de datos en la Laguna San Rafael mientras que los Lagos Nef y Colonia se visitaron en abril, mayo, septiembre y finalmente noviembre. Los datos se adquirieron con frecuencia horaria. En el lago Nef se registraron datos desde el 18 de enero hasta el 19 de agosto de 2012 con un total de 5370 datos. En el lago Colonia los datos son de un total de 7122 y se extendieron entre el 17 de enero y el 8 de noviembre de 2012. En la Laguna San Rafael se registraron un total de 2909 datos entre el 21 de enero y el 21 de mayo de 2012.

6.4.2 Flujo de calving

6.4.2.1 Parámetros básicos utilizados

El flujo de *calving* requirió determinar una serie de parámetros que se indican en la **Tabla VI.2**, los que se emplean como entrada en las ecuaciones que se muestran a continuación. Varios de estos parámetros básicos han derivado de los datos capturados durante las campañas terrestres y aerotransportadas realizadas durante el año 2012.

En particular, los datos con el sistema LiDAR permitieron obtener con gran precisión algunos parámetros topográficos tales como los rangos de elevación y las pendientes superficiales. Otros, en cambio, han tenido mayor dificultad en su obtención debido a problemas en el acceso y en el despliegue de los sistemas de medición; esto aplica especialmente al levantamiento de la batimetría de lagos con el sistema ecosonar, el que por ejemplo fue imposible de implementar en el caso del lago Colonia y Nef debido a la gran cantidad de témpanos que allí se encontraban durante las tres campañas que se llevaron a cabo para estos propósitos, períodos en los cuales también se detectó congelamiento del agua cerca de los frentes, impidiendo el ingreso con botes o kayacs para la medición batimétrica. Para la sección se requería conocer el espesor total del hielo en el frente, dato que también es muy limitado por las condiciones de fuerte agrietamiento en la zona de *calving*, las que producen reflexiones indeseadas en las señales de radar. Por ello, la sección es estimada a partir de los datos de batimetría (donde estaban disponibles) y una aproximación observacional de altura de la pared de hielo sobre el nivel del agua. Los cambios de posición del frente son fácilmente estimados de imágenes disponibles en los glaciares mientras que las velocidades se obtuvieron a partir de los registros fotográficos de las cámaras apuntando a los glaciares en ángulo perpendicular a su flujo. Los restantes parámetros son teóricos, principalmente, y se encuentran indicados debidamente en la **Tabla VI.2**.

6.4.2.2 Ecuaciones

En este trabajo, se adopta la aproximación denominada *Shallow-Ice Approximation* de acuerdo a las características temperadas del hielo que se encuentra en Patagonia. Una descripción física detallada de esta aproximación se encuentra en Cuffey & Paterson (2010).

En base a las velocidades superficiales y esta aproximación, la velocidad en el frente del glaciar promediada en profundidad (o velocidad en la sección), U_i , se calculó en base a la siguiente ecuación:

$$U_i = V_i - 0.1A(\rho_i g \sin \theta)^3 H^4 \quad (\text{VI.1})$$

Donde V_i es la velocidad promedio superficial (m d^{-1}) obtenida de fotografías terrestres; A es el parámetro de "creep", o deformación del hielo, material que se comporta como un cuerpo visco-elástico cuando se le aplica tensión o fuerza. El valor usualmente recomendado para el parámetro A en hielo temperado es de $2.4 \times 10^{-24} \text{ s}^{-1} \text{ Pa}^{-3}$ (Cuffey & Patterson, 2010). Se asume la densidad del hielo, ρ_i , con un valor teórico de 900 kg/m^3 (Paterson, 1994); g es aceleración gravitacional (9.8 ms^{-2}); θ es la pendiente superficial del frente de hielo, obtenida de los datos LiDAR y H es el espesor total de hielo (m) obtenido con radar empleado en este proyecto. Considerando que no hay flotación del hielo, el espesor es equivalente a la profundidad del agua más la altura del hielo sobre el nivel del agua, asumiendo que el derretimiento en la pared del glaciar es de menor importancia (Skvarca *et al.*, 2002).

La tasa o velocidad de *calving*, U_c , se calculó en base a la ecuación (VI.2):

$$df = U_i - U_c \quad (\text{VI.2})$$

Donde U_i es la velocidad promedio en la sección (m d^{-1}), df es el cambio de posición frontal (md^{-1}) en el tiempo obtenido de imágenes, sensores remotos y el uso de Sistemas Información Geográfica (SIG). El error del método es la longitud del vector que separa dos posiciones frontales multiplicado por el tamaño de píxel (Williams *et al.*, 1997), considerándose como el peor escenario en la determinación del cambio frontal.

A partir de la velocidad de *calving* (m d^{-1}), se calculó el flujo de *calving*, c , ($\text{km}^3 \text{ a}^{-1}$) usando la ecuación (VI.3) y extrapolando el resultado a un año calendario:

$$c = U_c L H \quad (\text{VI.3})$$

Para relacionar estos valores con la profundidad de la laguna o de los lagos, se estimó el espesor de hielo en exceso de flotación, F , con la ecuación (VI.4):

$$F = (H + W) - W \rho_s / \rho_i \quad (\text{VI.4})$$

El valor F representa el espesor del hielo por debajo del cual el frente del glaciar alcanza un estado de flotación.

Para los cálculos de *calving*, se tomaron en cuenta dos tipos de configuración morfológica del frente: parabólico o rectangular. El factor morfológico, F_s , (*shape factor*) se calculó en base a la ecuación (VI.5):

$$F_s = \frac{2}{\pi} \arctan \left(\frac{W}{2H} \right) \quad (\text{VI.5})$$

Donde W es el ancho del glaciar y H es el espesor (ambos en m).

6.5 Resultados

6.5.1 Glaciar San Rafael

6.5.1.1 Temperatura y nivel de agua

La serie obtenida para la temperatura del agua indica que el sensor funcionó bien durante la toma de datos entre los meses de enero y mayo, mostrando valores razonables para ese período, los que fluctuaron aproximadamente entre los 6° y 13°C, y los valores máximos registrados a mediados de verano. En el registro se advierte claramente la tendencia al descenso a partir del fin del verano. Los máximos diarios se dan según lo esperable, a media tarde, luego que se ha alcanzado la máxima insolación y absorción de la radiación por el agua, entre las 15:00 y las 18:00 horas. No obstante, se identifican otros *peaks* poco usuales en horarios nocturnos (por ejemplo a las 23:00 hrs y uno específicamente a las 2:00 hrs los días 20 de febrero y 1 de marzo), los que no comprometen la tendencia general. Se observó que el día 11 de marzo hubo un *peak* a las 3:00 horas con 9.9 °C de temperatura y otro a las 17:00 hrs con 8.8 °C. Se logra identificar algunos tramos caracterizados por la intercalación de los máximos día por medio, particularmente entre el 21 de enero y el 15 de febrero, los que probablemente forman parte de su natural variabilidad. El registro de temperatura del agua se muestra en la **Figura VI.4**.

La **Figura VI.5** representa el registro obtenido con el sensor de presión de agua en igual período al de los datos temperatura. Este análisis es muy relevante puesto que el Glaciar San Rafael se desprende en una laguna de tipo mareal, conectada al océano abierto mediante un canal que conduce al Estero Elefantes. Por tanto, esta laguna experimenta fluctuaciones de nivel y cambios en sus propiedades físicas asociados a la entrada periódica de agua de mar mediante esta vía de comunicación. Para determinar el nivel de agua sin efectos de la marea, debió restarse los datos de marea del SHOA a los datos del sensor de presión, usando como puerto patrón Bahía Orange (46° 40' S / 74° 01' W). En base a lo anterior, se realizó un ajuste de hora de +1h 10 m para la pleamar y de +1h 30 m para la bajamar, mientras que el ajuste de altura fue de -0.34 m para la pleamar y de -0.24 m para la bajamar (**Figura VI.6**). Esta resta mostró un desfase que debió ajustarse nuevamente, haciendo de esta manera coincidir las pleamares con las máximas del sensor.

En la **Figura VI.7** están representados tres series de datos en un segmento específico de algunos días del verano a partir del 21 de enero: el nivel de agua proveniente del sensor, el de la serie SHOA en Bahía Orange y el residual (curva azul) entre ambos. De este residual se desprende una evidente ciclicidad, si bien con algunos pocos desfases temporales respecto a los datos, pero que claramente está asociada a la marea. Lo anterior implica que la modelación mareal en la Laguna San Rafael en base a Bahía Orange no es satisfactoria y que el ajuste de las amplitudes no está del todo resuelto.

6.5.1.2 Análisis de Fourier

En la medición de temperatura del aire, se utilizaron los datos de la estación meteorológica dispuesta por la Dirección General de Aguas (DGA) en la zona del Glaciar San Rafael (46°38'19.06" S y 73°52'20.14" O, 0 m snm), la que se encuentra localizada al lado del sensor de nivel del agua. Este registro está representado en la **Figura VI.8**, que muestra una evolución con algunas similitudes al de las temperaturas de la laguna en igual período de tiempo. Se encuentra caracterizado por el descenso de varios grados entre mediados de verano y mediados del otoño, pero además mostrando un período con fluctuaciones de escala intramensual muy significativo durante abril.

En el análisis de espectros de amplitudes que se ilustra en la **Figura VI.9** se advierten algunos *peaks* sobresalientes tanto en los datos de temperaturas atmosféricas como en las temperaturas y nivel de la laguna. Específicamente, la temperatura atmosférica (negro) muestra frecuencias de 24 horas; no así en el caso de las temperaturas de la laguna (rojo) cuyos *peaks* de mayor amplitud se encuentran con una frecuencia de 4 días y que de tal manera sugieren la natural resiliencia del agua en la variabilidad de las temperaturas y otras variables físicas, sea asociadas o no a la entrada de agua marina. En relación al nivel del agua (azul) se encontró una frecuencia mayor en ciclos de 12 horas, eventualmente asociables a una componente mareal diurna, si bien se detectan otros *peaks*, aunque secundarios, de frecuencias de 24 y 26 horas.

No se logró detectar una correlación importante entre los datos de temperatura y el nivel o altura de la laguna, lo que hubiera dado un indicador robusto del efecto mareal. Este resultado no es verdaderamente sorprendente dado que el efecto de la marea pudiera no haber sido completamente removido o bien el nivel de agua (residual) está respondiendo a otros procesos, fuera de la amplitud mareal, que pudieran estar ocurriendo en la columna de agua.

6.5.1.3 Flujo de calving

Gracias a que el frente del Glaciar San Rafael ha sido posicionado en numerosas fechas desde fines del siglo XIX, fue posible tener los cambios a partir del análisis de imágenes satelitales LANDSAT y ASTER y datos históricos. Para este proyecto, se seleccionaron los años 2003 y 2007 por la disponibilidad de buenas imágenes de estos sensores, en los que fueron mapeados el frente del glaciar. El rango de elevación de la parte próxima al frente fue extraída de modelos de elevación ya existentes, principalmente SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) y LiDAR. La profundidad del agua proviene de la batimetría obtenida por Koppes *et al.* (2010), mientras que las velocidades superficiales se basan en Maas *et al.* (2010) y en los datos obtenidos durante este trabajo.

Si se aplica una sección de tipo parabólica, más adecuada para la geometría del glaciar, el flujo de *calving* resultante es de $0.94 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. Esta tasa aumenta a $1.11 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ al aplicar una sección batimétrica rectangular (**Tabla VI.3**). Los valores resultantes eran esperables, dado las altas velocidades que presenta el glaciar y su retroceso. Existen dos condiciones que afectarían su flotabilidad: la profundidad de la laguna ($> 150 \text{ m}$) y el gradiente de densidad entre el agua de mar y la pared frontal del hielo.

6.5.2 Glaciar Nef

6.5.2.1 Temperatura y nivel del agua

Las temperaturas del Lago Nef muestran un ciclo diario caracterizado por mínimos entre las 4:00 y las 8:00 hrs y máximos entre las 15:00 y las 18:00 hrs. Se observa una disminución abrupta en la temperatura a partir del 22 de febrero, alcanzando el mínimo el día 23 de febrero a las 13:00 horas. A partir de este valor extremo, la serie retoma su comportamiento habitual. Sin embargo, el 1 de marzo, al parecer por una falla en el sensor, se tiene un período de toma de datos erróneos puesto que la temperatura se mantiene constante a $0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ por 534 horas, es decir durante unos 22 días (**Figura VI.10**). El 23 de marzo a las 23:00 hrs el sensor vuelve a funcionar de una manera correcta en que los ciclos diarios presentan los máximos a media tarde, con un valor promedio de 2.3°C y los mínimos en las madrugadas-mañanas. El 3 de agosto, los datos muestran una caída importante en la temperatura. Este comportamiento comienza a las 18:00 hrs y a las 8:00 hrs del día siguiente la temperatura había alcanzado los $-7.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Esta temperatura da las condiciones propicias para la congelación de las aguas del lago. La temperaturas con

posterioridad a estos mínimos no superan los 0°C, lo que es razonable dado el período de mediciones en medio de la estación de invierno, donde los máximos diarios de la primera parte de la serie dan paso a máximos de frecuencias más largas.

Debido a las fallas del sensor de presión, las que se ven reflejadas en la curva de nivel de agua del lago (**Figura VI.10**), se han dividido los datos de estas mediciones en tres segmentos.

En un primer segmento, correspondiente a las primeras 6 semanas de medición del sensor, los datos presentan una ciclicidad considerada normal, sin discontinuidades ni datos espurios (**Figura VI.11**). El nivel del agua muestra una oscilación diaria más atenuada y la variabilidad de la penúltima semana no es totalmente coincidente respecto de las temperaturas, pero la relación entre ambas variables es muy razonable.

El segundo segmento está comprendido entre el 1 de marzo y el 4 de junio. A partir del 1 de marzo a las 16:00 hrs dejan de tomar datos tanto el sensor de presión como el de temperatura. Esta situación se mantuvo hasta el 23 de marzo a las 22:00 hrs. El sensor de presión continúa sugiriendo una falla de funcionamiento, debido a que los datos son levemente inferiores a "cero". De haber funcionado en forma correcta, este valor implicaría que el sensor quedó sobre el nivel del lago, pero resulta que los datos de temperatura del agua se registraron en forma normal (**Figura VI.12**).

El tercer segmento transcurre entre el 4 de junio y el 29 de agosto. Los valores de nivel de agua oscilan en valores en torno a "cero" (**Figura VI.13**). Sin embargo, este comportamiento dio la impresión que el sensor había sufrido algún tipo de desperfecto o había experimentado una pérdida de su nivel de referencia u "offset". Una alternativa es el simple desfase de los niveles realmente medidos, pero no el comportamiento de la curva, sin embargo su rectificación no fue posible de realizar y sumado a las lagunas de datos, también encontradas en este segmento, impidieron avanzar con el análisis.

