



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

**Cooperación técnica no reembolsable ATN/OC-11996 –CH,
Programa Plan de Acción para la Conservación de Glaciares
ante Cambio Climático, DGA-BID**

“PLAN DE ACCION PARA LA CONSERVACIÓN DE GLACIARES ANTE EL CAMBIO CLIMÁTICO”

INFORME FINAL

(VOLUMEN N° I)

REALIZADO POR:

Comitato Ev-K2-CNR

S.I.T. N°306

SANTIAGO, DICIEMBRE DE 2012

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro 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.

Coordinadora Proyecto BID-DGA e Inspector Fiscal
Geóloga Sra. M. Belén Varela M.

COMITATO EV-K2-CNR

Coordinación Científica:

Dra. Guglielmina Diolaiuti - Universidad de Milán – Comitato Ev-K2-CNR
con la colaboración de Dra. Antonella Senese

Dr. Daniele Bocchiola - Politécnico de Milán - Comitato Ev-K2-CNR

Equipo de investigación:

Dres. Marco Belò, Michele Citterio, Renato Roberto Colucci, Carlo D'Agata,
Alessandro Forieri, Danilo Godone, Mauro Guglielmin, Giovanni Leonelli, Sandra
Lorenzini, Stefano Mambretti, Claudia Mihalcea, Umberto Filippo Minora, Soazig
Parouty, Maria Cristina Rulli, Antonella Senese, Andrea Tamburini

Coordinación técnico-directivo:

Luca Listo - Comitato Ev-K2-CNR

Indice

RESUMEN	1
A) DETERMINACIÓN DEL CAMBIO DE ELEVACIÓN EN GLACIARES DE CHILE CENTRAL	6
I. CUANTIFICACIÓN DE LAS VARIACIONES VOLUMÉTRICAS DECENALES DE ALGUNOS GLACIARES CHILENOS A TRAVÉS DE LA COMPARACIÓN DE DATOS DE LIDAR CON DATOS TOPOGRÁFICOS SATELITALES	6
1. Objetivo del trabajo y breve introducción sobre la confiabilidad de las metodologías topográficas y geodésicas para la estimación de las variaciones estacionales y anuales de un glaciar.	6
2. Materiales a disposición	7
3. Metodología	10
4. Resultados	11
a. Glaciar Juncal Norte (33° 02' S, 70° 06' W)	11
b. Glaciar Juncal Sur (33° 06' S, 70° 07' W)	13
c. Glaciar Olivares Gamma (33° 07' S, 70° 10' W)	14
d. Glaciar Olivares Beta (33° 08' S, 70° 11' W)	15
e. Glaciar Olivares Alfa (33° 11' S, 70° 13' W)	16
f. Glaciar Palomo (34° 34' S, 70° 17' W)	17
g. Glaciar Cipreses (34° 35' S, 70° 21' W)	18
h. Glaciar Cortaderal (34° 38' S, 70° 17' W)	19
i. Glaciar Universidad (34° 40' S, 70° 20' W)	20
5. Discusión y consejos operativos	21
II. CUANTIFICACIÓN DE LAS VARIACIONES PLANIALTIMÉTRICAS INTERANUALES Y ESTACIONALES DE LOS GLACIARES ECHAURREN Y SAN FRANCISCO A TRAVÉS DE LA CONFRONTACIÓN DE DTM MULTIFUENTE (LIDAR, SRTM Y ASTER) Y DE LOS DATOS GPS	24
1. Introducción	24
2. Metodología de análisis	26
a. Trazado de perfil en ambiente GIS	27
b. Validación de las mediciones	28
3. Resultados	29
a. Glaciar San Francisco (33° 46' S, 70° 04' W)	29
b. Glaciar Echaurren (33° 58' S, 70° 13' W)	36
4. Conclusiones	41
B) ANÁLISIS DE BALANCES COMBINADOS	42
III. LÍNEAS GUÍA Y RECOMENDACIONES PARA LA CREACIÓN DE UNA RED DE MONITOREO METEOROLÓGICO DE LOS GLACIARES CHILENOS.	42
1. Introducción	42
2. Criterios generales para redes de monitoreo meteorológico de los glaciares	43
3. Objetivos directivos	44
4. Objetivos científicos	44

5. Objetivos técnicos y operacionales	45
6. El caso específico de los glaciares Chilenos.....	46
7. Características técnicas de la red de monitoreo y de las estaciones	47
8. Inspección preliminar, Glaciar Exploradores, febrero 2012	54
a. Glaciar Exploradores, mantención de la estación meteorológica de la DGA	54
9. Problemas y soluciones.....	60
a. Informe resumen de mantenimiento	61
b. Localización de la estación.....	61
c. Construcción de la estación.....	61
d. Transmisión de datos.....	61
e. Estructura de la estación	61
f. Sensores.....	63
g. Conclusiones	64
IV. CONDICIONES MICROMETEOROLÓGICAS Y EL BUDGET DE ENERGÍA DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS EN LA SUPERFICIE DEL GLACIAR EXPLORADORES (CHN).....	65
1. Introducción: Campo Chileno de Hielo Norte (CHN)	65
2. Glaciar Exploradores	66
3. Caracterización meteorológica de las estaciones meteorológicas localizadas cerca del Glaciar Exploradores	68
4. Estación meteorológica automática en la lengua del Glaciar Exploradores	71
5. Datos meteorológicos 2009 - 2012.....	73
5.1 Temperatura del aire	73
5.2 Humedad relativa.....	81
5.3 Presión atmosférica	84
5.4 Velocidad y dirección del viento	87
5.5 Precipitación.....	97
5.6 Radiación de onda corta entrante y saliente.....	101
6. Cálculo de flujos turbulentos	106
7. Balance de energía y estimación de fusión	112
8. Mediciones de ablación durante la campaña de campo 2012 en la lengua del Glaciar Exploradores	118
9. Discusión	120
10. Distribución de balance de energía superficial.....	121
11. Conclusiones	123
V. CONDICIONES METEOROLÓGICAS Y PRESUPUESTO DE ENERGÍA DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS EN GLACIAR DEL CENTRO DEL CHILE: GLACIAR PIRÁMIDE	124
1. Glaciar Pirámide (Centro de Chile)	124
2. Mediciones de ablación en la lengua del Glaciar Pirámide	126
3. Estación Meteorológica Automática en la lengua del Glaciar Pirámide.....	128
4. Datos Meteorológicos a los 0,5 m, 2 m y 4 m por sobre la superficie desde el 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.	130
4.1 Temperatura del aire	130

4.2 Humedad Relativa	137
4.3 Presión atmosférica	140
4.4 Dirección y velocidad del viento	141
4.5 Radiación de onda corta entrante y saliente.....	147
4.6 Radiación de onda larga entrante y saliente.....	150
5. Cálculo de la fusión	155
6. Discusión y conclusión	159
C) ANÁLISIS DE LA COBERTURA NIVAL DEL PAÍS ENTRE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS COPIAPÓ Y PETROHUÉ.....	161
VI DINÁMICA DE LA COBERTURA NIVAL EN EL ÁREA COMPRENDIDA ENTRE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS COPIAPÓ Y PETROHUÉ, DESDE 2008 AL 2011	161
1. Introducción.....	161
2. Metodología	162
3. Georreferenciación, remuestreo y fusión de las MODIS y del DEM	162
4. Subdivisión espacial de las imágenes MODIS y del DEM en las diversas cuencas	163
5. Estudio de la cobertura nubosa y de las imágenes a descartar	164
6. Cuantificación de las variables topográficas	165
7. Producto final	165
8. Clasificación para síntesis.....	166
9. Zona Norte.....	167
10.Zona Centro	171
11.Zona Sur.....	176
12.Conclusiones	179
D) ASESORAMIENTO TÉCNICO EN LA RED GLACIOLÓGICA DE MONTAÑA.....	181
VII ASESORAMIENTO TÉCNICO EN LA RED GLACIOLÓGICA DE MONTAÑA.....	181
1. Introducción.....	181
2. Glaciar San Francisco	182
3. Glaciar Tapado	189
4. Valle Yerba Loca	198
5. Glaciar Olivares Gamma	201
6. Glaciar Monos de Agua	205
7. Glaciar Cipreses.....	208
8. Caudales de cálculo.....	211
9. Conclusiones y Sugerencias.....	219

INDICE DE FIGURAS

Capítulo I.	
Figura I-1:	12
Figura I-2:	13
Figura I-3:	14
Figura I-4:	15
Figura I-5:	16
Figura I-6:	17
Figura I-7:	18
Figura I-8:	19
Figura I-9:	20
Capítulo II.	
Figura II-1:	26
Figura II-2:	27
Figura II-3:	28
Figura II-4:	31
Figura II-5:	33
Figura II-6:	37
Figura II-7:	38
Capítulo III.	
Figura III-1:	47
Figura III-2:	48
Figura III-3:	49
Figura III-4:	49
Figura III-5:	55
Figura III-6:	58
Figura III-7:	59
Figura III-8:	60
Capítulo IV.	
Figura IV-1:	67
Figura IV-2:	67
Figura IV-3:	69
Figura IV-4:	72
Figura IV-5:	113
Figura IV-6:	119
Capítulo V.	
Figura V-1:	127
Figura V-2:	129
Figura V-3:	156

Capítulo VI.	
Figura VI-1:	163
Figura VI-2:	164
Capítulo VII.	
Figura VII-1:	183
Figura VII-2:	184
Figura VII-3:	185
Figura VII-4:	185
Figura VII-5:	187
Figura VII-6:	188
Figura VII-7:	189
Figura VII-8:	190
Figura VII-9:	191
Figura VII-10:	193
Figura VII-11:	193
Figura VII-12:	195
Figura VII-13:	198
Figura VII-14:	199
Figura VII-15:	200
Figura VII-16:	201
Figura VII-17:	202
Figura VII-18:	203
Figura VII-19:	205
Figura VII-20:	206
Figura VII-21:	206
Figura VII-22:	209
Figura VII-23:	210
Figura VII-24:	212
Figura VII-25:	215

INDICE DE GRÁFICOS

Capítulo II.	
Gráfico II-1:	30
Gráfico II-2:	35
Gráfico II-3:	35
Gráfico II-4:	36
Gráfico II-5:	40
Gráfico II-6:	40
Capítulo III.	
Gráfico III-1:	52
Gráfico III-2:	52
Gráfico III-3:	53
Capítulo IV	
Gráfico IV-1:	69
Gráfico IV-2:	70
Gráfico IV-3:	74
Gráfico IV-4:	75
Gráfico IV-5:	76
Gráfico IV-6:	77
Gráfico IV-7:	80
Gráfico IV-8:	81
Gráfico IV-9:	82
Gráfico IV-10:	82
Gráfico IV-11:	83
Gráfico IV-12:	84
Gráfico IV-13:	85
Gráfico IV-14:	85
Gráfico IV-15:	86
Gráfico IV-16:	87
Gráfico IV-17:	88
Gráfico IV-18:	88
Gráfico IV-19:	89
Gráfico IV-20:	89
Gráfico IV-21:	90
Gráfico IV-22:	91
Gráfico IV-23:	92
Gráfico IV-24:	93
Gráfico IV-25:	93
Gráfico IV-26:	94
Gráfico IV-27:	95
Gráfico IV-28:	96
Gráfico IV-29:	97
Gráfico IV-30:	98

Gráfico IV-31:	99
Gráfico IV-32:	100
Gráfico IV-33:	100
Gráfico IV-34:	101
Gráfico IV-35:	102
Gráfico IV-36:	102
Gráfico IV-37:	103
Gráfico IV-38:	104
Gráfico IV-39:	105
Gráfico IV-40:	106
Gráfico IV-41:	107
Gráfico IV-42:	108
Gráfico IV-43:	108
Gráfico IV-44:	109
Gráfico IV-45:	110
Gráfico IV-46:	110
Gráfico IV-47:	111
Gráfico IV-48:	111
Gráfico IV-49:	112
Gráfico IV-50:	115
Gráfico IV-51:	115
Gráfico IV-52:	116
Gráfico IV-53:	117
Gráfico IV-54:	117
Gráfico IV-55:	118
Gráfico IV-56:	120
Gráfico IV-57:	122
Capítulo V.	
Gráfico V-1:	131
Gráfico V-2:	131
Gráfico V-3:	132
Gráfico V-4:	133
Gráfico V-5:	133
Gráfico V-6:	134
Gráfico V-7:	136
Gráfico V-8:	137
Gráfico V-9:	138
Gráfico V-10:	138
Gráfico V-11:	139
Gráfico V-12:	140
Gráfico V-13:	141
Gráfico V-14:	142
Gráfico V-15:	142
Gráfico V-16:	143

Gráfico V-17:	144
Gráfico V-18:	145
Gráfico V-19:	146
Gráfico V-20:	146
Gráfico V-21:	148
Gráfico V-22:	148
Gráfico V-23:	149
Gráfico V-24:	150
Gráfico V-25:	151
Gráfico V-26:	152
Gráfico V-27:	153
Gráfico V-28:	154
Gráfico V-29:	155
Gráfico V-30:	158
Gráfico V-31:	158
Gráfico V-32:	160
Gráfico V-33:	160
Cpítulo VI.	
Gráfico VI-1:	167
Gráfico VI-2:	168
Gráfico VI-3:	169
Gráfico VI-4:	169
Gráfico VI-5:	170
Gráfico VI-6:	171
Gráfico VI-7:	171
Gráfico VI-8:	172
Gráfico VI-9:	173
Gráfico VI-10:	174
Gráfico VI-11:	174
Gráfico VI-12:	175
Gráfico VI-13:	175
Gráfico VI-14:	176
Gráfico VI-15:	177
Gráfico VI-16:	177
Gráfico VI-17:	178
Gráfico VI-18:	179
Gráfico VI-19:	179
Capítulo VII.	
Gráfico VII-1:	186
Gráfico VII-2:	191
Gráfico VII-3:	194
Gráfico VII-4:	195
Gráfico VII-5:	196
Gráfico VII-6:	202

INDICE DE TABLAS

Capítulo I.	
Tabla I-1:	21
Capítulo II.	
Tabla II-1:	24
Tabla II-2:	29
Tabla II-3:	32
Tabla II-4:	34
Tabla II-5:	36
Tabla II-6:	37
Tabla II-7:	39
Capítulo III.	
Tabla III-1:	50
Tabla III-2:	50
Tabla III-3:	51
Tabla III-4:	57
Capítulo IV.	
Tabla IV-1:	68
Tabla IV-2:	71
Tabla IV-3:	71
Tabla IV-4:	73
Tabla IV-5:	75
Tabla IV-6:	77
Tabla IV-7:	78
Tabla IV-8:	79
Tabla IV-9:	84
Tabla IV-10:	91
Tabla IV-11:	119
Tabla IV-12:	121
Capítulo V.	
Tabla V-1:	128
Tabla V-2:	129
Tabla V-3:	135
Capítulo VII.	
Tabla VII-1:	183
Tabla VII-2:	190
Tabla VII-3:	196
Tabla VII-4:	200
Tabla VII-5:	203
Tabla VII-6:	206

Tabla VII-7:	209
Tabla VII-8:	215
Tabla VII-9:	217
Tabla VII-10:	218
Tabla VII-11:	221

RESUMEN

El documento aquí presentado ilustra las actividades desarrolladas y los resultados conseguidos en el ámbito de la consultoría "Plan de Acción para la Conservación de Glaciares ante Cambio Climático" ejecutada por Ev-K2-CNR en la DGA, en el marco de la **Cooperación técnica no reembolsable ATN/OC-11996 –CH, Programa Plan de Acción para la Conservación de Glaciares ante Cambio Climático, DGA-BID**.

La colaboración ha contado con el empleo de personal altamente especializado (PhD en glaciología y ciencias de la criósfera, así como hidrólogos), ya sea en terreno como en laboratorio. Los especialistas comprometidos en el proyecto van de temas desde los análisis cartográficos y sensores remotos, la hidrología de montaña, la meteorología glacial, a las ciencias criosféricas (estudio del permafrost y de sus manifestaciones), a la topografía (mediciones de GNSS = Global Navigation Satellite System), a la geofísica aplicada (mediciones de GPR = Ground Penetrating Radar), a la glaciología clásica (mediciones de ablación), a la aplicación de modelos glaciológicos.

En este informe se presentan los datos y los resultados de los estudios realizados.

Consta de las siguientes partes:

A) Determinación de los cambios de elevación en algunos glaciares de Chile Central y Campo de Hielo Sur

En particular, han sido realizados análisis en ambiente GIS (GIS = Geographic Information System) de datos topográficos ya en posesión de la DGA (por ej.: datos de LIDAR –LIDAR = Laser Imaging Detection and Ranging- adquiridos en el 2011) para describir la planialtimetría de 9 glaciares chilenos (Cipreses, Cortaderal, Palomo, Universidad, Olivares Beta, Olivares Alfa, Juncal Norte, Juncal Sur, Olivares Gamma). Los datos, filtrados y analizados, han sido luego confrontados con datos satelitales disponibles de fuente abierta (DEM-Digital Elevation Model- de Shuttle Radar Topography Mission -SRTM- de la National Aeronautics and Space Administration -NASA) para la evaluación de las variaciones volumétricas decenales de estos glaciares. Los resultados, si bien afectados por un error potencial no desdeñable debido a la diversa resolución de los datos fuente, están de acuerdo con los datos de literatura disponible para los glaciares examinados (entendidos como intensidad y velocidad de las reducciones de espesor deducidas), e indican una generalizada, si bien leve, reducción de los glaciares examinados. Se han analizado también con gran detalle las variaciones de volumen y grosor de los glaciares Echaurren y San Francisco. Para determinar los cambios en el grosor y el volumen se han comparado DEM derivados de datos LIDAR, SRTM y ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), y también se han utilizado los datos registrados directamente en terreno a través de campañas de GPS. También en este caso se han obtenido variaciones de espesor negativo (reducción), aunque modestas.

Asimismo se han cuantificado las tasas de ablación del Glaciar Tyndall (Campo de Hielo Patagónico Sur).

B) Análisis de balances combinados

La colaboración ha reunido la meteorología glacial con un atento análisis de los datos almacenados sobre los Glaciares Exploradores y Pirámide. Los parámetros meteorológicos han sido analizados para caracterizar el área en una escala micro meteorológica y para evaluar los balances de energía y derretimiento de hielo. En particular, para el Glaciar Exploradores se ha distribuido la energía disponible para la fusión a toda la superficie glacial, que permite la evaluación de las variaciones estacionales del glaciar.

C) Análisis de la cobertura nival del país entre las cuencas de los ríos Copiapó y Petrohué

En este ámbito, se han realizado análisis con sensores remotos y en ambiente GIS de datos nivológicos, para describir la cubierta nival en el área de las cuencas hidrográficas comprendidas entre el río Copiapó y del río Petrohué, para los años hidrológicos 2007-2011. Se habla de 18 cuencas hidrográficas. La cubierta nival ha sido investigada a nivel de su dinámica temporal (entre los varios meses de cada año hidrológico y entre los varios años considerados) y de distribución espacial (área de cubierta nival, hipsografía, exposiciones predominantes ordenadas por cinturones de levantamiento). Este estudio actualiza el precedente informe de la DGA, desarrollado sobre la misma área para los años 2000-2007 (DGA, 2008). El análisis de los datos con respecto a la latitud ha evidenciado situaciones distintas, como queda subrayado por la inspección de las diversas zonas en que ha sido compartida el área de estudio. Desde el punto de vista de la altitud, con respecto a la cubierta nival de cada zona, se nota como ésta es distribuida sobre franjas más altas al norte (por la presencia del altiplano), mientras se va bajando a medida que uno se mueve hacia el sur, en paralelo con la disminución de las cotas máximas alcanzadas por las cuencas ubicadas a latitudes superiores.

D) Asesoramiento técnico a la red glaciológica de montaña

En esta parte del informe se explica cómo se han desarrollado las visitas a algunos glaciares según lo solicitado por la Dirección General de Aguas (DGA), y se sugiere la instalación de estaciones para la medición de caudal. Se recomiendan las posiciones que se asumen buenas para medir caudal en las cuencas glaciales de interés. Por lo demás, el equipo del Politécnico de Milán, ha podido visitar las áreas directamente, ya sea a través de visitas por caminatas en sendero, o con helicóptero. En algunos casos, los sitios se han podido ver sólo desde el helicóptero, sin que se pudiera aterrizar, debido a las condiciones del clima imperantes en la zona. Al final del capítulo se desarrolla el Anexo I donde se ilustran las metodologías de medición de caudal con i) método área-velocidad, ii) trazador salino, iii) flotante, que deberían ser utilizadas para hacer la calibración. En las distintas secciones del Informe se hace mención a la metodología utilizada o propuesta para analizar cada una de las posibles instalaciones. Se añade allí una explicación de cómo se puede calcular el tamaño de la sección de

medición, en particular el ancho y el alto de las paredes. Asimismo, en el Anexo II se presentan algunas especificaciones técnicas sugeridas para los sensores de profundidad con medición de presión para monitoreo de nivel. En el Anexo III se presentan unas instalaciones efectuadas en Italia, a título de referencia e ilustración, y un ejemplo numérico de cálculo de coeficiente de Manning. En el Anexo IV se describen las mediciones de caudal con sal efectuadas por los consultores en terreno.

La segunda parte prevista de trabajos del grupo de hidrólogos, esto es, apoyar las actividades de instalación y puesta en funcionamiento de nuevas estaciones fluviométricas de acuerdo a las recomendaciones entregadas, no se ha podido realizar debido a que hasta la fecha la DGA no ha construido tales estaciones.

E) Generación de una base de datos

Los datos obtenidos de los estudios realizados en el laboratorio y los que surgen del trabajo en terreno han sido incluidos en los cuadros y archivos digitales que se adjunta a este informe en formato electrónico (CD). En el presente informe se describe el análisis realizado y los resultados obtenidos.

Se han efectuado luego mediciones sistemáticas sobre un glaciar rocoso representativo, que queda cerca de un glaciar cubierto de detritos, *debris covered glacier* (DCG), o sea el Glaciar Pirámide. Sobre el glaciar rocoso, preliminarmente llamado "Glaciar Rocosó P", se han aplicado metodologías de investigación geofísica (tomografía eléctrica) para medir el espesor de la cubierta detrítica y la presencia de hielo masivo. En oficina se ha también entregado la interpretación geológica de las investigaciones geofísicas. De la confrontación entre el glaciar rocoso y el glaciar cubierto de detritos se pueden desarrollar unas observaciones, por las que aparecen claras las similitudes de carácter estructural de las dos formas analizadas. En particular se puede observar cómo los valores de resistividad del núcleo de la parte apical del glaciar rocoso y del glaciar cubierto de detritos son muy parecidas, y sin dudas bien superiores al millón de ohm, umbral de literatura para definir el hielo masivo de origen glaciar. Cabe además subrayar cómo también la profundidad de la capa activa y de la cubierta detrítica suelta es bastante parecida y que la superficie del presunto cuerpo de hielo sepultado es aproximadamente paralela a la superficie topográfica en ambos casos. La diferencia de estructura se ve en la parte frontal del glaciar de roca donde los núcleos de hielo masivo se separan y se quedan entre el detrito más o menos rico de hielo.

Aparece claro el posible origen común de los dos cuerpos (glaciar rocoso y el glaciar cubierto de detritos). La diferencia entre los dos es que en el caso del glaciar rocoso no hay más hielo expuesto en las cuencas de alimentación, mientras hay hielo en continuidad morfológica con la parte cubierta en el caso del glaciar cubierto de detritos. Por supuesto, tal evolución depende de las dimensiones del máximo cuerpo glaciar posible al interior de la cuenca colectora, que en el caso del glaciar de roca, que tiene una orientación parecida, es mucho más pequeño.

Las mediciones de terreno han también comprendido 4 glaciares, seleccionados de acuerdo con la DGA por su representatividad tipológica, geográfica y dimensional. Los aparatos escogidos son el Glaciar cubierto de detritos Pirámide, el Glaciar San Francisco, el Glaciar Echaurren y el Glaciar Exploradores. Sobre estos aparatos han sido instaladas redes de balizas de ablación para el estudio de intensidad y tasas de ablación superficial. Las balizas han constituido también los puntos para la medición de los desplazamientos superficiales y por tanto de las velocidades de los glaciares. En fin, también se han ejecutado prospecciones de georradar (GPR) gracias a la utilización del instrumento a disposición de la DGA y de la antena expresamente traída desde Italia por los investigadores de Ev-K2-CNR. Los datos obtenidos han permitido caracterizar los glaciares examinados.

En laboratorio (ambiente de GIS, anales de datos de sensores remotos) ha sido efectuada una verificación de los perímetros glaciales de una muestra significativa de aparatos que confluirán en el catastro glacial chileno. La verificación ha llevado a una reducción de las incertidumbres y de los errores sobre todo para aquellos aparatos que, cubiertos de un espesor detrítico en el sector terminal, habían visto una incompleta delimitación con metodologías automáticas.

Siempre en las dependencias de la UGN ha sido efectuado el procesamiento de datos geofísicos almacenados sobre el Glaciar San Rafael (Patagonia), en el 2011 y en el 2012, para la determinación del SWE (Snow Water Equivalent o Agua Equivalente de Nieve) y la identificación y mapeo de grietas. Las elaboraciones realizadas han logrado determinar el SWE a nivel puntual y distribuido a partir de datos nivológicos de campo (trinchera nivológica) y de datos de georradar. Asimismo, ha sido también posible determinar la presencia y las características de las principales grietas presentes, incluso a partir de la elaboración de interpretación de los datos de georradar.

La colaboración ha abarcado la meteorología glacial con un atento análisis de los factores a considerar para el desarrollo de una red meteorológica supra-glacial y pro-glacial chilena, la verificación de los instrumentos a disposición y de las criticidades evidentes, la propuesta de soluciones de mejoramiento, también basándose en la experiencia de la red administrada por el GEUS (Servicio de Investigación Geológica de Dinamarca y Groenlandia) en Groenlandia.

Los datos meteorológicos detectados en la superficie de los glaciares Pirámide y Exploradores se han utilizado para caracterizar la micro meteorología glacial y también se han utilizado para el análisis de balance de energía y de masa.

Igualmente en las oficinas de la UGN se han efectuado elaboraciones de datos climatológicos. Esta parte de la consultoría ha tenido como objetivo la construcción de series climáticas regionales continuas a partir del análisis de datos históricos. En particular, para tres regiones de Chile (Región Metropolitana de Santiago, Región de Valparaíso y Región de Coquimbo) se han construido series regionales mensuales de precipitación y temperaturas a fin de analizar las tendencias recientes con referencia al cambio climático, y caracterizar las diversas regiones con referencia a la evolución temporal de las condiciones termo-pluviométricas. Por tanto, se han usado técnicas estadísticas para la reconstrucción de las informaciones regionales y la espacialización

del dato meteorológico en un proyecto GIS. A través del análisis de las series históricas meteorológicas ha sido construido sobre base mensual el comportamiento de las precipitaciones anuales para 1931-2011 y el de las temperaturas anuales para 1963-2011 entre la Región Metropolitana de Santiago. La serie regional de precipitaciones construida permite identificar los años más o menos lluviosos y evaluar el régimen de las precipitaciones por más de 80 años y ver las tendencias en curso. La serie regional de temperaturas permite identificar la ocurrencia de años más calurosos y más fríos, y el comportamiento de las temperaturas por casi 50 años.

Por la elección de analizar separadamente el comportamiento de las precipitaciones y de las temperaturas en las subregiones se ha logrado identificar dónde se están verificando las mayores variaciones con referencia al aporte de precipitación total anual y de las temperaturas medias anuales. Por los análisis efectuados sobre las precipitaciones se entiende que la subregión de los Andes, desde 1963-2011, es aquella que muestra las variaciones más importantes, con un aumento de las precipitaciones alrededor de +11 mm cada 10 años, seguida por la región del Plano de Santiago (+6 mm/10 años). Diversamente, los sectores Norte y Oeste de la región muestran una tendencia negativa, con una disminución de precipitaciones más marcada en el sector oeste, y que se acerca a -3 mm/10 años. Con referencia a las temperaturas, la subregión de los Andes es aquella que muestra la tendencia más marcada por el 1978-2011, con una variación de +0,6 °C, seguida por la subregión Norte (+0,5 °C); diversamente, la serie de la subregión Sur no tiene una variación apreciable de temperatura por el período analizado. Generalmente los mínimos de precipitación en la Región Metropolitana de Santiago se registran en enero, en correspondencia con la máxima temperatura de verano. Esta característica, junto a los valores de temperatura relativamente elevados, siempre sobre cero (excepto en la subregión de los Andes), caracteriza un clima de tipo mediterráneo, con aportes relativamente escasos de precipitaciones totales anuales. A pesar que los Andes son el área más fría de la región, allí se ve para el período 1978-2011 la tendencia más grande de aumento de las temperaturas (+0,6°C) y de las precipitaciones (+54,6 mm) en comparación con las otras subregiones analizadas.

F) Talleres

Se han organizado y realizado tres talleres, los cuales han abordado temas glaciológicos de interés general, los métodos y técnicas de estudio y la investigación llevada a cabo por los consultores en Chile.

Dos talleres han sido llevados a cabo en la sede de la DGA de Santiago y el tercero en terreno, en el Glaciar Echaurren, para ilustrar prácticamente operaciones glaciológicas de campo.

A) DETERMINACIÓN DEL CAMBIO DE ELEVACIÓN EN GLACIARES DE CHILE CENTRAL

I. CUANTIFICACIÓN DE LAS VARIACIONES VOLUMÉTRICAS DECENALES DE ALGUNOS GLACIARES CHILENOS A TRAVÉS DE LA COMPARACIÓN DE DATOS DE LIDAR CON DATOS TOPOGRÁFICOS SATELITALES

A cargo de: Carlo D'Agata

1. Objetivo del trabajo y breve introducción sobre la confiabilidad de las metodologías topográficas y geodésicas para la estimación de las variaciones estacionales y anuales de un glaciar.

El objetivo de esta parte de la consultoría es la cuantificación de las variaciones volumétricas de algunos glaciares de muestra a través de la comparación de datos topográficos LIDAR (a disposición de la DGA) con datos topográficos satelitales disponibles libremente *on line*. En particular, se han analizado los glaciares Cipreses, Cortaderal, Palomo, Universidad, Olivares Beta, Olivares Alfa, Juncal Norte, Juncal Sur y Olivares Gamma.

Como es conocido, las variaciones a escala estacional y anual de un glaciar pueden ser cuantificadas a través de mediciones directas en terreno de acumulación y ablación (por ej.: balance de masa glacial) o a través de análisis indirectos (topográficos, peso volumétrico, si éste último es acoplado a informaciones - datos de densidad se puede hablar de balance de masa).

Ambos métodos, aún cuando con resolución e indicaciones de aplicación diversa en función de la logística y de las dimensiones de los glaciares a investigar, son importantes para cuantificar las variaciones de masa y volumen glacial (que son función de las condiciones meteorológicas del año hidrológico en que han sido efectuadas las medidas, Kaser et al., 2003) y contribuyen además a las valoraciones sobre la entidad del escorrentía hídrico glacial.

Para glaciares para los cuales estas mediciones han sido realizadas por largos períodos (de diez años o más, como en el caso de los glaciares de la muestra seleccionados a nivel regional y datos de los cuales son enviados al WGMS, World Glacier Monitoring Service con sede en Zurich, Suiza), los datos de balance de masa pueden ser correlacionados con serie climática para notar las dependencias y aprestar modelos previsionales o escenarios evolutivos (véase por ejemplo Wallinga y van der Val, 1998).

En los últimos años han sido realizados diversos estudios comparativos para evaluar la concordancia de los datos de balance de masa glacial obtenidos de mediciones topográficas y geodésicas con aquellos obtenidos por tradicionales mediciones glaciológicas de terreno. Entre los glaciares estudiados con este fin, está el Hintereisferner, en Austria, analizado en el período 1953-1964 por Lang and Patzel (1971) y por Kuhn et al. (1999) para el período 1953-1991.

Ambos análisis han notado una buena concordancia entre series de datos obtenidas por mediciones glaciológicas de terreno y datos derivados de análisis geodésicos.

También los estudios conducidos por Cox y March (2004) sobre el Glaciar Gulkana (Alaska) y por Zemp et al. (2010) y por Koblet et al. (2010) sobre el Storglaciären (Suecia) evidencian una buena correspondencia entre los resultados obtenidos con los dos diversos métodos.

Al contrario, Geist y Stotter (2007) han hallado amplias diferencias entre los balances de masa del Hintereisferner medidos en el período 2001 – 2005, ya sea con método geodésico que con método directo. Sobre el Glaciar South Cascade (Estados Unidos), Krimmel (1999) ha hallado una prueba de error sistemático entre los dos métodos. Hagg et al. (2004) han confrontado el método glaciológico directo y aquello geodésico para el Glaciar Central de Tuyuksu (Kazakhstan) y han hallado sólo una diferencia de - 4,2 m w.e. (water equivalent – equivalente de agua) en 40 años. Numerosos autores han combinado los dos tipos de datos para cuantificar el balance de masa de un glaciar. Huss y et al. (2009) han combinado el método glaciológico directo con el geodésico en una serie temporal homogenizada de los glaciares Griesgletscher y Silvrettgletscher (Suiza). Thibert y Vincent (2009) han calculado un balance de masa combinado para el Glaciar de Sarennes (Francia) donde el balance obtenido a través del método geodésico parece menos afectado por errores sistemáticos.

Actualmente solo una pequeña fracción de los glaciares del globo es medida directamente. Cogley en el 2009 ha confrontado decenas de glaciares para los cuales estaban disponibles datos de balance de masa por mediciones glaciológicas directas y por mediciones geodésicas y no ha notado un error sistemático entre las dos series, mientras las diferencias entre los dos métodos han resultado comprendidas entre +1 m agua equivalente y -2,5 m agua equivalente (Cogley, 2009).

Fischer (2011) analizando los glaciares de referencia austríacos afirma que la precisión del balance de masa geodésico depende de la precisión del DEM y que los dos métodos relevan diferentes procesos. Atención particular debe ser además prestada, como es obvio, a la presencia de nieve; en el caso del balance de mediciones glaciológicas directas ésta es medida y es evaluada la densidad, mientras esto no siempre es posible en el caso de mediciones geodésicas.

2. Materiales a disposición

El trabajo descrito a continuación está basado sobre datos obtenidos de bases de datos internacionales y descargables libremente de la red, y sobre datos proporcionados directamente por la DGA, enumerados enseguida:

- Modelo Digital de Terreno (*Digital Ground Model*) en formato digital ASCII X,Y,Z con resolución 0,5x0,8m y valores de intensidad de cada punto del láser para los datos de superficie. La precisión absoluta del producto ha sido garantizada a 30 cm.
- Imágenes de Intensidad LIDAR. Las Imágenes de intensidad LIDAR tienen una resolución mínima de 0,5x0,8 m en formato ASCII GRID.
- Mosaicos Digital Color de Ortofotos de 15cm de resolución en formato GEO-TIFF y ECW. La posición X, Y horizontal de los elementos en la imagen tiene una precisión submétrica. Las imágenes han sido entregadas en bloques de 1000x1000 m en color verdadero.
- Curvas de nivel. Han sido obtenidas por la integración de dos sets de curvas de nivel. El primer set está compuesto por curvas de nivel 1mt de intervalo y el segundo está compuesto por curvas de nivel 2 m de intervalo.

Los datos Lidar han sido obtenidos por mediciones realizadas por una empresa consultora en el 2011 por encargo de la DGA, y han involucrado los glaciares Juncal Norte, Juncal Sur, Olivares Gamma, Olivares Beta, Olivares Alfa, Palomo, Cipreses, Cortaderal y Universidad. El levantamiento Láser Aerotransportado ha consistido en la recolección de imágenes y puntos representativos de la superficie de los glaciares mediante un sistema de sensores adosados a una plataforma aérea, que para este caso fue un Helicóptero B3.

El levantamiento topográfico ha sido ejecutado en abril de 2011. El sistema geodésico utilizado en la recolección de los datos y ajuste de los mismos es el datum WGS-84 (SIRGAS), cuya referencia vertical se ha ajustado a la altura elipsoidal de dicho sistema geodésico, de acuerdo a lo establecido en las bases técnicas del proyecto. El sistema de proyección cartográfico empleado para la representación de los datos colectados, corresponde a la proyección UTM, huso 19, datum WGS-84 (SIRGAS).

Los datos LIDAR adquiridos han sido elaborados por la empresa consultora y entregados a la DGA.

Los datos LIDAR a disposición arriba mencionados en la lista han sido analizados y confrontados con modelos digitales de elevación disponibles en red para valorar las variaciones volumétricas de los aparatos glaciares investigados en un período de tiempo de al menos diez años. Más precisamente se han buscado en la red Modelos Digitales de Elevación (*Digital Elevation Model* o *DEM*) disponibles en modalidad de OPEN SOURCE (fuente abierta) y en grado de describir con un detalle medio-alto la porción de territorio investigado con técnica LIDAR en abril de 2011.

La elección tenía que recaer por tanto sobre un producto de buena calidad y relativo a la planialtimetría del territorio en el último decenio (obviamente no en el 2011 o en los años inmediatamente anteriores a la fecha del relevamiento LIDAR, de modo de lograr valorar unas variaciones sensibles de la planialtimetría glacial).

Basándose en este criterio se ha decidido analizar las variaciones volumétricas glaciares confrontando el DEM obtenido por la medición de LIDAR 2011 con el DEM de SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) adquirida en el 2000.

Se ha optado por este DEM, disponible en red y con cobertura global, ya que permite analizar las variaciones planialtimétricas glaciares ocurridas en el arco de un decenio (del 2000 al 2011), que se supone pudieron ser de intensidad tal de superar la incertidumbre debida a la menor precisión de SRTM con respecto al dato de LIDAR 2011.

En efecto, otros DEM disponibles en red, como el DEM derivado de las adquisiciones del sensor ASTER y denominado ASTERDEM, aunque caracterizados en algunos casos por una precisión mayor con respecto a aquella de SRTM, han sido adquiridos en período muy reciente (en el caso de ASTERDEM en el 2009) y permiten evidenciar variaciones de menor entidad (por vía de la reducida distancia temporal de comparación) con respecto a aquellas calculables confrontando un DEM 2000 con un DEM realizado en el 2011.

El DEM SRTM ha sido adquirido en el ámbito del homónimo proyecto, puesto en marcha en el 2000. Durante sus 10 días de funcionamiento, el satélite Shuttle con su radar ha observado la mayor parte de la superficie de la tierra. SRTM ha así adquirido datos suficientes para obtener la más completa base de datos topográfica del planeta a alta resolución. Para adquirir datos topográficos (de elevación) el sistema SRTM estaba dotado de dos antenas de radar. Una antena se hallaba en la bodega del Shuttle, la otra al extremo de un árbol de 60 metros que se extendía desde el cuerpo del satélite mismo una vez que éste estaba en navegación en el espacio. La Shuttle Radar Topography Mission ha representado un importante proyecto internacional guiado por la National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) y por la National Aeronautics and Space Administration (NASA).

Para la elaboración de los datos de SRTM ha sido empleados 2 años. La primera parte de las actividades ha consistido en la copia de los datos de vuelo. Los datos, después de haber sido copiados, han sido elaborados en Múnich (Baviera) por la DLR, la agencia espacial alemana. Para la elaboración de los datos SRTM (llamados también Terra Data System) ha sido desarrollado un apropiado software denominado GDPS que está subdividido en tres partes principales: i) una parte del software analiza los datos de radar (procesamiento interferométrico) convirtiéndolos en un mapa donde están expresados los datos altimétricos. El mapa está constituido por las diversas franjas de radar unidas para crear unos mosaicos. ii) una segunda parte del software reúne los mosaicos de los mapas altimétricos con datos de imagen a cubrir un entero continente a la vez; iii) la tercera parte verifica la calidad de los mosaicos producidos y lleva a la creación de un mapa de salida de precisión.

Los datos SRTM han sido elaborados desde el 2002. La elaboración es realizada a escala continental en base a la prioridad señalada por la NGA. Una vez elaborados, los datos SRTM han sido enviados al Servicio Geológico de Los EE.UU. (US Geological Survey) y en copia al Ministerio de Defensa de los EE.UU. Los datos SRTM elaborados son archivados en el EROS DATA Center (EDC), están ahora disponibles al público a través de los sitios:

<http://www.jpl.nasa.gov/srtm/cbanddataproducs.html>

<http://edc.usgs.gov/products/elevation.html>

<http://seamless.usgs.gov/>

<http://glcf.umiacs.umd.edu/data/srtm/index.shtml>

<http://srtm.csi.cgiar.org/>

Para el trabajo aquí presentado han sido utilizados los Modelos Digitales de Elevación SRTM denominados: i) SRTM_22_20 y ii) SRTM 22_19 a la resolución de 3 arc sec correspondientes a cerca de 90m en el ecuador.

Estos DEM han sido descargados en formato DTED2 con precisión absoluta (nominal) de 23 m en horizontal y 18 m en vertical (Advis y Andrade, 2007).

Antes de utilizar estos Modelos Digitales de Elevación para calcular las variaciones volumétricas de los glaciares chilenos para los cuales se ha dispuesto de datos LIDAR realizados en el 2011, se ha evaluado críticamente la literatura a disposición. Berthier et al. (2006) han documentado una tendencia a la subestimación de las cotas en los DEM SRTM relativos a zonas montañosas y consecuentemente han sido presentadas por algunos investigadores solicitudes para corregir esta subestimación altimétrica (véase Berthier et al, 2007; Moller et al., 2007). Sin embargo, Paul (2008) ha puesto en duda la existencia de esta tendencia a la subestimación en los territorios afectados por una elevada rugosidad y por ahora no es posible asignar un error sistemático a los DEM SRTM representativos de áreas montañosas uniformes (como las glaciares) y áreas con elevada rugosidad (no glaciares) (Moller y Schneider, 2010).

3. Metodología

Ha sido construido un adecuado proyecto con el software GIS a disposición en la DGA y denominado Arcmap 9.2. Los datos, subdivididos en varios archivos para simplificar la gestión, han sido transformados en formato raster (formato de ESRI© *.grd) y cada glaciar analizado ha visto la creación de un archivo individual.

Antes de las elaboraciones verdaderas y propias los datos han sido filtrados de modo de eliminar campos vacíos (como aquellos denominados "nodata") o sin sentido o valores no realistas. Gracias a la disponibilidad de las ortofoto ha sido además posible delimitar los perímetros glaciares 2011 aunque debe subrayarse que los datos LIDAR 2011 se extendían principalmente a recubrir los aparatos glaciares a lo largo de la línea de flujo principal.

Los DEM a disposición están caracterizados por una resolución claramente diversa. El DEM obtenido de los datos LIDAR 2011 tiene una elevada precisión con respecto al DEM SRTM 2000. Para operar la comparación ha sido después necesario hacer un nuevo muestreo del DEM LIDAR2011 a la misma resolución del DEM SRTM 2000 según la técnica del valor más frecuente del pixel.

La comparación entre los Modelos Digitales de Elevación ha sido efectuada con el instrumento de Arcmap denominado "*spatial analyst*" y "*3D analyst*". El primero ha permitido a través del "*Raster calculator*" calcular las diferencias entre los dos DEM que

tienen la misma resolución, y el segundo, calcular las variaciones volumétricas transcurridas.

Para la comparación entre los Modelos Digitales de Elevación siempre se ha procedido a sustraer al DEM más reciente (LIDAR 2011) aquel más antiguo (SRTM 2000) de modo de obtener variaciones con marco coherente, o sea, de modo que a un signo positivo correspondiera un aumento de cota y un aumento de volumen y a un signo negativo una disminución de cota y una pérdida de volumen.

No han sido hechos cambios de sistema de coordenadas ni de planos métricamente ni verticalmente, en cuanto ambos DEM analizados están referidos al sistema WGS84 EGM96.

4. Resultados

a. Glaciar Juncal Norte (33° 02' S, 70° 06' W)

La comparación de LIDAR 2011- SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de $-0,019698 \text{ km}^3$ calculada sobre un área de comparación de $3,46 \text{ km}^2$. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de 5,69 m que corresponde a un adelgazamiento medio anual de 0,517 m.

Entre el 1955 y el 1997 la variación de la frente ha sido muy reducida (-170 m); desde el 1997 al 2000 ha sido de -12 m (Rivera et al., 2002). Las variaciones de espesor en la cuenca de ablación desde el 1955 al 2003 han sido muy reducidas ($-0,58 \pm 0,37 \text{ m}$ al año (Bown et al., 2008).

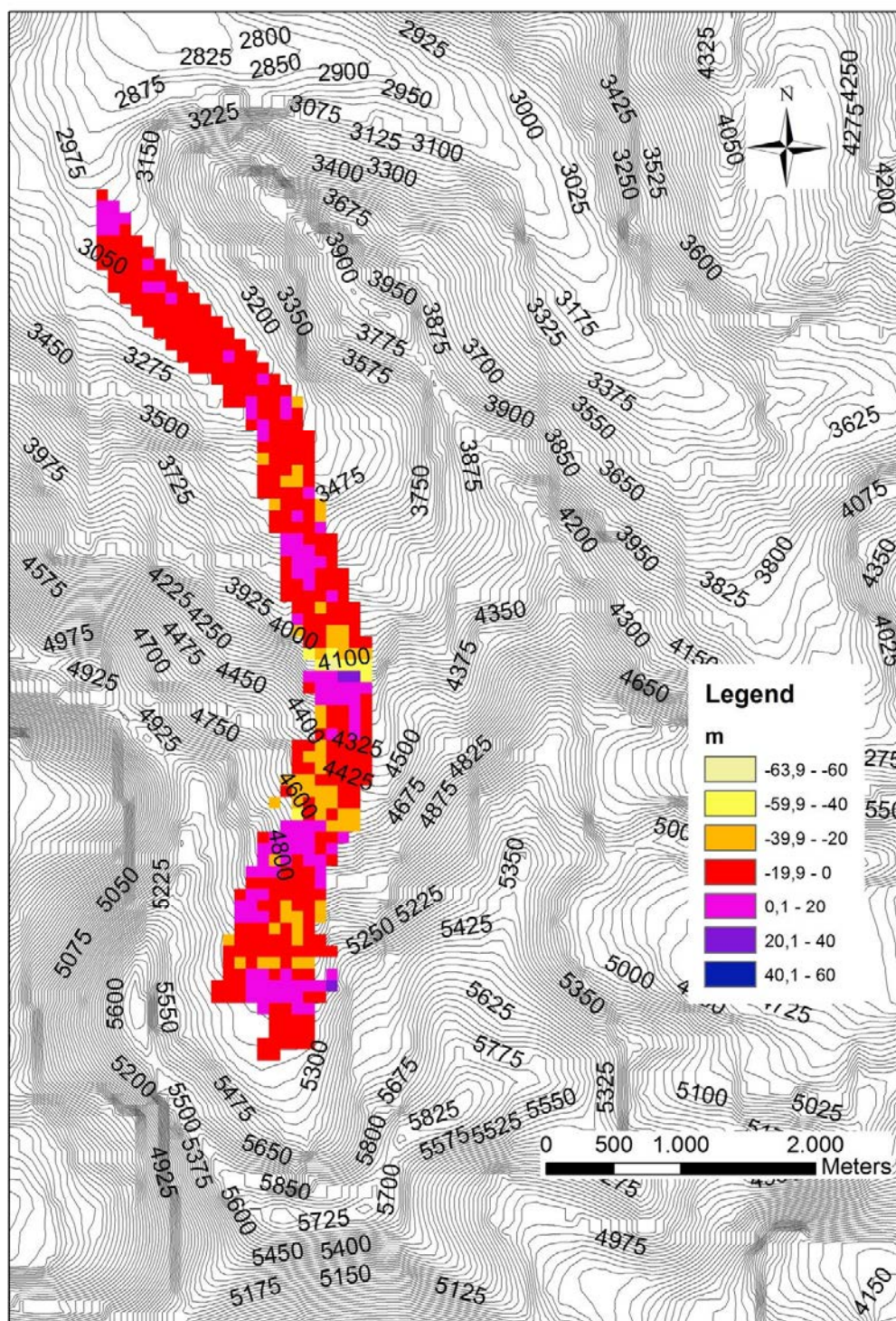


Figura I-1: Mapa de las isovariaciones del Glaciar Juncal Norte (2011-2000).

b. Glaciar Juncal Sur (33°06' S, 70° 07'W)

La comparación de LIDAR 2011- SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de $-0,039867 \text{ km}^3$ calculada sobre un área de comparación de $5,69 \text{ km}^2$. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de 7 m que corresponde a un adelgazamiento medio anual de 0,637 m.

El Glaciar Juncal Sur ha evidenciado una variación frontal de -50 m entre el 1955 y el 1997 con una reducción de espesor medio anual en el área de ablación de 1 m (Rivera et al., 2002; Rivera et al., 2007; Le Quesne et al., 2008).

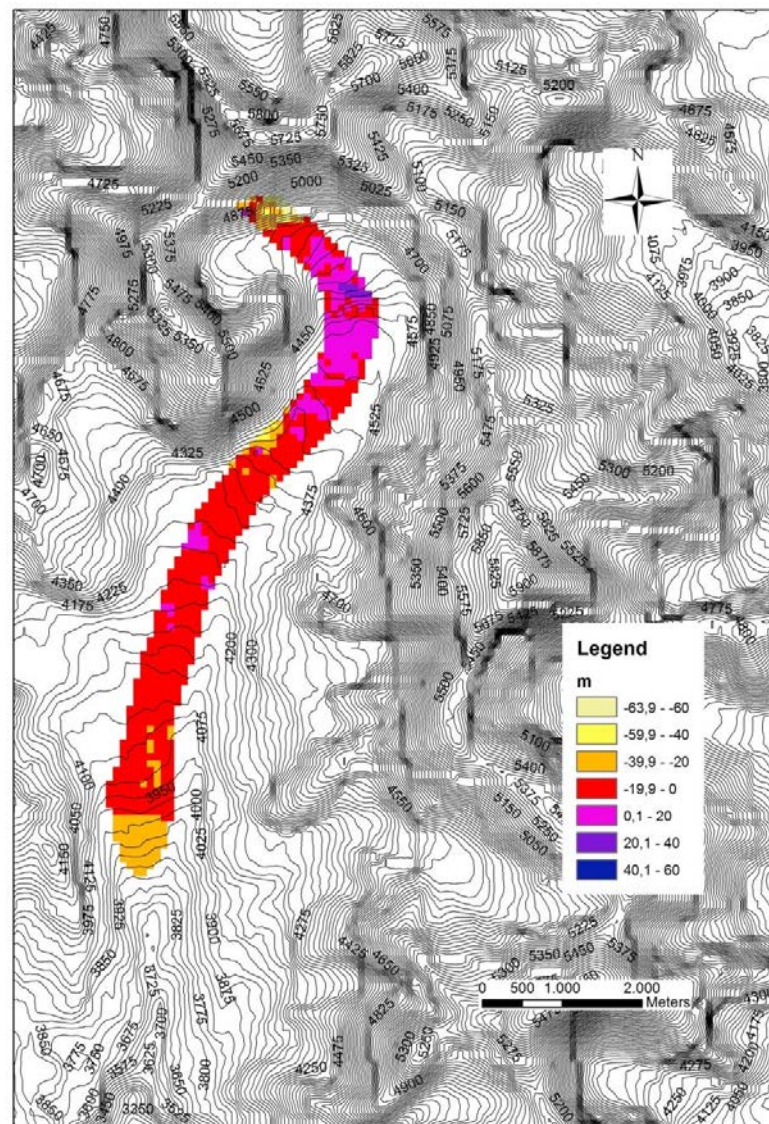


Figura I-2: Mapa de las isovariaciones del Glaciar Juncal Sur (2011-2000).

c. Glaciar Olivares Gamma (33° 07' S, 70°S 10'W)

La comparación de LIDAR 2011- SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de $-0,020120 \text{ km}^3$ calculada sobre un área de comparación de $3,2 \text{ km}^2$. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de 6,3 m que corresponde a un adelgazamiento medio anual de 0,57 m.

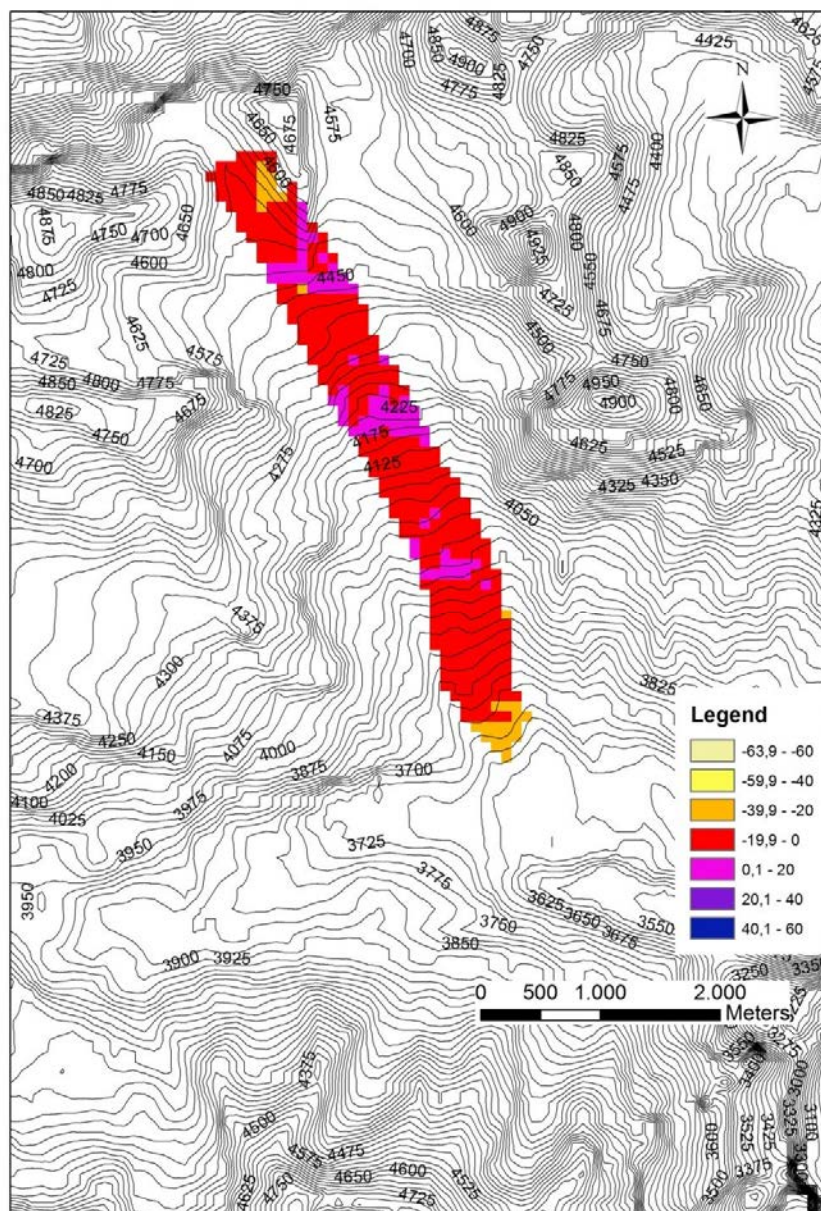


Figura I-3: Mapa de las isovariaciones del Glaciar Olivares Gamma (2011-2000).

d. Glaciar Olivares Beta (33°08' S, 70° 11'W)

La comparación LIDAR 2011 - SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de $-0,00740 \text{ km}^3$ calculada sobre un área de comparación de $2,03 \text{ km}^2$. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de 3,65 m que corresponde a un adelgazamiento medio anual de 0,331 m.

Las únicas informaciones publicadas son relativas a las variaciones frontales. Según Rivera et al. (2002), entre el 1955 y el 1997 el frente se ha retirado 898 m.

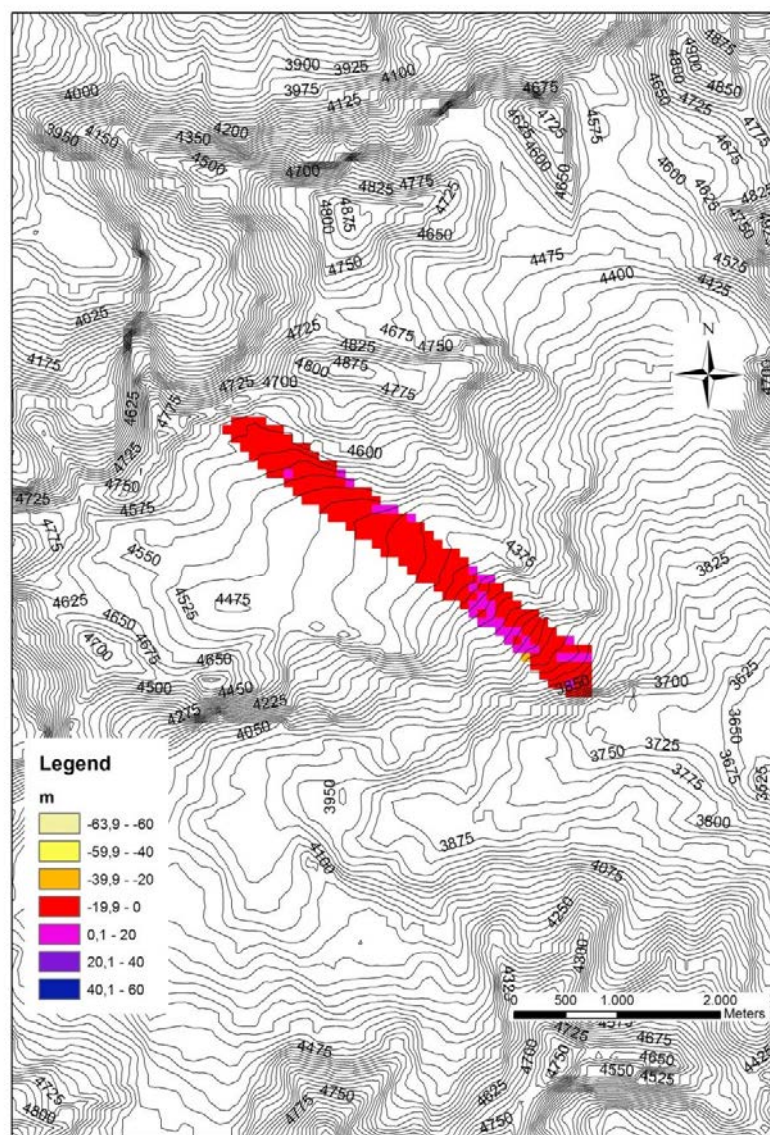


Figura I-4: Mapa de las isovariaciones del Glaciar Olivares Beta (2011-2000).

e. Glaciar Olivares Alfa (33°11' S, 70° 13'W)

La comparación LIDAR 2011- SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de $-0,016052 \text{ km}^3$ calculada sobre un área de comparación de $3,21 \text{ km}^2$. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de 5 m que corresponde a un adelgazamiento medio anual de 0,455 m.

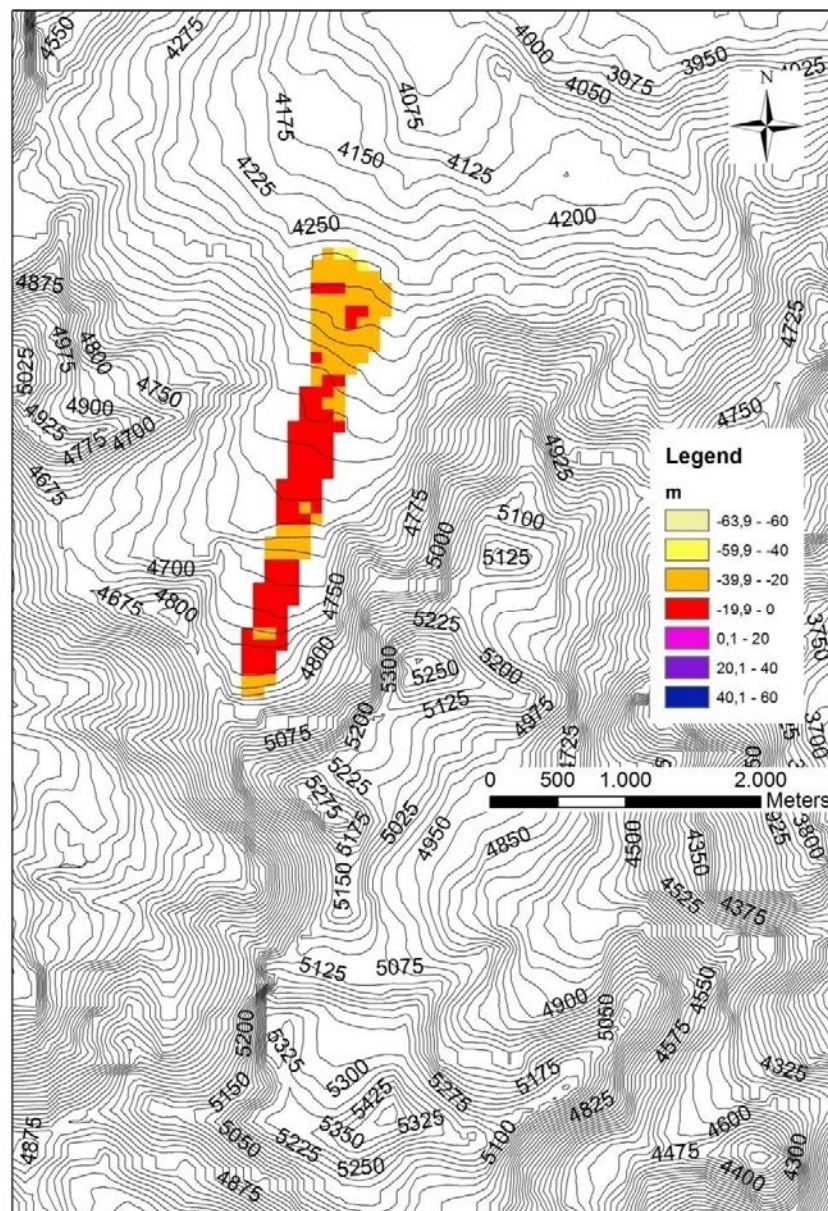


Figura I-5: Mapa de las isovariaciones del Glaciar Olivares Alfa (2011-2000).

f. Glaciar Palomo (34°34' S, 70° 17'W)

La comparación LIDAR 2011 - SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de $-0,042878 \text{ km}^3$ calculada sobre un área de comparación de $3,05 \text{ km}^2$. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de 14 m que corresponde a un adelgazamiento medio anual de 1,278 m.

En Le Quesne et al., 2008, se cita para este glaciar una variación de longitud de -1103 m entre el 1955 y el 2007 con una estabilidad del frente entre el 2000 y el 2007, mientras el espesor entre el 1955 y el 2000 ha registrado una variación media anual en el área de ablación de -0,6 m.

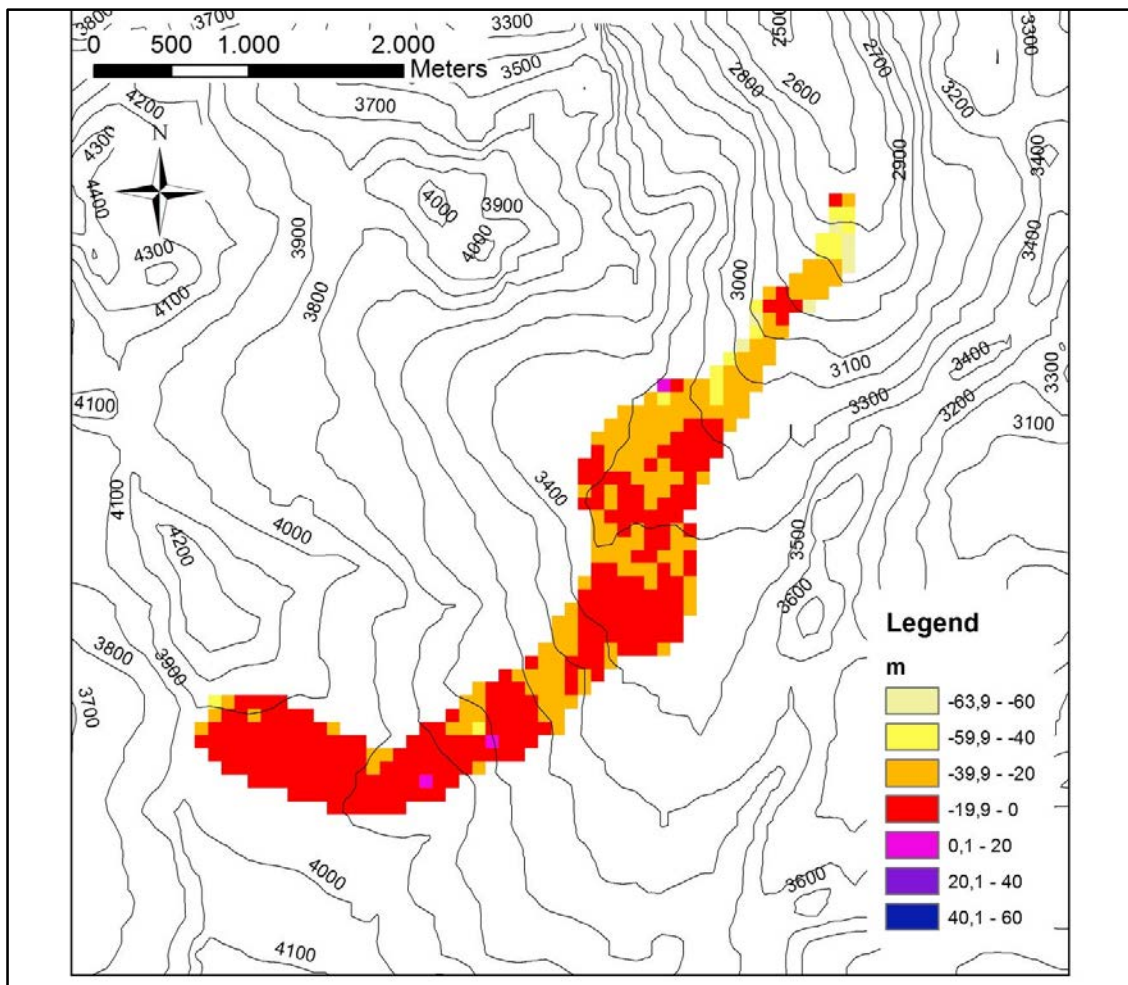


Figura I-6: Mapa de las isovariaciones del Glaciar Palomo (2011-2000).

g. Glaciar Cipreses (34°35' S, 70° 21'W)

La comparación de LIDAR 2011- SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de $-0,072706 \text{ km}^3$ calculada sobre un área de comparación de $7,82 \text{ km}^2$. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de 9,29 m que corresponde a un adelgazamiento medio anual de 0,845 m.

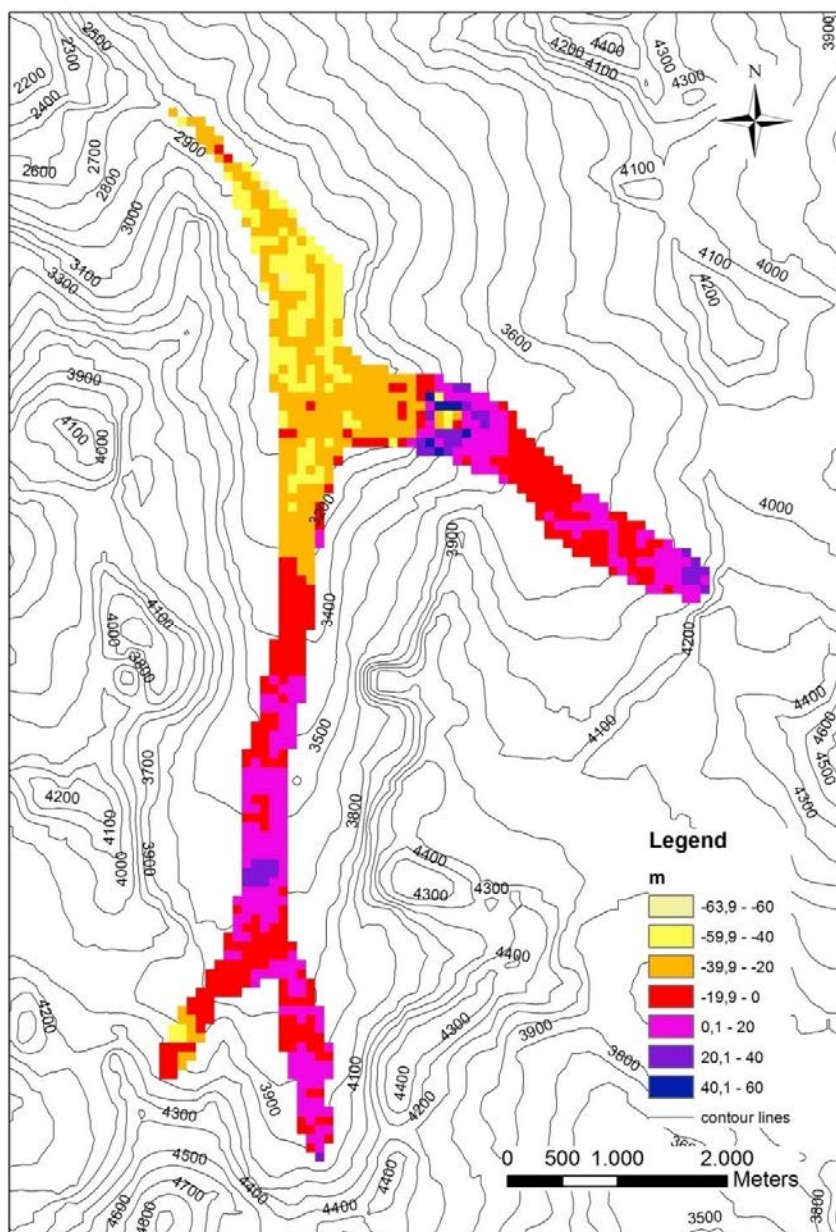


Figura I-7: Mapa de las isovariaciones del Glaciar Cipreses (2011-2000).

Para el Glaciar Cipreses está disponible una de las series históricas de variaciones más larga de Chile, que parte desde 1842. En Le Quesne et. al., 2008, se cita una variación de longitud de -52 m entre el 2000 y el 2004 y de 0 m desde el 2004 al 2007 (-7,4 m al año entre el 2000 y el 2007). Los mismos autores indican una variación media anual de espesor entre el 1955 y el 2000 en el área de ablación de -0,76 m.

h. Glaciar Cortaderal (34°38' S, 70° 17'W)

La comparación LIDAR 2011 - SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de +0,025594 km³ calculada sobre un área de comparación de 6,29 km². Esta variación es igual a un aumento medio de espesor de 4 m que corresponde a un incremento medio anual de 0,369 m.

Para el Glaciar Cortaderal la información disponible es aquella reportada en el trabajo de Le Quesne et al., (2008) e indican una variación de longitud de -460 m entre el 2000 y el 2007 (-66 m al año). No hay datos de variación de espesor, cambios de volumen o balances de masa.

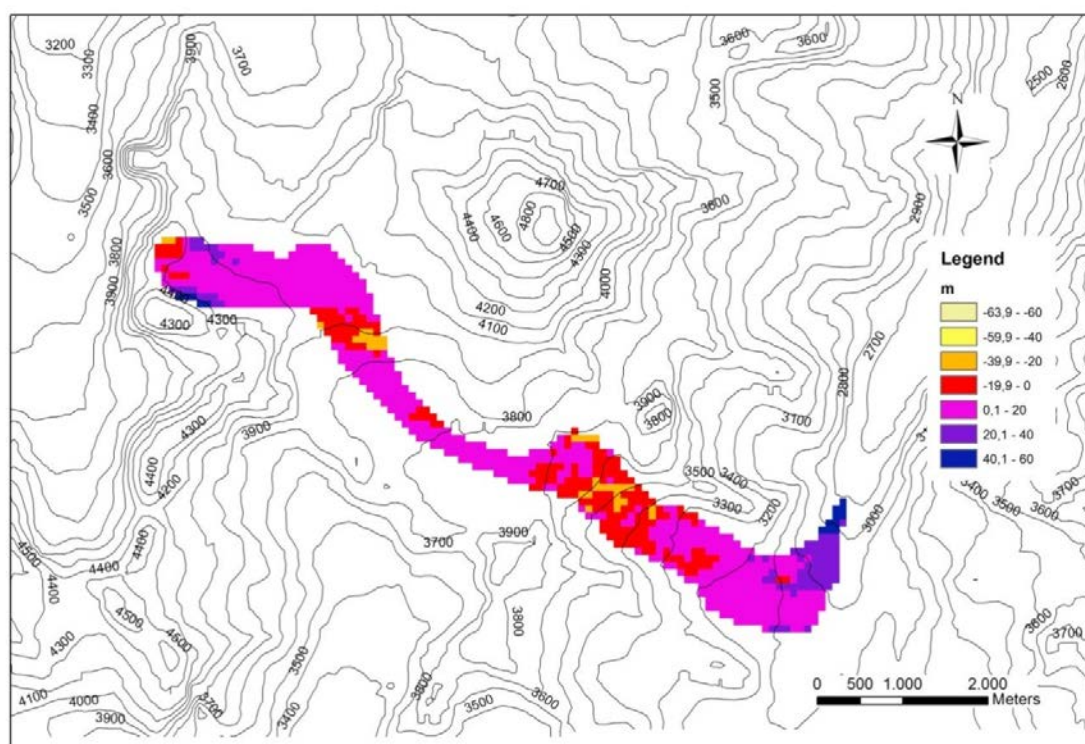


Figura I-8: Mapa de las isovariaciones del Glaciar Cortaderal (2011-2000).

i. Glaciar Universidad (34°40' S, 70° 20'W)

La comparación de LIDAR 2011- SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de $-0,090241 \text{ km}^3$ calculada sobre un área de comparación de 10 km^2 . Esta variación es igual a una reducción media de espesor de 9,02 m que corresponde a un adelgazamiento medio anual de 0,820 m. También para el Glaciar Universidad, así denominado por Louis Lliboutry (1958), la serie histórica de las variaciones frontales parte desde el 1842. Desde el 2000 al 2007, Le Quesne et al. (2008) indican una variación de longitud de -35 m; la variación media anual de espesor en la cuenca de ablación en el período 1955-2000 resulta de $-0,56 \pm 0,47 \text{ m}$.

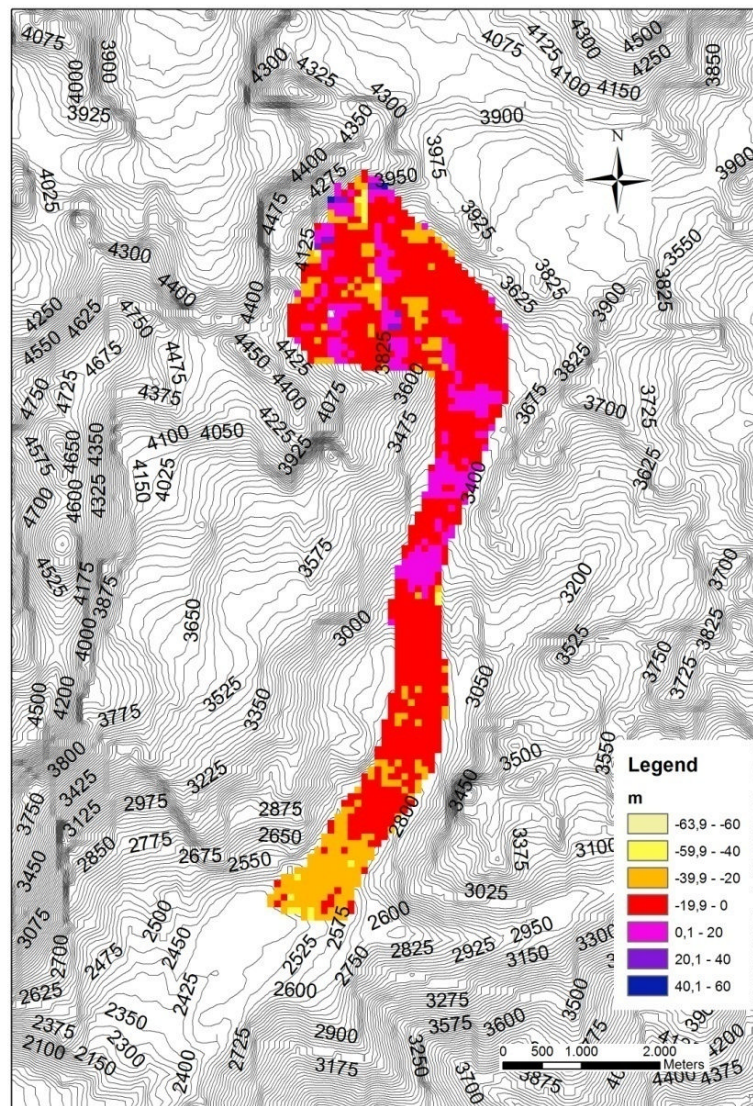


Figura I-9: Mapa de las isovariaciones del Glaciar Universidad (2011-2000).

5. Discusión y consejos operativos

Nombre del glaciar	Coordenadas geográficas WGS84	Orientación	Franja altimétrica analizada	Variación volumétrica (km ³)	Área de confrontación (km ²)	Área de confrontación / Área total (%)	Variación de espesor media (m)	Variación de espesor media anual (m)
Juncal Norte	33°02'S, 70° 06'W	norte	3000-5200	-0,01969	3,46	46 % (2006)	-5,69	-0,517
Juncal Sur	33°06'S, 70° 07'W	Sur	3800-5100	-0,03986	5,69	25 % (2006)	-7,00	-0,637
Olivares Gamma	33°07'S, 70° 10'W	Sur	3700-4800	-0,02012	3,20	25 % (2006)	-6,3	-0,572
Olivares Beta	33°08'S, 70° 11'W	sureste	3700-4600	-0,00740	2,03	21 % (2006)	-3,65	-0,331
Olivares Alfa	33°11'S, 70° 13'W	norte	4200-4700	-0,01605	3,21	40 % (2006)	-5,00	-0,455
Palomo	34°34'S, 70° 17'W	noreste	2700-4100	-0,04287	3,05	21 % (2000)	-14,00	-1,278
Cipreses	34°35'S, 70° 21'W	norte	2700-4000	-0,07270	7,82	22 % (2000)	-9,29	-0,845
Cortaderal	34°38'S, 70° 17'W	sureste	2900-4200	+0,02559	6,29	42 % (2000)	+4,00	+0,369
Universidad	34°40'S, 70° 20'W	Sur	2500-4300	-0,09024	10,00	34 % (2000)	-9,02	-0,820

Tabla I-1: Síntesis de las variaciones volumétricas calculadas a través de la comparación de los DEM Lidar 2011 con el DEM SRTM 2000.

En la tabla I-1 están reportados en síntesis los resultados obtenidos. En conjunto están confrontadas las altimetrías sobre una superficie de 44,75 km² y éstas han resultado igual a una variación volumétrica total de -0,283368km³. Esta pérdida volumétrica es igual a un adelgazamiento medio sobre todos los glaciares investigados de 6,33 m que equivale a una reducción media anual de -0,576m.

En conjunto los ocho glaciares analizados han evidenciado variaciones levemente negativas con excepción del Glaciar Cortaderal, que ha visto un leve aumento volumétrico en el decenio en examen.

Desde el punto de vista de la localización, los glaciares de lugares a 34° de latitud (primer grupo: Cipreses, Cortaderal, Palomo, Universidad) han mostrado reducciones mayores (hasta 1,278 m/año) y excluyendo el Cortaderal, único glaciar que ha mostrado un engrosamiento en el período de análisis, en media han perdido 0,981 m/año; los glaciares del segundo grupo (latitud 33°) han mostrado pérdidas más modestas (máximo 0,637 m/año) con un promedio de 0,502 m/año.

Si consideramos la orientación, los glaciares con orientación norte (Juncal Norte, Olivares Alfa, Palomo, Cipreses) han tenido una reducción media de 0,774 m/año mientras aquellos con orientación sur (Juncal Sur, Olivares Gamma, Olivares Beta, Cortaderal, Universidad) un más modesto adelgazamiento de 0,398 m/año.

Si en cambio consideramos las franjas altimétricas involucradas en este análisis, los glaciares con límite altimétrico inferior a cota más baja de 3.000 m (Universidad, Cipreses, Palomo, Cortaderal) han perdido en media 0,644 m/año mientras los glaciares con límite inferior a cota más alta de 3.000 m (Juncal Norte, Olivares Beta, Juncal Sur, Olivares Alfa, Olivares Gamma) han perdido en media 0,502 m/año.

