



UNIVERSIDAD DE CHILE
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Pregrado
Carrera de Geografía

ESTUDIOS GLACIOLOGICOS EN LOS NEVADOS DE CHILLAN

Memoria para optar al título de Geógrafo

Dennys Alexis Caro Paredes

Profesor Guía: Andrés Rivera Ibáñez

SANTIAGO-CHILE

Enero 2014

Agradecimientos...

Este documento recopila de algún modo los cuatro años que estuve en la Universidad y los dos de experiencia desarrollados en el CECs. Lo cual no pudo haber existido sin el total apoyo y formación entregados por mis padres durante tantos años, por ello les dedico todo mi trabajo al igual que a mis hermanas. Agradezco especialmente a mi hermana Nicol por su ayuda prestada desde Santiago, y a mi novia y amiga Vanesa Carreño quien revisó hasta el final esta Memoria.

Le doy las gracias a mis profesores de Geografía de la Universidad de Chile y a mi patrocinante y guía en esta Memoria, Andrés Rivera, quién me permitió realizar esta Memoria de Título en el proyecto CONICYT N° 1090387 “Ice-Capped Active Volcanoes in Southern Chile: glacier Impacts of Geothermal Activity and Eruptive Events. Support to Decision Making and Adaptative Process”, la cual ha revisado innumerables veces. Además agradezco el apoyo de mis compañeros del Centro de Estudios en los trabajos de campo, principalmente a Fernando Gimeno, con quien subimos innumerables veces a los Nevados de Chillán. También a Daniela Carrión, Sergio Correa, Jorge Huenante, y compañeros de Geología de la Universidad. A mis compañeros de trabajo con los que compartimos experiencias y discutimos varias temáticas, no solo glaciológicas, entre ellos: Claudio Bravo, Felipe Napoleoni, David Farias, Sebastián Cisternas, Marco Peña y Thomas Loriaux. A mis amigos de la vida. Finalmente, agradezco a Claudia Flores y Carolina Soto, quienes siempre contribuyeron en hacer posible los trabajos en terreno y en la obtención de múltiples copias en la revisión de este documento.

Para mis padres...

RESUMEN

Se presentan los resultados obtenidos en estudios llevados a cabo en los glaciares de los Nevados de Chillán (37°S) donde se buscó caracterizar el comportamiento glaciar en respuesta al cambio climático y a los posibles efectos de la actividad volcánica. Para conocer los cambios temporales en la masa glaciar, se identificó la extensión de éstos desde 1978 por medio del uso de sensores remotos. También se midieron cambios de elevación en la superficie glaciar utilizando los métodos Geodésico y Glaciológico. El registro de parámetros meteorológicos dio paso a la modelación de la ablación de verano por medio de Grado Día y Balance Energético permitiendo cuantificar sus efectos en la superficie glaciar. Para conocer el efecto de posibles flujos geotermales en la masa glaciar se realizaron mediciones de temperaturas en suelos cercanos a los glaciares.

El análisis de los resultados mostró una disminución de la extensión glaciar coincidente con el aumento de las temperaturas atmosféricas observadas en la región central de Chile y en particular en la altitud asociada a la cordillera de los Andes. El uso de modelos para estimar ablación a partir de datos meteorológicos se ajustó al comportamiento medido del glaciar, siendo el factor energético de mayor relevancia durante el verano 2012 la radiación solar de onda corta.

La tendencia de retroceso glaciar observada en los Nevados de Chillán, comparada con otros glaciares de la zona central, se vio más acentuada debido posiblemente a los procesos eruptivos como el de la década de los 70', el que se superpuso a las tendencias de cambio climático registradas en décadas recientes. Durante el verano 2012 no se registraron manifestaciones de flujos geotermales.

INDICE DE CONTENIDOS

1	INTRODUCCION.....	1
1.1	Planteamiento del problema.....	3
1.2	Área de estudio.....	5
1.3	Hipótesis de la investigación.....	14
1.4	Objetivos.....	14
1.4.1	Objetivo General	
1.4.2	Objetivos Específicos	
2	MARCO TEORICO	
2.1	Los glaciares: definición básica.....	15
2.1.1	Clasificación de glaciares.....	16
2.1.2	Formación de un glaciar.....	17
2.1.3	Zonas de un glaciar.....	18
2.1.4	Comportamiento glaciar.....	19
2.2	Variaciones glaciares.....	21
2.3	Balance de masa.....	23
2.4	Dinámica climática reciente.....	28
2.5	Balance Energético.....	30
2.6	Modelación de cambios en la superficie glaciar.....	32
2.7	Glaciares y su asociación con volcanes.....	37
3	PLANTEAMIENTO METODOLOGICO	
3.1	Método.....	40
3.2	Medición de variaciones glaciares.....	40
3.2.1	Catastro glaciar.....	41
3.3	Mediciones de balance de masa.....	42
3.3.1	Método Glaciológico.....	42
3.3.1.1	Instalación y medición de balizas.....	42
3.3.1.2	Excavación y medición de pozos.....	43
3.3.2	Método Geodésico.....	44
3.4	Análisis climático.....	45
3.4.1	Comportamiento sinóptico del clima.....	45
3.4.2	Comportamiento meteorológico local.....	46
3.4.2.1	Balance Energético.....	48
3.5	Modelaciones.....	49
3.5.1	Modelación de la superficie usando Grado Día.....	49

3.5.2	Modelación de la superficie usando Balance Energético.....	49
3.6	Mediciones de flujos geotermales.....	50
4	RESULTADOS	
4.1	Variaciones glaciares en los Nevados de Chillán.....	51
4.1.1	Catastro de glaciares.....	51
4.1.2	Variaciones históricas y recientes de los glaciares.....	54
4.1.3	Efectos de los volcanes en los Nevados de Chillán.....	60
4.2	Variación glaciar en estudio de caso: Glaciar Nuevo.....	61
4.3	Cambios de elevación superficial glaciar en los Nevados de Chillán.....	64
4.3.1	Hipsometría, ELA y AAR del Glaciar Nevado.....	69
4.4	Cambios de elevación superficial glaciar en estudio de caso: Glaciar Nuevo....	70
4.4.1	Hipsometría, ELA y AAR del Glaciar Nuevo.....	70
4.4.2	Balance de masa en el verano 2011-2012.....	71
4.5	Comportamiento meteorológico regional.....	74
4.5.1	Temperaturas estivales en los Nevados de Chillán entre 1971 y 2011.....	74
4.5.2	Variaciones climáticas en la ciudad de Chillán.....	77
4.6	Comportamiento meteorológico en estudio de caso: Glaciar Nuevo.....	80
4.6.1	Flujos radiativos (ROC, RN).....	81
4.6.2	Parámetros asociados a flujos turbulentos.....	83
4.6.3	Comportamiento meteorológico diario.....	88
4.7	Modelaciones utilizando datos meteorológicos estudio de caso: G. Nuevo.....	92
4.7.1	Modelación de ablación usando Grado Día.....	92
4.7.2	Modelación de ablación usando Balance Energético.....	94
4.7.3	Comparación de los resultados Grado Día y BE.....	98
4.8	Mediciones de flujos geotermales en estudio de caso: Glaciar Nuevo.....	99
4.8.1	Mediciones de temperatura en suelo.....	100
4.8.1.1	Mediciones de temperaturas en suelo utilizando termistores.....	100
4.8.1.2	Mediciones de temperaturas en suelo utilizando cámara FLIR.....	
5	DISCUSION	
5.1	Comportamiento de los glaciares en los Nevados de Chillán.....	108
5.2	Uso de la Percepción Remota en la identificación de glaciares.....	110
5.3	Mediciones y modelaciones de la ablación.....	110
6	CONCLUSIONES.....	112
7	BIBLIOGRAFIA.....	113

INDICE DE FIGURAS

Figura 1	Los Nevados de Chillán.....	6
Figura 2	Fotografías de los glaciares en los Nevados de Chillán.....	7
Figura 3	Ubicación de volcanes en los Nevados de Chillán.....	10
Figura 4	Volcanes de los Nevados de Chillán.....	10
Figura 5	Registro del VEI en los Nevados de Chillán entre 1740-2012.....	11
Figura 6	Dinámica de la interacción lava-hielo.....	37
Figura 7	Heucke Ice Drill.....	42
Figura 8	Pozo en Nieve.....	43
Figura 9	AWS sobre el Glaciar Nuevo.....	47
Figura 10	Termistores.....	50
Figura 11	Ubicación de los glaciares catastrados en los Nevados de Chillán 2011.....	53
Figura 12	Figuras históricas de los Nevados de Chillán.....	55
Figura 13	Límite inferior de la línea de nieves eternas 1875.....	56
Figura 14	Los Nevados de Chillán por Pissis.....	56
Figura 15	Vuelo Trimetrogon de 1945 e imagen ASTER del 2011.....	57
Figura 16	Tendencia de los glaciares en los Nevados de Chillán entre 1978 y 2011.....	58
Figura 17	Variación de la extensión glaciar en los Nevados de Chillán entre 1978 y 2011.....	59
Figura 18	Variación glaciar y periodos eruptivos en los Nevados de Chillán desde 1973.....	60
Figura 19	Ubicación del Glaciar Nuevo.....	61
Figura 20	Gráfico de variaciones de área del Glaciar Nuevo entre 1978 y 2012.....	62
Figura 21	Disminución de área del Glaciar Nuevo entre el año 1978 y el 2012.....	63
Figura 22	Diferencias de altitud de los DEM SRTM 3 y ASTER global.....	65
Figura 23	Regresión entre la sustracción de datos DEM ASTER y SRTM 3 y aspect.....	66
Figura 24	Regresión entre la sustracción de datos DEM ASTER y SRTM 3 y slope.....	67
Figura 25	Cambios de elevación en los glaciares de los Nevados de Chillán entre 2000 y 2011..	68
Figura 26	Hipsometría del Glaciar Nevado.....	69
Figura 27	Hipsometría del Glaciar Nuevo para el año 2000.....	70
Figura 28	Densidades medidas sobre el Glaciar Nuevo.....	72
Figura 29	Áreas de influencia de ablación en el Glaciar Nuevo.....	73
Figura 30	Registros de temperaturas del aire en volcanes y en radiosondas.....	75
Figura 31	Temperaturas en los Nevados de Chillán entre 1970 y 2010.....	76
Figura 32	Comportamiento de factores climáticos en la ciudad de Chillán desde 1950.....	78
Figura 33	Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) en la ciudad de Chillán y ENOS.....	78
Figura 34	Suma de precipitaciones mensuales entre 1950 y el 2010 en la ciudad de Chillán.....	79
Figura 35	Ubicación de la baliza B50, AWS y SR en el Glaciar Nuevo.....	80

Figura 36	ROC incidente y reflejada en el Glaciar Nuevo.....	81
Figura 37	Albedo medido sobre el Glaciar Nuevo entre 2011 y 2012.....	81
Figura 38	Datos registrados de radiación neta entre enero y febrero del 2012.....	82
Figura 39	Registro de temperaturas y HR en el Nivel 1 y 2.....	84
Figura 40	Rosa de los vientos entre 2011 y el 2012.....	85
Figura 41	Temperaturas de la superficie glaciar y del aire entre 2011 y el 2012.....	86
Figura 42	Ablación medida por el SR en m y en mm eq.a.....	87
Figura 43	Parámetros meteorológicos medidos en seis días de verano del 2012.....	89
Figura 44	Parámetros meteorológicos completando un ciclo diario.....	90
Figura 45	Diferencias diarias en temperatura y HR del aire para el nivel 1 y 2.....	91
Figura 46	Modelación de la ablación usando Grado Día en el Glaciar Nuevo.....	93
Figura 47	Balance Energético estimado sobre la superficie del Glaciar Nuevo 2012.....	95
Figura 48	Modelación de ablación por medio de Balance Energético en el Glaciar Nuevo.....	96
Figura 49	Distribución energética diaria sobre el Glaciar Nuevo, durante un mes.....	97
Figura 50	Comparación entre las modelaciones Grado Día y BE en el Glaciar Nuevo.....	98
Figura 51	Fumarolas en los Nevados de Chillán.....	99
Figura 52	Ubicación de termistores en suelo y en cuevas de hielo en el Glaciar Nuevo.....	100
Figura 53	Mediciones de temperatura en suelo.....	101
Figura 54	Temperatura y HR del aire y temperaturas registradas en arena.....	101
Figura 55	Comportamiento tipo trompeta de las temperaturas de suelo medidas cerca de la AWS..	102
Figura 56	Panorámica de cuevas formadas en el hielo cercanas a la cabecera del Glaciar Nuevo...	103
Figura 57	Temperatura y HR del aire y temperaturas registradas al interior de las cuevas de hielo..	104
Figura 58	Comportamiento tipo trompeta de las temp. de suelo medidas en cuevas de hielo.....	105
Figura 59	Cuevas de hielo en los Nevados de Chillán en los años 2012 y 1989.....	105
Figura 60	Imágenes termales al interior de cuevas de hielo.....	107