En síntesis, dado los problemas técnicos y como resultado, la discontinuidad de datos confiables, no hay evidencia suficiente que indique cambios sustanciales del nivel del agua en el período de análisis.

6.5.2.2 Análisis de Fourier

En base al análisis de Fourier del espectro de frecuencias de los datos, se advierte una ciclicidad de 24 horas en el caso de la temperatura del agua (**Figura VI.14**) que es verificada en los registros útiles de esta serie. El nivel del agua también muestra ciclicidades cercanas a las 24 horas además de otras menores de rango semanal.

La amplitud de nivel obtenida, en el orden de 0.5 m para ciclos diarios o semidiarios, y de unos 2 m en el período total podrían ser la causal de formas erosionales tipo "notch (*thermo erosional features*)" que han sido descritas con anterioridad para este glaciar por Warren *et al.* (2001).

6.5.2.3 Flujo de calving

El lago Nef experimentó períodos con fuerte congelamiento en el año 2012, lo que imposibilitó medir la batimetría que se requiere conocer para este cálculo. Por ello, se usó una aproximación batimétrica (**Figura VI.15**) elaborada por Warren *et al.*, (2011). Los datos de elevación provienen de la misión LiDAR realizada por el CECs en el invierno de 2011, mientras que los datos de velocidad son basados en nuestras propias mediciones y su comparación con Willis *et al.* (2012). La longitud de los frentes y los cambios frontales fueron derivados de imágenes satelitales LANDSAT (2001-2010) con métodos similares a los ya descritos para San Rafael.

Usando una sección parabólica, el Glaciar Nef produce un flujo de 0.22 km³ a⁻¹ o bien, un flujo de 0.26 km³ a⁻¹ si se adopta una sección rectangular (**Tabla VI.4**). Estos resultados tienen valores ligeramente mayores a los 0.2 km³a⁻¹ modelados por Warren *et al.* (2001) y resultan

razonables dada una serie de características del glaciar, entre ellas su morfología frontal y la naturaleza proglaciar de las aguas donde hace su desprendimiento.

6.5.3 Glaciar Colonia

6.5.3.1 Temperatura y nivel del agua

El sensor de temperatura funcionó correctamente durante el período de mediciones entre enero y mayo de 2012, salvo algunos pequeños errores en la hora y fecha que obligaron a realizar un ajuste en forma manual. En general, los valores máximos se dan entre las 13:00 y las 18:00 hrs en promedio, mientras que los *peaks* de mínimas presentaron mayor dispersión horaria, encontrándose a las 00:00 hrs, 2:00 hrs y 8:00 hrs. Se aprecia una tendencia ligera de disminución de las temperaturas al finalizar el verano (**Figura VI.16**).

En este primer período, el sensor de nivel de agua tuvo un normal funcionamiento, mostrando en su totalidad una tenue disminución. Superpuestos a esta tendencia general, se advierten dos *peaks* máximos muy sobresalientes explicados por los eventos de GLOF ocurridos en el Lago Cachet II, embalsado por el Glaciar Colonia, durante el período de medición de los sensores (**Figura VI.17**). El primer *peak* se observó el 26 de enero a las 22:00 hrs con un nivel de 9.6 m de altura (7.6 m sobre el nivel pre-existente a la generación del GLOF), el que también había podido reconocerse en el descenso de la temperatura del agua en esa fecha. El segundo GLOF se registró el día 1 de abril iniciándose a las 5:00 AM, cuando la altura del agua alcanzó un máximo de 9.6 m a partir de un nivel base de 1 m, indicando con ello, la mayor magnitud respecto del evento del mes de Enero, si bien el descenso de la temperatura del agua no es tan evidente. Estos eventos son los responsables de altísimos niveles que persistieron por alrededor de 16 horas (8 horas antes del suceso y 8 horas después de ocurrido). Una actualización de los datos en este lago muestra el gran descenso que experimentaron las temperaturas a partir del inicio del invierno y el ascenso de ellas hacia el final de este registro, durante mediados de primavera. El nivel del lago tiene fluctuaciones, pero no se detecta una tendencia. Tampoco es visible el evento GLOF que afectó al Lago Cachet a principios de noviembre (**Figura VI.18**).

En síntesis, los datos del sensor de presión no permitieron determinar cambios significativos en el nivel del agua salvo durante los eventos de GLOF.

6.5.3.2 Análisis de Fourier

Lo más destacado es la identificación de ciclos de 12 y 24 horas para el caso de la temperatura del agua, mientras que el nivel del agua mostró ciclicidades de 28 y 37 horas. Los cambios del nivel del agua sin considerar los eventos GLOF tienen amplitudes diarias similares a las del Lago Nef las que también podrían encontrarse asociadas a la formación de un *notch*, si bien no se conocen estudios que lo hayan reportado en este glaciar. El análisis de espectro de amplitudes en el período enero-mayo, de lo cual deriva el análisis anterior, se encuentra en la **Figura VI.19**. Este análisis se actualizó con el registro de los datos hasta el mes de noviembre que se descargaron en la última campaña, indicando amplitudes similares (**Figura VI.20**).

6.5.3.3 Flujo de calving

Para el Lago Colonia se han usado los datos de elevación SRTM y LiDAR de Agosto de 2011, mientras que los datos de velocidad son basados en nuestras propias mediciones. La longitud de los frentes y los cambios frontales fueron derivados de forma similar que en los glaciares anteriores. Se asumió una profundidad del lago baja, coincidente con los mapeos previos de la zona (Harrison & Winchester, 2000). No se pudo medir la batimetría en las campañas que se

hicieron específicamente para este propósito, porque en todos los casos el lago proglacial estaba repleto de témpanos, en un caso porque ocurrió un GLOF durante la campaña, y en dos casos restantes porque el lago estaba congelado.

Usando una sección parabólica, el flujo de *calving* del Glaciar Colonia es de $0.03 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. Si se adopta una sección rectangular, el resultado es idéntico (**Tabla VI.5**). Nuevamente, valores de *calving* de esta magnitud están en el rango de lo esperable para frentes que desprenden en agua fresca y de baja profundidad.

6.6 Discusión

La estimación del *calving* de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia se basó en la aplicación de ecuaciones que incorporaron la entrada de numerosos datos topográficos, hidrográficos y glaciodinámicos obtenidos en su mayoría en terreno y luego procesados y analizados en laboratorio. Se consideró importante analizar las características de temperaturas y altura de los tres cuerpos de agua donde desprenden estos glaciares, dado el evidente efecto que estas condiciones pueden llegar a tener en la magnitud y frecuencia de los eventos de *calving*.

El flujo de *calving* más alto se obtuvo en San Rafael ($0.94 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$), glaciar que termina con su frente posado en una laguna sometida a fluctuaciones del tipo mareal. Esta tasa de desprendimiento está principalmente explicada por las altas velocidades que exhibe el glaciar, las cuales son de un orden de magnitud superior a las de sus homólogos en agua dulce (Nef y Colonia), y a una sección batimétrica más profunda y abrupta, pero no flotante. El hecho de que el valor de *calving* aquí obtenido sea de un nivel similar al de otros autores como Koppes *et al.* (2011) de $0.73\text{-}2.6 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ y Warren & Aniya (1999) de $1.4\text{-}2.0 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ hacen suponer que la estimación aquí realizada fue exitosa.

Las altas velocidades y el retroceso frontal de este glaciar serían sugerentes de una eventual modulación de la tasa de *calving* por mareas y condiciones de flotabilidad asociadas tanto a la profundidad de la laguna ($> 150 \text{ m}$) como a los contrastes de densidad entre el agua y el hielo que está en contacto con ella. En San Rafael, sin embargo, no fue posible determinar una correlación importante entre la temperatura y el nivel del agua asociado a una componente mareal.

Esto obedecería a que la modelación mareal en la laguna en base a su puerto patrón no fue satisfactoria o también a que el ajuste de las amplitudes no fue el más eficiente. Si el ajuste hubiera sido pleno al descartar la influencia de las mareas, el residual esperado sería el del nivel del agua "real" asociado, por ejemplo, con ciclos diarios de temperatura, los que podrían determinar gradientes de presión según donde se localicen las aguas más cálidas o más frías. Otra alternativa posible de residual a mitad-fines de verano podría estar asociada a descargas de derretimiento proveniente del glaciar. Esto último es naturalmente muy difícil de comprobar y es necesario realizar nuevas mediciones o estimaciones que incorporen el derretimiento subacuático.

Por lo tanto, este resultado no es verdaderamente sorprendente dado que los cambios de nivel de la laguna pueden obedecer a otros factores además de la amplitud mareal. Ya se mencionaron los ciclos diurnos propios de las temperaturas, a los que pueden agregarse los cambios producidos por flujos turbulentos, si bien éstos son más repentinos, o procesos de surgencia de aguas sub-superficiales y polinias, sean todos estos asociados o no a los propios eventos de *calving*. En síntesis, con los datos disponibles hay una discreta relación entre los cambios mareales y la actividad de *calving* del San Rafael.

Los Glaciares Nef y Colonia, en cambio, desaguan en lagos de menor profundidad y sus valores de *calving* son razonables para glaciares que terminan en agua dulce. Una comparación de tasas de *calving* tanto en aguas mareales como lacustres (Skvarca *et al.*, 2002) avala lo anterior. Los datos de los sensores de presión no permitieron determinar cambios significativos en el nivel

de estos lagos salvo durante los eventos de GLOF, pero las amplitudes < 1 m podrían estar relacionadas con formas termo-erosivas tipo *notch* que han sido descritas anteriormente en el Nef (Warren *et al.*, 2001). Estas formas incidirían en la magnitud y/o frecuencia de desprendimiento.

6.7 Conclusiones

En el trabajo aquí realizado fue posible hacer una aproximación razonable de los flujos de *calving* de tres glaciares muy representativos de la zona occidental y zona oriental del Campo de Hielo Norte, analizando el contexto morfológico general de los frentes y las características físicas más relevantes de las aguas donde se producen dichos desprendimientos.

La aproximación utilizada se basó en numerosos datos y observaciones de las campañas terrestres y aerotransportadas que se realizaron en el año 2012 además de antecedentes de otros autores y diversos parámetros teóricos.

La asociación no satisfactoria de flujos de *calving* elevados con los componentes mareales indica que será necesaria la realización de nuevas campañas de medición para la modelación exitosa de estas amplitudes atrás y adelante en el tiempo como es el caso esperable en San Rafael.

Sin embargo, en otros glaciares con tasas de *calving* menores, como muchos glaciares que terminan en agua dulce en Patagonia, también se requieren datos hidrográficos precisos que permitirán explicar de mejor manera los ciclos de retrocesos y su interrelación con aspectos como la topografía subglacial, la profundidad del agua y la altura o espesor crítico sobre la flotación.

Tablas

Tabla VI.1 Localización de sensores de nivel de agua y temperatura ubicados en lagos proglaciares Nef y Colonia, así como en la Laguna San Rafael.

Glaciar	Latitud	Longitud	Altura del sensor en m snm
Nef	47°04'50,18''S	73°12'58,16''W	421
Colonia	47°14'44,80''S	73°12'48,50'' W	235
San Rafael	46°38'17,07''S	73°52'23,64''W	0

Tabla VI.2 Parámetros utilizados para obtener el flujo de *calving*. (*): Cuffey & Paterson (2010)

Parámetro	Símbolo y/o valor (unidad)
Rango de elevación de la parte baja del glaciar (0-200 m)	m snm
Profundidad de agua en el frente	W (m)
Sección batimétrica cerca del frente	LH (km ²)
Elevación del hielo sobre el nivel del agua	H (m)
Pendiente promedio a la superficie del hielo	θ (grados)
Velocidad superficial del glaciar a lo largo de un perfil transversal	V_i (md ⁻¹)
Densidad del hielo	ρ_i (kg/m ³)
Densidad del agua	ρ_s (kg/m ³)
Últimos cambios de posición del frente del glaciar	df (m/d)
Constante de aceleración gravitacional	$g = 9.8$ (m/s ²)
Parámetro 'A' (*)	$2.4 \times 10^{-24} \text{ L(Pa}^3\text{s)}^{-1}$

Tabla VI.3 Parámetros obtenidos en el Glaciar San Rafael, incluido el flujo de *calving*.

Parámetro	Valor
Longitud promedio del frente 2003-2007 (m)	2187.5
Rango de elevación de la parte baja del glaciar (m snm)	17-157
Profundidad de agua en el frente W (m)	-154.26
Sección batimétrica cerca del frente LH (km ²)	0.24
Elevación del hielo sobre el nivel del agua H (m)	87.23
Pendiente promedio a la superficie del hielo θ (grados)	5.05
Velocidad superficial Vi (m d ⁻¹)	10.38
Densidad del hielo ρ (kg/m ³)	900
Densidad del agua ρ (kg/m ³)	1024
Últimos cambios de posición del frente del glaciar df (m d ⁻¹)	-0.11
Constante de aceleración gravitacional g (ms ⁻²)	9.8
Parámetro 'A' L(Pa ³ s) ⁻¹	0
Shallow Ice approximation Ui (m d ⁻¹)	10.38
Velocidad de <i>calving</i> Uc (m d ⁻¹)	10.52
Flujo de <i>calving</i> c (m ³ d ⁻¹)	2.57 [3.05]
Flujo de <i>calving</i> c (Km ³ a ⁻¹)	0.94 [1.11]
Espesor de hielo en exceso de flotación F (m)	108.48

Tabla VI.4 Parámetros obtenidos en el Glaciar Nef, incluido el flujo de *calving*.

Parámetro	Valor
Longitud promedio del frente 2003-2007 (m)	1625
Rango de elevación de la parte baja del glaciar (m snm)	44-53
Profundidad de agua en el frente W (m)	-141.74
Sección batimétrica cerca del frente LH (km ²)	0.16
Elevación del hielo sobre el nivel del agua H (m)	36.18
Pendiente promedio a la superficie del hielo θ (grados)	1.05
Velocidad superficial Vi (m d ⁻¹)	1.0
Densidad del hielo ρ (kg/m ³)	900
Densidad del agua ρ (kg/m ³)	1000
Últimos cambios de posición del frente del glaciar df (m d ⁻¹)	-0.02
Constante de aceleración gravitacional g (ms ⁻²)	9.8
Parámetro 'A' L(Pa ³ s) ⁻¹	0
Shallow Ice approximation Ui (m d ⁻¹)	1.00
Velocidad de <i>calving</i> Uc (m d ⁻¹)	1.02
Flujo de <i>calving</i> c (m ³ d ⁻¹)	0.22 [0.26]
Flujo de <i>calving</i> c (Km ³ a ⁻¹)	0.08 [0.10]
Espesor de hielo en exceso de flotación F (m)	---

Tabla VI.5 Parámetros obtenidos en el Glaciar Colonia, incluido el flujo de *calving*.