Los datos presentan por tanto una dependencia, como era esperado, de la localización geográfica, de la exposición y de la altimetría, y esto en apoyo al realismo de cuanto obtenido por el análisis de los consultores. Queda por aclarar el único dato positivo obtenido para el Glaciar Cortaderal, que en el decenio investigado ha visto un aumento volumétrico, si bien leve.

Antes de discutir posteriormente los posibles motivos que han llevado a esta variación contraria a la tendencia y el realismo de los datos obtenidos debe subrayarse que las confrontaciones desgraciadamente siempre han sido limitadas a las solas áreas glaciares y que además la medición LIDAR 2011 no ha abarcado la entera cobertura superficial de los glaciares sino que ha interesado sólo el sector central de los mismos a lo largo de la línea de flujo principal.

Esto evidentemente ha limitado la comparación sólo a los sectores medidos en el 2011 con técnica LIDAR, impidiendo de hecho el cálculo de las variaciones volumétricas totales de los aparatos (y la tentativa de estimación de las variaciones de masa). Las valoraciones de los consultores han debido limitarse por lo tanto a las porciones denominadas áreas de comparación y representadas por el área cubierta de la medición LIDAR en el 2011 (en conjunto 44,75 km²).

Se agrega además que los datos obtenidos están afectados por un error no desdeñable a consecuencia de la comparación de material topográfico de diversa resolución y precisión (DEM LIDAR 2011 y DEM SRTM 2000) y por tanto su realismo debe verificarse a través de la comparación con otros datos de variación de espesor y volumen, si están disponibles, obtenidos sobre los glaciares analizados, con métodos diversos como mediciones de DGPS o datos de ablación de mediciones glaciológicas de terreno (de través de balizas de ablación). En todo caso, en el decenio considerado la reducción anual de espesor de los ocho glaciares considerados resulta algo reducida (en media de 0,58 m al año).

Es por tanto necesaria una revisión crítica de la literatura disponible sobre los glaciares analizados para verificar si la intensidad y velocidad de las variaciones en curso evaluadas con método topográfico son comparables con cuanto medidas con otras metodologías. Esta fase de la investigación está actualmente en desarrollo.

En las secciones relativas a cada glaciar examinado, informando las variaciones de volumen y los mapas de variación antes indicados se hace referencia en modo muy sintético a datos de literatura. A nivel introductorio se puede observar que, si bien están referidas a períodos muy diversos por extensión temporal, las medidas de variación media anual de espesor obtenido de autores precedentes con métodos diversos para los glaciares aquí examinados, no alejan sensiblemente de aquellas obtenidas con la comparación del DEM Lidar y SRTM (es el caso por ejemplo del Juncal

Norte, cuyas variaciones de cota en el área de ablación del 1955 al 2003, equivalente a $-0,58 \pm 0,37$ m al año han sido definidas como no significativas por Bown et al. (2008)

Para el futuro, es además oportuno dentro de algunos años (se sugieren 3-4 años) repetir las mediciones de LIDAR sobre los 9 glaciares examinados en el 2011 extendiendo, sin embargo, la medición a porciones glaciares mayores (para obtener variaciones volumétricas sobre porciones más exhaustivas de los cuerpos glaciares individuales).

Las variaciones volumétricas calculadas por la comparación de dos DEM LIDAR permitirán una más precisa evaluación de las transformaciones de los glaciares examinados.

Es además oportuno medir con técnica LIDAR también porciones exteriores a los aparatos (cimas, puntos elevados y zonas con inclinación reducida) que no sufren variaciones altimétricas en el tiempo y que por tanto pueden ser útilmente confrontadas con el DEM SRTM permitiendo así evaluar mejor la precisión local (y permitiendo luego una mejor estimación de los errores que puede interesar los resultados de la comparación LIDAR-SRTM).

II. CUANTIFICACIÓN DE LAS VARIACIONES PLANIALTIMÉTRICAS INTERANUALES Y ESTACIONALES DE LOS GLACIARES ECHAURREN Y SAN FRANCISCO A TRAVÉS DE LA CONFRONTACIÓN DE DTM MULTIFUENTE (LIDAR, SRTM Y ASTER) Y DE LOS DATOS GPS

A cargo de Danilo Godone y Andrea Tamburini

1. Introducción

Las variaciones de espesor de los glaciares constituyen un dato fundamental para la valoración de la dinámica glacial y el monitoreo de la evolución en el tiempo, permitiendo en muchos casos también identificar situaciones críticas. En el trabajo ilustrado han sido examinados los glaciares chilenos San Francisco y Echaurren, cuyas características son resumidas en la tabla siguiente (tabla II-1).

Nombre del glaciar	Coordenadas geográficas WGS84	Orientación	Franja altimétrica analizada	Area* (km ²)	Área de confrontación km ²)
San Francisco	33° 46' S 70°04' W	Sur – Este	2489 - 4228	3,31	1,54
Echaurren	33°58' S 70°13' W	Sur – Este	3578 - 4020	0,72	0,23

Tabla II-1: Características de los glaciares investigados. (* por fotointerpretación sobre Google Earth, 2006).

Para calcular las variaciones de volumen han sido utilizadas diversas fuentes de datos altimétricos, o modelos digitales del terreno (DTM) desde sensores remotos (Frey y Paul, 2012), analizados también respecto de mediciones en tierra (GPS) y confrontados recíprocamente. Por tanto, se ha procedido a representar gráfica y geográficamente los resultados para poder sacar algunas conclusiones críticas.

Los DTM utilizados provienen de los siguientes sensores:

1. LIDAR (2009);
2. ASTER (2008);
3. SRTM (2000).

Para el primer DTM se ha hecho necesario hacer mosaicos de diferentes archivos de formato .xyz en los que se ha grabado la medición mientras para el segundo y el tercero ha sido suficiente efectuar, respectivamente, la descarga desde los siguientes portales:

<http://gdex.cr.usgs.gov/>

<http://srtm.csi.cgiar.org/>

Los datos LIDAR proceden de una medición ejecutada en el 2009 por encargo de la DGA, que ha proporcionado, para los glaciares investigados, los siguientes productos:

1) Modelo Digital de Terreno (Digital Ground Model) en formato digital ASCII X,Y,Z con resolución 0,5x0,8m y valores de intensidad de cada punto del láser para los datos de superficie. La precisión absoluta del producto es de 30 cm como mínimo.

2) Imágenes de Intensidad LIDAR. Se entrega una clasificación detallada de valores de intensidad asociados a cada punto láser que constituye el área de estudio. Las imágenes de intensidad LIDAR tienen una resolución mínima de 0,5x0,8 m en formato ASCII GRID.

3) Mosaicos Digital Color de Ortofotos de 15 cm de resolución en formato GEO-TIFF y ECW. La posición X, Y horizontal de los elementos en la imagen tiene una precisión submétrica. Las imágenes son entregadas en bloques de 1000x1000 m en color verdadero (RGB).

4) Curvas de nivel. Se integran dos sets de curvas de nivel. El primer set está compuesto por curvas de nivel 1 mt de intervalo y el segundo set está compuesto por curvas de nivel 2 mt de intervalo. Los archivos de curvas de nivel están separados en bloques de 1000x1000 mts de tamaño y en formato DWG.

El *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) es uno de los cinco sensores remotos que se hallan a bordo del satélite para la tele-medición de tierra (EOS de AM-1). El satélite forma parte del programa *Earth Observing System* (EOS) y ha sido puesto en órbita geoestacionaria por la NASA, en 1999. El sensor ASTER está activo desde febrero de 2000.

ASTER proporciona imágenes de alta resolución de la tierra en catorce longitudes de onda diversas, que van desde el espectro electromagnético de la luz visible hasta el infrarrojo. La resolución angular de las imágenes está comprendida entre 15 y 90 metros. Los datos del sensor permiten la creación de detallados mapas de la temperatura, emisividad, reflectancia y elevación de la superficie terrestre.

De las imágenes ASTER, del período 2000-2008, ha sido elaborado el Modelo Global de Elevación Digital (GDEM) y el 29 de junio de 2009 ha sido entregado al público (Reuters et al., 2009). El GDEM cubre el planeta desde los 83 grados Norte a los 83 grados Sur, con una resolución de alrededor de 30 metros, convirtiéndose en el primer sistema de mapeo terrestre que proporciona una cobertura completa de las regiones polares. Ha sido creado procesando 1.300.000 imágenes VNIR tomadas con técnicas ASTER de correlación estereoscópica.

La *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) es una empresa internacional que ha sido exitosa en obtener un modelo digital de elevación sobre una escala casi global desde los 56°S a los 60°N (van Zyl, 2001). SRTM consiste en un sistema de radar

modificado ad-hoc que ha volado a bordo del *Space Shuttle Endeavour* durante la misión STS-99 de febrero de 2000. Para adquirir los datos topográficos, el Shuttle ha sido equipado con dos antenas de radar. Una antena estaba situada en el espacio de carga y la otra al extremo de un brazo de 60 metros que se extendía desde el espacio de carga mientras el Shuttle estaba en el espacio. La técnica empleada es conocida como *Interferometric Synthetic Aperture Radar*. La resolución de los datos está en alrededor de 30 metros pero sólo para el territorio de los Estados Unidos de América; para el resto del mundo están disponibles las resoluciones de cerca de 90 metros.



Figura II-1: El glaciar Echaurren y sus límites trazados sobre las fotos aéreas a disposición.

2. Metodología de análisis

Basándose en las orto-imágenes producidas a correlación por la medición de escáner láser, ha sido posible trazar el contorno del cuerpo glacial para evitar insertar en la comparación entre las DTM las porciones en roca. Han sido luego generados dos shapefiles poligonales como se ilustra en la figura II-1, que han sido utilizados como máscara para extraer los DTM antes de las elaboraciones. Las superficies de las áreas de confrontación son informadas en la tabla II-1. Las porciones en roca han sido

consideradas, sucesivamente, para calcular los desechos entre los DTMs sobre puntos de muestreo colocados sobre áreas consideradas estables, o en todo caso, más estables que el área del glaciar. El procedimiento utilizado es ilustrado sucesivamente en el párrafo b. "Validación de las mediciones".

Los DTMs, recortados según los confines susodichos, han sido procesados siguiendo el enfoque "Map álgebra"; efectuando por tanto algunas restas entre los datos. Tal procedimiento permite obtener una nueva matriz de datos en cuyas celdas están grabadas las diferencias entre los valores de los DTMs procesados.

Del DTM obtenido de mediciones LIDAR, más reciente y preciso, han sido sustraídos, respectivamente, los DTMs obtenidos de SRTM y de ASTER.

a. Trazado de perfil en ambiente GIS

En ambiente GIS, se ha procedido a la creación de un perfil según la línea de máxima inclinación y, para efectuar la extracción de los valores de cota del DTM, a la generación de puntos de muestreo (figura II-2) con distanciamiento igual a 1 metro, obteniendo para el Glaciar San Francisco 2.872 puntos y 826 para el Echaurren.

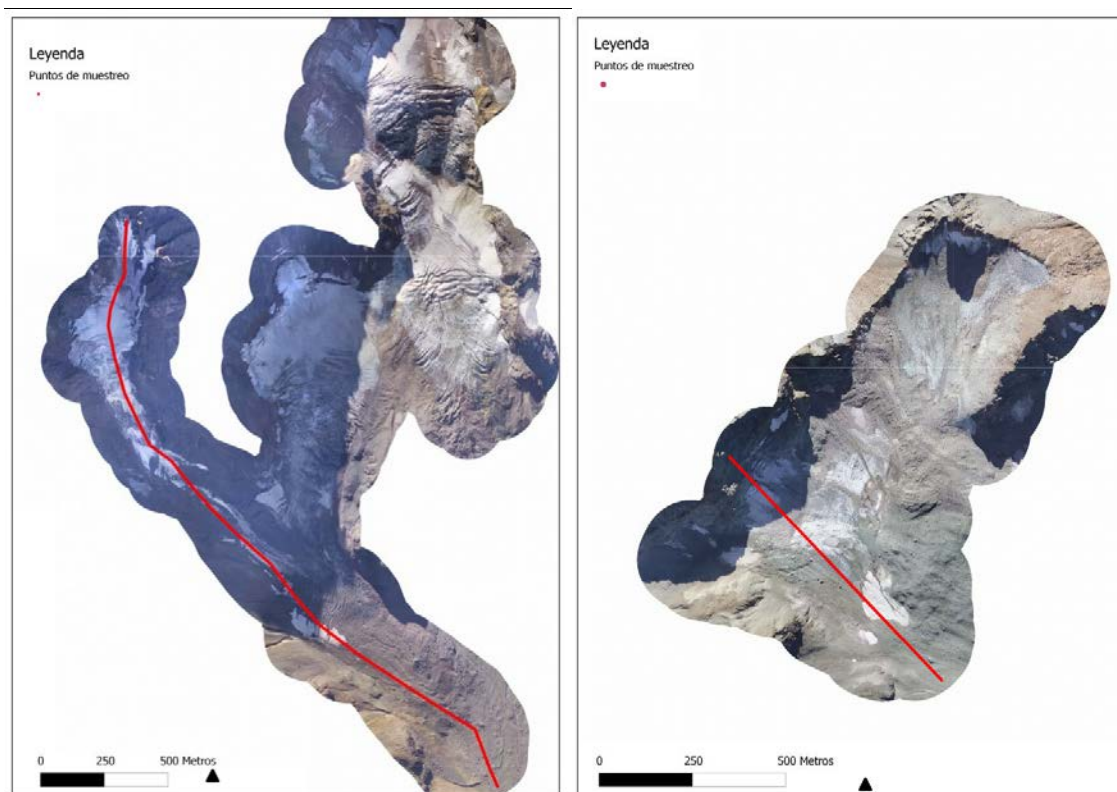


Figura II-2: Perfiles longitudinales a lo largo de los cuales ha sido hecha la comparación entre los glaciares San Francisco y Echaurren.

Los perfiles longitudinales trazados han sido empleados para extraer los valores de cota de los tres DTM en el pixel correspondiente a las coordenadas de cada punto individual a lo largo del perfil. Los valores han después sido grabados en una tabla donde han sido calculadas las diferencias de cota entre los diferentes soportes investigados. Las diferencias calculadas son llamadas "LIDAR-SRTM" y "LIDAR-ASTER". Los datos por tanto han sido agrupados en franjas altimétricas de 100 metros para obtener una representación sintética de las variaciones a través del promedio de los valores medidos en cada franja.

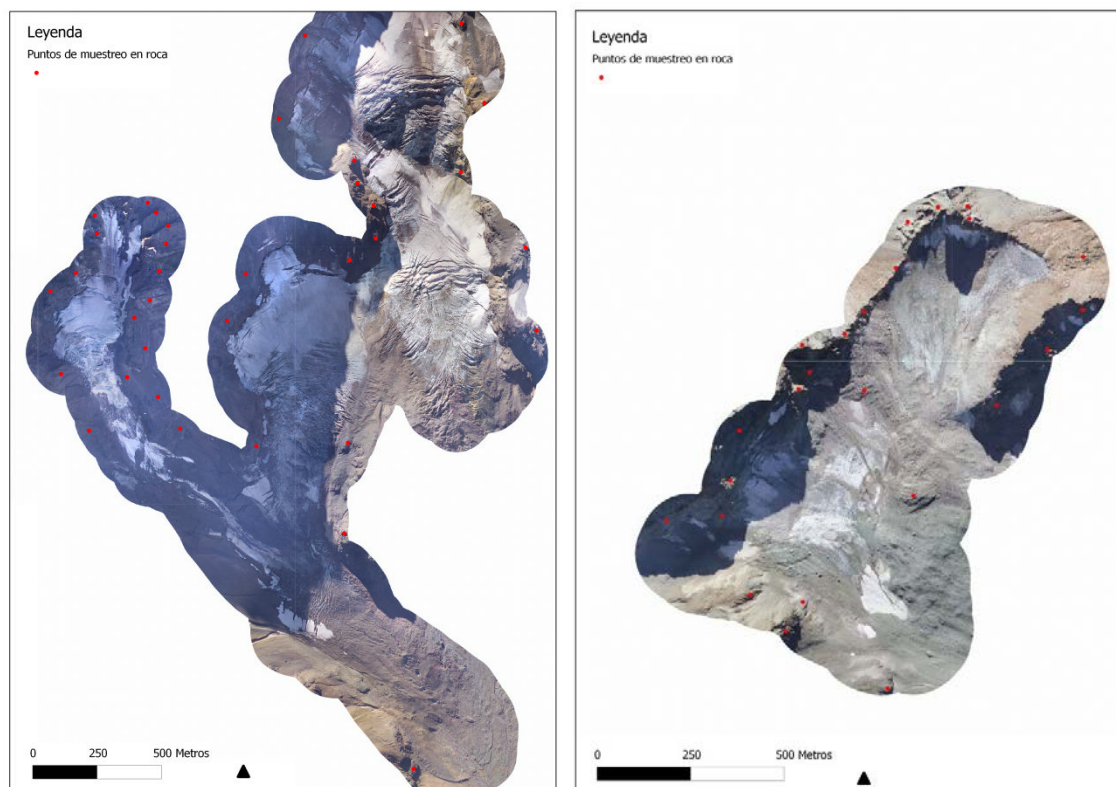


Figura II-3: Puntos externos a los glaciares utilizados para evaluar las diferencias de cota sobre roca expuesta (considerada estable) y por tanto evaluar la precisión real de los datos fuentes utilizados para las confrontaciones.

b. Validación de las mediciones

A fin de evaluar la precisión real de los soportes informativos satelitales de SRTM y ASTER en caso de que hayan sido utilizados para cuantificar las variaciones volumétricas de los glaciares investigados, se ha procedido a identificar en las porciones marginales de las áreas de investigación, gracias también a la disponibilidad de las orto-fotos, las áreas en roca que se ha supuesto estables.

Las cotas de estos puntos exteriores a los glaciares han sido extraídas de los DTMs LIDAR, ASTER y SRTM, y confrontadas en modo de cuantificar los errores de

determinación de la cota y, por consiguiente, medir la confiabilidad de los análisis precedentemente ilustrados.

c. Confrontación de mediciones DGPS (posicionamiento de balizas) y perfiles GPR

Los resultados de las mediciones LIDAR han sido también confrontados con los datos adquiridos durante las campañas glaciológicas desarrolladas en el 2012. La posición de las balizas de ablación ha sido determinada a través de medición de GPS diferencial mientras las mediciones de GPR han sido georreferenciadas mediante medición cinemática. Estos datos, caracterizados por una buena precisión, pueden ser empleados como puntos de muestreo, para la confrontación con las cotas extraídas de las mediciones LIDAR, también éstas caracterizadas por una buena calidad de posicionamiento. La confrontación entre las cotas, derivada de las mediciones de GPS, y extraídas del LIDAR puede proporcionar un ulterior dato respecto de las dinámicas de los dos glaciares investigados.

3. Resultados

a. Glaciar San Francisco (33° 46' S, 70° 04' W)

Como se ilustra en el gráfico sucesivo (gráfico II-1) el glaciar presenta unas variaciones notables, resumidas en la tabla II-2.

La confrontación de LIDAR 2009 - SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de $-0,02577 \text{ Km}^3$ calculada sobre un área de confrontación de $1,54 \text{ Km}^2$. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de $-16,78 \text{ m}$ que corresponde a un adelgazamiento medio anual de $-1,86 \text{ m}$.

En lo que respecta a la segunda confrontación, esto es, entre LIDAR 2009 y ASTER 2008, ha emergido una variación volumétrica de $-0,00894 \text{ Km}^3$ calculada sobre la misma área de confrontación. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de $-5,81 \text{ m}$ que corresponde a un adelgazamiento medio anual de $-5,81 \text{ m}$.

Nombre del glaciar	Sensores comparados	Variación de espesor media (m)	Variación de espesor media anual (m)	Variación volumétrica (Km³)	Variación volumétrica anual (Km³)
San Francisco	LIDAR - SRTM	-16,78	-1,86	-0,02577	-0,00286
San Francisco	LIDAR - ASTER	-5,81	-5,81	-0,00894	-0,00894

Tabla II-2: Variaciones de espesor y volumen del Glaciar San Francisco.

El muestreo de los puntos generados a lo largo del perfil, sobre los tres DTM (gráfico II-1), indica una elevada variabilidad en el comportamiento del glaciar.

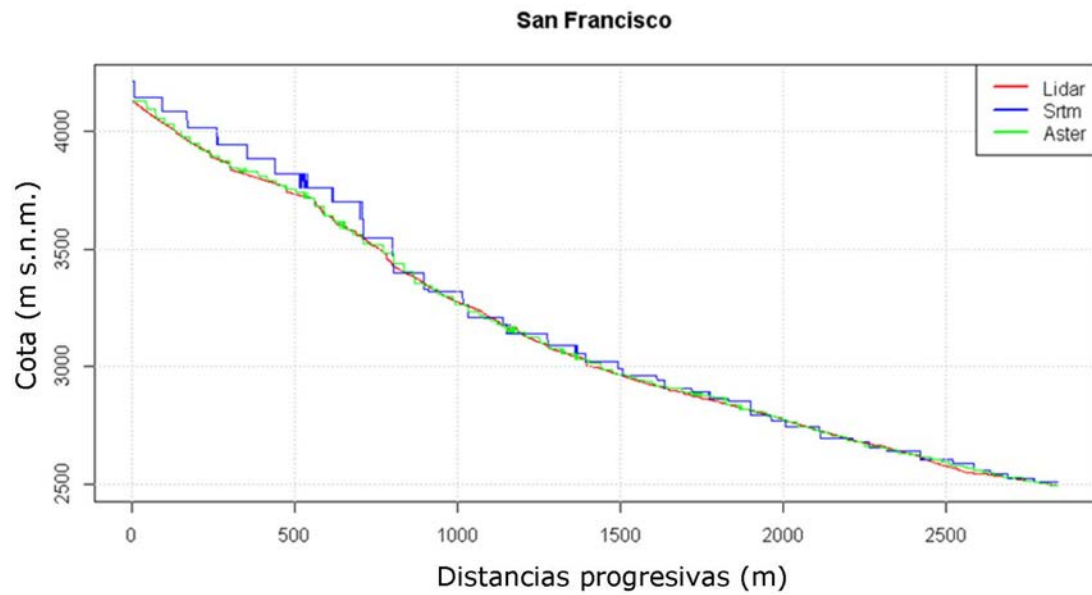
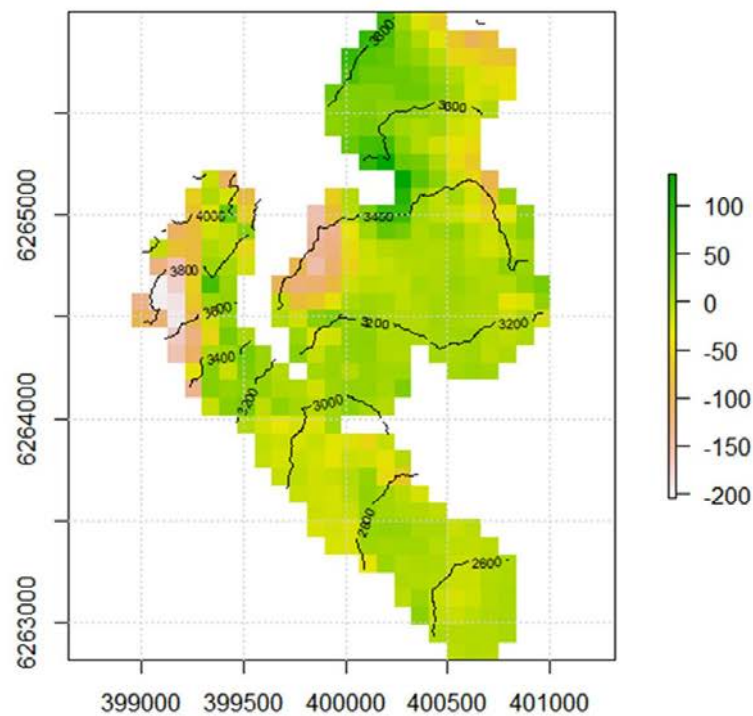


Gráfico II-1: Confrontación de los perfiles altimétricos extraídos de los tres DEM.

**Diferencia de altura (m) Lidar-SRTM
San Francisco**



**Diferencia de altura (m) Lidar-Aster
San Francisco**

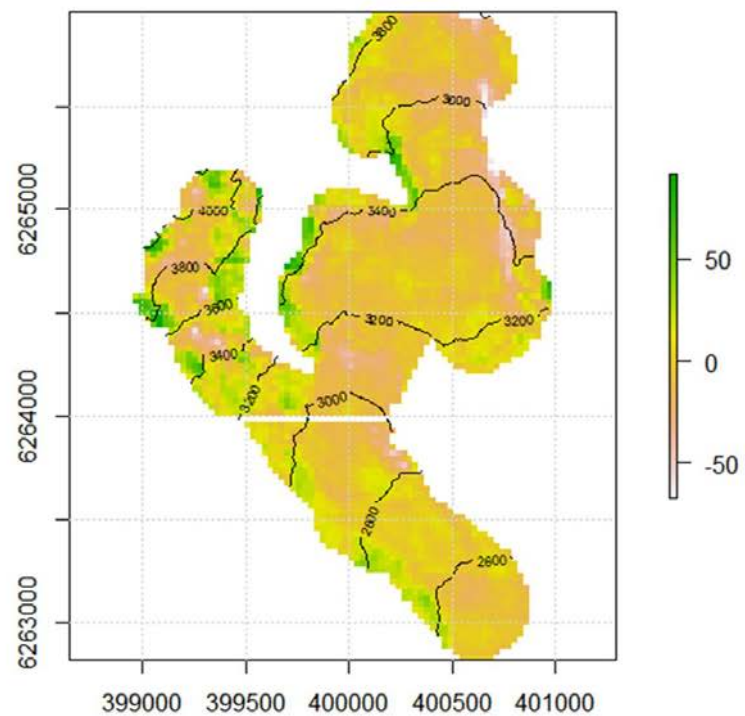


Figura II-4: Mapa de las isovariaciones del Glaciar San Francisco.

Los datos (tabla II-3) agrupados por franjas altimétricas confirman cuanto supuesto por el examen del gráfico (gráfico II-1). Están presentes en efecto, sobre todo para la diferencia LIDAR - ASTER, numerosos valores anómalos (positivos), por ejemplo, la variación media de cota en la franja de los 3.200 metros resulta en un valor medio anual de + 7,53 m que parece poco realista.

Franja altimétrica	LIDAR – SRTM		LIDAR – ASTER	
	Diferencia media (m)	Diferencia media anual (m/a)	Diferencia media (m)	Diferencia media anual (m/a)
4.100	-44,20	-4,91	-11,62	-11,62
4.000	-72,09	-8,01	-17,40	-17,40
3.900	-86,52	-9,61	-4,56	-4,56
3.800	-93,75	-10,42	-10,96	-10,96
3.700	-71,03	-7,89	-7,31	-7,31
3.600	-99,99	-11,11	-7,08	-7,08
3.500	-75,72	-8,41	0,40	0,40
3.400	-32,54	-3,62	-22,67	-22,67
3.300	-6,95	-0,77	0,94	0,94
3.200	-4,14	-0,46	7,53	7,53
3.100	-7,04	-0,78	-0,52	-0,52
3.000	-27,96	-3,11	-4,33	-4,33
2.900	-25,72	-2,86	-6,97	-6,97
2.800	-15,42	-1,71	-9,08	-9,08
2.700	10,20	1,13	-0,24	-0,24
2.600	-1,06	-0,12	1,52	1,52
2.500	-14,44	-1,60	-8,73	-8,73
2.400	-9,94	-1,10	1,06	1,06
Total	-37,69	-4,19	-5,56	-5,56

Tabla II-3: Variaciones medias (por franja de cota) a lo largo del perfil longitudinal, Glaciar San Francisco.

Los valores anómalos pueden ser justificados por el examen de las desviaciones obtenidas de los puntos de validación sobre roca (figura II-5, tabla II-4). La confrontación entre LIDAR y SRTM ha evidenciado una desviación de $-19,40 \pm 79,46$ m mientras las desviaciones entre LIDAR y ASTER están en torno a valores iguales a $12,15 \pm 28,98$ m; ÁSTER y SRTM difieren en $-31,56 \pm 79,75$ m. Tales resultados evidencian la escasa confiabilidad de ambos soportes utilizados para la determinación de las variaciones del glaciar en examen.

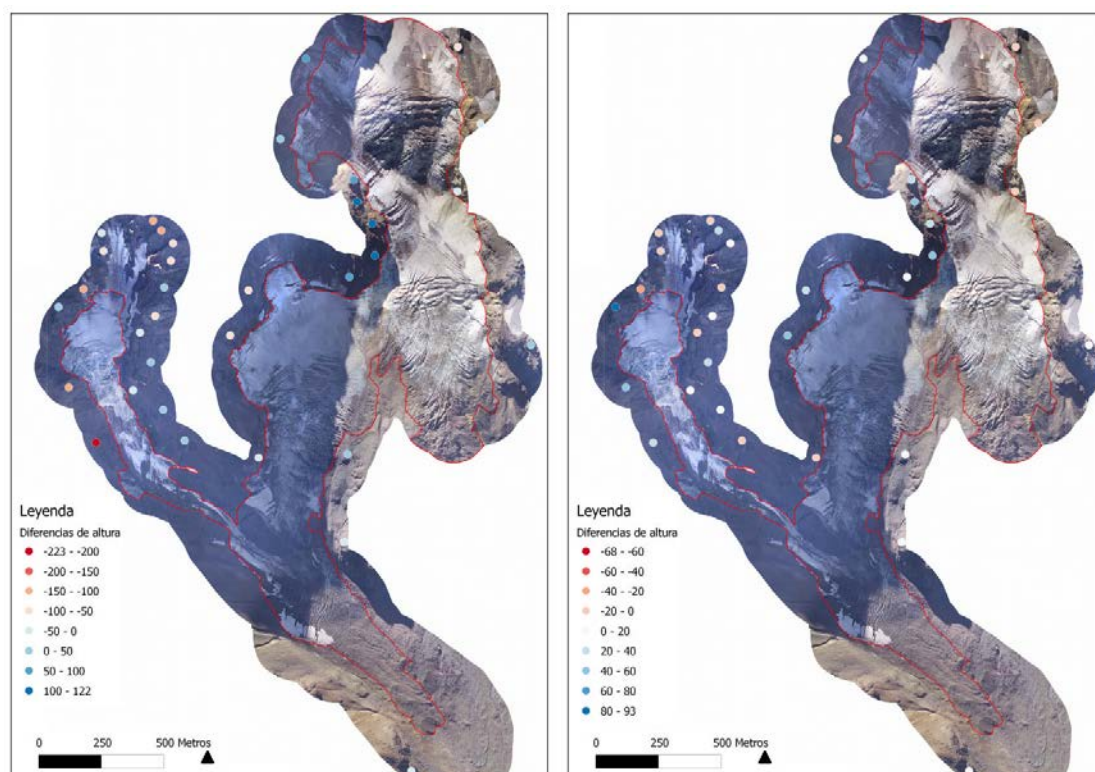


Figura II-5: Diferencias altimétricas de LIDAR - SRTM (izquierda) y LIDAR - ASTER (derecha) en puntos de muestreo sobre roca externa al glaciar.

ID	X	y	z	lidarSrtm	lidarAster	asterSrtm
1	400203	6264240	3135,04	11,04	12,04	-1
2	400936	6264675	3372,09	36,09	15,09	21
3	400302	6265160	3512,82	122,82	30,82	92
4	400641	6265291	3456,13	-32,87	-6,87	-26
5	400733	6265560	3716,67	-8,33	-5,33	-3
6	400643	6265868	3762,35	-58,65	-8,65	-50
7	400227	6265336	3580,27	57,27	33,27	24
8	400240	6265248	3567,23	119,23	57,23	62
9	400210	6264948	3378,73	76,73	15,73	61
10	400311	6265033	3440,43	101,43	49,43	52
11	399807	6264895	3495,39	-95,61	32,39	-128
12	399734	6264714	3435,65	-87,35	44,65	-132
13	399847	6264226	3074,65	-8,35	-9,35	1
14	399552	6264295	3281,39	17,39	-13,61	31
15	399466	6264418	3488,86	49,86	13,86	36
16	399416	6264607	3653,65	32,65	34,65	-2
17	399346	6264495	3584,93	-38,07	13,93	-52
18	399434	6264793	3797,15	-58,85	15,15	-74
19	399374	6264725	3799,16	-29,84	-9,84	-20
20	399470	6264907	3855,69	22,69	-1,31	24
21	399497	6265012	3871,63	-51,37	-68,37	17
22	399505	6265082	3928,46	-65,54	6,46	-72
23	399458	6265133	4011,31	-141,69	20,31	-162
24	399426	6265172	4017,85	-135,15	-2,15	-133
25	399220	6265123	4136,70	-8,30	-11,30	3
26	399228	6265051	4069,87	-75,13	-17,13	-58
27	399147	6264900	3931,13	-122,87	-22,87	-100
28	399048	6264829	4002,98	3,98	93,98	-90
29	399089	6264506	3774,45	-127,55	54,45	-182
30	399198	6264287	3502,61	-223,39	31,61	-255
31	400457	6262974	2583,70	-6,30	7,70	-14
32	400189	6263888	2977,92	-25,08	2,92	-28
33	400036	6265821	3877,59	79,59	5,59	74
34	399935	6265499	3767,80	9,80	-1,20	11

Tabla II-4: Desviaciones (en metros), calculadas sobre los puntos en roca exterior al Glaciar San Francisco confrontando su cota extraída de las diversas fuentes de datos.

El empleo de datos obtenidos en tierra con receptores de GPS durante la estación de ablación 2012 ha permitido efectuar unas evaluaciones más precisas de las variaciones recientes del glaciar. La confrontación entre la medición de GPS de las 5 balizas de ablación con el DTM LIDAR ha permitido calcular una variación de espesor medio de -8,88 m (gráfico II-2) con una variación anual de -2,96 m/a, mientras las cotas

derivadas del perfil GPR han evidenciado una variación media de -7,72 m (gráfico II-2). La tasa anual ha resultado de -2,57 m/a. Estos datos están en línea con cuanto ha emergido de las mediciones de ablación efectuadas sobre las mismas balizas que han proporcionado un resultado medio de -3,18 m para la estación de ablación 2012.

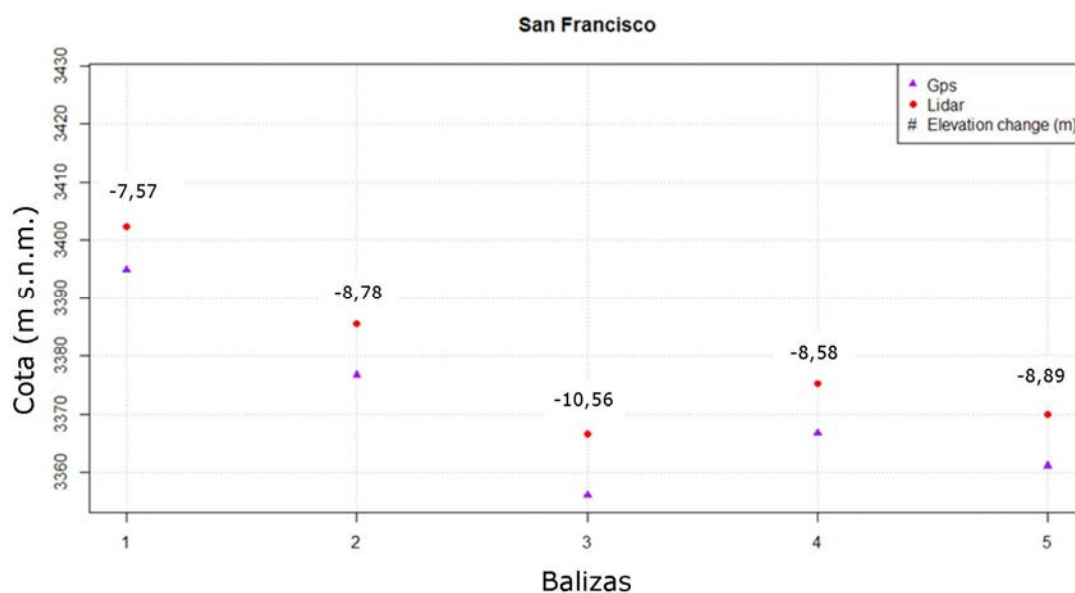


Gráfico II-2: Diferencias altimétricas GPS – LIDAR.

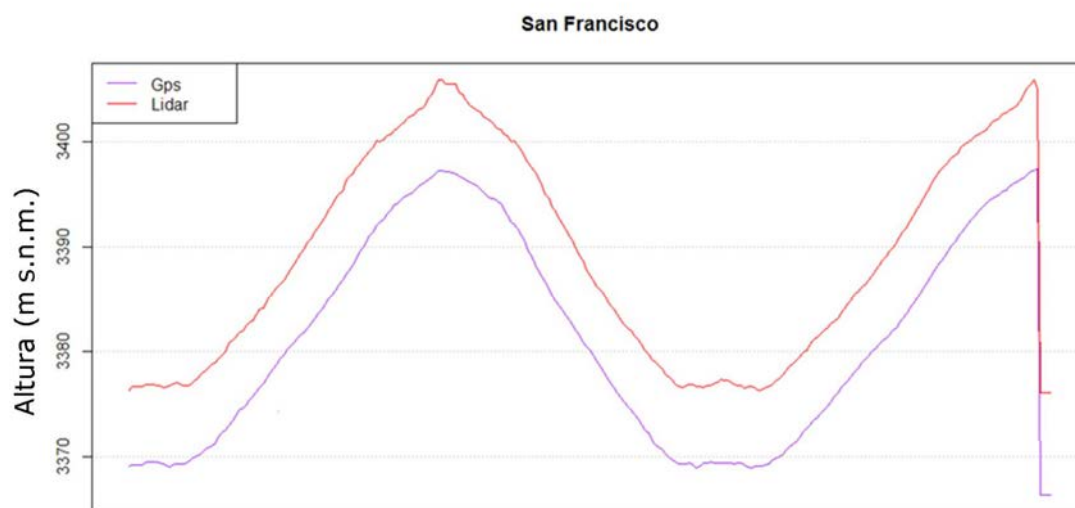


Gráfico II-3: Diferencias altimétricas GPS LIDAR sobre el Glaciar San Francisco.

b. Glaciar Echaurren (33°58' S, 70°13' W)

Las variaciones del glaciar son ilustradas en la figura II-6 y resumidas en la tabla II-5. La confrontación de LIDAR 2009 - SRTM 2000 ha evidenciado una variación volumétrica de $-0,00366 \text{ Km}^3$ calculada sobre un área de confrontación de $0,23 \text{ Km}^2$. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de $-15,79 \text{ m}$ que corresponde a un adelgazamiento medio anual $-1,75 \text{ m}$.

En lo que respecta a la segunda comparación, esto es, LIDAR 2009 - ASTER 2008 ha surgido una variación volumétrica de $-0,00066 \text{ Km}^3$ calculada sobre la misma área de comparación. Esta variación es igual a una reducción media de espesor de $-2,83 \text{ m}$ que corresponde a un adelgazamiento medio anual de $-2,83 \text{ m}$.

Nombre del glaciar	Sensores comparados	Variación de espesor media (m)	Variación de espesor media anual (m)	Variación volumétrica (Km^3)	Variación volumétrica anual (Km^3)
Echaurren	LIDAR - SRTM	-15,79	-1,75	-0,00366	-0,00041
Echaurren	LIDAR - ASTER	-2,83	-2,83	-0,00066	-0,00066

Tabla II-5: Variaciones de espesor y volumen del Glaciar Echaurren.

El perfil de los tres DTM (gráfico II-4) ha evidenciado las notables diferencias obtenidas de las mediciones efectuadas sobre los tres soportes y una gran variabilidad.

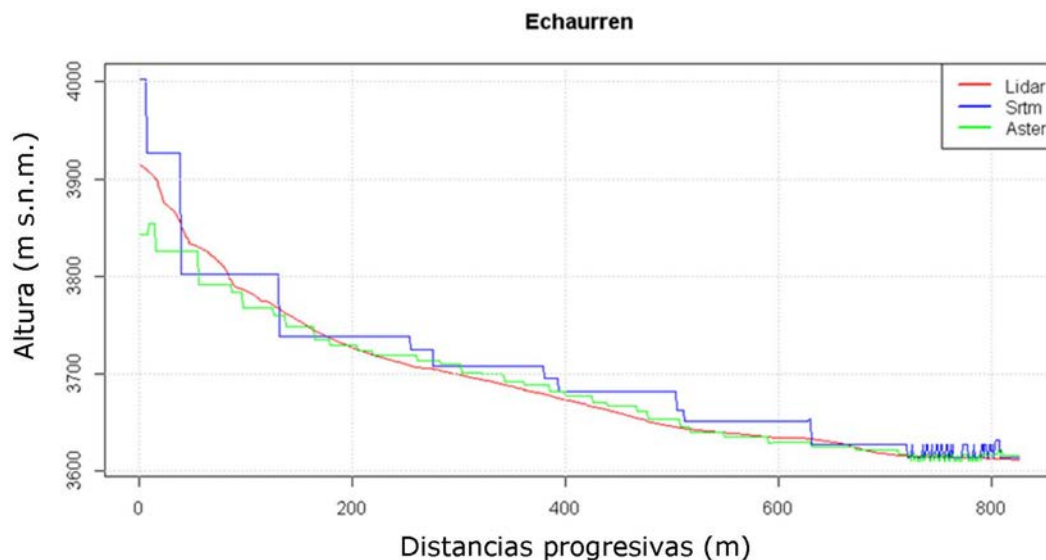


Gráfico II-4: Confrontación de las cotas a lo largo del perfil longitudinal sobre el Glaciar Echaurren.

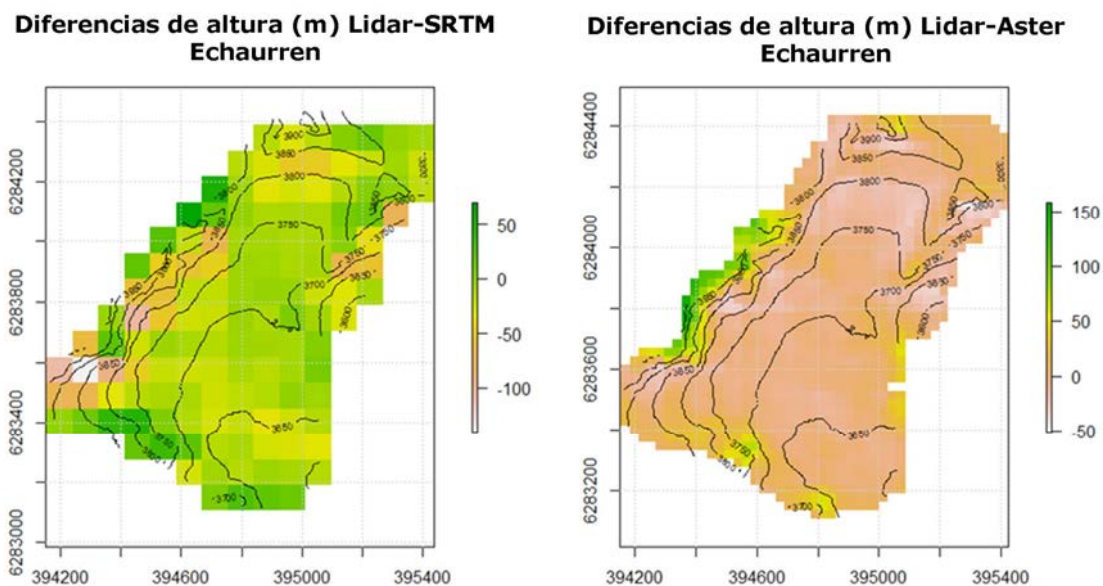


Figura II-6: Mapa de las isovariaciones del Glaciär Echaurren.

En la tabla II-6 son ilustradas las variaciones medias por franjas de cota y son evidentes los numerosos valores anómalos de la diferencia entre LIDAR y ASTER con valores positivos del orden de tamaño de 60 metros que llevan a considerar de escasa utilidad la confrontación, tanto por la reducida extensión del glaciär, como por el reducido período de investigación (~1 año) y, naturalmente, por los resultados encontrados.

Franja altimétrica	LIDAR – SRTM		LIDAR - ASTER	
	Diferencia media (m)	Diferencia media anual (m/a)	Diferencia media (m)	Diferencia media anual (m/a)
3.900	-50,84	-5,65	60,59	60,59
3.800	-1,75	-0,19	31,61	31,61
3.700	-10,19	-1,13	0,80	0,80
3.600	-12,68	-1,41	-2,31	-2,31
Total	-18,87	-2,10	22,67	22,67

Tabla II-6: Variaciones medias (por franja de cota) a lo largo del perfil longitudinal, Glaciär Echaurren.

El análisis de las desviaciones obtenidas de los puntos de validación sobre roca ha evidenciado la extrema variabilidad de los resultados (tabla II-7). La comparación

LIDAR - SRTM ha proporcionado una desviación igual a $3,36 \pm 36,18$ m, mientras en lo que respecta a LIDAR y ÁSTER ha sido calculada una desviación de $23,31 \pm 24,70$ m. ÁSTER y SRTM en cambio presentan desviaciones de $-19,96 \pm 35,83$ m.

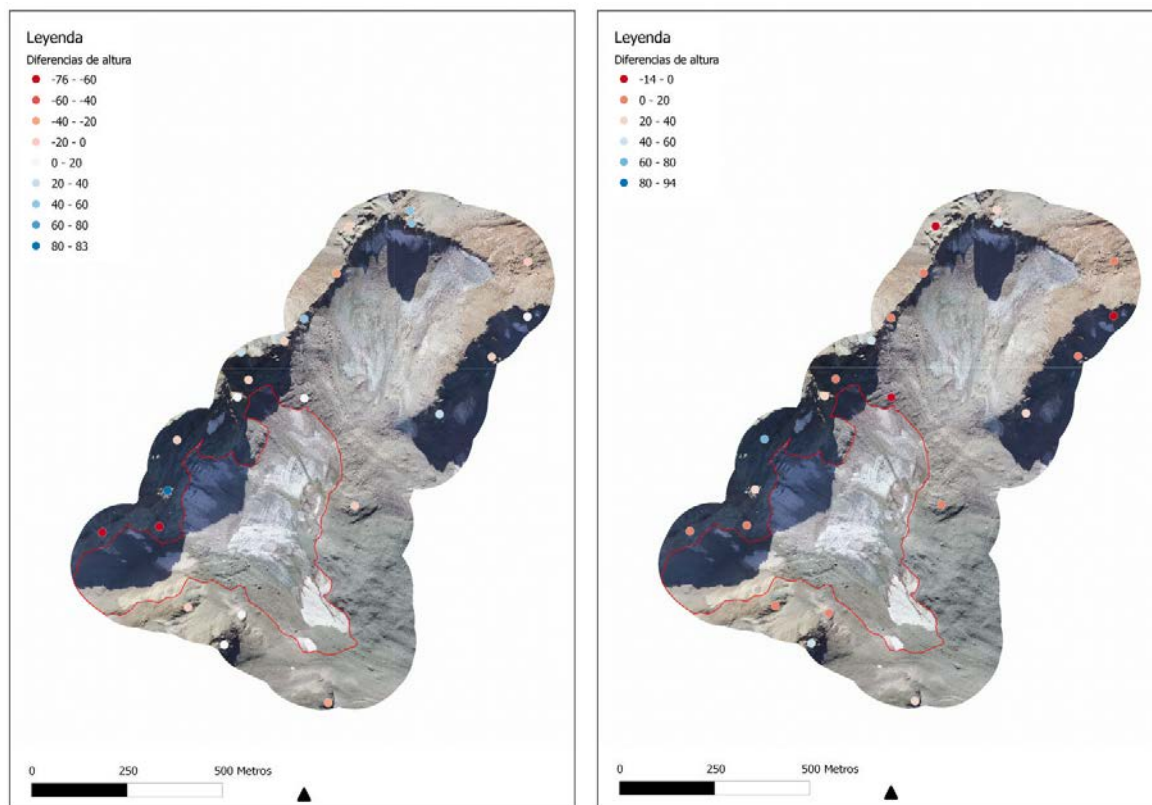


Figura II-7: Diferencias altimétricas LIDAR - SRTM (izquierda) y LIDAR - ÁSTER (derecha) en puntos de muestreo sobre roca externos al Glaciar Echaurren

ID	X	y	z	Lidar-Srtm	Lidar-Aster	Aster-Srtm
1	394881	6284372	3840,28	-11,72	-14,72	3
2	395041	6284414	3938,58	41,58	35,58	6
3	395046	6284382	3954,69	57,69	46,69	11
4	394849	6284249	3828,88	-24,12	7,88	-32
5	394764	6284131	3822,45	41,45	11,45	30
6	394712	6284073	3876,79	-9,21	41,79	-51
7	394598	6284044	3932,05	26,05	94,05	-68
8	394618	6283971	3856,66	-17,34	13,66	-31
9	394765	6283922	3752,94	11,94	-1,06	13
10	394589	6283926	3877,49	3,49	32,49	-29
11	394431	6283813	3916,54	-10,46	65,54	-76
12	394406	6283680	3885,97	83,97	38,97	45
13	394384	6283587	3826,14	-76,86	9,14	-86
14	394235	6283572	3924,32	-66,68	6,32	-73
15	394600	6283356	3702,47	0,47	6,47	-6
16	394554	6283277	3782,85	17,85	49,85	-32
17	394460	6283375	3796,77	-8,23	9,77	-18
18	394827	6283125	3687,47	-23,53	29,47	-53
19	394896	6283641	3691,87	-0,13	10,87	-11
20	395118	6283881	3692,47	38,47	21,47	17
21	395255	6284031	3778,31	-11,69	12,31	-24
22	395349	6284137	3802,58	16,58	-0,42	17
23	395350	6284279	3820,76	-2,24	8,76	-11

Tabla II-7: Desviaciones (en metros), calculadas sobre puntos en roca, entre las diversas fuentes utilizadas, Glaciar Echaurren.

El empleo de datos provenientes de mediciones de DGPS ha permitido calcular con mayor precisión las variaciones, con respecto al DTM LIDAR, del glaciar obteniendo una variación media de -5,86 m (gráfico II-5) con una pérdida anual de -1,95 m/a. El mismo análisis efectuado sobre el perfil GPS ha puesto en evidencia una diferencia media de -3,71 metros (gráfico II-6) y una tasa anual de -1,23 m/a.

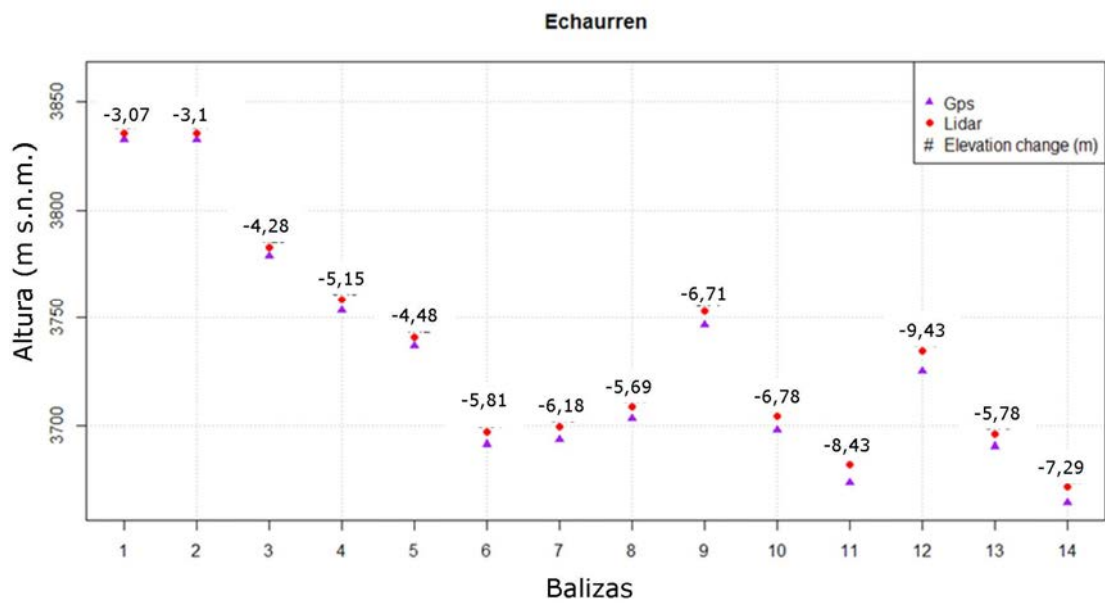


Gráfico II-5: Diferencias altimétricas GPS – LIDAR.

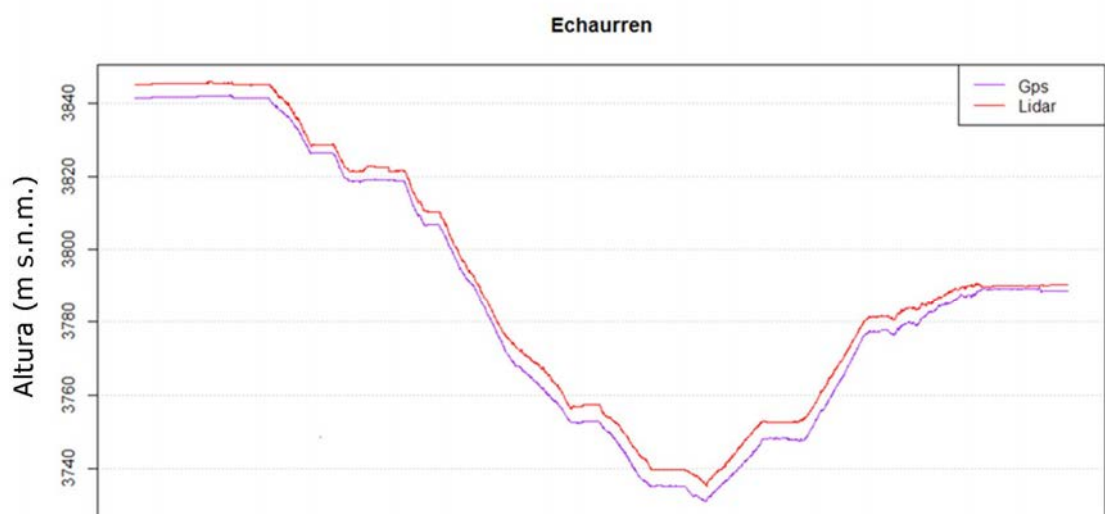


Gráfico II-6: Diferencias altimétricas GPS– LIDAR.

4. Conclusiones

Los análisis realizados han evidenciado una amplia variabilidad en las confrontaciones entre datos a alta resolución como el LIDAR y datos a media resolución como los DTM ASTER y SRTM.

En particular, los datos ASTER son muy recientes para poder ser útilmente comparados con los datos LIDAR 2011 y los resultados sugieren no efectuar este tipo de comparación sobre datos medidos a uno o dos años de distancia y provenientes de fuentes así diversas.

Los datos SRTM presentan una precisión limitada en el área de investigación, como queda mostrado por las comparaciones efectuadas sobre los puntos en roca externa a los glaciares considerados y su utilización debe efectuarse con cautela y sobre aparatos para los cuales se disponga de datos topográficos de áreas estables extra glaciares para evaluar caso por caso la precisión y realismo de los resultados obtenidos.

Los datos de GPS son evidentemente de elevadísima resolución espacial y pueden ser útilmente confrontados con los datos LIDAR, permitiendo la evaluación de las variaciones anuales y plurianuales de los glaciares analizados, por otra parte es necesario subrayar que una campaña de GPS requiere un empeño logístico y de campo no desdeñable y costos por tanto elevados, y que los campañas de tierra son practicables sobre superficies limitadas y no son aplicables, sino para limitados controles, sobre vastas áreas glaciares localizadas en zonas remotas.

Por lo tanto, es de perseguir la utilización de datos de fuente abierta (open source) para la evaluación de las variaciones glaciales de medio período (al menos un decenio) teniendo sin embargo cuidado de verificar caso por caso y zona por zona la precisión y la confiabilidad. Se sugiere también la repetición de las mediciones LIDAR sobre los mismos glaciares a distancia de uno o dos años para evaluar a alta resolución las variaciones plano - altimétricas ocurridas. Es fundamental que estas mediciones sean extendidas no sólo a las áreas glaciares sino también a las áreas en roca externa a los aparatos para evaluar la precisión de las fuentes y el error en el cálculo de las variaciones pasadas.

B) ANÁLISIS DE BALANCES COMBINADOS

III. LÍNEAS GUÍA Y RECOMENDACIONES PARA LA CREACIÓN DE UNA RED DE MONITOREO METEOROLÓGICO DE LOS GLACIARES CHILENOS.

A cargo de Michele Citterio

1. Introducción

La creación, la ampliación y el ejercicio (operación) de una red permanente de monitoreo a escala regional o nacional tiene características y exigencias sustancialmente diversas de los estudios científicos contemplados sobre un particular glaciar para un período de tiempo limitado.

En particular, las redes de monitoreo a escala nacional son típicamente administradas por instituciones gubernamentales, que pueden beneficiarse de la disponibilidad de estructuras propias de soporte sobre el territorio, de recursos humanos dedicados, y de un horizonte temporal de medio y largo plazo. Esto hace posible beneficiarse de las economías de escala derivadas de una gestión normalizada de los instrumentos, de las misiones de terreno, y de la gestión de datos de la entera red nacional. En tal óptica, la red de monitoreo se pone un servicio público de características únicas, por ejemplo en la capacidad de dar acceso a los datos del monitoreo sin los retardos típicos del ambiente académico, donde los datos usualmente se hacen públicamente disponibles sólo después de haber sido utilizados para la investigación y la publicación en revistas científicas.

Esto coincide con las tareas institucionales típicas de los entes gubernamentales, que incluyen el soporte técnico y científico a los autoridades de regulación y vigilancia, a los niveles de toma de decisiones político-administrativo centrales y regionales, y eventualmente a soporte de terceras partes, como la industria hidroeléctrica, minera y de suministro de agua para uso potable, agrícola e industrial, como también grupos de investigación académica nacional e internacional.

Como ejemplo concreto al cual referirse se propone el proyecto PROMICE para el monitoreo del casquete glacial continental Groenlandés administrado por el GEUS, Servicio Geológico de Dinamarca y Groenlandia (Geological Survey of Denmark and Greenland), Departamento de Geología Marina y de Glaciología, donde desde el 2007 una red compuesta por cerca de 25 estaciones meteorológicas automáticas ha sido creada y es administrada anualmente para monitorear el margen del casquete a lo largo del entero perímetro de Groenlandia.

Los datos transmitidos vía satélite a Copenhagen son visibles gráficamente en tiempo real a través del sitio www.promice.dk. Después de un breve tiempo necesario para la validación de los datos, todas las observaciones se hacen públicamente accesibles contra simple solicitud. Más allá de ser una fuente única de datos de elevada

relevancia científica, los datos mismos en estos años han encontrado aplicaciones en el sector hidroeléctrico y minero, por encargos tanto públicos como privados.

La disponibilidad de soporte local a través de las sedes regionales del MOP, y la dirección ya emprendida por la DGA de empezar una red de monitoreo de la meteorología glacial a extensión nacional, indica que la puesta en marcha de una red completa es técnicamente factible.

2. Criterios generales para redes de monitoreo meteorológico de los glaciares

El monitoreo de las variables meteorológicas en la superficie de un glaciar tiene como fin la creación de una serie de datos idóneos para el cálculo del balance de masa y del balance energético superficial del glaciar. Es, por tanto, necesario medir cuidadosamente los diversos flujos de masa y de calor en la superficie del glaciar. La mayor parte de tales flujos es difícil o imposible de medirse directamente y tienen que ser por tanto calculados por las mediciones de otros parámetros físicos directamente detectables.

En términos más generales, los flujos de masa en la superficie de un glaciar son: acumulación nivosa y ablación; los flujos de energía: flujos de radiación de onda corta y larga entrante y saliente (*Short and Long Wave radiation, both incoming and outgoing*), flujo de calor sensible (*Sensible Heat Flux*), flujo de calor latente (*Latent Heat Flux*), conducción de calor a través del hielo (*G*), flujo de calor debido a las precipitaciones líquidas. En función de las específicas condiciones climáticas locales de cada región glacial, de los límites técnicos de los instrumentos utilizados, y del nivel de detalle del estudio, algunos de los parámetros antes enumerados pueden ser no considerados.

Por ejemplo, en altas cotas y en latitudes polares y subpolares, la temperatura media de las precipitaciones lluviosas puede estar cerca de 0°C. La capacidad térmica del agua es mucho más pequeña que el calor latente de fusión del hielo. Especialmente en regiones con clima continental, donde la altura anual acumulada de las precipitaciones es reducida, y cuando las precipitaciones son concentradas en la estación fría, la fusión producida por el calor aportado a la superficie del hielo por las precipitaciones lluviosas puede ser mínima.

Si se considera que, desde el punto de vista técnico, la medición de las precipitaciones lluviosas está notoriamente afectada por significativos errores experimentales, resulta claro cómo en tales circunstancias la medición de las precipitaciones puede ser omitida sin perjudicar la precisión y completamiento de los resultados.

Semejantes consideraciones tienen que, de vez en vez, aplicarse en los varios casos específicos. Como el siguiente ejemplo, en cotas y latitudes donde la temperatura del aire en la superficie del glaciar no baja de 0°C por largos períodos ni siquiera durante la estación fría, la gradiente vertical de las temperaturas en el hielo es nula y el hielo está constantemente a la temperatura de fusión (*pressure melting temperature*). En

tales condiciones la conducción de calor a través del hielo es nula o despreciable, y su medición puede ser omitida.

Desde el punto de vista organizativo, las elecciones de base en el proyecto y en la implementación de la red de monitoreo tienen que satisfacer contemporáneamente los objetivos directivos, los objetivos científicos y los objetivos técnicos-operacionales.

3. Objetivos directivos

Responden en general a las expectativas (*expectations*) del nivel político-administrativo que proporciona el soporte económico, o bien son definidas autónomamente por el ente responsable de la red. Para que la red de monitoreo sea eficaz y sostenible en el largo plazo los objetivos directivos más comunes son:

- El nivel cualitativo de los datos tiene que ser normalizado y adecuado a las aplicaciones previstas, ya sea internamente que por terceros partes. Los datos tienen que ser aceptables para organizaciones internacionales como la Organización Meteorológica Mundial (*World Meteorological Organization - WMO*).
- El costo anual global de la red de monitoreo (proyecto, materiales, construcción, compras de misión, mantención, personal) tiene que ser el más bajo posible. La máxima estandarización posible de los instrumentos utilizados es un factor significativo en tal dirección.
- Alta visibilidad del proyecto, tanto hacia el público como hacia los especialistas.
- Validación y archivo seguro y documentado de los datos y de los metadatos.

Conjuntamente, estos objetivos garantizan que la red de monitoreo produzca datos realmente utilizables, cuya disponibilidad y características sean conocidas por parte de los potenciales usuarios. La progresiva difusión de los datos producidos y de sus aplicaciones, la recaída en términos de visibilidad entre el público y la eficiencia económica de la gestión crea las condiciones para la continuación en el tiempo del soporte financiero de la red de monitoreo.

En el caso específico de los glaciares chilenos existe ya una forma de acceso público *on line* a los datos medidos por algunas estaciones meteorológicas. Sin embargo, no todas las estaciones transmiten los datos, y la limitada estandarización de los instrumentos utilizados reduce los posibles ahorros. En fin, la validación de los datos que están disponibles puede ser mejorada.

4. Objetivos científicos

Como se ha recordado en la introducción, la escala de una red de monitoreo nacional es normalmente tal de hacerla única y no duplicable por parte de los particulares grupos de investigación universitarios. Esto significa que tales grupos tienen que ser implicados durante la fase de planificación de la red a fin de asegurarse que la red de monitoreo no descuide áreas o procesos físicos clave que ofrecen la oportunidad de

aumentar la comprensión científica de los fenómenos activos en la superficie de los glaciares.

Entre los objetivos más importantes para un elevado valor científico de los datos pueden encontrarse:

- Representatividad geográfica y climática de los glaciares incluidos en la red de monitoreo.
- Idoneidad de la posición exacta elegida para la ubicación de los instrumentos.
- Completitud y adecuación de los parámetros meteorológicos observados.
- Adecuación del intervalo de medida y del método usado (por ej. valores medios vs. instantáneos).

El elemento común a estos requisitos es el de permitir al usuario final de los datos de aplicar y avanzar el estado actual de los conocimientos científicos. Al mismo tiempo, esto hace posible la utilización de modelos para, por ejemplo, la previsión de la respuesta a los cambios climáticos o a eventuales intervenciones directas del hombre.

5. Objetivos técnicos y operacionales

Es importante subrayar que el estado del arte en lo que concierne la tecnología de los sensores y de los instrumentos de medición evoluciona rápidamente, por tanto cada inversión en instrumentos tiene que dejar abierta la posibilidad de sustituir viejos instrumentos con nuevos que tienen mejores prestaciones y cuestan menos. La experiencia acumulada en los últimos seis años en el GEUS con la gestión de la red Groenlandesa enseña además que es muy arriesgado ser dependientes de los productos y servicios de productores en particular, sobre todo por la frecuencia con que los productos existentes son abandonados y sustituidos con nuevos modelos, a menudo no completamente compatibles. En fin, una parte significativa de los gastos de instalación y gestión de una red de monitoreo está compuesta por los gastos de misión, de transporte y, en general, de logística.

Entre los puntos más importantes a considerar se hallan:

- Robustez y confiabilidad de los instrumentos, para minimizar la necesidad de sustituciones.
- Facilidad y economía de acceso a los lugares para la instalación de las estaciones meteorológicas.
- Estandarización de los proyectos, componentes e instrumentos utilizados, a fin de simplificar la gestión de los stocks de instrumentos y la rotación de los instrumentos para la periódica recalibración.
- Utilización de sensores e instrumentos con interfaces estándar y fácilmente sustituibles con dispositivos análogos producidos por otros proveedores.

6. El caso específico de los glaciares Chilenos

En el caso específico de los glaciares chilenos, la característica probablemente más peculiar es el extenso intervalo de latitud y, consecuentemente, las diversas condiciones climáticas. Los otros dos elementos clave son la altura sobre el nivel del mar y el grado de continentalidad, que se expresa en los gradientes climáticos en dirección E-O, por ejemplo entre el margen oriental y occidental de Campo de Hielo Norte.

Entre las características climáticas locales importantes para el proyecto de las estaciones meteorológicas están las elevadas precipitaciones lluviosas y la relativamente elevada temperatura a las cotas inferiores de las lenguas glaciares, como por ejemplo aquella del glaciar Exploradores.

Este sitio es, además, un ejemplo de la progresiva expansión de las áreas glaciares parcialmente cubiertas por detrito superficial, que modifica profundamente el balance energético de superficie y, por consiguiente, el balance de masa en la zona terminal.

A causa de la gran variabilidad climática entre las diversas regiones de Chile donde están presentes los glaciares, se recomienda proceder inmediatamente a la redacción de una lista de las localidades que se pretende monitorear, de modo de hacer posible para el proyecto la elección de los instrumentos más adecuados. Idealmente, la comunidad glaciológica académica chilena tiene que ser involucrada en esta fase, de modo de asegurar la mejor utilización de los conocimientos especializados del territorio.

En todo caso, parece importante evaluar como punto de partida el actual grupo de glaciares dotados de instrumentación meteorológica, entre los cuales el Glaciar Exploradores, Glaciar San Francisco, Glaciar San Rafael y Glaciar Echaurren. Es sin falta aconsejable también continuar en la dirección emprendida de seleccionar lugares en los opuestos extremos de los gradientes climáticos regionales, como por ejemplo los lugares al Este y Oeste del Campo de Hielo Norte. Como mejora con respecto a la situación existente, se aconseja poner atención a factores como la parcial cobertura detrítica superficial en la elección del lugar exacto de instalación de los instrumentos. Indicaciones más específicas podrán ser proporcionadas después que las topografías de detalle de los glaciares seleccionados estén disponibles. A título de ejemplo, véase más adelante el caso de la estación meteorológica del Glaciar Exploradores, visitada en febrero de 2012 por los consultores de GEUS-EVK2CNR.

Para concluir esta sección, es oportuno notar que existen fuertes gradientes de altitud del balance de masa de las lenguas glaciares que descargan hielo de los casquetes continentales, y es sin duda aconsejable instalar ulteriores estaciones a cotas diversas para cuantificar mejor tales gradientes. Se deberá, sin embargo, tener cuidado de no avanzar a cotas donde la acumulación nivosa estacional sepulte enteramente los instrumentos, dado que esto tiene como resultado casi invariablemente significativos daños a los instrumentos.

7. Características técnicas de la red de monitoreo y de las estaciones

En consideración a los criterios antes expuestos, como ejemplo al cual hacer referencia para el proyecto de la red chilena, se describe a continuación la estructura funcional general de la actual red de monitoreo del GEUS en Groenlandia, basado sobre estaciones automáticas enlazadas en tiempo real vía satélite (figura III-1). Esta estructura es adaptable a las condiciones de los glaciares chilenos.

GEUS AWS monitoring network

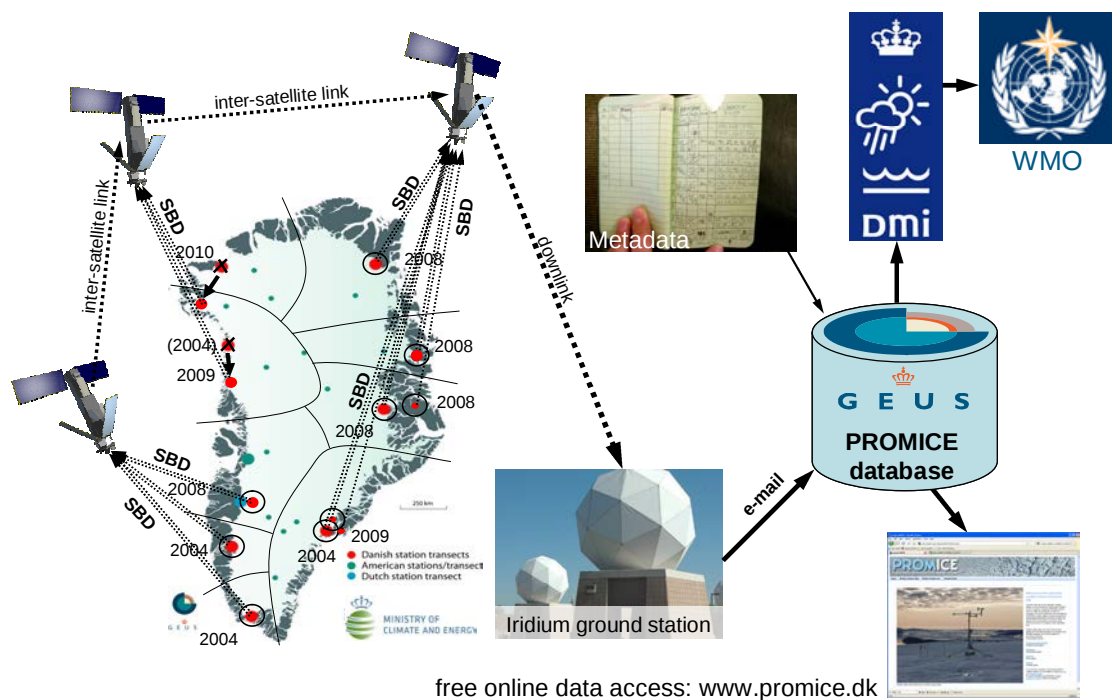


Figura III-1: Estructura de la red de estaciones meteorológicas automáticas (AWS) con telemetría satelital, y flujo de los datos.

GEUS/DGA AWS system

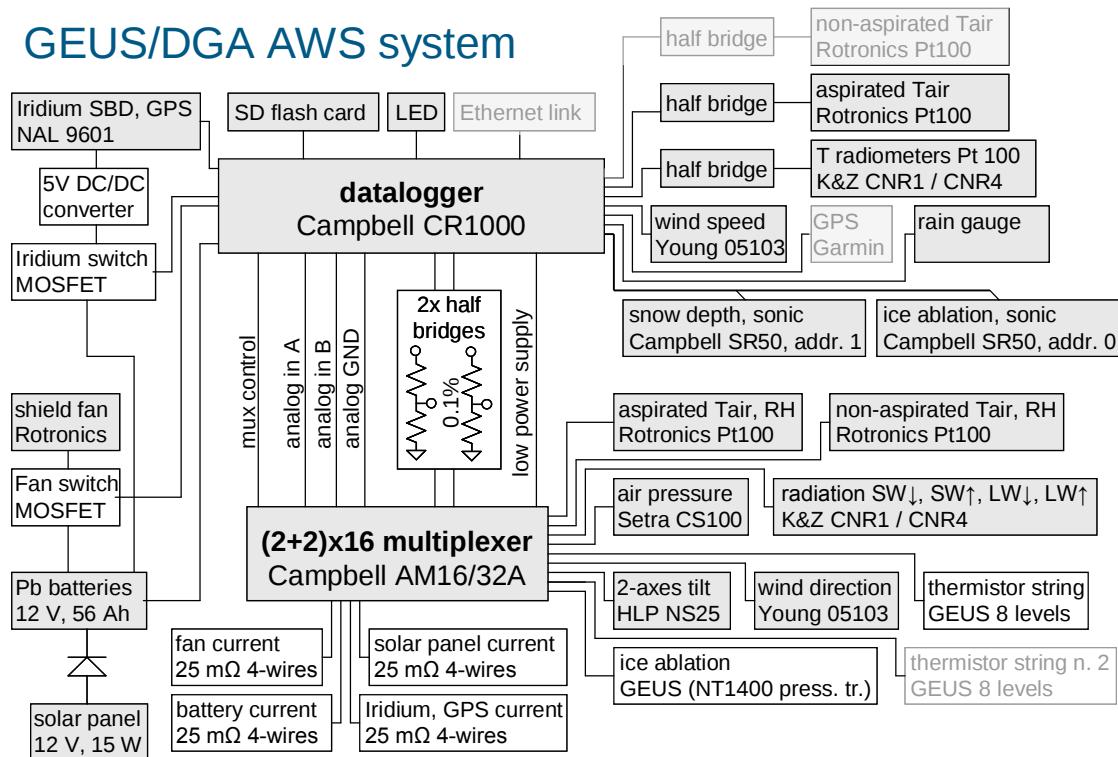


Figura III-2: Propuesta de esquema conceptual de una AWS individual que compone la red enseñada en figura III-1.

La suite de sensores y el dimensionamiento del sistema de alimentación han sido optimizados por el consultor de GEUS - EvK2CNR para el uso sobre glaciares chilenos.

Una posible estructura conceptual de estación meteorológica aconsejada es mostrada en la figura III-2. Se trata de la adaptación a las condiciones locales del proyecto de estación meteorológica automática utilizado con éxito por el GEUS en Groenlandia a partir del 2008, cuando el precedente modelo de estación fue completamente proyectado de nuevo. La mayor parte de los sensores representados está visible en la figura III-3.

Sensors on the mast and boom

Sensors mounted on the tripod:

1. air temperature and humidity (aspirated)
2. SW↓, LW↓, SW↑, LW↑ radiation
3. wind speed and direction
4. snow surface level
5. two-axes tilt meter
6. Iridium satellite antenna

7. GPS receiver and Iridium modem
8. barometric pressure

Other sensors:

- ice surface level (sonic ranger on drilled stakes)
- 8-levels thermistors string (GEUS)
- hydraulic ablation meter (GEUS)

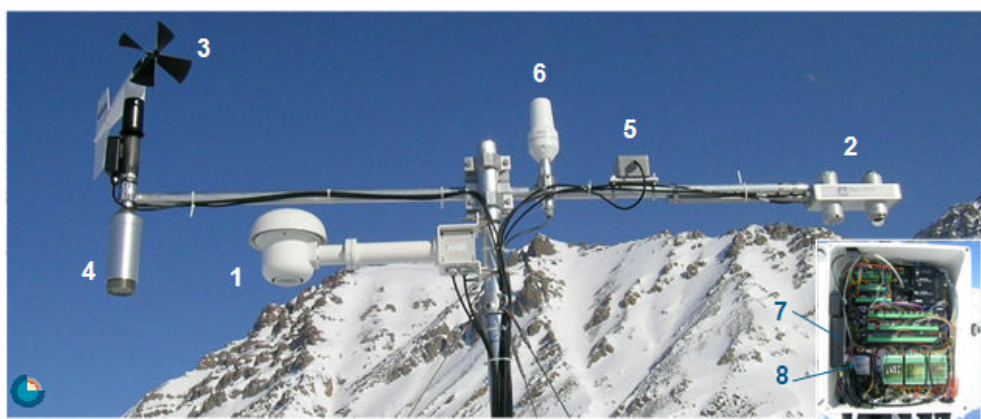


Figura III-3: Instrumentos en la parte alta de la estación, en la configuración GEUS, usada a partir del 2008.

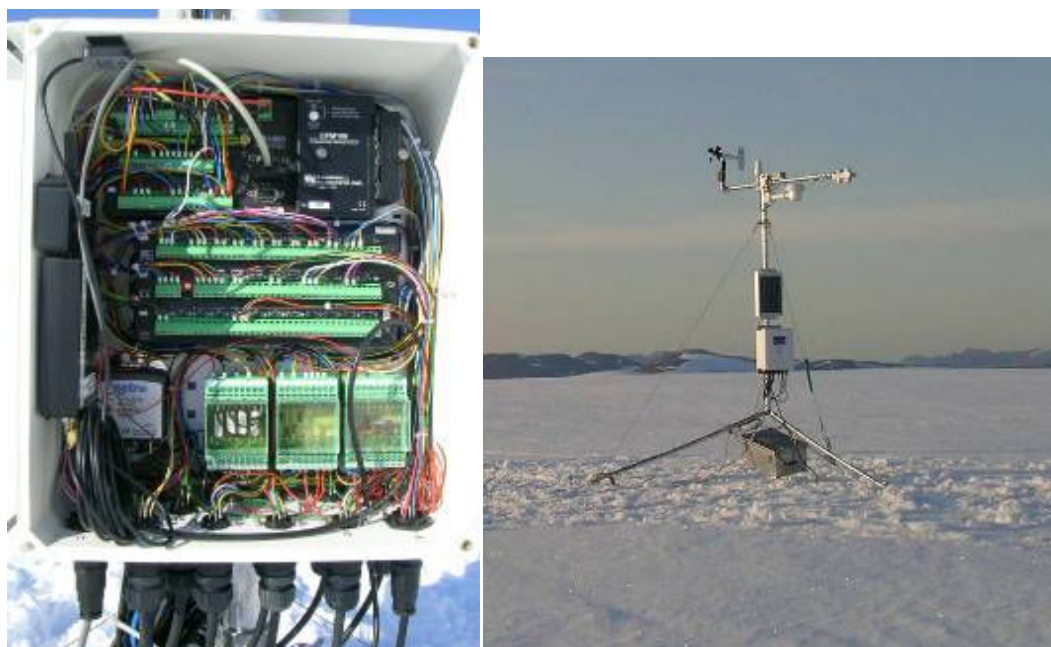


Figura III-4: Detalle de la caseta del datalogger (a la izquierda) y una vista de conjunto de la estación (a la derecha).

Un pluviómetro ha sido agregado a la configuración estándar usada en Groenlandia. El correcto dimensionamiento de la alimentación es esencial para permitir el funcionamiento ininterrumpido de la estación también en el caso que el panel solar permanezca cubierto de la nieve. El consumo ha sido calculado en tablas III-1, III-2 y III-3, en función de las diversas modalidades operacionales diferenciadas por estación, con menos consumo en invierno cuando la nieve y la reducida longitud del día reducen la energía disponible.

dispositivo	corriente media (mA)	puntual (seg/repeticón)	repeticiones diarias	ciclo de trabajo (%)	consumo diario (mAh/día)	consumo mensual (Ah/mes)
ventilador de aspirador	150	45	144	7,50	270	8,21
NAL GPS	120	130	8	1,20	35	1,05
NAL Iridium	150	40	9	0,42	15	0,46
Scan (todos los otros sensores, MUX_logger)	50	10	144	1,67	20	0,61
sistema en standby	1	1	86400	100,00	24	0,73
consumo total mensual (Ah/mes)						11,06

Tabla III-1: Cálculo de consumo de energía para operación con tasas de tiempo de invierno.

dispositivo	corriente media (mA)	puntual (seg/repeticón)	repeticiones diarias	ciclo de trabajo (%)	consumo diario (mAh/día)	consumo mensual (Ah/mes)
ventilador de aspirador	150	45	144	7,50	270	8,21
NAL GPS	120	130	48	7,22	208	6,33
NAL Iridium	150	40	25	1,16	42	1,27
Scan (todos los otros sensores, MUX_logger)	50	10	144	1,67	20	0,61
sistema en standby	1	1	86400	100,00	24	0,73
consumo total mensual (Ah/mes)						17,15

Tabla III-2: Cálculo de Consumo de energía para operación con tasas de tiempo de verano.

dispositivo	corriente media (mA)	puntual (seg/repetición)	repeticiones diarias	ciclo de trabajo (%)	consumo diario (mAh/día)	consumo mensual (Ah/mes)
ventilador de aspirador	150	45	0	0,00	0	0,00
NAL GPS	120	130	0	0,00	0	0,00
NAL Iridium	150	40	0	0,00	0	0,00
Scan (todos los otros sensores, MUX, logger)	50	10	144	1,67	20	0,61
sistema en standby	1	1	86400	100,00	24	0,73
consumo total mensual (Ah/mes)						1,34

Tabla III-3: Cálculo de Consumo de energía para operación en modo de “baja energía”.