INDICE DE TABLAS

Tabla 1	Cronología eruptiva del complejo volcánico los Nevados de Chillán.....	12
Tabla 2	Densidades típicas de nieve a hielo.....	18
Tabla 3	Recopilación de DDF utilizados en estimaciones de ablación en varios glaciares.....	36
Tabla 4	Sensores meteorológicos utilizados en las mediciones de la AWS.....	47
Tabla 5	Características de los termistores.....	50
Tabla 6	Catastro de glaciares sobre los Nevados de Chillán 2011.....	52
Tabla 7	Extensión glaciar en los Nevados de Chillán entre 1978 y 2011.....	57
Tabla 8	Variaciones de área en el Glaciar Nuevo entre 1978 y 2012.....	62
Tabla 9	Principales características de los DEM utilizados.....	64
Tabla 10	Ablación acumulada medida en balizas sobre el Glaciar Nuevo.....	71
Tabla 11	Ablación total en balizas sobre el Glaciar Nuevo.....	72
Tabla 12	Ablación por área de influencia en el Glaciar Nuevo.....	73
Tabla 13	Precipitaciones y temperaturas entre 1960-2009 en estación Chillán.....	77
Tabla 14	Temperaturas del aire registradas entre el 2011 y el 2012.....	83
Tabla 15	HR del aire registrada entre el 2011 y 2012.....	84
Tabla 16	Velocidad del viento registrada entre el 2011 y 2012.....	85
Tabla 17	Promedio de temperaturas, velocidad del viento y HR para el periodo.....	86
Tabla 18	Parámetros de ajuste para la estimación del Grado Día.....	93

INDICE DE ECUACIONES

Ecuación 1	Ecuación para balance de masa específico en términos de emergencia.....	24
Ecuación 2	Balance de masa para un glaciar entero.....	25
Ecuación 3	Flujo energético total desde la atmósfera hacia el glaciar.....	30
Ecuación 4	Flujo de calor sensible.....	33
Ecuación 5	Flujo de calor latente.....	33
Ecuación 6	Coefficiente de cambio de turbulencia katabática.....	34
Ecuación 7	Grado Día con el uso de DDF.....	35
Ecuación 8	Grado Día con el uso de radiación solar.....	35
Ecuación 9	Error identificación área glaciar.....	40
Ecuación 10	Calculo densidad de nieve o hielo.....	43
Ecuación 11	Calculo de albedo.....	48

1 INTRODUCCION

Hace aproximadamente 18000 años, en el último máximo glacial, las masas de hielo cubrían cerca del 32% de la superficie terrestre emergida (*Huggett, 2007*). En la actualidad, la Tierra se encuentra en un periodo interglaciar, donde los glaciares abarcan tan solo el 10% de la superficie total (*Paterson, 1994*).

Con posterioridad al último avance glacial durante la Pequeña Edad del Hielo, las mayores disminuciones en la extensión glacial han sido identificadas en los glaciares de montaña (*Zemp et al., 2006; Ren et al., 2006*), siendo algunos ejemplos de ello el retroceso medido en América del Norte y Europa (*Jiskoot et al., 2009; Zemp et al., 2008; Hall et al., 2001*) como también en la cordillera de los Andes en América del Sur (*Leonardini, 2010; Bown et al., 2008; Rivera et al., 2007; Francou, et al., 2000*), donde la Pequeña Edad de Hielo ha sido establecida desde el siglo XVI (*Le Quesne et al., 2009*). La tendencia al retroceso de estos glaciares se ha asociado principalmente a las variaciones de temperaturas y precipitaciones, lo que ha llevado a considerar a los glaciares como buenos indicadores del cambio climático (*Haeberli and Beniston, 1998*). Sin embargo, el cambio climático no ha sido el único factor explicativo en la dinámica de los glaciares de montaña, dado que por ejemplo la actividad volcánica puede contribuir a acelerar la disminución glacial. Esta interacción, entre glaciares y volcanes activos, ha permitido observar sucesos como los acontecidos en la erupción en 1980 del Mount St. Helens, Estados Unidos, la cual removió el 70% del volumen de hielo allí existente (*Julio-Miranda et al., 2008*). Sin embargo, se ha observado que esta rápida disminución de la extensión glacial puede cambiar una vez pasado el periodo eruptivo, debido a que los glaciares también podrían recuperar masa luego de la erupción (*Benson et al., 2007; Sturm et al., 1986*).

Actualmente en Chile hay un 76% de la masa de hielo a nivel sudamericano, correspondiente al 62% del hielo en el hemisferio sur y al 3.8% a nivel mundial, sin considerar la Antártica y Groenlandia (*DGA, 2009a*). Estos glaciares han experimentado un importante retroceso y disminución de sus superficies en los últimos decenios, tanto en la zona norte como central y sur (*Méndez et al., 2010; Bown et al., 2008; Rivera et al., 2002; Rivera et al., 2000*), siendo el cambio registrado en las temperaturas y en los montos de las precipitaciones (*Falvey and Garreaud, 2009; Quintana, 2004*), las principales causas de este retroceso.

El estudio del comportamiento glacial en nuestro país se ha remontado principalmente a los campos de hielo patagónicos y en menor medida al estudio de los glaciares de montaña ubicados en la zona central. En esta zona, el Glaciar Echaurren Norte es el único que posee mediciones continuas de balance de masa desde 1975 (*Escobar et al.,*

1995), sin embargo, en los últimos años ha aumentado rápidamente la investigación glaciológica en esta zona, debido a la creciente importancia del recurso hídrico generado por los glaciares, para las actividades antrópicas y también, por el creciente interés en los posibles riesgos sobre la población que pueden desencadenarse en zonas donde hay glaciares sobre conos volcánicos activos, debido por ejemplo a la posible generación de lahares.

El estudio de glaciares sobre volcanes en Chile ha revelado cambios en el balance de masa, espesor del hielo y retroceso de frentes glaciares, entre otros, en los volcanes Villarrica ($39^{\circ}25'S - 71^{\circ}56'O$) y Mocho-Choshuenco ($39^{\circ}55'S - 27^{\circ}01'O$) (Rivera *et al.*, 2008; Bown *et al.*, 2007; Brock *et al.*, 2007). Sin embargo, investigaciones más recientes han comprendido el inventario y cambios de área de los glaciares ubicados desde los Nevados de Chillán ($36^{\circ}51'S - 71^{\circ}22'O$) hasta el Volcán Hudson ($45^{\circ}54'S - 72^{\circ}57'O$). Estas áreas de estudio se encuentran sobre la Zona Volcánica Sur (ZVS) ($37^{\circ} - 46^{\circ}S$) la cual posee más de 60 volcanes (González-Ferrán, 1995), donde han sido identificados 500 km² de superficie glaciar distribuidos en 26 volcanes activos (Rivera and Bown, 2013), siendo algunos de ellos los volcanes Llaima, Villarrica, los Nevados de Chillán y recientemente, el Puyehue-Cordón Caulle. La ZVS comprende además la mayor densidad poblacional de Chile (INE, 2005).

En este marco, se presentan los estudios de detalle de los glaciares ubicados sobre los Nevados de Chillán, considerando que este complejo está compuesto por el volcán más activo de la región del Biobío (SERNAGEOMIN, 2013).

1. 1 Planteamiento del problema

A mediados del siglo XIX los Nevados de Chillán poseían un campo de hielo de aproximadamente 6 km de longitud, sin embargo, para el año 2004 éste se había reducido a tan solo 26 glaciares pequeños con un área total de 5.3 km² (Zenteno, 2008). Esta disminución y fragmentación se ha atribuido principalmente al cambio climático y a la presencia de volcanes activos (Rivera and Bown, 2013).

En este contexto de cambio climático, Rivera et al. (2006a) establecen que los glaciares encontrados en la zona central (32°-41°S) han disminuido como consecuencia de un posible calentamiento de la atmósfera en especial en altura y de una disminución en las precipitaciones, donde algunos glaciares como el Juncal Sur (33°S) disminuyeron su superficie en un 10% en 40 años. En la región andina centro-sur se ha calculado un calentamiento de 0.25°C por década entre los años 1979 y 2006 (Falvey and Garreaud, 2009), mientras que Carrasco et al. (2008) determinaron un aumento en las temperaturas en un rango de 0.06 y 0.35°C entre 1961 y 2006. Dicha tendencia ha sido confirmada por el IPCC (2007) el cual estableció que hubo un calentamiento en un rango desde los 0.2 a 1.1°C en los últimos 100 años cerca de la superficie en la región. Complementariamente, las tendencias en las precipitaciones se han mostrado negativas desde 1950 al 2000, en estaciones encontradas en la costa y valles, no existiendo mediciones en la cordillera (Carrasco et al., 2008). Tales registros han permitido estimar una línea de equilibrio (ELA por sus siglas en inglés) en los 37°S cercana a los 3000 m snm durante el periodo 1958-2006, la que ha tenido una tendencia al aumento de la altitud debido posiblemente a un aumento de las temperaturas en la tropósfera media, siendo ésta la principal causa del derretimiento glaciar en esta latitud (Carrasco et al., 2005). Sin embargo, no existen estudios glaciológicos en los Nevados de Chillán que permitan cuantificar los efectos del cambio climático en las variaciones glaciares recientes.

Durante el siglo XX, se ha observado que la mayoría de los glaciares de la zona central en Chile han disminuido su extensión. En este contexto, la disminución de los glaciares se encuentra asociada con el tamaño de los mismos, donde los glaciares grandes (que poseen extensiones cercanas a los 90 km²) no han presentado algún tipo de avance, donde se han observado algunas excepciones en los glaciares encontrados en los Campos de Hielo en Patagonia, mientras que los glaciares medianos (con áreas cercanas a 7 km²) tuvieron solo 3 avances en el siglo y los glaciares pequeños (con extensiones inferiores a 1 km²) tuvieron altas fluctuaciones interanuales, por lo que los glaciares pequeños son más susceptibles a desaparecer durante años con pocas precipitaciones, como se ha observado en Europa (Zemp et al., 2007). Siguiendo dicha tendencia, los glaciares pequeños

encontrados en los Andes tropicales han desaparecido casi completamente en los últimos 27 años (*Kohler and Maselli, 2009*).

A los posibles efectos del cambio climático sobre los glaciares, los que se acentúan en aquellos de pequeña extensión, se suma el efecto de los volcanes activos asociados. Entre los posibles efectos de la interacción entre glaciares y volcanes pueden destacarse los flujos de lava y piroclastos que entran en contacto con el glaciar provocando en casos extremos, una destrucción total de su extensión (*Julio-Miranda et al., 2008; Benson et al., 2007*), cambios en la superficie glaciar (cambios de albedo) producto de la caída de tefra (*Brock et al., 2007*), y por último, una mayor tasa de derretimiento por la actividad geotermal en la base o márgenes de la masa de hielo (*Rivera et al., 2012; Cuffey and Paterson, 2010*). Hasta ahora, no existen observaciones en los Nevados de Chillán que permitan establecer si hay interacciones entre los glaciares y los volcanes, sin embargo, *Rivera et al. (2005)* establecen que las capas de hielo ubicadas sobre volcanes activos en el sur de Chile han experimentado retrocesos de sus frentes y adelgazamientos en sus extensiones, donde la actividad volcánica ha contribuido a su reducción por medio de erupciones, el incremento de la temperatura basal debido a la transferencia de flujos geotermales y por medio de la depositación de tefra en la superficie de éstos (*Rivera et al., 2012*).