Parámetro	Valor
Longitud promedio del frente 2003-2007 (m)	2750
Rango de elevación de la parte baja del glaciar (m snm)	16-36
Profundidad de agua en el frente W (m)	-50
Sección batimétrica cerca del frente LH (km ²)	0.09
Elevación del hielo sobre el nivel del agua H (m)	19.38
Pendiente promedio a la superficie del hielo θ (grados)	2.26
Velocidad superficial Vi (m d ⁻¹)	0.7
Densidad del hielo ρ (kg/m ³)	900
Densidad del agua ρ (kg/m ³)	1000
Últimos cambios de posición del frente del glaciar df (m d ⁻¹)	-0.14
Constante de aceleración gravitacional g (m s ⁻²)	9.8
Parámetro 'A' L(Pa ³ s) ⁻¹	0
Shallow Ice approximation Ui (m d ⁻¹)	0.7
Velocidad de <i>calving</i> Uc (m d ⁻¹)	0.84
Flujo de <i>calving</i> c (m ³ d ⁻¹)	0.07 [0.09]
Flujo de <i>calving</i> c (Km ³ a ⁻¹)	0.03 [0.03]
Espesor de hielo en exceso de flotación F (m)	24.94

Figuras

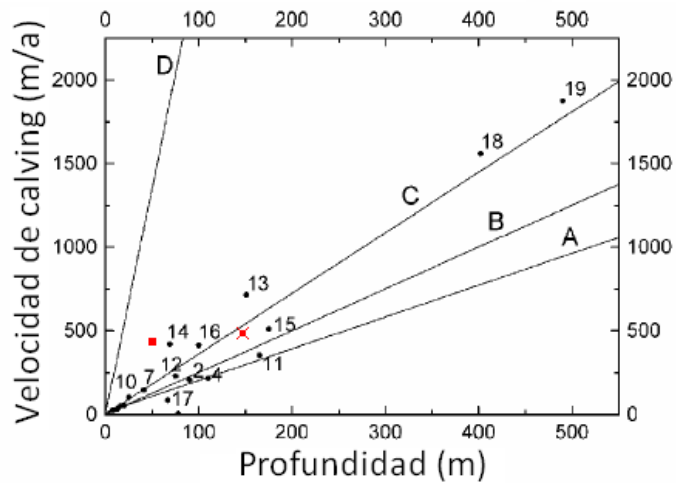


Figura VI.1 Velocidad de *calving* vs profundidad en agua dulce (A, B, C) y mareal (D) de numerosos glaciares de Patagonia y Alaska. El cuadrado rojo representa el Glaciar Nef y la cruz roja, el Glaciar Colonia. El Glaciar San Rafael tiene resultados que están fuera de escala en esta representación (adaptado de Skvarka *et al.*, 2002).



Figura VI.2 Evento de *calving* en 2004 del Glaciar Perito Moreno (CHS) en el Brazo Rico, Lago Argentino (www.cecs.cl/educacion).

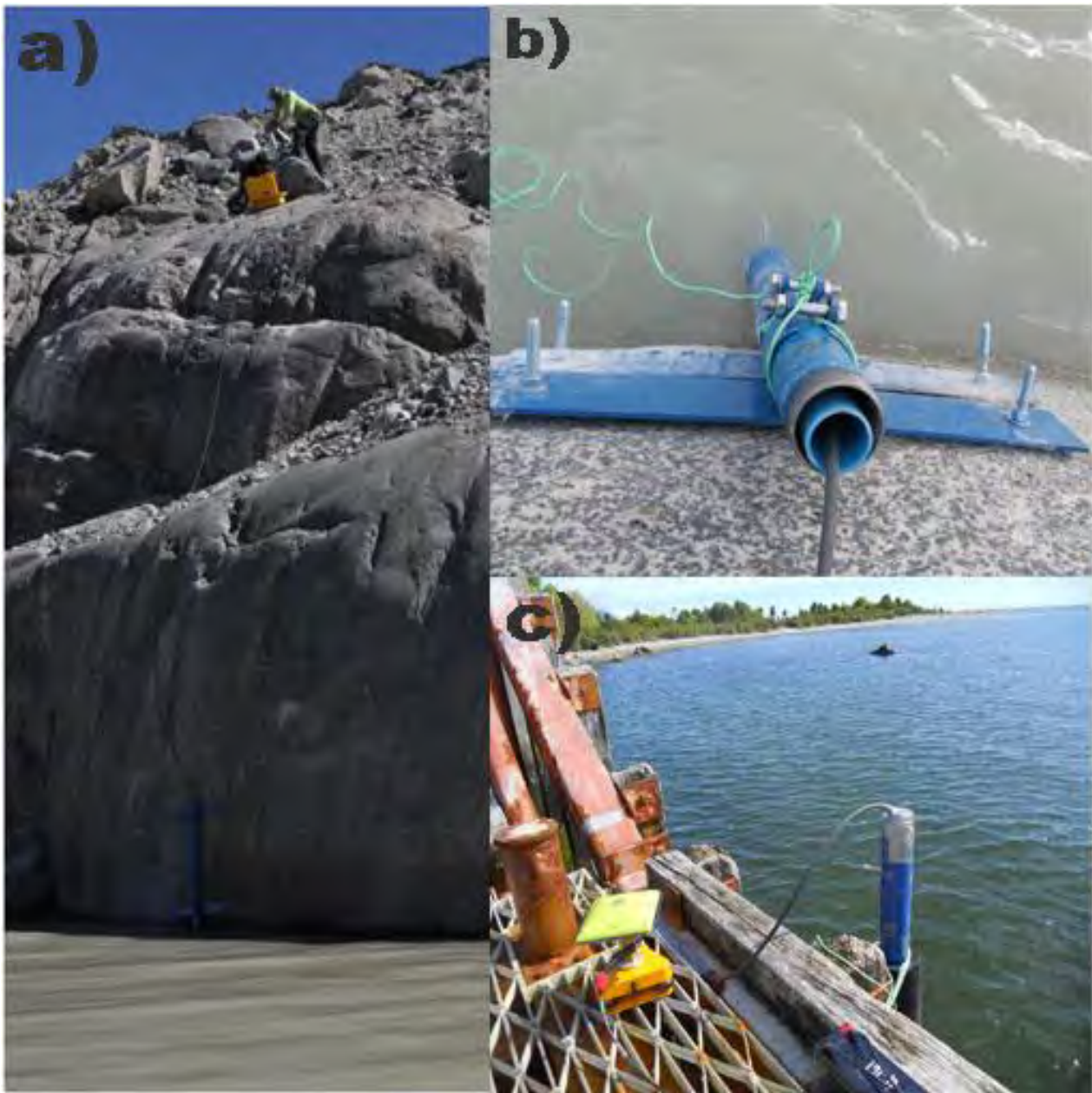


Figura VI.3 Instalación de sensores de nivel de agua y temperatura en lagos proglaciares a) Colonia, b) Nef y c) San Rafael.

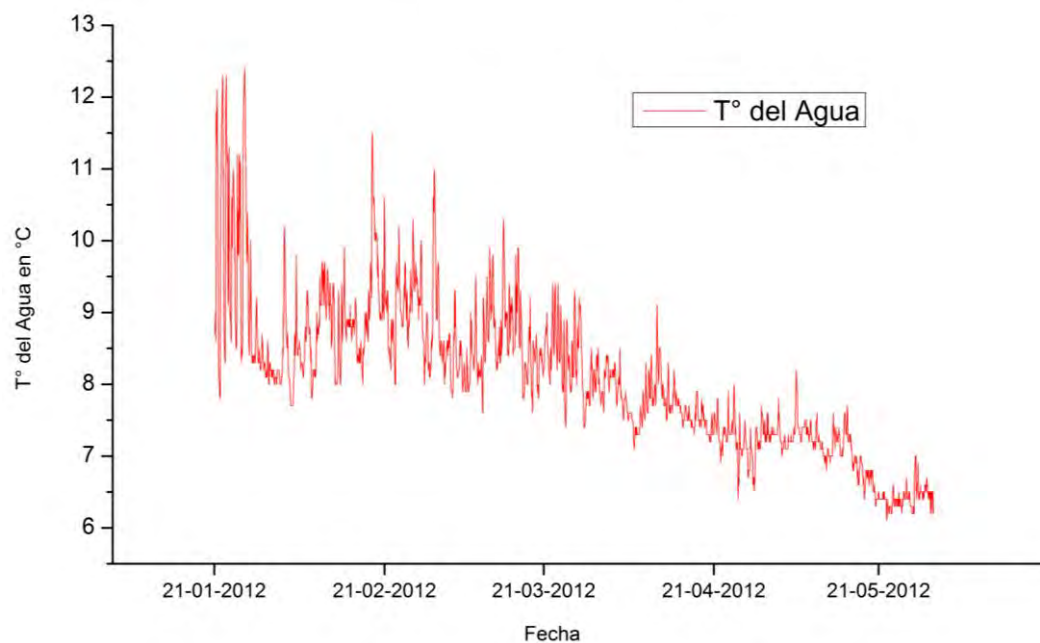


Figura VI.4 Temperatura (°C) de la Laguna San Rafael durante el período completo de mediciones.

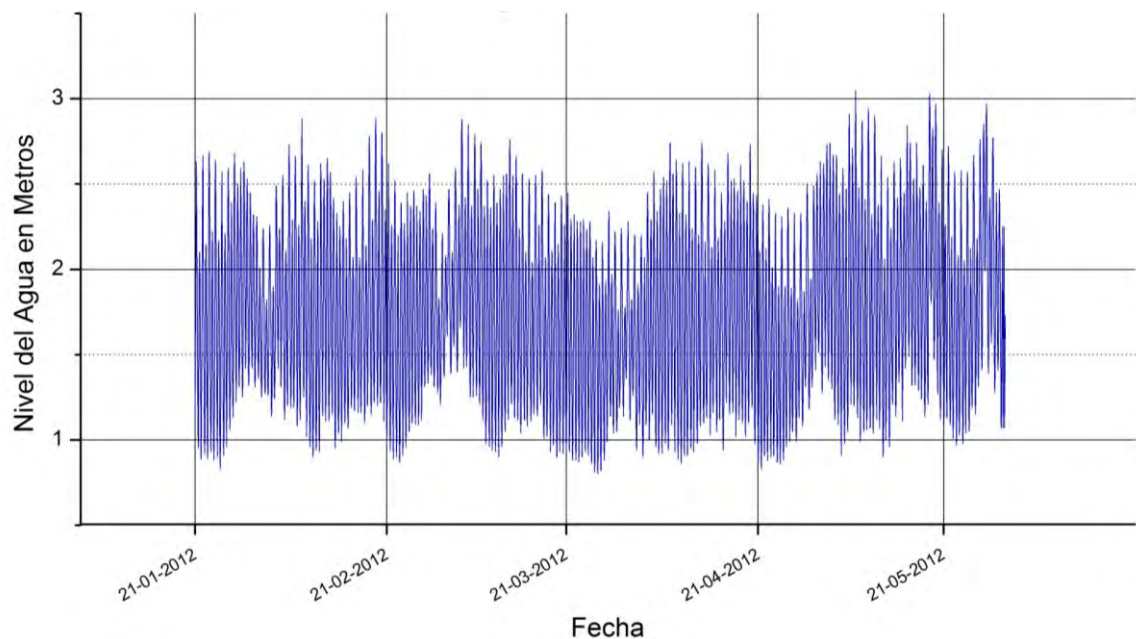


Figura VI.5 Nivel del agua (m) de la Laguna San Rafael durante el período completo de mediciones (sin corrección de marea).

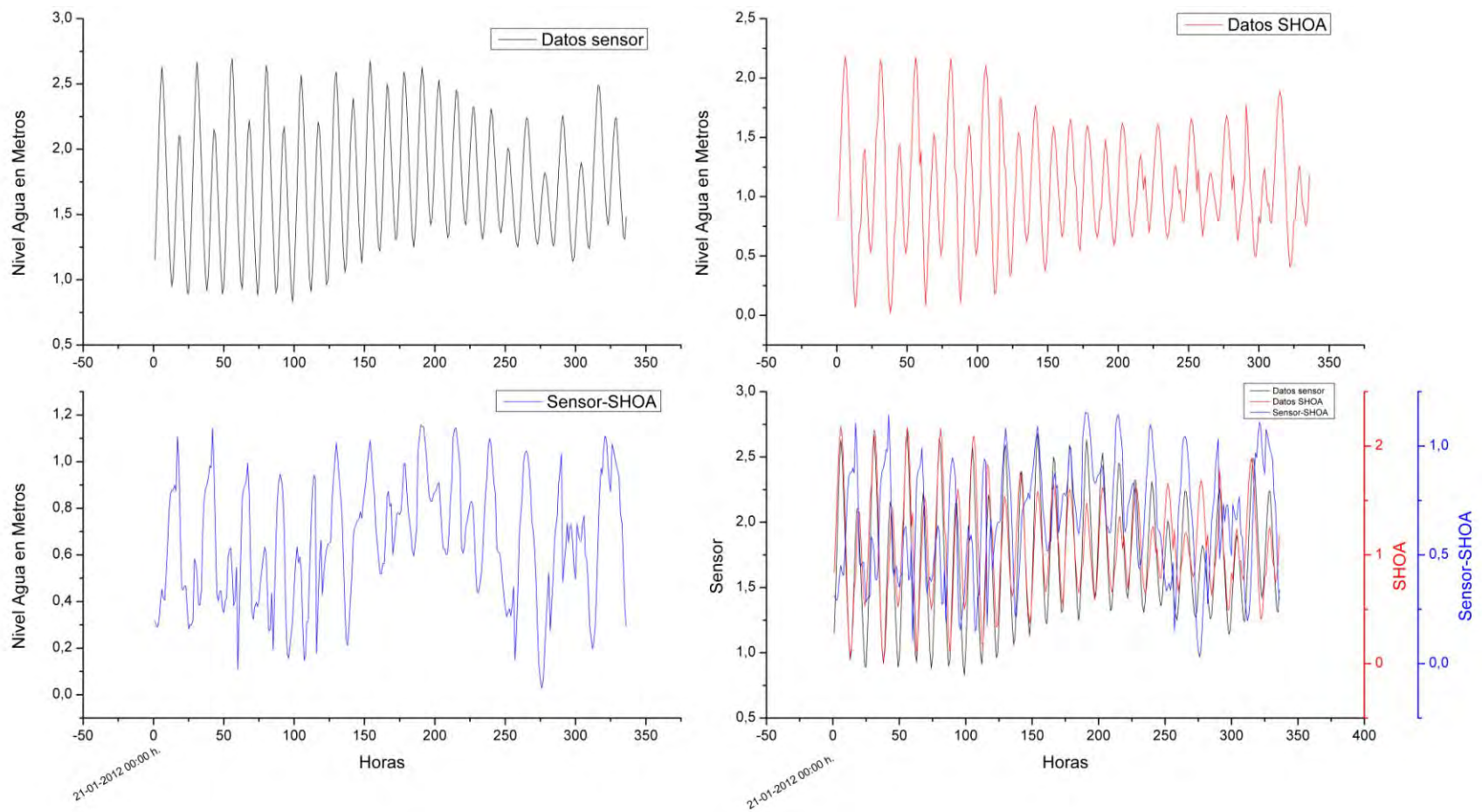


Figura VI.6 Síntesis de mediciones de nivel de agua en la Laguna San Rafael (datos sensor, superior izquierda), en Bahía Orange (datos SHOA, superior derecha), residual entre ambos (Sensor-SHOA, inferior izquierda) y comparación (inferior derecha).