A fin de estimar el costo global anual derivado de la operación de una estación individual es necesario evaluar los planes tarifarios disponibles. Basándose en informaciones disponibles, el gráfico III-1 compara dos planes tarifarios alternativos, y los gráficos III-2 y III-3 muestran respectivamente los costos mensuales estimados para las modalidades operacionales veraniega e invernal. Es importante notar que estos valores están referidos a la versión de software de base que transmite mensajes satelitales en caracteres legibles. Una especial codificación binaria de los datos a transmitir ha sido desarrollada en el GEUS y está disponible como opción, permitiendo reducir el volumen total de tráfico de datos satelitales en más del 60 %, dividiendo por la mitad los costos por la transmisión. Esta solución sin embargo requiere la implementación de un software de decodificación sobre el lado receptor del canal de comunicación satelital. Tal decodificación es actualmente implementada como una aplicación *Java* para la base de datos *Oracle* en el GEUS, y en un programa en *python* que puede en cambio ser ejecutado en PC.

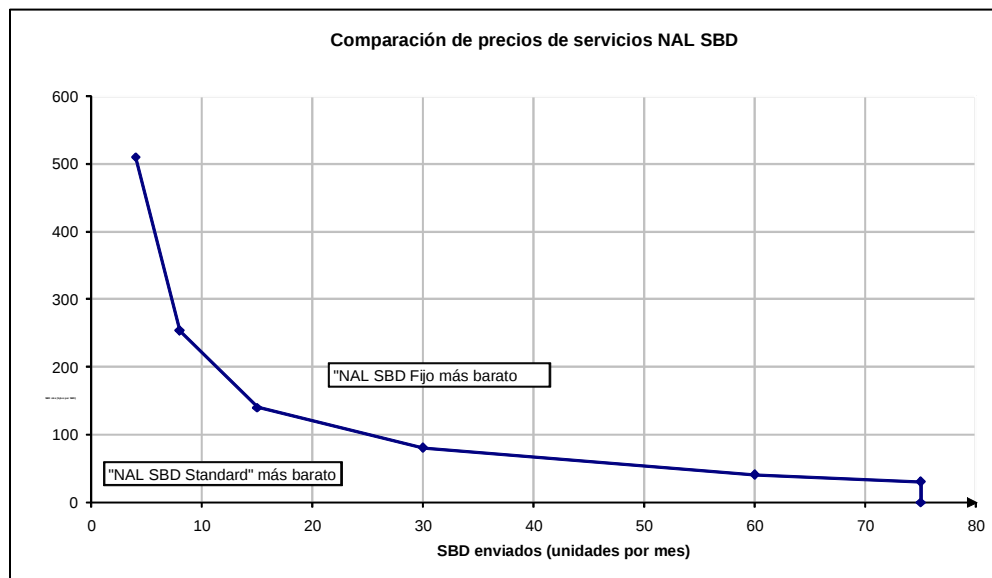


Gráfico III-1: Comparación de puntos de tarifas de “tasa fija” y de “tasa estándar” ofrecidas por NAL Research Corp. para servicios SBD Iridium.

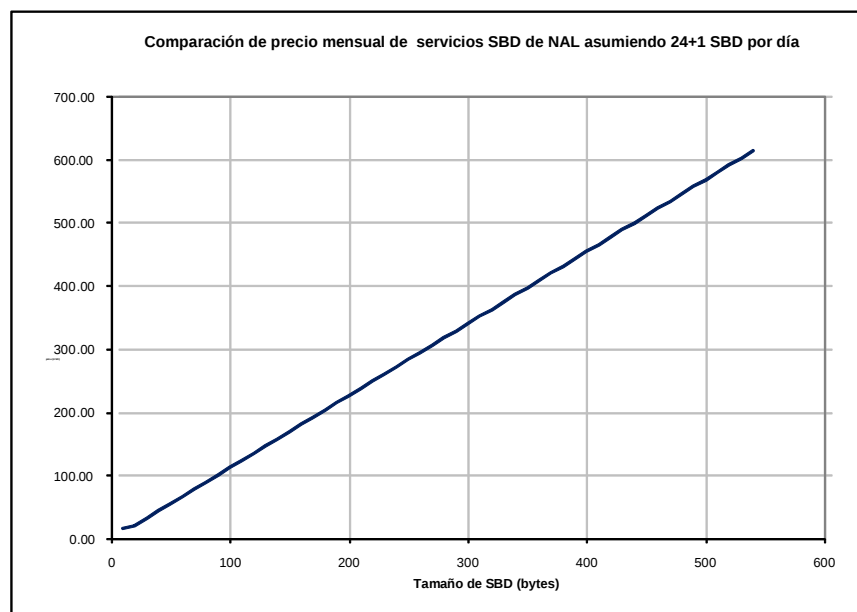


Gráfico III-2: Precio mensual del tiempo de transmisión de SBD en velocidades de transmisión de verano.

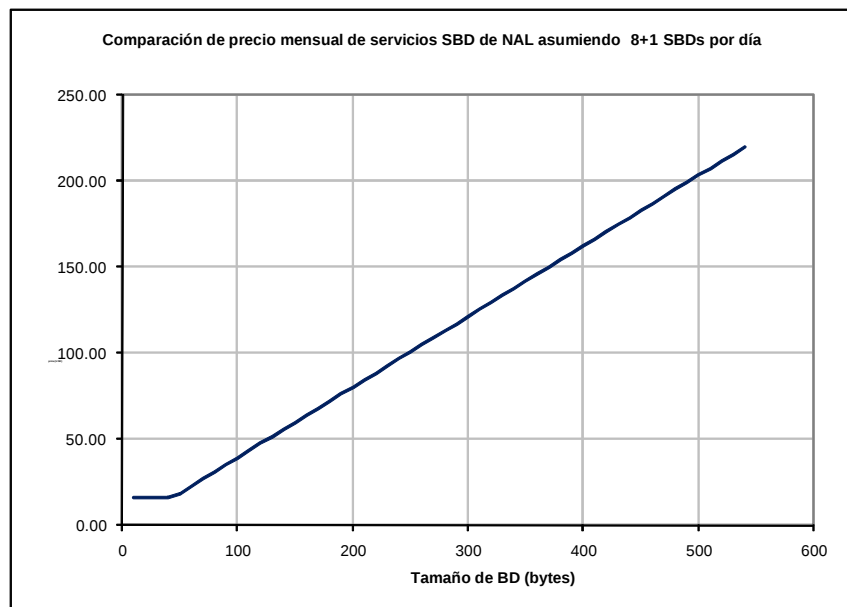


Gráfico III-3: Precio mensual del tiempo de transmisión de SBD en velocidades de transmisión de invierno.

8. Inspección preliminar, Glaciar Exploradores, febrero 2012

La estación meteorológica de la DGA sobre la lengua del Glaciar Exploradores ha sido visitada por los consultores de GEUS-EvK2CNR como punto de partida para la definición de la red de monitoreo chilena. A continuación se indican los comentarios más notables a fin de mejorar el monitoreo.

a. Glaciar Exploradores, mantención de la estación meteorológica de la DGA

La primera visita a la estación ha sido realizada el miércoles 8 de febrero 2012. A causa de la ablación superficial la estación está inestable y significativamente inclinada, los tirantes contra viento anclados a peñascos están sueltos. El trípode ha sido enderezado y puesto estable nuevamente, pero este tipo de trípode es inadecuado para el funcionamiento sobre superficie glacial (figura III-8). Todos los sensores han sido inspeccionados visualmente, limpiados donde ha sido necesario y aparecen en buenas condiciones exteriores. Panel solar, batería y alimentación del datalogger funcionan regularmente.



Figura III-5: La estación meteorológica de la DGA en el Glaciar Exploradores antes y después de la mantención.

La tarjeta de memoria ha sido extraída y leída con un PC, pero ningún dato resulta registrado en la misma. Suponiendo un defecto, la tarjeta de memoria ha sido sustituida con una nueva.

El día 11 de febrero de 2012, recibido de la DGA el cable de comunicación, se ha constatado que no hay datos tampoco en la memoria interna. La causa identificada es la corrupción de la memoria. A través de un PC es reparada la memoria y cargada una nueva versión (v.12) del archivo de configuración, verificando el correcto registro tanto en la memoria interna como en la tarjeta de memoria, alterando y luego restableciendo la hora de sistema del datalogger Vaisala para forzar la escritura de los datos. Los coeficientes de calibración de los radiómetros CNR4 han sido corregidos. Se ha encontrado un malfuncionamiento de una parte de los radiómetros. La onda corta entrante parece funcionar, por tanto el CNR4 ha sido dejado en el sitio. Los demás sensores parecen funcionar.

En la tabla III-4 se muestra el listado de la estación después de la mantención. Se recomienda poner al día los tutoriales producidos para los operadores de la DGA a fin de incluir una clara instrucción en cuanto a la ejecución de la orden LOGFS ERASE cada vez que una nueva versión del programa del datalogger sea cargada. Esta es una operación necesaria para tener la garantía de que el datalogger no tiene corrompida su memoria interna.

```

Found setup /Cfg/6134_v12.adc
Starting to execute setup
Setup running ok
Service connection opened (COM0)
/ > sysinfo
Serial #      : F341259
Hardware      : Rev B-003
Software      : 7.00c
Checksum      : 3C43BE81
Boot sw version : 6.04
Program flash : 4096kB
System RAM    : 2048kB
Free memory   : 1403kB
Internal temp. : 13.04'C
Active errors  : NO
Active warnings : NO
Piggyback - 0 : N/A
Piggyback - 1 : N/A
Setup file     : /Cfg/6134_v12.adc
Setup for sw    : 7.00
Setup creator   : rugged
Setup created   : 2012-02-08T18:51:31+00:00
Setup CRC       : 66B3286E
Lizard version  : 7.00

System uptime   : 0h 1min 9sec since Sat Feb 11 11:43:34 2012

/ > errors
No Errors

/ > warnings
No Warnings

/ > logstatus
L0: Logging ON. File: /Log/L0120211.dat
L1: Logging ON. File: /Log/L1120211.dat
L2: Logging ON. File: /Log/L2120211.dat

/ > battery
Remaining=90
State=NORMAL_CHARGE
U=6.953748
I=17.089844
Type=PB_BATTERY
Capacity=1.300000
Ext.DC=20.870693
Internal temperature=13.035698

```

Tabla III-4: Listado del estado de funcionamiento del datalogger después de la mantención.

Se anota que:

1. La ubicación de la estación no es óptima por la discreta presencia de detrito superficial (figura III-6).
2. La estación no mide ablación y altura del manto nivoso, el CNR4 resulta inclinado y la estación no tiene telemetría.
3. La pantalla del sensor de temperatura no aspirado tiene las superficies inferiores de los platos pintadas en negro, característica típica de las pantallas Vaisala, y es por tanto inadecuada al uso sobre nieve y hielo (donde el color tiene que ser blanco).
4. La temperatura y humedad del aire son medidas a altura muy diversa de la velocidad del viento, complicando el cálculo de los flujos turbulentos en el estrato de límite superficial
5. El trípode Vaisala es inadecuado para el uso sobre glaciar.
6. La usabilidad e idoneidad para esta aplicación especializada del sistema Vaisala MAWS es inferior a aquella de otros productos actualmente disponibles.

En lo que se refiere a la parcial cobertura detrítica superficial, la imagen fotográfica (figura III-6) ha sido elaborada con un algoritmo de clasificación y agrupación no supervisada (*unsupervised classification and clustering*) sobre tres grupos (*clusters*), dos de los cuales corresponden a litología de diverso tipo mientras la tercera corresponde al hielo. En la figura III-7 las dos clases que se refieren al detrito son representadas ambas en negro. La fracción cubierta de detrito es significativa.



Figura III-6: Vertical del radiómetro CNR4 - parcial cobertura detrítica superficial (el lápiz en el círculo sugiere la escala).

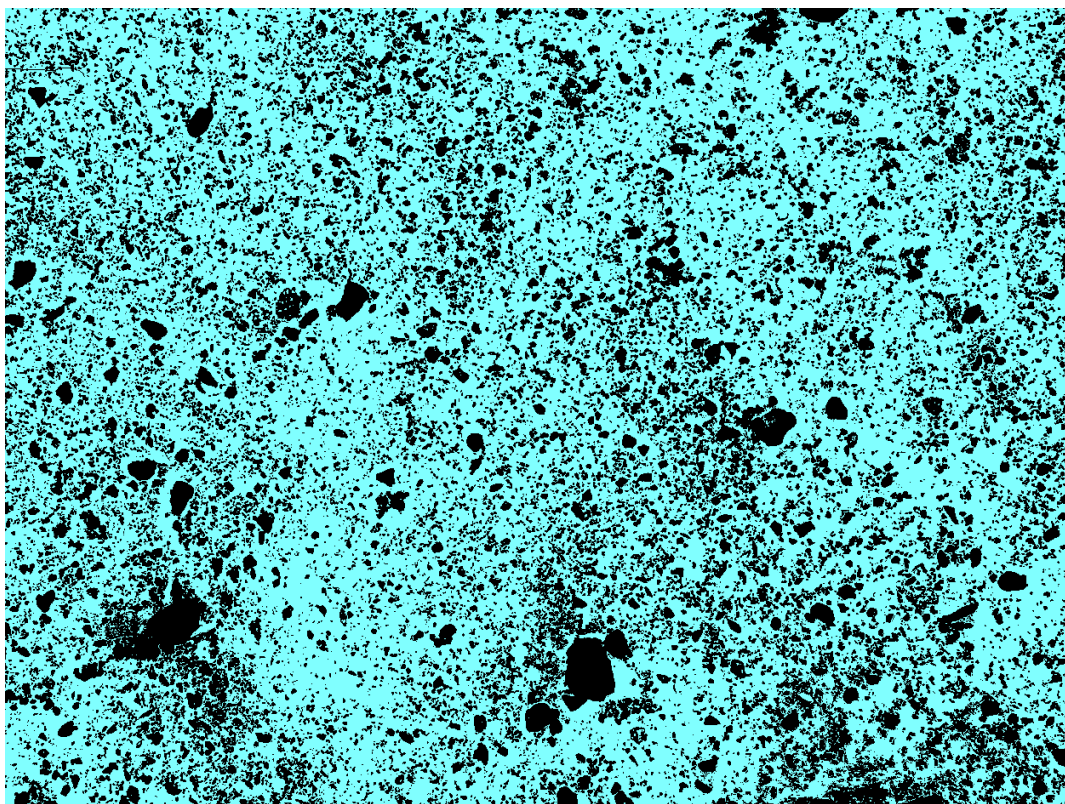


Figura III-7: Clasificación automática de la superficie sobre la vertical del radiómetro CNR4 mediante clustering. El detrito cubre el 32% de la superficie, alterando sensiblemente el albedo y los flujos energéticos.

En fin, como requerido expresamente por la DGA a través del Dr. Gonzalo Barcaza (cfr. comunicación vía e-mail del 3 de febrero de 2012), se ha evaluado la existencia de un lugar idóneo para la instalación de una estación meteorológica permanente exterior al glaciar. La única posición logística favorable resulta el lomo morénico que se extiende desde los pies del mirador hacia el glaciar (figura III-8). Sin embargo, las observaciones no sistemáticas realizadas durante todos los días de trabajo sobre el terreno indican que la dirección de los vientos en toda la zona encerrada por la cerca morénica más elevada presenta una dominancia del viento del valle, con breves eventos de circulación catabática.

Eventuales datos medidos en esta zona tienen utilidad muy escasa y no tal de justificar la inversión de recursos y materiales. Se desaconseja por tanto vivamente la instalación de una estación fuera del glaciar, y se recomienda en cambio instalar sobre hielo también la segunda estación, a una distancia mayor del frente con respecto a la estación existente, para monitorear una superficie glacial privada de detrito y por tanto más representativa.

Esto crea un transecta (para el cálculo de gradientes o lapsos de prorratas), en modo análogo a muchos otros lugares de monitoreo glacio-climático (por ejemplo, el Glaciar Baltoro, en Karakorum, véase Milhacea et. al., 2006; 2008).



Figura III-8: Lugar de una hipotética futura estación meteorológica situada al exterior del glaciar, de la cual sin embargo se desaconseja decididamente la realización.

9. Problemas y soluciones

Esta sección describe con más detalle el mantenimiento llevado a cabo y los temas identificados durante la visita de campo, explicando su importancia, y describiendo los mejoramientos sugeridos. La más fácil y sugerida solución es una adaptación del diseño de AWS estándar de GEUS en los términos descritos más arriba. Los instrumentos de Vaisala en vigor, el logger y el trípode pueden ser más útiles en cierto sitio en la tierra.

a. Informe resumen de mantenimiento

8 de febrero de 2012.- La estación es encontrada inclinada, con los tirantes de amarra sueltos, y es enderezada. Los sensores están físicamente bien. Todos los conectores eléctricos se verifican. La energía es suministrada al logger.

Ruidos inusuales provienen de la electrónica. La tarjeta flash es extraída y descargada con un lector de tarjetas USB pero la tarjeta no tiene datos, sólo una carpeta vacía GLACIAR_.EXP. Luego de la reinserción, el diodo emisor de luz roja en el datalogger parpadea para indicar que la tarjeta de memoria está bien.

Parada sin tierra sobre el hielo aislante, la estación está expuesta al daño de descargas electrostáticas, así que se supone que la tarjeta de memoria o el logger puede estar descalibrado o funcionando mal.

b. Localización de la estación

El sitio escogido para la estación es interesante porque coincide con transecta del sistema de posición global (GPS) y la alineación de balizas de ablación. Sin embargo, la cantidad de escombros superficial es más alta que sobre la mayor parte de la lengua del glaciar, de modo que los datos no son suficientemente representativos para modelar un área más grande. Se recomienda montar una segunda estación en un área de hielo limpio a una elevación más alta.

c. Construcción de la estación

La estación está bien ensamblada. Los problemas descritos más abajo son resultado de que el diseño de Vaisala no está específicamente adaptado para uso en glaciar.

d. Transmisión de datos

No existe transmisión de datos y esto hace imposible saber cuándo y qué tipo de mantenimiento se necesita, y crea el riesgo de que una falla en la tarjeta de memoria dé por resultado la pérdida completa de todos los datos. Un sistema de SBD de Iridium es recomendado, con transmisiones codificadas con sistema binario cada hora.

e. Estructura de la estación

La estructura mecánica actual de la estación no es muy estable y no es óptima para el mantenimiento fácil y barato y para la colocación de sensor.

Los tirantes de alambres son necesarios para la estabilidad, pero son también inestables cuando hay derretimiento de hielo. Cuatro problemas son descritos abajo.

Problema 1: La estación se inclina fácilmente.

Causa: el trípode estándar de aluminio de Vaisala no tiene patas de apertura amplia y no tienen ningún apoyo y anclaje. Los alambres del tirante se sueltan con la superficie de hielo fundente.

Efecto: 1) los sensores frágiles se dañan fácilmente (radiómetros, monitor de viento)
2) la mantención es costosa (sensores rotos, visitas frecuentes)
3) los datos recogidos no son muy útiles (las mediciones de radiómetro son erróneas)

Solución: adoptar un trípode flotante libre y un sensor de inclinación de 2 ejes. Es una estructura auto-estabilizante que ha probado su estabilidad en Groenlandia no requiriendo ningún mantenimiento desde la visita de un año al siguiente.

Problema 2: Temperatura del aire y humedad relativa no están al mismo nivel que la velocidad del viento.

Causa: El brazo de instrumentos del trípode Vaisala está mucho más bajo que el tope del mástil donde está montado el monitor de viento.

Efecto: 1) datos más difíciles de usar para calcular flujos de energía turbulentos.
2) errores de instrumentos más importantes cuando se mide cerca de la superficie de hielo.
3) sensores más fácilmente bloqueados o dañados por la nieve.

Solución: usar un trípode con los sensores montados más alto.

Problema 3: El escudo contra la radiación pasiva para temperatura de aire y humedad es ennegrecido por dentro.

Causa: Este es el diseño estándar de Vaisala para el escudo, que no es óptimo en glaciares donde la superficie es brillante y la radiación vendrá desde el suelo.

Efecto: 1) la temperatura del aire medida es muy alta.
2) la humedad del aire medida es demasiado baja.
3) el error depende de la velocidad del viento, el albedo de superficie, la radiación entrante.

Solución: usar un escudo de radiación activamente ventilado, o por lo menos un escudo pasivo con un lado inferior blanco.

Problema 4: los enlaces a tierra no están bien definidos.

Causa: los trípodes comerciales estándar y sistemas de datalogger están diseñados para ser conectados a tierra a un buen suelo conductor. El hielo glacial es un aislante.

Efecto: 1) riesgo de daño o malfuncionamiento por descargas electroestáticas.
2) posibilidad de imprecisiones de mediciones.

Solución: no existe solución ideal en un glaciar, pero un diseño cuidadoso permite controlar la conexión a tierra y mantener la tierra de las señales separa del suelo. Se recomienda unir la tierra de los escudos de cable, el panel de instrumentos, datalogger, digital y batería en una configuración de estrella.

f. Sensores

Los sensores escogidos son generalmente buenos, pero los dataloggers de Vaisala tienden a reducir la elección de sensores que pueden ser fácilmente conectados y controlados. Unos cuantos sensores fundamentales están faltando. Estos problemas son descritos abajo.

Problema 1: No hay sensor para medir la ablación de hielo.

Efecto: 1) no es posible calibrar y validar un modelo de balance de energía superficial
2) se necesitan frecuentes visitas para medir y mantener la baliza de ablación cercana. Si una baliza se pierde, los datos de AWS también pierden mucho de su valor.
3) la AWS no mide directamente el más interesante parámetro: la ablación.

Solución: incluir un medidor GEUS de 20 m, un sensor que necesita poca mantención.

Problema 2: No hay sensor para medir la inclinación de los radiómetros.

Efecto: 1) no es posible corregir las mediciones por la inclinación del trípode
2) no es posible usar los datos para calcular el balance de energía superficial
3) se necesita mantenimiento continuo para mantener la estación tan vertical como sea posible.

Solución: incluir un medidor de ablación de GEUS (*ablation meter including a tiltmeter*), un sensor con poca necesidad de mantenimiento.

Problema 3: No hay sensor para medir la acumulación de nieve.

Efecto: 1) la precipitación sólida no es medida con precisión solo con la medida de lluvia.

Solución: incluir un detector sónico Campbell SR50A

Problema 4: No hay sensor para medir el perfil de temperatura en el hielo.

Efecto: 1) el flujo de calor en el suelo no es medido y no puede ser incluido en un modelo de balance de energía de superficie.

Solución: incluir una línea de termistores de 10 m con alrededor de 8 niveles de medición.

g. Conclusiones

Se aconseja organizar una reunión online de coordinación entre GEUS, DGA, Universidad de Milán y Ev-K2-CNR para discutir cómo proceder en relación con los diversos puntos ilustrados en este informe. Tal encuentro tiene que ser organizado lo antes posible para que se pueda disponer del tiempo necesario para implementar la solución técnica que sea elegida.

IV. CONDICIONES MICROMETEOROLÓGICAS Y EL BUDGET DE ENERGÍA DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS EN LA SUPERFICIE DEL GLACIAR EXPLORADORES (CHN)

A cargo de Antonella Senese, Claudia Mihalcea y Soazig Parouty

1. Introducción: Campo Chileno de Hielo Norte (CHN)

El Campo Chileno de Hielo Patagónico Norte (CHN, latitudes 46,5°S y 47,5°S), y el Campo de Hielo Patagónico Sur (CHS), también conocidos con el nombre de Campos de Hielo Norte y Sur, respectivamente, son los campos de hielo templados más extensos en el hemisferio meridional (Warren y Sugden, 1993). Son considerados entre las áreas englacadas que tienen la proporción más grande de la contribución del agua de fusión al levantamiento del nivel del mar en la segunda mitad del Siglo XX, debido al adelgazamiento y cambios experimentados en el área frontal por sus glaciares (Rignot et al., 2003).

Altas tasas de adelgazamiento (hasta $-4,0 \pm 0,97 \text{ m a}^{-1}$) han sido medidas en Campo de Hielo Patagónico Norte (CHN) en Chile entre 1975 y 2001, comparando un modelo de elevación digital (DEM) basado en fotografías aéreas de 1974/1975 y un DEM generado desde imágenes satelitales ASTER (Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer) obtenidas en septiembre de 2001 (Rivera et al., 2007).

Las investigaciones recientes han encontrado que el Campo de Hielo Patagónico Norte (CHN) en Chile ha estado perdiendo el volumen por una década, y escalas de tiempo más largas (Glasser et al., 2011; Ivins et al., 2011; Rignot et al., 1996a, 1996b, 2003; Rivera et al., 2007). Rignot et al. (2003) calcularon la pérdida de volumen del campo de hielo diferenciando el DEM (modelo de elevación digital) de SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) con una DEM derivada de fotogrametría anterior. Encontraron una tasa de pérdida de $-3,2 \pm 0,4 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ entre 1975 y el 2000. Rivera et al. (2007) encontraron una tasa más rápida de $-5,7 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ entre 1979 y 2001, diferenciando el DEM cartográficamente derivado con DEMs disponibles desde el radiómetro de emisión y reflexión termal (ASTER - Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer), instrumento montado en el satélite Terra de la NASA (Yamaguchi et al., 2001). Su trabajo indica que el CHN contribuyó hasta $\sim 0,013 \text{ mm a}^{-1}$ a la elevación del nivel del mar global durante ese tiempo (Rivera et al., 2007). Esta contribución es casi un orden de magnitud más rápida que la tasa de $0,0018 \text{ mm a}^{-1}$ calculada para el período de tiempo desde el Período Glacial Pequeño en 1870 hasta el presente (Glasser et al., 2011).

La mayor parte de los glaciares del CHN han estado retirándose desde el llamado Período Glacial Pequeño (*Little Ice Age* o *LIA*, en inglés), que ha sido descrito como una sucesión avances experimentados por los glaciares patagónicos entre el año AD 1600 y 1900 (Heusser, 1960; Winchester and Harrison, 1996). La posición de muchos

glaciares patagónicos en 1945 (cuando se obtuvo la primera aerofotografía) era similar a las morrenas dejadas durante los últimos avances del Período Glacial Pequeño, esto es, AD 1850-1900, Harrison and Winchester, 1998). Desde 1945, la mayor parte de los glaciares se han retirado (con la excepción de ciertos avances en los 1990s), y la mayor parte de los extremos inferiores se han adelgazado a tasas altas entre 1945 y 1975 con una tasa media entre -1 y -2 m a^{-1} (Aniya, 1999).

2. Glaciar Exploradores

El Glaciar Exploradores es parte del Campo Chileno de Hielo Patagónico Norte (CHN), alrededor de $46^{\circ} 30' \text{ S}$ y $73^{\circ} 10' \text{ W}$, y cubre $85,9 \text{ Km}^2$ (la zona de ablación es de $32,4 \text{ km}^2$ de amplitud y el área de acumulación es de cerca de $53,5 \text{ km}^2$; Willis et al., 2012) para una longitud de cerca de $20,3 \text{ km}$ y con una relación de área de acumulación total (AAR) de $0,64$ (Rivera et al., 2007) (figura IV-1).

Es un glaciar localizado en la vertiente norte del Cerro San Valentín (esto es, la más alta montaña de la Patagonia, con 3.910 m.s.n.m. , por tanto no está conectado directamente con el campo de hielo), en la Región de Aysén, Chile. Debido a la ausencia de factores topográficos (por ej. fiordos o lagos) o dinámicos o la influencia de actividades volcánicas (Rivera et al., 2006a), representa un benchmark en la red chilena de monitoreo de los efectos del cambio climático.

La porción terminal está pesadamente cubierta por detritos (con 15 Km^2 de hielo cubierto de detritos) y su posición no ha cambiado sustancialmente desde 1945. Sin embargo, el adelgazamientos del hielo ha sido considerable desde los 1990s y es una cuestión de tiempo antes que comience una recesión rápida (Aniya et al., 2011). La lengua frontal del Exploradores estuvo estable entre 1945 y 1991, cuando comenzó a retirarse (Aniya, 2001) y varias lagunas supra glaciales aparecieron (Fernández, 2003). El área frontal ha sufrido un cambio de $-3,2 \text{ km}^2$ desde 1975 al 2000 (Aniya, 2001). En el área de ablación, la tasa de adelgazamiento ha pasado de $-1,1 \pm 0,97 \text{ m a}^{-1}$ desde 1997 a 2001 y de $-1,47 \pm 1,45 \text{ m a}^{-1}$ desde 2001 a 2011 con un cambio en volumen de $-0.048 \pm 0.013 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ en este último período (Willis et al., 2012). En la zona de acumulación, el cambio de superficie ha sido de $-0,15 \pm 1,15 \text{ m a}^{-1}$ desde 2001 a 2011 con un cambio en volumen de $-0,008 \pm 0,013 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ (Willis et al., 2012).

Las investigaciones pioneras en Campo de Hielo Norte (CHN) comenzaron en los '80s sobre los glaciares Soler y San Rafael (por ej. Kobayashi and Saito; 1985b; Ohata et al., 1985a; 1985b; Fukami and Naruse, 1987; Kondo and Inoue; 1988), mientras que las primeras mediciones meteorológicas e hidrológicas sobre el Glaciar Exploradores comenzaron en 2003 (Aniya et al., 2007a; 2007b).



Figura IV-1: Fotografía que muestra el área de Campo de Hielo Patagónico Norte. En rojo, la posición del Glaciar Exploradores. (Google Earth)

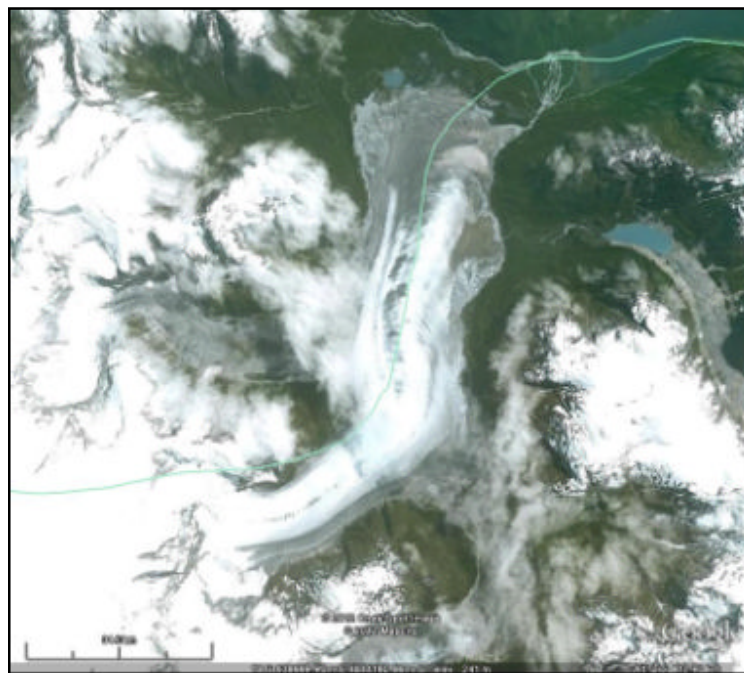


Figura IV-2: Fotografía del Glaciar Exploradores. (Google Earth)

3. Caracterización meteorológica de las estaciones meteorológicas localizadas cerca del Glaciar Exploradores

El Glaciar Exploradores está situado en un área remota, donde la información meteorológica es escasa. Junto al glaciar existen cinco estaciones: Puerto Aysén, Coyhaique - Teniente Vidal, Balmaceda - Aeropuerto, Cabo Raper y Cochrane (véanse la figura IV-3 y la tabla IV-1). La información del clima es proporcionada por Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. En particular, la mínima mensual, el promedio y los valores máximos de la temperatura del aire (gráfico IV-1) y acumulación de precipitaciones (gráfico IV-2) están disponibles sobre un período de 30 años de largo (1961-1990).

La temperatura está en un rango que va desde +0,2°C registrados en julio por la estación de Balmaceda – Aeropuerto a +13,6°C registrados en enero por las estaciones de Puerto Aysén, Coyhaique - Teniente Vidal y Cochrane. Como Cabo Raper es una estación costera, las temperaturas son mitigadas por el océano; en realidad, es menos caliente en verano y no muy frío en invierno. Durante la temporada de ablación (desde octubre hasta abril del año siguiente) la media mensual quiere decir temperaturas entre +6,7°C (Balmaceda - Aeropuerto) y +13,6°C (Puerto Aysén, Coyhaique - Teniente Vidal y Cochrane) con un valor medio de +10,6°C.

Con respecto a las precipitaciones, esta área es muy húmeda, en realidad el sitio con un valor más alto anual es Puerto Aysén (2.647,1 mm) y el más bajo es Balmaceda – Aeropuerto (611,6 mm). El mes caracterizado por la cantidad más alta es mayo con 320,1 mm de Puerto Aysén y 92,5 mm de Balmaceda - Aeropuerto. El mes más seco resulta febrero con 158,9 mm de Puerto Aysén y 20,4 mm de Balmaceda - Aeropuerto, octubre con 54,8 mm de Coyhaique - Teniente Vidal y 32,5 mm de Cochrane, y septiembre con 121,5 mm de Cabo Raper. La intensidad de las precipitaciones es generalmente baja (normalmente bajo 5 mm h⁻¹) en esta área; sin embargo, en contraste el número de días con precipitaciones es bastante grande (Aniya et al., 2011).

Estación	Coordenadas	Elevación
Puerto Aysén	45° 24' S, 73° 40' W	11 m.s.n.m.
Coyhaique - Teniente Vidal	45° 38' S, 72° 07' W	310 m.s.n.m.
Balmaceda – Aeropuerto	45° 55' S, 71° 41' W	520 m.s.n.m.
Cabo Raper	46° 50' S, 75° 41' W	40 m.s.n.m.
Cochrane	47° 16' S, 72° 35' W	10 m.s.n.m.

Tabla IV-1: Características geográficas de la estaciones meteorológicas automáticas cercanas al Glaciar Exploradores.



Figura IV-3: Mapa de la localización del Glaciar Exploradores y las estaciones meteorológicas encontradas. (Google Earth)

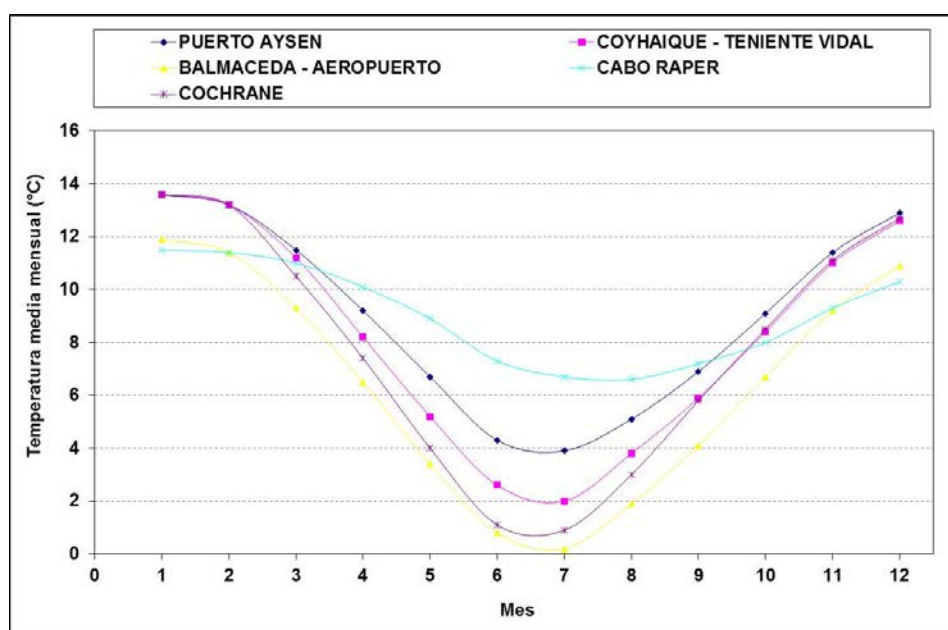


Gráfico IV-1: Temperaturas medias mensuales de 5 estaciones alrededor del Glaciar Exploradores, para el período 1961-1990.

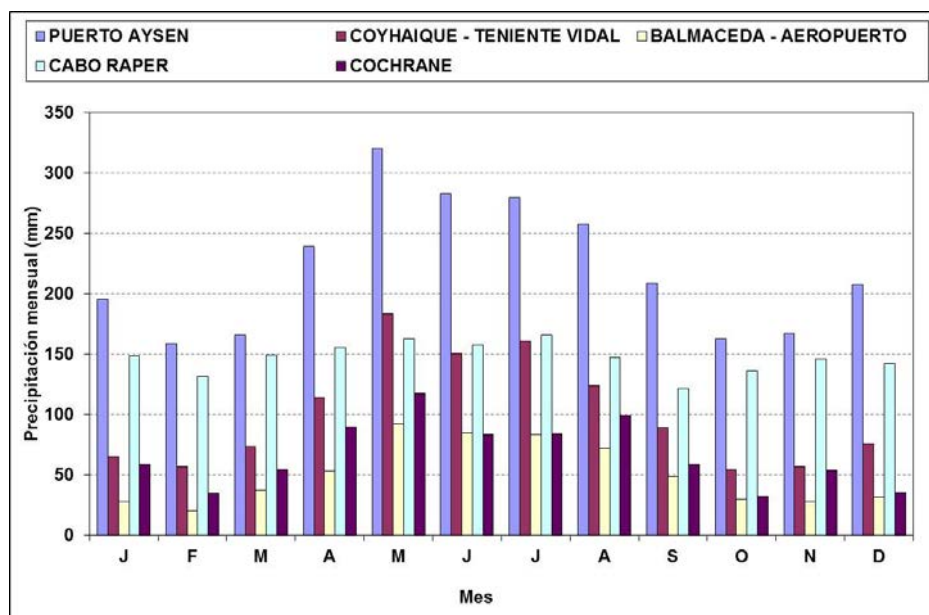


Gráfico IV-2: Precipitaciones mensuales acumuladas de 5 estaciones alrededor del Glaciar Exploradores, para el período 1961-1990.

Los datos de Torres del Paine (junto al lago Toro, Parque Nacional Torres del Paine, Campo de Hielo Sur - CHS) son también analizados para hacer una comparación entre norte y sur de la Patagonia. Esta estación pertenece a la D.G.A., y está localizada a 51°11'S y 72°58'W, y a 46 m.s.n.m. en la cuenca del Seno Andrés. Las AWS proporcionan datos meteorológicos de relativamente largo plazo en el punto más cercano a la parte meridional de Campos de Hielo Sur (CHS) (Peña and Gutiérrez, 1992).

Finalmente, al comparar datos de la Patagonia norte y sur (tabla IV-2) resulta en que la primera es más caluroso y más húmedo que el sur. Además, la variación anual en la temperatura del aire del CHS es relativamente pequeña comparada con la de CHN y en otras regiones englacadas de montaña en mundo.

Estación Meteorológica	Temperatura del Aire Media Anual (1961-1990)			Precipitaciones Anuales (1961-1990)
Patagonia Norte	Minima (°C)	Media (°C)	Máxima (°C)	(mm)
Puerto Aysén	3,9	9,0	13,6	2.647,1
Coyhaique - Teniente Vidal	2,0	8,1	13,6	1.205,9
Balmaceda – Aeropuerto	0,2	6,4	11,9	611,6
Cabo Raper	6,6	9,0	11,5	1.767,0
Cochrane	0,9	7,7	13,6	118,0
Patagonia Sur	Temperatura del Aire Media Anual (1964-1990)			Precipitaciones Anuales (1983-1990)
Torre del Paine	2,3	6,2	9,4	714,1

Tabla IV-2: Temperaturas del aire medias anual y precipitaciones anuales, Patagonia Norte y Patagonia Sur.

4. Estación meteorológica automática en la lengua del Glaciar Exploradores

Desde 2009 una estación meteorológica automática (*Automatic Weather Station*, AWS) está trabajando en la lengua del Glaciar Exploradores, pero no continuamente. Los períodos disponibles de los datos son resumidos en la tabla IV-3: desde el 28 enero al 24 de mayo de 2009, desde el 10 de marzo al 9 de abril, desde el 20 de octubre al 15 de noviembre de 2011, y desde el 12 de febrero al 16 de abril de 2012.

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
2009												
2011												
2012												

Tabla IV-3: Datos registrados por AWS en la lengua del Glaciar Exploradores. Disponibilidad de datos meteorológicos registrados, marcada en azul.

La AWS VAISALA (figura IV-4 y tabla IV-4) está instalada en la lengua del Glaciar Exploradores (46° 30' 53,6" S, 73° 10' 53,0" W, a 180 m.s.n.m.) Mide todos los parámetros meteorológicos: temperatura de aire y humedad relativa (por un sensor no ventilado), presión atmosférica, velocidad y dirección del viento, radiación de onda corta y onda larga por un CNR4 (en el rango espectral de 305 a 2.800 nm y 4,5 a 42 µm, respectivamente), y la precipitación. Todos los instrumentos están instalados a 1,5 m sobre la superficie, exceptuando los sensores de viento (a 3 m).

Probablemente debido a la inestabilidad superficial por la fusión y los rápidos vientos, a principios de abril de 2012 la estación cayó al suelo y fue vuelta a instalar. Desde el 9

de abril faltan datos, y los valores medios diarios pueden no ser representativos del día completo, sino sólo de unas cuantas horas.

Las AWS miden a cada minuto (exceptuando la velocidad y dirección del viento que es medida cada 10 minutos) y almacenan cada hora la media, el mínimo y los valores máximos, exceptuando la precipitación que es guardada como un valor acumulado, y de forma automática da referencias mostrando mediciones válidas o no válidas.

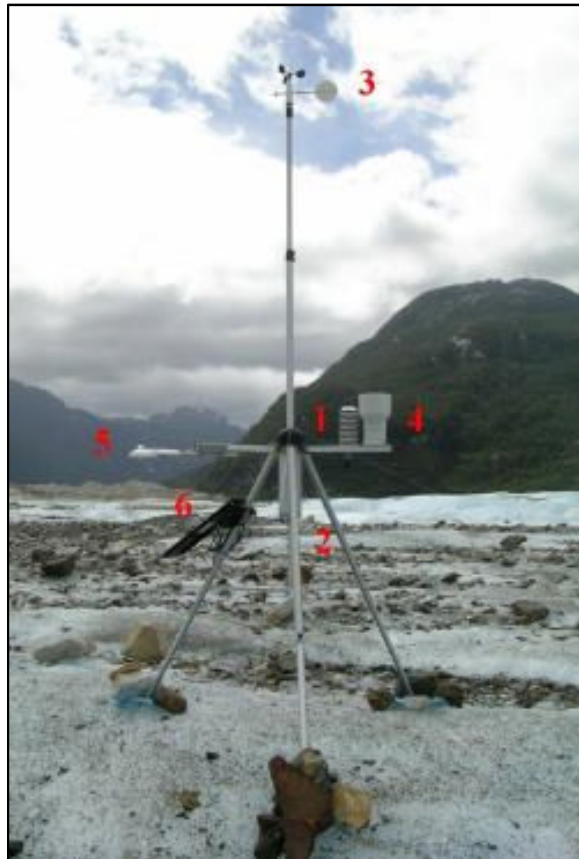


Figura IV-4: La AWS instalada en la lengua de ablación del Glaciar Exploradores.
1) termo-higrómetro 2) barómetro 3) velocidad y dirección del viento 4) pluviómetro, 5) radiómetro CNR4 y 6) paneles solares (fotografía de M. Citterio en 2012).

Elemento	Instrumento	Fabricante / modelo	Altura sobre la superficie	Rango	Precisión
Registrador de datos (data logger)		Vaisala QML201A	1,5 m		
Temperatura del aire	Termo-higrómetro	Vaisala HMP155	1,5 m	-80/+60 °C	±(0,226-0,0028) °C
Humedad relativa				0/100%	±(1,0+0,008) %
Presión atmosférica	Barómetro Aneróide	Vaisala PMT16A	1,5 m (en caja del logger)	500/1100 hPa	±0,3 hPa
Velocidad del viento	Anemómetro de tres copas	Vaisala WMS 301	3 m	0,5/60 m/s	±0,3 m/s
Dirección del viento	Anemoscopio			0°/355°	±3°
Precipitación	Pluviómetro	Vaisala QMR101	1,5 m	0/140 mm/h	< ±1 %
Radiación de onda corta	Piranómetro	Kipp&Zonen CNR4	1,5 m	305-2800 nm	
Radiación de onda larga	Pirgeometro			4,5/42 μm	

Tabla IV-4: Especificaciones de los sensores y del data logger instalados en la AWS.

5. Datos meteorológicos 2009 - 2012

Los parámetros meteorológicos (exceptuando la presión atmosférica y la radiación de onda larga) de los años 2009/2011/2012 son analizados y comparados. El marco de datos desde el 10 de marzo al 9 de abril es común entre cada año. El comienzo de la temporada de ablación es medido sólo en 2012.

5.1 Temperatura del aire

En Campo de Hielo Norte, los vientos occidentales cargados de humedad casi constante que se originan sobre el Océano Pacífico (Carrasco et al., 2002) producen una precipitación orográfica pesada que mantiene el campo de hielo templado aunque la temperatura de aire media es sobre el punto de congelamiento al menos por seis meses del año para áreas grandes del campo de hielo (Escobar et al., 1992); la isoterma de 0°C está a sobre 2.000 m de elevación en tiempo de verano, bajando en altitud a cerca de 900 m en tiempo invernal (Barcaza et al., 2009; Matsuoka & Naruse, 1999). Porque una fracción grande del CHN está a temperaturas casi de congelación, el campo de hielo debe ser sensible a aumentos pequeños uniformes en la temperatura del aire en la región (Barcaza et al., 2009; Kerr & Sugden, 1994; Matsuoka & Naruse, 1999; Rosenblüth et al., 1995; 1997) a medida que tanto la cantidad de agua fundida disponible en el sistema glacial y el área de ablación del CHN aumentan.

En 2012 las temperaturas son positivas durante el período analizado, con sólo unos cuantos valores ligeramente negativos: el 19 marzo de 6:00 a 9:00 y el 22 abril de 0:00 a 3:00 (gráfico IV-3). El valor medio es de +6,18°C, el mínimo es -1,56°C registrado el 22 de abril a la 1:00, y el máximo es de +16,01°C registrado el 15 de marzo a las 16:00. Una tendencia evidente durante este período del año no es mostrada: los períodos más fríos se alternan con otros más calurosos. Un ciclo diario es claro: valores máximos después de los valores medios y mínimos antes del amanecer (un ejemplo es mostrado en gráfico IV-4).

El rango de la temperatura del aire (ΔT) está definido como la diferencia entre los valores máximos y mínimos. El máximo rango horario resulta de 7,28°C, registrado el 15 de marzo a las 14:00. La ΔT diaria varía desde alrededor de 2°C (esto es, temperaturas diarias casi constantes) hasta 13,14°C (registrado el 18 de febrero).

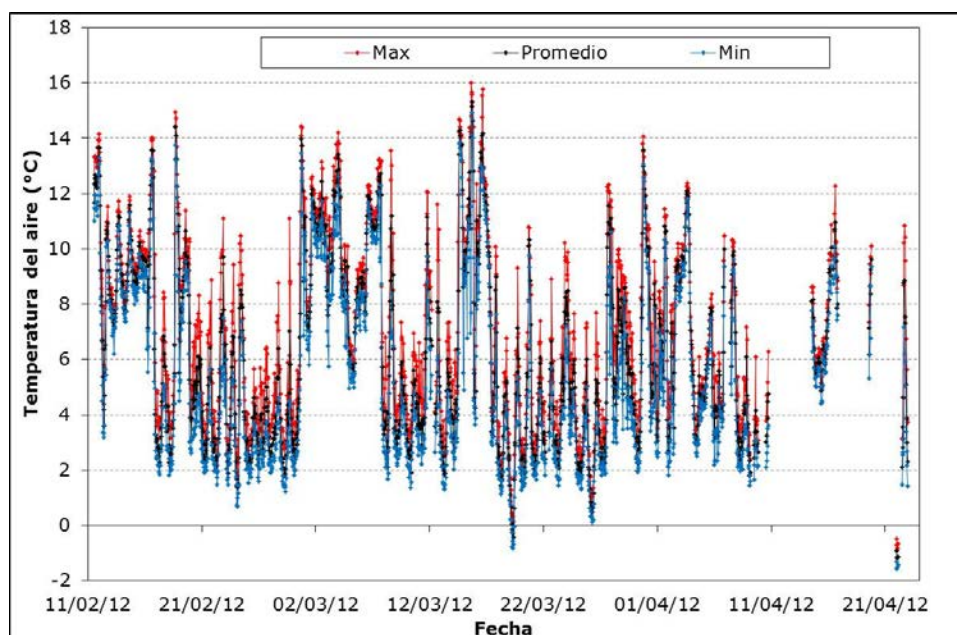


Gráfico IV-3: Máximo horario, promedio y valores mínimos de la temperatura del aire. Período: del 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

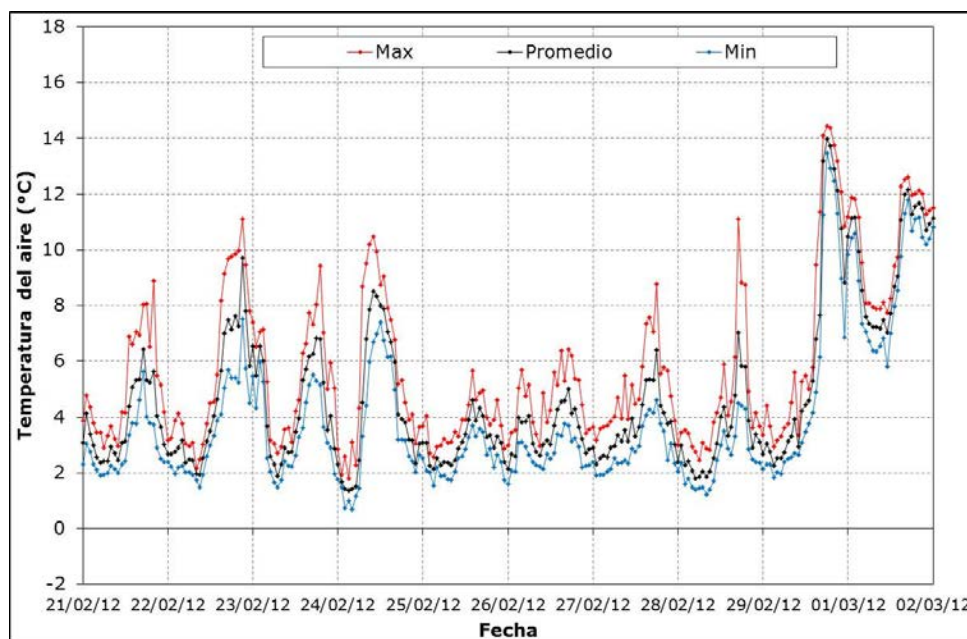


Gráfico IV-4: Máximo horario, promedio y valores mínimos de la temperatura del aire. Período: del 21 de febrero hasta el 2 de marzo 2012. Se muestra un ejemplo del ciclo diario.

Los valores más bajos y más altos de la temperatura del aire media diaria durante el período analizado son $+2,51^{\circ}\text{C}$ (26 de marzo) y $+12,54^{\circ}\text{C}$ (16 de marzo) (tabla IV-5). Estos valores son comparables con informes de otros autores (por ej., Aniya et al., 2011).

Mes	Media	Mínima	Máxima
Feb-12	+6,24	+3,05	+9,58
Mar-12	+6,31	+2,51	+10,97
Apr-12	+5,94	+2,81	+9,91

Tabla IV-5: Media mensual, valores mínimo y máximo de la temperatura diaria, 2012.

Durante todos los períodos analizados (esto es, 2009, 2011 y 2012) en el Glaciar Exploradores, las temperaturas diarias resultan siempre positivas y tienden a disminuir hacia fines de mayo (figura IV-5). Por otra parte, durante octubre-noviembre los días se hacen progresivamente más calurosos. Aniya et al. (2007b) informan que la temperatura del aire media mensual fue la más alta en febrero y la más baja en agosto en 2005. Durante cinco años, entre 2005 y 2009, la temperatura del aire tendió a ser la más alta en enero o febrero y la más baja en julio o agosto (Aniya et al., 20011). Esto está de acuerdo con nuestros hallazgos.

Considerando sólo el marco de datos comunes (esto es, del 10 de marzo al 9 de abril), los valores aparecen en el mismo rango (figura IV-6 y tabla IV-6). En realidad, al promediar los valores de cada año, la temperatura media es de $+6,54^{\circ}\text{C}$, el resultado mínimo $+2,47^{\circ}\text{C}$, el máximo es $+10,88^{\circ}\text{C}$, entonces con un rango de $8,41^{\circ}\text{C}$. El rango de promedio diario es de $5,72^{\circ}\text{C}$.

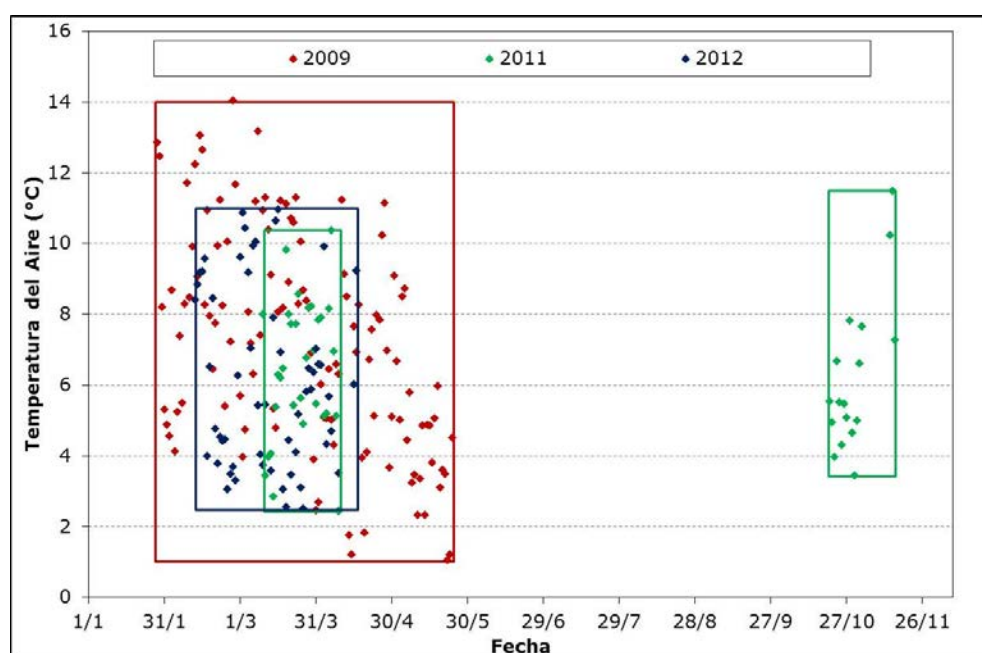


Gráfico IV-5: Valores medios diarios de la temperatura del aire en 2009, 2011 y 2012. Los rectángulos evidencian los valores extremos para cada período.

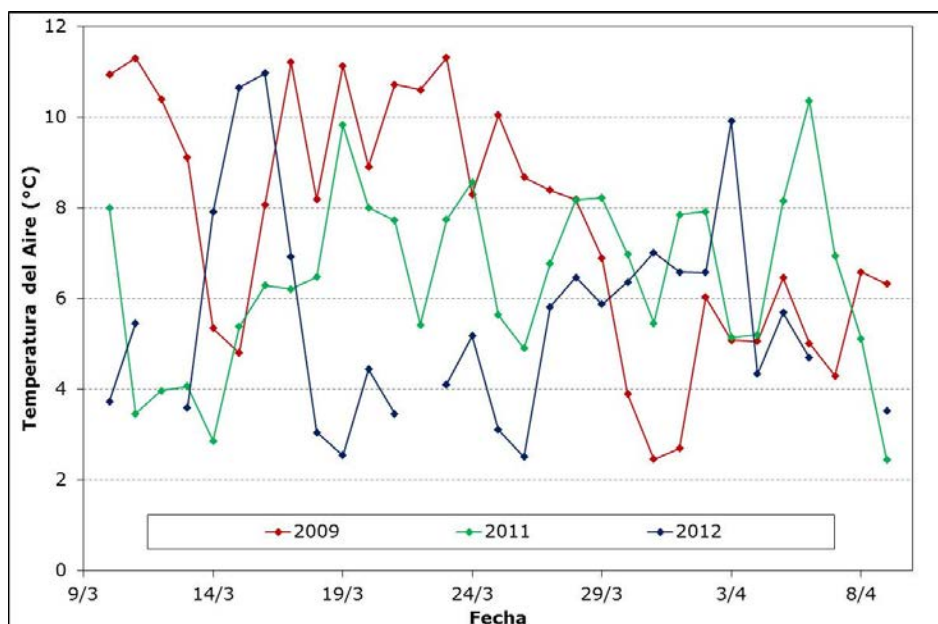


Gráfico IV-6: Valores medios diarios de las temperaturas del aire. Período: desde el 10 marzo al 9 de abril de 2009, 2011 y 2012.

Año	Promedio T (°C)	Mín T (°C)	Máx T (°C)	Rango (°C)	Promedio DT (°C)	Mín DT (°C)	Máx DT (°C)
2009	+7,63	+2,46	+11,31	8,85	6,21	2,33	11,2
2011	+6,43	+2,45	+10,36	7,92	5,00	1,28	9,72
2012	+5,58	+2,51	+10,97	8,46	5,96	1,60	11,87

Tabla IV-6: Promedio, valores mínimos y máximos de temperatura del aire diaria y rango de temperatura en años 2009, 2011 y 2012 durante el marco de datos común (desde el 10 de marzo al 9 de abril). En las tres columnas a la derecha, se muestran el promedio diario, el rango mínimo y el rango máximo.

Los valores más altos y más bajos de la temperatura del aire media diaria son +12,85°C (enero de 2009) y +1,05°C (mayo de 2009) (tablaIV-7). El mes más frío resulta ser mayo de 2009 con un valor de +4,65°C y el más caluroso es enero de 2009 con +9,71°C. Estos valores parecen correctos porque ocurren a mediados de la temporada de ablación y al comienzo del período de acumulación, respectivamente.

Nuestros resultados son comparables con los hallazgos de Aniya et al. (2011), por ejemplo, en los cuales el día más caluroso fue en enero de 2008 con un valor de +17,4°C.

Mes	Promedio (°C)	Mín (°C)	Máx (°C)	Rango (°C)
1-09	+9,71	+5,31	+12,85	7,55
2-09	+8,75	+4,13	+14,03	9,91
3-09	+8,28	+2,46	+13,18	10,72
4-09	+6,15	+1,22	+11,24	10,02
5-09	+4,56	+1,05	+9,09	8,04
3-11	+6,37	+2,86	+9,83	6,96
4-11	+6,57	+2,45	+10,36	7,92
10-11	+5,20	+3,45	+7,82	4,37
11-11	+8,65	+6,62	+11,49	4,87
2-12	+5,89	+3,05	+9,58	6,52
3-12	+6,41	+2,51	+10,97	8,46
4-12	+6,29	+3,52	+9,91	6,39

Tabla IV-7: Media mensual, valores mínimos y máximos de temperatura diaria del aire y el rango de temperatura para cada mes en 2009, 2011 y 2012.

La estrecha relación entre la temperatura del aire medida y las tasas de fusión de nieve y hielo ha sido ampliamente usada para estimar la tasa de la fusión (Hann, 1908; Ahlmann, 1924; Krenke and Khodakov, 1966; Hock, 1999; Ohmura, 2001; Pellicciotti et al., 2005). Por este motivo, el número de horas y días con temperatura entre 0°C y 5°C, entre 5° y 10°C y más alta que 10°C es analizada (tabla IV-8). En el glaciar alpino estos tres rangos diferentes afectan la ablación de hielo con proporciones diferentes: 2,5 cm día⁻¹, 5 cm día⁻¹ y 7,5 cm día⁻¹, respectivamente. En general, el rango de temperatura 5°C-10°C, prevalece en escala horaria, sin embargo allí hay más días con máximo mayor de 10°C.

Además el valor positivo es considerado (tabla IV-8): los días caracterizados por un mínimo valor más alto que 0°C muestra una constante fundente así como no existe ningún re congelamiento nocturno. Esta situación está presente en casi cada período estudiado.

	T>0°C	Tmin>0°C	0°C<T<5°C		5°C<T<10°C		T>10°C		Total horas	Total días
	Horas	Días	Horas	Días	Horas	Días	Horas	Días		
2009	99%	96%	32%	4%	41%	3%	26%	62%	2799	117
2011	100%	100%	27%	3%	64%	13%	9%	32%	738	31
2011	100%	95%	37%	0%	43%	9%	20%	59%	445	22
2012	100%	97%	45%	5%	39%	5%	15%	44%	1435	64

Tabla IV-8: Número de horas y días con temperaturas del aire horarias registradas por rango mayor de 0°C, entre 0°C y 5°C, entre 5° y 10°C y más alto que 10°C en 2009, 2011 y 2012.

La altura de la isoterma 0°C ($Z_{0^{\circ}\text{C}}$) puede ser estimada de la temperatura del aire (T_{AWS}) y de la tasa de lapso de la temperatura (Γ):

$$Z_{0^{\circ}\text{C}} = (T_{\text{AWS}} / \Gamma) + Z_{\text{AWS}} \quad (1)$$

Donde Z_{AWS} es 180 m.s.n.m.

Modelar la distribución de la temperatura en glaciares de montaña enfrenta problemas que no se encuentran normalmente, por ejemplo, modelando hielos polares o capas de hielo (Paterson, 1981). Estos problemas se refieren principalmente al alto, las gradientes no uniformes de parámetros geométricos (inclinación, grosor), velocidades de flujo, balance neto de masa y temperaturas en la superficie. Por estas razones, en cálculos de la variación en la temperatura sólo sobre la superficie a lo largo de los glaciares, la tasa de lapso es generalmente asumida como constante: por ej. Oerlemans and Hoogendoorn (1989), Grisogono and Oerlemans (2001), y Huss et al. (2010) usaron 6,5 K/km, la proporción de lapso del aire libre adiabática húmeda.

Inoue et al. (1987) mostraron que durante los días lluviosos la proporción de lapso era el valor entre la humedad correspondiente y proporción de lapso adiabática seca en lados orientales y occidentales del CHN. Entonces, al estimar la elevación de la isoterma 0°C, los datos diarios son filtrados para separar los días lluviosos: para estos días una proporción de lapso adiabática húmeda es usada (esto es, $-6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}^{-1}$), para el otro una proporción de lapso adiabática seca (esto es, $-10^{\circ}\text{C}/\text{km}^{-1}$). Para el año 2012 la isoterma 0°C resulta a 431-1868 m.s.n.m. (figura IV-7).

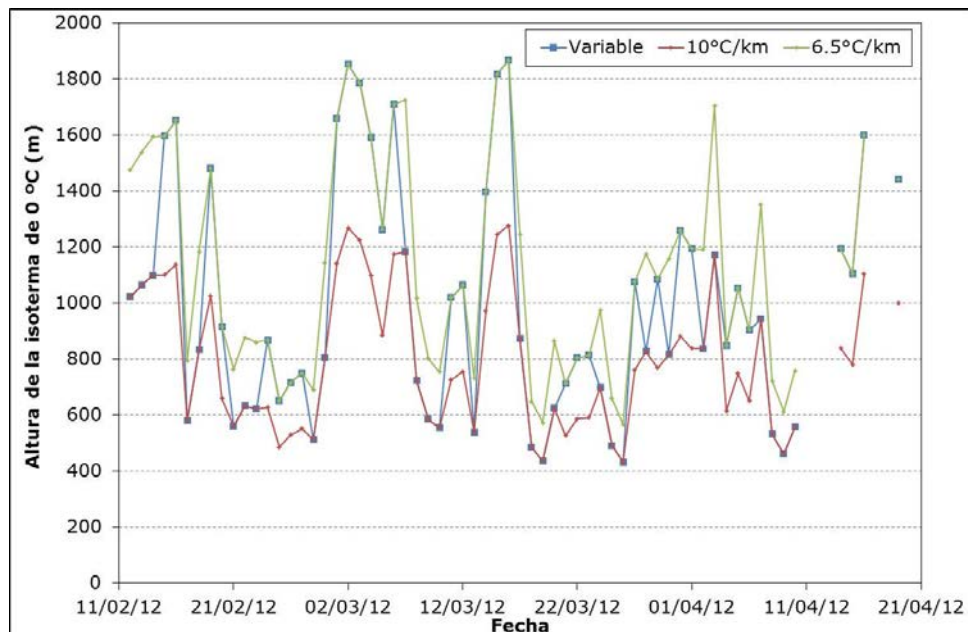


Gráfico IV-7: Altura diaria de la isoterma 0°C del 21 de febrero al 2 de marzo 2012.

Debido a la ausencia de los datos de precipitación para otros años (2009 y 2011), una distinción entre humedad y lapso adiabático seco (por ej. véase Inoue et al., 1987) no se ha realizado. Para todo el período analizado la isoterma 0°C resulta entre 341-2208 m.s.n.m. (gráfico IV-8).

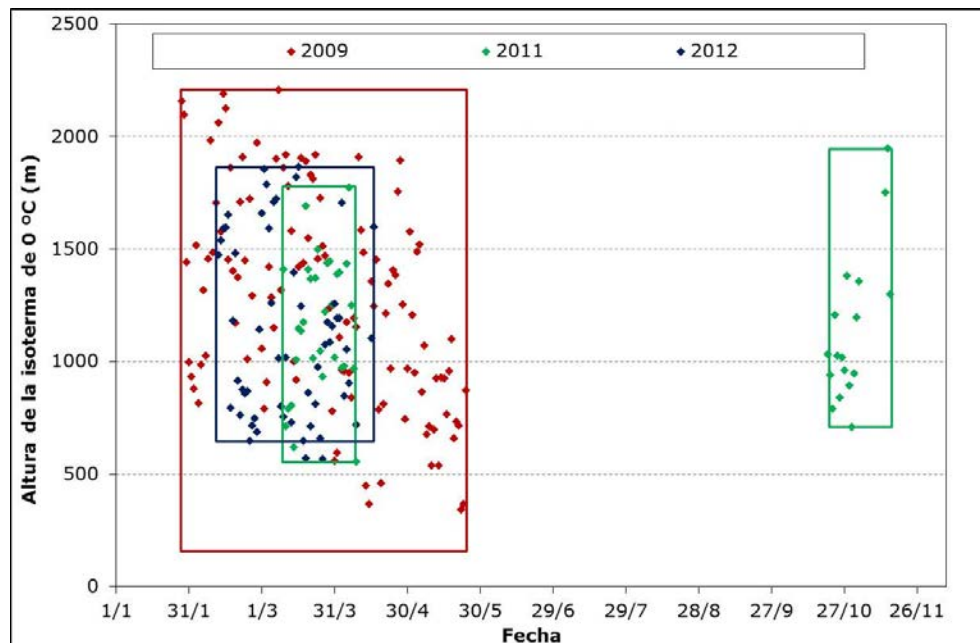


Gráfico IV-8: Altura diaria de la isoterma 0°C en 2009, 2011 y 2012. Los rectángulos evidencian los valores extremos para cada período.

5.2 Humedad relativa

Con respecto a la humedad relativa de 2012 (gráfico IV-9), ella resulta siempre más alta del 50% excepto por dos horas (esto es, el 3 de abril a las 17:00 y 18:00), y para el 51% los valores son más altos que 90% de humedad.

El análisis de la temperatura del aire junto con la humedad relativa (gráfico IV-10) muestra una tendencia opuesta: valores de humedad ligeramente inferior cuando las temperaturas son más altas. Esta es la gráfica más clara de estos dos parámetros en conjunto (gráfico IV-11).

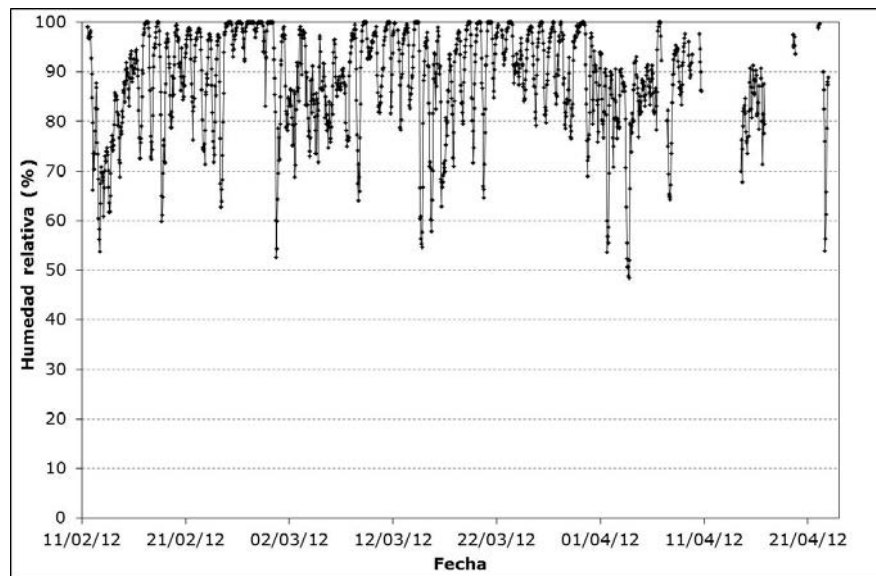


Gráfico IV-9: Valores medios horarios para la humedad relativa del 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

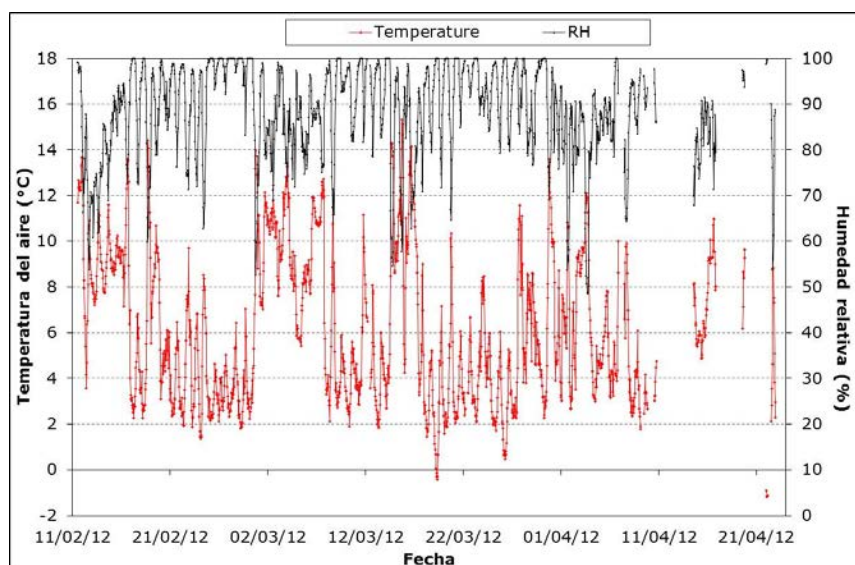


Gráfico IV-10: Valores medios horarios de temperatura del aire y humedad relativa del 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

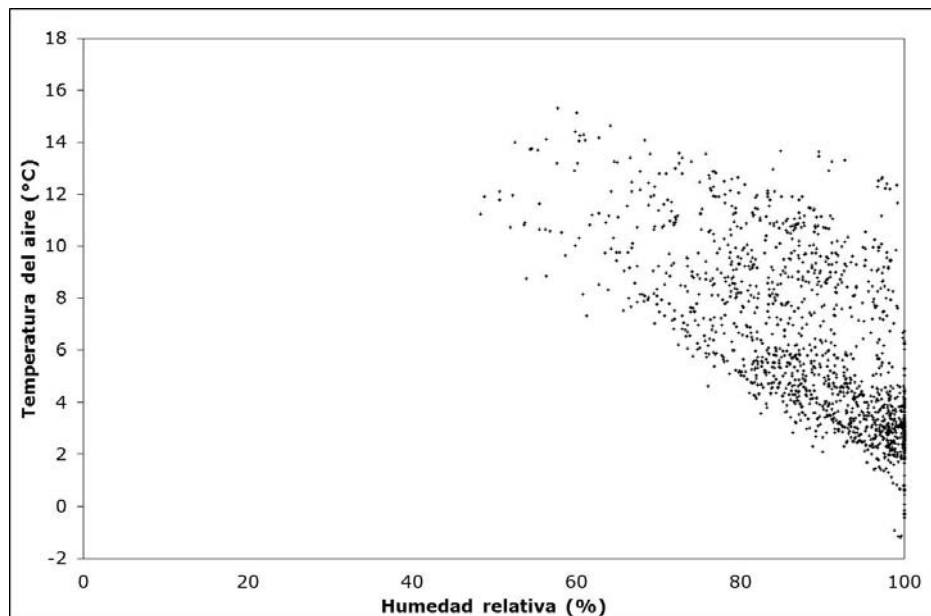


Gráfico IV-11: Temperatura del aire en función de la humedad relativa. Valores medios horarios desde el 11 de febrero al 22 de abril 2012.

Al comparar todos los valores diarios (gráfico IV-12 y tabla IV-9), resulta más alto que 70% durante todo el año. Los promedios mensuales son entre 78,00% de enero de 2009 y 89,56% de marzo de 2012.

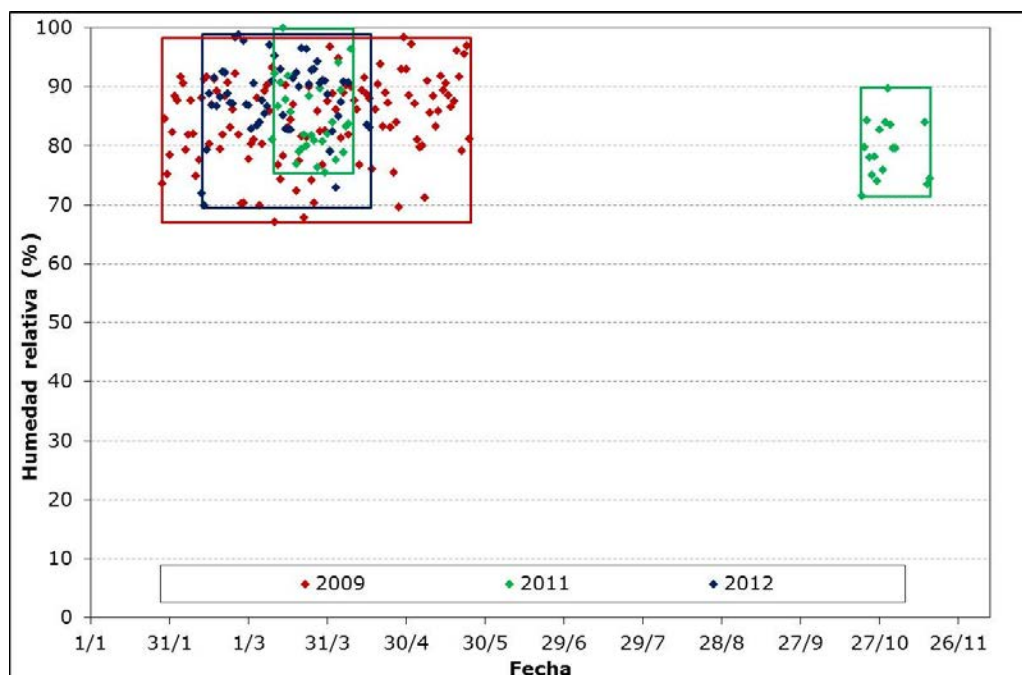


Gráfico IV-12: Valores medios diarios de la humedad relativa en 2009, 2011 y 2012. Los rectángulos evidencian los valores extremos de cada período.

Mes	Media (%)	Mín (%)	Máx (%)
1-09	78,00	73,60	84,61
2-09	84,60	70,20	92,38
3-09	80,93	67,16	93,26
4-09	87,04	69,71	98,38
5-09	87,29	71,26	97,30
3-11	84,60	75,55	100,00
4-11	85,23	77,70	96,40
10-11	79,78	71,51	89,77
11-11	78,26	73,51	84,00
2-12	88,60	69,92	100,00
3-12	89,56	82,79	97,10
4-12	83,97	72,92	90,90

Tabla IV-9: Valores mensuales medios, mínimos y máximos de humedad relativa del aire. Período: años 2009, 2011 y 2012.

5.3 Presión atmosférica

Como las AWS están instaladas a una elevación inferior, en 2012 la presión atmosférica resulta en el rango de 967,75 – 1.008,31 hPa (gráfico IV-13). Analizando

la presión con la temperatura, resulta una tendencia opuesta: en realidad las temperaturas más altas afectan la presión, disminuyéndola (gráfico IV-14).

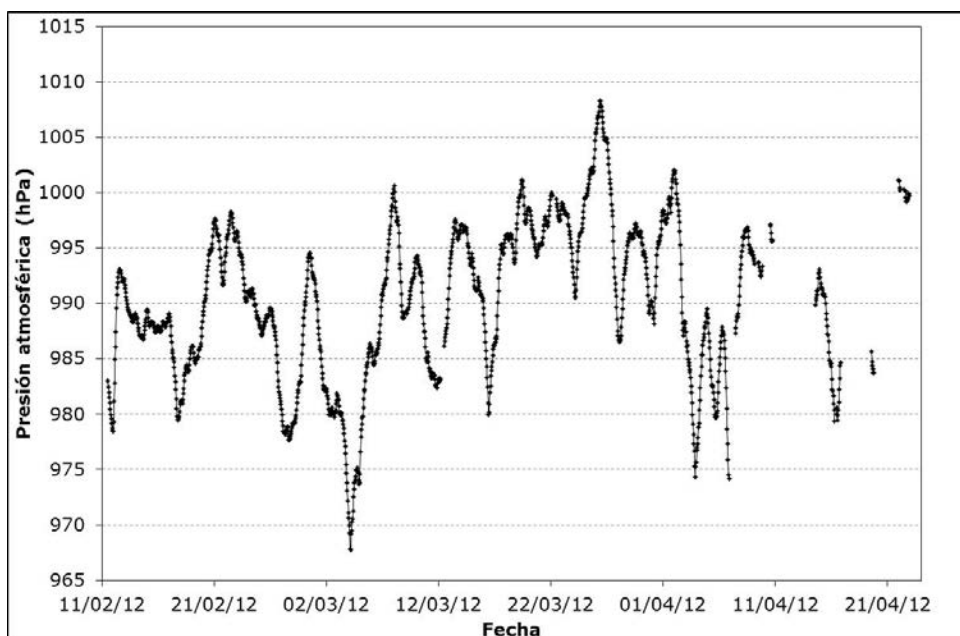


Gráfico IV-13: Valores horarios de presión atmosférica.
Período: 11 de febrero y el 22 de abril 2012.