Los estudios en la zona de los Nevados de Chillán se han limitado a establecer cambios de áreas glaciares desde 1975 (*Rivera and Bown, 2013; Zenteno, 2008*), siendo necesaria la medición en terreno de posibles efectos volcánicos sobre glaciares y de parámetros meteorológicos que permitirían conocer las causas de la disminución glaciar asociados a la atmósfera. Para ello se deben estudiar glaciares en contacto directo con la actividad volcánica como es el caso del Glaciar Nuevo y de glaciares ubicados en zonas sin manifestación volcánica como el Glaciar Nevado. En este sentido, *Rivera et al. (2006)* establecen que para atribuir la disminución del glaciar a volcanes y no al clima, se deben estudiar ambos procesos por separado.

Al estudio de esta interacción se asocia el conocimiento de la generación de Lahares debido a un derretimiento sorpresivo de nieve y hielo (*Castruccio et al., 2010*), proceso que ha presentado los mayores riesgos para los habitantes cercanos a volcanes en nuestro país. Recientemente, *Dixon et al., (1999)* encontraron depósitos de lahares en los valles del río Chillán y estero Renegado, estero cercano al poblado de Las Trancas (130 hab.) (*INE, 2005*). Debido a la actividad presente en los Nevados de Chillán fueron catalogados por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) como uno de los 10 volcanes de mayor peligrosidad para el año 2011, situación que continua hasta hoy (*SERNAGEOMIN, 2013*), encontrándose a 60 km de la ciudad de Chillán y a 10 km del poblado Las Trancas.

1.2 Área de estudio

Los Nevados de Chillán (del mapudungun zorro-aguilucho) se ubican en la cuenca alta del río Itata en la región del Biobío. Es un estratovolcán compuesto principalmente por subcomplejos andesíticos, el cual compone una larga cadena montañosa (*Mee et al., 2006*).

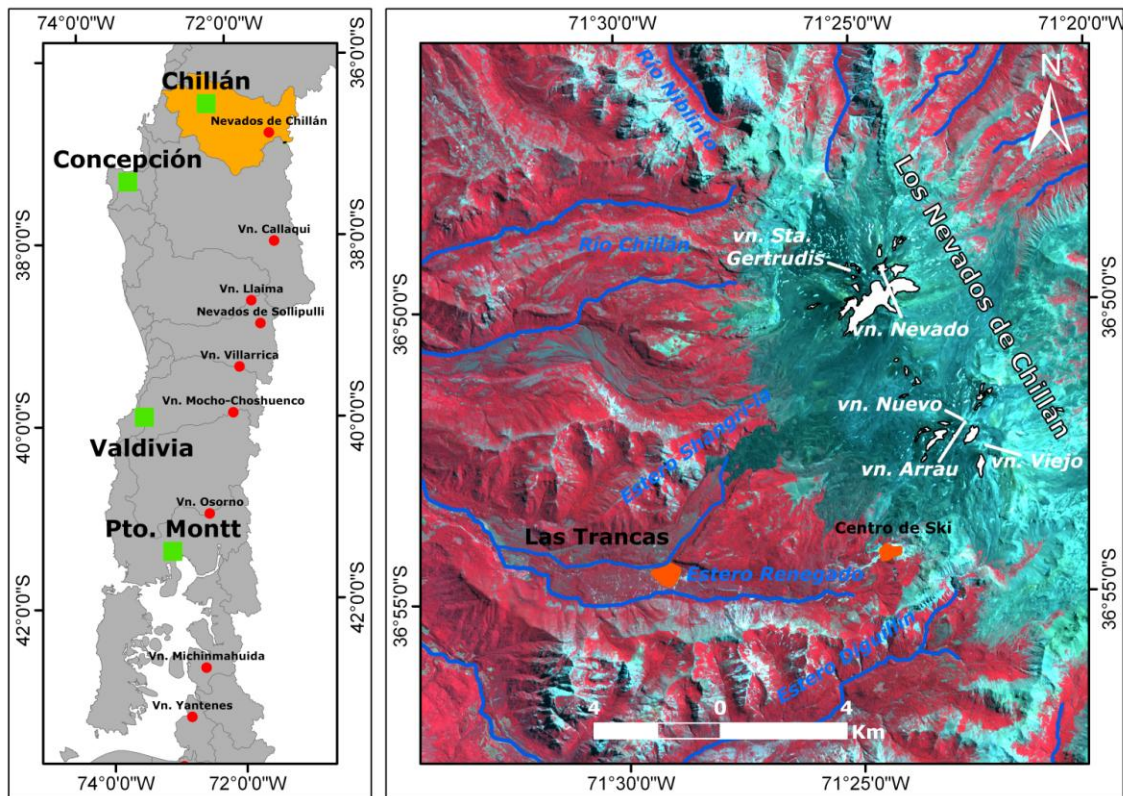
En los Nevados de Chillán (figura 1) se inventariaron 26 glaciares con una extensión total de $5.3 \pm 1 \text{ km}^2$ en el año 2004 (*Zenteno, 2008*). Encontrándose el glaciar de mayor extensión, llamado Glaciar Nevado, en el subcomplejo Cerro Blanco. En la zona de Portezuelo Los Baños, hay cuatro glaciares de pequeña extensión. Al sur, en el subcomplejo Las Termas se presentan tres masas de hielo relevantes, entre las que se mencionarán sólo dos, la ubicada a mayor altitud sobre la ladera sur del Vn. Nuevo y al norte del Vn. Viejo, seguida por el Glaciar Nuevo al oeste del Vn. Nuevo (figura 2).

Recientemente, *Rivera and Bown (2013)* identificaron variaciones glaciares desde 1975 atribuyendo dicho comportamiento al volcanismos activo y al cambio climático, sin poder establecer las responsabilidades de cada uno de los procesos por separado. En parte, este retroceso podría deberse a un ascenso altitudinal de la ELA, de aproximadamente 200 m en 32 años (*Carrasco et al., 2008; 2005; Nogami, 1976*).

Figura 1. Los Nevados de Chillán.

Contexto espacial de los Nevados de Chillán. A la izquierda se muestra parte de la ZVS donde se inserta el área de estudio y la cuenta del río Itata (área naranja). A la derecha se observan los glaciares de los Nevados de Chillán (polígonos blancos), centros poblados (polígonos naranjos) y la presencia de importantes flujos hídricos como el río Chillán y estero Renegado (líneas azules).

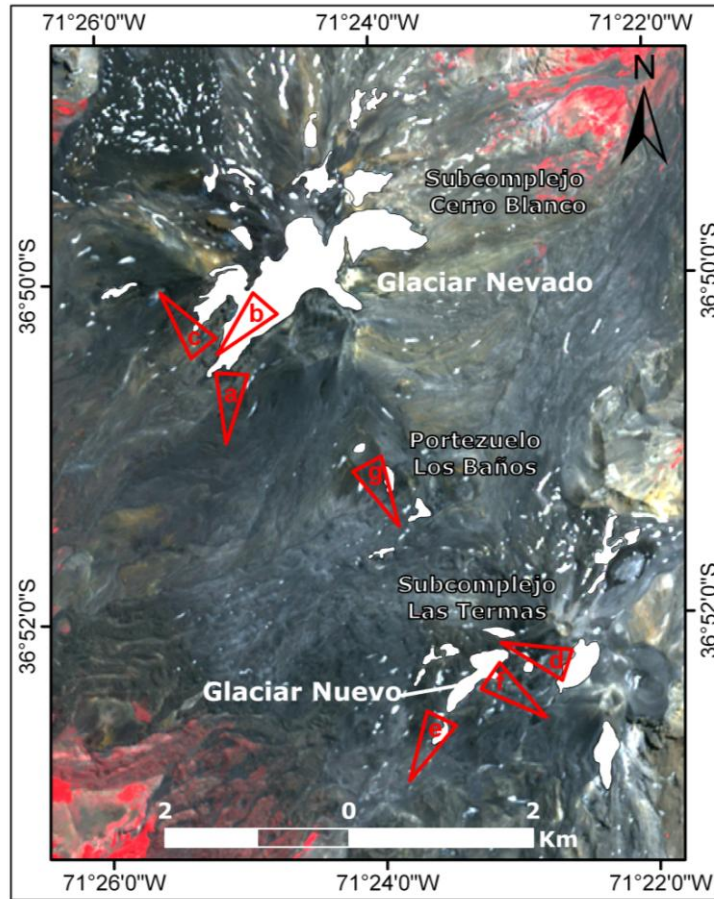
Información extraída a partir de cartografía digital IGM 2009 e imagen ASTER compuesta 3, 2, 1. 19 de febrero del 2011, datum WGS 84, huso 19 S.



Para una mejor familiarización con los glaciares del área de estudio, en la figura 2 se presenta la ubicación de 7 fotografías del subcomplejo Cerro Blanco, Portezuelo Los Baños y subcomplejo Las Termas.

Figura 2. Ubicación de fotografías de los glaciares de los Nevados de Chillán. Ápice de cada triángulo indica desde donde se sacó cada fotografía.

Información extraída a partir de cartografía digital del IGM 2009 e imagen ASTER compuesta 3, 2, 1. 19 de febrero del 2011, datum WGS 84, huso 19 S. Fotografía captadas entre enero y febrero del 2012 por el autor.



a. Glaciares en subcomplejo Cerro Blanco. Se observa el Glaciar Nevado mostrado desde el suroeste.



b. Fotografía de la zona de acumulación del Glaciar Nevado que une sus lenguas principales.



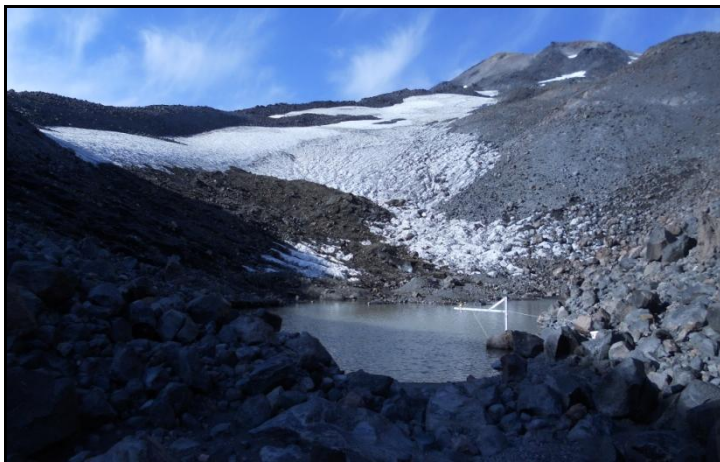
c. Fotografía de la lengua glaciara hacia el sureste, donde se observa el valle del estero Renegado.



d. Vista hacia el sur del glaciar encontrado entre los volcanes Arrau y Viejo. De fondo el Vn. Viejo.



e. Glaciar Nuevo ubicado al oeste del Vn. Arrau y Vn. Nuevo.



f. Grieta en el Glaciar Nuevo.



g. Glaciarete de pequeña extensión ubicado en Portezuelo Los Baños.



En términos geológicos, los Nevados de Chillán se componen por dos edificios volcánicos, en los cuales se desarrollan conos parásitos, conos piroclásticos y domos de lavas (*Mee et al., 2006; Dixon et al., 1999*). Estos edificios son el subcomplejos Cerro Blanco (figura 2), predominantemente andesítico (3312 m snm) y el subcomplejo las Termas (figura 2), predominantemente dacítico (3100 m snm). Estos subcomplejos se encuentran separados (figura 2, 3 y 4) por el área denominada Portezuelo Los Baños (2655 m snm) (*González-Ferrán, 1995*).

En el subcomplejo Cerro Blanco se encuentran los volcanes Nevado y Sta. Gertrudis, además del cerro Negro, entre otros. En el subcomplejo las Termas, están los conos volcánicos Chillán, Viejo, Nuevo, Arrau, y Democrático, y a menor altitud el Vn. Renegado. Por último, el área de Portezuelo Los Baños posee entre sus volcanes, el Vn. Portezuelo, el Vn. Siemsen y el Vn. Vidaurre (figura 4).

Figura 3. Ubicación de volcanes en los Nevados de Chillán.

Imagen procesada con el programa ENVI 4.7, con factor 5 en exageración de la altitud. Imagen ASTER 19-02-2012 compuesta 3, 2, 1. DEM ASTER global 2011. *González-Ferrán (1995)*.