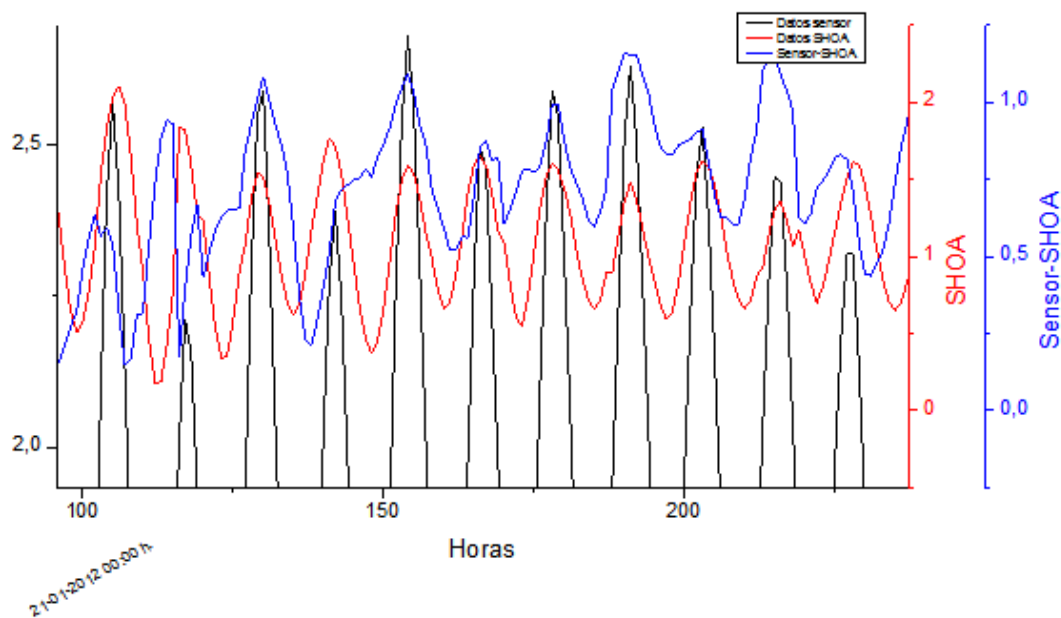


Figura VI.7 Análisis de un período específico del nivel de agua en la Laguna San Rafael (150 horas en total) a partir del 21 de enero de 2012. Se aprecia su correspondencia con los datos SHOA en Bahía Orange y el residual.

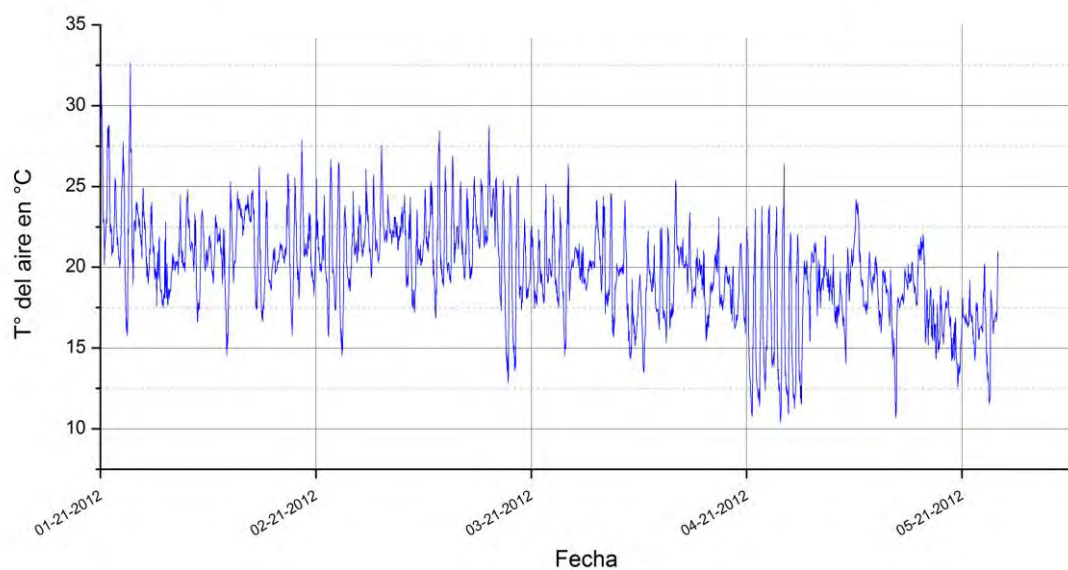


Figura VI.8 Temperaturas atmosféricas registradas en la estación meteorológica de la Laguna San Rafael entre enero y mayo de 2012.

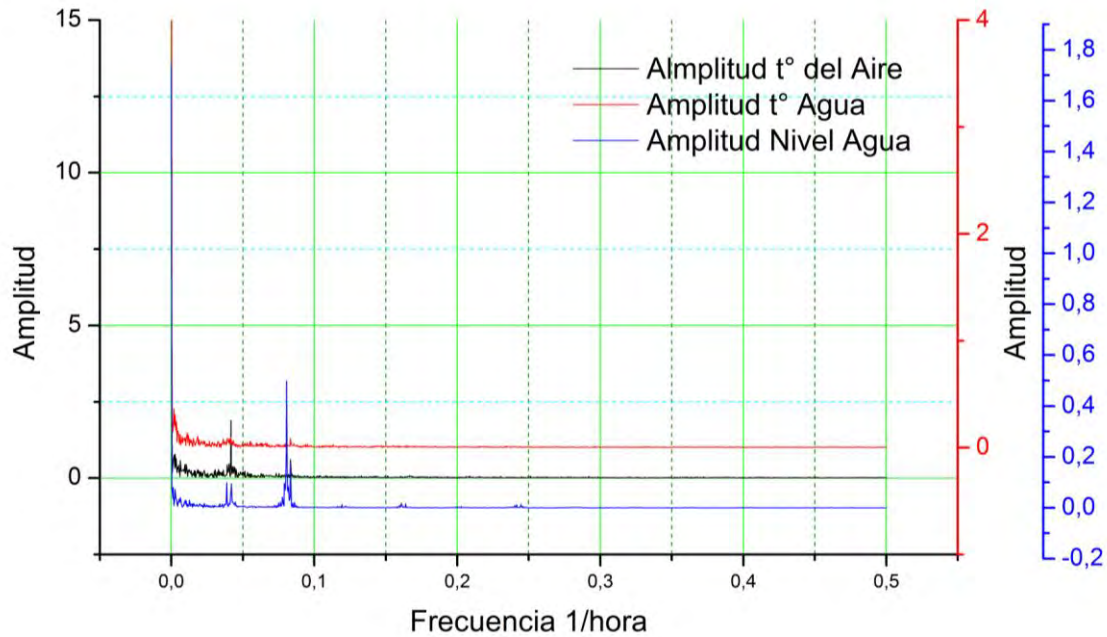


Figura VI.9 Espectros de frecuencia de temperatura atmosférica, temperatura y nivel del agua en la Laguna San Rafael.

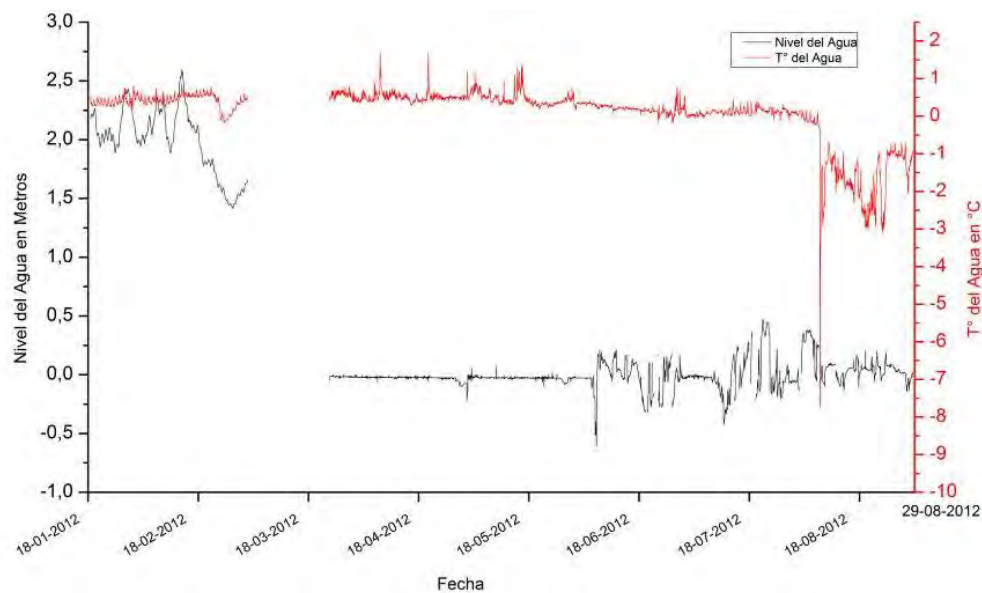


Figura VI.10 Registro de nivel y temperatura del agua del Lago Nef durante el período completo de mediciones entre enero y agosto de 2012.

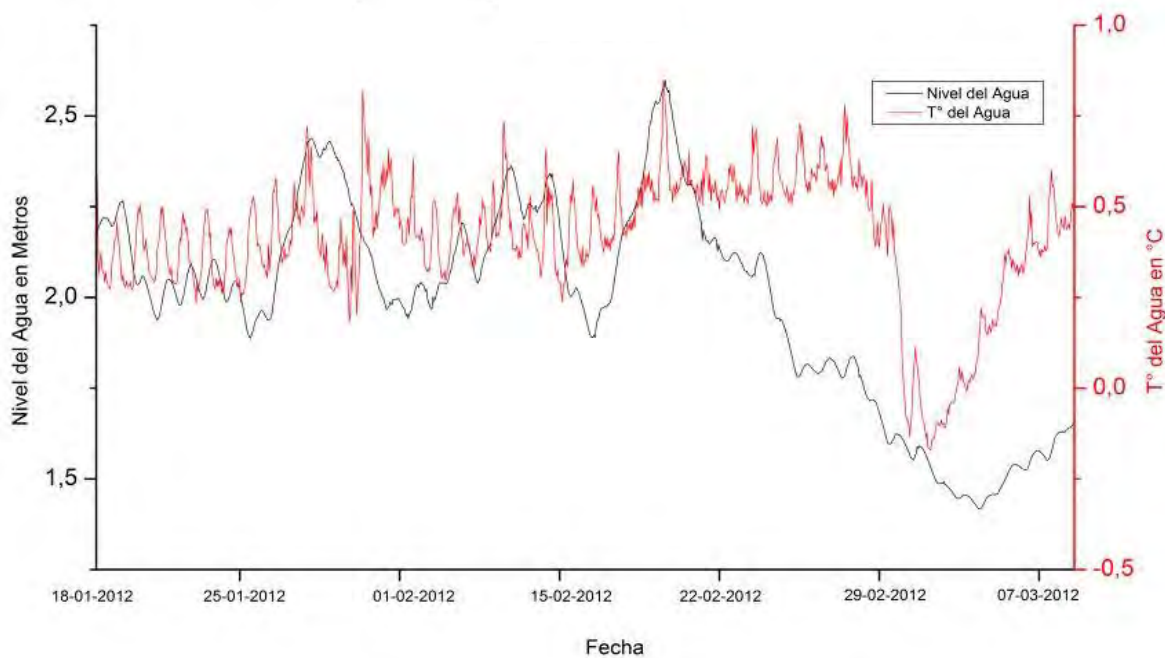


Figura VI.11 Registro de nivel y temperatura del agua del Lago Nef durante las primeras 6 semanas de mediciones o primer segmento (18 de enero a 23 de marzo de 2012).

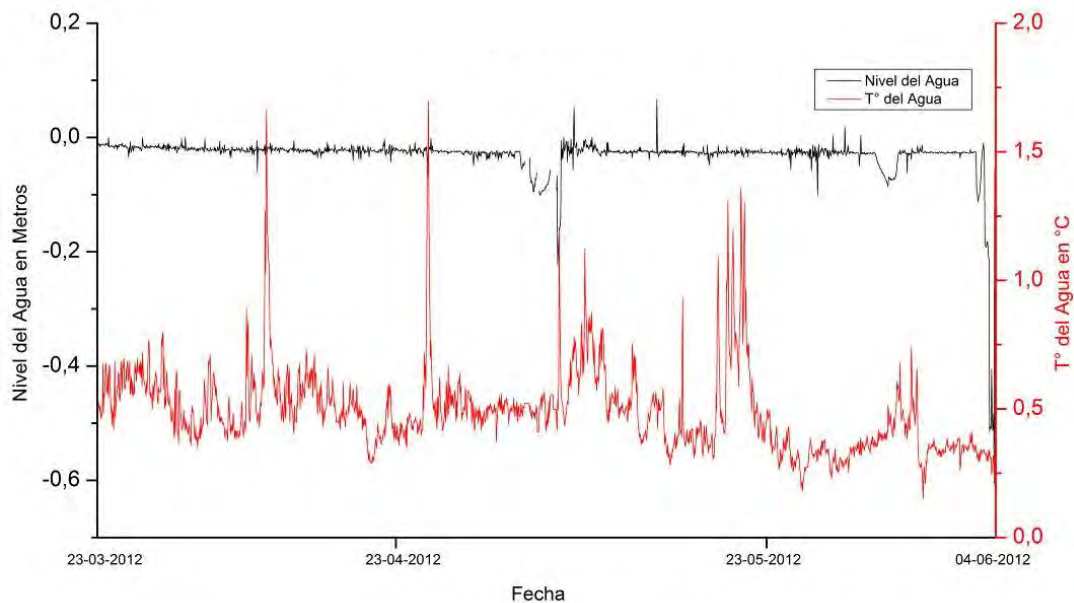


Figura VI.12 Registro de nivel y temperatura del agua del Lago Nef durante el segundo segmento (23 de marzo al 4 de junio de 2012).