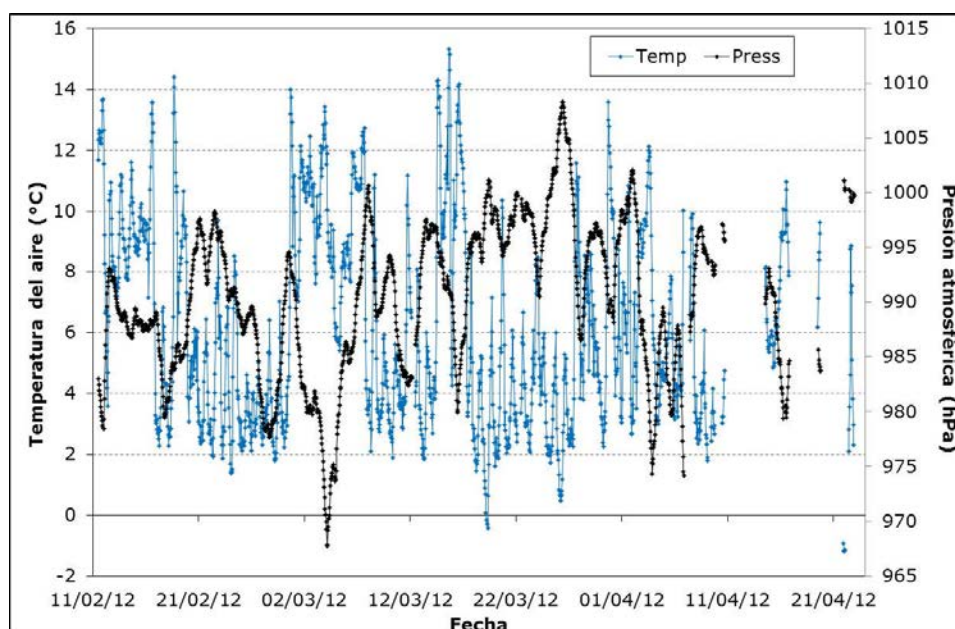


Gráfico IV-14: Valores horarios de temperatura de aire y presión atmosférica.
Período: del 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

Debido a la ausencia de datos de presión atmosférica para los años 2009 y 2011, a partir de la temperatura del aire (T), la presión (p) es calculada como sigue:

$$p = p_0 \cdot e^{-z/H} \quad (2)$$

$$H = \frac{R \cdot T \cdot M}{g} \quad (3)$$

donde p_0 corresponde a la presión atmosférica a nivel del mar (1013 hPa), z es la elevación (180 m), H es la escala de altura, R es la constante de gas ($8,31 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ o $\text{Pa m}^3 \text{ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T es la temperatura del aire en Kelvin, M es la masa molar (29 g/mol) y g es la aceleración de la gravedad ($9,81 \text{ m/s}^2$).

Comparando los valores reunidos en 2012 con los calculados (gráficos IV-15 y IV-16), resulta que el modelo da un registro casi constante, sin tener en cuenta la oscilación diaria. Sin embargo, los resultados están incluidos en el rango de los datos medidos y por lo tanto pueden ser considerados rectificados.

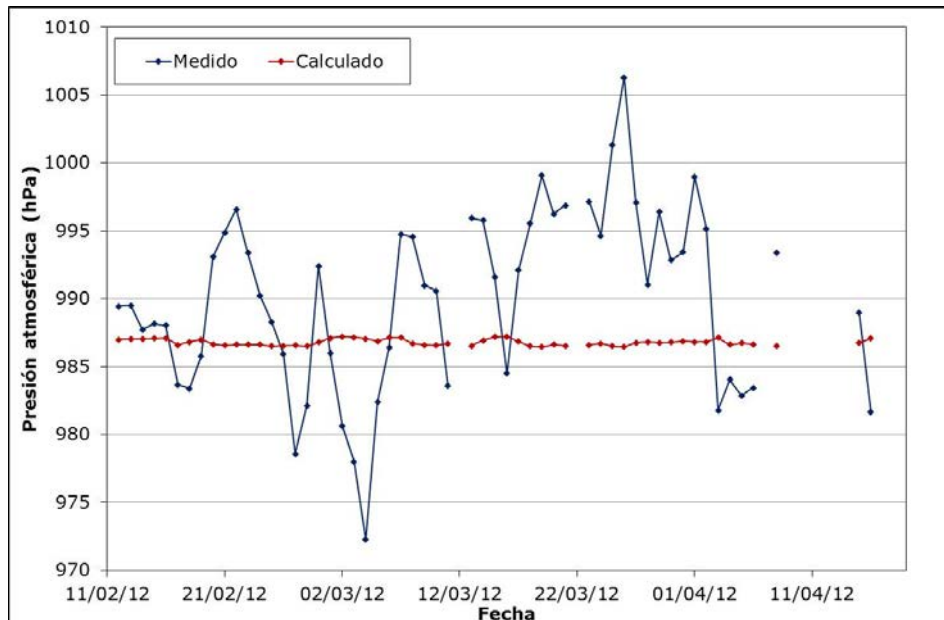


Gráfico IV-15: Valores diarios de presión atmosférica medida y calculada desde el 12 de febrero al 16 de abril de 2012.

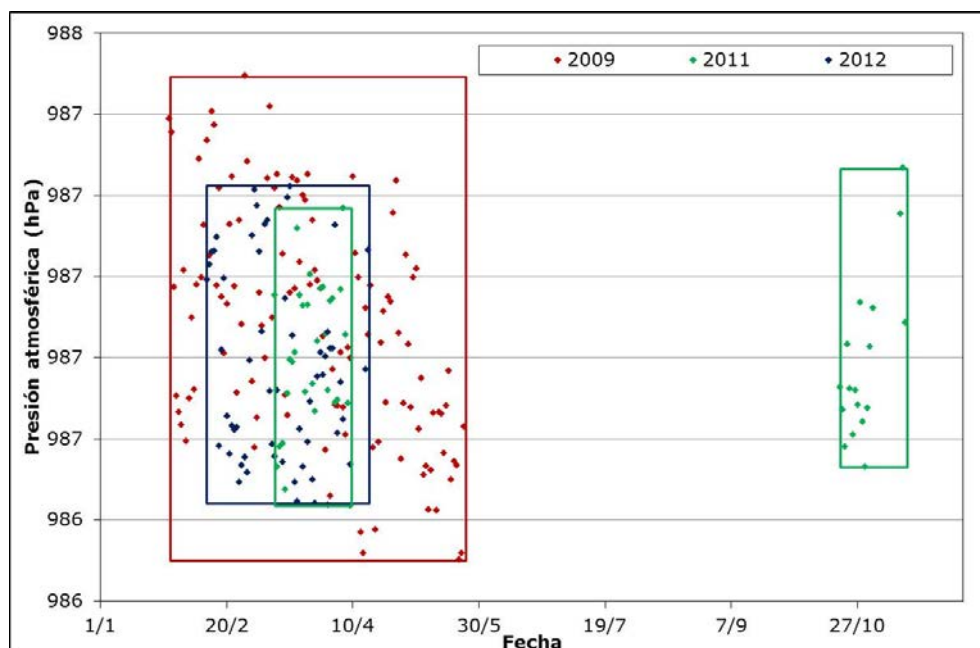


Gráfico IV-16: Valores medios diarios de la presión atmosférica (estimado a partir de los datos de temperatura).
Período: años 2009, 2011 y 2012. Los rectángulos evidencian los valores extremos para cada período.

5.4 Velocidad y dirección del viento

El gráfico IV-17 representa el promedio horario de la velocidad del viento en 2012, que es altamente variable. Los períodos de 10 días con vientos fuertes (hasta 12 m/s) se encuentra que son seguidos por 10 días casi sin. La velocidad más alta es registrada el 12 de febrero a la 2:00 con un valor de 12,31 m/s.

La temperatura más alta parece hacer juego con la velocidad del viento más alta (gráficos IV-18 y IV-19). La correlación entre estas dos series cronológicas alcanza un alto valor de 0,69 (y 0,71 si terminamos el conjunto de datos el 9 abril cuando comienzan las faltas en los datos). Una correlación buena es encontrada también entre la velocidad del viento (esto es -0,57): valores inferiores de la humedad ocurren con velocidades más altas (gráfico IV-20).

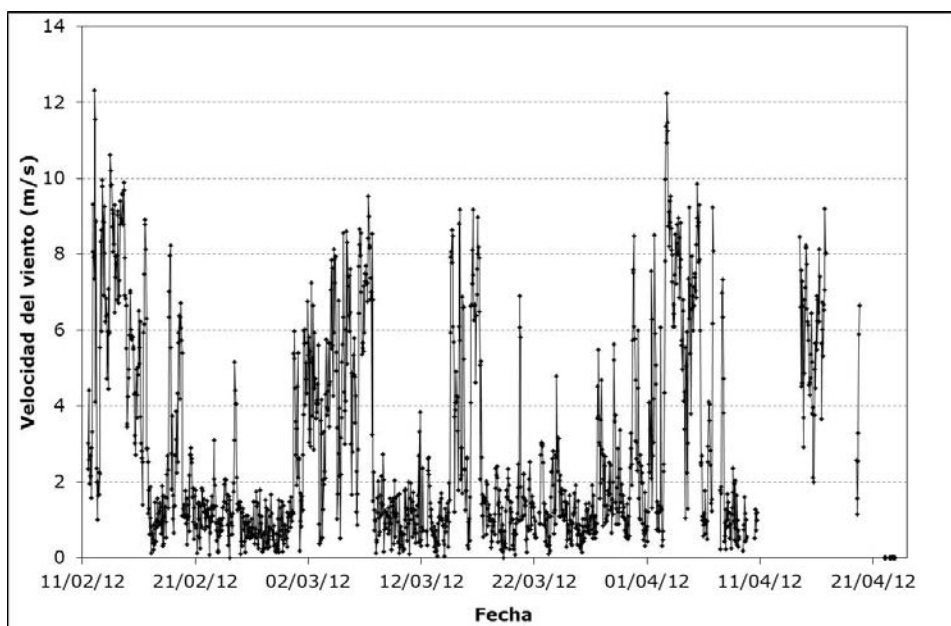


Gráfico IV-17: Valores medios horarios de la velocidad del viento.
Período: 11 febrero al 22 de abril de 2012.

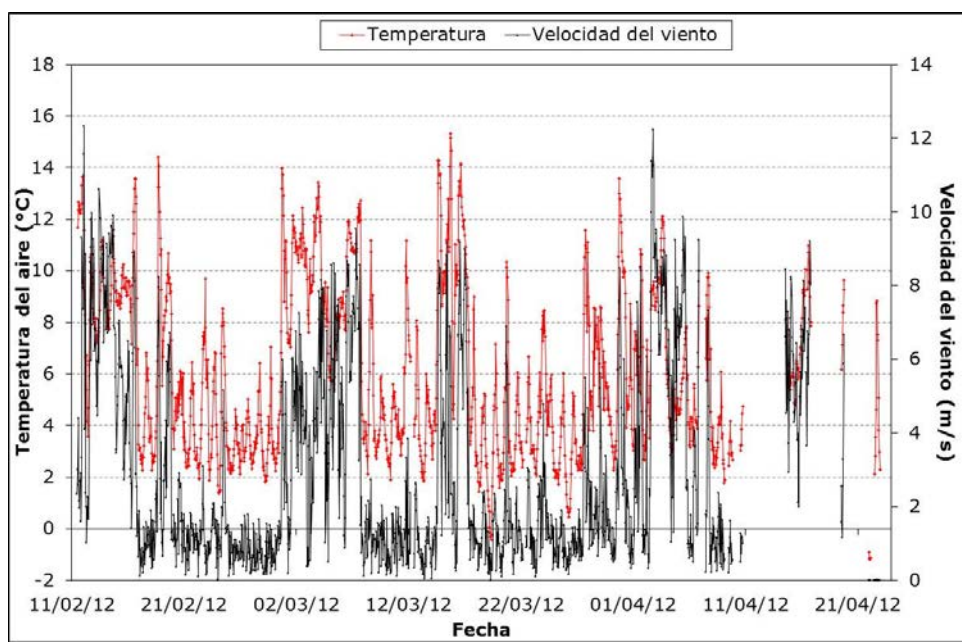


Gráfico IV-18: Valores medios horarios de temperatura del aire y velocidad del viento. Período: 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

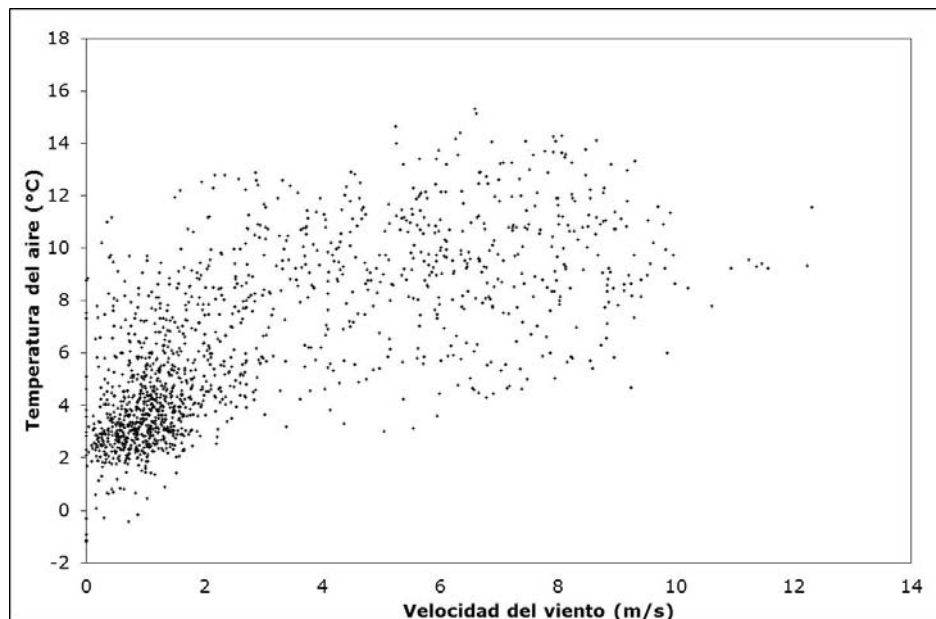


Gráfico IV-19: Valores medios horarios de la temperatura del aire en función de la velocidad del viento. Período: del 11 febrero al 22 de abril de 2012.

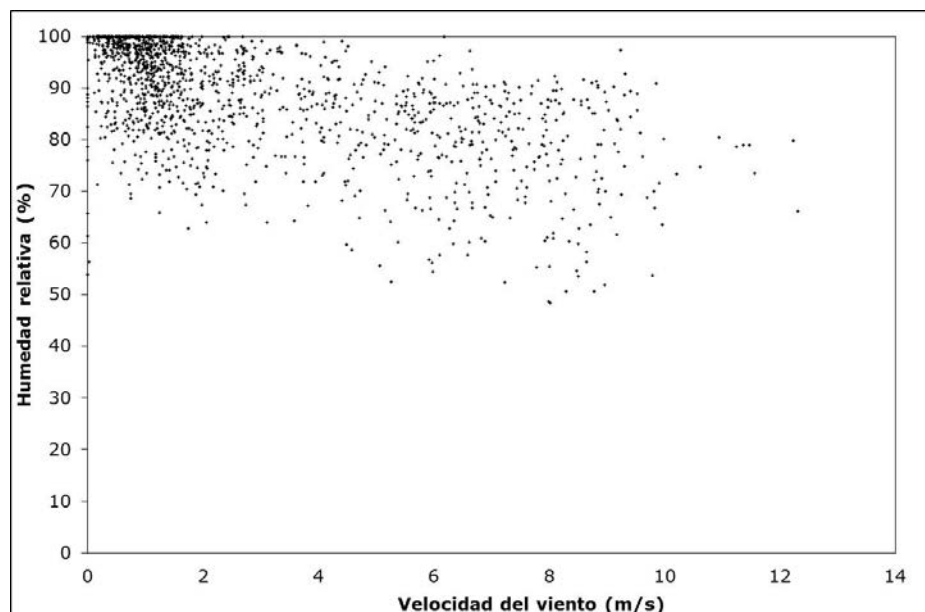


Gráfico IV-20: Valores medios horarios de la humedad relativa del aire en función de la velocidad del viento. Período: del 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

El gráfico IV-21 muestra el promedio diario de la velocidad del aire (2009, 2011, 2012). El año 2009 muestra una variabilidad más alta y octubre-noviembre están caracterizados por valores similares que en la primera parte del año. La velocidad más alta resulta 11,60 m/s en mayo de 2009. Con respecto a los datos comunes, la

velocidad del viento es ligeramente menor a 1 m/s y 8 m/s (gráfico IV-22 y tabla IV-10).

La temperatura más alta parece hacer juego con la velocidad de viento más alta (gráfico IV-23). La correlación entre estas dos series cronológica alcanza un alto valor de 0,66 (enero-mayo de 2009), 0,71 (marzo - abril de 2011), 0,72 (octubre – noviembre de 2011) y 0,76 (febrero – abril de 2012). Por lo general, bajo condiciones atmosféricas de nubosidad / lluvia, la temperatura de aire y velocidad del viento son altas debido a la advección (Konya and Matsumoto, 2010). Tal vez altas velocidades del viento crean flujos turbulentos y artificialmente calientan la temperatura medida. Además, la parte interior de la pantalla está pintada en negro, lo que es problemático especialmente en un área de glaciar. Por otra parte, ello puede haber sido un fenómeno de Föhn que se observa también en el Glaciar Pirámide en Chile central, un glaciar único en el lado oriental de la Patagonia norte (Kobayashi and Saito, 1985a; Fukami et al., 1987) y en los glaciares Moreno y Tyndall en la Patagonia sur (Takeuchi et al., 1995a).

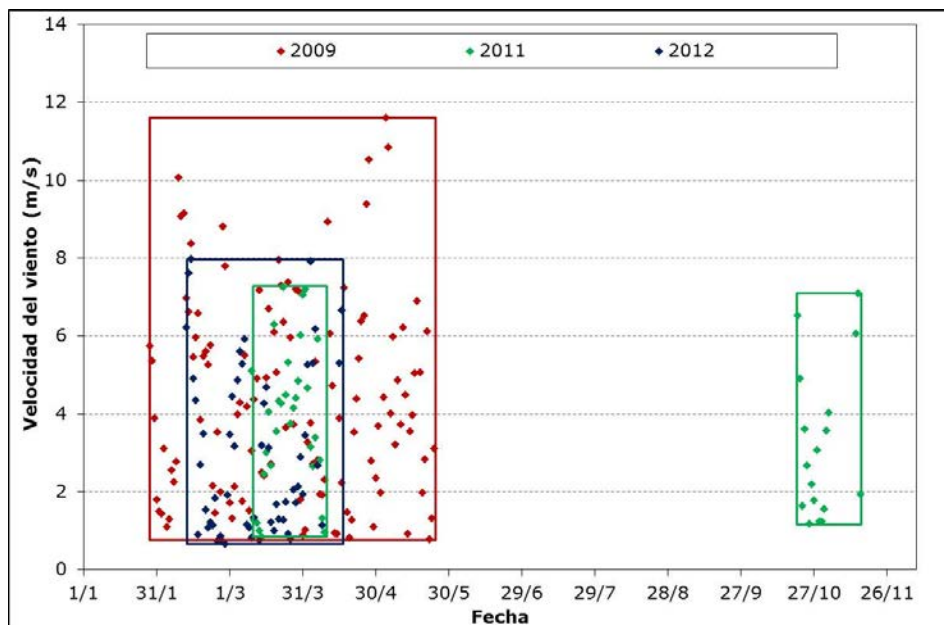


Gráfico IV-21: Valores medios diarios de la velocidad del viento.

Período: 2009, 2011 y 2012. Los rectángulos evidencian los valores extremos para cada período.

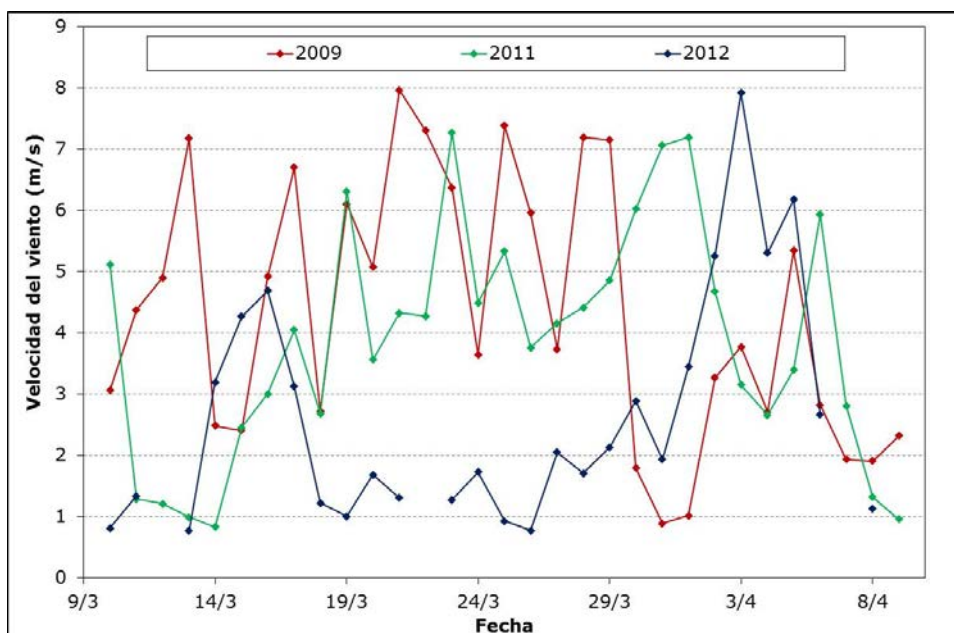


Gráfico IV-22: Valores diarios medios de la velocidad del viento.
Período: del 10 de marzo al 9 de abril de 2009, 2011 y 2012.

Mes	Media (m/s)	Max (m/s)
1-09	4,20	5,74
2-09	4,86	10,07
3-09	4,38	7,96
4-09	3,87	10,52
5-09	4,44	11,60
3-11	3,98	7,27
4-11	3,57	7,20
10-11	2,64	6,52
11-11	4,55	7,11
2-12	2,77	7,98
3-12	2,55	5,92
4-12	4,88	7,92

Tabla IV-10: Valores mensuales medios y máximos de la velocidad diaria del viento.

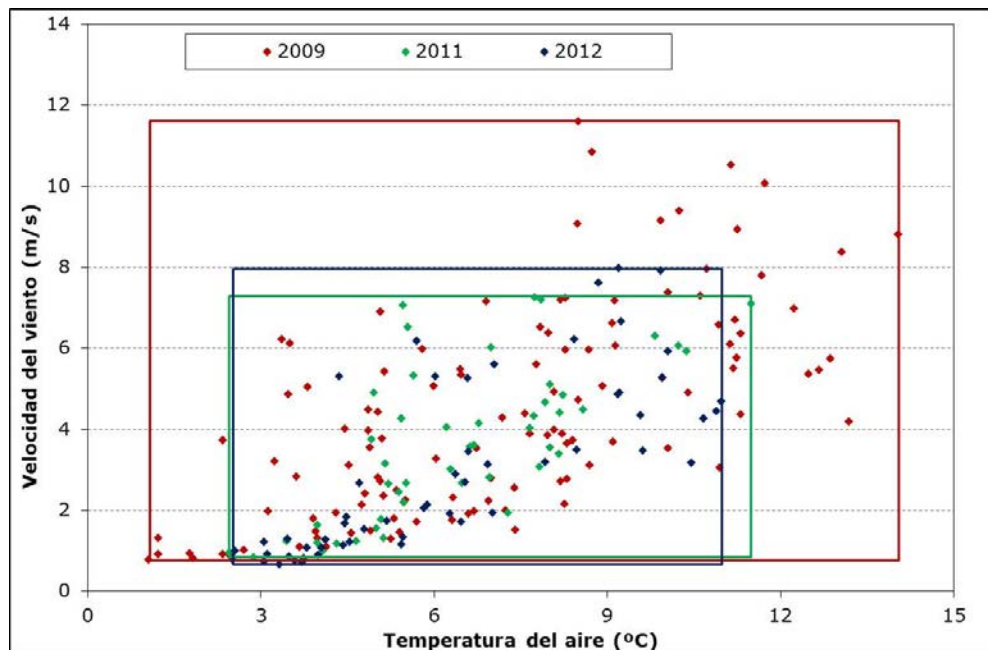


Gráfico IV-23: Temperaturas del aire en función de la velocidad del viento. Valores medios diarios en 2009, 2011 y 2012. Los rectángulos evidencian los valores extremos de cada período.

Con respecto a la circulación general, el campo de hielo es mantenido por el poniente por vientos casi constantemente cargados de humedad, que se originan sobre el Océano Pacífico (Carrasco et al., 2002).

A escala inferior en el Glaciar Exploradores resulta de dos procedencias principales: cerca del 10% de 0°-20° y cerca del 8% de 160-190° en 2012 (gráficos IV-24 y IV-25). Como el glaciar se caracteriza por un aspecto nor-oriental, parece presencia de un régimen catabático. El término de Katabatic, en realidad, se refiere a vientos que fluyen bajo el gradiente topográfico o fuera de un valle debido a enfriamiento en la superficie que da a estos aires una mayor densidad que el aire atmosférico libre (Senese et al, 2012b).

Vientos catabáticos han sido observados sobre terrenos con pendiente de diferentes escalas en todo el mundo, incluida la Antártica (Mawson, 1915; Ball, 1956; 1957; Rees, 1991; Bromwich and Parish, 1998; Renfrew and Anderson, 2002), Groenlandia (Loewe, 1935; Broeke et al., 1994; Heinemann, 2002), Europa (Tollner, 1931; Ekhardt, 1934; Defant, 1951; Smeets et al., 1998; Oerlemans et al., 1999; Senese et al, 2012b), Norte América (Tower, 1903; Buettner and Thyer, 1965; Horst and Doran, 1986; Clements et al., 1989; Doran et al., 2002; Moni et al., 2002; Haiden and Whiteman, 2005; Princevac et al., 2005), y el Mediterráneo (Martínez et al., 2006).

Analizando en la escala de tiempo no hay un ciclo diario o mensual evidente (un ejemplo es mostrado en gráfico IV-26).

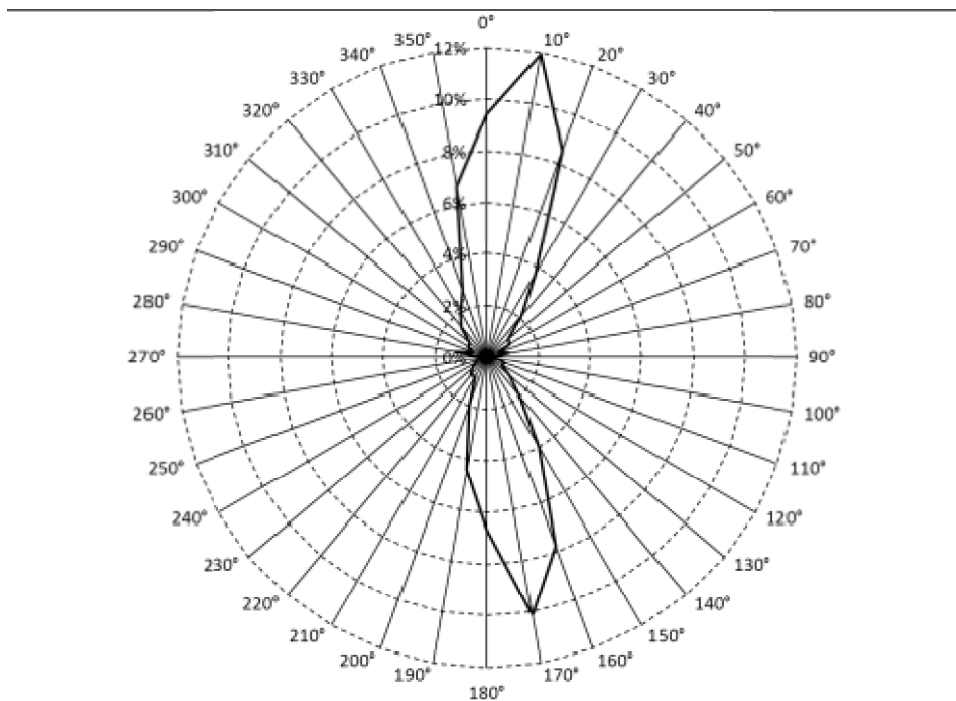


Gráfico IV-24: Valores horarios de dirección del viento.
Período: del 11 de febrero al 22 de abril de 2012. En particular, el porcentaje de frecuencia es mostrado.

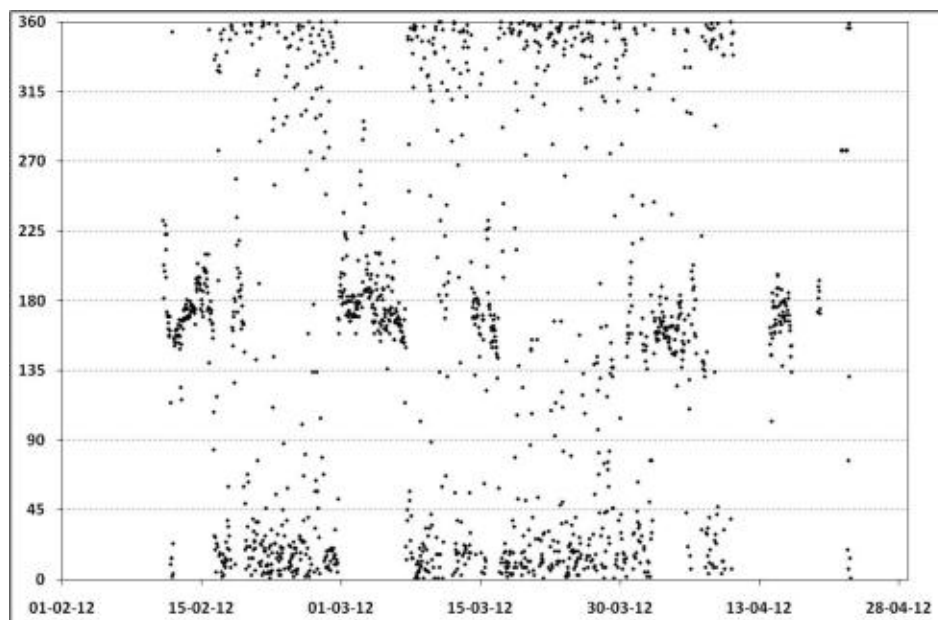


Gráfico IV-25: Valores horarios de dirección del viento.
Período: del 11 de febrero al 22 de abril de 2012. En particular, se muestra la escala de tiempo.

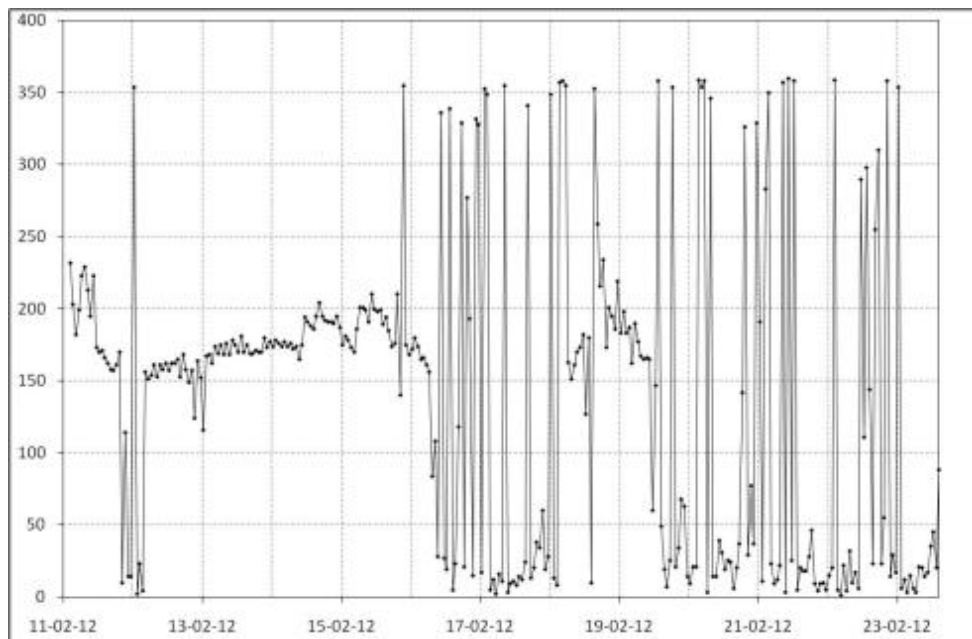


Gráfico IV-26: Valores horarios de la dirección del viento, 11 al 23 de febrero de 2012. Un ejemplo de un ciclo diario no presente es mostrado.

También mirando los valores de los tres años (gráfico IV-27), parece una presencia del régimen catabático. En realidad, resulta de dos procedencias principales: de 10° - 30° y de 170° - 220° , con la predominancia del primero.

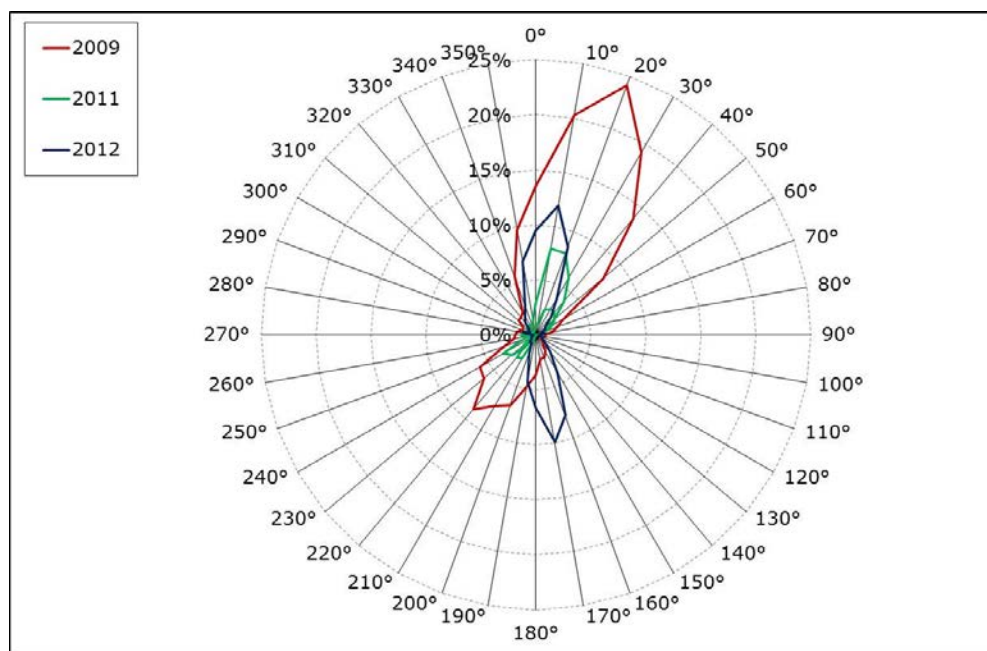


Gráfico IV-27: Valores diarios de la dirección del viento en 2009, 2011 y 2012. En particular el porcentaje de frecuencia es mostrado.

Analizando la velocidad y dirección del viento (gráfico IV-28), en 2012 resulta que velocidades inferiores ocurren con una procedencia del norte, en cambio los valores de la velocidad más altos se caracterizan por un origen de SW según la orientación del glaciar: esta es una evidencia adicional del régimen catabático.

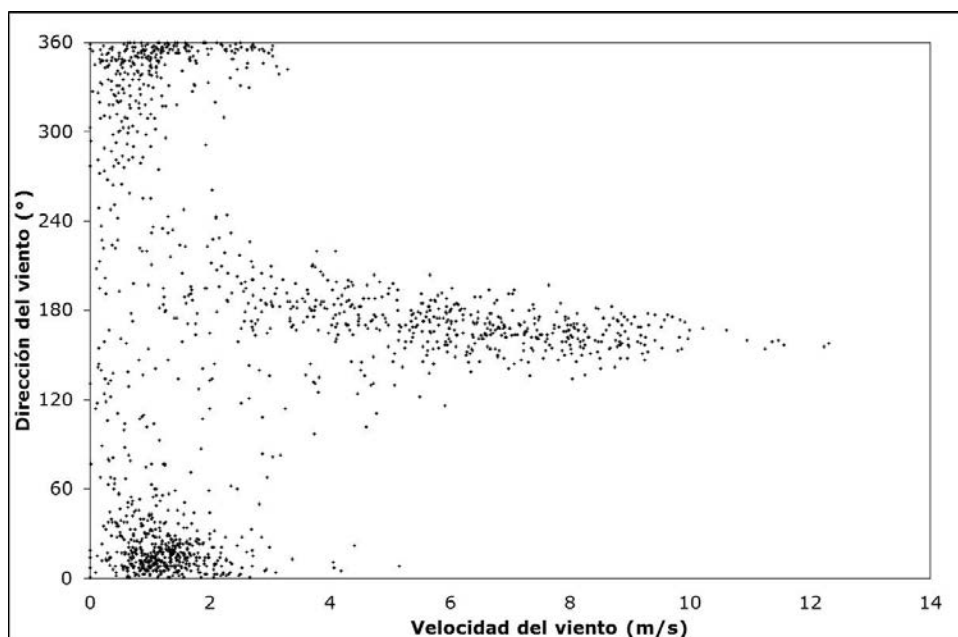


Gráfico IV-28: Dirección del viento en función de la velocidad, valores medios horarios desde el 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

Analizando valores horarios de la velocidad y dirección del viento de los tres períodos (gráfico IV-29), resultan ciertas diferencias entre los años. Enero - mayo de 2009, marzo - abril de 2011 y octubre - noviembre de 2011 registraron velocidades más altas viniendo del norte, mientras que durante febrero - abril 2012 los vientos más rápidos vienen desde el Sur. Por lo tanto, sólo este último de acuerdo con la orientación del glaciar. Entonces, el régimen catabático no es mostrado en los años 2009 y 2011.

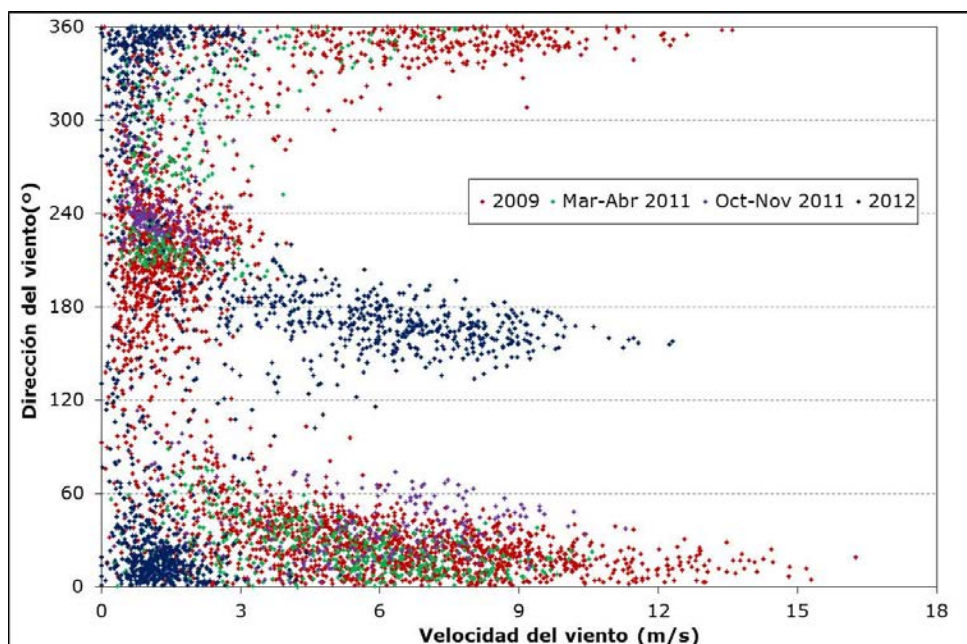


Gráfico IV-29: Dirección del viento en función de la velocidad del viento. Valores medios horarios en 2009, 2011 y 2012.

5.5 Precipitación

Los casi constantes vientos húmedos del oeste (Carrasco et al., 2002) colisionan con las pendientes occidentales de las montañas de los Andes (López et al., 2010) que bisectan el campo de hielo, y producen una precipitación de nieve media anual estimada de 6,7 m/año con pequeñas variaciones entre las estaciones (Escobar et al., 1992). Además, el National Center for Environmental Prediction (NCEP) indica que aunque la cantidad de precipitación caída sobre el Campo de Hielo haya sido relativamente constante entre 1960 y 2005, la cantidad de nieve caída decreció en aproximadamente el 28% (Koppes et al., 2011; Rasmussen et al., 2007).

El pluviómetro ha sido encontrado en tierra el 26 de abril de 2012, así que los datos de los últimos días o semanas no pueden gozar de confianza. Existen ciertos eventos de lluvia relativamente altos, pero éstos son más o menos regularmente distribuidos a lo largo del período estudiado. Debido a temperatura positiva a lo largo de la lengua de ablación, la precipitación es sólo de tipo líquida, y no ocurre ninguna nevada.

La cantidad más alta de precipitación es registrada el 6 abril a las 15:00 con 6,8 mm y considerando sólo los valores positivos el valor horario medio es de 1,07 mm (gráfico IV-30). El valor más alto diario es de 35,2 mm registrado el 6 de abril y el promedio diario es de 4,99 mm. La cantidad total de las precipitaciones acumuladas es de 359,6 mm durante los 72 días analizados (gráfico IV-31).

En el Glaciar Exploradores, Konya and Matsumoto (2010) informan que precipitaciones diarias mayores a 0,5 mm se observan en más de la mitad de cada mes en 2005 y

2006, excepto por febrero, en el campamento base (BC), el sitio cerca del término a 182 m.s.n.m.

En la Patagonia Sur las temperaturas del aire medias en los días de precipitación son más altas que las temperaturas medias mensuales (Peña y Gutiérrez, 1992), a diferencia del Glaciar Exploradores no existe una clara relación entre estos dos conjuntos de datos. En efecto, promediando temperaturas diarias, durante marzo y abril, los valores mensuales son inferiores que considerando el promedio mensual sólo en los días lluviosos. Por otra parte, febrero no se caracteriza por esta tendencia.

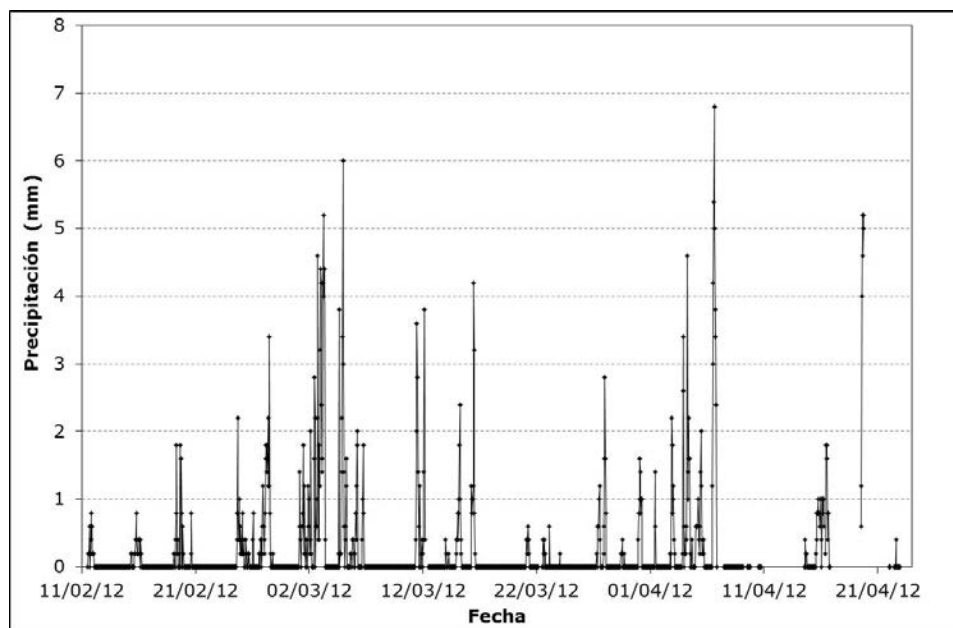


Gráfico IV-30: Valores horarios de precipitación, 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

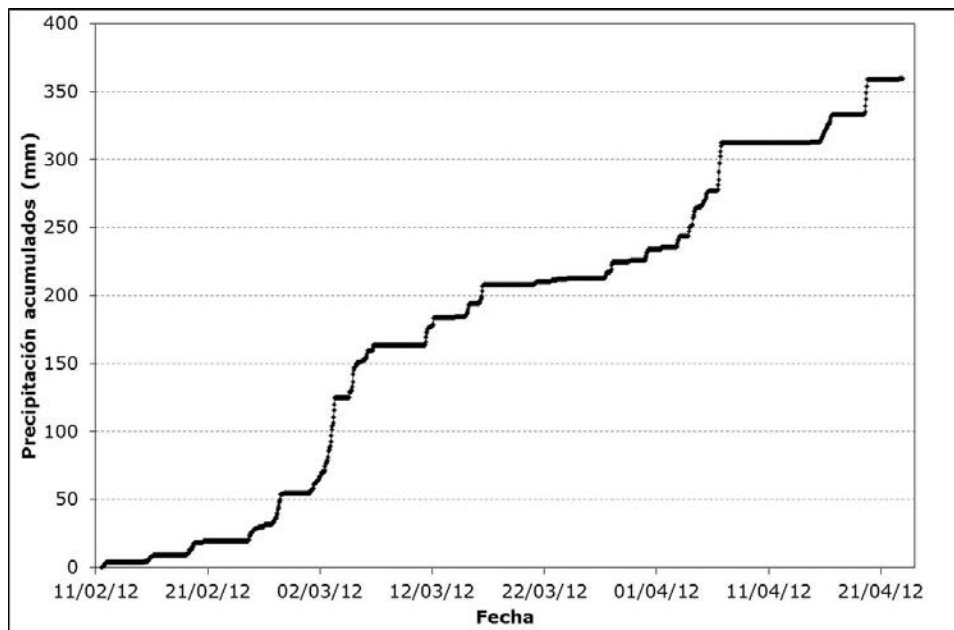


Gráfico IV-31: Valores horarios de precipitación acumulados, 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

La comparación sobre la precipitación es ejecutada sólo para la primera parte del año, debido a la ausencia de datos de octubre - noviembre 2011 (los gráficos IV-32, IV-33 y IV-34). El año 2012 es mucho menos lluvioso que los otros dos y en 2009 los eventos de lluvia son más intensos.

La cantidad total de precipitaciones acumuladas es de 1.567 mm (enero-mayo de 2009), 367,00 mm (marzo – abril 2011) y 329,80 mm (febrero – abril 2012). Estas cantidades son comparables con la precipitación anual encontrada por Aniya et al. (2011): 2.794 mm (2005), 2.887 mm (2007) y 2.937 mm (2008). Estos resultados aparecen en acuerdo con hallazgos de Konya y Matsumoto (2010).

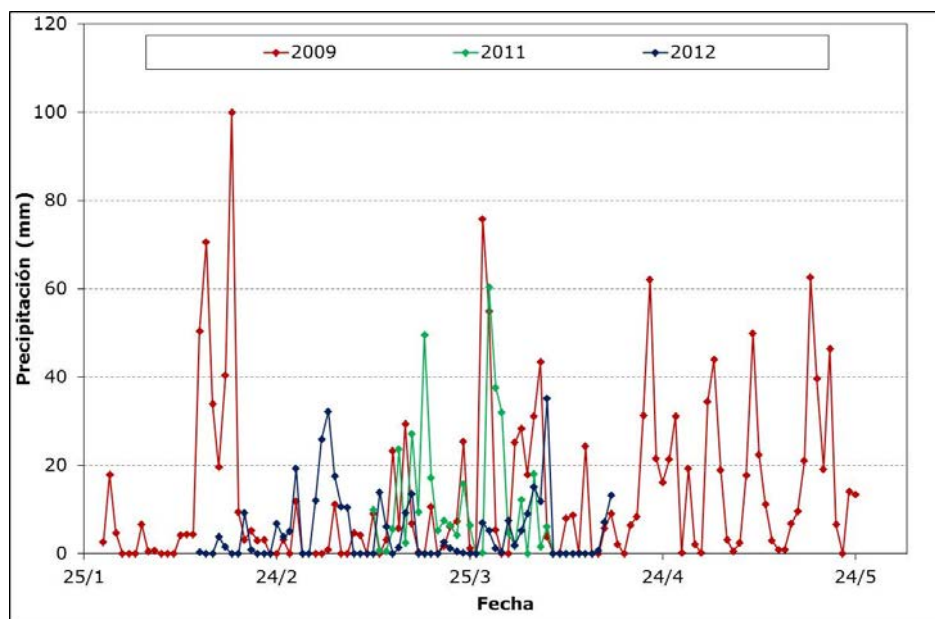


Gráfico IV-32: Valores de precipitación diaria en 2009, 2011 y 2012.

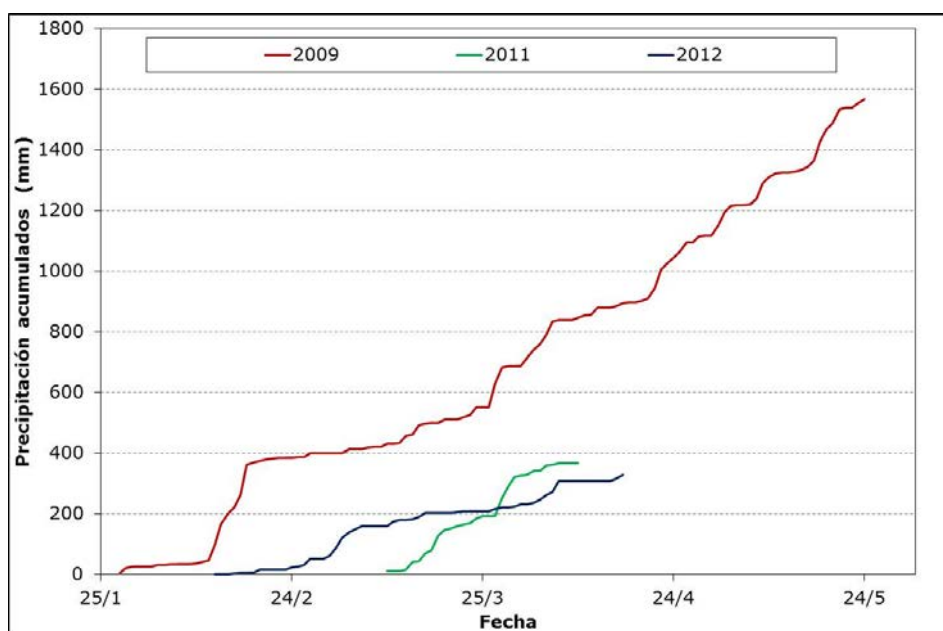


Gráfico IV-33: Valores acumulados de precipitación horaria en 2009, 2011 y 2012.

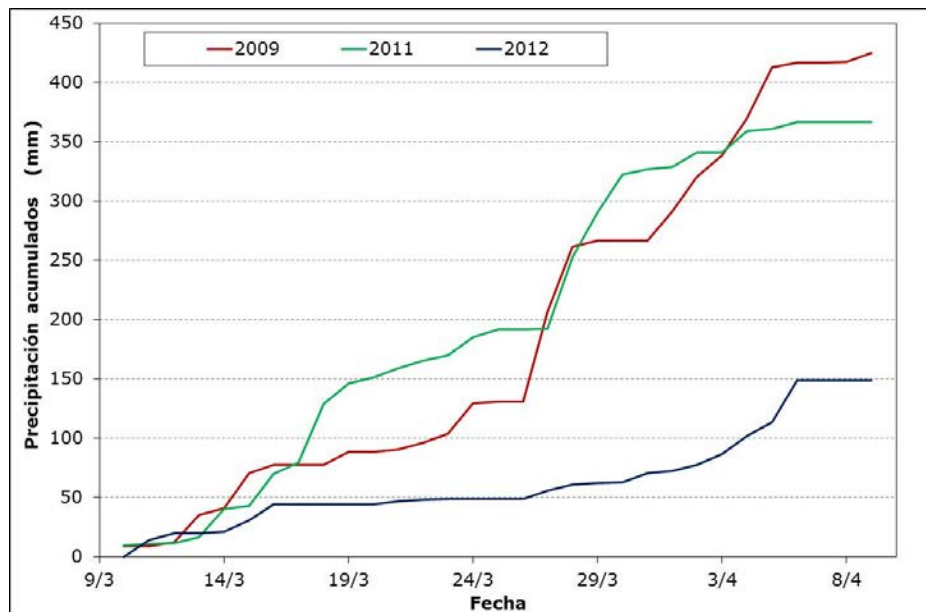


Gráfico IV-34: Acumulados de precipitaciones horarias, 10 de marzo al 9 de abril. Años 2009, 2011 y 2012.

5.6 Radiación de onda corta entrante y saliente

Con respecto a los datos de radiación solar durante el año pasado (gráficos IV-35 y IV-36), parecen de dudosa calidad, en efecto no existen valores nulos por la noche y la onda corta saliente es igual a 0 W/m² en su mayor parte. Graficando los dos conjuntos de datos, resulta más clara la incertidumbre de datos con un valor de albedo medio de 0,048.

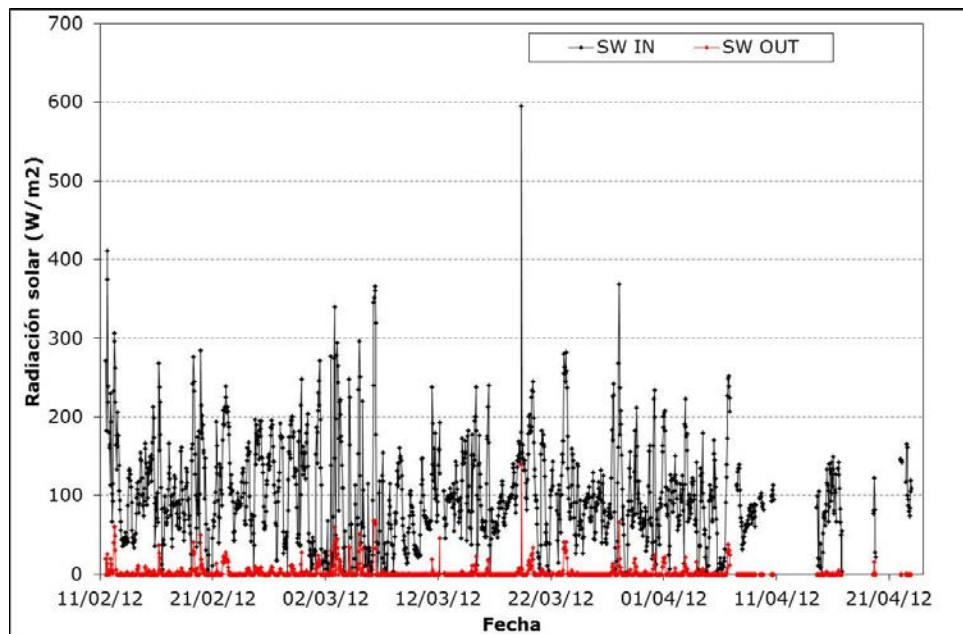


Gráfico IV-35: Valores horarios radiación solar entrante (SW IN) y saliente (SW OUT). Período del 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

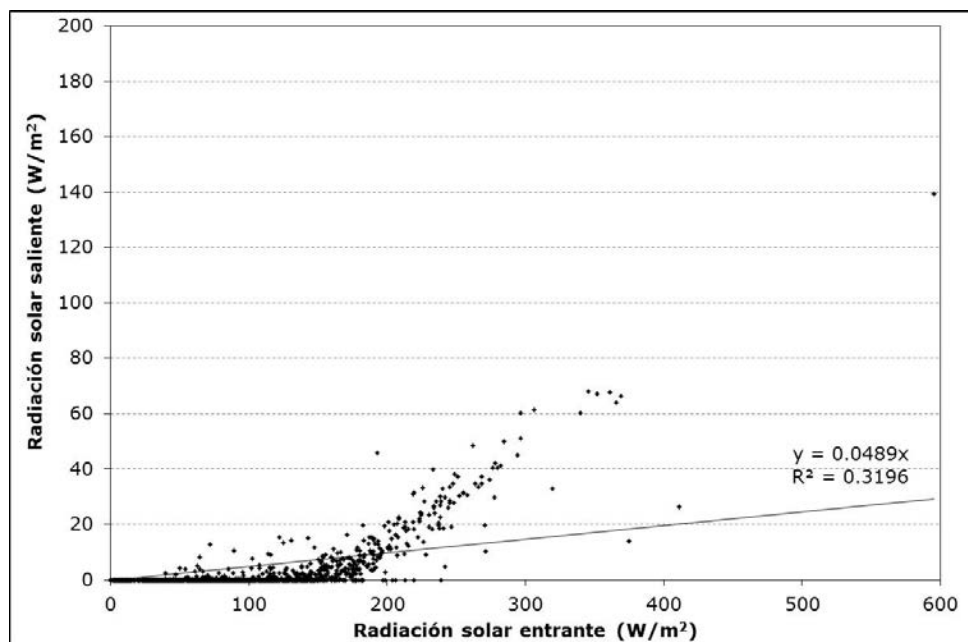


Gráfico IV-36: Valores horarios de radiación solar saliente en función de la entrante. Período: desde el 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

Comparando la radiación de onda corta entrante con la irradiación extra - terrestre, calculada para la misma latitud y elevación (siguiendo el modelo de Bird y Hulstrom,

1991) (gráfico IV-37), está claro que los valores medidos no tienen sentido. En efecto, ellos carecen del ciclo diario clásico debido al movimiento aparente del sol y los peak son demasiado bajos para representar una situación de verano en un glaciar en que existe también la reflexión múltiple de nieve / hielo que por los lados el glaciar, aumentando la entrada de radiación solar (Oerlemans, 2000).

Para cuantificar el balance neto de radiación de onda corta, se usa una constante de albedo de 0,20. Por lo general, el albedo de hielo es igual a 0,30 (Oerlemans, 2010), entonces la elección de 0,20 se debe a la posible presencia de impurezas en la superficie o agua de derretimiento o eventos de caída de lluvia. Entonces, multiplicando la radiación solar entrante teórica para el co-albedo (esto es, 1-albedo), la radiación neta absorbida es calculada.

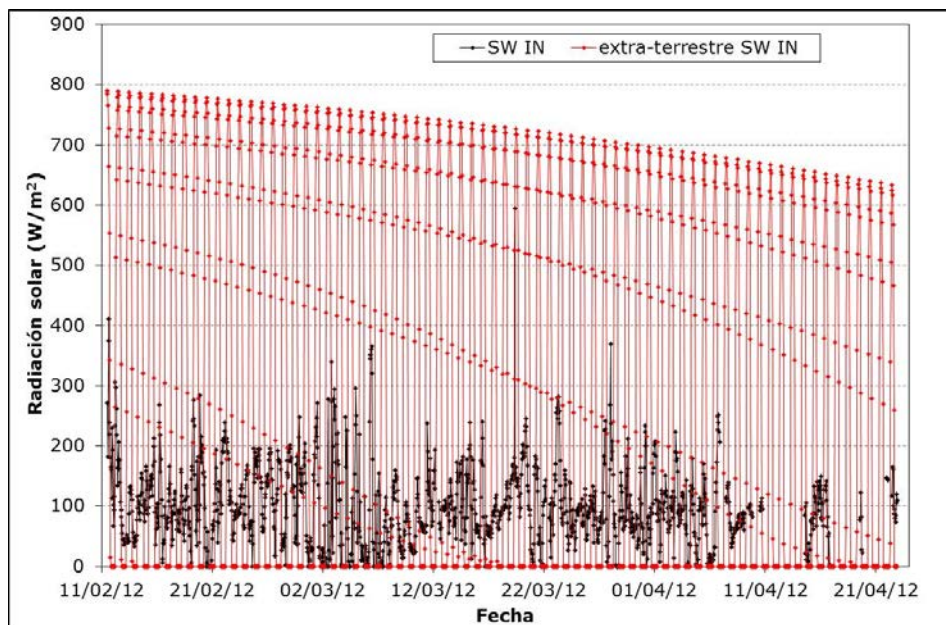


Gráfico IV-37: Radiación solar entrante horaria y valores de irradiación extra – terrestre. Período: del 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

El único conjunto de datos disponible es de 2009 (gráfico IV-38). Aparece evidente la gradual disminución de los picos máximos de la radiación entrante debido a las condiciones atmosféricas. En realidad, nubes y vapor de agua hacen la atmósfera más opaco a los rayos solares que reducen la cantidad de la radiación disponible en la superficie.

Graficando los registros entrantes y salientes (gráfico IV-39) resulta un valor de albedo de 0,26 - típico de una superficie de hielo (Oerlemans, 2010).

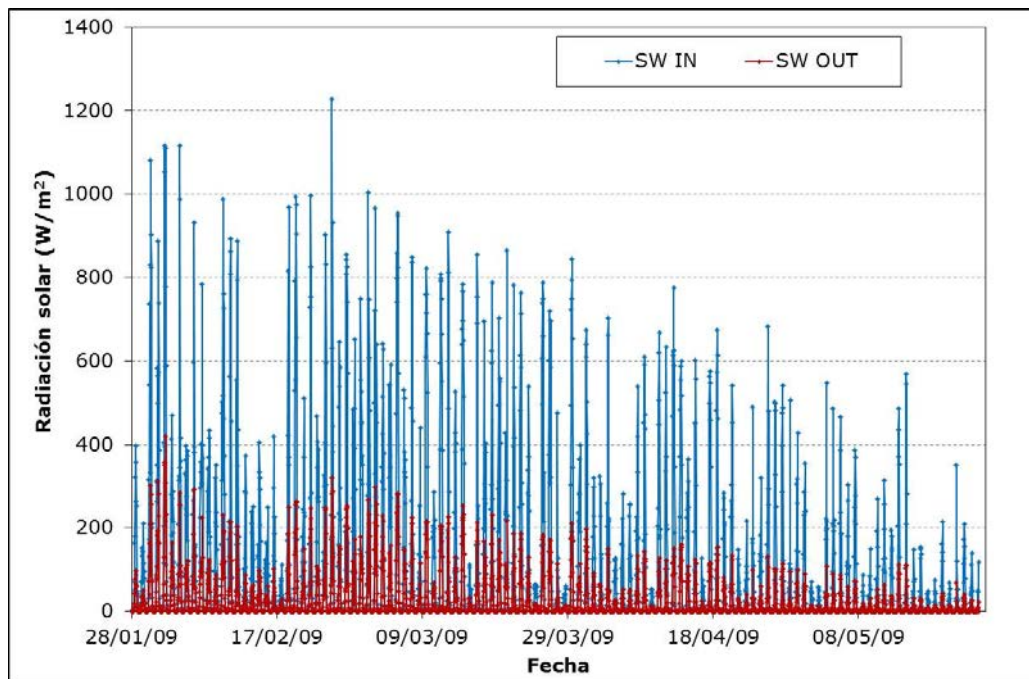


Gráfico IV-38: Valores horarios radiación solar entrante (SW IN) y saliente (SW OUT). Período: desde el 28 de enero al 24 de mayo de 2009.

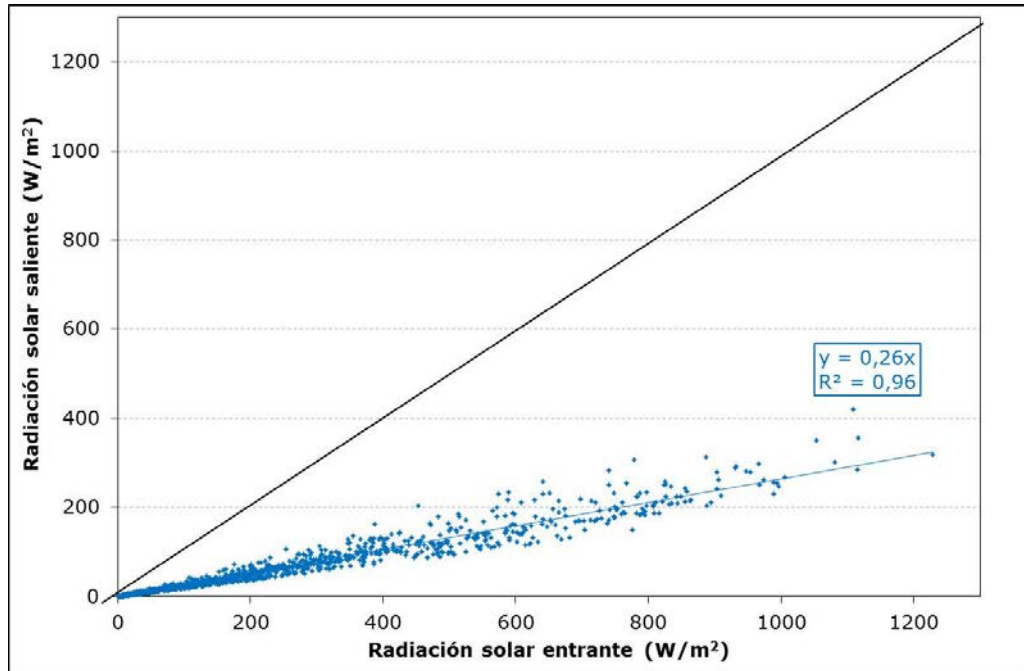


Gráfico IV-39: Radiación solar saliente horaria en función de la entrante.
Período: desde el 28 de enero al 24 de mayo de 2009.

Dado que se estima que el rango de temperatura depende de la radiación global, ΔT es comparado con la cantidad diaria de radiación de onda corta neta (gráfico IV-40):

$$SW_{net} = \sum_0^n SW_{in} - SW_{out} \quad (4)$$

donde n es el número de la hora (esto es, 24, de 0:00 a 23:00). No existe una relación clara entre este dos parámetros.

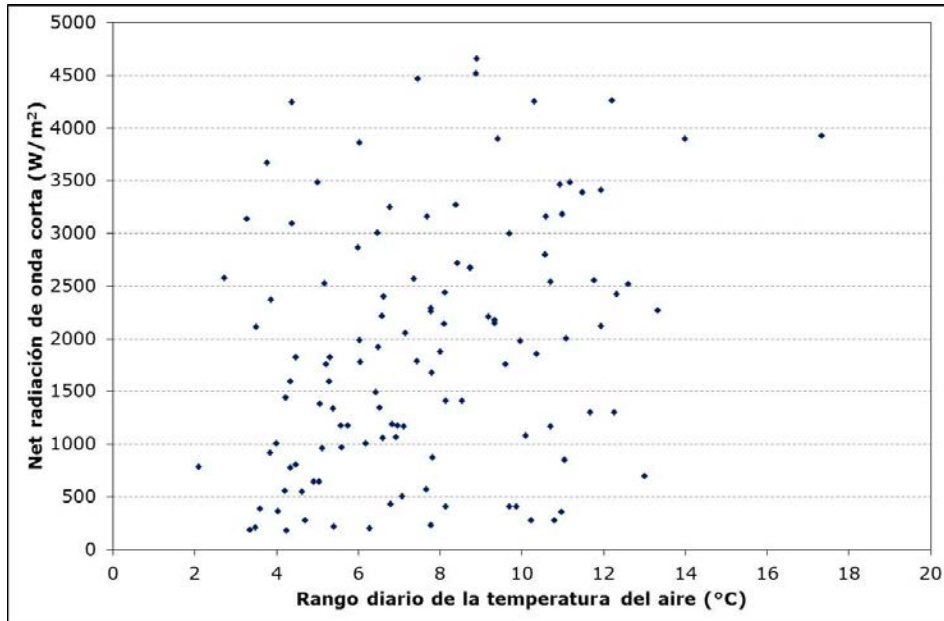


Gráfico IV-40: Radiación solar entrante diaria en función del rango diario de temperatura de aire. Período: desde el 28 de enero al 24 de mayo de 2009.

6. Cálculo de flujos turbulentos

Porque las mediciones están disponibles para un solo nivel, ningún intento se había hecho para usar sofisticados esquemas para el cálculo de los flujos de calor turbulentos. En vez, las bien conocidas fórmulas aerodinámicas de magnitud fueron usadas según los métodos empleados por Senese et al. (2012):

$$SH = \rho_a * c_p * C_h * V_{2m} * (T_{2m} - T_s) \quad (5)$$

$$LE = 0.622 * \rho_a * L_v * C_h * V_{2m} * (e_{2m} - e_s) * p^{-1} \quad (6)$$

donde ρ_a es la densidad del aire (calculada en base a la temperatura del aire, presión atmosférica y humedad relativa), c_p es el calor específico del aire seco ($1,006 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), C_h es el coeficiente de intercambio turbulento ($0,00127 \pm 0,00030$; de Oerlemans, 2000), V_{2m} es el valor de la velocidad del viento a 2 m, T_{2m} es el valor de la temperatura del aire a 2 m, T_s es la temperatura de la superficie, L_v es el calor latente de vaporización (Harrison, 1963), e_{2m} es el valor de la presión de vapor a 2 m, e_s es el valor de la presión de vapor en la superficie (calculado usando la fórmula de Wexler; Wexler, 1976) y p es el valor de la presión del aire al nivel del sensor. Debido a la radiación de onda larga saliente inválida, la temperatura superficial es estimada por la temperatura del aire (Oerlemans, 2000). La velocidad del viento y la temperatura y humedad del aire son medidas a 3 m y 1,5 m respectivamente, entonces son calculados a 2 m (siguiendo el método introducido por Oerlemans, 2000). El C_h es asumido como constante, porque no hay información disponible acerca de cómo las longitudes de rugosidad cambian durante el año (Oerlemans y Klok, 2002).

Enfocándose en 2012, el gráfico IV-41 muestra los valores horarios. Los dos flujos son caracterizados por la misma tendencia y son siempre positivos. El valor del flujo de más alto calor sensible es $212,94 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (registrado el 12 de febrero a las 2:00) y el valor más alto del flujo de calor latente es $173,37 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (registrado el 11 Febrero a las 22:00).

Los grandes flujos de calor turbulentos en los componentes del balance de calor de la superficie son probablemente debidos a la ocurrencia del Föhn acompañado con velocidad del viento fuerte y temperatura alta (Ohata et al., 1985b). Por este motivo los flujos turbulentos son graficados junto con temperatura del aire y velocidad del viento (gráficos IV-42 y IV-43). Estos conjuntos de datos se correlacionan muy bien ($R^2 > 0,8$).

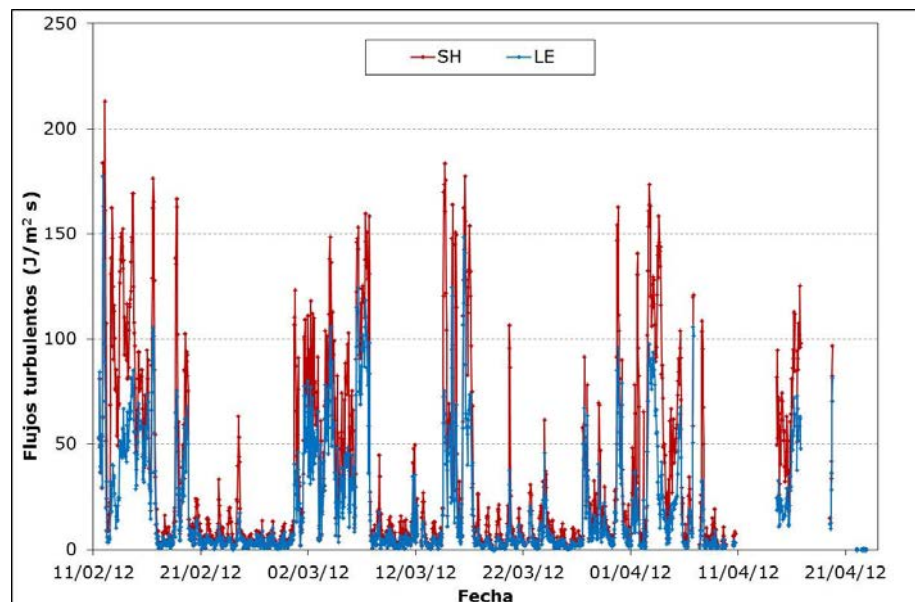


Gráfico IV-41: Flujos turbulentos horarios de calor sensible (SH) y calor latente (LE). Período: desde el 11 de febrero y el 22 de abril de 2012.

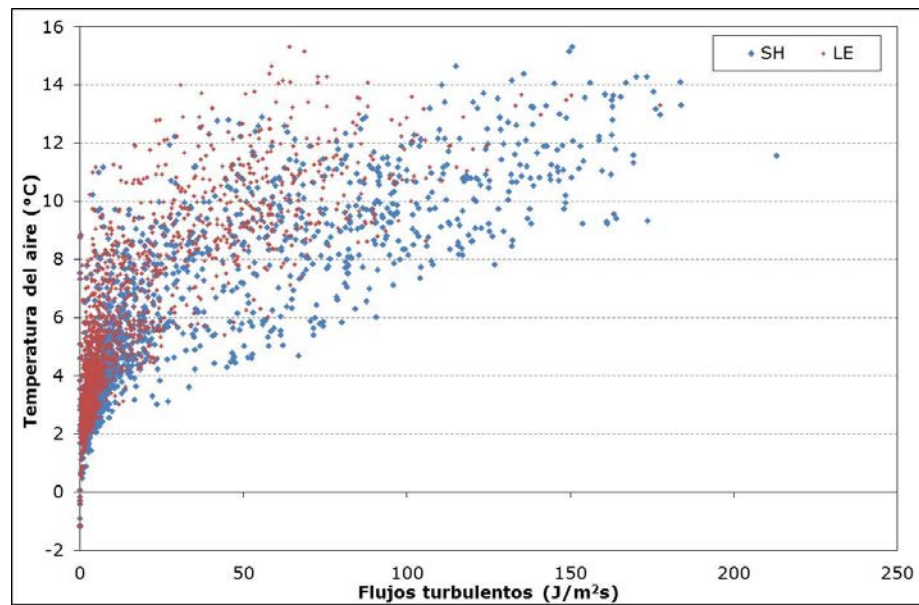


Gráfico IV-42: Temperatura del aire horarias en función de flujos turbulentos de calor sensible (SH) y latente (LE). Período: desde el 11 de febrero y el 22 de abril de 2012.

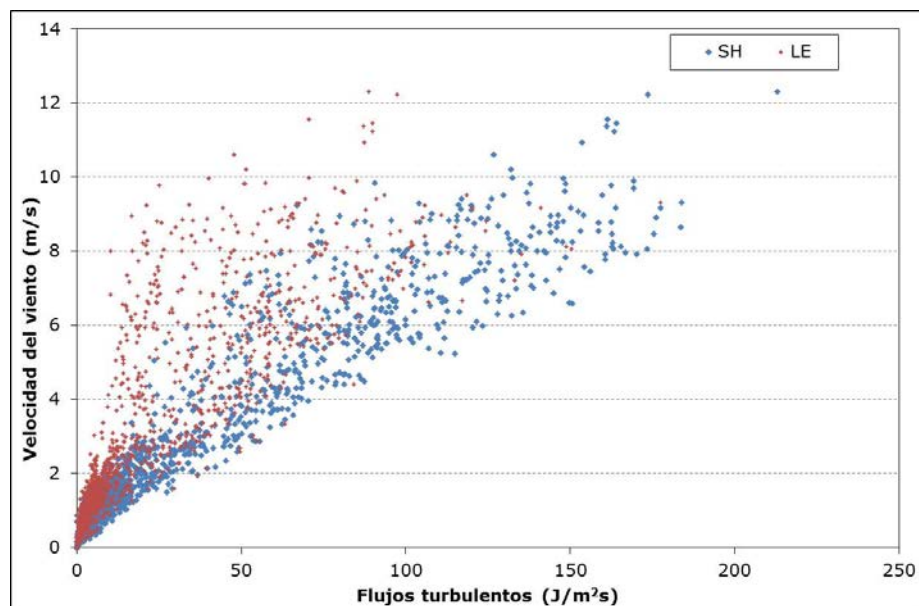


Gráfico IV-43: Velocidad horaria del viento en función de flujos turbulentos de calor sensible (SH) y latente (LE). Período: 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

Los gráficos IV-44 y IV-45 muestran los valores acumulados diarios de flujos de calor sensible y latente, respectivamente, en 2009, 2011 y 2012. Resultan positivos para el período entero debido a la diferencia de temperatura entre el aire y la superficie y la ocurrencia de procesos de fusión. El año 2009 se caracteriza por valores más altos que

los otros. Durante el comienzo de la temporada de ablación (por ejemplo, octubre – noviembre 2011) el flujo es inferior que la primera parte del año.

Para evaluar la relación entre valores grandes de SH y LE y la ocurrencia de Föhn, los flujos turbulentos son graficados junto con la temperatura del aire y velocidad del viento (gráficos IV-46, IV-47, IV-48 y IV-49). Estos conjuntos de datos se correlacionan muy bien ($R^2 > 0,7$) si no fuera por octubre – noviembre 2011 en que R^2 es 0,56 para la temperatura y 0,68 para el viento).

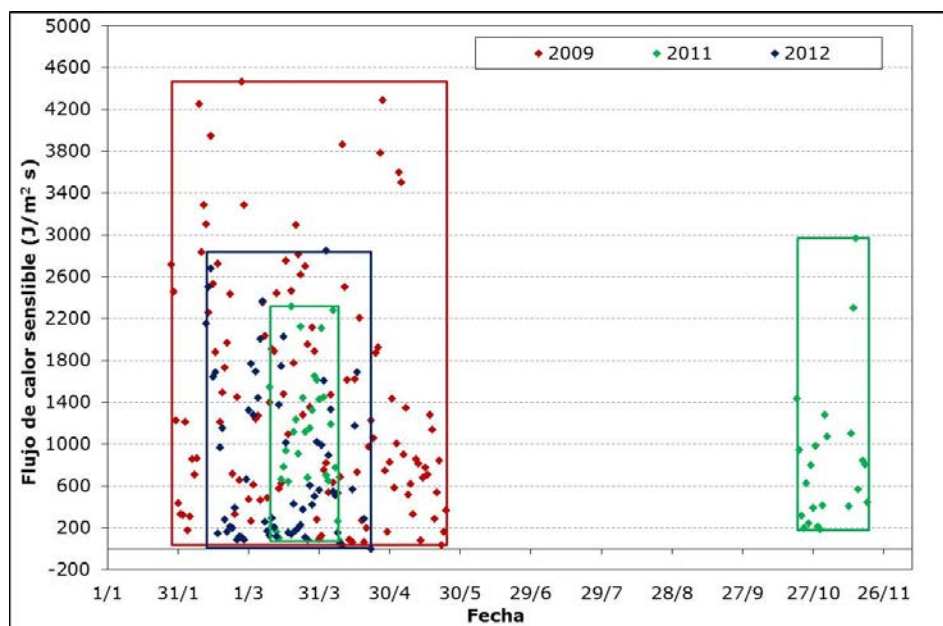


Gráfico IV-44: Flujo turbulento diario de calor sensible en 2009, 2011 y 2012. Valores horarios acumulados.

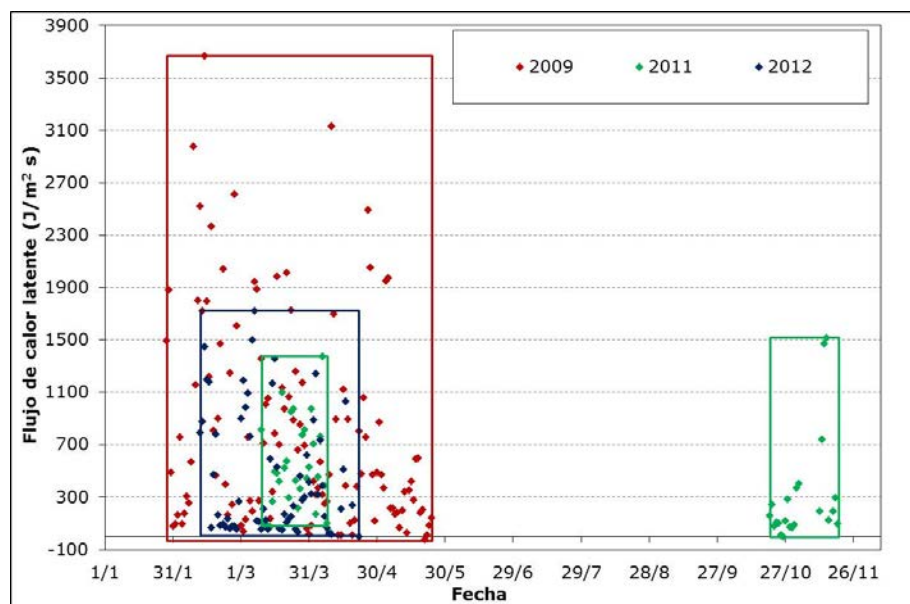


Gráfico IV-45: Flujo turbulento diario de calor latente en 2009, 2011 y 2012. Valores horarios acumulados.