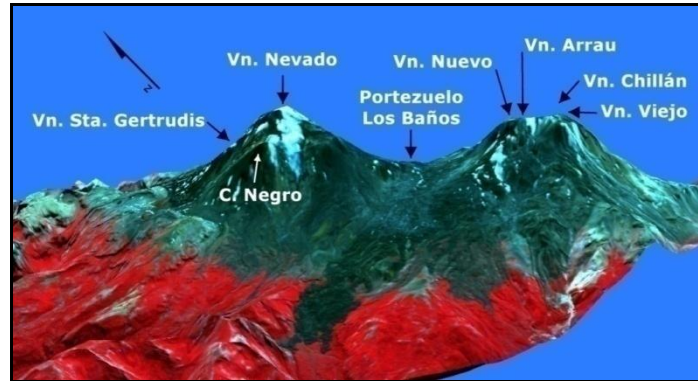
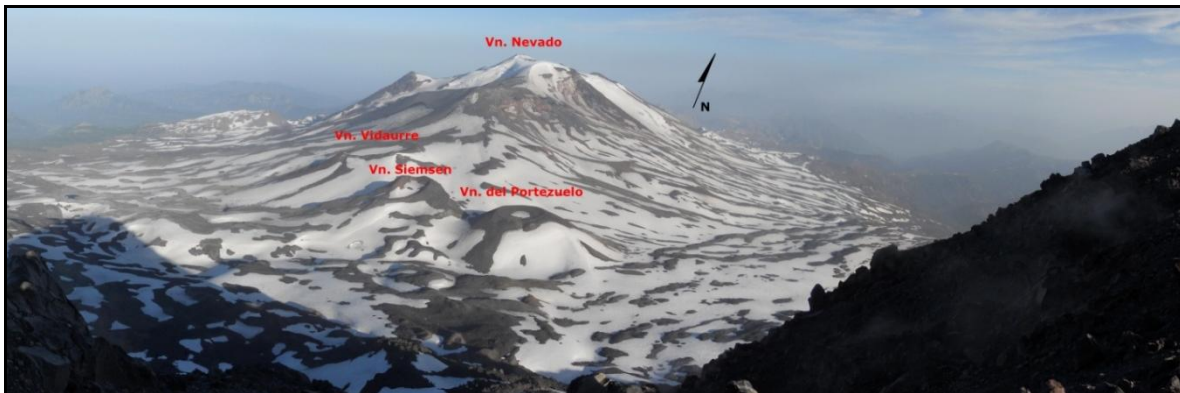


Figura 4. Volcanes de los Nevados de Chillán.

En la imagen superior se encuentran los cráteres de los volcanes Nuevo, Democrático y Arrau, mientras que en la imagen inferior se observa el sector de Portezuelo Los Baños hacia el NNO. Imágenes captadas el 5 de enero del 2012.



El complejo volcánico Nevados de Chillán se formó hace 640 ± 20 ka, desde cuando se han producido flujos lávicos, depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de tefra durante periodos glaciares e interglaciares del Cuaternario (Dixon *et al.*, 1999), a lo que se suma la presencia de depósitos lahares y conos de escorias (Mee *et al.*, 2006; Petit-Breuilh, 1995).

La ocurrencia de actividad eruptiva desde el siglo XVIII hasta el 2004 (Tabla 1), ha sido cuantificada por medio del VEI (siglas para Volcanic Explosivity Index, figura 5). En este periodo destacó la erupción en 1749 del Vn. Viejo y en 1864 del Vn. Santa Gertrudis, seguido de los volcanes Nuevo y Viejo en el siglo XX, incluyendo la formación del Vn. Arrau en 1973. Desde aquella fecha sólo se han observado columnas de cenizas, a excepción del año 2003 cuando se formó el Vn. Democrático, ubicado entre los cráteres de los volcanes Nuevo y Arrau (Naranjo and Lara, 2004).

Figura 5. Registro del VEI (rango de 1 a 8) de los volcanes de los Nevados de Chillán, entre 1740-2012 (izquierda) y entre 1960-2012 (derecha). Adaptado a partir de González-Ferrán (1995), Naranjo and Lara (2004), GVP (siglas para Global Volcanism Program).

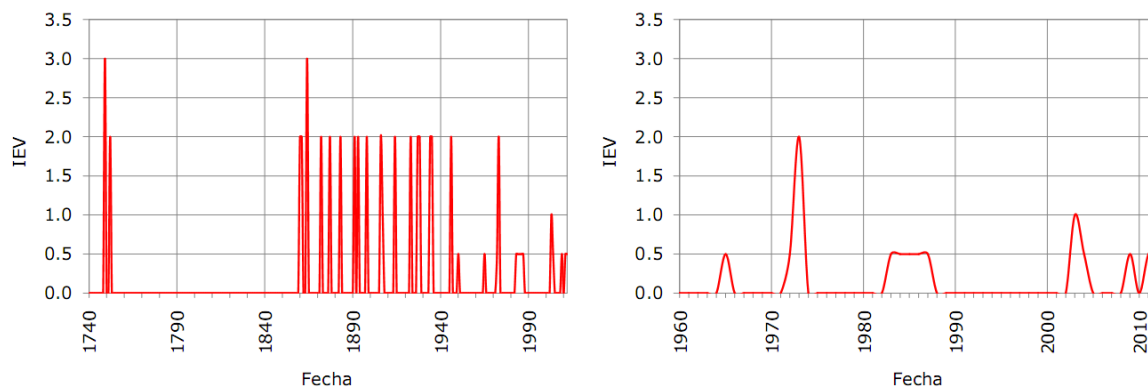


Tabla 1. Cronología eruptiva del complejo volcánico los Nevados de Chillán desde 1860, década en la que se realizaron las primeras observaciones de glaciares sobre los volcanes.

Nº	Fecha de evento aaaa-mm-dd	Descripción del evento	IEV
1	1860-07-25	Actividad entre el cerro Nevado y los Baños de Chillán, posible formación del Vn. Renegado.	2
2	1861-08-02 a 1963	Formación del v. Santa Gertrudis al oeste del cerro Nevado.	2
3	1864-11-30	Actividad eruptiva en el Vn. Santa Gertrudis.	3
4	1865	Formación de un nuevo cono en el Vn. Santa Gertrudis.	-
6	1877-02-12	El volcán continuó con actividad.	2
7	1883-01-21	Se produce avalancha volcánica en la ladera sur del Vn. Viejo.	3
9	1891- ? -02	Erupción del Vn. Viejo, arrojando cenizas hasta 12 km al oeste.	2
10	1893-03-04	Destrucción de los baños Termales por generación de laháres, en el Vn. Viejo.	2
11	1898	Una nueva producción de cenizas.	2
12	1906-08-16	Nacimiento del Volcán Nuevo. Generó laháres hacia los ríos Ñuble, Chillán y Renegado.	2
14	1914	El Volcán Chillán emite una gruesa columna de cenizas.	2
15	1927-04-10	Se produce una nueva erupción en el Volcán Chillán.	2
16	1928-11-30	Se observa la erupción del Volcán Nuevo hasta 1929.	2
18	1935-07-02	Generación de laháres en el Volcán Nuevo fluyendo hacia el río Renegado.	2
19	1946 a 1947	El Volcán Nuevo nuevamente entra en actividad.	2
20	1950	Nube blanca y fumarolas en el Volcán Nuevo.	-
21	1965	Desarrollo de fumarolas intermitentes en el Volcán Nuevo.	-
22	1972, 1973	Fumarolas en las cumbres de los volcanes Nuevo y Viejo.	-
23	1973	Erupción y formación del Volcán Arrau. Producción de laháres.	2
24	1983, 1987	Eyección de pequeñas columnas de cenizas en el cono del Volcán Arrau.	-
25	2003-08 a 09	Pequeña erupción que genera un cráter, Democrático.	1
26	2004-01-22	Fumarolas de vapor de agua (con débil olor a azufre).	-

Adaptado a partir de *González-Ferrán (1995)*, *Naranjo and Lara (2004)*, el Global Volcanism Program (www.volcano.si.edu [en línea], 2011).

El contexto climático en la región, ha mostrado en los últimos años un aumento de las temperaturas en los Andes y un comportamiento de las precipitaciones fuertemente asociado a periodos dominados por el Niño Oscilación Sur. *Falvey and Garreaud (2009)* estudiaron las temperaturas de la costa, los valles y los Andes entre 1979 y 2006 determinando diferencias marcadas por la influencia oceánica y de la cordillera. Como un ejemplo del comportamiento de las temperaturas desde la costa a los Andes, se detectó una tendencia negativa con un enfriamiento de -0.2°C por década, donde Concepción presentó temperaturas de $-0.12 \pm 0.3^{\circ}\text{C}$ por década, mientras que en la depresión intermedia, en la ciudad de Chillán, las temperaturas aumentaron en $+0.18 \pm 0.14^{\circ}\text{C}$ por década al igual que en los Andes donde la atmósfera tuvo el mayor calentamiento con $+0.25^{\circ}\text{C}$ por década. Del mismo modo, *Carrasco et al. (2008)* observaron un calentamiento de las temperaturas entre 1961 y 2006 en un rango de 0.06 y 0.35°C . Estas tendencias en la región fueron

confirmadas por el *IPCC (2007)* indicando un calentamiento entre 0.2 y 1.1°C cerca de la superficie durante los últimos 100 años.

Por otro lado, el comportamiento de las precipitaciones estudiadas cerca de los 37°S ha mostrado una tendencia negativa. *Quintana and Aceituno (2006)* realizaron un estudio de cambios en las precipitaciones de la costa, observando una tendencia negativa prevalente hasta mediados de la década de 1970 en donde dominó una tendencia positiva en el periodo 1956-1985. La *CONAMA (2006)* investigando el mismo comportamiento estableció 5 zonas climáticas siendo de importancia en este estudio la Zona Centro Norte (ZCN) (32°-37°S) y Zona Centro Sur (ZCS) (37°-45°S). La *CONAMA* consideró para la ZCN las mismas observaciones de *Quintana and Aceituno (2006)* asociadas con una tendencia negativa de las precipitaciones entre 1970 y el 2000. Otros estudios han identificado una disminución en la frecuencia de días con precipitación en las últimas décadas (*Quintana, 2004*). En tanto, el estudio reciente de *Carrasco et al. (2008)* analiza las tendencias de precipitaciones desde 1950 a 2000 en estaciones encontradas en la costa y valles observando las mismas tendencias propuestas por *Quintana and Aceituno (2006)*, sin embargo establece que no existen registros de precipitaciones en la cordillera por lo que no es posible realizar un análisis íntegro en la zona.

Algunos estudios que han observado una disminución en las precipitaciones durante el siglo XX, reconocen la importancia del fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y la precipitación nival en la región (*Masiokas et al., 2006*), aunque esta tendencia es poco significativa entre los 35° y 38°S en los Andes (*Escobar y Aceituno, 1998*), donde se ha observado un aumento de las precipitaciones en los meses finales de primavera (*Montecinos y Aceituno, 2003*).

1.3 Hipótesis de la investigación

El retroceso y pérdida de masa glaciaria son explicados por el aumento de las temperaturas atmosféricas registradas los últimos años, donde la actividad volcánica ha contribuido a acelerar este proceso.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo General

Caracterizar el comportamiento reciente de los glaciares ubicados en los Nevados de Chillán mediante métodos de percepción remota y análisis de datos obtenidos en terreno.

1.4.2 Objetivos Específicos

- a. Identificar las variaciones de área recientes en los glaciares.
- b. Medir cambios de elevación en la superficie de los glaciares y sobre el Glaciar Nuevo en un periodo estival.
- c. Determinar los efectos del clima y de los procesos eruptivos en los glaciares.
- d. Determinar el Balance de Energía glaciaria.
- e. Identificar los efectos de flujos geotermales en el Glaciar Nuevo.

2 MARCO TEORICO

2.1 Los glaciares: definición básica

Los glaciares fueron definidos en el año 2007 por el Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) (IPCC, 2007) junto a la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) como:

“masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo por efecto de la gravedad (mediante deformación interna y/o deslizamiento de su base), forzado por la presión interna y por el rozamiento en su base y en sus lados. Los glaciares se mantienen por la acumulación de nieve en grandes altitudes, compensada por la fusión en altitudes bajas o por la descarga vertida al mar”.