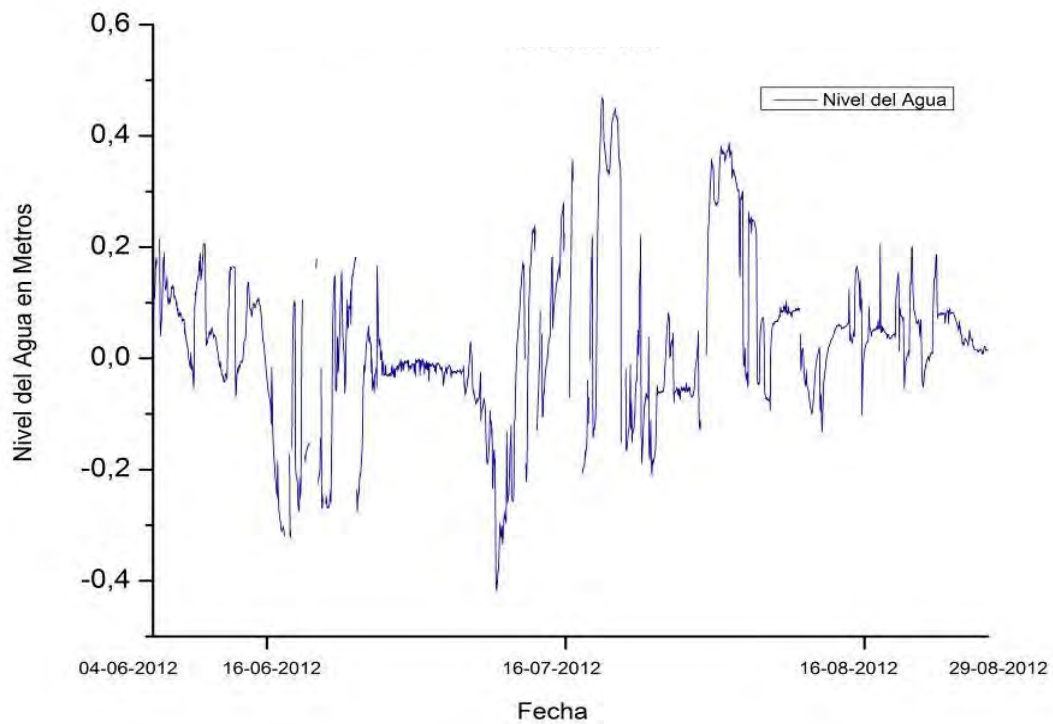


Figura VI.13 Registro del nivel del agua del Lago Nef durante el tercer segmento (4 de junio a 29 de agosto de 2012).

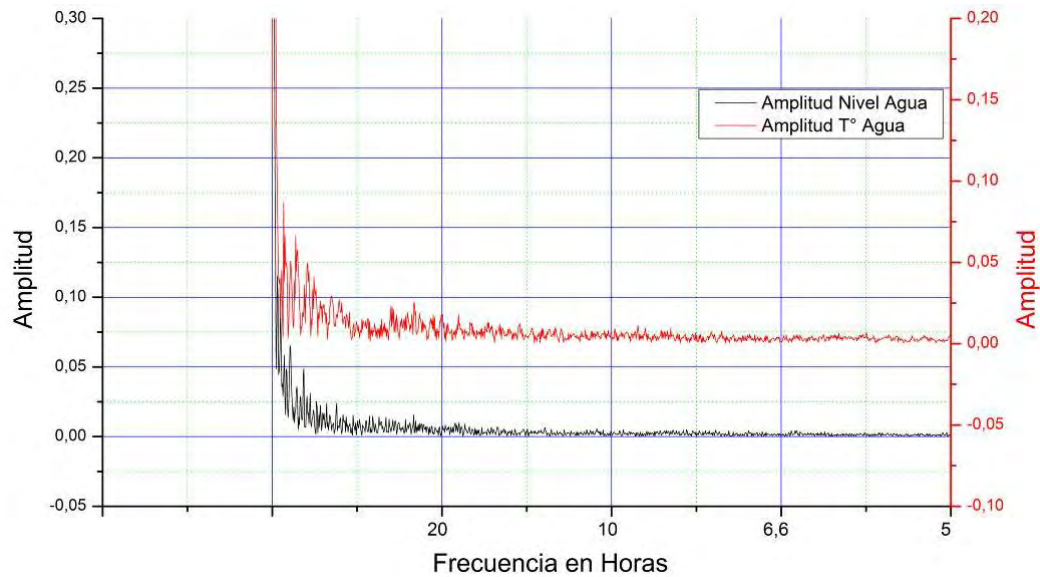


Figura VI.14 Comparación de espectro de frecuencias para los datos de temperatura y nivel del agua del Lago Nef.

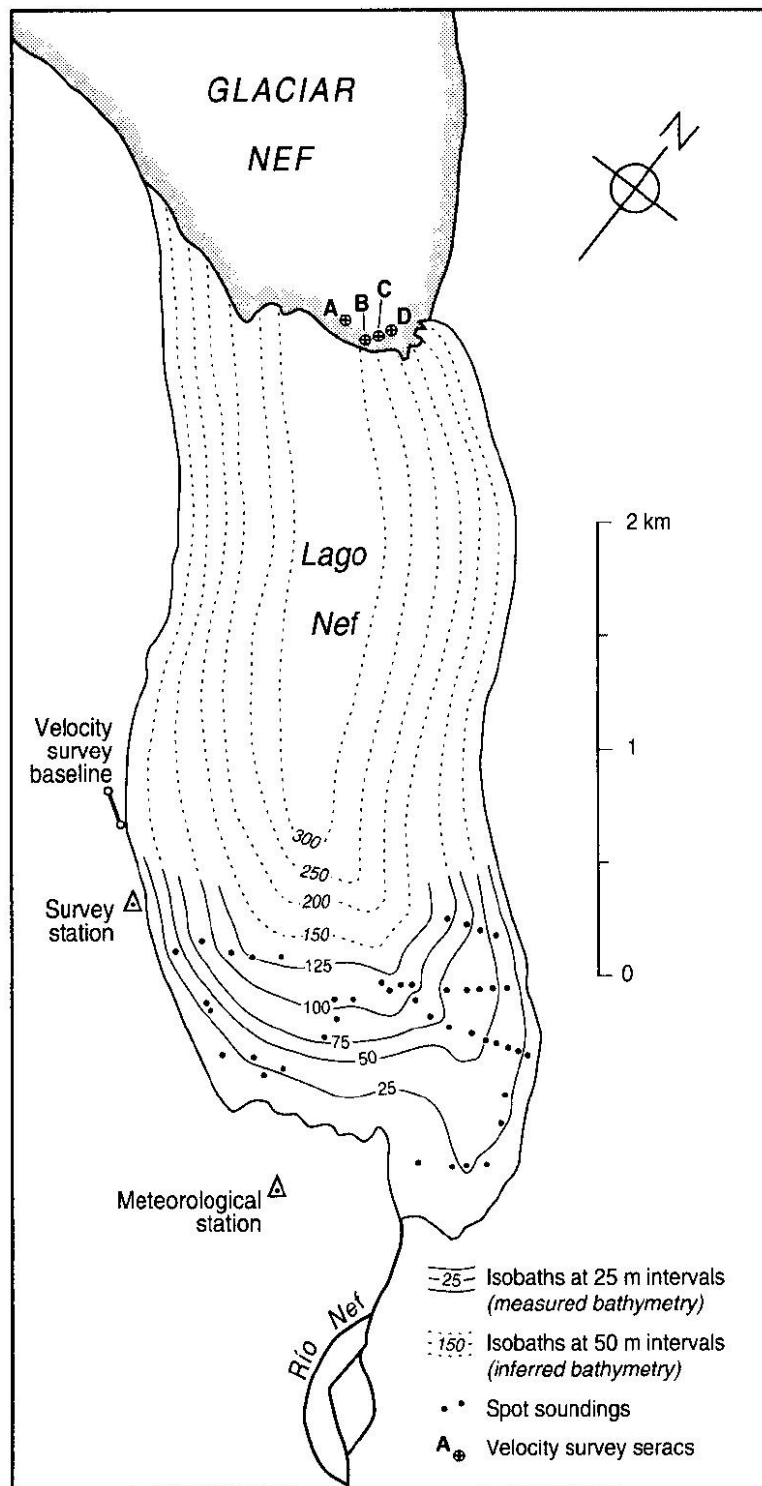


Figura VI.15 Batimetría del Lago Nef (Warren *et al*, 2001).

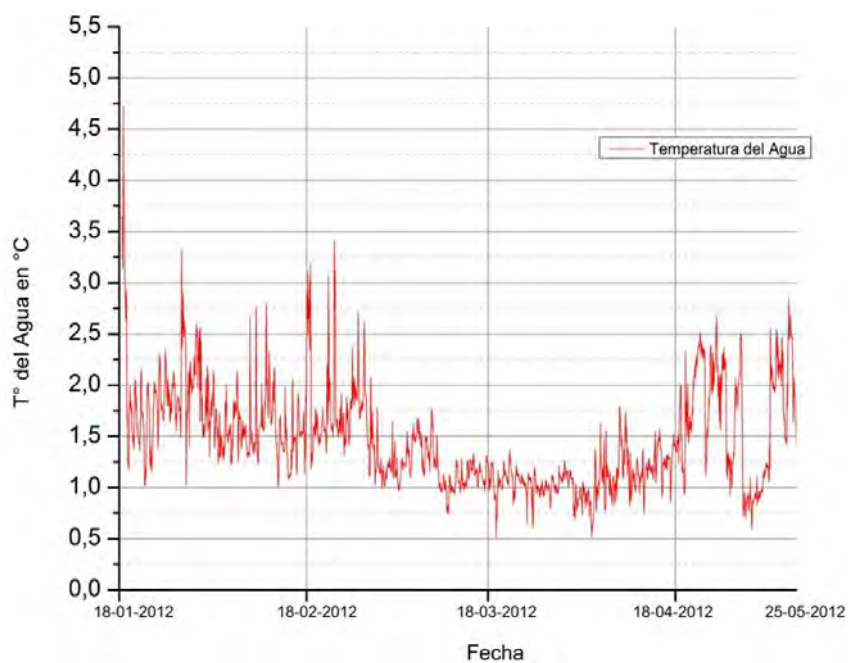


Figura VI.16 Temperatura del Lago Colonia entre el inicio de las mediciones y fines de mayo de 2012.

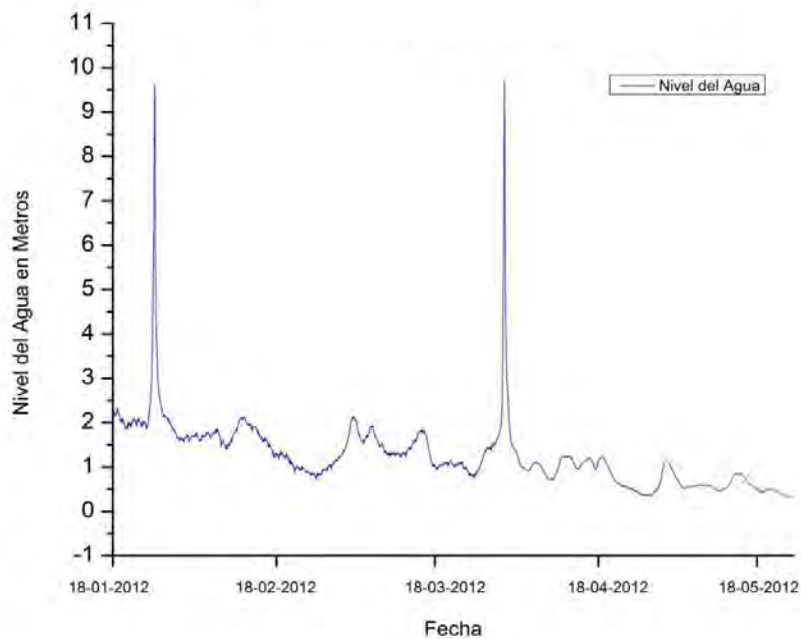


Figura VI.17 Nivel del Lago Colonia entre el inicio de las mediciones y fines de mayo de 2012. Se evidencian claramente ambos GLOF ocurridos durante la captura de datos.

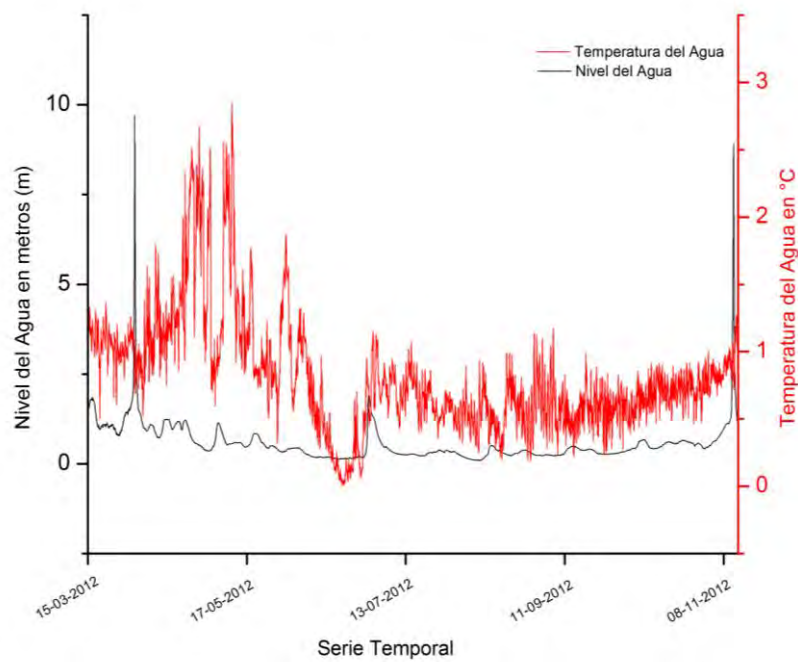


Figura VI.18 Nivel y temperatura del Lago Colonia entre marzo y noviembre de 2012.

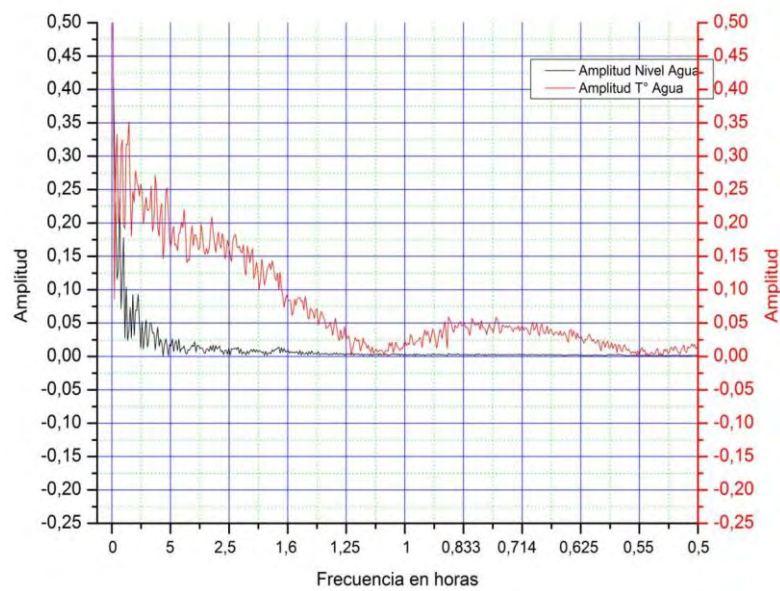


Figura VI.19 Espectros de amplitudes de nivel y temperatura del Lago Colonia entre el inicio de las mediciones y el mes de mayo de 2012.