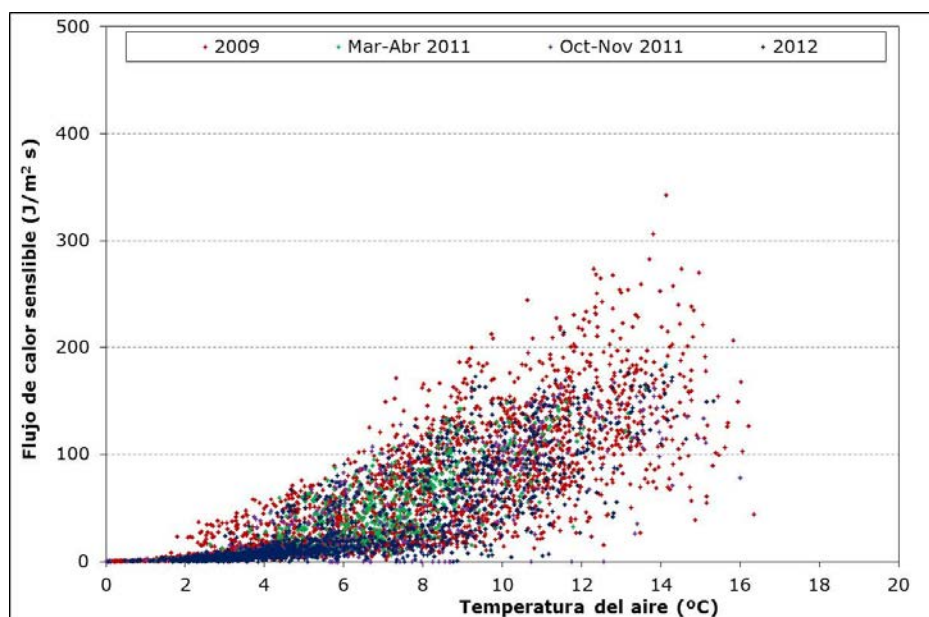


Gráfico IV-46: Temperatura del aire horaria en función del flujo de calor sensible. Años 2009, 2011 y 2012.

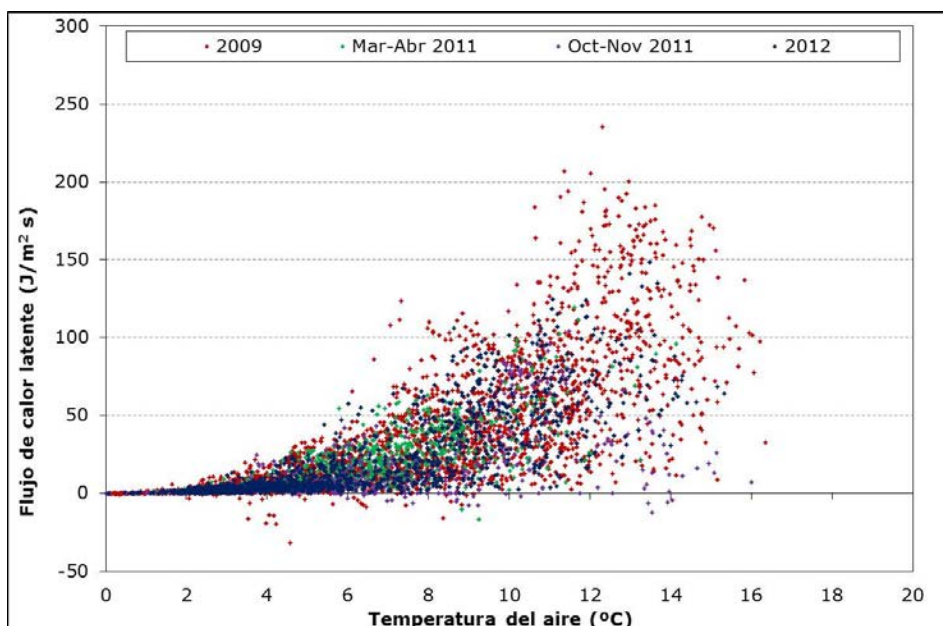


Gráfico IV-47: Temperatura del aire horaria en función del flujo de calor latente. Años 2009, 2011 y 2012.

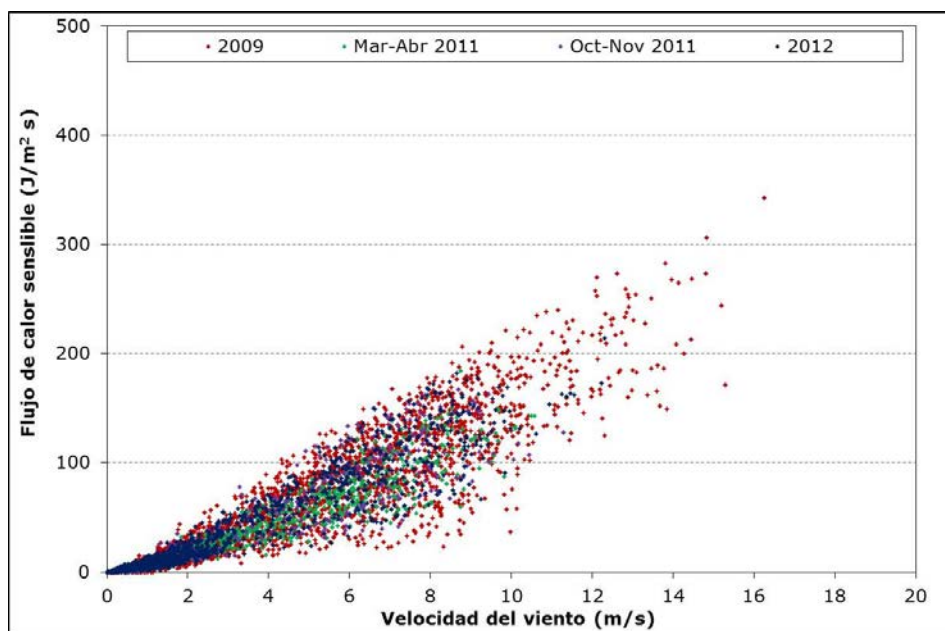


Gráfico IV-48: Velocidad del viento horaria en función del flujo de calor sensible. Años 2009, 2011 y 2012.

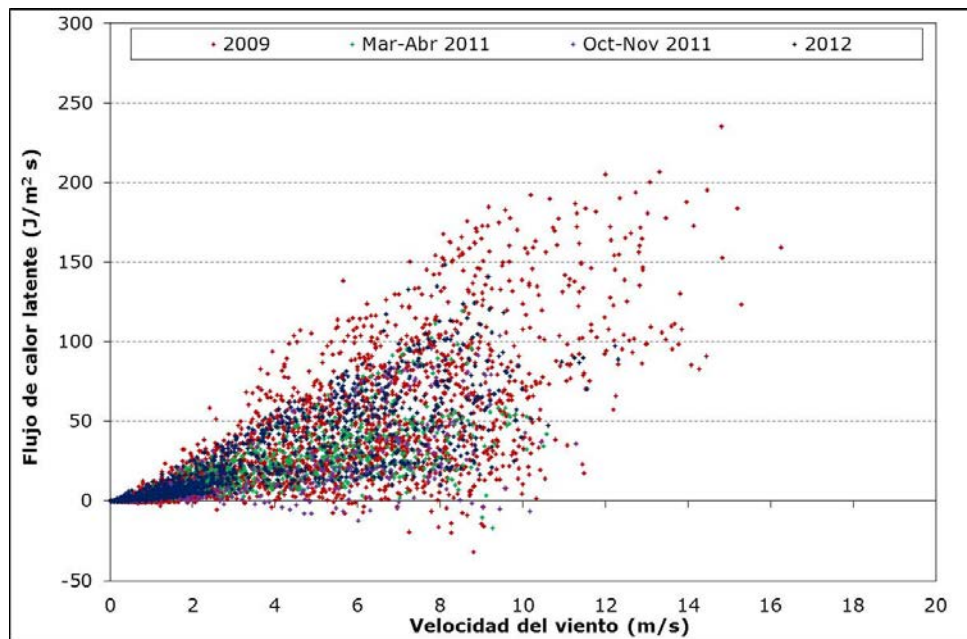


Gráfico IV-49: Velocidad del viento horaria en función del flujo de calor latente. Años 2009, 2011 y 2012.

7. Balance de energía y estimación de fusión

El balance de energía en la superficie del glaciar (R_s) determina la energía disponible neta para calentarlo y derretirlo. Los mecanismos de la transferencia de calor que se estiman importantes para glaciares se muestran en la figura IV-5. R_s ha sido calculado como

$$R_s = SW_{net} + LW_{net} + SH + LE + G + P \quad (7)$$

donde SW_{net} y LW_{net} son la radiación de onda corta y de onda larga neta, respectivamente, SH y LE son los flujos turbulentos de calor sensible y latente, G es el flujo de calor entrando o saliendo del glaciar debido a conducción y convección, y debido a la penetración superior de la radiación solar, y P es el calor debido a la precipitación líquida. Todos los flujos ($W\ m^{-2}$) han sido definidos como positivos cuando están dirigidos hacia la superficie.

Los flujos más grandes son los flujos radiativos, típicamente unos pocos cientos de Watts por metro cuadrado. La radiación solar penetra en la nieve y el hielo, en efecto, la reflexión medida en la superficie es el resultado de un complicado proceso de dispersión de los cristales de hielo o de nieve en los metros superiores del glaciar. Para la radiación de onda larga la superficie es muy densa. Tiene una emisividad (y absorbencia) de cerca de uno. La entrada y salida de la radiación de onda larga compensa mutuamente en un grado grande. Normalmente la cantidad emitida por la superficie es ligeramente más grande (unas cuantas decenas de Watts por metro

cuadrado) que la cantidad que viene desde la atmósfera, lo que hace que el balance neto de la onda larga sea negativo.

El intercambio turbulento de calor y humedad puede ser bastante significativo, especialmente durante la temporada de acumulación (cuando el sol es bajo) o durante las condiciones de derretimiento, cuando la temperatura del aire es alta. Los flujos son con dirección a los gradientes en los perfiles medios de temperatura y humedad. Cuando la temperatura del aire está sobre el punto de congelación el flujo de calor sensible es siempre hacia la superficie. En tales condiciones el flujo de calor latente puede ir en ambas direcciones, dependiendo de la humedad del aire.

La temperatura de la precipitación puede diferir de la temperatura en la superficie. Esto implica que la precipitación puede añadir o quitar calor del paquete de nieve existente o superficie de hielo. Sin embargo, el flujo de energía involucrado es pequeño.

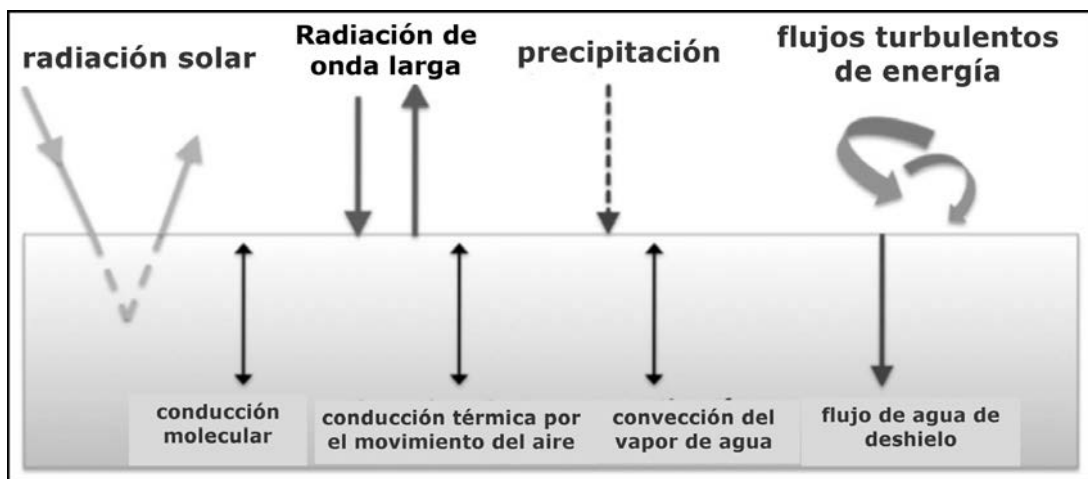


Figura IV-5: Procesos que determinan el flujo de energía en la interfase de atmósfera del glaciar y la estructura térmica en la capa superior del glaciar.

En glaciar templado, el flujo de agua de fusión y re congelamiento asociado es más importante que otros procesos internos (Oerlemans, 2010).

Debido a la radiación de onda larga inválida, un incompleto balance de energía es analizado (gráfico IV-50):

$$R_S = SW_{\text{net}} + SH + LE \quad (8)$$

Además, el flujo de calor conductivo a la superficie es dejado de lado dado que ningún sensor de temperatura estaba localizado en el paquete de nieve y en la capa superficial de hielo.

Durante la temporada de ablación (esto es, desde octubre hasta abril), al ocurrir el derretimiento y la temperatura de la superficie del hielo es $\sim 0^\circ\text{C}$, en la superficie del

glaciar toda la energía es usada para fundir el hielo. Por lo tanto, el flujo de calor conductivo a la superficie es igual a cero permitiendo así calcular R_s sin considerarlo.

Diversamente, cuando la superficie de glaciar no está al punto de fusión (esto es, desde mayo hasta septiembre) y R_s es inferior a 0 W m^{-2} , la superficie se refresca y el valor del flujo de calor conductivo no es igual a cero y tiene que ser evaluado. En este estudio, descuidando el flujo de calor conductivo a la superficie es no es así importante porque los períodos analizados son enero - mayo y octubre - abril en que la G es nula.

Como se espera la energía neta es siempre positiva durante el verano de ablación. Se caracteriza por un ciclo diario con el máximo al mediodía y el mínimo durante horas de la noche. Para unos pocos días excede los 700 W/m^2 .

Valores diarios de los componentes del presupuesto de energía se muestran en el gráfico IV-51. El más importante componente afectando la fuente de calor para la fusión de hielo es la radiación solar neta. Este resultado es similar a hallazgos de otros autores en el Campo de Hielo Patagónico Sur (por ejemplo, sobre el Glaciar Tyndall por Takeuchi et al., 1995) y en los Alpes (por ejemplo, en el Glaciar Morteratsch por Oerlemans, 2000; y en el Glaciar Forni por Senese et al., 2012a)

Como el balance de energía en la superficie de glaciar (R_s) determina la energía neta disponible para calentarlo y fundirlo, la cantidad de ablación (M , gráfico IV-52) es obtenida de:

$$M = - R_s * L_m^{-1} \quad (9)$$

Donde M es la tasa de cambio de masa (kg m^{-2} o mm agua equivalente) y L_m es el calor latente de fusión ($3,34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$). Por lo general, se supone que la fusión ocurre tan pronto como la temperatura superficial está a 0°C y R_s es positiva, ésa es la característica del período analizado.

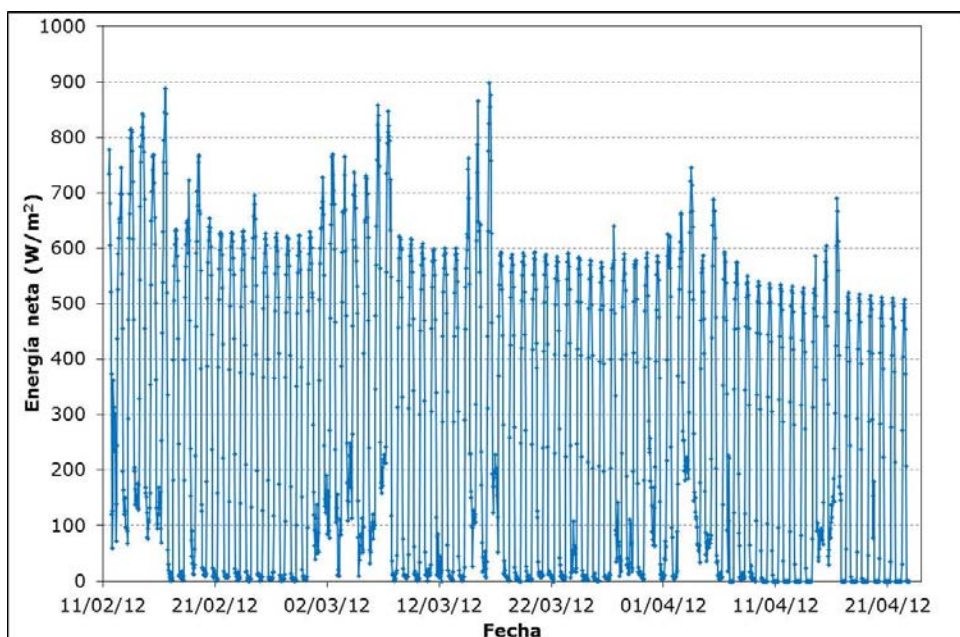


Gráfico IV-50: Valores horarios de energía neta, 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

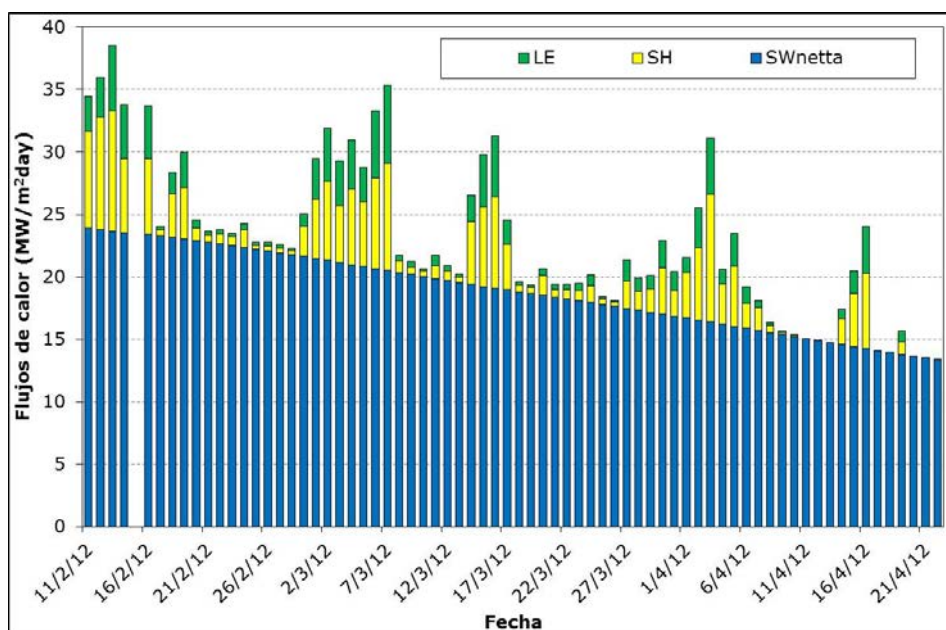


Gráfico IV-51: Valores diarios, flujos turbulentos de calor sensible (SH) y latente (LE) y radiación de onda corta neta (SWnet).
Período: del 11 de febrero hasta el 22 de abril de 2012.

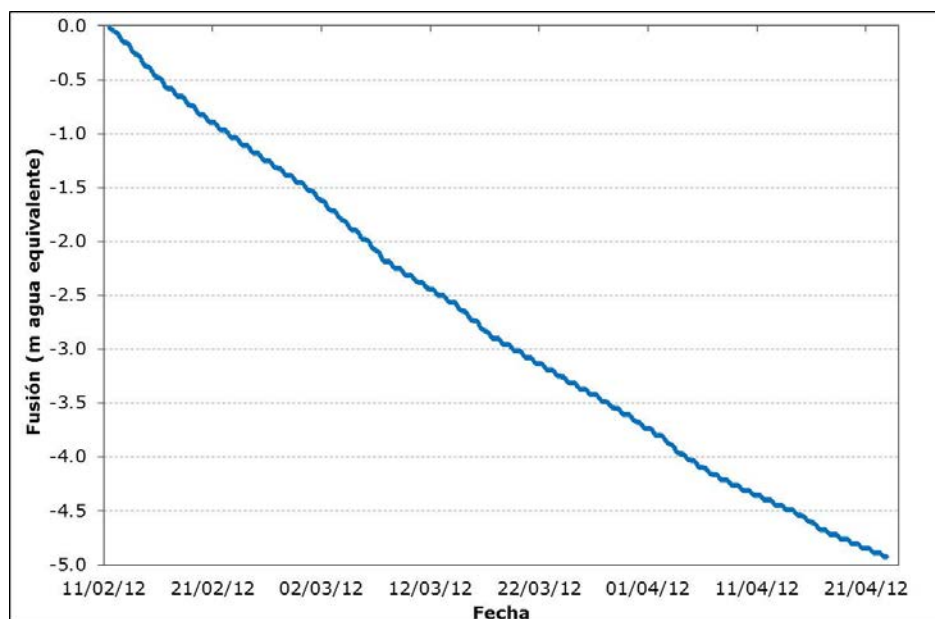


Gráfico IV-52: Valores de fusión horaria, 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

Debido a la inválida radiación de onda corta y de onda larga cada año, la comparación entre los diferentes budget de energía no puede ser investigada. Este análisis es ejecutado sólo para 2009, en el cual los componentes solares son registrados (gráfico IV-53).

Como se espera, la energía neta es siempre positiva durante la temporada de ablación. Se caracteriza por un ciclo diario con el máximo al mediodía y el mínimo durante horas de la noche.

Los valores diarios de los componentes del budget de energía se muestran en el gráfico IV-54. La fuente de calor para la fusión de hielo consiste principalmente de la radiación solar neta y flujo de calor sensible. El flujo de calor sensible grande es causado por alta temperatura del aire y viento fuerte, que se considera que se deben a un fenómeno de Föhn (véase también la investigación en el Glaciar Moreno por Tacheuki et al., 2005). Estos resultados son similares a hallazgos de otros autores en el Campo de Hielo Patagónico Sur (por ejemplo, en el Glaciar Tyndall por Tacheuki et al., 2005) y en los Alpes (por ejemplo en el Glaciar Morteratsch por Oerlemans, 2000; y en Glaciar Forni por Senese et al, 2012a).

Debido a que no se ejecutaron mediciones de campo de ablación durante 2009, no es posible evaluar nuestros resultados (gráfico IV-55) comparando la ablación calculada con las mediciones.

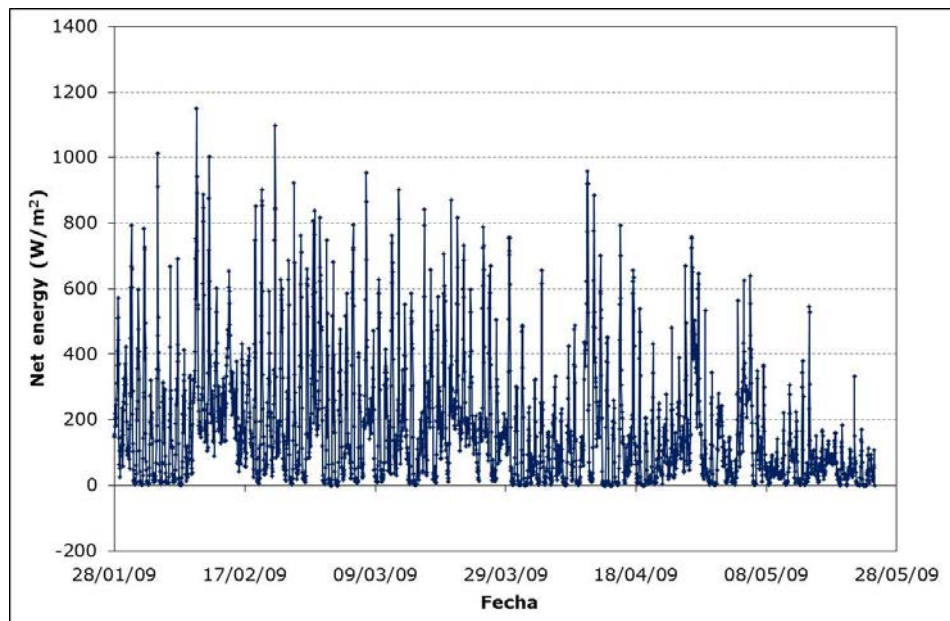


Gráfico IV-53: Valores horarios de energía neta, 28 de enero al 24 de mayo de 2009.

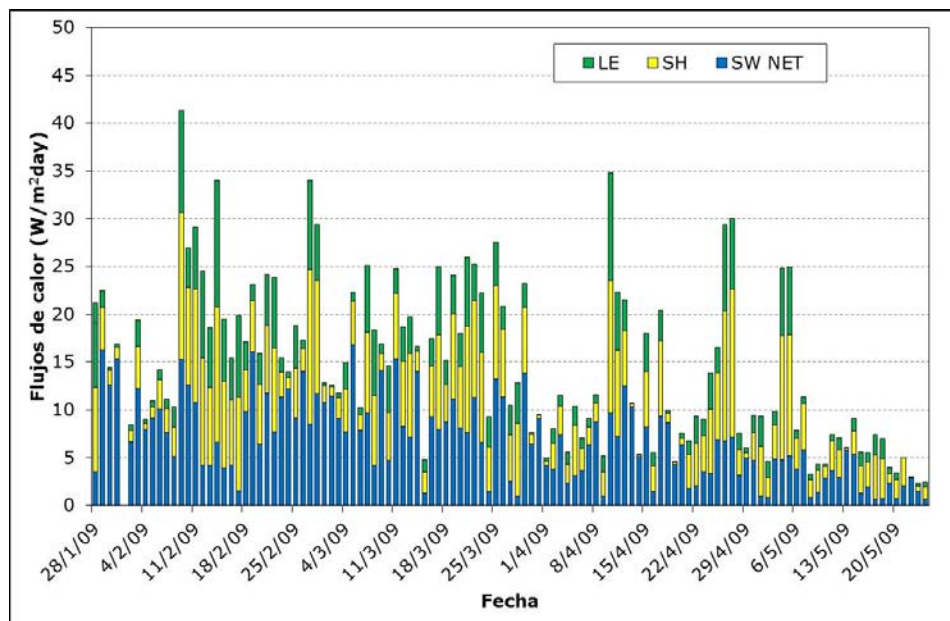


Gráfico IV-54: Valores acumulados de flujos turbulentos de calor sensible (SH) y latente (LE) y radiación de onda corta neta (SWnet).
Período: 28 de enero hasta el 24 de mayo de 2009.

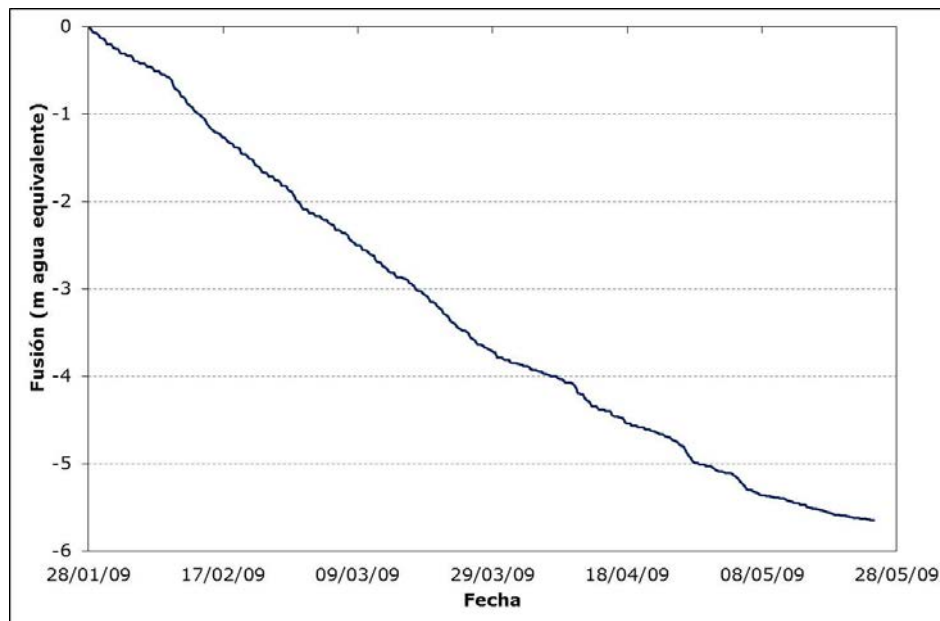


Gráfico IV-55: Valores horarios de fusión, del 28 de enero al 24 de mayo de 2009.

8. Mediciones de ablación durante la campaña de campo 2012 en la lengua del Glaciar Exploradores

La fusión puede ocurrir casi durante todo el año en el área de ablación del Glaciar Exploradores, en efecto, había sólo pocos días con un valor negativo de la temperatura de aire media diaria en el campamento base (BC), el sitio cerca del término a 182 m.s.n.m. (Aniya et al., 2007b): aún en el invierno más frío de 2007, el número de tales días fue de sólo 13.

El 8 de febrero de 2012, 5 balizas de madera (7,5 m de longitud) son instaladas a lo largo de una sección transversal del área de ablación (tabla IV-11 y figura IV-6). En particular la baliza media (la número 1) es instalada cerca de la estación meteorológica automática. La posición y longitud emergente fueron medidas. El 25 y el 26 de abril las balizas fueron medidas y re-instaladas ya que la tasa de fusión es realmente elevada en esta área (más de 5 m en menos de 3 meses).

La tabla IV-11 muestra las mediciones de la tasa de ablación en cada baliza después de cerca de 12 semanas. Con un valor medio de más de 6 cm por día, la ablación en esta área es extremadamente alta. Como se espera, resulte también un gradiente de altitud sin tener en cuenta la baliza número 5 (gráfico IV-56). En efecto, en este sitio aún a una elevación mayor la cantidad de ablación es más alta que el valor medido en la baliza 1 (esto es, a la elevación más baja). Esto es probablemente debido a una presencia de grietas y rugosidades que afectan los flujos turbulentos, aumentando la fusión (véase también Takeuchi et al. 1995).

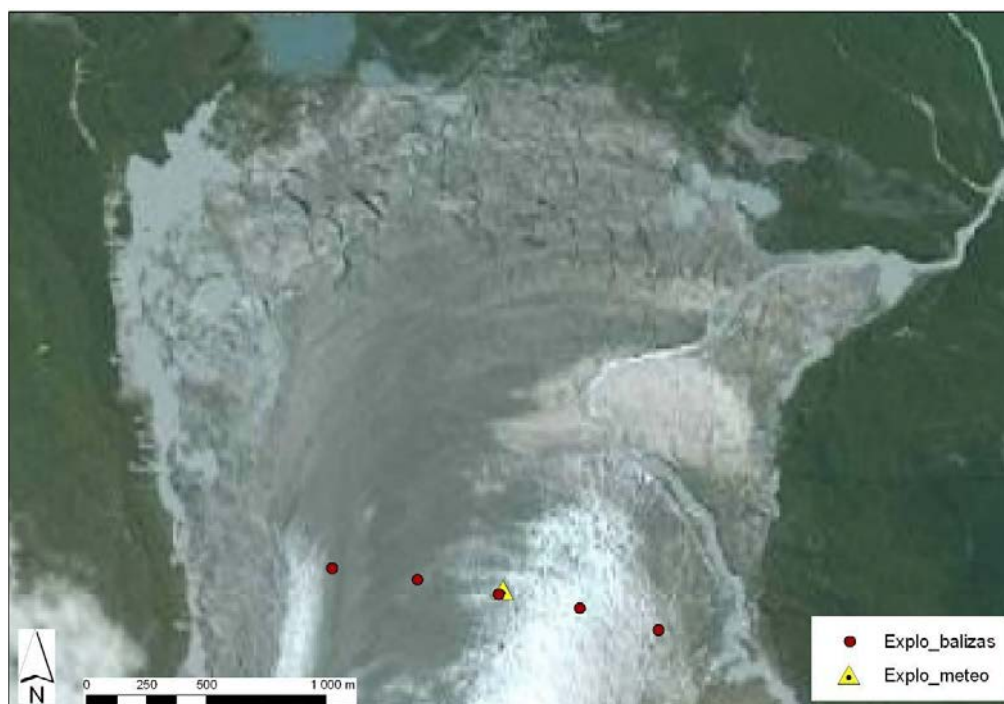


Figura IV-5: Glaciar Exploradores - Localización de las 5 balizas.

Baliza	Cantidad total de fusión (cm)	Tasa de fusión diaria (cm)	Elevación (m.s.n.m.)
1	533	7,20	171,67
2	446	6,03	182,64
3	343	4,64	184,27
4	506	6,84	176,96
5	589	7,85	184,15

Tabla IV-11: Ablación total, tasa de fusión diaria y elevación de cada baliza. Los valores son referidos al período del 2 de febrero al 25 de abril de 2012.

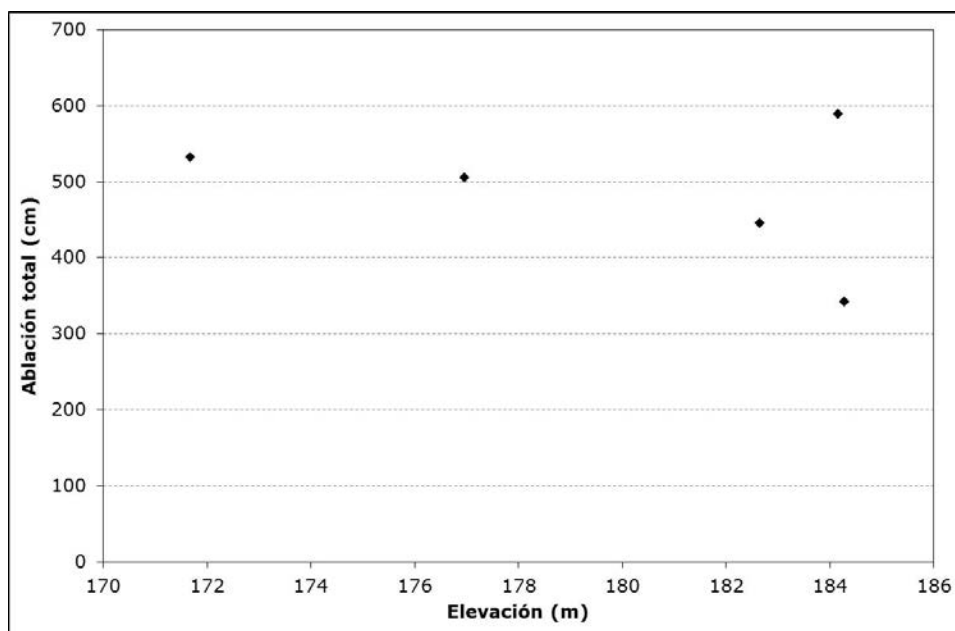


Gráfico IV-56: Ablación total en función de la elevación de cada baliza. Los valores están referidos al período del 2 de febrero al 25 de abril de 2012.

9. Discusión

A fin de evaluar nuestros resultados, se ha llevado a cabo una comparación entre la ablación calculada por el balance de energía y medido a partir de las cinco balizas realizadas (tabla IV-12). En particular, para convertir los metros del hielo en equivalente de agua, una densidad de hielo de 917 kg m^{-3} es usada.

La fusión calculada es ligeramente más alta que las medidas: esto se debe a una irradiación teórica que no es afectada esparciendo (por ejemplo, causada por gases de atmósfera y nubes) y por lo tanto es más alta que los valores reales.

Además, los componentes de onda larga no son considerados en el budget de energía entonces probablemente ello pudo disminuir la cantidad total de energía disponible porque sobre un glaciar la radiación infrarroja neta da por resultado un rango entre 0 y -100 W m^{-2} (e.g. Senese et al., 2012a). Entonces, considerando la sobrestimación debida a dejar de lado datos de onda larga, los resultados de AWS y valores de campo están en buen acuerdo.

AWS	1	2	3	4	5	Promedio
-4,926	-4,888	-4,090	-3,145	-4,640	-5,401	-4,433

Tabla IV-12: Ablación (en m agua equivalente) calculada por el balance de energía y medida en 5 balizas (en la última columna se muestra el valor medio de las mediciones).

10. Distribución de balance de energía superficial

Para el Glaciar Exploradores se ha querido calcular la fusión distribuida sobre toda la superficie para todo el año, desgraciadamente los datos meteorológicos puestos a disposición por la DGA no han resultado completamente válidos (véase datos en el formato digital). Por este motivo ha sido posible distribuir el cálculo de la fusión sólo para el período en el cual los datos tienen sentido, esto es, desde el 12 de febrero al 10 de abril de 2012.

Uno de los métodos para poder distribuir el balance de energía sobre la entera superficie de un glaciar se basa sobre los valores de temperatura del aire en cuanto se puede asumir que la fusión es directamente proporcional a la temperatura (esto es, grados diarios positivos) (por ej. Johannesson et al., 1995). En este estudio se ha escogido seguir el método propuesto por Hock (1999) y Carturan et al. (2012) en que es tomada en consideración también la entrada energética debida a la radiación solar global (esto es, suma del componente directo, difuso y reflejado de las superficies circundantes):

$$M = MF \times (1 - \alpha_{NIEVE/HIELO}) \times I \times T \quad : T > 0 \quad (10)$$

$$M = 0 \quad : T < 0 \quad (11)$$

Donde MF es el factor de fusión ($\text{mm d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), $\alpha_{NIEVE/HIELO}$ es el albedo de la nieve o del hielo, I es la radiación solar global (W m^{-2}) y T es la temperatura del aire medida ($^\circ\text{C}$). El factor de fusión y el albedo son coeficientes empíricos.

La radiación solar incidente SW_{IN} ha sido distribuida sobre toda la superficie del glaciar siguiendo el método de Oerlemans (2001):

$$SW_{IN} = SW_0 [1 + (2,4 \times 10^{-5} \times h)] \quad (12)$$

Donde SW_0 es la radiación teórica calculada con Bird y Hulstrom(1991) (véase gráfico IV-37), y h es la cota de cada celda individual.

Ya que la superficie del glaciar está parcialmente cubierta por detrito fino (véase el análisis de la superficie glaciar ejecutada al momento de la mantención extraordinaria de la AWS por M. Citterio, Cap. III), se ha escogido usar para el albedo un valor menor al teórico (0,3; Oerlemans, 2010) y igual a 0,2.

Para distribuir el balance energético y después la fusión ha sido usado como base el DEM SRTM de 2000 (90 x 90 m).

De la estimación de la tasa de fusión distribuida sobre todo el glaciar ha sido posible cuantificar la cantidad de hielo fundido desde 12 febrero a 10 abril 2012: que ha resultado igual a -5,4 m agua equivalente a una altitud de 157 m y se anula a cotas superiores de cerca 1200 m (gráfico IV-57). Estos resultados están de acuerdo con cuanto encontrado en otros estudios. En efecto, la línea de equilibrio media desde 1979 a 2003 ha resultado en el intervalo entre 870 e 1529 (± 29 m) (Barcaza et al., 2009).

Considerando un área total igual a cerca de 114 Km², se ha obtenido una fusión total igual a -0,19 Km³ de agua, que corresponde a un valor medio para cada celda de -1,6 m de agua equivalente. Si consideramos en cambio sólo la zona de ablación (cerca de 73 Km²) entonces el valor medio de agua perdida por cada celda resulta igual a -2,5 metros de agua equivalente.

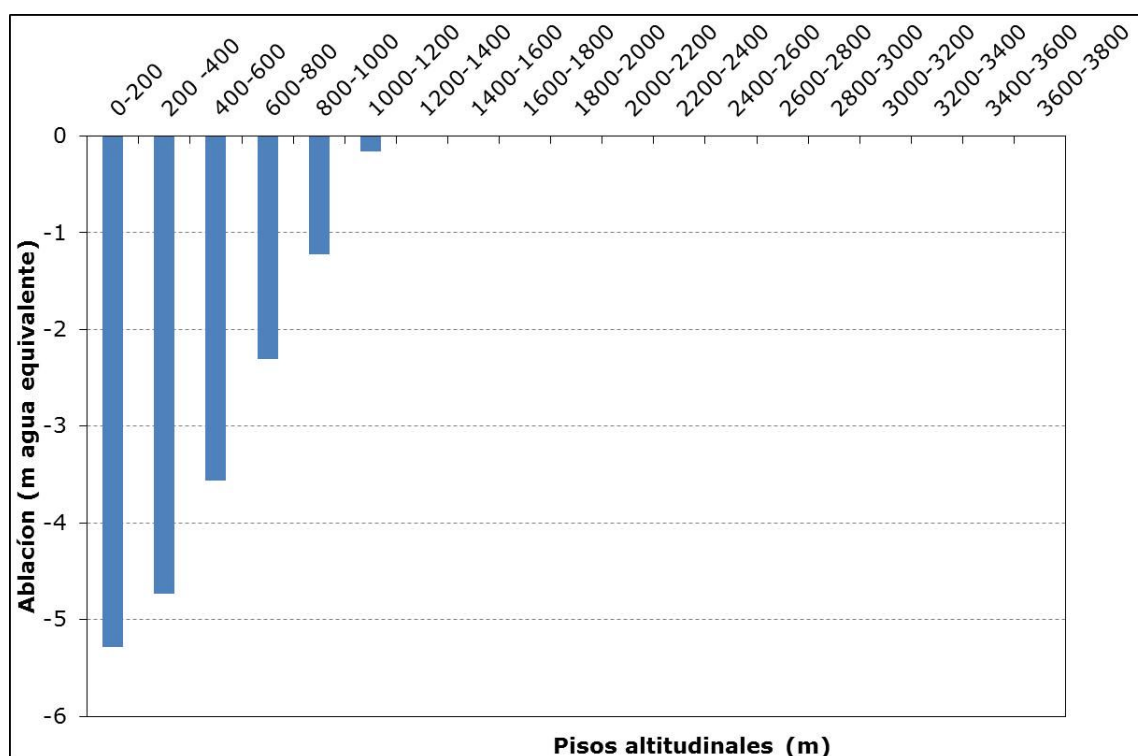


Gráfico IV-57: Distribución de la fusión acumulada desde el 12 febrero al 10 abril 2012.

11. Conclusiones

Los datos reunidos por una AWS permanente permiten cuantificar el balance de energía y con un tiempo de alta resolución. Por lo tanto las AWSs instaladas en glaciares son esenciales para calibrar y validar los modelos de balance de energía de glaciar, para caracterizar cuantitativamente las condiciones de terreno de la frontera glaciar y para describir el régimen de viento.

Los resultados obtenidos durante el período de tres años de adquisición de datos vienen a ser consistentes con resultados de otras AWSs localizadas en la superficie de ablación de otros glaciares (por ejemplo, las AWSs en los Glaciares Morteratsch y Forni, véase Oerlemans, 2000; Senese et al., 2012a).

Los datos meteorológicos en el término de un glaciar de CHN permiten el estudio de las condiciones de flujos de energía superficiales en la estación de ablación. En particular, el balance de energía superficial ha sido calculado en la ubicación de la AWS y el análisis a escala horaria permite el cálculo de ablación superficial.

El análisis de equilibrio de energía confirma que el parámetro que más influye en la energía disponible neta superficial para fundir hielo / nieve (R_s) es la radiación de onda corta neta (SWnet). Estos resultados se han sustentado también por la comparación valores de ablación en 2012 medidos en campo y calculados, que muestran diferencias sólo pequeñas principalmente debido a la variabilidad de la ablación superficial del hielo. Además, nuestros resultados demuestran que el cálculo empírico simple de los flujos turbulentos es válido y la conducción de calor en nieve / hielo tiene efecto pequeño en la energía de fusión disponible total.

NOTA SOBRE LOS DATOS METEOROLÓGICOS

Los datos meteorológicos relativos a el glaciar Exploradores han sido organizados, analizados y validados a fin de caracterizar la micrometeorología y para calcular los balances energéticos y por tanto las tasas de ablación.

Los datos relativos al período de acumulación del 2012 del Glaciar Exploradores han resultado ser no válidos.

Véanse las tablas proporcionadas en el CD adjunto a la presente relación final.

V. CONDICIONES METEOROLÓGICAS Y PRESUPUESTO DE ENERGÍA DE LAS ESTACIONES METEROROLÓGICAS AUTOMÁTICAS EN GLACIAR DEL CENTRO DEL CHILE: GLACIAR PIRÁMIDE

A cargo de Antonella Senese, Claudia Mihalcea, y Soazig Parouty

1. Glaciar Pirámide (Centro de Chile)

En la región central (32°-36° S), existen aproximadamente 1.500 glaciares con más de 1.000 km² de hielo (Rivera et al., 2000); agitados conflictos por la explotación de recursos del agua se están desarrollando a partir de la minería, agricultura, sectores urbanos e industriales (Rosegrant et al., 2000); la mayoría del agua de la región está saliendo de la nieve o escurrimientos de agua (Masiokas et al., 2006).

Pese a estar cerca de Santiago, el área más poblada de Chile, la zona glaciológica central ha sido pobremente estudiada. A parte del trabajo pionero de Lliboutry (1956), solo unos pocos estudios han tenido lugar en los Andes de Chile. Esto incluye los inventarios sobre glaciares que estiman que existe un área de glaciares mayor a km² (Marangunic, 1979; Valdivia, 1984). Otros estudios glaciológicos de esta región son de balances de energía (Corripio and Purves, 2005) y grosor del hielo (Rivera et al., 2001) mediciones, estudios de glaciar rocoso (Brenning, 2005) y, por primera vez en los Andes chilenos, la extracción de 5,5 m de largo de testigo de firn / hielo perforado desde la cumbre (5.300 m.s.n.m.) de Cerro El Plomo (Boliu et al., 2006).

A pesar de estos estudios, no se ha logrado ningún informe sobre el Glaciar Pirámide en particular, ubicado en la zona central de Chile (33° 36' S y 69° 54' W, figura V-1), por lo que este estudio representa el primer intento de mejorar el conocimiento sobre esta área a través de una estación automática y mediciones de ablación.

El Glaciar Pirámide es un glaciar cubierto de detrito, de aspecto sur. Generalmente en los glaciares cubiertos de detrito, el escombros supraglaciar cubre la parte más grande del área de ablación (Benn and Evans, 2010) influyendo así en sus variaciones a corto y largo plazo (Smiraglia et al., 2000; Diolaiuti et al., 2003a; Diolaiuti et al., 2009). Éstos glaciares son particularmente comunes en las altas cadenas de montaña de Asia (Diolaiuti et al., 2003b; Hewitt 2005; Mayer et al., 2006; Mihalcea et al., 2008b) y en Nueva Zelanda (Kirkbride and Warren, 1999; Kirkbride, 2010); por otra parte, están presentes en los Alpes (Thompson et al., 2000; Mihalcea et al., 2008a; Brock et al., 2010). Además, hay una creciente evidencia de que la recesión glaciar debida al calentamiento global conduce a un aumento general de las laderas supraglaciares, la mejora de la tasa de entrada de detritos para - glaciariamente movilizados desde cualquier base o pre-existentes depósitos de sedimentos. Por consiguiente, la cubierta

de detritos supraglaciares es propensa a la ampliación (Kellerer-Pirklbauer et al., 2008; Diolaiuti et al., 2009; Pelfini et al., 2012).

El grosor del detrito, afecta la ablación del hielo modificando el balance de energía de su superficie (e.g. Mihalcea et al., 2006; 2008a). De hecho esta capa aísla el hielo de la energía proveniente de la atmósfera, disminuyendo la energía neta efectiva en el interfaz detrito-hielo. Generalmente el origen del polvo supraglacial son la erosión de los lados rocosos de la Cuenca del glaciar y los siguientes procesos de meteorización.

Debido a estas características, el Glaciar Pirámide podría representar un glaciar de referencia en la red chilena.

Por otro lado debido a la capa inestable de detrito, es bastante difícil administrar una estación meteorológica automática sobre la superficie del glaciar por más de una temporada (véase el experimento en el Glaciar Venerocolo en Italia, Diolaiuti et al., 2011). Por esta razón las AWS en el Glaciar Pirámide se han trabajado y analizado por aproximadamente un mes.

También, la importancia de estudiar este tipo de glaciar es que la cubierta de detritos puede ocupar un rol significativo en la hidrología glaciar. Mattson (2000) demostró que la cubierta de detrito en el Glaciar Dome actúa como regulador de caudal produciendo variaciones anuales de la descarga volumétrica de sólo el 1% entre 1994 y 1995, comparado con el 24% del Glaciar Athabaska sin detrito. Esto ocurre comúnmente debido a los cambios en el contenido húmedo de la cubierta de detrito entre las temporadas de campo. Cuando las condiciones atmosféricas son cálidas y secas, y existe suficiente y abundante energía para derretir, la cubierta de detritos retarda la transferencia de energía al hielo por su baja conductividad térmica. Cuando las condiciones atmosféricas son frías y húmedas, y existe poca energía disponible para derretir, la cubierta de detrito promueve la transferencia de energía al hielo por su acrecentada conductividad térmica. Esto supondría que un glaciar cubierto por detrito no es tan sensible a los cambios del clima como si lo es un glaciar libre de detritos.

La parte central de Chile (32°–36° S) está caracterizada por un clima mediterráneo, con inviernos ligeramente húmedos y veranos secos. Los veranos son casi permanentemente afectados por el bloqueo de una celda de alta presión sobre el sudeste del océano Pacífico, mientras durante el invierno (mayormente concentrado entre mayo y septiembre) los vientos del oeste pueden alcanzar esta región y generar precipitaciones frontales y orográficas (Rütlant and Fuenzalida, 1991). La precipitación a grandes alturas (sobre 2500 m.s.n.m.) fluctúa entre $<500 \text{ mm a}^{-1}$ en la zona semi árida septentrional hasta los 2500 mm a^{-1} en el 36° S. La isoterma de altitud de 0°C disminuye en el mismo rango latitudinal, desde cerca de los 4.000 m.s.n.m. en el 32°S hasta $< 3.000 \text{ m.s.n.m.}$ en el 36°S (Carrasco et al., 2005). Esto permite la presencia de una importante área de glaciares en las montañas de la región (Rivera et al., 2000). Las variaciones en la línea de nieves (límite de las nieves perpetuas / línea de nieve) desde 1975 mostraron un calentamiento en la media tropósfera con un aumento en la elevación de la isoterma de 0°C, de $122 \pm 8 \text{ m}$ en invierno, y $200 \pm 6 \text{ m}$ en verano (Carrasco et al., 2005). Durante el mismo periodo, la ocurrencia de varios eventos de El Niño – Southern Oscillation (ENSO) ha afectado directamente el

escurrimiento del agua (Waylen and Caviedes, 1990) y el equilibrio de la masa del glaciar. Esto ha sido sistemáticamente observado en el Glaciar Echaurren Norte (33° S, 35° S) donde los balances positivos de masa han sido medidos durante años de El Niño, mientras que los negativos han sido observados durante eventos de La Niña (Escobar et al., 1995).

2. Mediciones de ablación en la lengua del Glaciar Pirámide

El 18 de enero de 2012, 7 balizas de ablación (8 m de largo) fueron instaladas en el área cubierta de detritos partiendo por una elevación de 3.391 m y luego con un intervalo de 1 km: 5 a lo largo de la principal línea de flujo del glaciar (balizas 1, 2, 3, 4 y 7) y tres (balizas 4, 5 y 6) fueron instaladas en un corte transversal (figura V-1). En marzo otra estaca (la número 8) fue instalada a 3.950 m.s.n.m. en un área libre de detrito (esto es, hielo limpio o descubierto) completando el corte longitudinal.

Debido a la rápida tasa de ablación y a la dinámica del glaciar y movimiento de roca que se ha fragmentado posiblemente en la parte más alta del glaciar en el que están instaladas las balizas, el 18 de abril sólo 4 balizas fueron medidas (tabla V-1). Parece ser que la presencia de nieve ha escondido la corta parte restante de las balizas emergentes, dificultando encontrarlas.

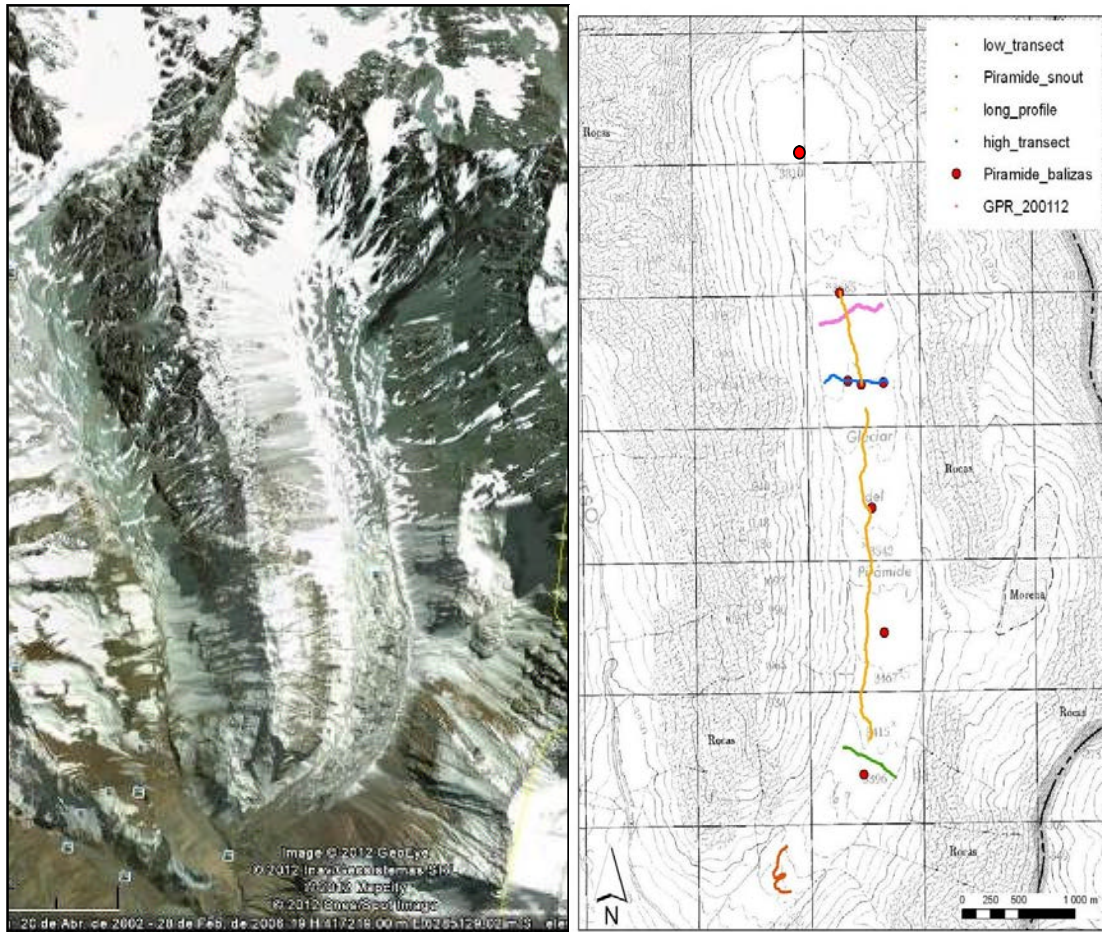


Figura V-1: Fotografía y mapa del Glaciar Pirámide.

A la izquierda, foto del Glaciar (Google Earth). A la derecha, la ubicación de las 8 balizas (marcadas en rojo). La estación meteorológica automática está ubicada cerca de la baliza 4.

Baliza	Monto total de ablación (cm)	Velocidad de ablación diaria (cm)	Altura (m.s.n.m.)	Grosor del detrito (cm)
1			3391,5	11
2			3490,9	27
3	54	0,59	3672,4	53
4	55	0,61	3587,6	26
5	76	0,83	3685,1	5
6			3685,2	7
7	97	1,05	3748,4	10
8			3950,0	0

Tabla V-1: Ablación total, velocidad de ablación, altura y grosor de detrito en balizas. Los valores se refieren al período entre el 18 de enero y 19 de abril de 2012.

3. Estación Meteorológica Automática en la lengua del Glaciar Pirámide.

Una estación meteorológica automática (AWS – Automatic Weather Station) fue instalada el 23 de marzo cercana a la baliza 4, registrando temperatura del aire, humedad relativa del aire, velocidad y dirección del viento, a 3 niveles diferentes, esto es, a 0,5 m, 2 m y 4 m sobre la superficie (figuras V-1, V-2 y tabla V-2). El sensor de radiación (CNR4) fue instalado en el nivel más bajo (0,5 m), por consiguiente la radiación (onda larga y corta) de la superficie no puede ser considerada completamente válida (WMO, 2008: el mínimo de altura del radiómetro es 1,5 m por sobre la superficie). Finalmente el sensor de presión atmosférica está dentro de la caja del registrador o logger.

El período analizado va desde el 23 de marzo al 29 de mayo de 2012 que corresponde casi al final de la temporada de ablación y al comienzo del período de acumulación.

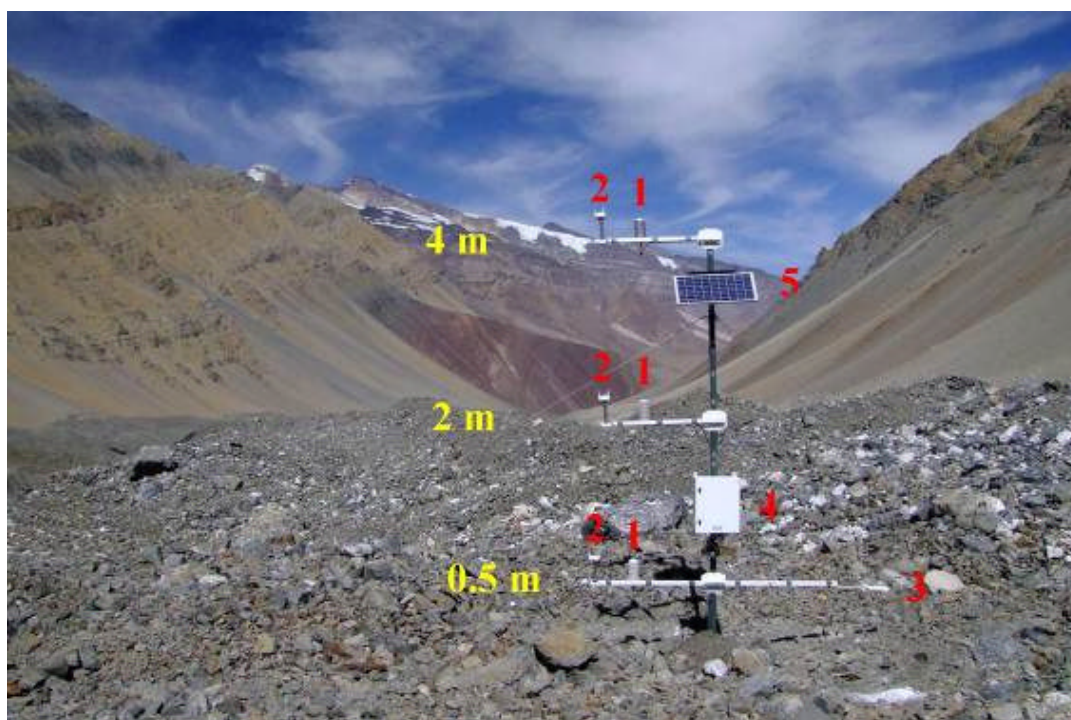


Figura V-2: Estación meteorológica automática en la lengua de ablación.

Los tres niveles de medición son mostrados en amarillo y los instrumentos son señalados con números rojos: 1) termo-higrómetro, 2) velocidad y dirección del viento, 3) radiómetro neto CNR4, 4) barómetro dentro de la caja del logger y 5) paneles solares. (Foto de R. Colucci)

Elementos	Instrumentos	Fabricante	Altura sobre la superficie	Alcance	Precisión
Data-logger		Vaisala QML201A	1 m		
Temperatura del aire	Termo-higrómetro	Vaisala HMP155	0,5-2-4 m	-80/+60 °C	± (0,226-0,0028) °C
Humedad relativa				0/100%	± (1,0+0,008) %
Presión atmosférica	Barómetro Aneroide	Vaisala PMT16A	1 m (en caja del logger)	500/1100 hPa	±0,3 hPa
Velocidad del viento		Vaisala WMS 301	0,5-2-4 m	0,5/60 m/s	±0,3 m/s
Dirección del viento					
Radiación de onda corta	Pyranometro	Kipp&Zonen CNR4	0,5 m	305-2800 nm	
Radiación de onda larga	Pyrgeometro			4,5/42 μm	

Tabla V-2: Especificaciones instrumentos de la Estación Meteorológica Automática.

4. Datos Meteorológicos a los 0,5 m, 2 m y 4 m por sobre la superficie desde el 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

Los parámetros meteorológicos han sido analizados entre el 23 de marzo y el 29 de mayo de 2012 para caracterizar el área en una escala micro meteorológica. Luego el fin de la temporada de ablación y el comienzo de la de acumulación son investigados. En particular los tres niveles de medición son examinados: 0,5m, 2m y 4m por sobre la superficie. Debido a la inapropiada altura por sobre la superficie del radiómetro, la medición de radiación solar puede ser afectada por error. Por otro lado, las mediciones de radiación de onda larga son inválidas hasta el 19 de abril. Los sensores a 0,5m sobre la superficie parecen no haber funcionado correctamente desde el 27 de mayo.

4.1 Temperatura del aire

Analizando la media de temperatura por hora a los tres niveles (gráfico V-1), resulta una mayor variación diaria en el fondo que en el nivel más alto (véase también gráficos V-2, V-3 y V-4). Esto es correcto debido a la presencia de detrito grueso en la superficie del hielo. De hecho la roca es caracterizada por un bajo albedo y un bajo calor específico, por lo tanto se calienta más rápido que por ejemplo, el agua. En cambio con un hielo limpio, la temperatura de la superficie no excede la temperatura de derretimiento y el aire bajo la superficie resulta más frío. Esto puede ser más notorio comparando estos datos con la temperatura del aire a 1,5 m, registrado en el Glaciar Exploradores en el mismo periodo (gráfico V-3): incluso a diferente latitud y altura, en una superficie libre de detrito la temperatura del aire resulta más fría.

Desde el 5 de abril las temperaturas se hacen más frías con valores negativos en las horas de la noche. Esto parece correcto porque ocurre con el final de la temporada de ablación, que termina generalmente en abril (ver también gráfico V-4). De hecho las temperaturas de marzo son mucho más altas que los valores de mayo.

El registro máximo por hora (definido como la diferencia entre el valor máximo y mínimo, ΔT) es registrado el 6 de abril a las 11:00 (6,8°C) a los 0,5 m, el 30 de marzo a las 11:00 (6,17°C) a los 2 m y el 15 de abril a las 12:00 (6,02°C) a los 4m. En la parte inferior la ΔT diaria (figura V-4) varía desde 4,39°C a 14,43°C (el 29/03), a los 2 m desde 3,56°C a 13,55°C (el 06/05) y en el nivel más alto desde 3,61°C a 13,53°C (el 06/05). Para los tres niveles el rango más bajo es registrado el 26 de mayo.

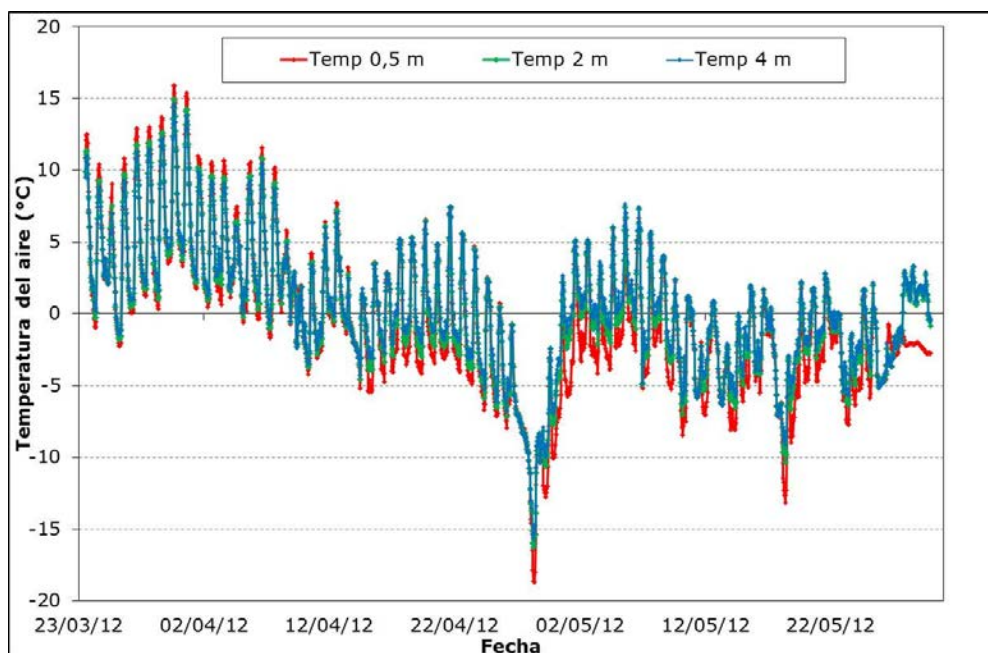


Gráfico V-1: El promedio por hora de la temperatura del aire a tres niveles. Período: desde el 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

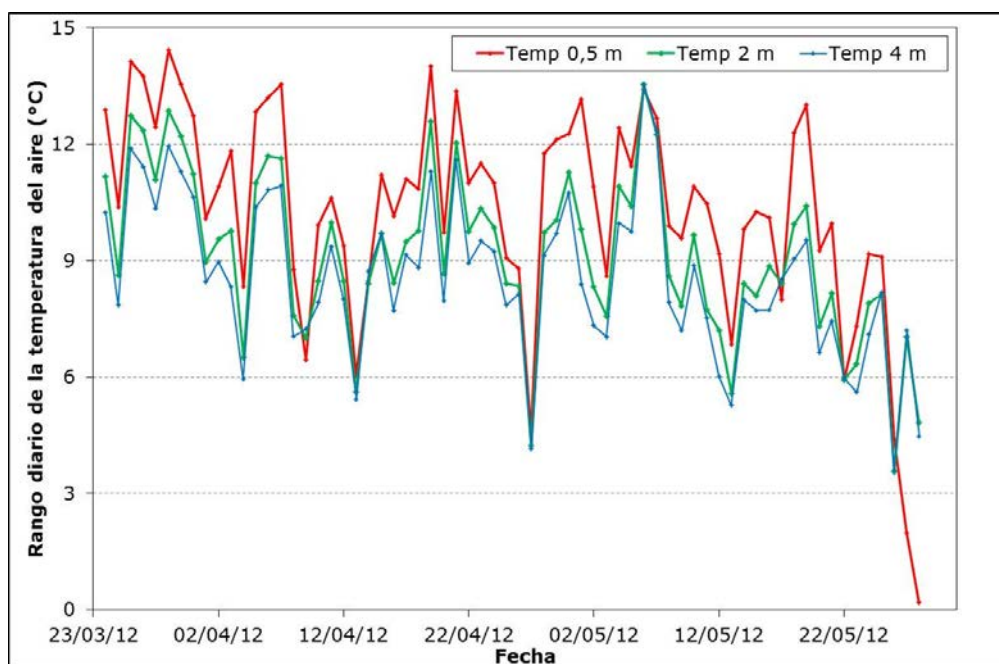


Gráfico V-2: Rango diario de la temperatura del aire a tres niveles. Período: desde el 24 de marzo al 29 de mayo de 2012.

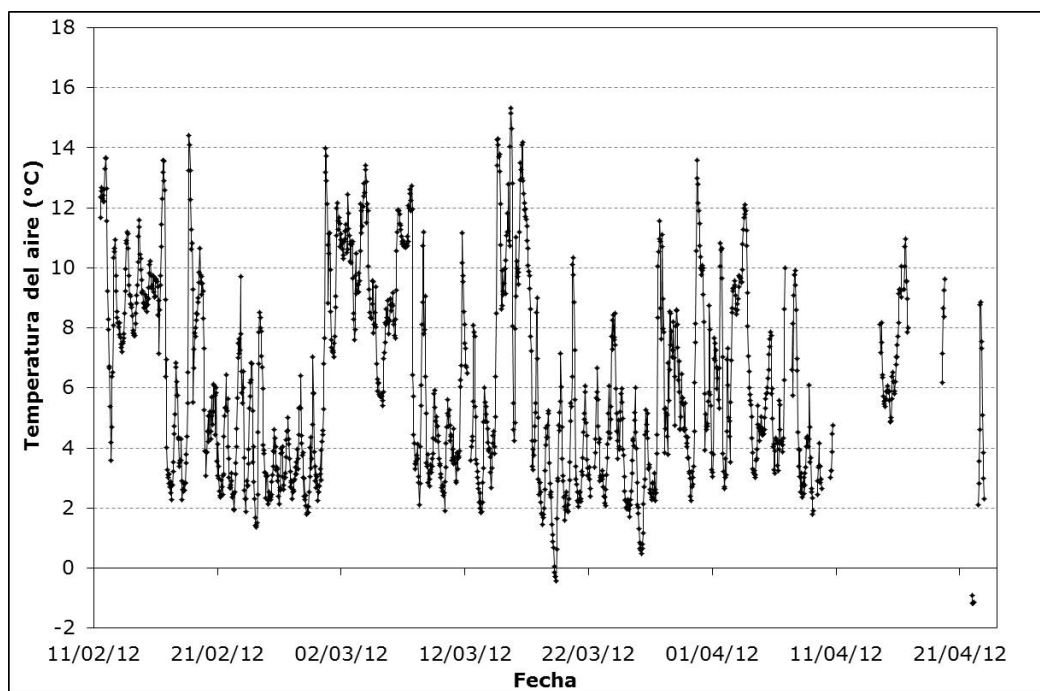


Gráfico V-3: Promedio de la temperatura del aire por hora registrado en el Glaciar Exploradores. Período: 11 de febrero al 22 de abril de 2012.

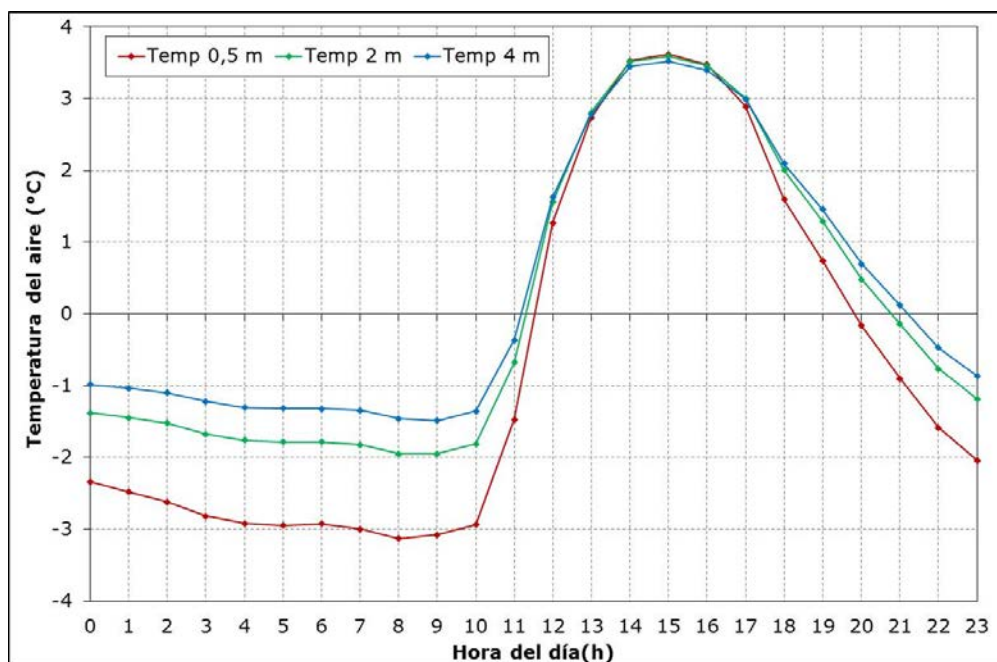


Gráfico V-4: Ciclo medio diario de la temperatura del aire a tres niveles.
Período: del 24 de marzo al 29 de mayo de 2012.

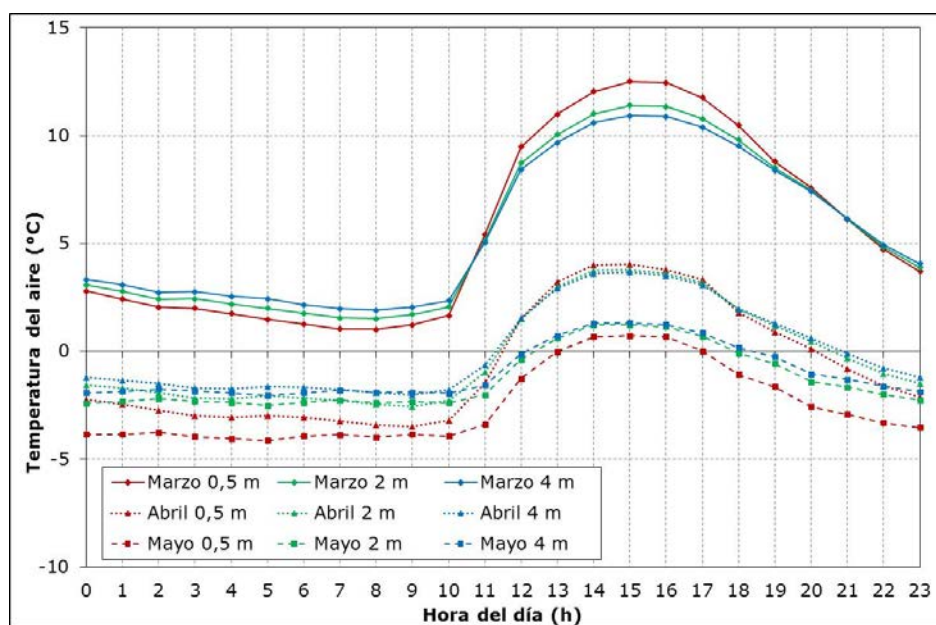


Gráfico V-5: Media del ciclo diario de la temperatura del aire a tres niveles por mes.
Período: del 24 de marzo al 29 de mayo de 2012.

El gráfico V-6 muestra la media de las temperaturas diarias a tres niveles, en particular el primer día es excluido porque la recolección de datos comienza en la tarde del 23 de marzo. Estos tres registros son caracterizados por la misma tendencia y porque los sensores bajos registran generalmente valores más fríos (excepto hasta el 13 de abril): una gradiente más evidente entre la vertical, aparece desde la mitad de abril. Esto debido a la caída de nieve que cubría la superficie, disminuyendo la temperatura del aire arriba.

Los valores más altos y más bajos de la media de temperatura del aire diaria durante el período analizado son $-12,83^{\circ}\text{C}$ y $+8,24^{\circ}\text{C}$ a 0,5 m, $-11,38^{\circ}\text{C}$ y $+8,21^{\circ}\text{C}$ a 2 m, y $-11,63^{\circ}\text{C}$ y $+8,33^{\circ}\text{C}$, todos registrados el 28 de abril y 30 de marzo respectivamente (tabla V-3).

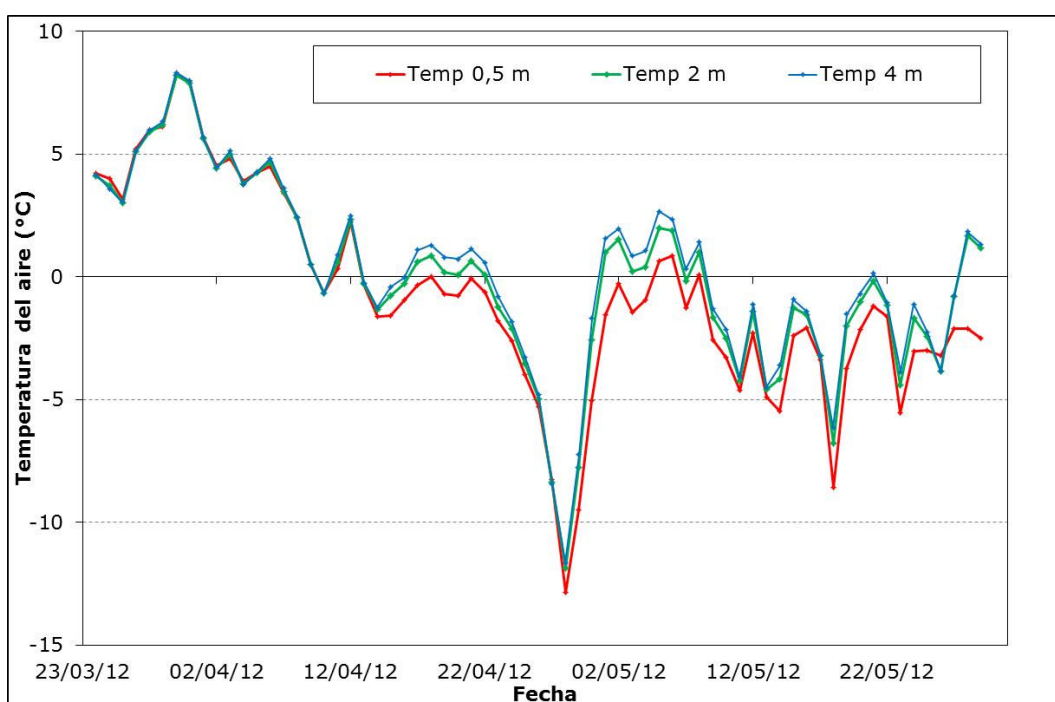


Gráfico V-6: Media de la temperatura diaria del aire a tres niveles.
Período: del 24 de marzo al 29 de mayo de 2012.

Nivel	Mes	Promedio (°C)	Mín (°C)	Máx (°C)
T 0,5 m	Marzo-12	+ 5,62	+ 3,16	+ 8,24
	Abril-12	-0,91	-12,83	+ 4,83
	Mayo-12	-2,57	-8,57	+ 0,85
T 2 m	Marzo-12	+ 5,52	+ 3,02	+ 8,21
	Abril-12	-0,35	-11,86	+ 4,99
	Mayo-12	-1,39	-6,77	+ 1,99
T 4 m	Marzo-12	+ 5,57	+ 3,04	+ 8,33
	Abril-12	-0,09	-11,63	+ 5,13
	Mayo-12	-1,05	-6,13	+ 2,67

Tabla V-3: Temperatura media mensual, mínima y máximo diaria, a tres niveles.

La altura de la isoterma 0°C ($Z_{0^{\circ}\text{C}}$) puede ser estimada desde la temperatura del aire (T_{AWS}) y la gradiente vertical de temperatura (Γ):

$$Z_{0^{\circ}\text{C}} = (T_{\text{AWS}} / \Gamma) + Z_{\text{AWS}} \quad (1)$$

Donde Z_{AWS} es 3590 m.s.n.m.

El modelamiento de distribución de temperatura en glaciares de montaña se ocupa de problemas que no son encontrados normalmente, por ejemplo, con el modelamiento de capas de hielo polar o casquetes de hielo (Paterson, 1994). Estos problemas principalmente consideran la altura, las gradientes poco uniformes de parámetros geométricos (inclinación, grosor), velocidades del flujo, equilibrio de la masa neta y temperaturas de la superficie. Por estas razones, en el cálculo de la variación de temperatura justo arriba de la superficial a lo largo de los glaciares, la gradiente vertical generalmente es asumida como constante: ej. Oerlemans and Hoogendoorn (1989), Grisogono and Oerlemans (2001), y Huss et al. (2010) usaba 6,5 K/km, la gradiente vertical del aire libre húmedo adiabático. Debido a la ausencia de datos de precipitación, una distinción entre una gradiente vertical adiabática húmeda y seca no es realizada.

Para todo el período analizado la isoterma 0°C resulta a los 1426-4682 m.s.n.m. calculados a partir de los tres niveles de temperatura (gráfico V-7).



Gráfico V-7: Altura diaria de la isoterma 0°C calculada a partir de los datos desde el 24 de marzo al 29 de mayo de 2012.

4.2 Humedad Relativa

Respecto a la humedad relativa (gráficos V-8, V-9 y V-10), ésta resulta menos que 50% hasta el 10 de abril, luego sube hasta 94%. El 13 de abril la humedad sube nuevamente cuando cae nieve. De hecho comparada con la temperatura del aire (gráfico V-11), en ocurrencia con estos altos valores de humedad la temperatura resulta menos que 0°C. Por otro lado, desde la primera nevada la humedad abajo resulta más alta que en los otros dos niveles: esto es correcto, debido a la presencia de nieve en la superficie de detrito que afecta las condiciones de humedad del aire inmediatamente arriba. Esto aparece más evidente en el gráfico V-10, en la cual se muestra un ciclo diario para cada mes: los valores de mayo a 0,5 m son mucho más altos que los datos del mismo período a 2 y 4 m.