A pesar de la definición propuesta por el IPCC, durante el año 2009 en el marco de la Estrategia Nacional de Glaciares Chilenos, promovida por la Dirección General de Aguas de Chile y elaborada por el Centro de Estudios Científicos (CECs) (DGA, 2009a), se propuso una definición operativa (pensando en su identificación con sensores remotos). De tal modo, los glaciares fueron definidos y serán considerados en esta investigación como:

“Toda superficie de hielo y nieve permanente sobre suelo, que sea visible por periodos de al menos 2 años y de un área igual o superior a 0.01 km² (1 ha). O cualquier superficie rocosa con evidencia superficial de flujo viscoso, producto de un alto contenido de hielo actual o pasado en el subsuelo”.

2.1.1 Clasificación de glaciares

Los glaciares han sido clasificados entre otros aspectos, de acuerdo a su morfología, condición térmica, tipo de superficie, etc (DGA, 2009a).

La clasificación morfológica consiste en distinguir unidades glaciares respecto a sus tamaños y características, entre ellos se encuentran:

- Glaciares de valle. Poseen una o más zonas de acumulación, ubicadas en subcuencas o circos, éstas fluyen por un valle y poseen una forma alargada y angosta. En Chile central se encuentran el Juncal norte y Universidad, entre otros.
- Glaciares en Calota. Estos poseen una forma de domo en la parte central, a raíz del cubrimiento de cimas, asociadas principalmente a volcanes, adoptando una forma de ablación radial en los bordes. Algunos ejemplos son los glaciares encontrados en los volcanes Villarrica y Osorno.
- Glaciares de cráter. Son encontrados en las depresiones de los cráteres.
- Glaciares de montaña. Corresponden a cuerpos de hielo y nieve con una o más cuencas de alimentación, donde la zona de ablación es de fácil reconocimiento, la extensión de su lengua es mucho menor a la encontrada en los glaciares de valle.
- Glaciares de Circo. Ocupan depresiones semicirculares generadas por erosión glaciaria. Las depresiones son rodeadas por flancos montañosos con altas pendientes.
- Glaciaretos. Son glaciares pequeños ubicados en depresiones de laderas, sectores de umbría, zonas receptoras de avalanchas de nieve, etc. Estas masas de hielo pueden carecer de flujos y pueden ser formados por nieve que perdura por lo menos dos años consecutivos.

Respecto de la temperatura del hielo que compone un glaciar, los glaciares pueden clasificarse en:

- Templados. Poseen en toda su masa una temperatura inferior pero cercana a los 0°C (Cuffey and Paterson, 2010), permitiéndoles que la transformación de nieve a hielo sea más rápida que en los glaciares fríos. Esta condición los hace susceptibles al retroceso producto de leves aumentos en las temperaturas del aire, en donde la

ablación es producida principalmente por derretimiento y sublimación. Los glaciares temperados son de especial importancia en Chile debido a que la mayoría posee tales características.

- Fríos. Se caracterizan por tener su masa la mayor parte del tiempo con temperaturas muy por debajo de los 0°C. Estos se encuentran a gran altitud como sucede en el norte de Chile (por ejemplo, en el glaciar Guanaco se han medido temperaturas de -7°C) y en muy altas latitudes como se ha observado en zonas de la Antártica.
- Politermales. La condición térmica de su masa varía desde temperaturas muy por debajo de los 0°C hasta temperaturas cercanas a la temperatura de fusión en la superficie, lo cual depende de la época del año o de las zonas del glaciar. Las zonas superficiales que alcanzan temperaturas de fusión en el verano, pueden provocar el escurrimiento de agua hacia la base y contribuir al deslizamiento basal, lo cual disminuye en los meses de invierno por medio del recongelamiento, siendo asociado a la zona de hielo sobreimpuesto. Hasta ahora no se han documentado glaciares politermales en nuestro país (DGA, 2009a), aunque es probable que algunos se encuentren en los Andes centrales, en la cuenca del río Olivares.

2.1.2 Formación de un glaciar

La caída de nieve es el primer paso en la génesis del hielo glaciar. El tiempo de transformación de la nieve en hielo depende de la temperatura y la compactación generada por la presión a profundidad, siendo éste proceso mucho más rápido en regiones templadas a diferencia de regiones frías (Paterson, 1994). La transformación de nieve a hielo en las zonas de aguanieve, está relacionada con la compactación del grano, el cual es un factor importante en el periodo inicial ya que el derretimiento aumenta la tasa donde los granos se hacen redondos, por lo que el tamaño promedio se incrementa debido a que los granos pequeños tienden a derretirse antes que uno de mayor tamaño, uniéndose más rápidamente en la superficie de estos. El derretimiento lubrica los granos acelerando la unión entre estos, permitiendo la compactación cerrada debido a la tensión superficial de una película de agua (Paterson, 1994).

Para efectos prácticos, la nieve será entendida como agua en estado sólido que ha adoptado forma de cristal y que no ha cambiado mucho desde su caída. Cuando la nieve alcanza una mayor densidad encontrándose en un estado intermedio entre nieve y hielo se denominará firn o neviza. En tanto, el hielo será considerado como el agua en estado sólido, el cual posee una densidad igual o superior a los 830 kg m⁻³. La denominación para

distintos niveles de densidad desde nieve a hielo es establecida por *Cuffey and Paterson (2010)* y se muestra en la tabla 2.

La transformación de nieve a hielo fue observada por *Cuffey and Paterson (2010)* en glaciares temperados y fríos. Observaron que una mayor densidad es alcanzada más rápido en la zona de aguanieve que en la zona de nieve seca, donde la firn se vuelve hielo cerca de la superficie en un glaciar temperado, mientras que en la Antártica con condiciones frías esta transformación se da a una mayor profundidad. La diferencia es más grande entre ambos tipos de hielo si se expresa en términos de tiempo, donde la nieve es transformada a hielo en pocos años en un glaciar temperado, mientras que en los glaciares fríos pueden requerirse muchas décadas.

Tabla 2. Densidades típicas de nieve a hielo.

Adaptado desde *Cuffey and Paterson (2010)*.

Denominación	(kg m ⁻³)
Nieve nueva (caída recientemente)	50-70
Nieve nueva húmeda	100-200
Nieve perenne	200-300
Escarcha enterrada	100-300
Costra de nieve por viento	350-400
Firn o neviza	400-830
Nieve y firn muy húmeda	700-800
Hielo glaciar	830-923

2.1.3 Zonas de un glaciar

Las densidades y la dinámica glaciar permiten diferenciar zonas al interior de estos, para ello Muler (1962, en *Paterson (1994)*) identificó desde la cabeza del glaciar cinco zonas:

1. Zona de Nieve seca: No hay derretimiento. El límite entre esta zona y la siguiente es llamada línea de nieve seca.
2. Zona de Percolación: Hay algo de derretimiento en la superficie. El agua percola incluso en temperaturas bajo 0°C antes de congelarse, donde el congelamiento de un gramo de agua libera suficiente calor latente para subir la temperatura de la nieve.
3. Zona de Aguanieve: Para el final del verano, toda la nieve depositada desde el fin del verano anterior ha aumentado a 0°C.

4. Zona de hielo Sobrepuesto: El hielo sobrepuesto se encuentra en la parte baja de la zona de aguanieve, pero está enterrado bajo firn. El límite entre las zonas de aguanieve y de hielo sobrepuesto es llamado línea de nieve o línea anual de nieve. Su localización es fácil de determinar, ya que es el límite entre firn y el hielo sobre la superficie glaciar al final de la temporada de derretimiento. El límite inferior de la zona de hielo superpuesto es asociado a la ELA.
5. Zona de Ablación: Es el área bajo la ELA, donde el glaciar pierde masa de hielo a finales de un año normal, siendo el área sobre la ELA denominada como zona de acumulación (*Cuffey and Paterson, 2010*).

2.1.4 Comportamiento glaciar

Existen tres parámetros que han sido utilizados usualmente para conocer el comportamiento de los glaciares en una región, estos entregan una noción de las variaciones en la masa glaciar respecto a la altitud, cambios en la proporción de la zona de acumulación y el área que abarca el glaciar respecto a su distribución altitudinal. Los parámetros más utilizados se presentan a continuación.

- ELA (siglas para Equilibrium Line Altitude). Es una zona en donde no se producen cambios de masa positivos ni negativos (*Kaser et al., 2003*). Su identificación requiere estudios de campo, siendo posible que no todos los glaciares posean ELA, debido a que algunos son sometidos a ablación en toda su superficie durante el periodo estival (*Cuffey and Paterson, 2010*). En Chile, algunos estudios se han realizado en la zona Sur por *Bown et al. (2007)*, quienes estimaron la ELA a 1966 m snm en el glaciar sobre el Vn. Mocho, para el periodo 2004-2005, mientras que para el mismo glaciar, en el periodo 2003-2004, ésta se encontraba a los 1956 m snm (*Rivera et al., 2005*). Al norte del Vn. Mocho, en el Glaciar Pichillancahue, encontrado sobre el Vn. Villarrica, se midió la ELA en los 2000 m snm, para el periodo 2004-2005, con una disminución de la altitud de 100 metros desde 1976 (*Rivera et al., 2006*).
- AAR (siglas para Accumulation Area Ratio). Consiste en estimar la proporción del área de acumulación respecto al glaciar entero. *WGMS (2003)* presentaron información de 63 glaciares de valle en los Alpes, encontrando valores de AAR entre 0.22 y 0.72 con una media de 0.55, respecto a la extensión total del glaciar. Estas variaciones tanto de AAR como de ELA se ven determinadas por el clima anual (*Cuffey and Paterson, 2010*). En nuestro país, *Bown et al. (2007)* calcularon

AAR de 0.56 para el glaciar sobre el Vn. Mocho-Choshuenco, en el periodo 2004-2005.

El monitoreo de ELA y AAR si bien entrega cierta evaluación de los cambios de Balance de Masa de los glaciares de una región, es aún muy imprecisa para ser relacionada directamente con ésta. (*Kuhn et al., 1999*).

- Hipsometría. Consiste en la distribución del hielo respecto a la altitud (*Rivera et al, 2011*). Uno de los primeros investigadores en describir la hipsometría glaciar fue Ahlmann (*Lliboutry, 1956*). La forma del glaciar revela su comportamiento si se analiza la ELA junto con la hipsometría, donde cambios en ésta se asocian con variaciones de AAR. En el caso del Glaciar Pio XI, se observó que la mayor extensión superficial se encuentra en altitudes intermedias, entre 1100 y 1300 m snm (*Rivera and Casassa, 1999*).

2.2 Variaciones glaciares

La documentación histórica de glaciares ha permitido asociar sus comportamientos a características geomorfológicas locales como morrenas, sirviendo de punto comparativo en los cambios de la dinámica glacial hasta la actualidad (*Steiner et al., 2008*). Históricamente, las altas montañas y glaciares han llamado la atención, como es el caso de los glaciares Alpinos, registrándose una serie de glaciares durante el siglo XIX, por medio de pinturas y fotografías (*Steiner et al., 2008; Zemp et al., 2008*). En Sudamérica, *Rhoades et al. (2008)* estudiaron retrocesos glaciares en los Andes ecuatorianos, en base a crónicas de viajeros, montañistas y científicos, siendo fundamental el uso de fotografías desde el siglo XIX. En los Andes centrales, las observaciones realizadas desde principios del siglo XX por *Brüggen (1928)* y *Lliboutry (1956)* quienes determinaron extensiones glaciares históricas, sumado a fotografías aéreas de la década de 1950, han permitido la identificación de variaciones glaciares hasta la actualidad, siendo algunos de ellos los Glaciares Juncal Norte y Sur, Olivares Beta y Gama, el Glaciar Cipreses y el Universidad (*Masiokas et al., 2009*). Relatos de exploradores, también han permitido realizar estimaciones históricas en el Glaciar Pio XI, ubicado en el sur de nuestro país (*Warren and Rivera, 1994*).