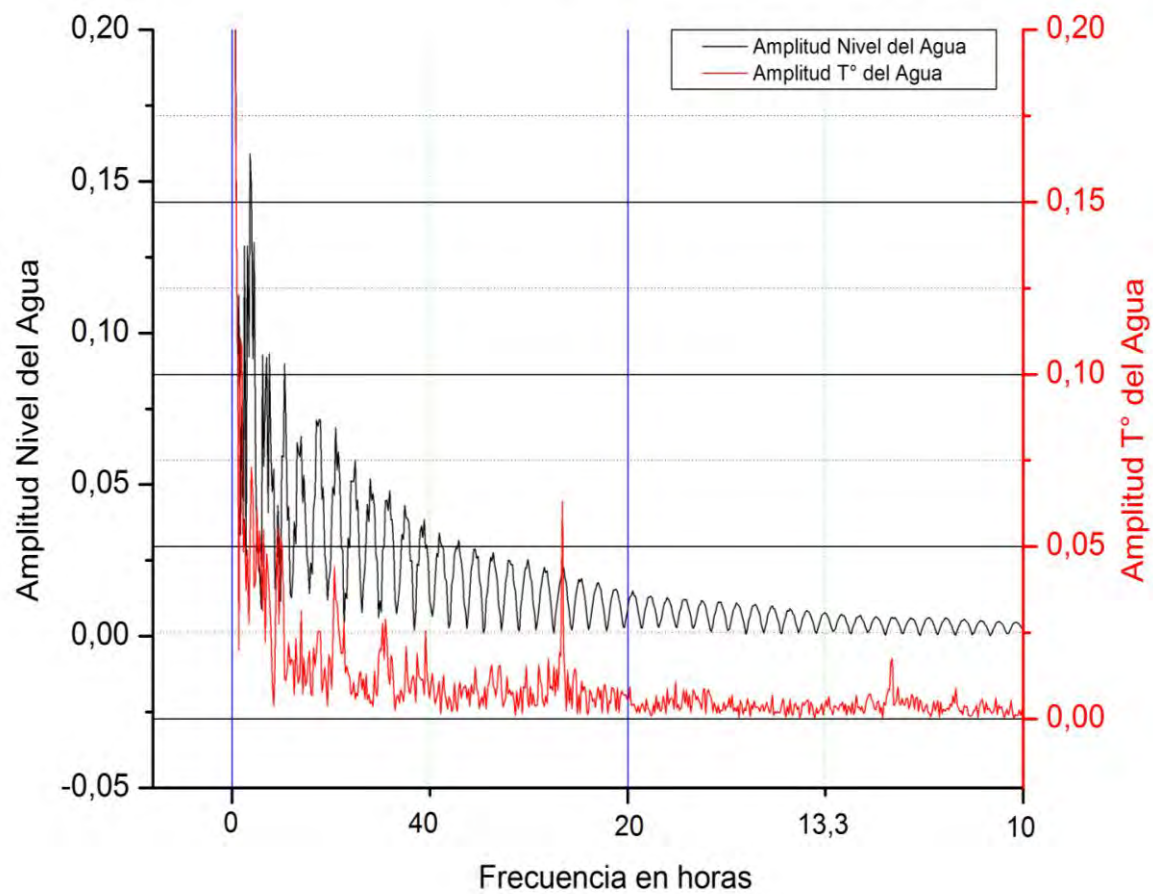


Figura VI.20 Espectros de amplitudes de nivel y temperatura del Lago Colonia entre marzo y noviembre de 2012.

REFERENCIAS

- ABRAMS, M., HOOK, S. 2004. ASTER User Guide (version 2), Jet Propulsion Laboratory (JPL), Pasadena. 135 pp.
- AHN, Y., BOX, J. 2010. Glacier velocities from time-lapse photos: technique development 2 3 4 5 and first results from the Extreme Ice Survey (EIS) in Greenland. *Journal of Glaciology*, 56(198), p. 723-734.
- ANIYA, M. 1988. Glacier inventory for the Northern Patagonia Icefield, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86. *Arctic and Alpine Research*, 20 (2), p. 179-187.
- ANIYA, M. 1992. Glacier variation in the Northern Patagonia Icefield, Chile, between 1985/86 and 1990/91. *Bulletin of Glaciological Research*, 10, p. 83-90.
- ANIYA, M., SATO, H., NARUSE, R., SKYVARCA, P., CASASSA, G. 1997. Recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic and Alpine Research*, 29(1), p. 1-12.
- ANIYA, M. 1999. Recent glacier variations of the Hielos Patagonicos, South America, and their contribution to sea-level change. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 31 (2), p. 165-173.
- ANIYA, M. 2007. Glacier variations of Hielo Patagonico Norte, Chile, for 1944/45-2004/05. *Bulletin of Glaciological Research*, 24, p. 59-70.
- ARANEDA, A., TORREJÓN, F., AGUAYO, M., TORRES, L., CRUCES, F., CISTERNAS, F., URRUTIA, R. 2007. Historical records of San Rafael glacier advances (North Patagonian Icefield): another clue to 'Little Ice Age' timing in southern Chile? *The Holocene*, 17 (7), p. 987-998.
- ARCONE, S., DELANEY, A. 1984. Field dielectric measurements of frozen silt using VHF pulses. *Cold Regions Science and Technology*, 9, p. 29-37.
- ARONOFF, S. 2005. Remote Sensing for GIS Managers. ESRI Press, New York, 487 pp.
- BARCAZA, G. 1999. Morfología glacial y proglacial de la zona del Glaciar Dickson, Campo de Hielo Sur. *Revista de Geografía Norte Grande*, 26, p. 15-21.
- BARCAZA, G., ANIYA, M., MATSUMOTO, T., AOKI, T. 2009. Satellite-derived equilibrium lines in Northern Patagonia Icefield, Chile, and their implications to glacier variations. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 41, p. 174-182.
- BENN, D., EVANS, D. 1998. *Glaciers y Glaciation*. Hodder Arnold Publication. London, 816 pp.
- BENN, D., HULTON, N., MOTTRAM, R. 2007. Calving laws', 'sliding laws' and the stability of tidewater glaciers. *Annals of Glaciology*, 46, p. 123-130.
- BENNET, M., GLASSER, N. 1996. *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*. John & Wiley Sons, New York, 364 pp.
- BINGHAM, R., KING, E., SMITH, A., PRITCHARD, H. 2010. Glacial geomorphology: Towards a convergence of glaciology and geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 34, 327-355.
- BLINDOW, N., SALAT, C., GUNDELACH, V., BUSCHMANN, U., KAHNT, W. 2011. Performance and calibration of the helicopter GPR system BGR-P30. *Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR), 2011 6th International Workshop*, p. 1-5.
- BOLETÍN CLIMÁTICO DE CHILE. Mayo 2012. Departamento de Geofísica Universidad de Chile.
- BOLIUS, D., SCHWIKOWSKI, M., RUFIBACH, B., JENK, T., CASASSA, G., RIVERA, A. 2006. A first shallow firn core record from La Ollada Glacier on Cerro Mercedario in the Central Argentinean Andes. *Annals of Glaciology*, 43, 14-22.
- BOULTON, G. 1996a. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology*, 42, p. 43-62.
- BOYCE, E., MOTYKA, R., TRUFFER, M. 2007. Flotation and retreat of a lake-calving

- terminus, Mendenhall Glacier, southeast Alaska, USA. *Journal of Glaciology*, 53(181), p. 211-224.
- BRAITHWAITE, R. 2009. Calculation of sensible-heat flux over a melting ice surface using simple climate data and daily measurements of ablation. *Annals of Glaciology*, 50, p. 9-15.
- BROWN, C. Jr., SARABANDI, K., PIERCE, L. 2005. Validation of the Shuttle Radar Topography Mission height data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43, p. 1707-1715.
- CARRASCO, J., CASASSA, G., RIVERA, A. 2002. Meteorological and Climatological aspects of the Southern Patagonia Icefields. En: Casassa, G., F. Sepúlveda & R. Sinclair (Eds.), *The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, p. 29-41.
- CARRASCO, J., OSORIO, R., CASASSA, G. 2008. Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54(186), p. 538-550.
- CASASSA, G., MARANGUNIC, C. 1987. Exploration history of the Northern Patagonia Icefield. *Bulletin of Glaciological Research*, 4, p. 163-175.
- CASASSA, G., BRECHER, H., RIVERA, A., ANIYA, M. 1997. A Century-long recession record of Glaciar O'Higgins, Chilean Patagonia. *Annals of Glaciology*, 24, p. 106-110.
- CASASSA, G., KILIAN, R., ARÉVALO, M., DIETRICH, R., WENDT, J., WENDT, A., POUYAUD, B., ORDENES, F., OYARZÚN, D., VELOSOL, M., RIVERA, A. 2007. Lago O'Higgins, Patagonia: glacial overdeepening and glacier retreat in a freshwater fjord. En: GEOSUR, an International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere, Santiago, Chile, 18-20 Noviembre 2007, Libro de resúmenes, p. 27.
- CASASSA, G., LÓPEZ, P., POUYAUD, B., ESCOBAR, F. 2009. Detection of changes in glacial run-off in alpine basins: examples from North America, the Alps, central Asia and the Andes. *Hydrol. Process*, 23, p. 31-41.
- COGLEY, J., HOCK, R., RASMUSSEN, L., ARENDT, A., BAUDER, A., BRAITHWAITE, R., JANSSON, P., KASER, G., MÖLLER, M., NICHOLSON, L., ZEMP, M. 2011. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris.
- COX, L., MARCH, R. March. 2004. Comparison of geodetic and glaciological mass-balance techniques, Gulkana Glacier, Alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 50(170), p. 363-370.
- CUFFEY, K., PATERSON, W. 2010. *The Physics of Glaciers*. Academic Press, ISBN: 978-0-12369461-4, 704 pp.
- DEBELLA-GILO, M., Kääb, A. 2011. Sub-pixel precision image matching for measuring surface displacements on mass movements using normalized cross-correlation. *Remote Sensing of Environment*, 115(1), p. 130-142. doi:10.1016/j.rse.2010.08.012.
- DGA (DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS). 2008. Balance glaciológico e hídrico del Glaciar Nef, Campo de Hielo Norte, y catastro de glaciares de algunas cuencas de la zona central y sur del país. Serie de Informes Técnicos 166 (1-2), 125 pp.
- DGA (DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS). 2011a. Variaciones de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas. Serie de Informes Técnicos 261, 143 pp.
- DGA (DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS). 2011b. Estimación de volúmenes de hielo en glaciares de Chile Central. Serie de Informes Técnicos 264 (1), 155 pp.
- DIETRICH, R., MAAS, H., BAESSLER, M., RÜLKE, A., RICHTER, A., SCHWALBE, E., WESTFELD, P. 2007. Jakobshavn Isbræ, West Greenland: Flow velocities and tidal interaction of the front area from 2004 field observations. *Journal of Geophysical Research*, 112(f3): F03S21.
- DUSAILLANT, A., BENITO, G., BUYTAERT, W., CARLING, P., MEIER, C., ESPINOZA, F. 2009. Repeated glacier-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard?. *Natural Hazards*, DOI 10.1007/s11069-009-9479-8.
- EMBLETON, C. King, C. 1975. *Glacial Geomorphology*. Edward Arnold, London, 573 pp.

- EVANS, S. 1965. Dielectric properties of ice and snow – a review. *Journal of Glaciology*, 5(42), p. 773-792.
- FALVEY, M., GARREAU, R. 2009. Regional cooling in a warming world: recent temperature trends in the Southeast Pacific and along the West Coast of Subtropical South America (1979 – 2006). *Journal of Geophysical Research*, 114, D04102, doi:10.1029/2008JD010519.
- FÖRSTNER, W., 1984. Quality assessment of object location and point transfer using digital image correlation techniques. IAPRS, 25, Part A3a, p. 197-217.
- FUENZALIDA, H., SÁNCHEZ, R., GARREAU, R. 2005: A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, 110, D18101, doi:10.29/2005JD005934.
- GADES, A. 1998. Spatial and temporal variations of basal conditions beneath glaciers and ice sheets inferred from radio echo sounding measurements. PhD thesis, University of Washington, USA, 192 pp.
- GARREAU, R. 2007. Precipitation and circulation covariability in the extratropics. *Journal of Climate*, 20, p. 4789 – 4797.
- GARREAU, R., VUILLE, M., COMPAGNUCCI, R., MARENGO, J. 2009. Present-day South America climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, p. 180-195.
- GINOT, P., KULL, C., SCHOTTERER, U., SCHWIKOWSKI, M., GAEGGELER, H. 2006. Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes). *Clim. Past*, 2, p. 21–30.
- GLASSER, N., JANSSON, K., HARRISON, S., RIVERA, A. 2005. Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. *Geomorphology*, 71, p. 263-277.
- GLASSER, N., JANSSON, K., HARRISON, S., KLEMAN, J. 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews*, 27, p. 365-390.
- GLASSER, N., GHIGLIONE, M. 2009. Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology*, 105, p. 291-302.
- GLASSER, N., HARRISON, S., JANSSON, K., ANDERSON, K., COWLEY, A. 2011. Global sea-level contribution from the Patagonian Icefields since the Little Ice Age maximum. *Nature Geoscience*, 4, p. 303-307.
- GRÜN, A., 1985. Adaptive Least Squares Correlation – A Powerful Image Matching Technique. *South African Journal of Photogrammetry, Remote sensing and Cartography*, 14, p. 175-187.
- HARRISON, S., WINCHESTER, V. 1998. Historical fluctuations of the Gualas and Reicher Glaciers, North Patagonian Icefield, Chile. *The Holocene*, 8(4), p. 481-485.
- HARRISON, S., WINCHESTER, V. 2000. Nineteenth- and twentieth-century glacier fluctuations and climatic implications in the Arco and Colonia Valleys, Hielo Patagónico Norte, Chile. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32, p. 55–63.
- HARRISON, S., GLASSER, N., WINCHESTER, V., HARESIGN, E., WARREN, C., JANSSON, K. 2006. A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes. *The Holocene*, 16(4), p. 611-620.
- HARRISON, S., WINCHESTER, V., GLASSER, N. 2007. The timing and nature of recession of outlet glaciers of Hielo Patagónico Norte, from their Neoglacial IV (Little Ice Age) maximum positions. *Global and Planetary Change*, 59, p. 67-78.
- HARRISON, S., GLASSER, N., DULLER, G., JANSSON, K. 2012. Early and mid-Holocene age for the Tempanos moraines, Laguna San Rafael, Patagonian Chile. *Quaternary Science Reviews*, 31, p. 82-92.
- HERNÁNDEZ-PAJARES, M., JUAN, J., SANZ, J., ORUS, R., GARCIA-RIGO, A., FELTENS, J., KOMJATHY, A., SCHAEER, S., KRANKOWSKI, A. 2009. The IGS VTEC maps: a reliable source of ionospheric information since 1998. *Journal of Geodynamics*, 83, p. 263–275.