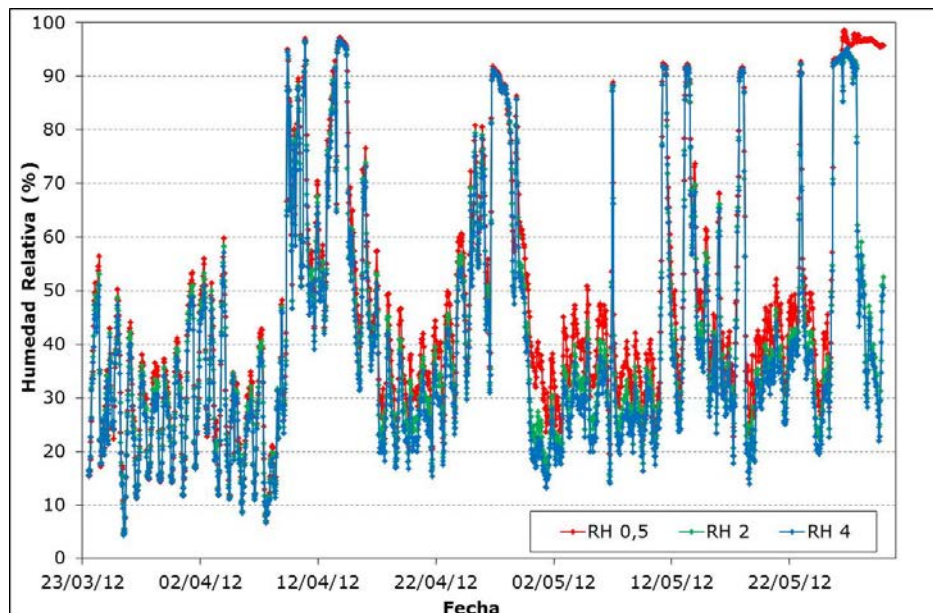


Gráfico V-8: Media de los valores por hora de humedad relativa (RH) a tres niveles. Período: del 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

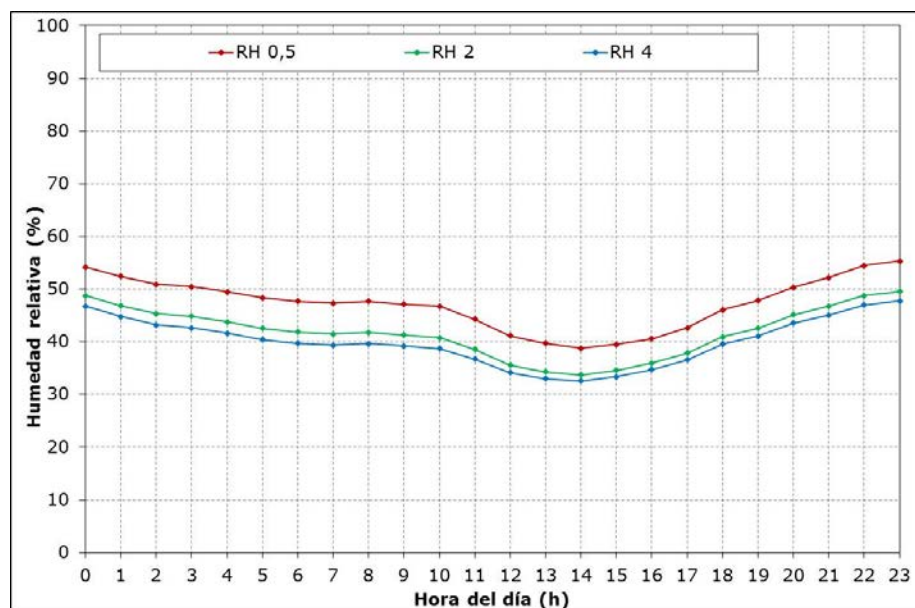


Gráfico V-9: Media del ciclo diario de humedad relativa (RH) a tres niveles. Período: del 24 de marzo al 29 de mayo de 2012.

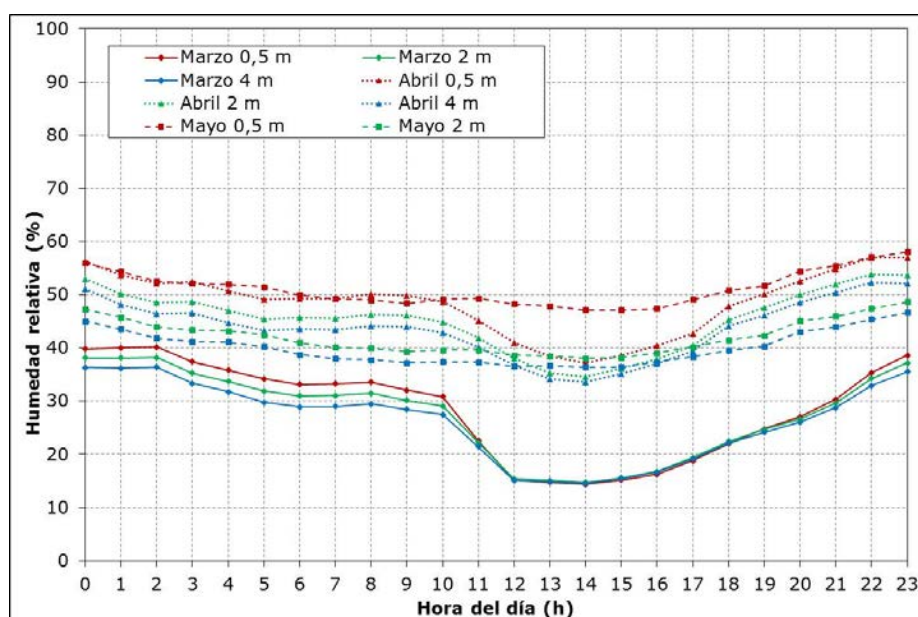


Gráfico V-10: Media del ciclo diario de humedad relativa a tres niveles, por mes. Período: del 24 de marzo al 29 de mayo de 2012.

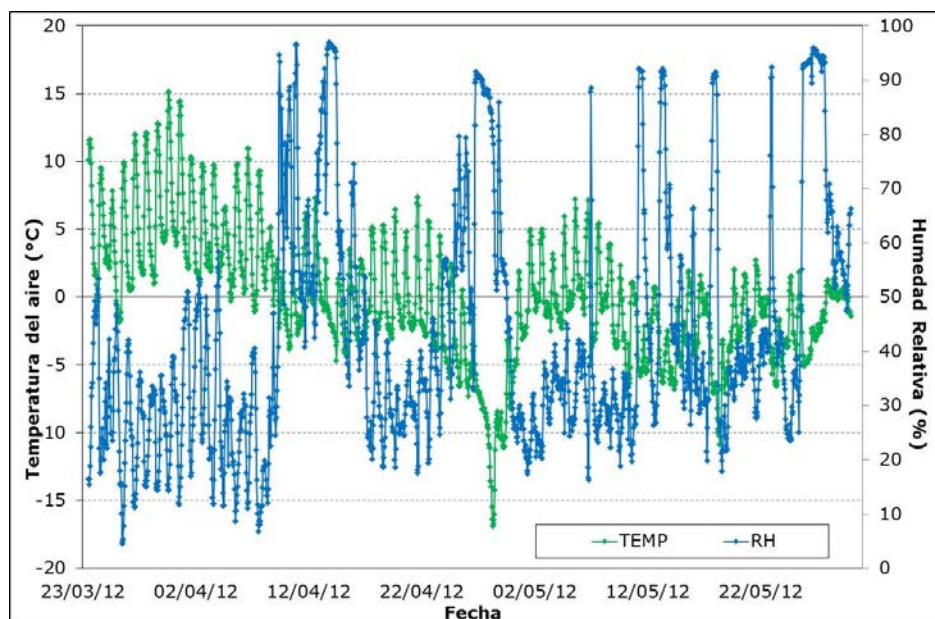


Gráfico V-11: Media de valores horarios de temperatura y humedad relativa promediados entre los tres niveles. Período: del 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

4.3 Presión atmosférica

Debido a la gran altura (alrededor de 3.590 m.s.n.m.), la presión atmosférica resulta en el rango de 652,06 hPa (el 27 de mayo a las 02:00) – 669,24 hPa (el 30 de marzo a las 22:00) (gráfico V-12). Analizando presión con temperatura, resulta que las temperaturas más bajas se producen con antelación por una menor presión (gráfico V-13).

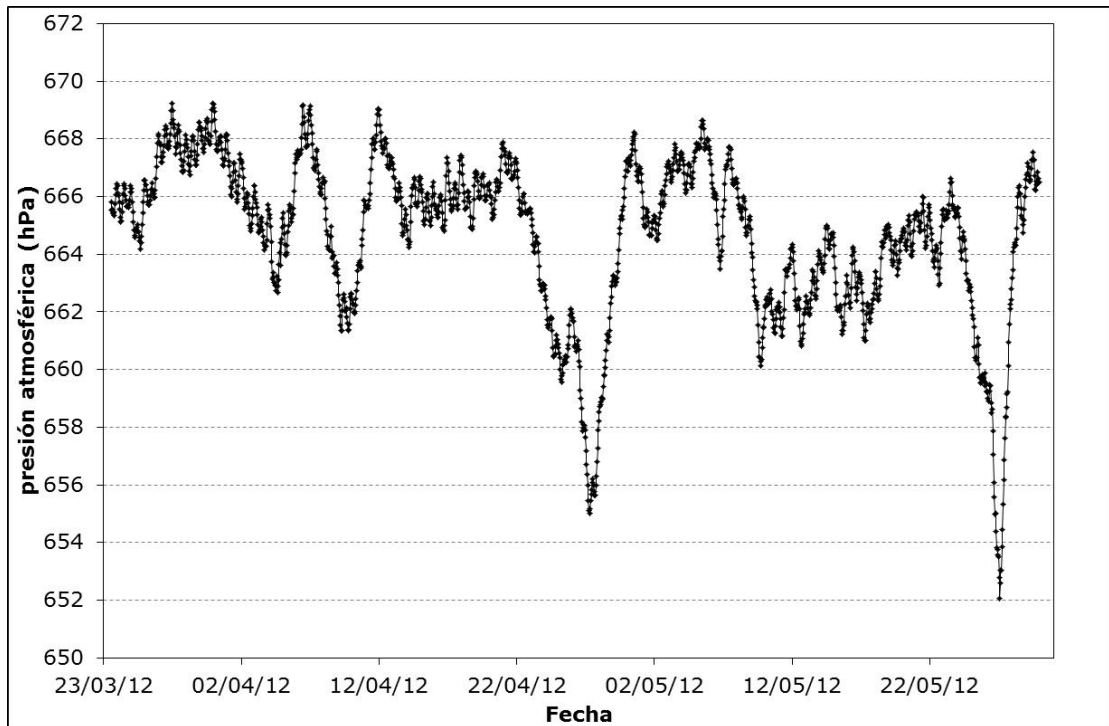


Gráfico V-12: Media de los valores de presión atmosférica por hora.
Período: del 23 de marzo al 26 de mayo de 2012.

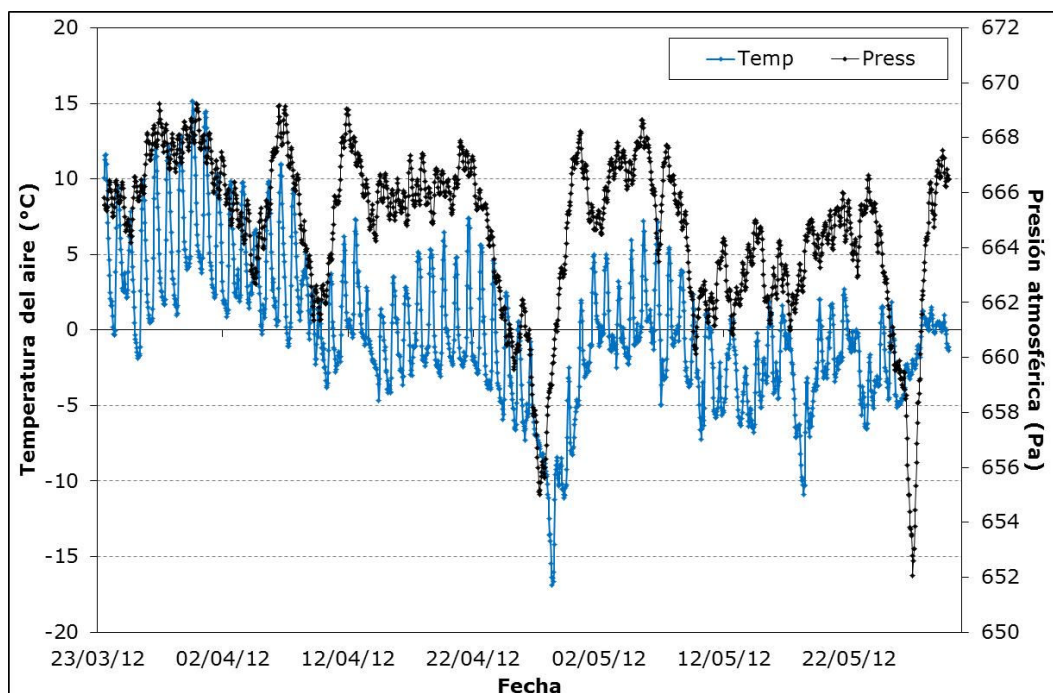


Gráfico V-13: Valores de temperatura por hora (promediados entre los tres niveles) y presión atmosférica. Período: del 23 de marzo y el 29 de mayo de 2012.

4.4 Dirección y velocidad del viento

El Glaciar Pirámide está bien protegido y no hay fuertes vientos a su alrededor (gráficos V-14, V-15 y V-16). La máxima velocidad es alcanzada el 06/05 a las 7:00 (9,01 m/s a 0,5 m), el 27/05 a las 4:00 (11,03 m/s y 11,87 m/s a 2m y 4m, respectivamente). Promediando todas las horas del día, la menor velocidad ocurre al medio día y la más alta a las 16:00 (gráfico V-15). Como era esperado en el nivel más alto la velocidad es mayor debido al efecto de la fricción con la superficie. Marzo es caracterizado por la mayor variación y mayo por la menor. Más aún en este mes hay dos picos de mínimos: al medio día y en el atardecer (gráfico V-16).

La velocidad del viento no está correlacionada con la temperatura del aire o la humedad relativa (gráficos V-17 y V-18). Entonces en el Glaciar Pirámide no ocurre el fenómeno de Föhn observado en el Glaciar Exploradores en el norte de la Patagonia (durante febrero - abril 2012) o en el Glaciar Soler en el lado este de la parte norte de Patagonia (Kobayashi and Saito, 1985a; Fukami et al., 1987) y en los glaciares Moreno y Tyndall en el sur de la Patagonia (Takeuchi et al., 1995).

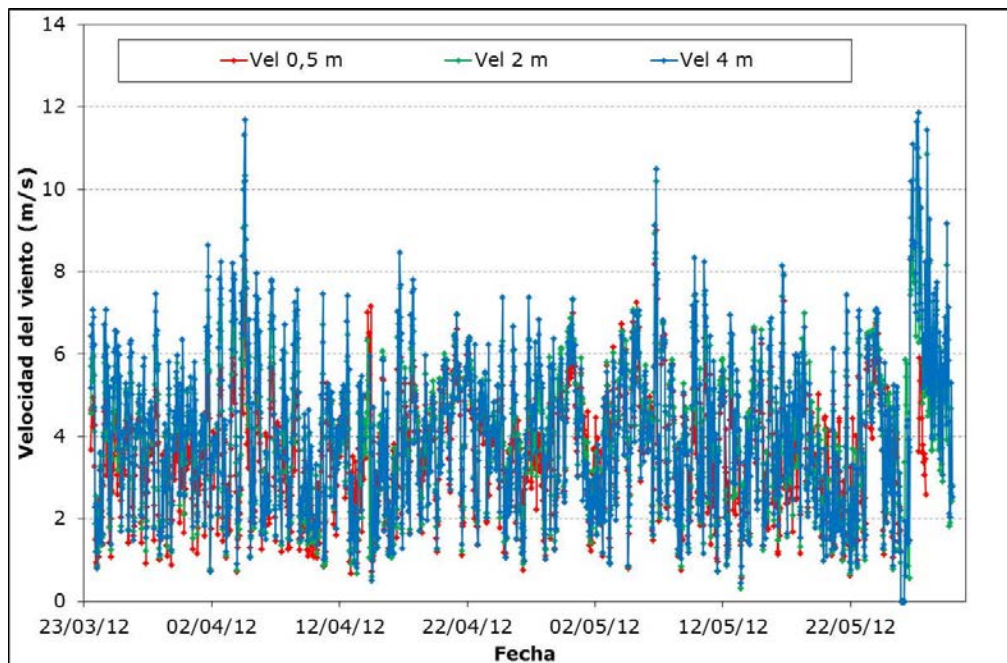


Gráfico V-14: Promedio de velocidad del viento por hora a tres niveles.
Período: del 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

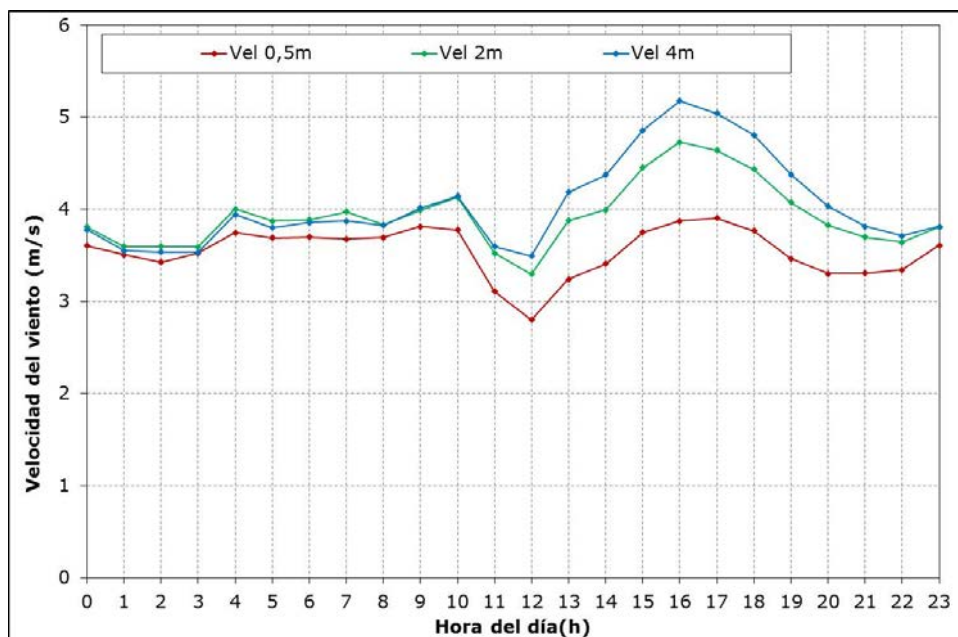


Gráfico V-15: Promedio del ciclo diario de la velocidad del viento a tres niveles.
Período: del 24 de marzo al 29 de mayo de 2012.

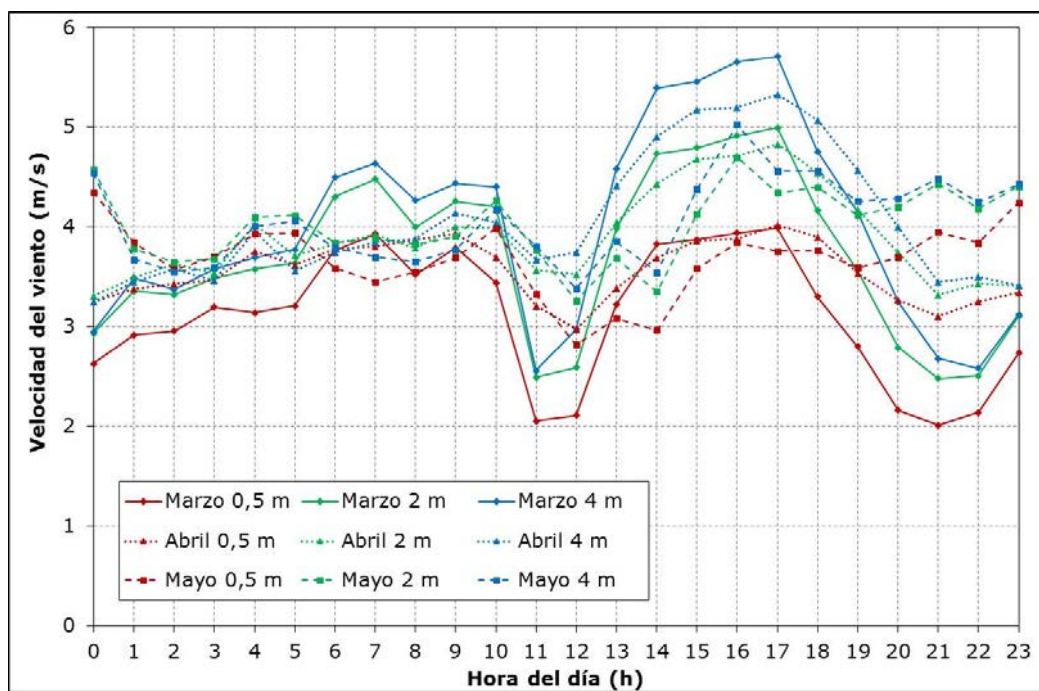


Gráfico V-16: Media del ciclo diario de velocidad del viento a tres niveles por mes. Período: del 24 de marzo al 29 de mayo de 2012.

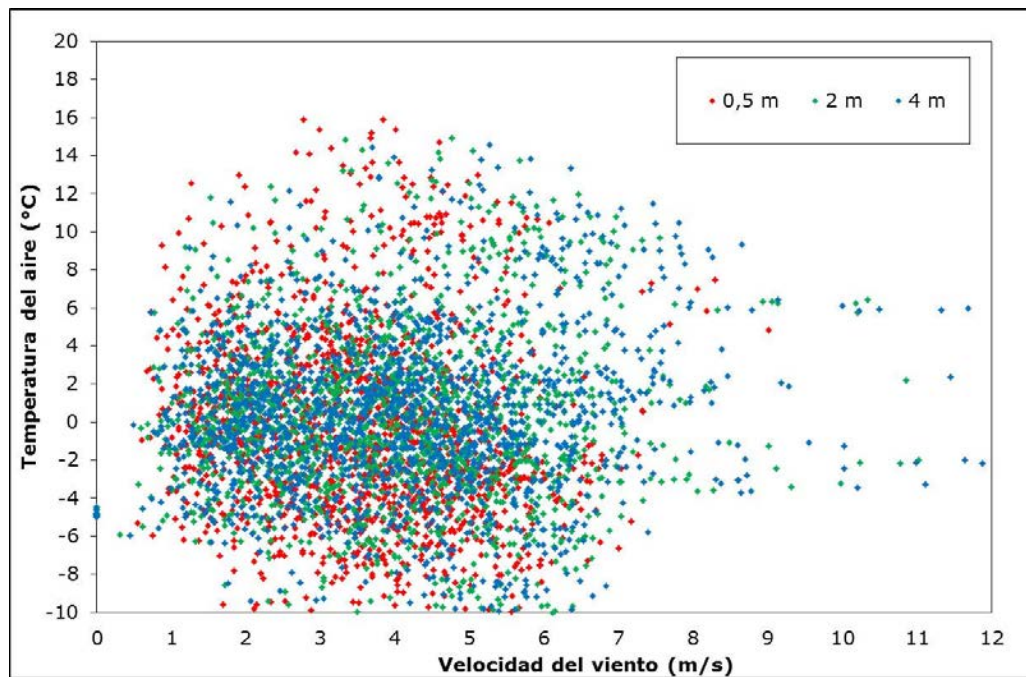


Gráfico V-17: Temperatura del aire en función de velocidad del viento, media horaria, tres niveles. Período: del 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

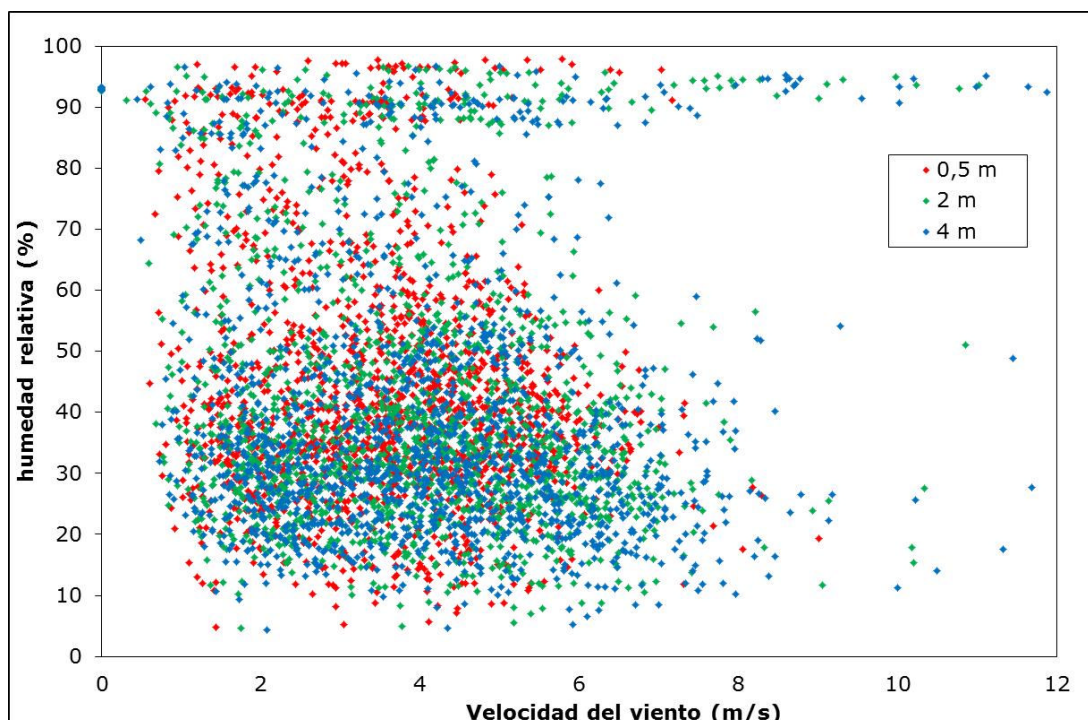


Gráfico V-18: Humedad relativa en función de velocidad del viento: medias por hora a tres niveles. Período: del 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

Respecto a los valores de dirección del viento (gráfico V-19), resultan dos proveniencias principales (esto es, más del 25% del Norte y menos de 10% del Sur). Como el glaciar es caracterizado por un aspecto hacia el sur, parece haber presencia de un sistema catabático. Condiciones catabáticas, de hecho, se refieren a vientos que fluyen hacia abajo en la gradiente topográfica o fuera del valle debido al enfriamiento de la superficie que entrega al aire una mejor densidad que el aire libre de la atmósfera (Senese et al, 2012).

Los vientos catabáticos han sido observados sobre terrenos inclinados de distintas escalas alrededor del mundo, incluyendo la Antártica (Mawson, 1915; Ball, 1956; 1957; Rees, 1991; Bromwich and Parish, 1998; Renfrew and Anderson, 2002), Groenlandia (Loewe, 1935; Broeke et al., 1994; Heinemann, 2002), Europa (Tollner, 1931; Ekhardt, 1934; Defant, 1951; Smeets et al., 1998; Oerlemans et al., 1999; Senese et al, 2012), Norte América (Tower, 1903; Buettner and Thyer, 1965; Horst and Doran, 1986; Clements et al., 1989; Doran et al., 2002; Moni et al., 2002; Haiden and Whiteman, 2005; Princevac et al., 2005), y el Mediterráneo (Martinez et al., 2006).

Analizando velocidad y dirección del viento (figura V-22), resulta que la velocidad más alta ocurre cuando proviene del sur. Aún así, los valores más altos de velocidad (incluso no los más altos de todos) son caracterizados por tener origen en el norte según la orientación del glaciar: esa es la evidencia de un sistema catabático hasta ahora.

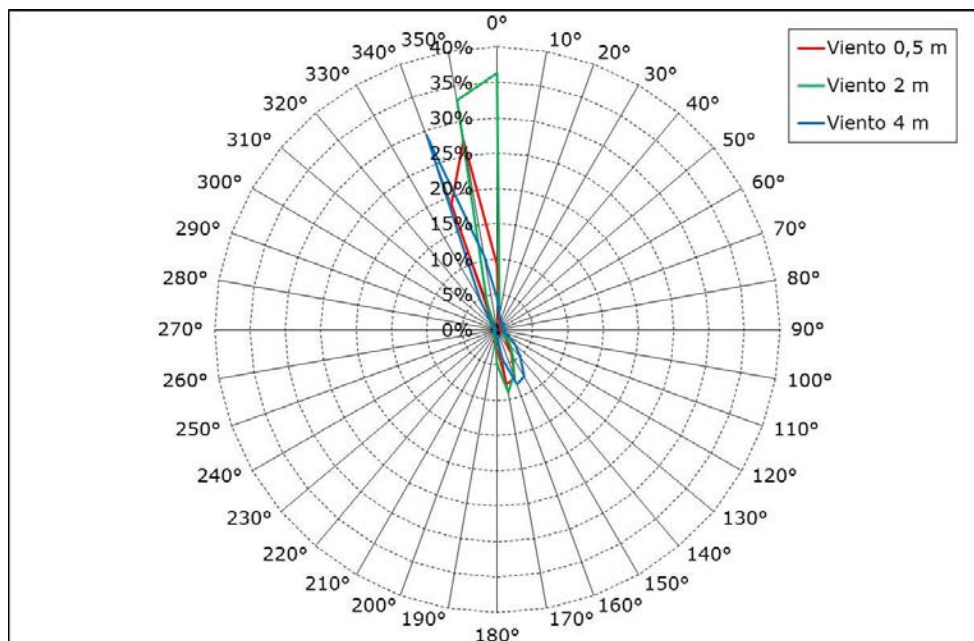


Gráfico V-19: Valores de dirección del viento por hora, se muestra el porcentaje de frecuencia. Período: 23 de marzo al 19 de abril de 2012.

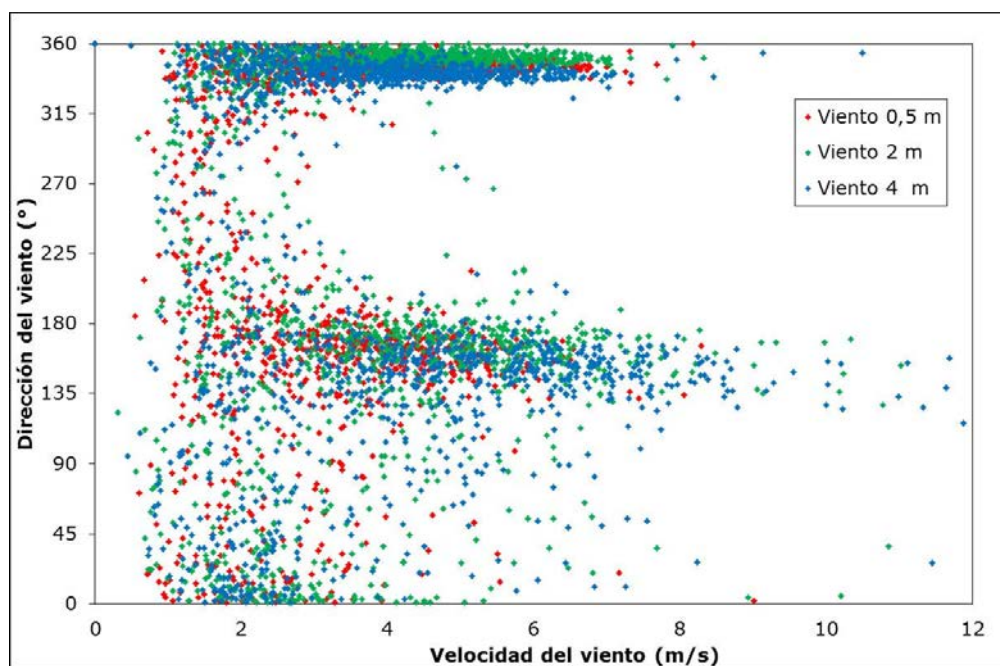


Gráfico V-20: Dirección del viento vs. velocidad, medias horarias a los tres niveles. Período: del 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

4.5 Radiación de onda corta entrante y saliente.

Los datos disponibles son hasta el 27 de abril de 2012, después de eso los valores medidos no tienen sentido (véase gráfico V-21).

Para recolectar datos correctamente, la altura del radiómetro por sobre la superficie debiera ser de 1 a 2 m (WMO, 2008). El sensor usado fue instalado a 0,5 m por lo tanto la radiación solar saliente no pudo ser considerada completamente válida sino afectada por un error. Como fue instalado sobre un área cubierta por detrito no es importante analizar los valores de albedo (esto es, la reflectividad, calculada dividiendo la radiación reflejada por la radiación entrante); en efecto, las propiedades físicas de la roca no cambian significativamente con los años.

Generalmente sobre un glaciar, el albedo de superficie tiene una gran variabilidad y depende de las propiedades físicas de la superficie (por ej. nieve o hielo puro) y en la cubierta de polvo (Paterson, 1994; Brock et al., 2000; Klok et al., 2003). La nieve fresca tiene el mayor albedo (0,9; Oerlemans, 2010). Este valor decrece con la metamorfosis de la nieve, hasta un valor de 0,3 que corresponde al hielo puro. (Oerlemans, 2010). El albedo depende también de las características de los cristales de hielo y la presencia de hielo derretido. El factor más importante de la variabilidad del albedo es la cubierta de detrito que tiene dos opuestos. Una fina capa de polvo o una no homogénea distribución del detrito reduce la reflectividad, aumentando el derretimiento (Oerlemans et al., 2009; Smiraglia, 1988), porque aísla el hielo de la radiación solar (esto es, glaciares cubiertos por detrito) (Mihalcea et al., 2008a; 2008b).

En los gráficos V-22, V-23, y V-24 se muestra la radiación saliente y entrante. El ciclo diario típico es al mismo tiempo evidente (véase también gráfico V-22): las máximas son al medio día y valores nulos durante las noches.

Los componentes radiativos son fundamentales para caracterizar la superficie del glaciar y las condiciones del aire. Por ejemplo, el albedo y la nubosidad son parámetros más importantes que determinan la cantidad de radiación solar absorbida en la superficie (aparte de efectos geométricos como el brillo): en la superficie del glaciar la radiación solar maneja el hielo y el derretimiento de la nieve. De la radiación entrante la condición de las nubes puede ser normalmente deducida cualitativamente: días nublados son marcados por valores más bajos de radiación solar entrante (ej. vea valores del 9 de abril en el gráfico V-22). De hecho, nubes y vapor de agua hacen que la emisividad de la atmósfera sea más grande. Por el contrario, la caída de nieve implica un mayor albedo, aumentando la radiación saliente (ej. vea valores del 14 de abril en el gráfico V-23). En total, durante el periodo analizado hubo 4 días en condiciones nubladas, 4 días con nubes pasajeras y 15 días con cubierta de nieve.

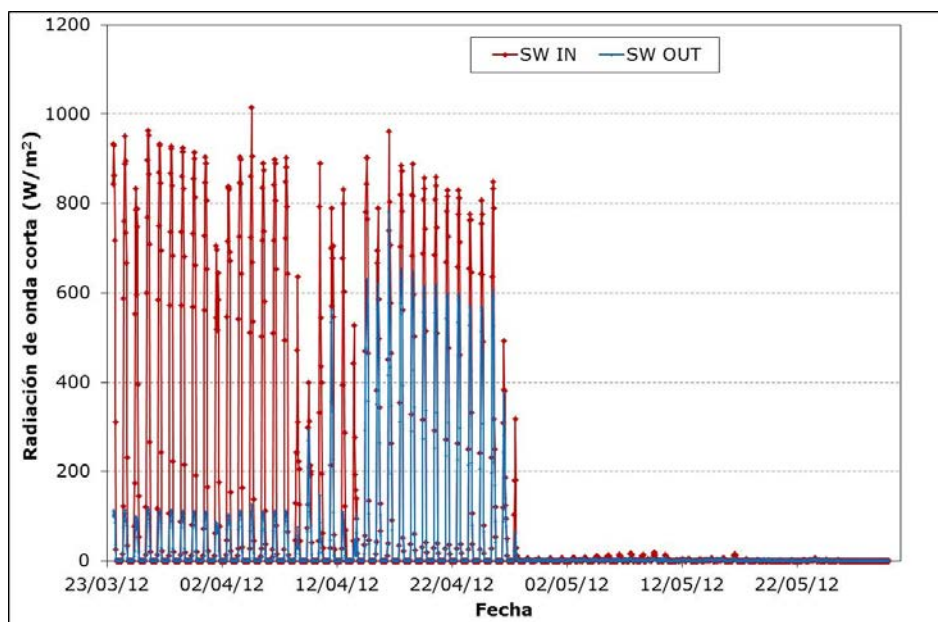


Gráfico V-21: Valores por hora de radiación entrante (SW IN) y saliente (SW OUT). Los valores de radiación solar saliente pueden estar afectados por errores. Período: del 23 de marzo hasta el 29 de Mayo de 2012.

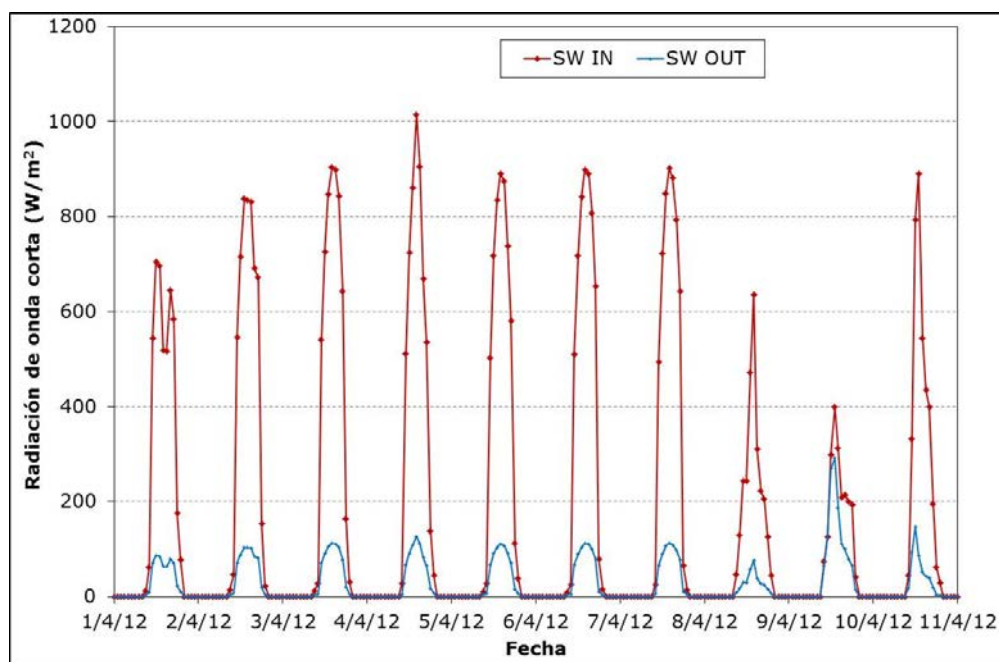


Gráfico V-22: Valores por hora radiación solar entrante (SW IN) y saliente (SW OUT). Los valores de radiación solar saliente pueden ser afectados por errores. Período: del 1 al 10 de abril de 2012.

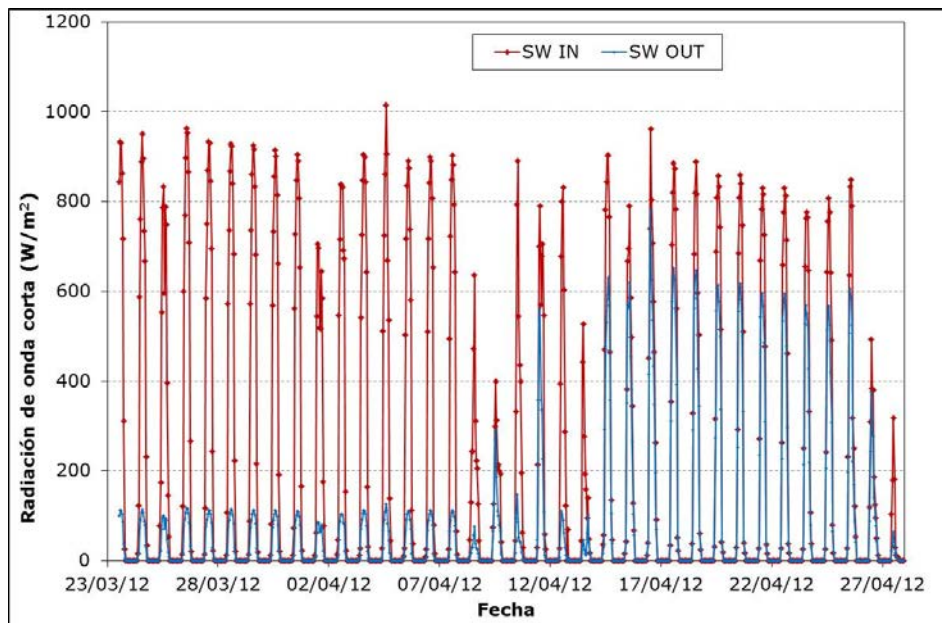


Gráfico V-23: Valores por hora radiación solar entrante (SW IN) y saliente (SW OUT). Período: del 23 de marzo al 27 de abril de 2012. El periodo caracterizado por valores sin sentido es omitido y los valores de radiación solar saliente pueden ser afectados por errores.

El gráfico V-24 muestra un diagrama disperso de radiación solar por hora entrante (SW IN) versus reflejados o salientes (SW OUT) medido por AWS. Aún si los valores de la radiación solar saliente no son completamente correctos, hay una clara agrupación en el diagrama y albedos característicos para la nieve y detritos que emergen (con un valor medio de 0,73 con respecto a la nieve y de 1,12 para los detritos). Otra agrupación corresponde a un albedo entre 0,15 y 0,30 (el gráfico V-24, puntos verdes); estos valores no son característicos para rocas ni nieve. Estos pueden referirse probablemente al inicio de una tormenta de nieve (que aumenta la reflectividad de la superficie) o también al derretimiento de nieve sucia. El umbral de 0,15 para discriminar la reflectividad de roca es determinado por un estudio previo de la lengua del Glaciar Forni (Italia) en el cual las variaciones del albedo son examinadas (Azzoni et al., en impresión).

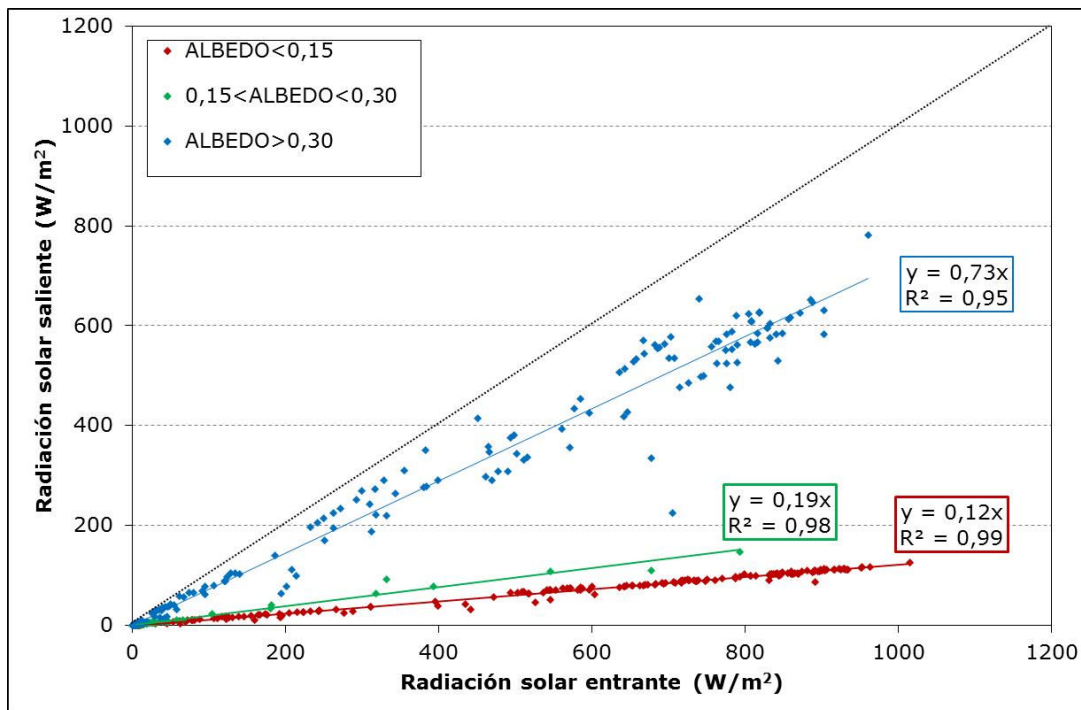


Gráfico V-24: Valores por hora de albedo para encontrar exposición de lugares cubiertos de detritos o de nieve desde el 23 de marzo al 27 de Abril de 2012. El período caracterizado por valores sin sentido está excluido del análisis.

4.6 Radiación de onda larga entrante y saliente

En cuanto a la radiación de ondas largas (gráfico V-25), los valores de entrada son inválidos y después del 26 de abril, los datos de radiación entrante y saliente coinciden. Es por esto que solo la radiación infrarroja saliente puede ser considerada como disponible hasta el 26 de abril, aún si se ve afectada por un error no cuantificable, como por ejemplo, que el sensor no esté ubicado a una altura apropiada sobre la superficie.

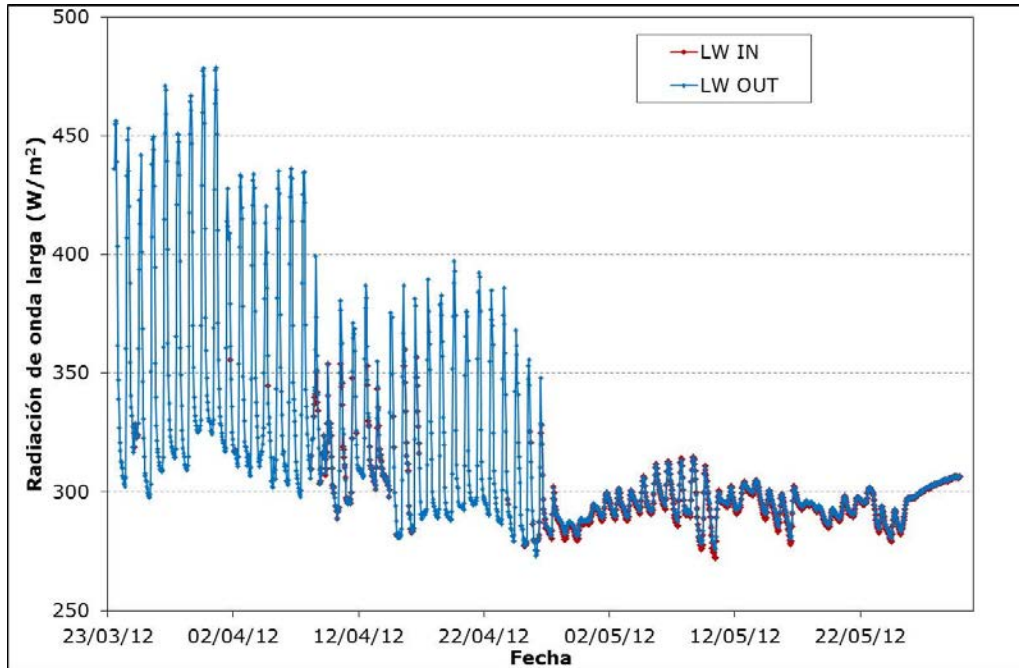


Gráfico V-25: Valores/hora radiación infrarroja entrante (LW IN) y saliente (LW OUT)
Período: del 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

Generalmente por la ley Stephen-Boltzmann, la temperatura de la superficie (T_s) y del cielo (T_{sky}) pueden ser estimadas a través de una radiación de onda larga emitida por la superficie y la atmósfera respectivamente:

$$T_s = (LW_{out} / (\sigma * \epsilon_{debris}))^{(1/4)} \quad (2)$$

$$T_{sky} = (LW_{in} / (\sigma * \epsilon_{sky}))^{(1/4)} \quad (3)$$

Donde σ es la constante de Stephan-Boltzmann, $5,67 * 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$, ϵ es la emisividad de detrito (ϵ_{debris} , se asume es igual a $0,98 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) y del cielo (ϵ_{sky}).

Debido a la incertidumbre de los datos, la comparación entre la temperatura de la superficie (T_s) y al menor nivel (i.e. 0,5m) se realiza (gráficoV-26). Estas dos bases de datos se caracterizan por el mismo ciclo diario, con valores extremos más intensivos de la temperatura de la superficie. Esto parece correcto, en efecto, la roca adquiere una temperatura mayor a la del aire a causa de sus propiedades físicas. El problema está en la imposibilidad de validar estos valores extremos por consecuencia de la altura donde se ubica el sensor sobre la superficie.

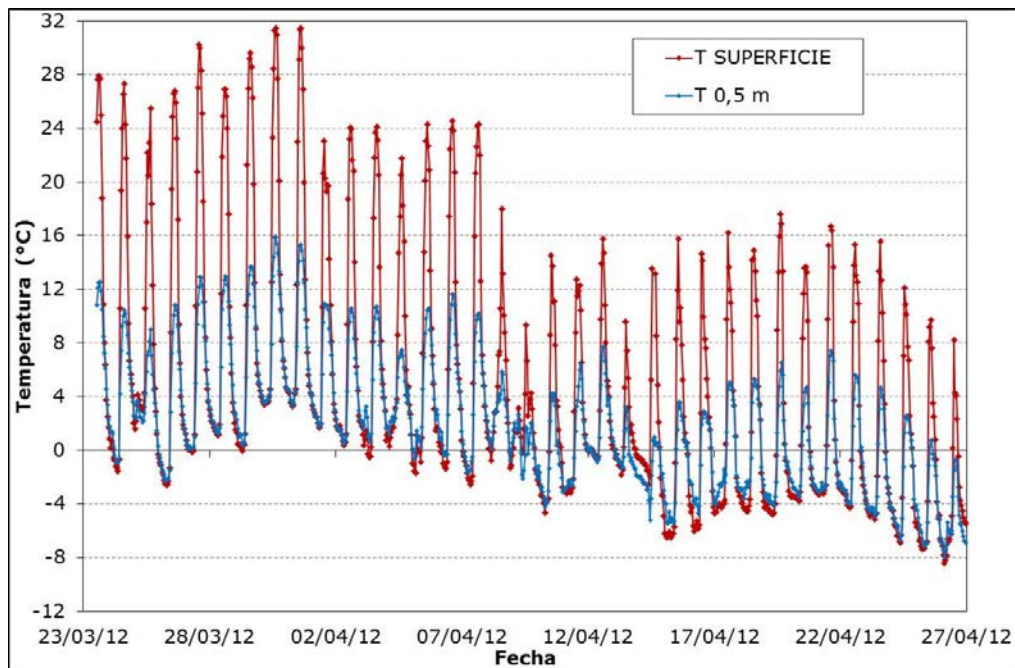


Gráfico V-26: Valores horarios de la temperatura de la superficie (calculado por la radiación de onda larga expedida) y de la temperatura del aire medida al nivel de 0,5 m. Período: del 23 de marzo al 26 de abril de 2012.

Comparando la temperatura del aire y radiación de ondas largas expedidas (gráfico V-27) se encuentra una correlación de 0,85. Este valor surge considerando los datos hasta el 26 de Abril (es decir 0,88 – gráfico V-28). La función que más se adecua a los datos es:

$$y = -0,0017x^3 + 0,3182x^2 + 6,6307x + 311,73 \quad (4)$$

Luego, a partir de esta ecuación, los datos LWout faltantes son estimados (gráfico V-29).

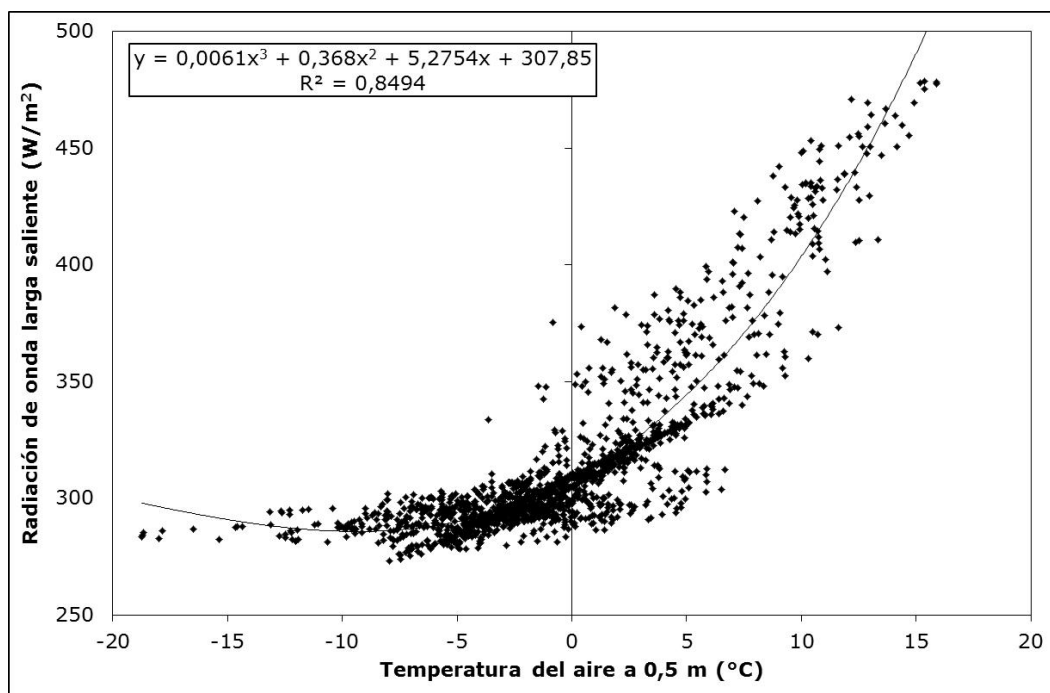


Gráfico V-27: Valores de radiación infrarroja liberada (LW OUT) en función de la temperatura del aire a 0,5 m por sobre la superficie.
Período: del 23 de marzo al 27 de mayo de 2012.

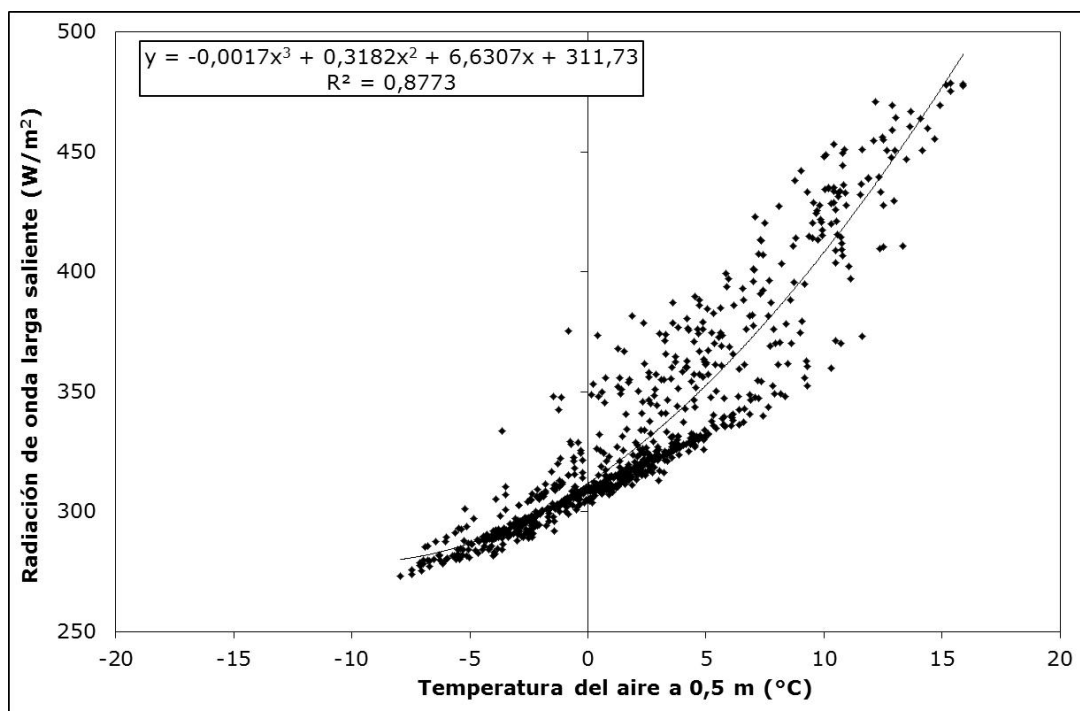


Gráfico V-28: Valores de radiación infrarroja liberada (LW OUT) en función de la temperatura del aire a 0,5 m por sobre la superficie.
Período: 23 de marzo al 26 de abril de 2012.

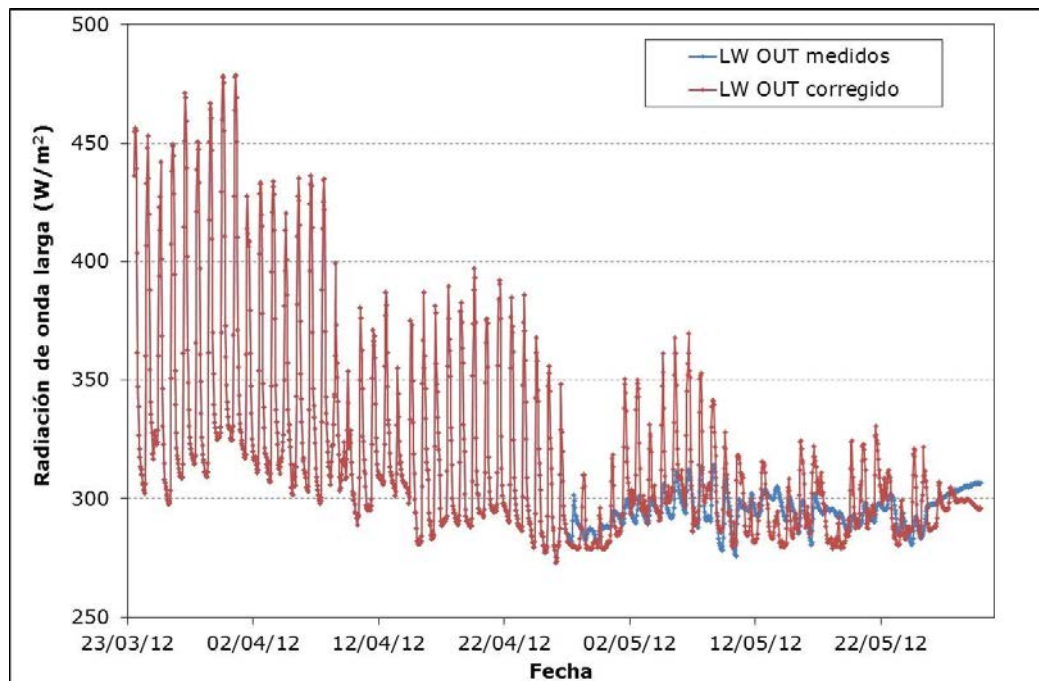


Gráfico V-29: Valores horarios de radiación infrarroja liberada (LW OUT) medidos y corregidos.
Período: 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

5. Cálculo de la fusión

A pesar de que muchos estudios han investigado el balance de la temperatura de la superficie en glaciares limpios o libres de detritos (Hock, 2005), aún faltan réplicas de los procesos que influyen a la nieve y el hielo cubiertos de detritos (Reid and Brock, 2010).

En glaciares cubiertos de detritos, la presencia de una capa continua de estos detritos modifica los flujos de energía de la superficie, lo que deriva en el ablandamiento del hielo. La cubierta de detritos hace que las tasas de ablandamiento sean mayores que las del hielo limpio cuando el espesor de los detritos es menor a un valor crítico (Mattson and others, 1993, Kayastha and others, 2000). Esto ocurre principalmente debido a la conductividad térmica de las rocas y del albedo de los detritos; este último es generalmente menor que la reflectividad ofrecida por el hielo limpio. Por el contrario, cuando la capa de detritos es mayor al valor crítico (lo que depende de la litología de las rocas, su tamaño, porosidad y su contenido de agua, y luego debería ser evaluado localmente por medio de experimentos de campo, ver Mattson et al., 1993 and Mihalcea et al., 2006) se reduce la magnitud y las tasas de fusión del hielo.

De hecho, las capas gruesas de detritos aíslan el hielo subyacente. Luego, el flujo de la energía de la superficie es usado principalmente para aumentar la temperatura de los detritos de la superficie y solo un residuo de la energía calórica conducida alcanza el

espacio entre el hielo y los detritos, reduciendo la energía disponible para la fusión (figura V-3).

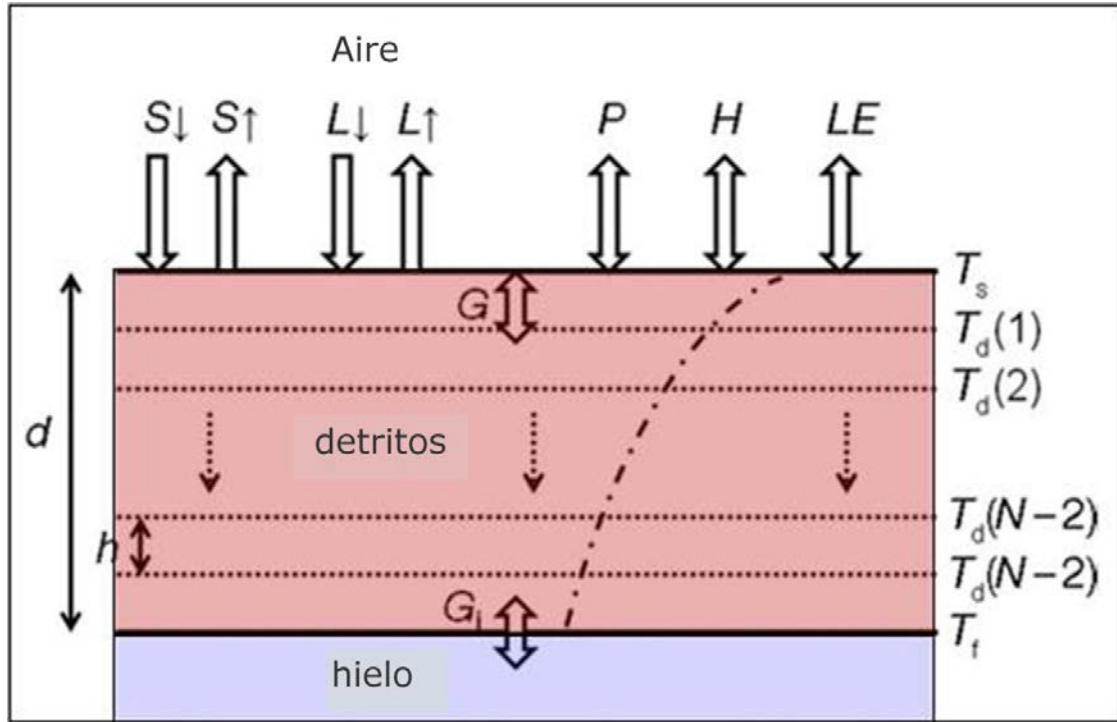


Figura V-3: Esquema del balance de la energía de los detritos mostrando los flujos por sobre y bajo de una capa de ancho 'd'. La curva punteada es un ejemplo de un perfil en el cual la temperatura va aumentando hacia la derecha. (Reid and Brock, 2010, modificado)

Luego, la velocidad de fusión bajo los detritos, M (bajo la superficie en m s^{-1}), puede ser calculado como:

$$M = Q_m / (\rho_i * L_f) \quad (5)$$

Donde Q_m es el flujo de energía en la base de la capa (W m^{-2}), ρ_i es la densidad del hielo (917 kg m^{-3}) y L_f es el calor latente de la fusión ($3,34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$). Mientras el flujo de energía a través de la capa de detritos es dominado por la conducción del calor por una gradiente vertical de temperatura desde la superficie de los detritos hasta el hielo, Q_m está dado por el flujo de calor conductivo, Q_c , a través de la interfaz escombros-hielo. Q_c puede ser derivado desde una ecuación unidimensional para la conducción donde se relaciona el calor y el flujo.

$$Q_c = k dT/dz \quad (6)$$

en donde k es la conductividad térmica de la capa de detritos ($0,6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y T es la temperatura dentro de esta capa (K) en un punto z dentro de ésta (m). Investigadores anteriores (Kraus, 1975; Nakawo and Young, 1981) han hecho una atractiva

simplificación tomando la gradiente de la temperatura en las superficies superiores e inferiores de la capa de detritos para hacerla lineal. Esto significa que la ecuación (6) puede ser reescrita como una función de las temperaturas (K) de la superficie en estado sólido (T_s) y del hielo (T_i), y del espesor de los detritos (h_d , 0,26 m):

$$Q_c = k (T_s - T_i) / h_d \quad (7)$$

Como la superficie del hielo no puede estar a una temperatura más alta que la del punto de fusión, se asume que T_i es una constante igual a 0°C. Por otra parte, los valores de la temperatura de la superficie no son completamente válidos.

Luego, la pérdida de hielo, M (m Agua Equivalente o water equivalent o w.e.), es calculado como (gráfico V-30):

$$M = Q_c / (\rho_i * L_f) \quad (8)$$

Esta simplificación se basa en la suposición de que la capa de detritos está en equilibrio térmico, es decir, que el calor almacenado en la capa es constante en el tiempo, y al aceptar esto significa que Q_c en la superficie de los detritos es la misma que la de la superficie del hielo. Sin embargo, las temperaturas de la superficie de los detritos sobre los glaciares cambian en una variedad de escalas de tiempo en respuesta a los cambios en las condiciones meteorológicas, y esto conduce a continuos cambios en el régimen termal de la capa de detritos. Nakawo and Young (1981) calcularon el ablandamiento del hielo de día y de noche a partir de datos meteorológicos, asumiendo que el estado estable estaba ligado a estas escalas de tiempo, pero su suposición no es válida (Nicholson, 2004).

Bajo condiciones climáticas estables el régimen térmico de los detritos está dominado por el ciclo diurno (Conway and Rasmussen, 2000; Nicholson, 2004; Humlum, 1997), por lo que en una cubierta de detritos de más de unos pocos centímetros de grosor, el equilibrio dentro de la capa de detritos no puede ser esperada dentro de intervalos de tiempo de menos de 24 horas. Por consiguiente, la suposición de una gradiente lineal de temperatura no se logrará en escalas de tiempo sub-diurnas, pero es mucho más posible de aplicar en una escala de tiempo de 24 horas (Conway and Rasmussen, 2000). Por esta razón el cálculo de la fusión se realiza también con temperaturas diarias (gráfico V-31).

Las dos escalas de tiempo diferentes (es decir, horaria y diaria) dan dos cantidades distintas de hielo perdido: -0,140 m Agua Equivalente (water equivalent o w.e.) y -0,103 m Agua Equivalente (w.e.), respectivamente.

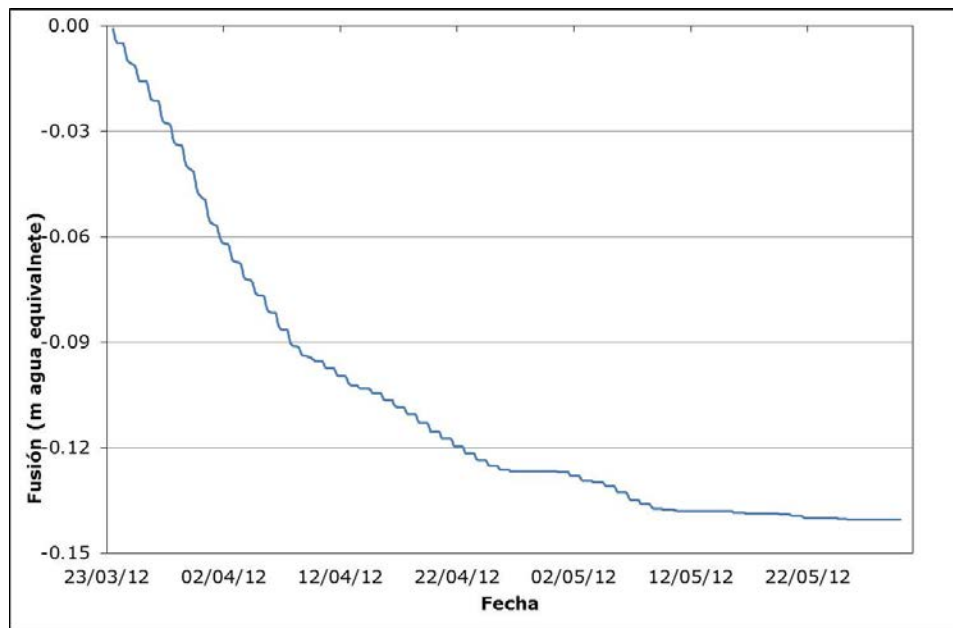


Gráfico V-30: Valores de derretimiento horario calculado.
Período: del 23 de marzo hasta el 29 de mayo de 2012.

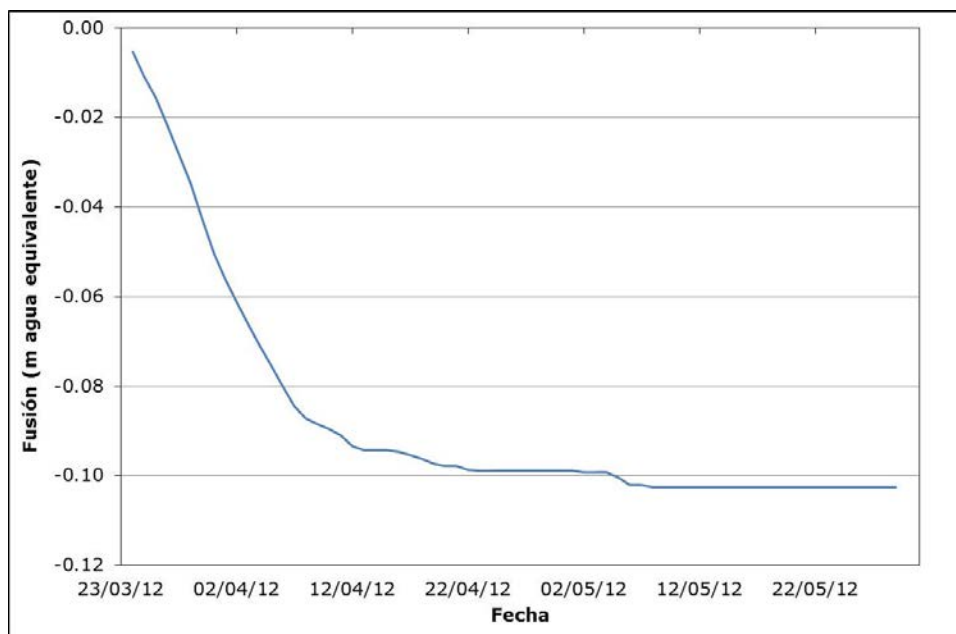


Gráfico V-31: Valores de derretimiento diario calculado.
Período: del 24 de marzo hasta el 29 de mayo de 2012.

6. Discusión y conclusión

Para evaluar los cálculos del derretimiento del hielo por el flujo de calor conductivo, los datos calculados de derretimiento son comparados con los valores medidos (gráficos V-32 y V-33 y tabla V-1). La comparación es realizada por un corto período de tiempo debido a los distintos períodos de datos disponibles: las medidas de derretimiento se llevaron a cabo desde el 18 de enero al 19 de abril de 2012 y los datos meteorológicos fueron registrados desde el 23 de marzo al 29 de mayo de 2012. Una densidad del hielo de 917 kg m^{-3} es usada para convertir los balances de masa observados en los metros de agua equivalentes. El período de comparación (desde el 23 de marzo al 19 de abril de 2012) tiene unos períodos de temperaturas negativas del aire (gráfico V-1). Así, esto no representa el rango completo de condiciones que podrían ocurrir durante la estación de derretimiento.

El total de derretimiento medido es -0,50 m agua equivalente y el hielo fundido obtenido del cálculo del flujo de calor conductivo resulta -0,14 m Agua Equivalente y -0,10 m agua equivalente. A pesar de la subestimación del derretimiento por el flujo de calor conductivo desde el 9 de abril, los dos conjunto de datos son bastante concordantes en la primera parte de la comparación.

Esto es principalmente debido a la altura indebida del sensor que mide la radiación (WMO, 2008) que afecta la validez de la radiación de ondas largas liberadas. Por otra parte, podría haber errores generales involucrados en la medida del derretimiento del hielo. En particular, la medida del cambio de la superficie del glaciar es una medición en el fondo de una capa de detritos, por lo que puede estar afectada por errores en la estimación del grosor exacto de los detritos.

Sin embargo, nuestros resultados demuestran que el simple cálculo empírico del flujo de calor conductivo puede ser considerado válido para estimar las pérdidas de hielo.

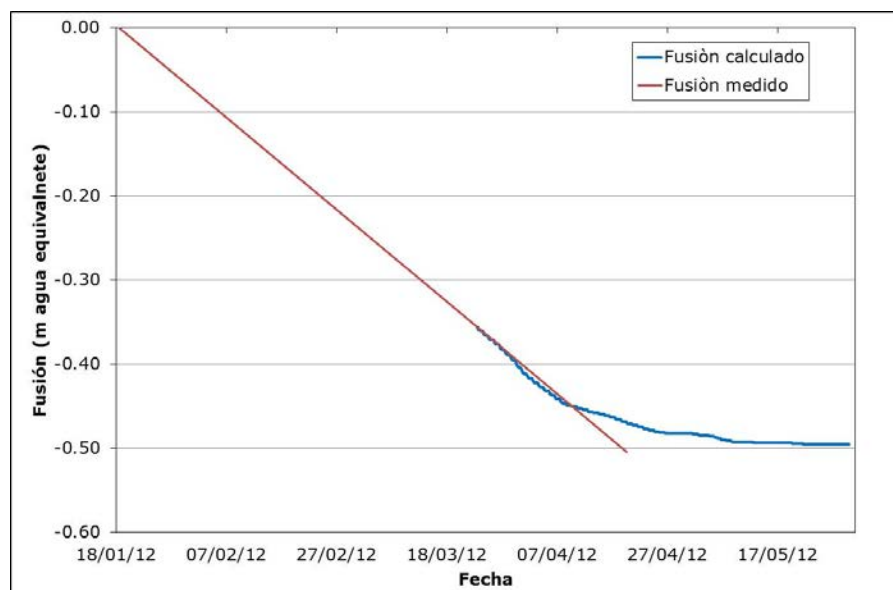


Gráfico V-32: Derretimiento medido del 18 de enero al 19 de abril de 2012 y valores de derretimiento / hora calculados del 23 de marzo al 29 de mayo de 2012.

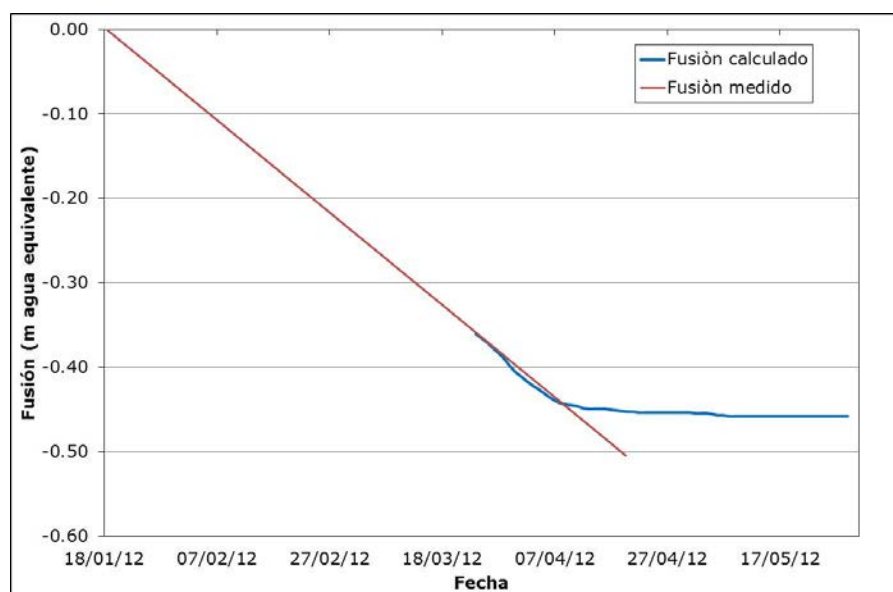


Gráfico V-33: Derretimiento medido del 18 de enero al 19 de abril de 2012 y los valores de derretimiento / día calculados del 24 de marzo al 29 de mayo de 2012.

NOTA SOBRE LOS DATOS METEOROLÓGICOS

Los datos meteorológicos relativos a el glaciar Pirámide han sido organizados, analizados y validados a fin de caracterizar la micrometeorología y para calcular los balances energéticos y por tanto las tasas de ablación.

Véanse las tablas proporcionadas en el CD adjunto a la presente relación final.

C) ANÁLISIS DE LA COBERTURA NIVAL DEL PAÍS ENTRE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS COPIAPÓ Y PETROHUÉ

VI. DINÁMICA DE LA COBERTURA NIVAL EN EL ÁREA COMPRENDIDA ENTRE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS COPIAPÓ Y PETROHUÉ, DESDE 2008 AL 2011

A cargo de: Umberto Filippo Minora, Sandra Lorenzini y Danilo Godone

1. Introducción

El presente trabajo se propone como objetivo el estudio de la cobertura nival en el área entre las cuencas hidrográficas comprendidas entre el río Copiapó y el río Petrohué, para los años hidrológicos desde el 2007 al 2011. Se trata de 18 cuencas hidrográficas. Este estudio pone al día el precedente informe de la DGA desarrollado sobre la misma área para los años 2000 al 2007 (DGA, 2008).

Para conseguir el fin propuesto, la cobertura nival ha sido estudiado a través del uso de imágenes del satélite MODIS, teniendo éste una óptima resolución temporal (1-2 días), una resolución espacial de 500 m, aceptable para la amplitud del área considerada, y 36 canales espectrales.

Aunque existen otros satélites que adquieren con mejor resolución espacial (por ej. Landsat, ASTER, SPOT), la vasta gama de bandas espectrales y la elevada resolución temporal hacen del MODIS la elección mejor para el estudio de la cobertura nival. Además, ya que el área investigada es bastante vasta, los resultados obtenidos son de considerarse fidedignos y comparables con otros satélites dotados de una más elevada resolución espacial (Hall et al, 1998, 2000).

La metodología usada prevé el uso combinado de imágenes MODIS Terra y de Modelos de Elevación Digital (DEM).

Las imágenes MODIS Terra están gratuitamente disponibles en el sitio <http://nsidc.org>, que presenta una colección de MODIS pre-elaboradas para fines diferentes. La elección ha recaído sobre las imágenes de tipo MOD10A2, versión 5, Maximum Snow Extent. Se trata de elaboraciones desarrolladas sobre un conjunto de imágenes MODIS correspondientes a ocho días sucesivos, y resumidas en una única imagen para poder limitar al máxima la presencia de nubes sobre la escena. Las nubes son, en efecto, el factor que más limita un trabajo del género, en cuanto impiden la observación de las áreas inferiores.

En lo que respecta a los modelos de elevación digital, han sido usados los DEMs SRTM90 de la NASA (<http://srtm.csi.cgiar.org>), que presentan una resolución de 90 m al suelo. Esta resolución ha sido sucesivamente re-muestreada al corte del pixel de las imágenes MODIS (500 m).

Los DEM representan datos espaciales y de cota de una zona, indispensables para poder estudiar la distribución tridimensional de la cobertura nival.

En el presente estudio, la cobertura nival ha sido investigada a nivel de dinámica temporal (entre los varios meses de cada año hidrológico y entre los varios años considerados) y de distribución espacial (superficie de cobertura nival, hipsografía, exposiciones predominantes divididas por franjas de altitud).

Desde el momento que las cuencas estudiadas son 18, para cuatro años hidrológicos, la mole de datos de salida es bastante elevada y para sintetizarla se ha decidido dividir el área considerada en tres zonas (véase el numeral 8 - Clasificación para Síntesis). Por tanto, y para dar continuidad al trabajo desarrollado en el pasado (DGA, 2008), se ha escogido clasificar el área de estudio en tres zonas (norte, centro y sur). La elección está basada sobre el comportamiento de las curvas medias de cada cuenca, que tienen una forma característica que permite aplicar tal clasificación. Además, las tres zonas muestran diversas superficies mínimas nivales al cálculo de los valores medios mensuales, lo que justifica tal distinción.

Desgraciadamente, no ha sido posible estudiar la cobertura nival para la cuenca del río Petrohué, por la falta de los contornos digitalizados y georreferenciados de la misma, necesarios para el cálculo de la cobertura nival bajo diversos aspectos en esta área. Sin embargo, la agrupación en zonas ha permitido obviar esta falta y tener un resultado significativo, tanto a nivel de dato en sí, como de confrontación con el precedente estudio (DGA, 2008) acerca de la zona sur, de la cual esta cuenca forma parte.