Respecto a otros métodos, recientemente *Gau and Lui (2001)* y *Racoviteanu et al. (2009)* establecen la capacidad de los sensores remotos en el mapeo de glaciares y en el monitoreo de sus variaciones espaciales. Sin embargo, *Frank Paul (2000)* había identificado diferentes métodos de mapeo de glaciares descubiertos, dividiéndolos en tres: delimitación manual de los bordes glaciares, Band Ratios, y técnicas de clasificación supervisada y no supervisada. La delimitación manual de glaciares fue aplicada originalmente en escenas Landsat MSS (siglas para Multispectral Scanner System) en compuestos de falso color, posteriormente se aplicó a imágenes Landsat TM (siglas para Thematic Mapper), entregando una alta exactitud incluso en hielo cubierto, aunque no permite diferenciar nieve y tampoco es aconsejado para áreas extensas (*Racoviteanu et al., 2009; Raup et al. 2007*). Por otro lado, El método Band Ratios consiste en la división de los datos numéricos de los píxeles de dos bandas, para obtener una máscara en blanco y negro. Este método fue utilizado inicialmente para obtener una capa de glaciares en 1994 (*Paul, 2000*). Posteriormente se han realizado correcciones a la reflectancia atmosférica utilizando varias bandas del sensor asociado al satélite Landsat obteniendo buenos resultados, además de ser rápido y simple (*De Angelis et al., 2006; Kääh et al., 2002b*). La clasificación supervisada, en cambio fue utilizada en 1990 por Gratton et al. (*Paul, 2000*) quienes realizaron la clasificación Maximum-Likelihood aplicada en escenas MSS y TM, con ayuda de un Sistema de Información Geográfico (SIG). También, a través de una clasificación no supervisada Iterative Self Organizing Data Analysis (en sus siglas en inglés, ISODATA), se

agruparon bandas del sensor TM, siendo posteriormente perfeccionado por *Aniya et al. (1996)* mientras estudiaban los Campos de Hielos en Chile.

El método Band Ratios ha sido ampliamente utilizado por varios investigadores (*Racoviteanu et al., 2009; Paul et al., 2009*). *Racoviteanu et al. (2008b)* explican que este método toma ventaja de los altos valores de reflectividad de nieve y hielo en el espectro visible, permitiendo distinguir valores en distintas superficies. En esta línea, *Paul et al. (2009)* estiman que los mejores resultados son establecidos al utilizar las bandas TM3 y TM5 equivalentes a ASTER 2 y ASTER 4 (siglas para Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection).

El método Band Ratios se ha utilizado principalmente en inventarios. Fue validado en el inventario de glaciares suizos (*Paul et al., 2002*), en el inventario de Normandía (*Andreassen et al., 2008*) y en Canadá (*Svoboda and Paul, 2009*). De manera parecida, *Bolch et al. (2007)* han mapeado cambios glaciares en Tien Shan, y *Bolch and Kamp (2006)* usaron esta técnica, como parte de un análisis morfométrico en el Bernina Group de los Alpes Suizos. En Chile, *Bown et al. (2008)* inventariaron los glaciares en la cuenca del Aconcagua utilizando este método.

Respecto a los inventarios, en nuestro país la DGA por medio del Ministerio de Obras Públicas estableció en la resolución 1851, publicada el 17 de julio del 2009, los parámetros por los cuales deben ser identificados los glaciares Chilenos. Considerando de suma importancia: el código del glaciar, su nombre, clasificación, en que región y comuna está inserto, sus coordenadas y extensión, entre otros datos. Para tal clasificación se ha considerado relevante la denominación establecida por World Glacier Inventory (WGI) (*DGA, 2009b*).

2.3 Balance de masa

El balance de masa superficial de un glaciar, consiste en estudiar los cambios de volumen de hielo y nieve y la distribución de estos cambios en el espacio y el tiempo. Comúnmente se realizan mediciones de balance de masa en un año hidrológico. Sin embargo, es posible llevar a cabo mediciones durante el periodo de invierno o verano, denominándose balance de masa de invierno o de verano, respectivamente. Estudios más cortos, considerando mediciones mensuales pueden ser denominados como cambios de elevación mensual o cambios de ablación mensual. A partir del balance de masa es posible determinar cuánta agua puede ser contenida y liberada, y cuál será el comportamiento esperado de año a año, cuyos valores son expresados como volúmenes equivalentes en agua por unidad de área (*Cuffey and Paterson, 2010; Kaser et al., 2003*).

El balance de masa será comprendido como la suma algebraica de los ingresos y pérdidas de la masa glaciar, representados por los conceptos de acumulación y ablación, respectivamente, y asociados a las zonas de un glaciar temperado (solo zonas de acumulación y ablación), donde la zona de acumulación se encuentra sobre la ELA y la zona la ablación por debajo de ésta. La acumulación incluye todos los procesos por los que el material es agregado al glaciar, normalmente como nieve, producto de precipitaciones sólidas, avalanchas, formación de escarcha y congelamiento de lluvias en conjunto con la capa de nieve, tomando lugar normalmente en o cerca de la superficie glaciar. Por otra parte, la ablación incluye todos los procesos por los cuales la nieve y el hielo son perdidos desde el glaciar, siendo los más comunes el derretimiento, sublimación y la remoción de nieve por el viento. Cuando el glaciar ha tenido un periodo en donde la acumulación ha sido superior a la ablación en un año, y se compara con otro año en donde la acumulación ha sido menor que la ablación total del glaciar, se considera que el primer periodo ha tenido un balance de masa positivo respecto al segundo periodo, mientras que si se presenta la situación inversa se hablará de un glaciar con balance de masa negativo (*Kaser et al., 2003; Paterson, 1994*). Tales mediciones permiten establecer que el espesor glaciar lograría, probablemente, un máximo a comienzos de verano y un mínimo a finales de verano, completando un año hidrológico (*Paterson, 1994*), este aspecto es fundamental debido al aprovechamiento, durante la estación seca, del recurso hídrico en actividades antrópicas y ecosistémicas.

El balance de masa ha sido establecido a partir de varios métodos en Chile, utilizando mediciones de campo como también DEM (siglas para Digital Elevation Model). Las mediciones de campo o método Glaciológico buscan obtener mediciones puntuales de la superficie glaciar a través de la instalación de balizas. Por otro lado, la consideración de

DEM ha permitido estimar variaciones superficiales en periodos de tiempo dependiendo de la precisión de los datos de origen.

El método Glaciológico, es el tradicionalmente utilizado en las mediciones de cambio de masa en la superficie glaciaria (*Keller et al., 2007; Rivera et al., 2005*). Este método consiste en la instalación de una red de balizas, con el fin de registrar los cambios de altura de nieve y hielo en todo el glaciar, distinguiendo técnicas tanto en la zona de ablación como en la zona de acumulación, en donde la variación de altura de las balizas va acompañada de mediciones de densidad. Donde 10 a 15 balizas pueden ser suficientes para obtener un balance de masa sin importar el tamaño del glaciar (*Fountain and Vecchia, 2009*), sin embargo *Lliboutry (1974)* y *Cogley (1999)* estiman que esta cantidad puede disminuir a 5 y 10 balizas si la variación medida en cada una de ellas presenta una relación con la altitud. La densidad es estimada a partir de la excavación de pozos en la nieve y/o por medio del uso de un Monte Rosa, ésta última técnica consiste en extraer testigos de nieve con ayuda de un tubo. El método Glaciológico es similar al método Geodésico respecto a sus resultados (*Keller et al., 2007*), sin embargo este último no permite conocer la densidad de la nieve y por ello es menos exacto, entre otras condiciones.

En el año 2003, con el objetivo de establecer parámetros mínimos de mediciones, el Programa Hidrológico Internacional, con apoyo de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO), publica un manual que contiene los aspectos que se deben considerar en los trabajos llevados a cabo sobre glaciares. En la actualidad han sido pocos los glaciares que poseen monitoreo constante de sus cambios superficiales, estableciendo hasta el 2008 mediciones en 228 glaciares alrededor del mundo, de las cuales solo 30 han sido ininterrumpidas desde 1976 en el hemisferio norte (*Zemp et al., 2009*).

Tales mediciones de cambios de elevación de nieve o hielo desde balizas en un punto (b_i), se encuentran representadas por la ecuación de *Dyurgerov (2002)* la cual fue simplificada por *Leonardini (2010)* como se presenta en la ecuación 1.

$$b_i = \rho_0(z_{i-1} - z_i) + \rho(y_i - y_{i-1}) \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde: ρ_0 es la densidad del hielo
 ρ es la densidad de la nieve
 $(z_{i-1} - z_i)$ y $(y_i - y_{i-1})$ son las diferencias de altura superficial para dos periodos, entre la cima de la baliza y la superficie y entre la superficie y el hielo o la nieve.

Los resultados obtenidos en la ecuación 1 son utilizados para estimar el balance de masa de un glaciar entero por medio de la ecuación 2, propuesta por *Dyurgerov (2002)*:

$$b_n = (1/S) [\Sigma(b_{n1}s_1 + b_{n2}s_2 + \dots + b_{nj}s_j)] \quad \text{Ecuación 2}$$

Donde: b_n es el balance de masa para el glaciar entero
 b_{n1} , b_{n2} , b_{nj} son balances específicos dentro de un rango de elevación (j) con el área s_j y
 S es el área del glaciar entero.

Para analizar dichos resultados se han utilizado correlaciones altitudinales (*Cogley, 1999; Lliboutry, 1974*) o herramientas geoestadísticas, como los polígonos de Thiessen o el modelo Kriging (*Thibert and Vincent, 2009*). Los polígonos de Thiessen consisten en una interpolación simple fundamentada en la distancia euclidiana, donde se busca unir dos puntos trazando una recta perpendicular en el segmento que une ambos puntos o borde de un triángulo.

En nuestro país, el Glaciar Echaurren Norte, ubicado al interior de la cuenca del río Maipo, es el único que posee un programa de monitoreo constante, mediante la supervisión de la Dirección General de Aguas (DGA) desde la década de 1970 (*Escobar et al., 1995*) en donde se realizan mediciones usando el método Glaciológico. Hace algunos años el monitoreo se extendió a los glaciares encontrados sobre los volcanes Mocho y Villarrica, glaciares de la zona central y de los campos de hielo patagónicos. Siendo muchos de ellos monitoreados principalmente en verano. La industria minera también ha impulsado el monitoreo glaciar en la zona central y norte de Chile debido a la normativa ambiental como sucede actualmente en la cuenca del río Olivares y en la cuencas de los ríos Chollay y Potrerillos respectivamente.

Los trabajos de campo, por medio de mediciones de balizas son complementados con la instalación de sensores que miden las variaciones de altura de la nieve y hielo, con la finalidad de realizar correcciones y conocer variaciones diarias en la superficie (*Klok et al., 2005*). Debido a los costos y logística que implican tales mediciones, se ha optado generalmente por la utilización del método Geodésico. Este método agrega errores si no se realizan mediciones con DEM de precisión, como es el sistema LIDAR (siglas para Light Detection and Ranging), el cual va de la mano con el uso de GPS con precisión geodésica.

El método Geodésico, consiste en la obtención de datos de elevación superficial, por medio de información digital asociada principalmente a sensores remotos. Se han utilizado datos derivados de imágenes captadas por sensores activos y pasivos, GPS,

fotografías aéreas y extraídos desde cartografía regular, con el fin de generar modelos de elevación digital conocidos como DEM.

Los DEM (siglas para Digital Elevation Model) se han confeccionado a partir de interpolación de curvas de nivel provenientes de cartografía regular, utilizando algunos métodos tales como: Inverse Distance Weighing (IDW); Triangulated Irregular Network (TIN) y TOPOGRID (*Rivera et al., 2007; Bown et al., 2008*). Esto ha permitido estimar elevaciones de hielo en años carentes de información digital, los que han sido contrastados con datos GPS para corregir la altitud (*Rivera and Casassa, 2004*). En los Alpes Suizos, *Paul (2010)* modeló el comportamiento glaciar, comparando la elevación entre dos DEM extraídos desde imágenes satelitales estereoscópicas y cartografía, los que poseían varios años de diferencias. Sin embargo se debe guardar precaución con el cruce de datos de distinto origen, debido a que poseen distinta resolución y precisión en los datos.