- HOCK, R. 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, 29 (3), p. 362 – 391.
- HOOKE, R. LeB. 2005. Principles of Glacier Mechanics, Second edition. Cambridge University Press. 448 pp.
- IRVINNE-FYNN, T., HODSON, A., MOORMAN, B., VATNE, G., HUBBARD, A. 2011. Polythermal Glacier Hydrology: A Review. *Reviews of Geophysics*, 49, p. 1–37.
- JARVIS, A., REUTER, H., NELSON, A., GUEVARA, E. 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database: <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- JACOBS, T., WAHR, J., PFEFFER, W., SWENSON, S. 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature*, 482, p. 514-518.
- KALNAY, E. & 21 otros. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (33), p. 437-471.
- KASER, G., FOUNTAIN, A., JANSSEN, P. 2003. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers, IHP-VI, *Technical Documents in Hydrology*, 59 UNESCO, Paris, 137 pp.
- KAUFMANN, V., LADSTÄDTER, R. 2002. Spatio-temporal analysis of the dynamic behaviour of the Hohebenkar rock glaciers (Oetztal Alps, Austria) by means of digital photogrammetric methods. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 37, p.119-140.
- KAYASTHA, R., Ageta, Y., Nakawo, M. 2000. Positive degree-factors for ablation on glaciers in the Nepalese Himalayas: case study on Glacier AX010 in Shorong Himal, Nepal. *Bulletin of Glaciological Research*, 17, p. 1-10.
- KÄÄB, A., 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air ad spaceborn optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 57, p. 39-52.
- KENNET, M., LAUMANN, T., LUND, C. 1993. Helicopter-borne radio-echo sounding of Svartisen, Norway. *Annals of Glaciology*, 17, p. 23-26.
- KOBAYASHI, S., SAITO, T. 1985. Heat balance on Soler Glacier. *Glaciological studies in Patagonia, Northern Icefield, 1983-1984. Data center for glacier research*. JSSI, p. 46 -51.
- KONDO, H., YAMADA, T. 1988. Some remarks on the mass balance of the terminal-lateral fluctuations of San Rafael Glacier, the Northern Patagonia Icefield. *Bulletin of Glacier Research*, 6, p. 55-63.
- KOPPE, M., HALLET, B., STEWART, R. 2006. Glacier erosion and response to climate in Chilean Patagonia. In: American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, San Francisco, California, U.S., abstract #C14A-07.
- KOPPE, 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, p. 84–95.
- KOPPE, M., CONWAY, H., RASMUSSEN, L., CHERNOS, M. 2011. Deriving mass balance and calving variations from reanalysis data and sparse observations, Glacier San Rafael, northern Patagonia, 1950–2005. *The Cryosphere*, 5, p. 791–808.
- KRABILL, W., ABDALATI, W., FREDERICK, E., MANIZADE, S., MARTIN, C., SONNTAG, J., SWIFT, R., THOMAS, R., YUNGEL, J. 2002. Aircraft laser altimetry measurement of elevation changes of the Greenland ice sheet: Technique and accuracy assessment. *Journal of Geodynamics*, 34, p. 357–376.
- KRIMMEL, R., RASMUSSEN, L. 1986. Using sequential photography to estimate ice velocity at the terminus of Columbia Glacier, Alaska. *Annals of Glaciology*, 8, p. 117-123.
- LABLÉE, N. 1976. Manual de Interpretación de Fotos e Imágenes. Fuerza Aérea de Chile. Servicio Aerofotogramétrico.
- LEMOINE, F., KENYON, S., FACTOR, J., TRIMMER, R., PAVLIS, N., CHINN, D., COX, C., KLOSKO, S., LUTHCKE, S., TORRENCE, M., WANG, Y., WILLIAMSON, R., PAVLIS, E., RAPP, R., OLSON, T. 1998. The Development of the Joint NASA GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 20771 USA.

LORIAUX, T., CASASSA, G. 2012. Evolution of glacial lakes from the Northern Patagonia Icefield and terrestrial water storage in a sea-level rise context. *Global and Planetary Change* (en revision).

LÓPEZ, P., CHEVALLIER, P., FAVIER, V., POUYAUD, B., ORDENES, F., OERLEMANS, J. 2010. A regional view of fluctuations in glacier length in southern South America. *Global and Planetary Change*, 71, p. 85–108.

LUHMANN, T. 2006. Close Range Photogrammetry: Principles, Methods and Applications. 10 Whittles Publishing.

MAAS, H., SCHWALBE, E., CASASSA, G., WENDT, A. 2010. Photogrammetric Determination Of Spatio-Temporal Velocity Fields At Glaciar San Rafael In The Northern Patagonian Icefield, *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. XXXVIII, Part 5. Commission V Symposium, Newcastle upon Tyne, UK.

MARTY, Ch., PHILIPONA, R., FROHLICH, C., OHMURA, A. 2002. Altitude dependence of surface radiation fluxes and cloud forcing in the alps: results from the alpine surface radiation budget network. *Theoretical and Applied Climatology*, 72, p. 137 – 155.

MASIOKAS, M., RIVERA, A., ESPIZÚA, L., VILLALBA, R., DELGADO, S., ARAVENA, J. 2009. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, p. 242–268.

MEIER, M. 1994. Columbia Glacier during rapid retreat: interaction between glacier flow and iceberg calving dynamics. In: Rech, N. (Ed.), The Calving Rate of the West Greenland Glaciers in Response to Climate Change. Workshop Rep., Copenhagen, 13–15 Sep. 1993. Danish Polar Center, Copenhagen, pp. 63–83.

NARUSE, R. 1985. Flow of Soler and San Rafael glaciers. In: Nakajima, C. (Ed.), Glaciological studies in Patagonia Northern Icefield 1983–1984. Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, Nagoya, Japon, p. 64–69.

NARUSE, R. 1987. Characteristics of Velocity Distribution in Patagonian Glaciers. *Geophysical Bulletin of Hokkaido University*, Sapporo, 49, p. 211–219.

NARUSE, R., ANIYA, M., SKVARCA, P., CASASSA, G. 1995. Recent Variations of Calving Glaciers in Patagonia, South America, Revealed by Ground Surveys, Satellite data Analyses and Numerical Experiments. *Annals of Glaciology*, 21, p. 297–303.

NOLAN, M., MOTKYA, R., ECHELMEYER, K., TRABANT, D. 1995. Ice-thickness measurements of Taku Glacier, Alaska, USA, and their relevance of its recent behavior. *Journal of Glaciology*, 41, p. 541–553.

OERLEMANS, J., ANDERSON, B., HUBBARD, A., HUYBRECHTS, P., JÓHANNESSON, T., KNAP, W., SCHMEITS, M., STROEVEN, A., VAN DER WAL, R., WALLINGA, J., ZUO, Z. 1998. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dynamics*, 14, p. 267–274.

OERLEMANS, J. 2001. Glaciers and Climate Change. A.A Balkema Publishers. 148 pp.

OERLEMANS, J. 2010. The Microclimate of Valley Glacier. Igitur, Utrecht Publishing & Archiving Services, Universiteitsbibliotheek Utrech. 138 pp.

OHATA, T., KONDO, H., ENOMOTO, H. 1985a. Meteorological observations at San Rafael Glacier. In: Nakajima, C. (Ed.), Glaciological studies in Patagonia Northern Icefield 1983–1984. *Data Center for Glacier Research*, Japanese Society of Snow and Ice, Nagoya, p. 22–31.

OHATA, T., ENOMOTO, H., KONDO, H. 1985b. Characteristics of ablation at San Rafael Glacier. Glaciological studies in Patagonia, Northern Icefield, 1983–1984. *Data center for glacier research*. JSSI, p. 37–45.

O'NEEL, S., ECHELMEYER, K., MOTKYA, R. 2003. Short-term variations in calving of a tidewater glacier: LeConte Glacier, Alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 49(167), p. 587–598.

PATERSON, W. 1994. The Physics of Glaciers. Pergamon Press, London, 480 pp.

PELLIKKA, P., REES, W. 2009. Remote Sensing of Glaciers – techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers. Pellikka, P. & Rees, W. G. (eds.). CRC Press p. 41–66.

PELTO, M., WARREN, C. 1991. Relationship between tidewater glacier calving velocity and

water depth at the calving front. *Annals of Glaciology*, 15, p. 115–118.

PORTER, S., SANTANA, A. 2003. Rapid 20th century retreat of Ventisquero Marinelli in the Cordillera Darwin Icefield. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 31, p. 17–26.

POST, A., O'NEEL, S., MOTYKA, R., STREVELER, G. 2011. A Complex Relationship Between Calving Glaciers and Climate. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 92(37), p. 305-312.

RASMUSSEN, L., CONWAY, H., RAYMOND, C. 2007. Influence of upper air conditions on the Patagonia Icefields. *Global and Planetary Change*. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.025.

RAYMOND, C., NEUMANN, T., RIGNOT, E., ECHELMEYER, K., RIVERA, A., CASASSA, G. 2005. Retreat of Glacier Tyndall, Patagonia, over the last half-century. *Journal of Glaciology*, 51(173), p. 239-247.

REUTER, H., NELSON, A., JARVIS, A. 2007. An evaluation of void filling interpolation methods for SRTM data, *International Journal of Geographic Information Science*, 21(9), p. 983-1008.

RIGNOT, E., RIVERA, A., CASASSA, G. 2003. Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise. *Science*, 302, p. 434-437.

RIGNOT, E., FORSTER, R., ISACKS, B. 1996a. Interferometric radar observations of Glaciar San Rafael, Chile. *Journal of Glaciology*, 42 (141), p. 279-291.

RIGNOT, E., FORSTER, R., ISACKS, B. 1996b. Mapping of glacial motion and surface topography of Hielo Patagónico Norte, Chile, using satellite SAR L-band interferometry data. *Annals of Glaciology*, 23, p. 209-216.

RIVERA, A., CASASSA, G. 2002a. Detection of ice thickness using radio-echo sounding on the Southern Patagonia Icefield. En: *The Patagonian Icefields: a unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Eds. Casassa, G; Sepúlveda, F. and Sinclair, R. Series of the Centro de Estudios Científicos. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, p. 101–115.

RIVERA, A., CASASSA, G., ACUÑA, C., BOWN, F. 2002b. Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology*, 34, p. 367-372.

RIVERA, A. 2004a. Mass balance investigations at Glaciar Chico, Southern Patagonia Icefields, Chile. PhD thesis. School of Geographical Sciences, University of Bristol. UK, 324 p.

RIVERA, A., CASASSA, G. 2004. Ice elevation, areal, and frontal changes of glaciers from National Park Torres del Paine, Southern Patagonia Icefield. *Artic, Antarctic and Alpine Research*, 36(4), p. 379-389.

RIVERA, A., BENHAM, T., CASASSA, G., BAMBER, J., DOWDESWELL, J. 2007. Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59, p. 126-137.

RIVERA, A., BOWN, F., ACUÑA, C., ORDENES, F. 2008. Chilean glaciers as indicators of climate change. *Terra Glacialis*, 11, p. 193-207.

RIVERA, A., CORRIPIO, J., BRAVO, C., CISTERNAS, S. 2012a. Glaciar Jorge Montt dynamics derived from photos obtained by fixed cameras and satellite image feature tracking. *Annals of Glaciology*, 53(60), p. 147-155.

RIVERA, A., KOPPES, M., BRAVO, C., ARAVENA, J. 2012b. Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia. *Climate of the Past*, 8, p. 403-414.

ROSENBLÜTH, B., CASASSA, G., FUENZALIDA, H. 1995. Recent climate changes in Western Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 13, p. 127-132.

ROSENBLÜTH, B., FUENZALIDA, H., ACEITUNO, P. 1997. Recent Temperature Variations in South America. *International Journal of Climatology*, 17, p. 67-85.

SCAMBOS, T., DUTKIEWICZ, M., WILSON, J., BINDSCHADLER, R. 1992. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sensing of Environment*, 42(3), p. 177–186.

SCHAEFER, M., MACHGUTH, H., FALVEY, M., CASASSA, G. enviado. Modeling the surface mass balance of the Northern Patagonia Icefield. *Journal of Geophysical Research*.