2. Metodología

Una vez obtenidas las imágenes para las fechas y el área deseadas, el procedimiento para obtener los datos necesarios para el estudio de la cobertura nevosa se divide en las siguientes fases:

- Georreferenciación, remuestreo y fusión de las MODIS y de los DEMs;
- Subdivisión espacial de las imágenes MODIS y del DEM en las varias cuencas;
- Estudio de la cobertura nubosa y elección de las imágenes a descartar;
- Cuantificación de la variable topográfica.

Los datos obtenidos han sido estudiados por años hidrológicos, a partir de los primeros días de abril de cada año (día juliano 089), hasta fines de marzo del año sucesivo (día juliano 081). El año hidrológico presenta por consiguiente la siguiente secuencia de fases: acumulación de nieve, deshielo y mínimo nival.

3. Georreferenciación, remuestreo y fusión de las MODIS y del DEM

Disponiendo de los perímetros digitales de las cuencas hidrográficas de todo Chile concedidas por la DGA, las imágenes MODIS, los DEM y los perímetros mismos han

sido todos georreferenciados en el mismo sistema de proyección (WGS84, zona 19S) para obviar problemas de superposición espacial entre los varios datos. La proyección es realizada en ambiente GIS (Geographic Information System) a través del método bilineal. El mismo método ha sido usado para el remuestreo del SRTM90 de los originales 90 m a los 500 de las MODIS. En fin, los varios DEM y las varias imágenes MODIS han sido unidos con un "mosaico" para poder obtener una única imagen por fecha (MODIS) y zona (DEM) sobre la cual poder trabajar (figura VI-1).

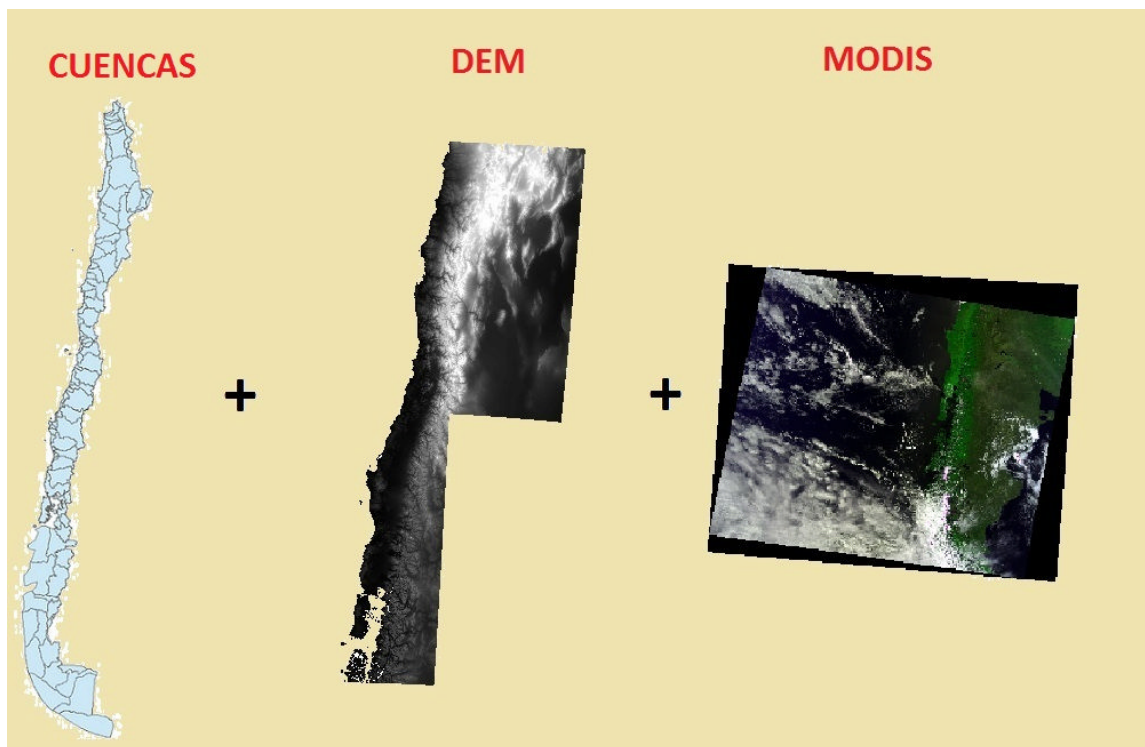


Figura VI-1: Ejemplo de los tipos de archivo usados para el estudio de la cobertura nival, divididos por tipología.

4. Subdivisión espacial de las imágenes MODIS y del DEM en las diversas cuencas

Después, a través de los perímetros digitales de las cuencas hidrográficas, todas las MODIS y el DEM han sido subdivididos espacialmente en cada una de las 18 cuencas consideradas en este estudio, para estudiar las variables de cada cuenca separadamente.

La figura VI-2 representa como ejemplo las imágenes MODIS de la cobertura nival de las cuencas de los ríos Aconcagua y Maule.

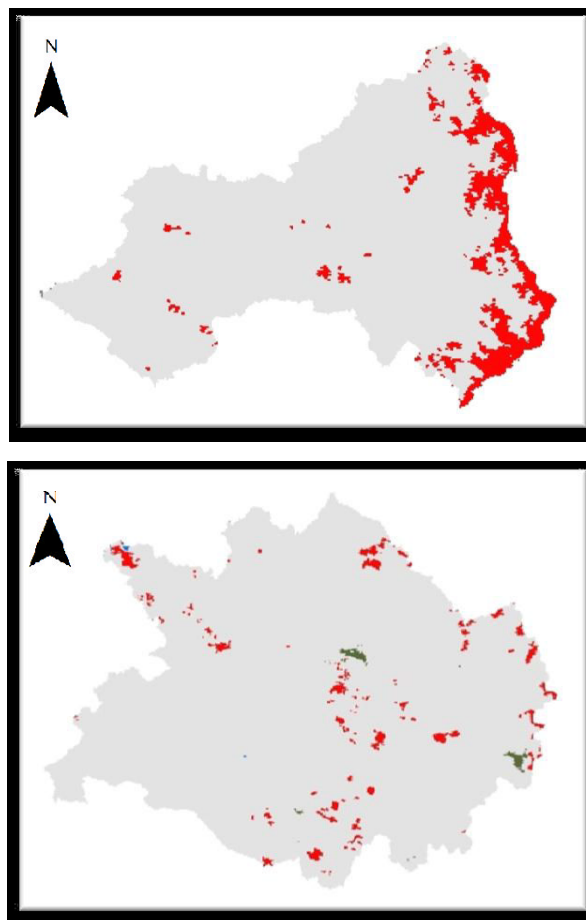


Figura VI-2: Imágenes MODIS de las cuencas de los ríos Aconcagua (arriba) y Maule (abajo). El rojo representa la nieve. (Imágenes no a escala, código de fecha 2007089)

5. Estudio de la cobertura nubosa y de las imágenes a descartar

Como ya se ha anticipado en la introducción, la presencia de nubes limita la calidad del resultado final del trabajo, del momento que cubren el territorio que está debajo. Para obviar este hecho, han sido analizados los porcentajes de cobertura nublada de cada imagen para cada cuenca, y han sido probados diferentes valores de umbral (*thresholds*) para verificar cual fuese el más apto en términos de compromiso entre cantidad y calidad del producto sobre el cual trabajar. Después de varias tentativas, se ha escogido el valor de umbral del 30%, o sea todas aquellas imágenes que presentan más del 30% de cobertura nublada han sido devueltas. La elección del valor de umbral ha estado fuertemente condicionada por la presencia elevada de nubes en las cuencas hidrográficas del río Bueno, que presentaba una cobertura nublada mucho más elevada con respecto a las demás cuencas.

Sin embargo, para poder trabajar de manera uniforme, se ha preferido escoger un valor de límite común, antes que uno distinto para cada cuenca. Esto para hacer que

una vez agrupadas las cuencas por zonas (véase numeral 8. Clasificación para Síntesis). El resultado de síntesis pudiese representar el producto de más factores procesados con la misma metodología y afectados por los mismos factores limitantes.

Además debe subrayarse que la cobertura nublada ha sido estudiada solo después de haber subdividido espacialmente las imágenes para cada cuenca y no considerando por tanto la totalidad de la imagen MODIS; en este modo los valores de umbral probados se aplican a escala de mayor detalle y llevan a una optimización de los datos obtenidos.

De acuerdo a los criterios antes expuestos, han sido descartadas 89 imágenes entre todas las cuencas, sobre un total de 4.384 imágenes consideradas (o sea, cerca del 2%).

6. Cuantificación de las variables topográficas

Los datos de cobertura de nival han sido extraídos automáticamente en ambiente GIS, y luego exportados sobre una hoja de cálculo para la producción de tablas pivote y gráficos para organizar el dato numérico y hacerlo fácilmente indagable y legible.

Para obtener la hipsografía de la nieve, o sea su distribución por franjas de altitud, ha sido reclasificado el DEM en franjas de 200 m. Luego en ambiente GIS se han cruzado los datos de cada uno de las MODIS divididas por cuencas y días julianos con el DEM reclasificado, de modo de obtener como dato de salida tablas hipsográficas de fácil compresión. Han sido excluidas todas las franjas con cotas inferiores a 400 metros, ya que no son afectadas por precipitaciones sólidas, esto también de acuerdo con cuanto ejecutado por la DGA anteriormente (DGA, 2008).

Después ha sido producido un mapa de las exposiciones basadas sobre el DEM SRTM90. Ésta ha servido luego para cruzar los datos de cobertura nival, de cota y de exposición para poder producir una tabla sobre la variación de la cobertura nival en función de la exposición por franjas de altitud de 1000 m.

7. Producto final

El producto final se compone de 3 archivos de hojas de cálculo, da las cuales a continuación se indican la nomenclatura y una breve descripción:

1. "Aspect_Zonas": Indica los datos de cobertura nival en función de la exposición por franjas de altitud de 1000 m para las tres zonas, con gráficos para los meses de julio y noviembre;
2. "Cloud_Inspection": Indica los valores de umbral de cobertura nublada y una lista con las imágenes descartadas para diversos umbrales considerados;
3. "Cobertura_Nival": Indica la cobertura nival por franjas de altitud de 200 m, los valores medios, máximos y mínimos anuales, los porcentajes acumulados, y la confrontación con los datos medios anuales de todas las cuencas; indica además la agrupación y la síntesis de los resultados en las tres zonas.

8. Clasificación para síntesis

La gran cantidad de datos producidos hace difícilmente presentables en manera clara los resultados obtenidos, por esto se realiza a continuación una síntesis a fin de conocer las características básicas de la dinámica nival a escala mensual, de estación e interanual.

Por tanto, se ha escogido clasificar el área de estudio en tres zonas (norte, centro y sur) como ha sido hecho en el precedente estudio encargado por la DGA (DGA, 2008). La elección está basada sobre el comportamiento de las curvas medias de cada cuenca, que tienen una forma característica que permite cumplir tal clasificación. Además, las tres zonas muestran diversas superficies mínimas nivales al cálculo de los valores medios mensuales, lo que justifica tal distinción.

A diferencia del precedente estudio (DGA, 2008), se dispone de muchos más datos cuantitativos para la zona sur, lo que permite un análisis más completo para esta zona.

Cada zona comprende las siguientes cuencas:

Zona Norte, 7 cuencas: Copiapó, Huasco, Elqui, Limarí, Choapa, Petorca y La Ligua;

Zona Centro, 6 cuencas: Aconcagua, Maipo, Rapel, Mataquito, Maule e Itata;

Zona Sur, 5 cuencas: Bío Bío, Imperial, Toltén, Valdivia e Bueno.

Cada zona además presenta las siguientes características:

Zona Norte: ve la máxima cobertura nival en julio, el deshielo empieza en el mes de septiembre, continúa hasta octubre, cuando se alcanzan los valores mínimos de cobertura.

Zona Centro: ve la máxima cobertura nival en el mes de julio, con valores notablemente superiores que en las otras zonas. A septiembre las tasas de ablación se hacen importantes, y el deshielo alcanza el mínimo en el mes de diciembre, cuando los numerosos glaciares presentes muestran el máximo de superficie expuesta.

Zona Sur: alcanza el máximo de cobertura nival en el mes de julio, el deshielo empieza en manera importante en septiembre. A diferencia de la zona norte, el período de acumulación se prolonga por más largo tiempo, mientras las tasas de deshielo permanecen más bajos que en las otras zonas y el valor mínimo de cobertura es alcanzado más tarde, hacia diciembre. En esta zona, aunque están presentes más precipitaciones que en las otras, hay menos cobertura nival ya que las cotas son notablemente menores, generalmente permanecen por debajo de los 3.000 m.

El gráfico VI-1 muestra la superficie nival promedio para las tres zonas para los años 2008 a 2011.

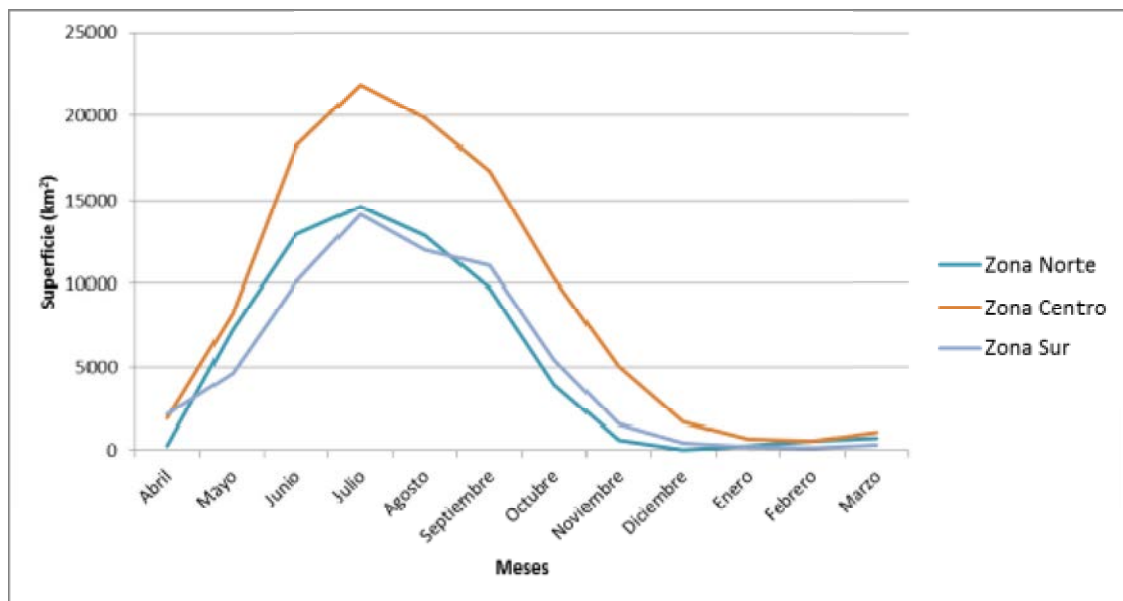


Gráfico VI-1: Superficie de cobertura nival promedio mensual, años 2008 a 2011.

9. Zona norte

La zona norte presenta una gran variación de cobertura nival mensual entre los varios años considerados. Los picos máximos son alcanzados en los meses invernales entre mayo y julio según el año considerado, mientras entre agosto y septiembre (inicio de la estación de ablación) se asiste a un fuerte decrecimiento de los valores, hasta llegar a los mínimos de los meses veraniegos que se mantienen casi constantes hasta el fin del año hidrológico (fines de marzo).

Es interesante notar en el gráfico siguiente (gráfico VI-2) el comportamiento de los valores medios de cobertura nival mensual en los cuatro años hidrológicos considerados. Se asiste a una general disminución de la superficie cubierta de nieve con el pasar de los años, mientras contemporáneamente aumentan las tasas de fusión en la estación de ablación. Las variaciones de los meses veraniegos no son tanto interesantes en cuanto se refieren a nieve efímera y poco notable a nivel cuantitativo. En las cuencas más al sur de la zona norte (Limarí, Choapa, Petorca y La Ligua) se tiene a menudo ausencia de nieve desde fines de noviembre hasta el comienzo de abril.

Si se confrontan además los datos con aquellos mostrados en el precedente estudio (DGA, 2008) para los años precedentes, se asiste a una general disminución de los valores máximos de cobertura nival alcanzados en los meses invernales. La disminuida cobertura nival en los meses invernales es debido a la disminución de la frecuencia de días de precipitaciones (IPCC, 2007).

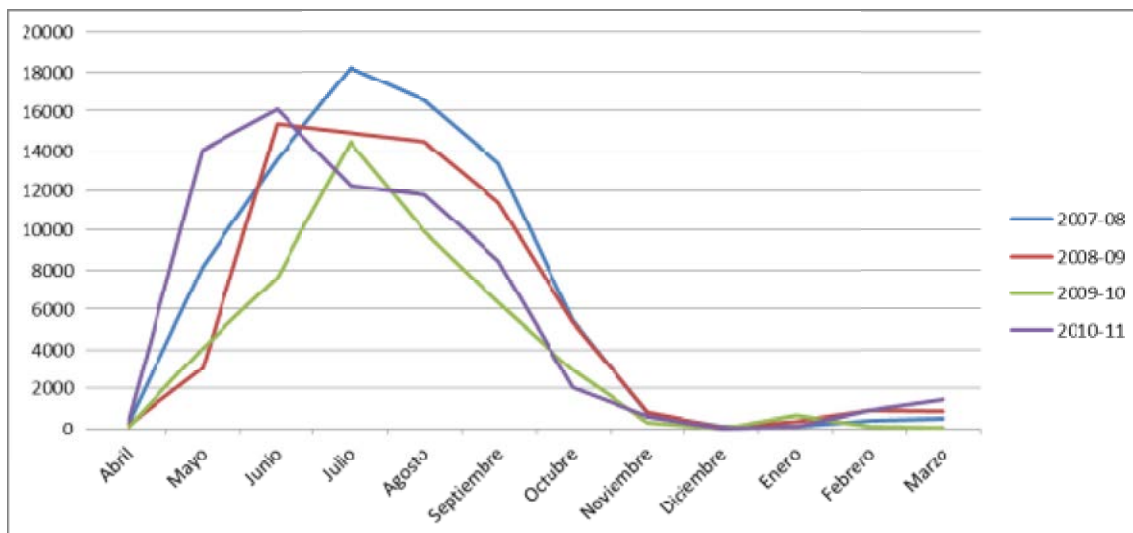


Gráfico VI-2: Variación de superficie de cobertura nival, 2008 - 2011 en la Zona Norte.

Los meses veraniegos son caracterizados por valores de cobertura bajísimos, durante los cuales la nieve se presenta como una superficie exigua y discontinua, por lo general concentrada en las cotas más favorables para su preservación (sobre los 3.000 m de cota, gráfico VI-3). En los períodos invernales llega en cambio a tocar valores de superficie mensual incluso cien veces superiores a aquellos de los meses más calurosos (es el caso de julio, contra el mes de diciembre), viendo una mayor cobertura siempre por encima de los 3.000 m. Julio es el mes de máxima cobertura, seguido por junio y agosto. Siempre en julio se tiene la posibilidad de hallar de nuevo más alta cobertura media mensual de nieve a las cotas más bajos (entre los 400 y los 600 m). Generalmente, los meses más calurosos muestran una distribución superficial por franjas de altitud de la nieve bastante semejante, con picos entre los 3.600 y los 4.000 m, mientras para los meses donde es más activa la fusión la variabilidad de esta distribución se hace importante. En tales meses el factor de exposición juega una función fundamental en la conservación de la poca nieve presente (véanse los gráficos sobre la exposición presentados más adelante).

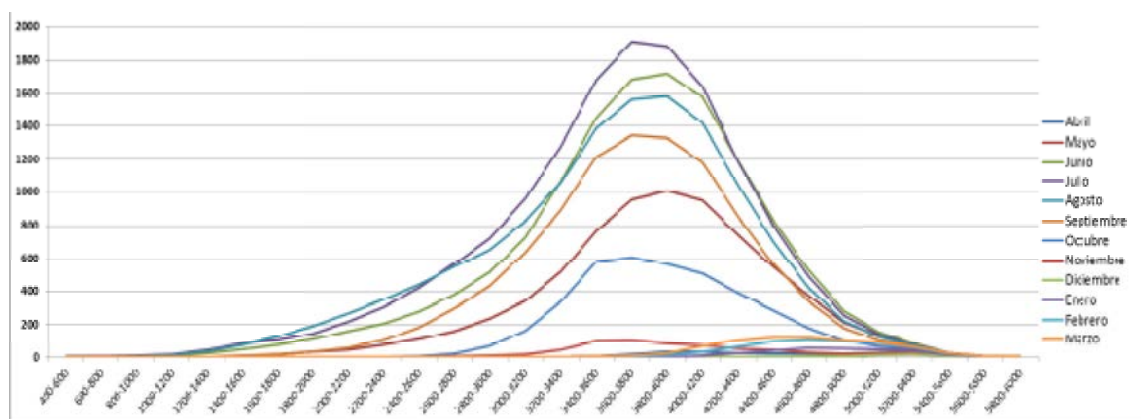


Gráfico VI-3: Superficies (km²) del promedio mensual en la Zona Norte de la cobertura nival por rangos de altitud para el periodo 2008 al 2011.

En lo que respecta la cobertura nival por exposición, en julio (mes de máxima cobertura del año) la nieve se halla principalmente en exposición Sudoeste-oeste, concentrándose preponderantemente entre los 3.000 y los 4.000 metros de cota (51 % de la cobertura nevosa total), donde tiene exposición prevaleciente hacia el oeste (gráficos VI-4 y VI-5).

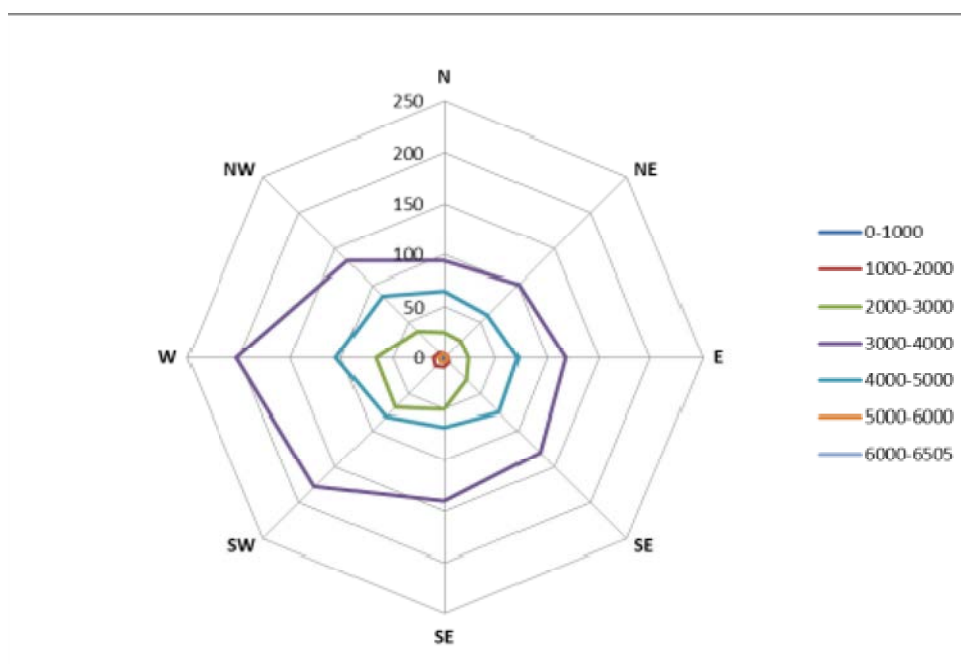


Gráfico VI-4: Superficie (km²) promedio por exposición cada 1.000 metros (Julio).

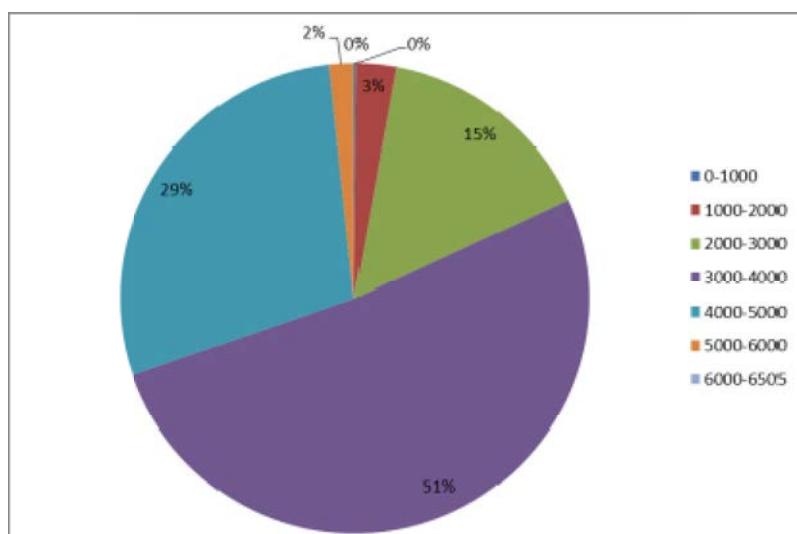


Gráfico VI-5: Porcentaje de cobertura nival promedio cada 1.000 metros (Julio).

La cobertura nival del mes de noviembre representa sólo el 4% de aquella de julio. Las exposiciones prevalecientes permanecen invariadas, menos aquellas de las franjas superiores a los 5.000 metros de cota donde se pasa a exposiciones hacia el sur, pero que representan sólo el 10% de la cobertura nival de este mes. La mayor parte de la nieve (53%) recae todavía en la franja comprendida entre los 3.000 y los 4.000 metros, con exposición prevaleciente Sudoeste-oeste (gráficos VI-6 y VI-7).

Si bien el gráfico en lo que respecta a la amplitud de las curvas parece semejante al de julio, la escala de las superficies denota la notable diferencia de cobertura que transcurre entre los dos meses. La elección de variar la escala, aunque a primera vista puede confundir sobre las diferencias de cobertura, ha sido hecha para permitir una visión más clara de los comportamientos de las curvas, de otra manera poco visibles.

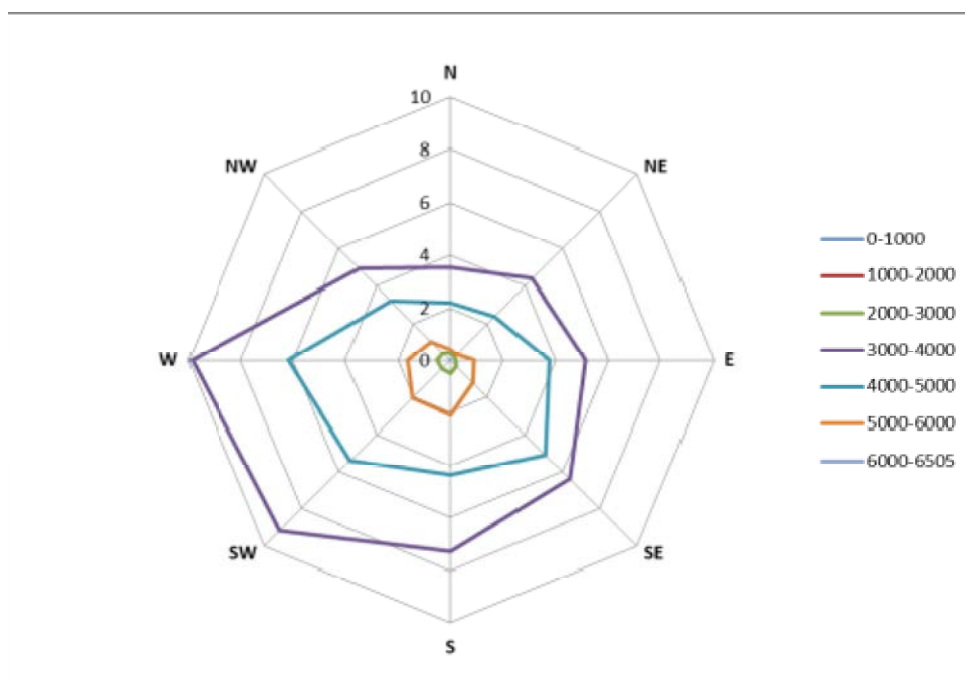


Gráfico VI-6: Superficie (km²) promedio por exposición cada 1.000 metros (Nov.)

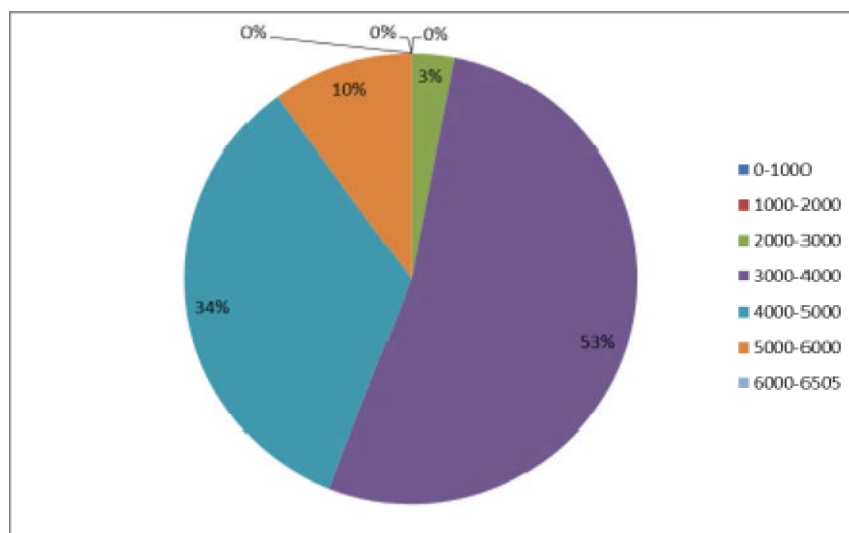


Gráfico VI-7: Porcentaje de cobertura nival promedio cada 1.000 metros (Nov.)

10. Zona Centro

La Zona Centro presenta comportamientos de cobertura nival bastante regulares si son confrontados en los varios años considerados. El máximo de cobertura nival se verifica alrededor de los 25.000 y los 30.000 km² según el año considerado, y entre los meses

de mayo y agosto. A diferencia de la Zona Norte, las tasa de ablación son relativamente menos acentuadas, y la estación de acumulación se prolonga por más largo tiempo, hasta mitad de septiembre. Desde la segunda de mitad de este mes en efecto tiene inicio la fusión, pero en manera menos acentuada que en la zona septentrional, alcanzando valores mínimos sólo a mitad de diciembre. Nótese en el gráfico siguiente (gráfico VI-8) cómo en el año hidrológico 2009-2010 ha ocurrido una fusión más blanda con respecto a los demás años, contra una acumulación menor en los meses invernales. Los valores más bajos de cobertura para este año son en efecto alcanzados más tarde que en los demás años, o sea, a inicios de enero. Generalmente, se asiste de todos modos a una disminución de la cobertura desde el primer año considerado hasta el 2011, habiendo perdido este último cerca del 10 % de cobertura media anual con respecto al 2008.

Confrontando la situación presentada en este estudio con aquella del trabajo desarrollado en el 2008 (DGA, 2008), las superficies de cobertura nival para el período 2008 -2011 parecen estar en promedio superiores a aquellas del período 2000-2007. El aumento es apreciable confrontando los valores máximos que en este estudia se atestiguan entre los 25.000 y los 30.000 km², mientras en el período precedente se han atestiguado alrededor de los 20.000 km².

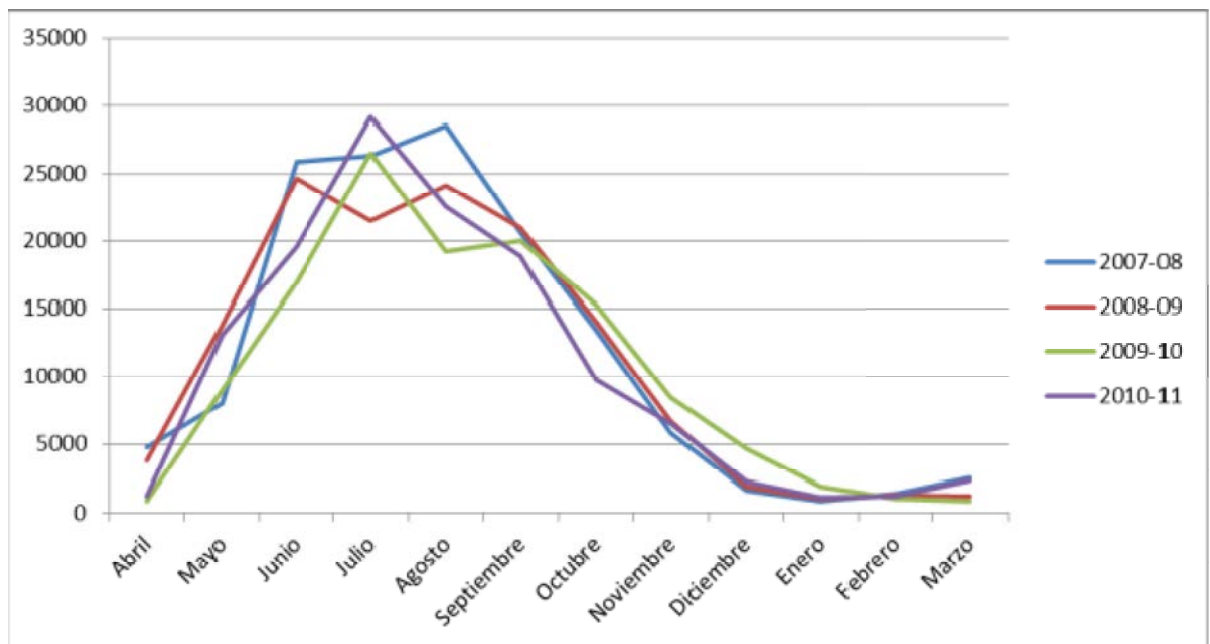


Gráfico VI-8: Variación de superficie de cobertura nival, 2008 -2011 en la Zona Centro.

Considerando conjuntamente los años del período de estudio, nótese en el gráfico siguiente (gráfico VI-9) que el mes de cobertura nival mayor es julio, teniendo su pico más alto a cotas comprendidas entre los 2.200 y los 2.600 metros. Igualmente se

comportan los demás meses invernales, mientras, como se podría esperar, yendo hacia el verano los picos máximos de cobertura emigran hacia cotas más elevadas, donde la nieve se conserva mejor por las menores temperaturas. A diferencia de la Zona Norte, no ha habido nunca un verdadero y propio período de ausencia de nieve. Ésta en efecto está siempre presente también en los meses más calurosos. La fuerte de inclinación de las curvas hacia abajo más allá de los 4.000 m.s.n.m. es debida al hecho que sólo las cuencas del Aconcagua, Maipo y Rapel superan esta cota, por tanto el valor de superficie media de la zona baja notablemente. Por esto, entre otras cosas, se pueden observar en el comportamiento de las curvas, especialmente en algunos meses (mayo, noviembre, abril), dos puntos de flexión, subrayando la diferencia de las cotas de las diversas cuencas comprendidas en la Zona Centro.

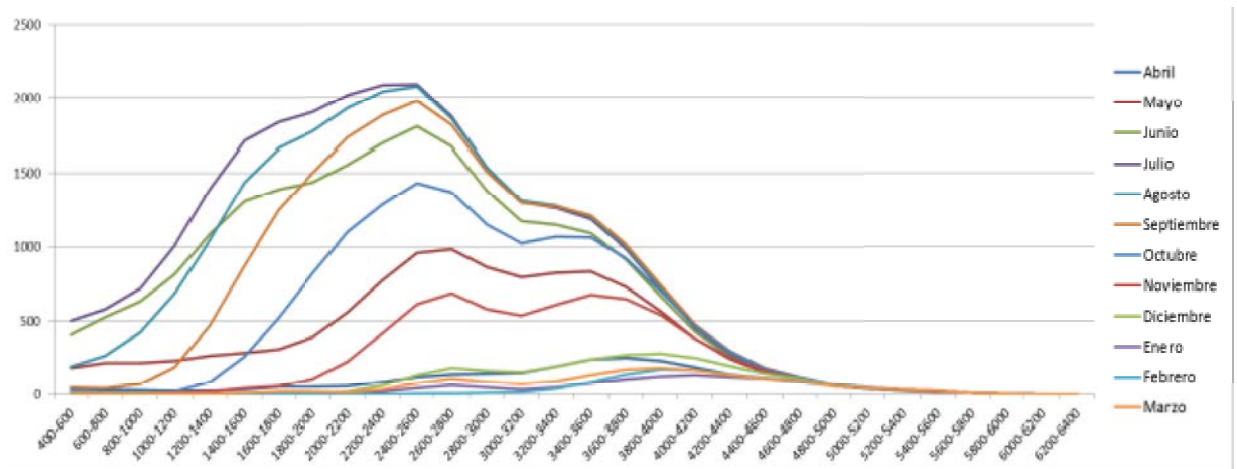


Gráfico VI-9: Superficies (km²), promedio mensual, por rangos de altitud, 2008 – 2011, Zona Centro.

La distribución de la cobertura nival para el mes de julio, dividida por exposición presenta comportamientos muy variables en función de las franjas de cota, pero generalmente se puede decir que existe una exposición prevaleciente hacia el Oeste. La franja comprendida entre los 4.000 y los 5.000 metros de cota es la única que se comporta en manera diferente y presenta exposiciones prevalecientes hacia el Sur.

En este mes, la nieve se concentra principalmente en las franjas entre los 1.000 y los 3.000 m, representando el 65 % de la superficie total y teniendo exposición prevaleciente hacia occidente (gráficos VI-10 y VI-11).

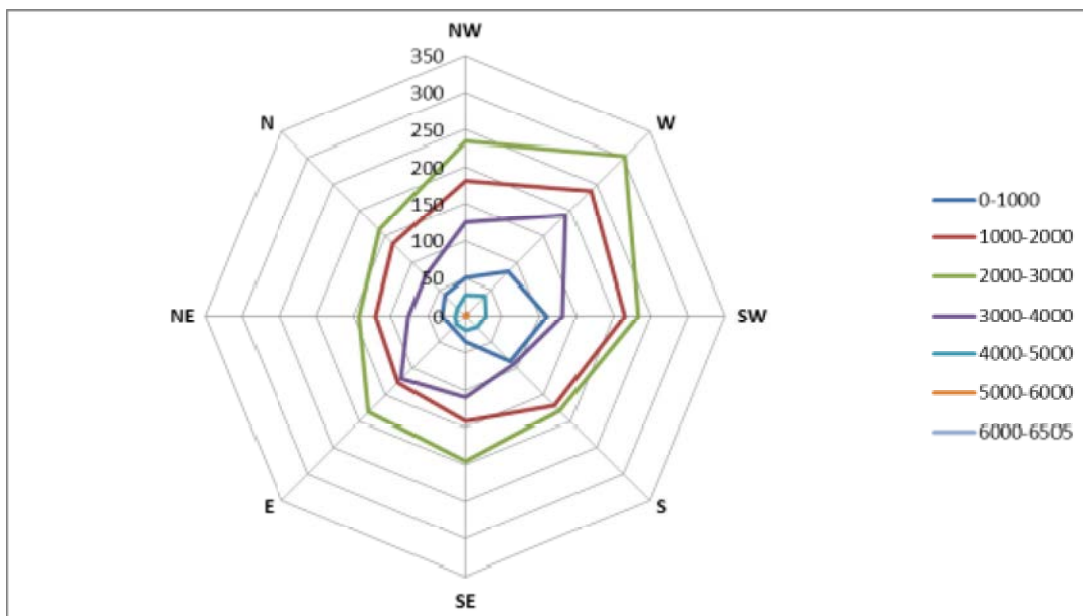


Gráfico VI-10: Superficie (km²) promedio por exposición cada 1.000 metros (julio).

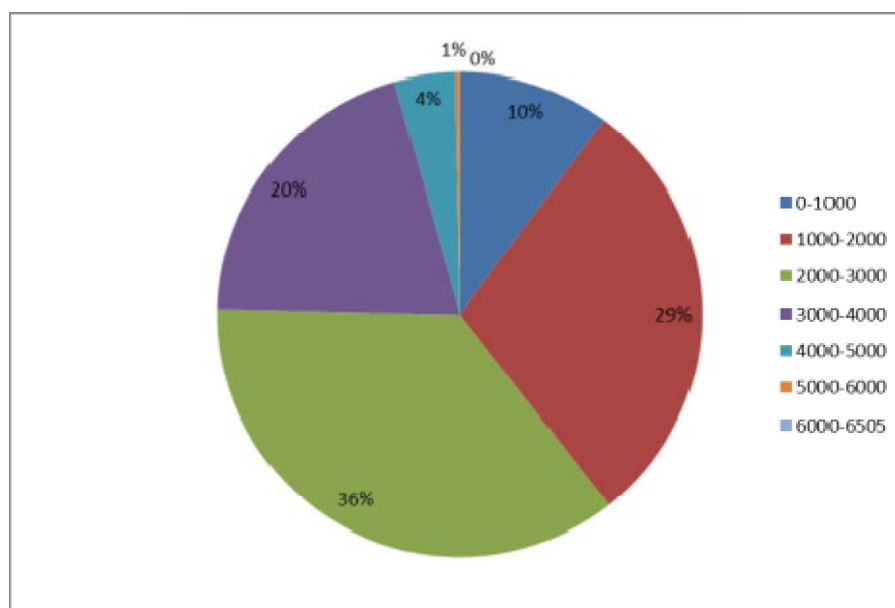


Gráfico VI-11: Porcentaje de cobertura nival promedio cada 1000 metros (julio).

A noviembre la situación permanece casi invariable, excepto por el hecho que la nieve en la franja comprendida entre los 1.000 y los 2.000 metros de cota ahora no es tan importante sobre el total, representando sólo el 3 % de la cobertura de nieve. Con el aumento de las temperaturas, las cotas de mayor ocupación emigran hacia más alto,

entre los 2.000 y los 4.000 m, siempre con una preponderante exposición hacia el Oeste.

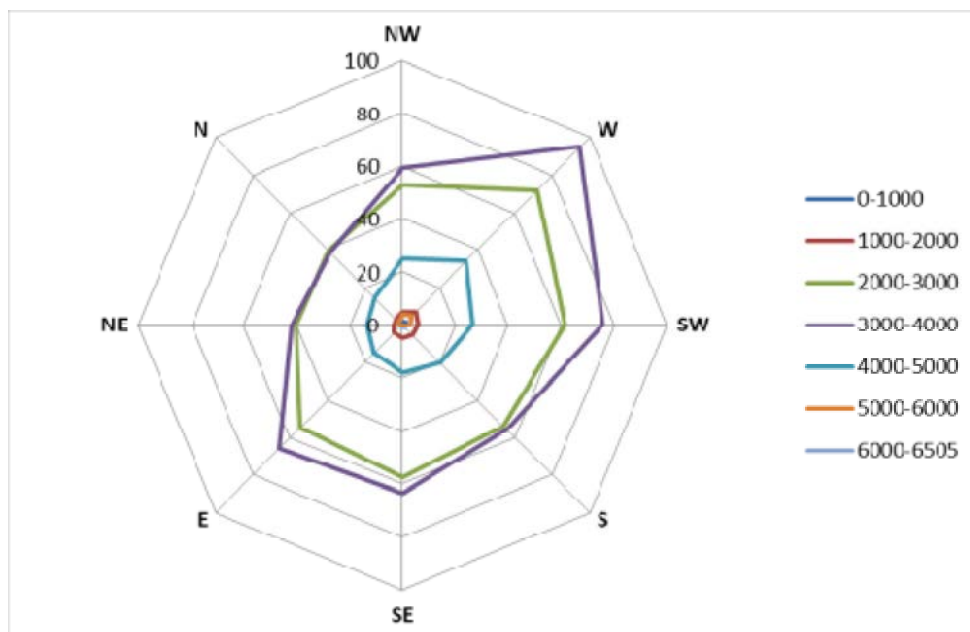


Gráfico VI-12: Superficie (km²) promedio por exposición cada 1000 metros (Nov.)

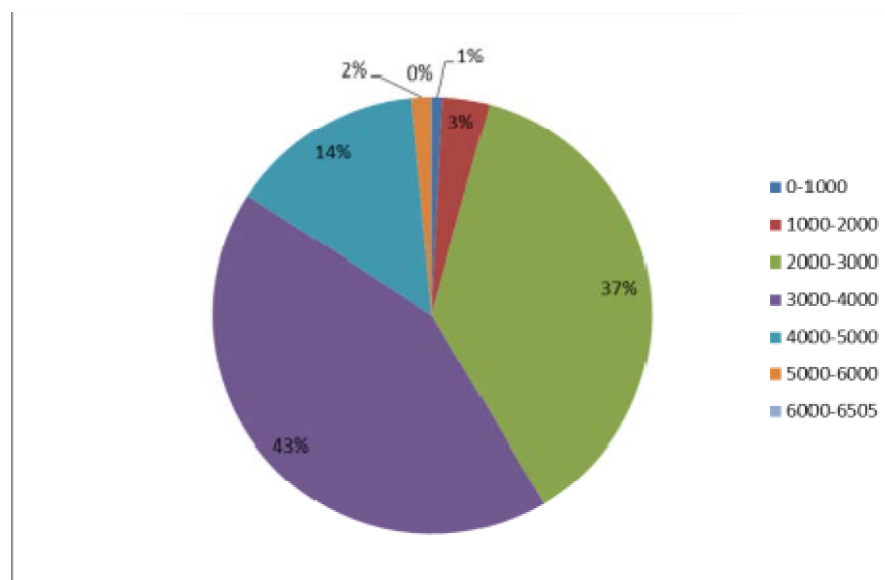


Gráfico VI-13: Porcentaje de cobertura nival promedio cada 1.000 metros (Nov.)

11. Zona Sur

A diferencia del precedente estudio (DGA, 2008), con el presente análisis se dispone de suficientes datos para cada cuenca que forma parte de esta zona para poder producir gráficos y hacer consideraciones significativas.

El comportamiento de las curvas de cobertura nival tiene una variabilidad muy alta entre los años considerados en el presente estudio. La máxima cobertura se alcanza en julio sólo para el año hidrológico 2008, mientras en los demás años es alcanzada en junio o en agosto. También la superficie total ha variado mucho de año en año, disminuyendo desde el 2008 al 2009 y 2010, para luego aumentar en el 2011. El comienzo del deshielo coincide con el comienzo de septiembre, con tasas de fusión alta y constantes que hacen alcanzar el mínimo de cobertura ya en noviembre. Este mínimo permanece luego invariado hasta el comienzo del año hidrológico sucesivo. Los valores de cobertura nival alcanzan máximos que son mucho menores con respecto a aquellos estudiados en las otras zonas. Esto es debido a la diferente altura de las cuencas de la presente zona.

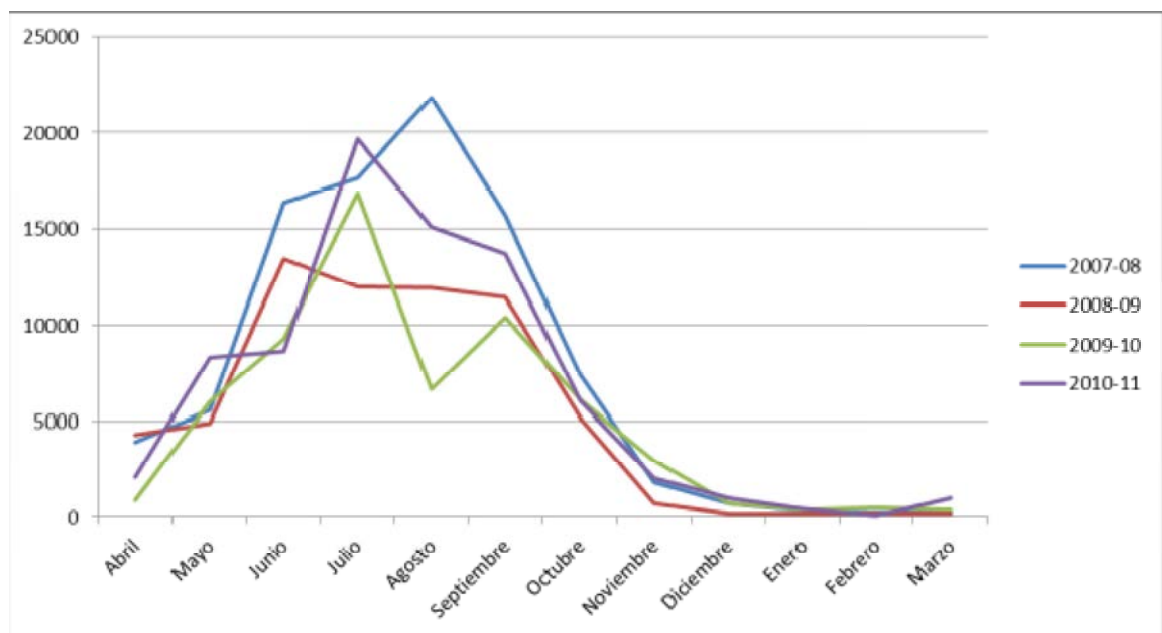


Gráfico VI-14: Variación de superficie de cobertura nival, 2008 – 2011, en la Zona Sur.

En el gráfico sucesivo (gráfico VI-15) se ve que las cotas máximas alcanzadas por la zona de sur no superan generalmente los 3.000 metros de cota. La cobertura del mes de mayor acumulación alcanza su valor máximo entre los 1.200 y los 1.400 metros de cota, llegando a cubrir cerca de 2.800 km². Los meses veraniegos no presentan prácticamente alguna cobertura, mientras confrontando los valores máximos de las diversas curvas, se evidencia como éstos bajan fuertemente a partir de octubre.

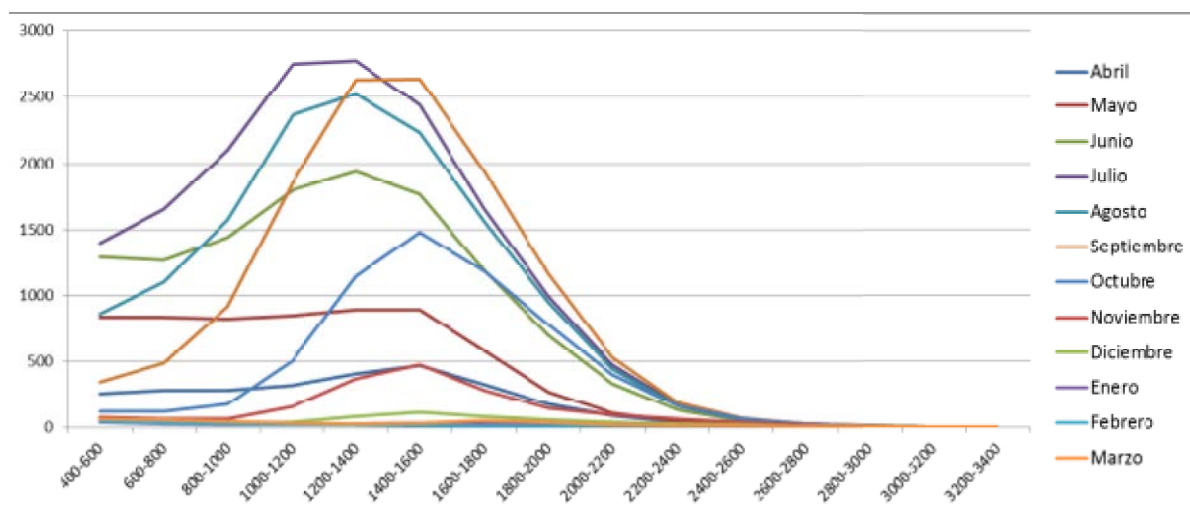


Gráfico VI-15: Superficies (km²) promedio mensual por rangos de altitud, 2008 – 2011, Zona Sur.

En lo que respecta a las exposiciones en julio, la nieve se concentra preponderantemente hacia Sudoeste-oeste, concentrándose principalmente en las franjas de altitud comprendidas entre los 1.000 y los 3.000 m, considerando todo el período de estudio. En las franjas más altas la preferencia de la exposición Sudoeste domina decididamente sobre las otras.

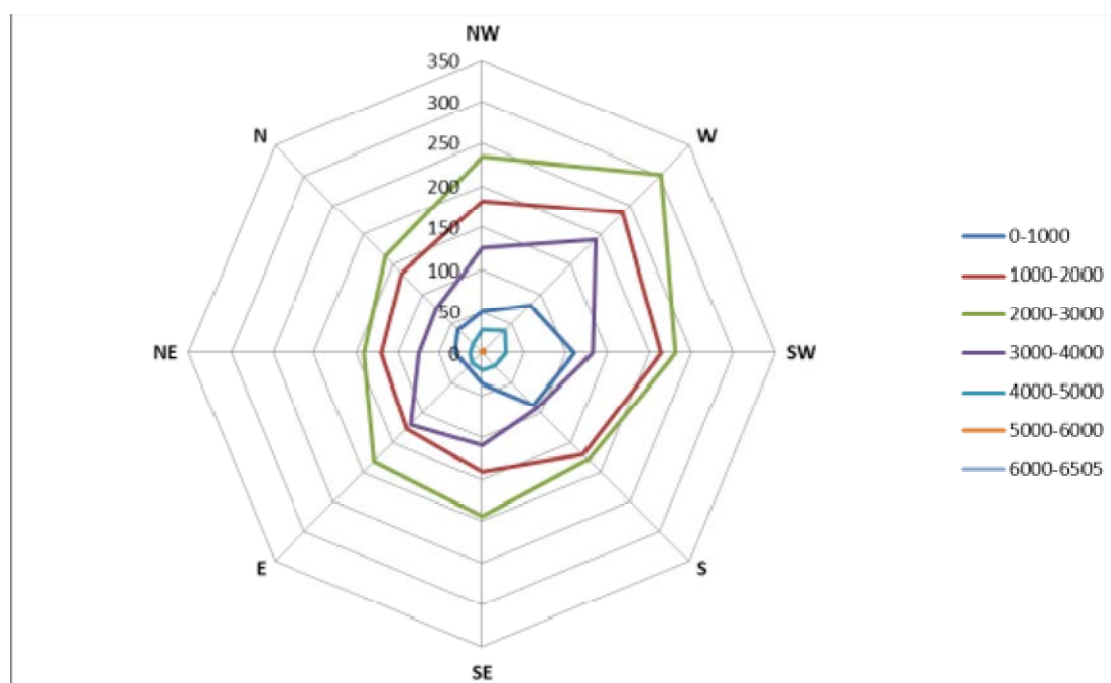


Gráfico VI-16: Superficie (km²) promedio por exposición cada 1.000 metros (julio).

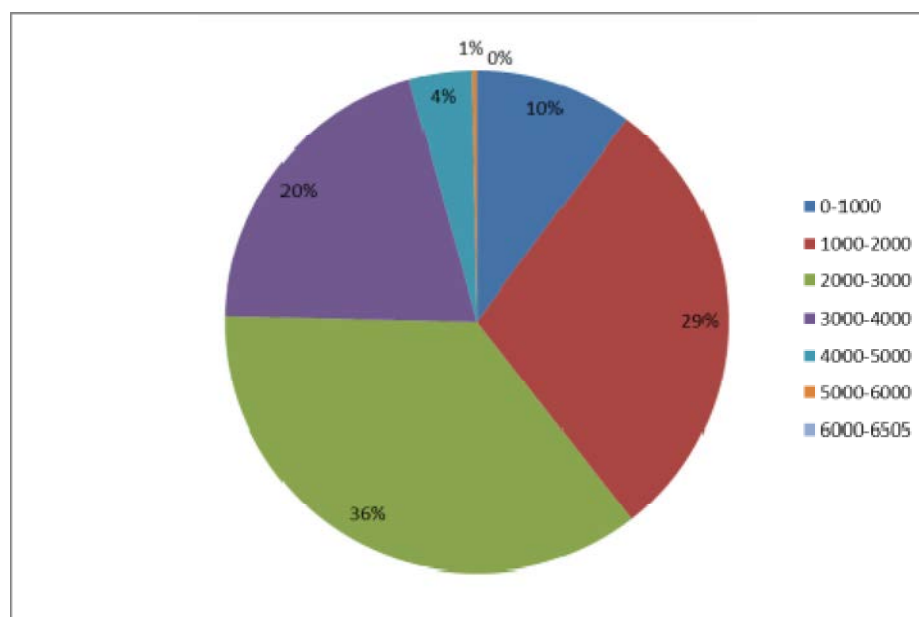


Gráfico VI-17: Porcentaje de cobertura nival promedio cada 1.000 metros (Julio).

El mes de noviembre presenta una situación semejante a la de julio, pero fuertemente acentuada, con la poca nieve presente que se halla casi toda expuesta a oeste. En el gráfico inferior (gráficos VI-18 y VI-19) es además apreciable la dominancia de la franja entre los 3.000 y los 4.000 m de cota (línea violeta) sobre las otras, signo que la cobertura poca de nieve que ha permanecido en este período se halla más en alto con respecto a los demás meses (por una cuestión de mejor conservación a menores temperaturas).

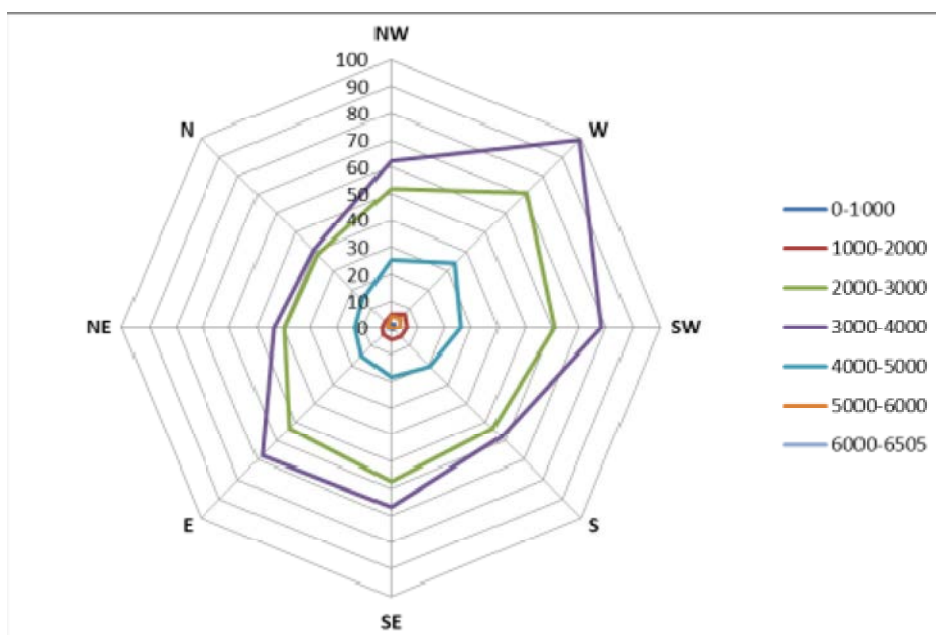


Gráfico VI-18: Superficie (km²) promedio por exposición cada 1.000 metros (Nov.)

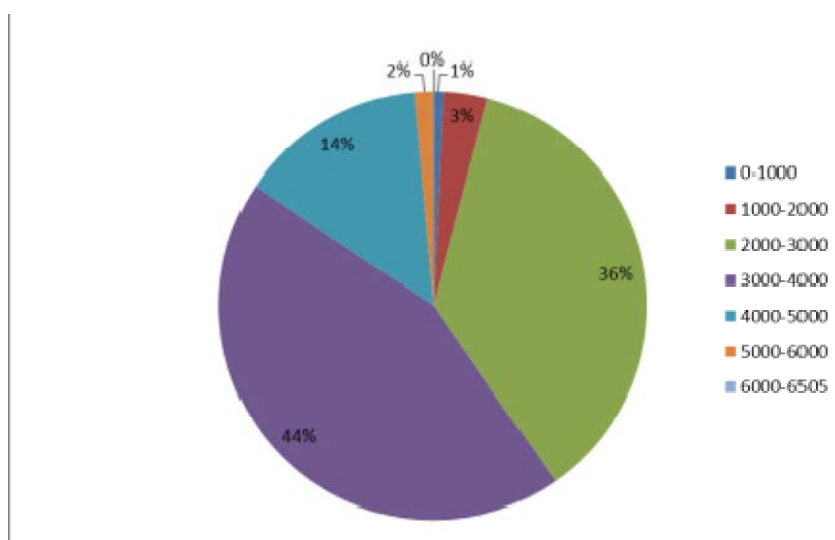


Gráfico VI-19: Porcentaje de cobertura nival promedio cada 1000 metros (Nov.)

12. Conclusiones

Las imágenes MODIS han resultado ser un medio eficaz para el estudio de la variación de cobertura nival sobre amplias zonas y para resoluciones temporales mensuales y anuales. El factor mayormente limitante ha resultado ser la cobertura nublada, la molestia consecuente ha sido sin embargo reducida gracias a la disponibilidad de datos

del NSDIC (National Snow and Ice Data Center) relativos a 8 días consecutivos. De este modo es posible establecer en primer lugar qué cosa hay debajo de las nubes de paso, en segundo lugar, establecer la máxima cobertura nival para un período de ocho días. El único inconveniente es que se pasa de una escala diaria a una semanal, pero las imágenes a descartar disminuyen y el resultado es mejor.

El análisis de los datos con respecto a la latitud ha evidenciado situaciones distintas, como queda subrayado por la inspección de las diversas zonas en que ha sido dividida el área de estudio. Al norte la estación de deshielo ha resultado durar menos que en las otras zonas, y el mínimo de cobertura nival es alcanzado más velozmente y se mantiene por más largo tiempo. La situación se hace cada vez más mitigada a latitudes medias, para luego volverse similar en el sur, pero dependiendo más de las bajas altitudes de las zonas meridionales que limitan la presencia de superficie nival disponible.

Desde el punto de vista de la altitud, con respecto a la cobertura nival de cada zona se nota como esta es distribuida sobre franjas más altas al norte (por la presencia del altiplano), mientras va bajando a medida que nos desplazamos hacia el sur, de en paralelo con la disminución de las cotas máximas alcanzadas por las cuencas ubicadas a latitudes superiores.

En lo que respecta a la variación de la cobertura nival en función de la exposición para el mes de mayor cobertura nival, la variabilidad mayor se halla por exposición Oeste en las Zonas Centro y Sur entre los 2.000 y los 3.000 m de cota, mientras para la Zona Norte hacia Suroeste y entre los 3.000 y los 4.000 m. La situación permanece casi invariado para los meses de menor cobertura nival, salvo por un desplazamiento hacia lo alto de las cotas para las Zonas Centro y Sur, y una variabilidad mayor por exposiciones occidentales para la Zona de Norte. Estas zonas son también aquellas donde se concentra la mayor parte de la nieve en estos períodos, y por tanto los más interesantes desde el punto de vista de la dinámica de la cobertura nival.

D) ASESORAMIENTO TÉCNICO EN LA RED GLACIOLÓGICA DE MONTAÑA

VII. ASESORAMIENTO TÉCNICO EN LA RED GLACIOLÓGICA DE MONTAÑA

A cargo de: Daniele Bocchiola, Maria Cristina Rulli y Stefano Mambretti

1. Introducción

A continuación se entrega el Informe intermedio de la parte de hidrología del *SERVICIO DE CONSULTORÍA: "PLAN DE ACCION PARA LA CONSERVACIÓN DE GLACIARES ANTE EL CAMBIO CLIMÁTICO"*, para el cual EV-K2-CNR ha contado con los expertos hidrólogos del Politécnico de Milán. En él se explica cómo se han desarrollado las visitas a algunos glaciares según lo solicitado por la Dirección General de Aguas (DGA), y se sugiere la instalación de estaciones para la medición de caudal.

Se recomiendan las posiciones que se asumen buenas para medir caudal en las cuencas glaciales de interés. Por lo demás, el equipo del Politécnico de Milán pudo visitar las áreas directamente, ya sea a través de visitas por caminatas en sendero, o con helicóptero. En algunos casos, los sitios se pudieron ver sólo desde el helicóptero y no se pudo aterrizar, debido a las condiciones del clima imperantes en la zona.

Al final del Informe se desarrolla el Anexo I donde se ilustran las metodologías de medición de caudal con i) método área-velocidad, ii) trazador salino, iii) flotante, que deberían ser utilizadas para hacer la calibración. En las distintas secciones del Informe se hace mención a la metodología utilizada o propuesta para analizar cada una de las posibles instalaciones. Se añade allí una explicación de cómo se puede calcular el tamaño de la sección de medición, en particular el ancho y el alto de las paredes. Asimismo, en el Anexo II se presentan algunas especificaciones técnicas sugeridas para los sensores de profundidad con medición de presión para monitoreo de nivel. En el Anexo III se presentan unas instalaciones efectuadas en Italia, a título de referencia e ilustración, y un ejemplo numérico de cálculo de coeficiente de Manning. En el Anexo IV se describen las mediciones de caudal con sal efectuadas por los consultores en terreno.

2. Glaciar San Francisco

El día 15 de febrero se hace una expedición al Glaciar San Francisco. El equipo de trabajo se compone así: Ing. Cristina Rulli e Ing. Daniele Bocchiola, por el Comité EV-K2-CNR, de aquí en adelante los consultores; Ing. Armando Peña y Sr. Raúl Reyes, ambos de la DGA. Se visita el sitio de la antigua estación ahora fuera de funcionamiento. A juicio de los consultores, la estación instalada con anterioridad no es apropiada para poner una nueva sección. Se identifican entonces unos sitios para posible instalación de una nueva estación. Entre éstos la DGA podrá elegir el sitio, dependiendo de sus necesidades. En particular estos sitios están a distancia creciente del glaciar. En el primer sitio propuesto, SF1, se realiza una medición de caudal con sal (véase Anexo IV). Esta medición se utilizará como base para evaluar un valor de referencia para diseñar la nueva sección. Los consultores entregan a continuación una explicación y posibles soluciones técnicas para los sitios escogidos.

La sección inicialmente instalada (figura VII-1) se ve como probablemente inadecuada para poner una sección de medida, debido a que el flujo allí está trenzado, y el cauce es de forma compleja, por lo que realizar una medición de nivel y calibración de curva de caudal es complicado. Además, el flujo a la hora de la visita (15:00 hrs.) es muy alto, de modo que no se puede aforar. Aunque resulte posible calibrar curva de caudal cuando el nivel de flujo sea bajo (en la mañana, en otoño, en primavera, en general en períodos con poco deshielo), en el cauce trazado la construcción de curva de caudal es quizás complicada. Se decide entonces escoger otros posibles sitios para estaciones fluviométricas.



Figura VII-1: Estación inicialmente instalada por la DGA.

En la tabla VII-1 están indicadas las coordenadas de la estación previamente instalada y las de los tres sitios potenciales. En la figura VII-2 se representa la posición de los mismos con Google Earth®.

Sitio	Φ [.]	Λ [.]	Preferencia
INI	33°46'16,00"S	70° 4'17,00"O	-
SF1	33°46'33,89"S	70° 4'21,07"O	3°
SF2	33°47'15,72"S	70° 4'21,85"O	1°
SF3	33°48'10,01"S	70° 4'22,25"O	2°

Tabla VII-1: Coordenadas geográficas estación inicialmente instalada, INI y de los sitios elegidos. A la derecha se sugiere el orden de preferencia de los consultores para poner la estación (1°, posición mejor, y así sucesivamente).

La sección SF1 (figura VII-2) es la más cercana al glaciar, está inmediatamente abajo de la morrena frontal del glaciar. Aquí el cauce es monocursal y no trenzado como aguas arriba, y se puede aforar fácilmente. Además, en esta sección se puede diseñar una estación de medición que permita medir todo el caudal, que está contenido en el cauce con una sección bastante regular. Aquí no deberían contribuir sensiblemente otros glaciares salvo el San Francisco.

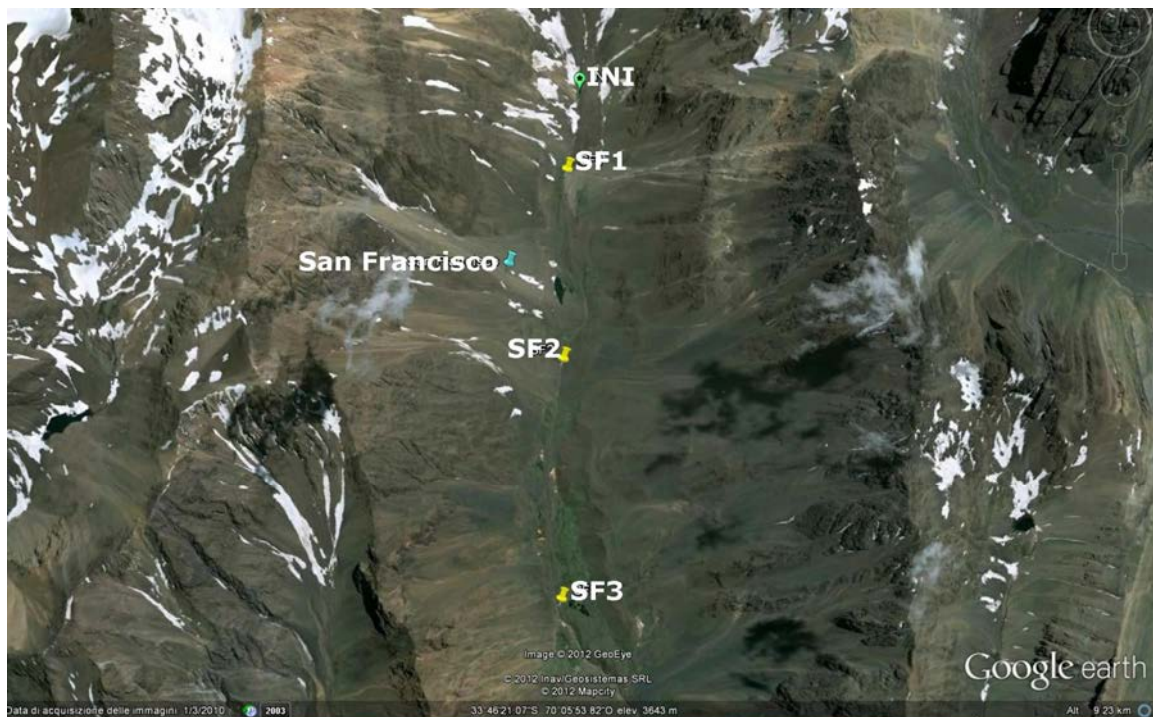


Figura VII-2: Sitios escogidos. Ubicación por Google Earth®.

En la sección SF1 se desarrolla una medición de caudal con sal, también indicada en el gráfico 1. Se ponen 2 kg de sal de mesa ($NaCl$) en agua, unos 100 metros antes de la sección de medición y se mide la conductibilidad salina en agua. El caudal se estima en $Q = 1.96 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, consistente con la hora del día (15:57 hrs.) y el tamaño del glaciar (cerca de $1,88 \text{ km}^2$).



Figura VII-3: Sitio SF1. a) Ubicación. b) Sección.

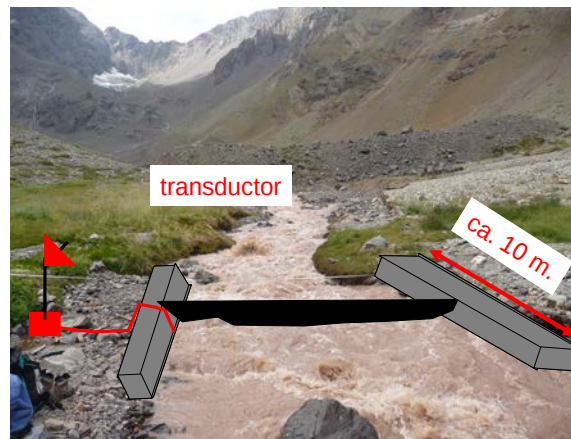


Figura VII-4: Sitio SF1: Esquematización de posible instalación.

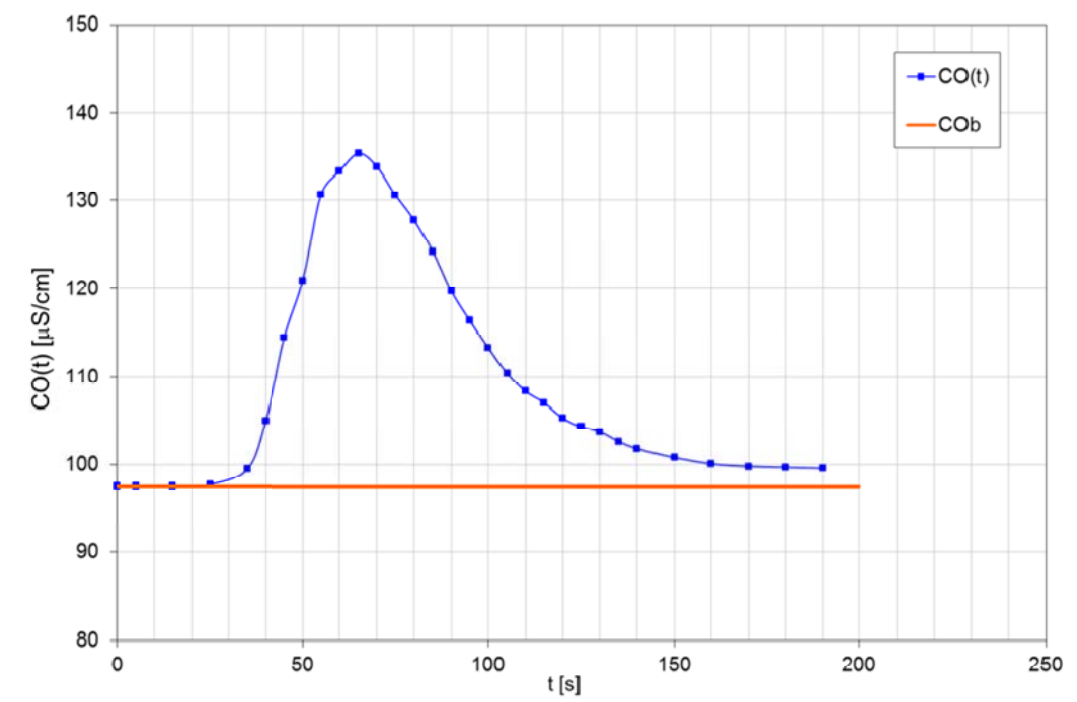


Gráfico VII-1: SF1: Medición de caudal con ola salina.

Valor calculado, $Q = 1.96 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, Día 15 de febrero 2012, 15:57 hrs. $CO[\mu\text{S}/\text{cm}]$ es conductividad salina. CO_b es el valor inicial.

La solución propuesta es consistente con la propuesta técnica de hidrología (formulario TEC-4, pág. 19-23). Se formula la propuesta de que dentro el cauce no se ponga ninguna estructura de fondo, salvo dos paredes laterales en mampostería, sólo para que las paredes del cauce se mantengan y el caudal no se salga normalmente del cauce.

Junto a esto, se instalará el transductor de nivel de agua con su sistema de transmisión satelital, como se ve en la figura VII-4.

El caudal se calculará con la curva nivel-caudal, que se desarrolla por medio de medición de caudales, o sea i) con aforo de molinete, cuando el nivel lo permita con seguridad, y ii) con la medición de forma de sección y de caudal con sal. Estas mediciones se harán para caudales en diferentes momentos del día, de esta forma se podrán calcular coeficientes de rugosidad de fórmula de Manning (véase Anexo I). La curva nivel-caudal debe ser realizada todos los años, porque la forma del cauce se modificará.

La manera mejor de construir la curva es con aforo, y mediciones con sal se harán sólo como referencia, y cuando no se pueda aforar.

El cálculo de curva nivel-caudal será realizado cada año al final del invierno, cuando comienza el deshielo, de modo que se pueda asumir válida para toda la temporada de primavera y verano.

Si la estación se construye como se ha dicho aquí, el riesgo de que la estación se pueda romper, como pasó con la estación INI, será más pequeño. En particular, el río debería pasar por su cauce natural, y sólo el transductor debería ser afectado por la corriente en el caso de salida del cauce.

La sección SF2 está aguas abajo de la SF1, aproximadamente 600 m abajo de Laguna Negra. Esta se encuentra más alejada del glaciar en relación a SF1. Está en una zona al parecer más segura, porque las laderas parecen más estables. También aquí no deberían contribuir sensiblemente otros glaciares salvo el San Francisco. Igualmente aquí se plantea la propuesta de que no se construya una estructura de hormigón en el fondo del cauce. Se construirán sin embargo dos paredes laterales en mampostería. Se instalará el transductor de nivel de agua junto con su sistema de transmisión satelital, como se ve en la figura VII-5. El caudal se calculará con una curva nivel-caudal, que se desarrollará por medio de medición de caudales con aforo de flow tracker/molinete, o con medición de forma de sección y de caudal con sal o velocidad con flotante. Estas mediciones se harán para diferentes caudales en el transcurso de un mismo día (mañana, medio día y tarde), de esta forma se podrán calcular coeficientes de rugosidad de fórmula de Manning (véase más adelante) con menor incertidumbre. La curva nivel - caudal se entregará cada año al inicio del deshielo, de modo que la modificación de cauce sea tomada en cuenta.

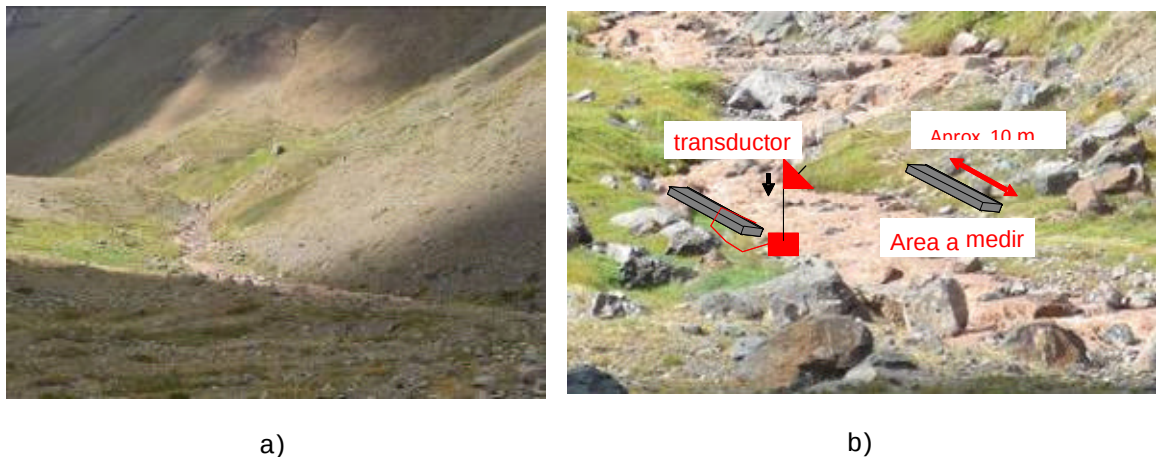


Figura VII-5: Sitio SF2. a) Ubicación. b) Indicación de posible estación.

La sección SF3 está aproximadamente 2 km aguas abajo de la sección SF2 (figura VII-6). También aquí no deberían contribuir sensiblemente otros glaciares salvo el San Francisco, al igual que para las estaciones SF1 y SF2. La razón de elegir esta ubicación es porque en las laderas, particularmente la derecha hidrográfica, hay paredes rocosas que parecen más estables, aunque esas rocas parecen ser producto de la caída de las

laderas. Las rocas probablemente se pueden asimismo aprovechar para poner allí la transmisión satelital y todo el equipamiento (figura VII-6).

También aquí se pondrán sólo dos paredes laterales en mampostería, para que las paredes del cauce se mantengan y el caudal no se salga. Se instalará el transductor de nivel de agua junto con su sistema de transmisión satelital, como se ve en la figura VII-6. El caudal se calculará con una curva nivel-caudal, que se desarrollará por medio de medición de caudales, de la misma forma que para las otras estaciones. Estas mediciones se harán para diferentes caudales en un mismo día (mañana, medio día y tarde), de modo que se podrán calcular coeficientes de rugosidad de fórmula de Nanning. La curva nivel - caudal se entregará cada año al comienzo del deshielo de modo que sea válida para toda la temporada de primavera y verano.