Respecto a la adquisición de DEM, éstos pueden ser elaborados por el usuario o comprados. En el caso del sensor ASTER se utiliza el par estereoscópico entregado por las bandas 3N (nadir-looking) y 3B (backward-looking) (*Stearns and Hamilton, 2007*), permitiendo identificar morrenas, afloramientos rocosos, grietas de hielo, vegetación y ríos, entre otros aspectos geomorfológicos (*Rivera et al., 2007*). Una de sus principales ventajas es la capacidad de generar DEM multitemporales para el monitoreo de glaciares (*Bolch and kamp, 2006*). A nivel mundial, recientemente se publicó un DEM global derivado de imágenes ASTER, antecedido por el DEM global del año 2006, con información de todo el año 2011 y con resolución de 30 m. (*Racoviteanu et al., 2009*).

Otro DEM ampliamente utilizado es el Shuttle Radar Topography Mission 3 (SRTM 3), con información del año 2000. Este modelo cuenta con una resolución espacial de 90 m (*Racoviteanu et al., 2009*). Su barrido abarca el 80% de la superficie terrestre (*Farr et al., 2007*) y ha sido utilizado para observar variaciones glaciares en Chile (*Bown et al., 2008*) y en los Alpes (*Bolch and Kamp, 2006*), entre otros lugares de la Tierra.

Bolch and kamp (2006) realizan una comparación entre el DEM SRTM 3 y otro derivado de ASTER, encontrando que en áreas de alto relieve, los datos ASTER tienen valores un poco altos y los valores SRTM3 entregan valores levemente bajos. Similar a esto, *Berthier et al. (2006)* corroboran el comportamiento del SRTM 3 en zonas montañosas de mayor altitud, observando subestimaciones de 10 m de altitud. Así mismo *Kääb (2005a)* fusiona DEM ASTER y SRTM 3 en el glaciar Bhutan en Himalaya, estableciendo una mejor precisión del SRTM 3. Las inexactitudes del DEM ASTER fueron determinados por *Kääb et al. (2002b)*, en montañas muy altas y escarpadas, encontrando errores verticales de ± 60 m con un error máximo de 500 m, aunque estos pueden ser disminuidos por medio de correcciones geométricas. Tales errores se pueden exponer

aplicando la técnica digital usada por *Rivera (2004)*, donde se observa la diferencia de altitud entre dos DEM en relación a la inclinación de la ladera muestreada, como también a su orientación respecto al norte.

Por otro lado, se han generado modelos de elevación a partir de altimetría laser o sistema LIDAR (siglas para Light Detection and Ranging). Dicha técnica consiste en el envío de un pulso laser, desde un avión o helicóptero, que rebota en la superficie de la tierra, en donde se mide el tiempo que demora en volver la señal (*Kääb, 2005; Harding, 2000*). Éste es un sensor activo, a diferencia de los conocidos como Landsat y ASTER. Su posición es determinada por medio de la utilización de GPS geodésicos, fijando uno de ellos en una estación base. Esta técnica ha sido probada y usada para conseguir la elevación superficial y cambios de espesores glaciares (*Kääb, 2005; Arendt et al., 2002; Garvin and Williams, 1993*), siendo útiles en la identificación de variaciones superficiales debido a su precisión centimétrica (*Janeras et al., 2004*). En Chile, la aplicación de esta técnica sobre glaciares es escasa. Uno de ellos fue el estudio realizado sobre el Glaciar la Paloma en el año 2009 (*DIGIMAPAS, 2009*). Desde el aspecto científico, se han desarrollado varios emprendimientos, mayoritariamente en los Campos de Hielo Patagónicos y en la zona central de Chile, muchos de los que aún no han sido publicados. Una excepción es el estudio realizado sobre el Glaciar Tyndall, en donde se estimó una tasa negativa de balance de masa de $7.7 \text{ m eq. a. a}^{-1}$. Para ello se generó un DEM con datos LIDAR y otro con información topográfica de 1975 (*Keller et al., 2007*). La mayor desventaja del sistema LIDAR en Chile es su alto costo económico.

A parte de los métodos Glaciológico y Geodésico que son utilizados para medir cambios de elevación glaciar, se han desarrollado técnicas que buscan modelar estos cambios por medio de parámetros meteorológicos, estimando para ello el Balance Energético. Otros modelos simples de ablación en la superficie pueden ser ejecutados a partir datos de temperaturas.

2.4 Dinámica climática reciente

Las tendencias de las temperaturas negativas y positivas del aire observadas en la costa como en los Andes (*Falvey and Garreaud, 2009*), han sido explicadas por diferencias en la altitud de las superficies medidas (*Bown and Rivera, 2007a*). Debido a la falta de registros de temperaturas a mayor altitud se han utilizado radiosondas, las que miden datos verticales en la tropósfera, encontrándose los puntos más cercanos al área de estudio (37°S) en Sto. Domingo (33°S) y en Pto. Montt (41°), donde esta última radiosonda a mostrado un enfriamiento de las temperaturas en toda la tropósfera durante el siglo XX (*Carrasco et al., 2008*). El radiosonda consiste en un conjunto de sensores meteorológicos (instrumentos de temperatura, presión, humedad y viento) que atado a un globo lleno de helio es lanzado a la atmósfera cada 12 o 24 horas. Éste mide la estructura vertical de la atmósfera, transmitiendo sus mediciones por radio (*Garreaud y Muñoz, 2006*).

Los registros de Radiosonda han sido utilizados para observar cambios en la superficie glaciaria en el Vn. Villarrica. *Brock et al. (2012)* investigaron los cambios superficiales del glaciario desde mediados del siglo XX durante periodos de invierno. Para cuantificar el comportamiento de la superficie *Brock et al. (2012)* consideraron el promedio de temperaturas registradas por el Radiosonda de Pto. Montt encontrados entre los 1500 y 2500 m snm y aplicaron el método Grado Día.

El estudio de las precipitaciones cerca de los 37°S ha mostrado una tendencia negativa (*Quintana and Aceituno, 2006*). *Carrasco et al. (2008)* han observado variaciones desde la costa hacia el interior del continente, sin embargo establece que no existen registros de precipitaciones en la cordillera por lo que no es posible realizar un análisis íntegro en la zona.

Los registros de precipitaciones han sido proporcionados por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) para su análisis en varias áreas, donde se ha buscado analizar el comportamiento de las precipitaciones mensuales y anuales. Un análisis ampliamente utilizado para definir años secos se ha establecido por medio del Índice de Precipitación Estandarizado (en inglés Standardized Precipitation Index, SPI). *McKee et al. (1993)* establece años levemente secos, moderadamente secos, severamente secos y por último los años extremadamente secos. Para establecer tales denominaciones, se utiliza una ecuación sencilla que busca cambiar la escala de los montos de precipitación, el cual puede variar entre 4 y -4. El SPI puede ser relacionado con el fenómeno El Niño Oscilación del Sur, proceso natural de interacción entre el océano y la atmósfera que se presenta en algunos años.

El Niño se produce debido a un aumento de las temperaturas del mar, producto de corrientes más cálidas que arriban a la costa de Chile desde el sector de Indonesia, proceso iniciado por los vientos alisios y que tiene su mayor repercusión en las precipitaciones experimentando un importante aumento de las precipitaciones totales y su intensidad, como también un aumento de las temperaturas del aire. Por otro lado, La Niña posee un comportamiento contrario, debido a la surgencia de aguas frías en la costa, provocando una extensión espacial de las altas presiones en el norte y centro de Chile, lo cual gatilla en una disminución de las precipitaciones y las temperaturas del aire (*DMC, 2013*).

2.5 Balance Energético

El Balance Energético (Q_0), consiste en modelar el comportamiento de los flujos energéticos entre la superficie glaciaria y la atmósfera. Tales flujos varían con los cambios de altitud y latitud y factores locales (*Hubbard and Glasser, 2005*), permitiendo atribuir el cambio de masa glaciaria a la dinámica climática (*Oerlemans and Knap, 1998*).

Esta interacción compromete cuatro entradas energéticas generales: radiación neta (RN), calor latente (Q_L), calor sensible (Q_H), y el calor proveniente del enfriamiento y congelamiento de las precipitaciones (Q_R), siendo éste último factor poco relevante durante el periodo de verano y pobremente considerado en investigaciones, debido a la incorporación de más sensores y a la complejidad del cálculo (*Greuell and Genthon, 2004*).

El Q_0 puede ser calculado por medio de:

$$Q_0 = ROC\downarrow(1-\alpha) + ROL\downarrow - ROL\uparrow + Q_H + Q_L + Q_R \quad \text{Ecuación 3}$$

Donde: $ROC\downarrow$ es el flujo de radiación incidente en onda corta
 α es el albedo superficial
 $ROL\downarrow$ y $ROL\uparrow$ son flujos de radiación en onda larga incidente y reflejada
 Q_H es el flujo de calor sensible
 Q_L es flujo de calor latente y
 Q_R el flujo de calor suministrado por la lluvia.

El flujo energético principal que corresponde a la radiación proveniente del sol, se compone de la radiación en onda corta (ROC). Tales flujos producen principalmente la generación de radiación en onda larga (ROL), cambios en la temperatura y humedad, en el viento y en la presión de vapor de agua.

Es importante tener presente que la atmósfera terrestre absorbe parte de la radiación solar en onda corta y la emite en onda larga, parte de la cual escapa al espacio exterior. Esto provoca que la atmósfera aumente su temperatura al absorber radiación y se enfríe cuando la irradia. La radiación en onda larga es emitida durante las 24 hrs. y se encuentra comprendida entre los 3 y 100 μm (*Mauro, 2002*).

Se entenderá como flujo de radiación en onda corta a la radiación solar directa y reflejada, encontrada entre 0.2 y 2.8 μm , manifestándose solo durante el día. La radiación neta, se encuentra compuesta por cuatro flujos individuales: radiación en onda corta

incidente y reflejada o neta (ROCN), y por la radiación en onda larga incidente y emitida (ROLN).

Por otro lado, los flujos de calor turbulentos se constituyen por los flujos de calor sensible y latente. El calor sensible (Q_H) es la transferencia turbulenta de una masa de aire intercambiada entre la atmósfera y la superficie, asociada principalmente a procesos convectivos sin tener transformaciones de estado. Mientras que el calor latente (Q_L) es el calor utilizado por el agua en sus fases de transformación, como en la evaporación y sublimación (Klok et al., 2005).

2.6 Modelación de cambios en la superficie glaciar

Greuell and Genthon (2004) determinaron balance de masa, a partir de los flujos de energía promedio entre la superficie glaciar y la atmósfera. Su trabajo consistió en el desarrollo de dos partes, la cuales se retroalimentan entre sí. La primera consiste en calcular los flujos de energía entre la atmósfera y el glaciar, en función de las variables climáticas y el estado de la superficie. La segunda, comprende el estado de la temperatura, densidad, y contenido de agua en la subsuperficie del hielo o nieve, que está forzada por los cambios de energía de la atmósfera.

Utilizando un modelo similar, *Oerlemans (2000)* y *Oerlemans and Klok (2002)* por medio de un conjunto de estaciones meteorológicas que registraron datos sobre la superficie del Morteratschgletscher, en Suiza, modelaron balance de masa. Estas mediciones recopilaban información de presión de vapor de agua, temperatura y humedad del aire, velocidad y dirección del viento, radiación neta, temperatura de la nieve y por último, cambios en la altura de la superficie. Esto permitió identificar los principales componentes del flujo energético, donde los flujos turbulentos fueron relacionados con registros de velocidad del viento y mediciones de temperatura y humedad, tanto en la superficie como en la atmósfera, determinando una constante de ajuste al modelo y logrando, por medio de la modelación del Balance Energético, una estimación de la reducción superficial para todo el año.

Hay que considerar que la relación entre el flujo de radiación en onda corta reflejada y onda corta incidente permiten la estimación del albedo superficial. Esta variable establece qué porcentaje de radiación en onda corta está siendo reflejada por el cuerpo, permitiendo la diferenciación entre nieve y hielo (*Paterson, 1994*). El albedo superficial puede ser calculado a través de mediciones de campo, datos satelitales o por modelaciones (*Warren, 1982*).