- SCHNEIDER, D., MAAS, H. 2007. Integrated Bundle Adjustment of Terrestrial Laser Scanner 15 Data and Image Data with Variance Component Estimation. *The Photogrammetric Journal of Finland*, 20, p. 5 – 15.
- SCHWIKOWSKI, M., BRÜTSCH, S., CASASSA, G., RIVERA, A. 2006. A potential high-elevation ice-core site at Hielo Patagonico Sur. *Annals of Glaciology*, 43, p. 8-13.
- SIBSON, R. 1981. A brief description of natural neighbor interpolation. En: *Interpreting Multivariate Data*. B. Varnett, John Wiley, Chichester, p. 21-36.
- SKVARCA, P., DE ANGELIS, H. 2002. Fifteen year changes of Southern Puivale Patagonia Icefield glaciers, Argentina–Chile, detected from Landsat TM mosaics. *Proceedings of the 29th International Symposium on Remote Sensing of Environment (29th ISRSE)*, p. 8-12.
- SKVARCA, P., DE ANGELIS, H., NARUSE, R., WARREN, C., ANIYA, M. 2002. Calving rates in fresh water: new data from Southern Patagonia. *Annals of Glaciology*, 34, p. 379-384.
- SUGDEN, D., JOHN, B. 1976. *Glaciers and Landscape*. Edward Arnold, London.
- SUGIYAMA, S., SKVARCA, P., NAITO, N., ENOMOTO, H., TSUTAKI, S., TONE, K., MARINSEK, S., ANIYA, M. 2011. Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure, *Nature Geoscience*, 4, p. 597-600.
- SUN, W., QIN, X., REN, J., YANG, X., ZHANG, T., LIU, Y., CUI, X., DU, W. 2012. The Surface Energy Budget in the Accumulation Zone of the Laohugou Glacier N° 12 in the Western Qilian Mountains, China, in Summer 2009. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 44 (3). P. 296-305.
- TANAKA, K. 1961. Geographical Contribution to a Periglacial Study of the Hielo Patagónico Norte with Special Reference to the Glacial Outburst Originated from Glacier-Dammed Lago Arco, Chilean Patagonia. Faculty of Economics, Kobe University. Japan. 109 pp.
- TAKEUCHI, Y., NARUSE, R., SATOW, K., ISHIKAWA, N. 1999. Comparison of heat balance characteristics at five glaciers in the Southern Hemisphere. *Global and Planetary Change*, 22, p. 201-208.
- VAN DER BROEKE, M., FETTWEIS, X., MÖLG, T. 2010. Surface Energy Balance En: Singh, V. P., P. Singh & U. Haritashya (Eds), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer, p. 1112-1123.
- VAN DER VEEN, C. 1999. *Fundamentals of Glacier Dynamics*. Balkema, 462 pp.
- WADDINGTON, E. 1986. Wave ogives. *Journal of Glaciology*, 32, p. 325-334.
- WALLACE, J., HOBBS, P. 2006. *Atmospheric Science: an introductory survey*. Academic Press. 483 pp.
- WATTS, R., ENGLAND, A. 1976. Radio-echo sounding of temperate glaciers: ice properties and sound design criteria. *Journal of Glaciology*, 17(75), p. 39-48.
- WATTS, R., WRIGHT, D. 1981. System for measuring thickness of temperate and polar ice from the ground or from the air. *Journal of Glaciology*, 27(97), p. 459-469.
- WARREN, C. 1993. Rapid recent fluctuations of the calving San Rafael Glacier, Chilean Patagonia: climatic or non-climatic?. *Geografiska Annaler*, 75A(3), p. 111–125.
- WARREN, C., GREENE, D., GLASSER, N. 1995. Glacier Upsala, Patagonia: rapid calving retreat in fresh water. *Annals of Glaciology*, 21, p. 311-316.
- WARREN, C., GLASSER, N., HARRISON, S., WINCHESTER, V., KERR, A., RIVERA, A. 1995. Characteristics of tide-water calving at Glacier San Rafael, Chile. *Journal of Glaciology*, 41(138), p. 273-289.
- WARREN, C., ANIYA, M. 1999. The calving glaciers of southern South America. *Global and Planetary Change*, 22 (1–4), p. 59-77.
- WARREN, C., BENN, D., WINCHESTER, V., HARRISON, S. 2001. Buoyancy-driven lacustrine calving, Glacier Nef, Chilean Patagonia. *Journal of Glaciology*, 47(156), p. 135-146.
- WARREN, C. 2011. Calving glaciers. En: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, Singh, V., P. Singh & U. Haritashya (Eds.), Springer, Dordrecht, 105 pp.

- WILLIAMS, R., HALL, D., CHIEN, J. 1997. Comparison of satellite-derived with ground-based measurements of the fluctuations of the margins of Vatnajökull, Iceland, 1973–92. *Annals of Glaciology*, 24, p. 72–80.
- WILLIS, M., MELKONIAN, K., PRITCHARD, M., RAMAGE, J. 2012. Ice loss rates at the northern patagonian icefield derived using a decade of satellite remote sensing, *Remote Sensing of Environment*, 117, p. 184–198.
- WINCHESTER, V., HARRISON, S. 1996. Recent oscillations of the San Quintin and San Rafael glaciers, Patagonian Chile. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 78(1), p. 35–49.
- WINCHESTER, V., HARRISON, S. 2000. Dendrochronology and lichenometry: colonization, growth rates and dating of geomorphological events on the east side of the North Patagonian Icefield, Chile. *Geomorphology*, 34, p. 181–194.
- WINCHESTER, V., HARRISON, S., WARREN, C. 2001. Recent retreat Glaciar Nef, Chilean Patagonia, dated by lichenometry and dendrochronology. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 33(3), p. 266–273.
- YAMAGUCHI, S., NARUSE, R., MATSUMOTO, T., OHNO, H. 2003. Multiday variations in flow velocity at Glaciar Soler, Northern Patagonia, Chile. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35, p. 170–174.
- YAU, M., ROGERS, R. 1989. A Short Course in Cloud Physics. Butterworth-Heinemann 3ed. 290 pp.
- ZAMORA, R., ULLOA, D., GARCÍA, G., MELLA, R., URIBE, J., WENDT, J., RIVERA, A., GACITÚA, G., CASASSA, G. 2009. Airborne radar sounder for temperate ice: initial results from Patagonia. *Journal of Glaciology*, 55(191), p. 507–512.
- ZHANG, Z. 1999. Flexible Camera Calibration By Viewing a Plane From Unknown Orientations. *International Conference on Computer Vision (ICCV'99)*, Corfu, Greece, p. 666–673.
- ZUMBERGE, J., HEFLIN, M., JEFFERSON, D., WATKINS, M., WEBB, F. 1998. Precise Point Positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *J. Geophysical Research*, 102(B3), p. 5005–5017.

ANEXO I. BITÁCORAS DE TERRENO

Levantamiento topográfico aerotransportado CAMS

Fecha	Glaciar o lugar aproximado	Tarea realizada	Estado de funcionamiento/operación en el sitio	Otras observaciones
23ago2012	Plateau Glaciar Nef	Sobrevuelo con el sistema CAMS y posterior calibración en la ciudad de Balmaceda.	Tiempo de vuelo 2.4 hr, tiempo de medición 54 min.	El ingreso de nubosidad baja desde el oeste impidió continuar las mediciones en otras áreas.
24ago2012	Plateau Campo de Hielo Norte, San Rafael, San Quintín, Colonia y Nef	Sobrevuelo con el sistema CAMS.	Tiempo de vuelo 6.2 hr, tiempo de medición 3.30 min. Funcionamiento normal.	Se efectuó un aterrizaje en San Rafael para cargar combustible. El tiempo en tierra no afectó el funcionamiento de los equipos.

* CAMS: CECs Airborne Mapping System.

Instalación y operación de cámaras fotográficas

Fecha	Glaciar o lugar aproximado	Tarea realizada	Estado de funcionamiento/operación en el sitio	Otras observaciones
18ene2012	San Rafael	Instalación de cámara en el frente del glaciar.	Instalación exitosa, cámara operativa con tasa de captura de 1 foto/30 min.	---
20ene2012	Nef	Instalación de cámara y reinserción baliza 2t.	Instalación y funcionamiento normales.	---
20ene2012	Colonia	Instalación de cámara.	Instalación y funcionamiento normales.	---
29mar2012	Nef	Revisión del estado de cámara automática.	Funcionamiento normal.	Se mantuvo en la posición para mantener el ángulo de visión.
2abr2012	Colonia	Descarga de datos de la cámara.	Sin funcionar.	La cámara se retiró y se envió a Valdivia para revisión.
Mayo2012	San Rafael	Descarga de datos y desinstalación de cámara.	Funcionamiento normal.	---
24may2012	Colonia	Reinstalación de cámara en el glaciar.	Instalación exitosa, cámara operativa con tasa de captura de 1 foto/hr.	Se obtuvieron puntos de amarre, fotografías de red fotogramétrica y mediciones de posicionamiento GPS en modo PPP. Está pendiente la descarga y retiro.
Ago2012	Nef	Descarga de datos y revisión.	Operación normal. Reinstalación de panel solar y cambio de tarjeta.	---

Levantamiento de radar aerotransportado

Fecha	Glaciar o lugar aproximado	Tarea realizada	Estado de funcionamiento/operación en el sitio	Otras observaciones
27-29abr2012	Colonia	Medición aerotransportada de espesor de hielo.	Operación normal.	---
27abr2012	Nef	Medición aerotransportada de espesor de hielo.	Operación normal.	---
24ago2012	San Rafael	Medición aerotransportada de espesor de hielo.	Operación normal.	---

Instalación y operación de estaciones meteorológicas

Estación meteorológica fija - San Rafael

Fecha	Glaciar o lugar aproximado	Tarea realizada	Estado de funcionamiento/operación en el sitio	Otras observaciones
19ene2012	San Rafael	Revisión e instalación de sensores de estación meteorológica DGA.	Instalación de radiómetro y pluviómetro correcta. Cambio en conexión de sensores y actualización del programa de plataforma colectora, luego de lo cual el sensor de viento seguía sin entregar datos.	Se utilizaron los programas entregados por DGA.
Jun2012	San Rafael	Revisión de estación meteorológica DGA.	Se retiraron sensores de temperatura, humedad relativa y velocidad/dirección del viento y se procedió a instalar nuevos sensores y reconfigurar datalogger.	---

Estaciones meteorológicas fija y AWS – Nef

Fecha	Glaciar o lugar aproximado	Tarea realizada	Estado de funcionamiento/operación en el sitio	Otras observaciones
18ene2012	Nef	Instalación de balizas 1, 2, 3.	Instalación normal.	---
18ene2012	Nef	Instalación de AWS portátil.	Instalación normal.	---
19ene2012	Nef	Instalación baliza 4 y mediciones GPS.	Instalación normal.	---
22ene2012	Valle del Nef	Instalación de sensores de estación AWS.	Instalación normal de sensores	---
28mar2012	Nef	Medición de balizas 2, 3, 4 y 2t.	Medición normal.	---
29mar2012	Nef	Medición baliza 1.	Medición normal.	---
29mar2012	Nef	Re-instalación y descarga de datos de la AWS portátil.	Funcionamiento normal.	La AWS se encontraba inclinada producto de la ablación, por lo cual se reinstaló en un lugar plano. A la fecha actual, está en planificación la campaña para el retiro de esta estación.
07abr2012	Valle del Nef	Mantenión, revisión y cambio de sensores de estación AWS.	Funcionamiento con problemas del sensor de temperatura y humedad, sin entrega normal de datos. Cambio a un nuevo sensor de temperatura. Los candados dañados fueron repuestos.	El problema de incorrecta recepción de datos persiste por lo cual es necesario una nueva visita.
29may2012	Valle del Nef	Mantenión AWS.	Se reconfiguró la estación mediante archivo enviado por DGA. Se recalibró radiómetro. Se confirmó cableado se encontrara correcto. Estación con transmisión de datos erráticos.	Se considera problemas con plataforma colectora y cableado. Por tiempo y meteorología fue imposible su reparación. Se está a la espera de la próxima visita para testear cableados.
Ago2012	Nef	Mantenión AWS.	Operación normal, descarga de datos correcta. Medición de balizas 1 y 2.	---

Estación meteorológica fija – Colonia

Fecha	Glaciar o lugar aproximado	Tarea realizada	Estado de funcionamiento/operación en el sitio	Otras observaciones
19ene2012	Colonia	Instalación de sensores en estación meteorológica DGA.	Instalación de radiómetro, sensor de temperatura y humedad relativa, anemómetro, pluviómetro y sensor de altura de nieve. Funcionamiento normal.	---
4abr2012	Colonia	Mantenición de estación meteorológica DGA (revisión y descarga de datos).	Se mejoró el sistema de soporte del mástil instalado en el verano, con placa metálica y mayor número de fijaciones para darle mayor estabilidad. Se fijaron sensores de temperatura y humedad siguiendo instrucciones. Funcionamiento normal de sensores y correcta recepción de datos. Los candados dañados fueron repuestos.	---
25may2012	Colonia	Revisión de estación meteorológica DGA.	Estado normal de sensores, datalogger y sistema de alimentación.	---

Sensores de presión de agua y batimetría

San Rafael

Fecha	Glaciar o lugar aproximado	Tarea realizada	Estado de funcionamiento/operación en el sitio	Otras observaciones
20ene2012	Laguna San Rafael	Instalación de sensor hidroestático.	Se instaló sensor más la unidad colectora de datos. Instalación y operación normal.	---
Jun2012	Laguna San Rafael	Descarga de datos de sensor de presión.	Operación normal	---

Nef

Fecha	Glaciar o lugar aproximado	Tarea realizada	Estado de funcionamiento/operación en el sitio	Otras observaciones
18ene2012	Lago Nef	Instalación de sensor de presión.	Instalación y funcionamiento normal.	---
29mar2012	Lago Nef	Medición de batimetría del lago.	Suspendida.	Mal tiempo (fuertes vientos que generaban grandes olas). No se ha intentado nuevamente.
29mar2012	Lago Nef	Descarga de datos de sensor de presión.	Suspendida.	Mal tiempo, por lo cual quedó pendiente.
Septiembre2012	Lago Nef	Descarga de datos.	Operación normal.	A la fecha actual, está en planificación la campaña para el retiro del equipo.
Noviembre2012	Lago Nef	Descarga de datos.	Operación normal.	Desinstalación

Colonia

Fecha	Glaciar o lugar aproximado	Tarea realizada	Estado de funcionamiento/operación en el sitio	Otras observaciones
19ene2012	Lago Colonia (próximo al frente)	Instalación de sensor hidroestático.	Instalación y operación normal.	---
1abr2012	Lago Colonia	Medición de batimetría del lago.	Regular.	Se suspendió durante la medición debido al fuerte oleaje.
2abr2012	Lago Colonia	Descarga de datos de sensor de presión.	Operación normal.	---
3abr2012	Lago Colonia	Medición de batimetría en laguna proglacial.	Suspendida.	Fuerte viento, gran cantidad de témpanos y aumento del nivel de agua (inestabilidad general asociado a GLOF).
25may2012	Lago Colonia	Reparación de sensor hidroestático instalado en el lago Colonia.	Una quema accidental en el sector afectó el sensor de nivel de agua adosado a la estación meteorológica. Cobertura de goma de la tubería y cables dañados. Correcto funcionamiento del sensor luego de la reparación.	La estructura de la tubería no resistió el fenómeno GLOF, fue arrancada de los soportes.
26may2012	Lago Colonia	Descarga de datos y mantención de sensor de nivel hidroestático en Lago Terminus del Glaciar Colonia.	Sensor con correcto funcionamiento, datos descargados sin problema.	Zona de sensor altamente expuesta, se debe considerar medidas de seguridad. Se requieren condiciones idóneas para realizar la batimetría.
Noviembre2012	Lago Colonia	Descarga de datos.	Operación normal.	Desinstalación

ANEXO II. LISTADO DE SENSORES FIJOS DE TERRENO

San Rafael

Nombre	Estado a la fecha de fin de proyecto
Cámara fija	Retirada por personal del CECs en mayo de 2012.
Sensor de presión/temperatura	Se bajaron los datos en la última visita realizada en mayo de 2012. Permanece actualmente en el lugar.
Estación meteorológica automática	Se bajaron los datos en la última visita realizada en mayo de 2012. Permanece actualmente en el lugar.

Nef

Nombre	Estado a la fecha de fin de proyecto
Cámara fija	Se cambió tarjeta por personal del CECs en noviembre 2012. Permanece en el lugar.
Estación meteorológica automática	Fue retirada por personal del CECs en noviembre de 2012.
Sensor de presión/temperatura	Permanece en el lugar.

Colonia

Nombre	Estado a la fecha de fin de proyecto
Cámara fija	Fue retirada por personal del CECs en diciembre de 2012.
Estación meteorológica automática (DGA)	Se le cambió una batería en noviembre 2012. Estación permanece en el lugar.
Sensor de presión (para medir nivel de agua del lago)	Los datos fueron extraídos en noviembre de 2012. Sensor quedó instalado.