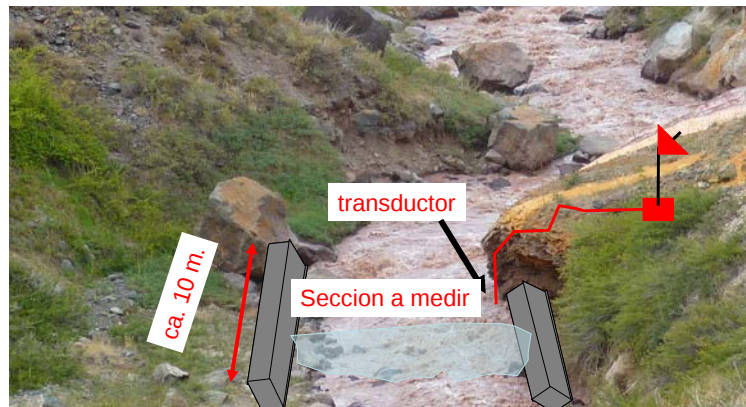


Figura VII-6: Sitio SF3. Ubicación y estación de medición.

3. Glaciar Tapado

El día 21 de febrero se efectúa una expedición al Glaciar Tapado. El equipo de trabajo se compone por: Ing. Cristina Rulli y Ing. Daniele Bocchiola, por el Comité EV-K2-CNR, de aquí en adelante los consultores; y el Ing. Armando Peña, de la DGA. La DGA pide que se evalúe la instalación de dos estaciones bajo el Glaciar Tapado (figura VII-7) y entrega a los consultores posibles coordenadas (tabla VII-2). Los consultores examinan ambos sitios. El primer sitio (Est. Fluviométrica 1 en figura VII-7) no ha sido considerado por los consultores como apto para poner una estación porque tiene paredes muy pendientes. Los consultores eligen entonces un sitio cercano, 400 m aguas arriba, el que proponen aquí como sitio posible para poner una estación (figura VII-8). En la figura VII-9 se presenta la propuesta para esta estación, TA1. También se alcanza a hacer una medición de caudal con sal (Anexo IV), que se entrega en el gráfico 2. El caudal medido es de $Q = 0,34 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

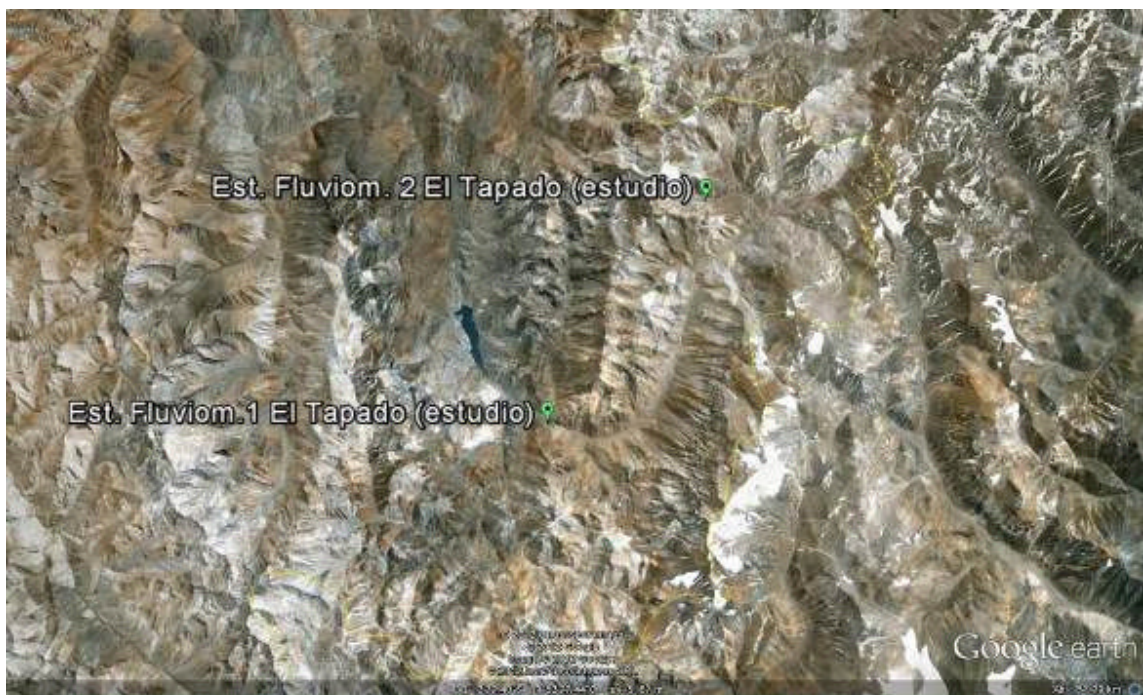


Figura VII-7: Propuesta de estaciones de caudales por la DGA. Ubicación por Google Earth®.

Sitio	Φ [.]	Λ [.]	Preferencia
TA1	30°15'53,45"S	69°59'21,47"O	3°
TA2	30°09'23,72"S	69°52'46,89"O	1°
TA3	30°08'56,67"S	69°53'13,63"O	2°

Tabla VII-2: Coordenadas geográficas de los sitios elegidos.

A la derecha se sugiere el orden de preferencia de los consultores para poner la estación (1°, posición mejor y así sucesivamente).

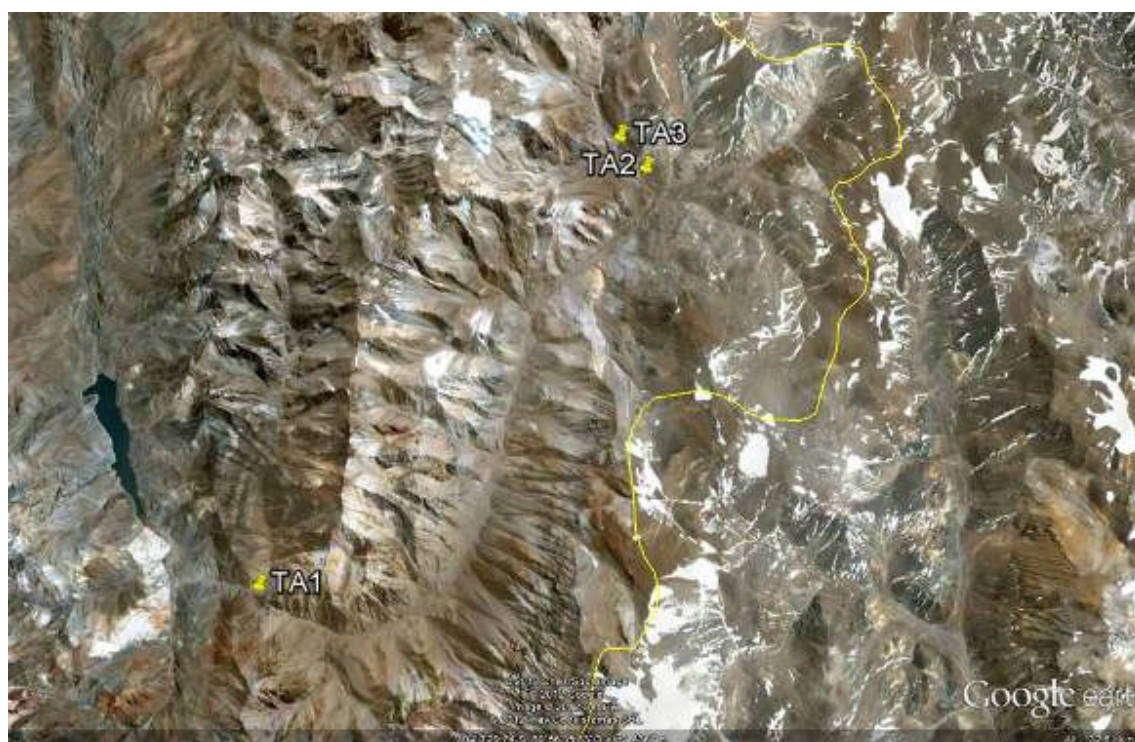


Figura VII-8: Propuesta de estaciones de caudales por los consultores. Ubicación por Google Earth®.



Figura VII-9: Sitio TA1. a) Ubicación. b) Esquematzación de instalación.

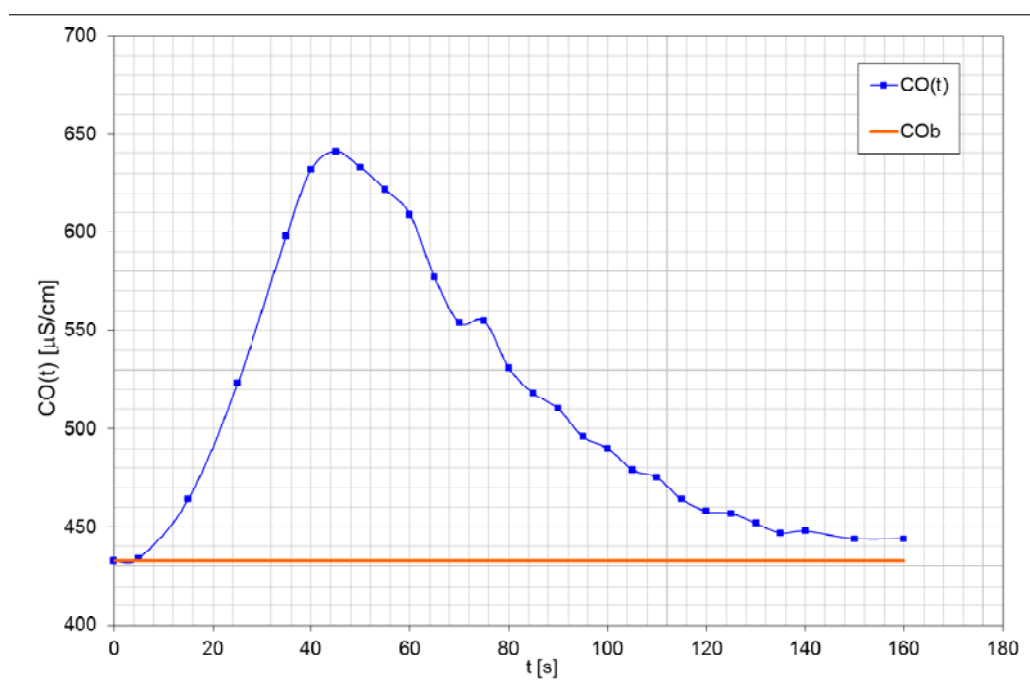


Gráfico VII-2: Sitio TA1. Medición de caudal con ola salina.

Valor estimado, $Q = 0,34 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, Día 21 de febrero 2012, 16:05 hrs. CO[μS/cm] es conductividad salina. CO_b es el valor inicial.

En lo que atañe a la Estación Fluviométrica 2 en la figura VII-7, cerca del glaciar Tapado, los consultores proponen un sitio para medir el caudal diferente, llamado TA2 (figura VII-8). El sitio propuesto por la DGA se encuentra a casi 4.300 m.s.n.m., en una posición que se puede alcanzar por un camino de casi 3 km, con un desnivel de casi 300 m, por la morrena del glaciar. Los consultores sugieren que esta posición es demasiado complicada para que se pueda mantener la estación fácilmente, salvo con uso de helicópteros.

Además, la estación propuesta no podría medir enteramente el caudal de derretimiento del glaciar Tapado. El glaciar Tapado, como se ve en la figura VII-10, entrega agua de derretimiento en dos direcciones diferentes, hacia el Sur y hacia el Norte. La estación propuesta por la DGA/UGN (Estación Fluviométrica 2 en figura VII-7) sólo podría medir el caudal relativo hacia la dirección Sur.

Con la estación TA2 se puede medir también el flujo de los dos glaciares que están más al Norte (sin nombre, aquí llamados SN1, SN2, figura VII-10), que por supuesto producen un caudal importante. De este modo la medición de caudal será más representativa del área considerada. La estación TA2 propuesta está en la figura VII-11. Como se ve la posición es cercana a la ruta 41, así que se puede fácilmente construir y mantener. Una medición de caudal con sal (Anexo IV) que se realiza en la expedición arroja una estimación de $Q = 0,26 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, gráfico VII-3.

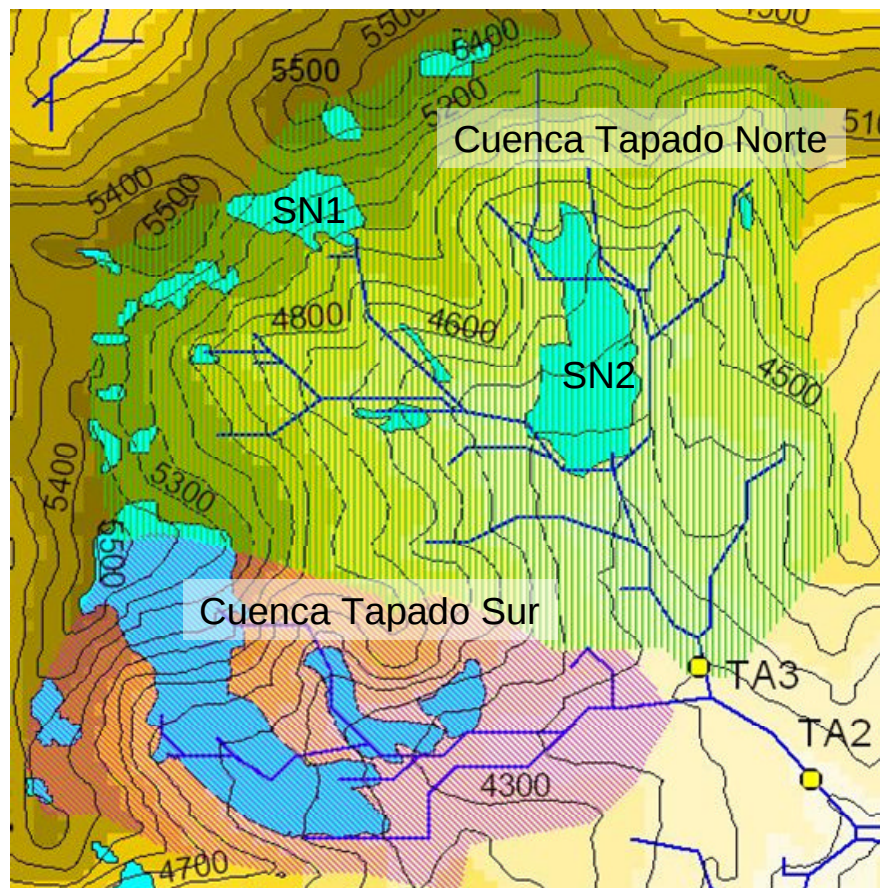
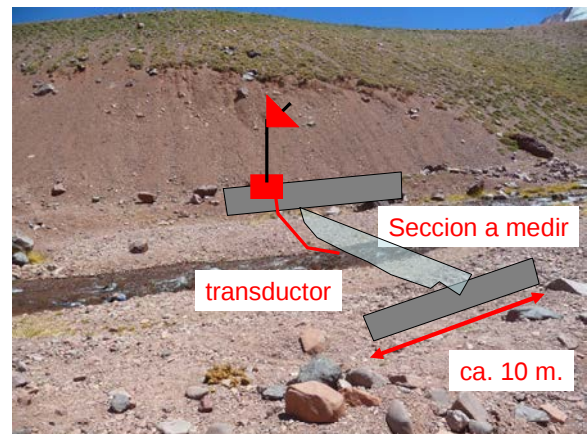


Figura VII-10: Glaciar Tapado. Cuencas glaciares afluentes. Estaciones de caudal propuestas.



a)



b)

Figura VII-11: Sitio TA2.a) Ubicación. b) Esquematización de instalación.

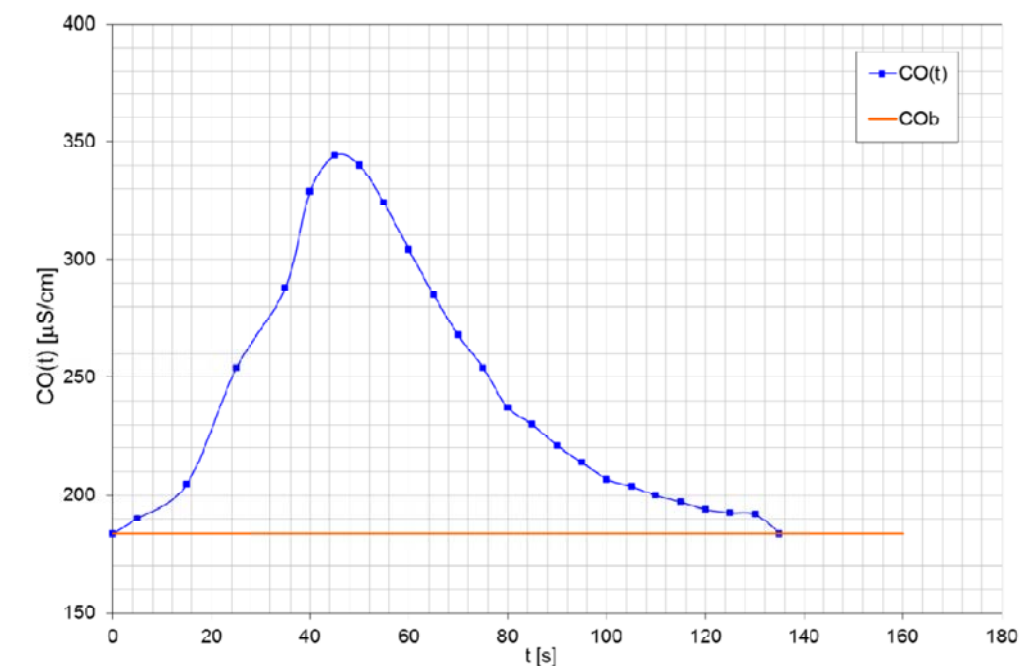


Gráfico VII-3: Sitio TA2. Medición de caudal con ola salina.

Valor estimado, $Q = 0,26 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, día 21 de febrero 2012, 15:00 hrs. $CO[\mu\text{S}/\text{cm}]$ es conductividad salina. CO_b es el valor inicial.

Además los consultores proponen que se puede poner otra estación (TA3), puesto que no pueden encontrar un sitio para medir caudal cercano al Glaciar Tapado Sur, pero sí encuentran un sitio potencial de medición de caudal en el área Tapado Norte. En la figura 12 se indica el sitio. Una medición de caudal efectuada con sal (Anexo IV) arroja $Q = 0,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (gráfico VII-4). Esto confirma que el caudal llevado por la cuenca Tapado Norte es una parte relevante del caudal total ($Q = 0,26 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, TA2), y que la estación TA2 es más apta para evaluar los recursos hídricos de esta área. El caudal de la cuenca Tapado Sur se puede evaluar como diferencia entre los de TA2 y TA3.



Figura VII-12: Sitio TA3. a) Ubicación. b) Esquematización de instalación.

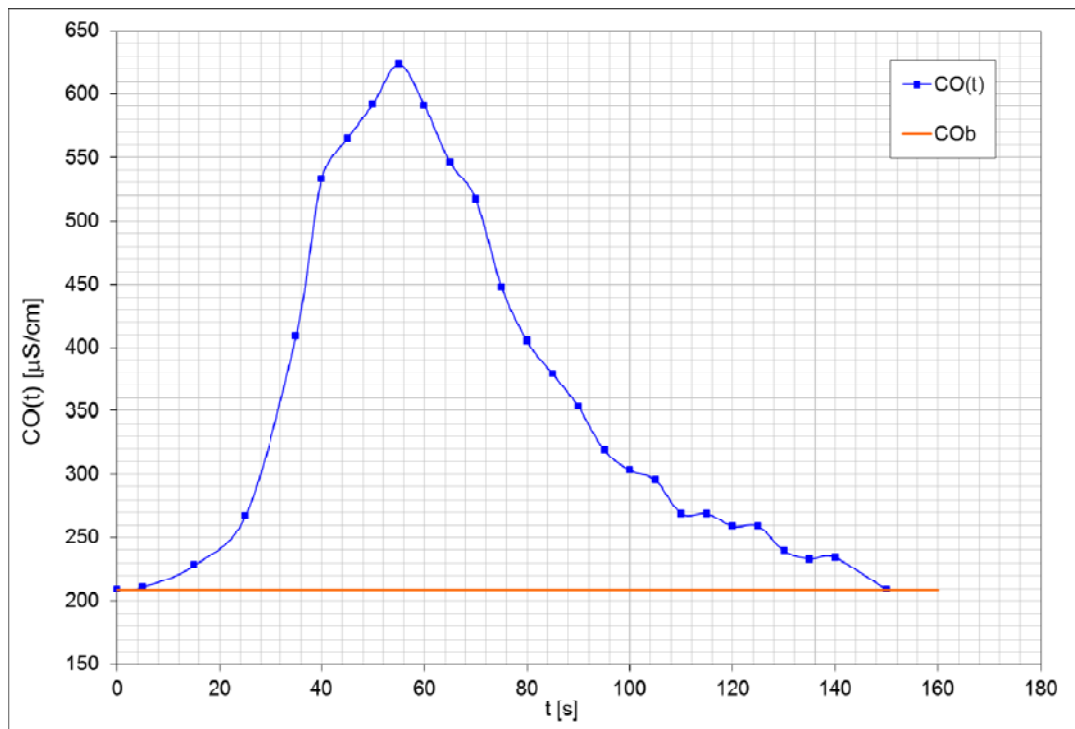


Gráfico VII-4: Sitio TA3. Medición de caudal con ola salina.

Valor estimado, $Q = 0.10 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, Día 21 de febrero 2012, 13:30 hrs. $CO[\mu S/cm]$ es conductividad salina. CO_b es el valor inicial.

Para la estación en TA3 se realiza un aforo para medir la forma de la sección, que se muestra en el gráfico VII-5. Por el valor de caudal estimado Q y el área bañada de la sección A , se puede estimar la velocidad como

$$V = Q/A \quad (3.1)$$

y se puede evaluar el grupo de rugosidad hidráulica por fórmula de Manning (véase Anexo I) como

$$k_s \sqrt{i} = \frac{V}{R^{2/3}} \quad (3.2)$$

Con R el radio hidráulico, i [.] pendiente del cauce y k_s [$m^{1/3}s^{-1}$] rugosidad de Gauckler-Strickler-Manning. Aquí resulta $K_s i^{0.5} = 3,10 \text{ m}^{1/3}s^{-1}$. Este valor es razonable para cauces de ríos de montaña en la experiencia de los consultores y será usado como valor aproximado de referencia para los cálculos preliminar del tamaño de las secciones en este estudio, que se desarrolla en el Capítulo 7. Esta propuesta se puede hacer porque los cauces estudiados aquí son todos cauces de montaña, con características geométricas e hidráulicas similares. Sin embargo, en la fase de realización de curva de caudales para cada sección, la DGA deberá estimar los valores del grupo de rugosidad $K_s i^{0.5}$ más apto.

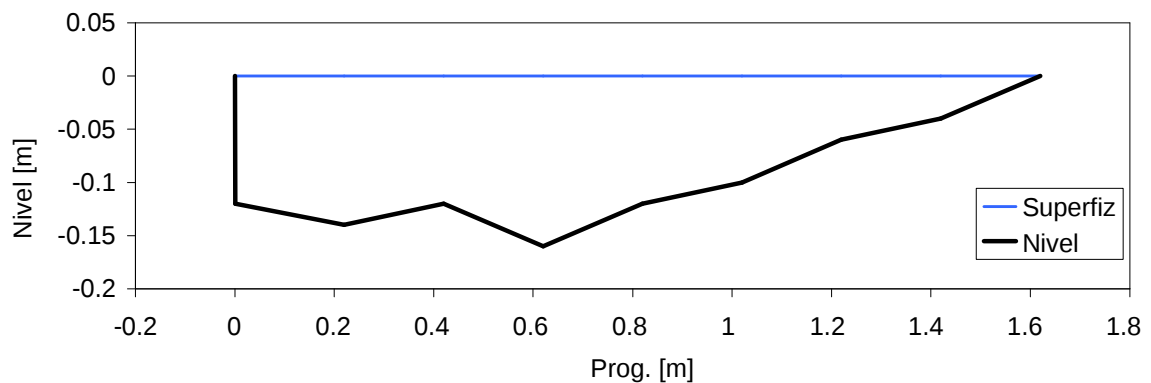


Gráfico VII-5: Sección TA3. 21 de febrero 2012, 13:30 hrs.

Variable	Valor
Ancho, B [m]	1,72
Profundidad thalweg, d_{max} [m]	0,16
Área bañada, A [m^2]	0,163
Perímetro bañado, p [m]	1,84
Radio hidráulico, R [m]	0,09
Grupo rugosidad, $K_s i^{0.5}$ [$m^{1/3}s^{-1}$]	3,10

Tabla VII-3: Sección TA3 – forma geométrica y parámetros hidráulicos.

Para instalar estaciones fluviométricas, sólo se construirán dos paredes laterales en mampostería, para que el cauce se mantenga y el caudal no se salga normalmente. Junto a esto, se instalará el transductor de nivel de agua junto con su sistema de transmisión satelital. El caudal se calculará con curva nivel-caudal, que se desarrollará por medio de medición de caudales, o sea i) con aforo de molinete, cuando el nivel lo permita en seguridad, y ii) con medición de forma de sección y de caudal con sal. Aquí se ha utilizado este segundo método.

Estas mediciones se harán para diferentes caudales de un mismo día (mañana, medio día y tarde), de modo que se puedan calcular coeficientes de rugosidad de la fórmula de Manning (véase Anexo I). La curva nivel-caudal se calculará cada año al empezar el deshielo, de modo que la modificación debida a transporte de material del fondo en el cauce sea tomada en cuenta.

4. Valle Yerba Loca

El día 2 de marzo se realiza la expedición en helicóptero a tres glaciares, incluyendo el Valle Yerba Loca. El equipo de trabajo se compone así: Prof. Ing. Stefano Mambretti y Dr. Roberto Colucci (como apoyo), por la consultora EVK2CNR, y el Ing. Armando Peña, de la DGA. En el primero, el Valle Yerba Loca, se inspecciona una estación ya instalada por la DGA, identificada como YLV1 en la figura VII-13.

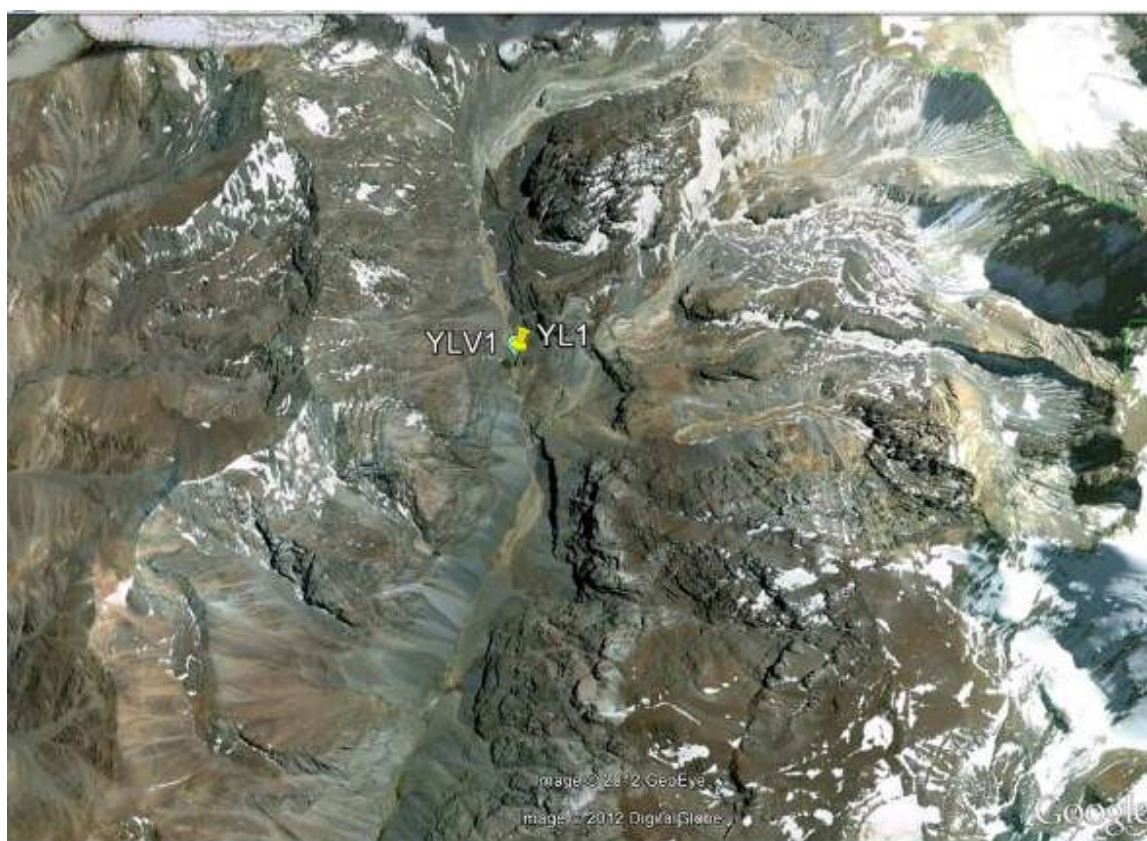


Figura VII-13: Posición de estaciones. Estación YLV1 y estación nueva propuesta YL1.

La estación antigua ahora no está funcionando correctamente pues el flujo se ha movido fuera del cauce viejo donde está la estación misma (véase figura VII-14).



Figura VII-14: Estación YLV1 instalada por la DGA/UGN.
Véase el nuevo cauce fuera de las paredes de mampostería.

Entonces se sugiere la instalación de una estación nueva. A cerca de 50 metros aguas arriba de la estación YLV1 se ha encontrado un sitio apto para la instalación de una nueva estación, que para efectos de este informe se denomina YL1 (figura VII-13), que se ha detallado en la figura VII-15.

En razón del poco tiempo disponible no se puede realizar medición de caudal. No obstante, viendo en la figura VII-14. se puede suponer un valor cercano a $0,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (sección de cerca de dos metros de ancho, profundidad media de cerca de 0,25 m, suponiendo de una velocidad de 1 ms^{-1}), valor sólo válido como evaluación de pulgada. La estación YL1 parece más estable que la YLV1, pues está dentro de un cajón bastante estrecho, y con muy poca posibilidad de movimiento.

También si la sección está cerca de una cascada, los caudales normalmente pequeños no pondrán problemas para medición con aforo y tampoco para la construcción de curva nivel caudal.



Figura VII-15: Sitio YL1. a) Ubicación. b) Esquematización de instalación.

Está ubicada poco a monte de la estación existente YLV1.

La estación fluviométrica debe ser construida haciendo una pared lateral en mampostería/hormigón a la izquierda hidrológica (aguas abajo) para que las paredes del cauce se mantengan y el caudal no se salga de cauce. Junto a esto, se instalará el transductor de nivel de agua junto con su sistema de transmisión satelital. Particularmente hay que poner atención a que el sensor sea puesto bajo agua incluso para bajos caudales. Esto se puede realizar con una tubería (de hierro u otro material duro) fijada al fondo del cauce.

El caudal se calculará con la curva nivel-caudal, que se desarrollará por medio de medición de caudales, o sea i) con aforo de molinete, cuando el nivel lo permita en seguridad, y ii) con medición de forma de sección y de caudal con sal. Estas mediciones se harán para diferentes caudales en un mismo día (mañana, medio día y tarde), en la temporada de flujo menor (Primavera, comienzo de deshielo) si es necesario, para poder así calcular los coeficientes de rugosidad de fórmula de Manning (véase Anexo I). La curva nivel-caudal será calculada cada año.

Sitio	Φ [.]	Λ [.]
YL1V	33°13'17,2"S	70°16'25,6"O

Tabla VII-4: Coordenadas geográficas sitio YL1V. Sitio YL1 50 metros aguas arriba.

El sitio para la Estación YL1 queda 50 metros aguas arriba de la estación YL1V.

5. Glaciar Olivares Gamma

El día 2 de marzo se conduce una expedición con helicóptero a tres glaciares, incluyendo el Glaciar Olivares Gamma. El equipo de trabajo se compone así: Prof. Ing. Stefano Mambretti y Dr. Roberto Colucci (como apoyo), por la consultora EVK2CNR, y el Ing. Armando Peña, de la DGA. Se puede individualizar un sitio apto para una estación limnimétrica (figura VII-17, OG1), pues se encuentra en una zona con menos pendiente y con confinamiento lateral. Aquí se mide sólo el caudal de la cuenca del Glaciar Olivares Gamma. En la sección OG1 el Prof. Mambretti intenta una medición con aforo, pero no se puede llevar a término porque el flujo es demasiado profundo al momento de intentar de aforar (cerca de las 13:00 hrs). Se hace entonces una medición con sal (Anexo IV). Esta es mostrada en el gráfico VII-6. El valor de caudal estimado es de $Q = 0.85 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, que parece aceptable.

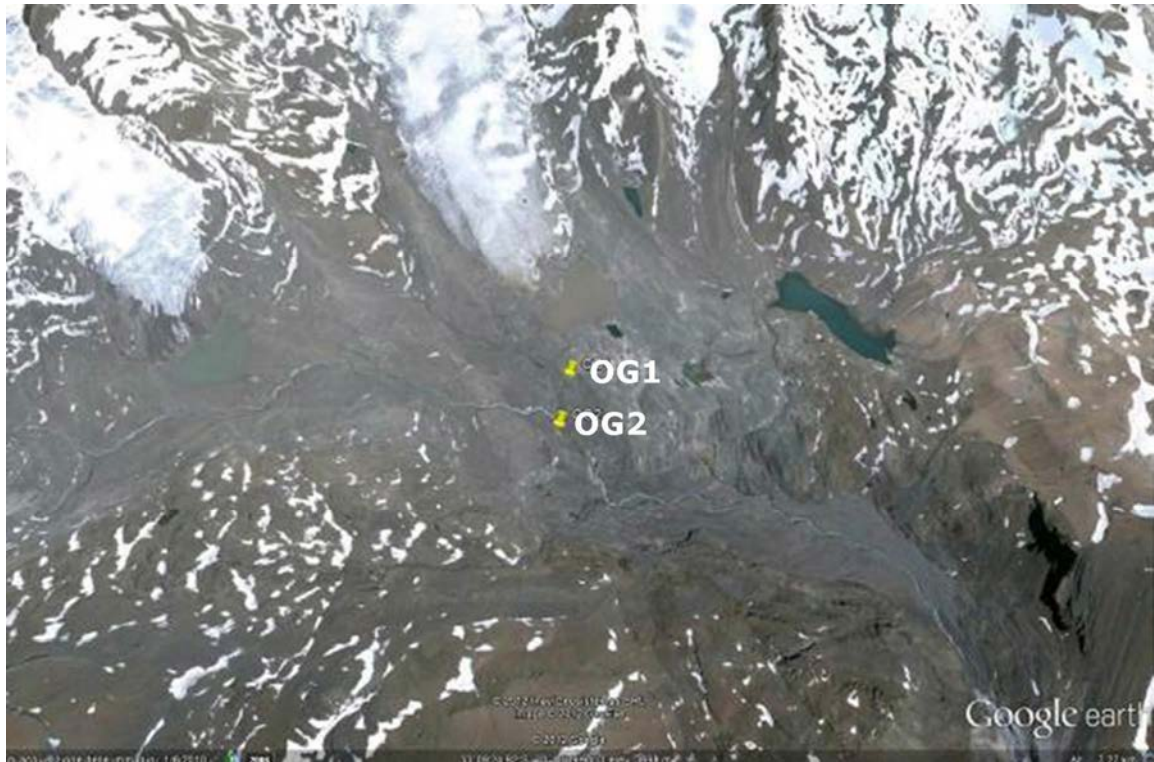


Figura VII-16: Posición de estaciones propuestas, OG1, OG2. Ubicación por Google Earth®.

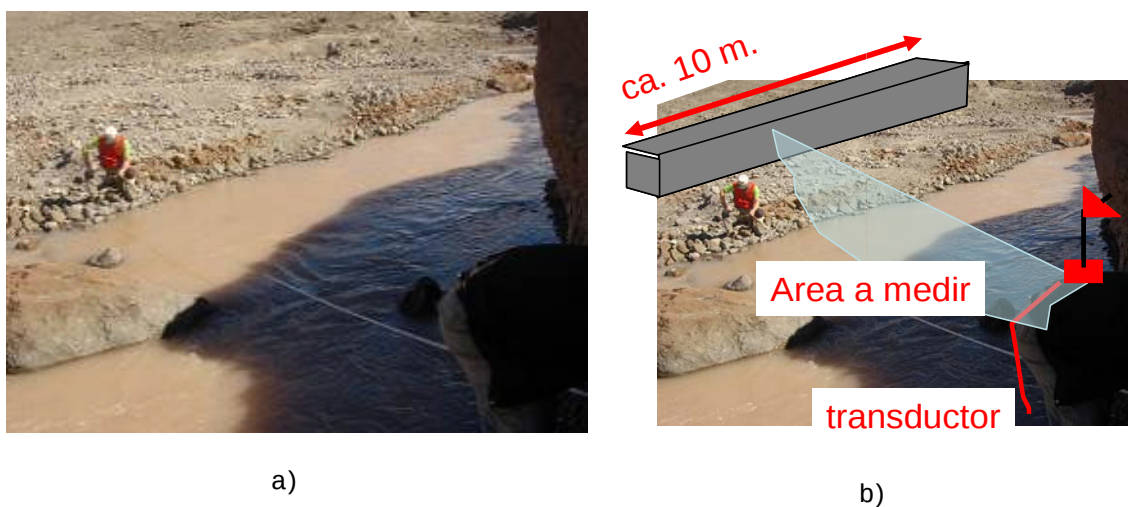


Figura VII-17: Sitio OG1. a) Ubicación. b) Esquematización de instalación.

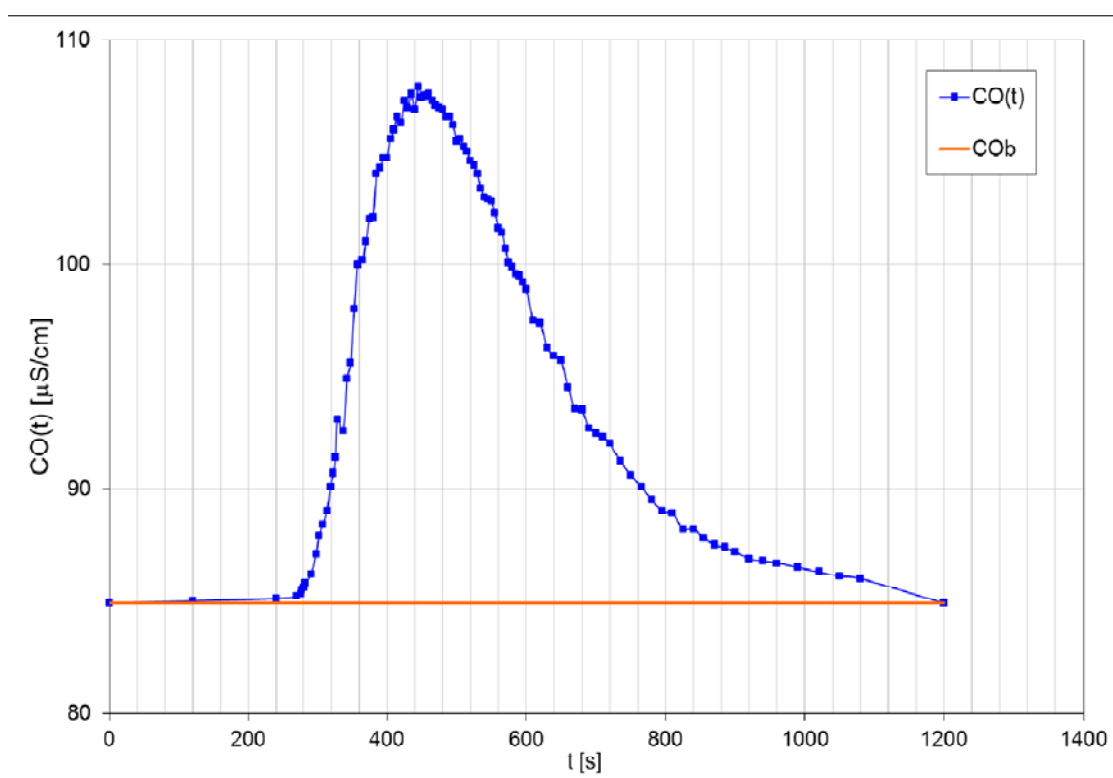


Gráfico VII-6: Sitio OG1. Medición de caudal con ola salina. $Q=0,85m^3s^{-1}$. Día 2 de Marzo. $CO[\mu S/cm]$ es conductividad salina. CO_b es el valor inicial.

Sitio	Φ [.]	Λ [.]	Preferencia
OG1	33°09'21,20''S	70°09'25,00''O	1°
OG2	33°09'29,43''S	70°09'26,94''O	2°

Tabla VII-5: Coordenadas geográficas estaciones propuestas OG1 y OG2.

A la derecha se sugiere el orden de preferencia de los consultores para poner la estación (1°, posición mejor)

A pedido de la DGA, se propone aquí también otra estación, puesta aguas abajo de la confluencia del río Olivares Gamma con los del río formado por la conjunción de flujos de deshielo de Olivares Alfa y Beta. Por medio de esta estación se estima que se puede medir el caudal de los tres glaciares Olivares, más significativo del caudal de la cuenca.

La posición preliminar de esta estación OG2 se ha individualizado con Google Earth, en la figura VII-16, con coordenadas en la tabla 5. Allí el cauce como se ve por las imágenes satelitales parece bastante ancho, cerca de 5 metros (figura VII-18), así que por la temporada de flujo bajo y por la mañana se puede aforar fácilmente para medir caudal. La posición exacta será elegida por el personal de la DGA para la fase de instalación de las estaciones.

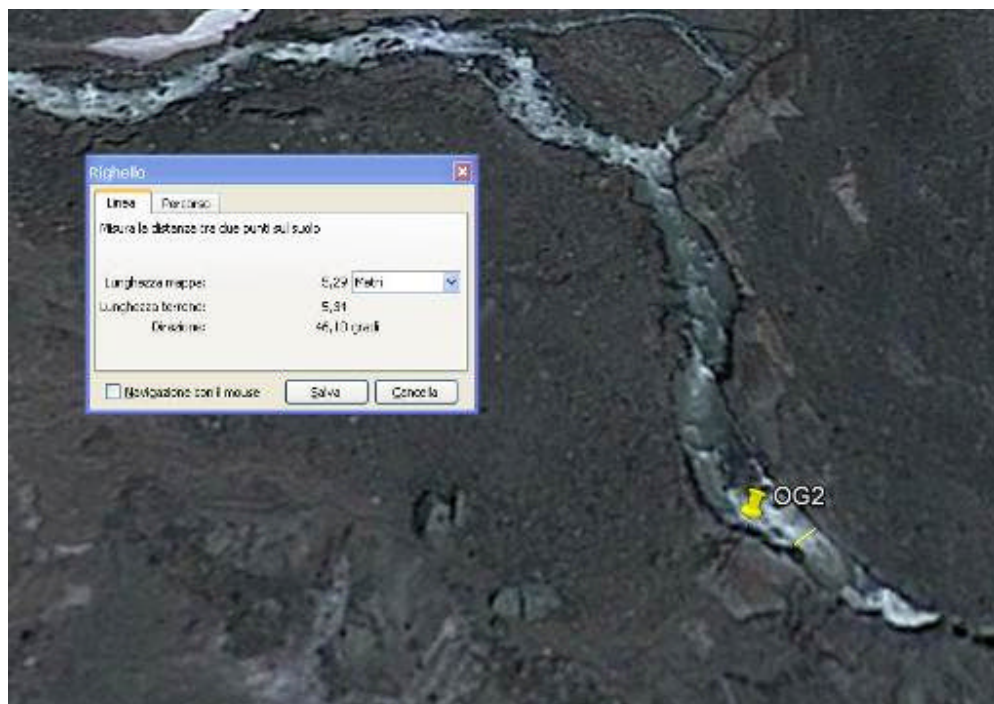


Figura VII-18: Posición aproximada de estación OG2.

Para instalar la estación fluviométrica, se recomienda que no se ponga ninguna estructura dentro del cauce, sino que unas paredes laterales en mampostería/hormigón (solo a la izquierda hidrológica para la estación OG1), para que la paredes del cauce se mantengan y el caudal no se salga. Junto a esto, se instalará el transductor de nivel de agua junto con su sistema de transmisión satelital. El caudal se calculará con la curva nivel-caudal, que se desarrollará por medio de medición de caudales, o sea i) con aforo de molinete, cuando el nivel lo permita con seguridad, y ii) con medición de forma de sección y de caudal con sal.

Esto es particularmente importante en estas estaciones porque el flujo puede ser bastante profundo para la temporada de máximo derretimiento. Estas mediciones se harán para diferentes caudales en un mismo día (mañana, medio día y tarde), en la temporada de flujo bajo (primavera, otoño) si es necesario, para poder así calcular coeficientes de rugosidad de fórmula de Manning (véase más adelante en el Anexo I). La curva nivel-caudal se entregará cada año, en primavera, de modo que la modificación de cauce sea tenida en cuenta.

6. Glaciar Monos de Agua

El día 2 de marzo se conduce una expedición con helicóptero a tres glaciares, incluyendo el Glaciar Monos de Agua. El equipo de trabajo se compone así: Prof. Ing. Stefano Mambretti y Dr. Roberto Colucci (como apoyo), por la consultora EVK2CNR, y el Ing. Armando Peña, de la DGA. En la figura VII-19 se presenta la posición propuesta por la DGA/UGN, denominada MA1, a 3.131 m.s.n.m. El sitio se presenta con paredes inclinadas, y con posibles deslizamientos (figura VII-20), particularmente en la izquierda hidrológica, que sería necesario estabilizar. Entonces los consultores sugieren que una estación se puede poner aguas abajo y proponen otra ubicación. Un lugar posible ha sido encontrado con helicóptero y visitado unos 2 kilómetros aguas abajo (2.820 m.s.n.m.), identificado como MA2, que se ilustra en la figura VII-21.



Figura VII-19: Posición de estaciones propuestas, MA1, MA2. Ubicación por Google Earth®.

Sitio	Φ [.]	Λ [.]	Preferencia
MA1	32° 59' 32,54"S	70° 04' 17,75"O	2°
MA2	32° 58'32,80"	70° 05' 28,20"O	1°

Tabla VII-6: Coordenadas geográficas estaciones propuestas MA1 y MA2. A la derecha se sugiere el orden de preferencia de los consultores para poner la estación (1°, posición mejor).

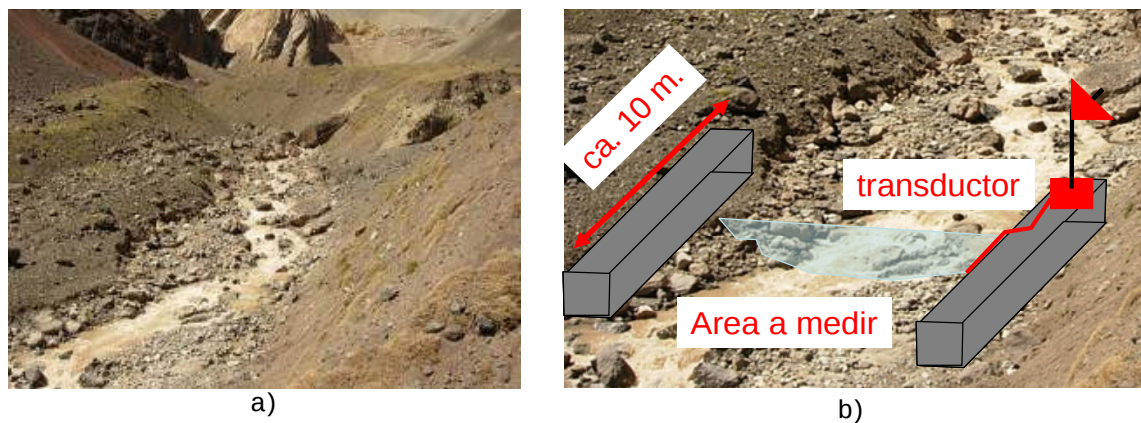


Figura VII-20: Sitio MA1. a) Ubicación. b) Esquematización de instalación.

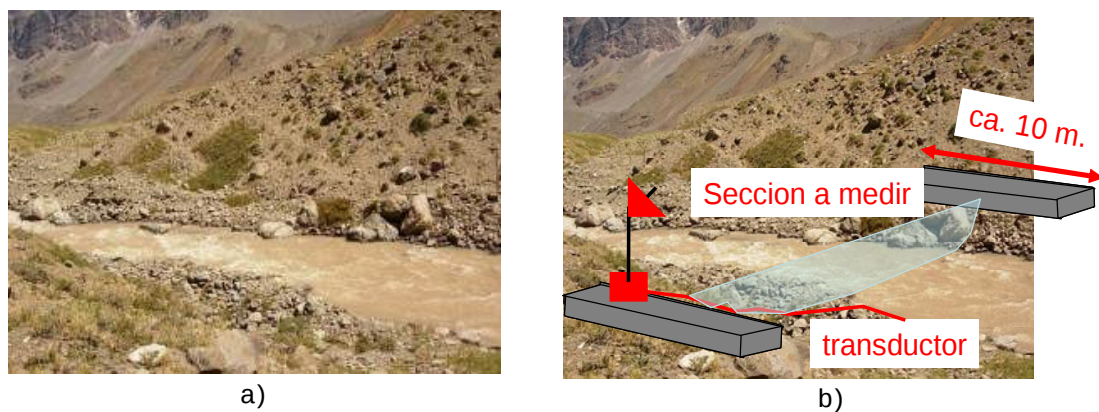


Figura VII-21: Sitio MA2. a) Ubicación. b) Esquematización de instalación.

En el sitio MA2 se intenta medir el caudal con sal (4 kg), pero no se registra variación de conductibilidad importante, así que no se puede adquirir una idea del caudal.

La estación se hará poniendo unas paredes laterales en mampostería/hormigón. Para la estación MA1, la estabilidad de las paredes es particularmente crítica. Se instalará el transductor de nivel de agua junto con su sistema de transmisión satelital.

Particularmente hay que poner atención a que el sensor sea puesto bajo agua también para caudales bajos. Esto se puede realizar con una tubería (de hierro u otro material duro) fijada al fondo.

El caudal se calculará con curva nivel-caudal, que se desarrollará por medio de medición de caudales, o sea i) con aforo de molinete, cuando el nivel lo permita en seguridad, y ii) con medición de forma de sección y de caudal con sal. Esto es particularmente importante en estas estaciones porque el flujo puede ser bastante profundo para la temporada de máximo derretimiento. Estas mediciones se harán para diferentes caudales en un día (mañana, medio día, tarde) en la temporada de flujo bajo (principalmente en primavera y otoño en el caso), de modo que se puedan calcular los coeficientes de rugosidad de fórmula de Manning (véase Anexo I). La curva nivel-caudal se revisará cada vez que se hagan aforos.

7. Glaciar Cipreses

El día 3 de marzo se realiza una expedición con helicóptero al Glaciar Cipreses. El equipo de trabajo se compone así: Prof. Ing. Stefano Mambretti, por la consultora EVK2CNR y el Ing. Armando Peña, de la DGA. El equipo puede bajar con el helicóptero arriba del sitio que la DGA/UGN preliminarmente ha elegido para medición de caudal. En la figura VII-22 se presenta la posición propuesta por la DGA/UGN, a 2.102 m.s.n.m. Aquí se ilustra la propuesta de instalación aprovechando el video hecho por el Prof. Mambretti y las imágenes almacenadas por Google Maps®. En la figura VII-23 se ve cómo la posición propuesta por la DGA/UGN queda muy cerca de una cascada. Por esta razón, la pendiente es más alta y las aguas llevan un flujo muy rápido.

Además, parece difícil el aforo para medir caudal y no parece posible construir una curva nivel-caudal que tenga sentido en estas condiciones.

Los consultores sugieren que esta posición no es óptima para poner una estación fluviométrica. Aguas arriba de esta cascada el flujo está trenzado en dos brazos diferentes, y además la situación topográfica está complicada, con una pendiente muy grande. El equipo explora con helicóptero el cauce del río glacial del Cipreses y ha encontrado a cerca de un kilómetro aguas abajo (a cerca de 1.980 m.s.n.m.) otro punto apto para la instalación de la estación, que está explicado en la figura VII-23a (denominado C11). En la figura VII-23b se propone una solución posible para ubicar la estación de medición caudal.

Para construir una estación aquí, se deberán poner paredes bastante largas (cerca de 20 m) por la razón de que el cauce es bastante ancho (cerca de 10 m) y es necesario contener el flujo entre las paredes mismas.

Se instalará el transductor de nivel de agua junto con su sistema de transmisión satelital. Para llevar el transductor hasta el cauce de modo que esté siempre bajo agua, se puede por ejemplo construir un tubo de hormigón bajo tierra, porque aquí el flujo es bastante rápido debido a los caudales relevantes que se esperan (véase el numeral 8 a continuación).

Los consultores no intentan realizar medición de caudal con aforo, debido al cauce muy ancho y particularmente por el flujo muy rápido de las aguas.

El caudal se calculará con curva nivel-caudal, que se desarrollará por medio de medición de caudales, o sea i) con aforo de molinete, cuando el nivel lo permita en seguridad, y ii) con medición de forma de sección e de caudal con sal. Esto es particularmente importante en esta estación porque el flujo puede ser bastante profundo para la temporada de máximo derretimiento. Entonces el aforo se hará recién después que el flujo de derretimiento empiece en primavera, y si necesario por la mañana, con caudal mínimo.

Con estas mediciones se podrán calcular coeficientes de rugosidad de fórmula de Manning (véase Anexo I). La curva nivel-caudal se entregará cada año.

Los consultores han explorado con helicóptero también la cuenca aguas abajo de la estación CI1, pero el cauce se desarrolla por lo ancho, y con flujo trezado, así que no parece posible instalar una estación fácilmente.

Sitio	Φ [.]	Λ [.]
CI1	34°33'6,97"S	70°23'38,30"O

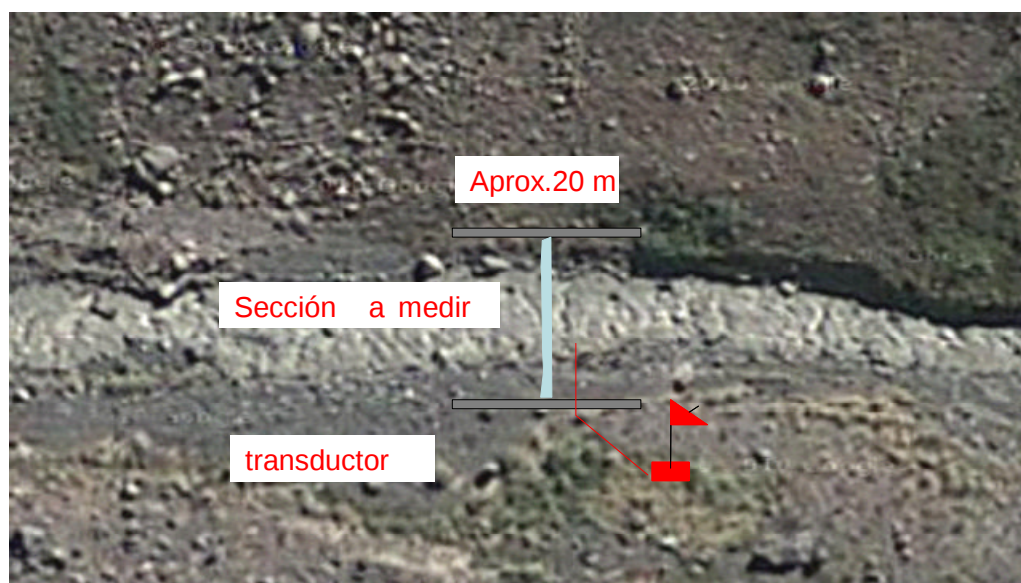
Tabla VII-7: Coordenadas geográficas estación propuesta CI1.



Figura VII-22: Posición de estación sugerida. CI1. Ubicación por Google Earth®.



a)



b)

Figura VII-23: Sitio CI1. a) Ubicación. b) Esquemización de instalación
Nótese que después de la cascada, los dos ríos de derretimiento glacial, derecho (1) e izquierdo (2) se juntan.

8. Caudales de cálculo

A pedido de la DGA, se propone aquí una evaluación preliminar de los caudales de cálculo para el dimensionamiento de las secciones de medida. Esta evaluación se basa sobre cálculo de caudales extremos, con período de retorno establecido, y modelación hidrológica simplificada de evento crítico (p.e. Chow et al., 1986). Para evaluar la solicitación pluviométrica máxima según periodo de retorno, se toman curvas de Intensidad-Duración-Frecuencia, IDF, válidas para los sitios más cercanos a los glaciares, que los consultores han podido encontrar dentro de un estudio reciente (Tapia y otros, 2007).

$$i = K \frac{T^m}{d^n}, \quad (8.1)$$

con i intensidad de precipitación [mm/h], T periodo de retorno [años], d duración [minutos], k , m , n , parámetros de calibración, diferentes para cada sitio. En la figuraVII-24 se representan las estaciones pluviométricas utilizadas.

En la tabla VII-8 se entregan las ecuaciones de curva IDF para estas estaciones, tomadas del estudio utilizado. Los consultores no han podido encontrar las ecuaciones de IDF para estaciones más cercanas, ni calcularlas ya que no se ha podido obtener datos de estaciones de lluvia alrededor de los glaciares estudiados. Para calcular los caudales de dimensionamiento de las secciones a partir del conocimiento de datos de lluvia, se adopta aquí la metodología de evento crítico (p.e. Bocchiola and Rosso, 2009), con metodología de Hidrograma unitario instantáneo geomorfológico de tipo Gama (p.e. Rosso, 1984). Para calcular el caudal se asume que la cuenca hidrológica se puede modelar como un sistema de n embalses en cascada con respuesta lineal (linear reservoir) con tiempo de respuesta k y con tempo de atraso total (lag time) $T_l = nk$

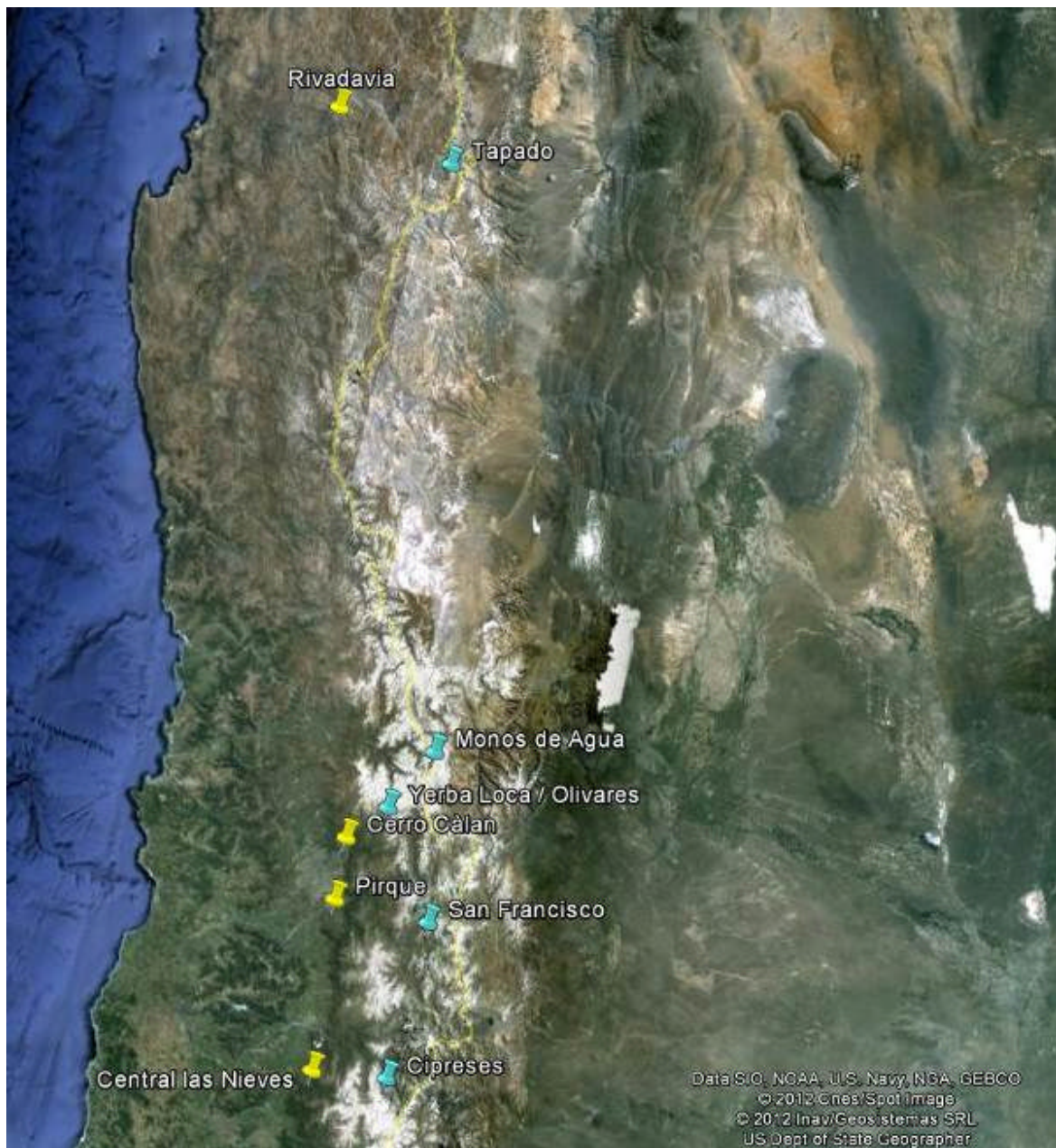


Figura VII-24: Estaciones fluviométricas utilizadas. Fuente: Google Earth®.

Haciendo así, el caudal al tiempo t entregado por un evento de lluvia con duración conocida d e intensidad constante $i(d)$ por la duración, se calcula como (p.es Chow et al., 1988)

$$Q(t | d) = \Phi \frac{A_c}{3.6} i(d) \int_0^t u(t - \tau) d\tau$$

$$u(t) = \frac{t^{n-1}}{\Gamma(n)k^n} \exp\left(-\frac{t}{k}\right)$$
(8.2)

con A_c [km²] área de la cuenca aportante, Φ [.] coeficiente de restitución, $u(..)$ es el IUH Gama, y Γ función Gama.

Aquí se asume $n = 3$, porque el valor de n es bastante constante alrededor de eso (Rosso, 1984) T_l se calcula en función del largo del tramo principal, que se calcula en función de la superficie contributiva de la cuenca, como (Bocchiola, 1998; Bocchiola et al., 2003)

$$T_l = \frac{L_c}{v} = \frac{1.85 A_c^{0.53}}{7.2},$$
(8.3)

con L_c [km] largo de tramo principal, v [km/hora] velocidad de flujo media de plena y T_l en horas. Para evaluar el coeficiente Φ se adopta aquí el método de SCS-CN (SCS, 1986), que utiliza el número CN (1-100) para evaluar la capacidad de absorción del suelo. El caudal de cumbre en función del período de retorno según Ec. (8.1) + (8.2) se calcula como (p.e. Bocchiola and Rosso, 2009)

$$Q_T(d) = \max(0 : t) \left\{ A_c \frac{1}{(d - d_p)} \left[\frac{(KT^m d^{1-n} - I_a)^2}{(KT^m d^{1-n} - I_a + S)} \right] \int_0^t u(t - \tau) d\tau \right\}$$
(8.4)

con d_p tiempo de flujo superficial (ponding time) $d_p = I_a/i, I_a$ [mm] imbibición inicial, $I_a = cS$, con S [mm] máximo contenido de agua en el suelo, $S = 254(100/CN-1)$, y $c = 0.2$ normalmente. El caudal crítico Q_c [m³s⁻¹] de lluvia de dimensionamiento con período de retorno escogido corresponde a lo entregado por un evento de lluvia con duración crítica. El valor de duración crítica se calcula con maximización de caudal $Q_T(d)$ en función de la duración de lluvia

$$d = d_c \Rightarrow Q_{T,\max}(d) = Q_{c,T}$$
(8.5)

El caudal de dimensionamiento de la sección se puede calcular como adición de este caudal y del caudal de derretimiento de hielo.

$$Q(T) = Q_c(T) + Q_h$$
(8.6)

En la tabla VII-8 se entregan valores estimados de caudales que se pueden utilizar para un dimensionamiento de máxima de las secciones de medición fluvial. Esto se

puede obtener por cálculo de i) ancho de la sección de medición, ii) alto de las laderas, como se explica en el Anexo I (párrafo I.5).

Se han tomado aquí valores de lluvia con período de retorno de 5 años, porque se asume que las estaciones pueden ser desbordadas una vez cada cinco años en promedio. Otros períodos de retorno pueden ser considerados, si necesario. Se asume un valor de CN = 90 ($S \sim 28$ mm), o sea con permeabilidad muy baja, que es un valor medio razonable para cuencas de alta montaña, con rocas y suelos muy poco profundos (Bocchiola et al., 2010; 2011). Se asume además que la precipitación ocurre enteramente como lluvia, y no como nieve, como hipótesis extrema para calcular el caudal máximo ($T = 5$ años) en la estación limnimétrica.

En la tabla VII-8 se entregan los valores de caudal estimados para cada estación de medición propuesta. Eso es solamente el caudal debido a la precipitación líquida, porque el valor de caudal debido a derretimiento, que se ha medido por la expedición, es muy pequeño. Además, en la tabla VII-10 se entrega una evaluación preliminar del tamaño de la sección, o sea en particular del ancho de las paredes laterales que se supone necesario para contener el caudal estimado.

Estación	Región	LAT[°]	LONG [°]	Alt [m.s.n.m.]	<i>K</i>	<i>m</i>	<i>N</i>
Pirque	Metropolitana	33°,40'	70°,36'	660	32,35	0,18	0,34
Cerro Calán	Metropolitana	33°,23'	70°,32'	770	70,32	0,17	0,45
Rivadavia	Coquimbo	29°,58'	70°,34'	820	40,57	0,23	0,46
C. las Nieves	Lib.Gen. Bernardo O'Higgins	34°,29'	70°,45'	620	37,14	0,15	0,30

Tabla VII-8: Estaciones pluviométricas utilizadas, parámetros de curvas IDF.

La evaluación del tamaño se hace con el supuesto explicado en la figura VII-25. Se supone que la forma de cauce se puede aproximar con un rectángulo de profundidad d (o sea, el ancho B sería bastante más grande que d , $H > 4-5 d$), y que se pongan paredes laterales de alto máximo H_{max} , de modo que el ancho de la sección se puede calcular por la fórmula de Manning (Anexo I) como

$$B = \frac{Q}{V(d + H_{max})} = \frac{Q}{k_s \sqrt{i} \frac{R}{(d + H_{max})}^{2/3} (d + H_{max})} = \frac{Q}{k_s \sqrt{i} (d + H_{max})^{5/3}} \quad (8.7)$$

El grupo $k_s i^{0.5} = 3.1 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ llega de la medición de caudal y sección hecha por la expedición en el Glaciar Tapado (sitio TA3), que se supone aproximadamente válido para todo los sitios, en razón de la similitud de los cauces considerados. En la tabla VII-10 se utilizan valores preliminares de la profundidad d y del alto de paredes H_{max} , que se suponen válidos para los cauces investigados. Esos valores tienen que ser averiguados en la fase de proyecto e instalación final, cuando se tenga la curva nivel-caudal exacta para las estaciones de medición, y se pueda calcular exactamente el ancho necesario para contener el caudal de dimensionamiento.

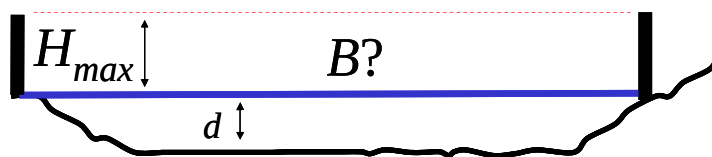


Figura VII-25: Cálculo preliminar de ancho de secciones.

El valor de H_{max} se elige considerando también el impacto visual de la estructura, así que se toma alrededor de 0,5 m, salvo para esas estaciones con caudales grandes (o sea con cuenca afluente grande) y con cauces profundos, donde se pueden suponer

paredes más altas sin gran disturbo visual. El valor de caudal $Q(T = 5)$ se calcula de acuerdo con Ec. (8.6), donde el caudal de derretimiento se asume coincidente con el valor medido por las expediciones. Para el Glaciar Yerba Loca, se asume el valor $Q_h = 0,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, que se ha estimado visualmente por las características de las secciones. Se observa que aquí el caudal Q_h es mucho menor que el caudal Q_c ($17,58\text{m}^3\text{s}^{-1}$) por lo que la evaluación de P_H cambia muy poco la estimación del valor $Q(T = 5)$.

	A_c	T_i	$i_c(T)$	H	d_c	d_n	h_n	i_n	ε	Q_c
Gl.	[km²]	[hrs]	[mm/h]	[mm]	[hrs]	[hrs]	[hrs]	[mm/h]	[.]	[m³s⁻¹]
SF										
1	11,54	0,94	5,17	41,06	7,93	6,84	19,71	2,88	1,00	9,23
2	17,85	1,18	5,23	40,24	7,70	6,62	19,06	2,88	1,00	14,23
3	23,05	1,36	5,01	43,77	8,74	7,62	21,91	2,88	1,00	18,35
YL										
1	16,33	1,13	7,81	35,47	4,54	3,82	15,33	4,01	0,97	17,58
MA										
1	33,03	1,64	6,98	40,66	5,82	5,01	19,39	3,87	0,95	33,81
2	40,14	1,82	6,76	42,29	6,25	5,42	20,70	3,82	0,95	40,43
OG										
1	18,19	1,20	7,68	36,20	4,71	3,98	15,88	3,99	0,96	19,45
2	69,19	2,43	6,17	47,32	7,67	6,75	24,85	3,68	0,94	66,34
TA										
1	234,13	4,63	2,53	40,37	15,98	13,74	19,15	1,39	0,95	85,98
2	31,20	1,59	3,32	29,22	8,81	7,11	10,73	1,51	0,99	12,94
3	20,61	1,28	3,32	29,22	8,81	7,11	10,73	1,51	1,00	8,61
CI										
1	66,53	2,38	6,71	71,10	10,60	9,76	45,74	4,69	0,98	85,18

Tabla VII-9: Caudales de cálculo, período de retorno, $T=5$ años.

El valor $i_c(T)$ es la intensidad crítica, d_c es duración crítica, d_n es duracion neta (sin tempo de flujo superficial), h_n es precipitación neta, i_n intensidad neta, ε atenuación según el Hidrograma unitario instantáneo geomorfológico de tipo Gama.

Glaciar	Q_c [m ³ s ⁻¹]	Q_h [m ³ s ⁻¹]	$Q(T=5)$ [m ³ s ⁻¹]	d [m]	H_{max} [m]	V [ms ⁻¹]	A [m ²]	B [m]
S. Francisco								
1	9,25	1,96	11,21	0,5	0,5	3,10	3,62	3,62
2	14,31	1,96	16,27	0,5	0,5	3,10	5,25	5,25
3	18,47	1,96	20,43	0,5	0,5	3,10	6,59	6,59
Yerba Loca								
1	18,4	0,50	18,90	0,5	0,5	3,10	6,10	6,10
Monos de Agua								
1	35,75	0,16	35,91	1	0,5	4,06	8,84	5,89
2	42,86	0,16	43,02	1	0,5	4,06	10,59	7,06
Olivares Gamma								
1	19,88	0,85	20,73	0,5	0,5	3,10	6,69	6,69
2	70,75	2,07	72,82	1	0,5	4,06	17,93	11,95
Tapado								
1	91,15	0,34	91,49	0,5	1	4,06	22,52	15,02
2	13,3	0,26	13,56	0,5	0,5	3,10	4,37	4,37
3	8,83	0,10	8,93	0,5	0,5	3,10	2,88	2,88
Cipreses								
1	87,41	2,32	89,73	1	1	4,92	18,24	9,12

Tabla VII-10: Evaluación preliminar del tamaño (ancho B) de las secciones. Caudales con período de retorno, $T=5$ años. Valores en **negrita** estimados en base a área glacial y medición en glaciares cercanos.

Para los glaciares Monos de Agua, Olivares Gamma y Cipreses se ha estimado el caudal de derretimiento Q_h en proporción del área glacial, considerando el aporte específico de los glaciares más cercanos y con altura similar, y se ha hecho una confrontación con fotos y filmados obtenidos por las expediciones para verificar que los resultados sean razonables.

9. Conclusiones y Sugerencias

El informe contiene propuestas para instalar estaciones de medición de caudal en las cuencas glaciares indicadas por la UGN/DGA.

Para realizar su trabajo, los consultores se han basado en las observaciones y mediciones efectuadas por ellos mismos en las expediciones de campo realizadas junto a personal de la UGN/DGA. Además, se han apoyado en información contenida en informes preliminares entregados por la misma UGN/DGA.

El programa original de trabajo de los consultores preveía expediciones individuales con helicóptero para visitar cuatro de los glaciares de interés de la DGA (Monos de Agua, Yerba Loca, Cipreses, Olivares Beta). Debido a que no fue posible la realización de esas expediciones con helicóptero, los glaciares Monos de Agua, Yerba Loca y Olivares Beta sólo pudieron ser visitados los tres en un día, en un mismo viaje, en forma muy rápida.

Los consultores tuvieron por consiguiente poco tiempo para realizar visitas en terreno y quizá para haber organizado otras visitas en los casos que generaran más dudas.

En el Glaciar Cipreses es difícil aterrizar, por lo que la observación del sitio se ha realizado desde el helicóptero.

Las visitas se han realizado con el personal encargado de la UGN/DGA y las sugerencias para ubicación de las estaciones se han elaborado también en acuerdo con ellos.

Las problemáticas que se pueden evidenciar para la gestión de la red son:

- 1) Escasa accesibilidad de los sitios, en particular para llevar material de construcción y para manutención.
- 2) Potencial malfuncionamiento (por ejemplo, presencia de transporte sólido, accidentes).
- 3) Morfología variable de los cauces.
- 4) Calibración de la curva nivel-caudal.
- 5) Caudal de dimensionamiento.
- 6) Malfuncionamiento por la temporada de invierno.

1) Con respecto al punto 1, se sugiere, donde sea posible, que los sitios escogidos puedan coincidir con rutas y ojalá puentes.

En los sitios donde sólo se puede llegar con helicóptero, al menos se sugiere que sean en posiciones de aterrizaje fácil.

2) Las estaciones son diseñadas para estar en el mayor grado posible protegidas de deslizamientos, avalanchas invernales y movimiento de material en el cauce. Aún así,

la naturaleza muy crítica de las instalaciones, que miden caudal en cauces de alta montaña en situación de morfología en evolución constante, pone las estaciones intrínsecamente en riesgo. Por tanto, las estaciones requieren continuo monitoreo por el personal de UGN/DGA, para arreglar cualquiera malfuncionamiento o accidente.

3) El posicionamiento del transductor de presión siempre debe ser en el *thalweg*, o sea el sitio con máxima profundidad, de modo que esté bajo agua también en temporadas de caudal bajo, o sea en condiciones de sequía. Esto podría causar ruptura por el flujo/transporte de fondo. Se sugiere aquí no poner un fondo artificial dentro del cauce, o sea mantener la forma natural de las secciones. Esto requiere que se deba evaluar cada año la nueva forma, y la nueva relación nivel-caudal. Mediciones de caudal deben ser realizadas al inicio de primavera, cuando el caudal entre las secciones empieza a subir. Las mediciones se usarán para construir curva nivel-caudal (véase Anexo I).

4) La calibración de la curva nivel-caudal debe ser alcanzada por i) aforo con molinete o flow tracker, ii) solución salina, iii) método con flotante. El uso de aforo debe ser planificado para las temporadas de sequías (primavera/otoño), cuando la profundidad y la velocidad sean aceptables ($h < 1-1,5$ m, $U < 2$ ms⁻¹). Es necesario bajar en el álveo con arnés y botas. Se puede también aprovechar un puente si hay alguno, o que sea construido junto a la estación, o quizá una estructura a través del cauce que se mueva según el aforo. Donde sea difícil aforar y el caudal lo permita se puede aprovechar el método con sal, como se ha hecho aquí en algunas secciones. Sin embargo, cuando el caudal sea grande ($Q > 5-10$ m³s⁻¹) el método con sal puede fallar. En ese caso, se puede utilizar el método con flotante. En todos los casos, es necesario medir por lo menos la profundidad de flujo para construir la geometría de la sección.

Los consultores no pudieron aforar en las expediciones, como era su intención hacer, debido a que el caudal era bastante grande y tuvieron que usar sal. Cabe agregar que los consultores normalmente usan aforos para evaluación de caudales en sus estaciones en Italia, realizados en temporada de caudal bajo, porque es el método más preciso para determinar condiciones hidráulicas del cauce y caudal.

En la tabla VII-11 se resume la sugerencia sobre cómo realizar mediciones de caudal y calibración de curva nivel caudal y la temporada mejor según los consultores.

Glaciar	Método 1	Método 2	Método 3	Temporada 1	Temporada 2
SF					
1	Aforo ($h < 0,5 \text{ m}$)	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
2	Aforo ($h < 0,5 \text{ m}$)	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
3	Aforo ($h < 0,5 \text{ m}$)	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
YL					
1	Aforo	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
MA					
1	Aforo	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
2	Aforo	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
OG					
1	Aforo ($h < 0,5 \text{ m}$)	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
2	Aforo ($h < 0,5 \text{ m}$)	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
TA					
1	Aforo	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
2	Aforo	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
3	Aforo	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo
CI					
1	Aforo ($h < 0,5 \text{ m}$)	Sal+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Flotante+sección ($0 < h < 1 \text{ m}$)	Septiembre/Octubre	Abril/Mayo

Tabla VII-11: Métodos de medición caudal y construcción curva nivel caudal.

El Método 1 es el método que se considera como el mejor (también según la profundidad h), los métodos 2 y 3 le siguen en orden de prioridad en caso que el método 1 no se pueda alcanzar (métodos explicados en el Anexo I). Se sugiere que no se conduzca medición de caudal con $h > 1 \text{ m}$ (cerca de $V > 3 \text{ m/s}$). Se sugiere también la temporada de calibración en orden de prioridad, con sugerencia que se conduzcan mediciones en ambas temporadas.

Con respecto a la construcción de fondo artificial (por ejemplo, hormigón), se observa que esto no es garantía de forma (y curva nivel-caudal) constante, porque i) la presencia de transporte de fondo cambiará la forma de sección de flujo con deposición sobre el fondo artificial, y ii) el fondo se puede romper debido al transporte sólido. Además, en caso que el flujo cambie su posición y deje la sección vacía (caso de Yerba Loca), no tendrá que cambiar la sección y suprimir la sección vieja. Aquí, se sugiere construir sólo paredes laterales (de mampostería, o del material menos impactante para la vista), bastante largas de modo que el flujo sea contenido entre ellas.

5) El caudal de dimensionamiento preliminar ha sido entregado en el capítulo 8. Allí se producen valores de caudales con período de retorno de 5 años, calculados con simulación hidrológica de evento crítico, a través de solicitación de lluvia dada por curvas IDF. Los supuestos hechos (esto es, evento con precipitación líquida sobre toda la cuenca, o sea sin nieve, coincidencia de evento de lluvia para el verano con caudal máximo de deshielo, valor de CN = 90, bastante alto) hacen los caudales estimados muy prudentes.

También se ha calculado allí el ancho aproximado de las secciones necesario para contener estos caudales. Esto se ha hecho con supuestos de secciones rectangulares largas, que son aproximadamente realizadas en cauces naturales como los estudiados aquí. El tamaño final de las secciones debiera ser calculado cuando esté disponible la curva nivel caudal exacta.

Se ha calculado el ancho asumiendo un alto máximo de las paredes a construir, H_{max} que no sea visualmente demasiado impactante ($H_{max} = 0,5$ m, o $H_{max} = 1$ m en cauces más grandes). Haciéndolo así, se realiza una sección bastante grande para contener el caudal de dimensionamiento, ganando en anchura.

En caso que la UGN/DGA prefiera elegir un H_{max} más grande, con la Ec. (8.7) se puede calcular el nuevo valor del ancho B . No obstante, la UGN/DGA debiera también elegir el valor de H_{max} para entregar un impacto visual aceptable.

Sin embargo, en caso de aluvión, con caudales importantes, puede ocurrir un desbordamiento aguas arriba de las estaciones, por lo que estas no podrán medir el caudal completo. Los consultores han elegido los sitios de las estaciones de modo que el conteniente lateral debiera mantener el caudal enteramente dentro del cauce hasta el sitio de la estación, pero siempre este evento de desbordamiento aguas arriba es posible.

6) Para el invierno, debido a las temperaturas bajas, los transductores pueden romperse, o bien el data logger, las baterías, o el equipo de transmisión satelital pueden dejar de funcionar. Entonces, se sugiere que la DGA realice una mantención continua de los instrumentos, particularmente al final del invierno.