Tales antecedentes han permitido identificar las variables atmosféricas que alteran la superficie glaciar sobre el periodo de medición. *Oerlemans (2000)* atribuye el 75% de la energía de derretimiento a la radiación neta (RN), mientras que un 25% sería producto de los flujos turbulentos. Estas proporciones fueron similares a las observadas por *Klok et al., (2005)* en la década de los 70', donde el 60% del derretimiento se adjudicaba a la RN. Tal observación ayudó a establecer que la radiación en onda larga (ROL) aumenta durante los días nublados, mientras que la ROC posee variaciones, tendiendo a la disminución. Por otro lado, *Greuell and Smeets (2001)* agregan que el derretimiento de los glaciares es generalmente dominado por influencia de la ROC incidente, siendo los efectos de los flujos de calor latente relativamente pequeños, esto en glaciares temperados.

Los flujos de RN son medidos por radiómetros, la ROC es determinada por piranómetros, los que permiten calcular el albedo, piranómetros neto (ROCn), entre otros (Hubbard and Glasser, 2005). De manera similar, los flujos de calor turbulento son medidos a través de sensores de temperatura y humedad, presión y viento, idealmente en más de un lugar sobre la superficie. El conjunto de estos sensores ubicados en una estructura, conforman una estación meteorológica o Automatic Weather Station (AWS).

Los flujos de calor turbulento son formados por el movimiento caótico del viento, en este caso, donde las partículas forman pequeños remolinos descoordinados. Éste se compone a la vez por los flujos de calor sensible y latente, mencionados anteriormente. Los parámetros de importancia en la determinación de ambos flujos de calor se relacionan con la velocidad del viento, la temperatura y humedad.

Los flujos de calor turbulento pueden ser modelados por medio de: Bulk method, Profile method y Eddy correlation technique (Hubbard and Glasser, 2005; Klok et al., 2005). El más sencillo y utilizado es el “Bulk method” que entrega resultados similares a los medidos en trabajos de campo (Oerlemans and Klok, 2002), puesto que solo posee una altura de registro de datos. Para llevar a cabo la modelación del “Profile method” necesita la velocidad del viento de por lo menos dos alturas sobre la superficie, además de la capacidad de calor específico del aire y la sublimación del calor latente (Denby and Greuell, 2000). Sin embargo, si los valores obtenidos a dos alturas son similares se recomienda usar el Bulk method (Klok et al., 2005). Cabe señalar que ambos métodos son menos precisos que “Eddy correlation technique”, puesto que éste comprende mediciones utilizando sensores a diferentes alturas e instalados en toda la superficie glaciaria durante un largo periodo (Greuell and Genthon, 2004; Munro, 1989).

En la modelación de flujos turbulentos, es muy importante el reconocimiento de los vientos catabáticos (Oerlemans and Klok, 2002). Éstos se producen por diferencias de temperaturas, donde el aire frío baja a través de las laderas debido a la fuerza de gravedad. Dicho efecto se ve aumentado sobre superficies glaciares. El viento catabático se genera durante el periodo nocturno (Kumar, 2011; Munro, 2005).

Dentro la multiplicidad de ecuaciones para estimar los flujos turbulentos, Pellicciotti et al. (2008) aplicó en el Glaciar Juncal Norte, Chile (33°S) para determinar el calor sensible (Q_H) y calor latente (Q_L), las siguientes ecuaciones:

$$Q_H = \rho c_p \frac{C_{kat} + C_b}{2} (T_a - T_{surf}) \quad \text{Ecuación 4}$$

$$Q_L = -0.622 \rho L_{v/s} \frac{C_{kat} + C_b}{2} \left(\frac{e_a - e_{surf}}{p} \right) \quad \text{Ecuación 5}$$

Donde: p es la densidad del aire
 c_p es el calor específico del aire seco
 $L_{v/s}$ es el calor latente de vaporización (considerado como $2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)
 e_{surf} es la saturación de presión de vapor sobre el hielo superficial,
 C_{kat} es el coeficiente de cambio la turbulencia katabática y
 e_a es la presión de saturación del aire.

El C_{kat} puede calcularse a partir de la ecuación 6:

$$C_{\text{kat}} = k(T_a - T_{\text{surf}}) \left(\frac{g}{T_0 \gamma Pr} \right)^{1/2} \quad \text{Ecuación 6}$$

Donde: K es una constante empírica
 g es la fuerza de gravedad
 T_0 es una temperatura de referencia (273.15 K)
 γ es la tasa de temperatura potencial del entorno y
 Pr es el número Prand Eddy.

Tales mediciones tomadas en un solo punto permiten estimar la transferencia energética entre la atmósfera y la superficie glaciar. A partir de tal modelación es posible conocer el balance de masa específico de la superficie glaciar. Si no se encuentran disponibles algunos de los datos antes mencionados, el Balance Energético se puede estimar a partir de parámetros teóricos. Otra manera de estimar cambios en la superficie glaciar, considerando la falta de datos meteorológicos es por medio de mediciones de temperaturas del aire y/o radiación incidente en onda corta, estimaciones que se encuentran fuera de la denominación de Balance Energético. Tales parámetros pueden ser registrados desde sensores meteorológicos, radiosondas, reanálisis, imágenes satelitales o modelados por medio de la utilización de ecuaciones. Algunas de estas técnicas se mencionarán a continuación.

Una de las estimaciones más sencillas que se utiliza para conocer la ablación de nieve y hielo glaciar es el Grado Día. Este método también es conocido como Temperature Index Model, el cual utiliza un factor de gradiente diario y la suma de todas las temperaturas medias diarias sobre un periodo de interés, sin embargo no permite identificar las responsabilidades energéticas de los flujos radiativos o turbulentos. Sus ventajas están dadas por la sencillez en el procesamiento computacional y la inexistencia de datos específicos (*Hubbard and Glasser, 2005; Greuell and Genthon, 2004*). A diferencia de modelos complejos éste utiliza un valor de proporcionalidad o de ajuste, conocido como Degree Day Factor (DDF), con valores estudiados para nieve entre 2.5 y $11.6 \text{ mm d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$,

y para hielo entre 5.4 y 20 mm d⁻¹ °C⁻¹, como investigó *Hock (2003)* y se muestra en la tabla 3. Se han encontrado muchas desventajas asociadas a la resolución temporal, debido a que es preferible aplicarlo a largos periodos de mediciones. Por otro lado, la variabilidad de la tasa de derretimiento del DDF es fija para todo el periodo de análisis, aunque es posible utilizar distintos DDF para nieve o hielo. Además la tasa de derretimiento puede variar debido a la altitud y a la topografía puesto que las sombras y el ángulo de inclinación modifican sustancialmente la incidencia de la radiación solar, la cual es reconocida como la principal causa del derretimiento (*Hock, 1999*).

La ecuación desarrollada por *Hock (1999)* para modelar la ablación sobre el Storglaciären se muestra en la ecuación 7:

$$M = 1 n^{-1} * DDF_{\text{nieve o hielo}} * T \quad \text{Ecuación 7}$$

Donde: M es la tasa de derretimiento (mm tiempo⁻¹)
 DDF es Degree Day Factor medido en mm d⁻¹ °C⁻¹.
 n es el número total de mediciones por día y
 T es la temperatura media del aire positiva y T negativa es igual a cero, medida cada media hora.

Hock (1999) mejoró la ecuación 7 por medio de la incorporación del albedo, donde hizo uso de datos de dos temporadas de ablación. En la ecuación resultante, el DDF es reemplazado por otros factores de ajuste, como son Melt Factor (MF) y Radiation Factor (a). MF presentó valores entre 1.8 y 2.1 d⁻¹ °C⁻¹ mientras que a_{nieve} fue entre 0.0006 y 0.0007 m² W⁻¹ mm h⁻¹ °C⁻¹, y a_{hielo} de 0.0008 a 0.0010 m² W⁻¹ mm h⁻¹ °C⁻¹. Los resultados obtenidos permitieron determinar variaciones diarias en las superficies, siendo más precisas que los resultados arrojados por el clásico Grado Día, debido a que permite identificar variaciones horarias y no solo diarias. Para ello utilizó la ecuación 8:

$$M = (1 n^{-1} MF + a_{\text{nieve o hielo}} I) T \quad \text{Ecuación 8}$$

Donde: M es la tasa de derretimiento (mm tiempo⁻¹)
 MF es el factor de derretimiento (mm d⁻¹ °C⁻¹)
 $a_{\text{hielo o nieve}}$ es un coeficiente de radiación para superficies de nieve o hielo
 I es la radiación solar directa (W m⁻²)
 T es la temperatura media del aire positiva y T negativa es igual a cero, medida cada media hora.

Tanto MF como a son coeficientes empíricos.

En Chile, *Brock et al. (2012)* aplicaron este método sobre datos de temperatura del aire extraídos por radiosonda, con el fin de estimar ablación en los últimos 50 años sobre glaciares en el sur, obteniendo el aporte equivalente en agua de estos durante el periodo de invierno.

Tabla 3. Recopilación de DDF utilizados en estimaciones de ablación en varios glaciares. Extraído de *Hock (2003)*.

Site	DDF snow	DDF ice	Latitude	Altitude (m, a.s.l.)	Period	Reference
<i>Glaciers</i>						
<i>Alps/New Zealand/America</i>						
Aletschgletscher (Switzerland)	5.3		46°27'N	3366	3 Aug–19 Aug 1973	Lang, 1986
		11.7		2220	2 Aug–27 Aug 1965	Lang, 1986
Morenoglacier (Argentina)		7.1	50°28'S	330	12 Nov 1993–1 Mar 94	Takeuchi et al., 1996
John Evans Glacier (Canada)	5.5		79°40'N	260	27 Jun–29 Jun 1996	Arendt and Sharp, 1999
	4.1			820	19 Jun–14 Jul 1996	Arendt and Sharp, 1999
	3.9			820	23 May–1 Jul 1998	Arendt and Sharp, 1999
	3.9			1180	25 Jun–19 Jul 1996	Arendt and Sharp, 1999
	2.7			1180	31 May–19 Jul 1998	Arendt and Sharp, 1999
		7.6		260	4 Jul–16 Jul 1996	Arendt and Sharp, 1999
		8.1		820	15 Jul–19 Jul 1996	Arendt and Sharp, 1999
		5.5		820	2 Jul–19 Jul 1998	Arendt and Sharp, 1999
<i>Scandinavia/Spitzbergen/Iceland</i>						
Alfotbreen (Norway)	4.5 ^a	6.0 ^a	61°45'N	850–1400	1961–1990	Laumann and Reeh, 1993
Hellstugubreen (Norway)	3.5 ^a	5.5 ^a	61°34'N	1450–2200	1961–1990	Laumann and Reeh, 1993
Nigardsbreen (Norway)	4.0 ^b	5.5 ^b	61°41'N	300–2000	1961–1990	Laumann and Reeh, 1993
	4.4 ^a	6.4 ^a			1964–1990	Johannesson et al., 1995
Storglaciären (Sweden)	3.2		67°55'N	1550	5 Jul–7 Sep 1993	Hock, 1999
		6.0		1370	5 Aug–12 Aug 1993	Hock, 1999
		6.4		1370	19 Jul–27 Aug 1994	Hock, 1999
		5.4		1250	9 Jul–4 Sep 1994	Hock, 1999
Vestfonna (Spitzbergen)		13.8 ^b	~80°N	310–410	26 Jun–5 Aug 1958	Schytt, 1964
Satujökull (Iceland)	5.6 ^a	7.7 ^a	~65°N	800–1800	1987–1992	Johannesson et al., 1995
<i>Himalaya</i>						
Dokriani Glacier	5.9		31°45'N	4000	4 Jun–6 Jun 1995	Singh and Kumar, 1996
	5.7	7.4		4000	4 days (1997–98)	Singh et al., 2000a,b
Glacier AX010	7.3	8.1	27°45'N	4956	Jun–Aug 1978 ^c	Kayastha et al., 2000a
	8.7	8.8		5072	Jun–Aug 1978 ^d	Kayastha et al., 2000a
	11.6			5245	1 Jun–31 Aug 1978	Kayastha et al., 2000a
Khumbu Glacier		16.9	28°00'N	5350	21 May–1 Jun 1999	Kayastha et al., 2000b
Rakhiot Glacier		6.6	35°22'N	3350	18 Jul–6 Aug 1986	Kayastha et al., 2000b
Yala Glacier		9.3	28°14'N	5120	1 Jun–31 Jul 1996 ^e	Kayastha, 2001
		10.1		5270	1 Jun–31 Jul 1996 ^e	Kayastha, 2001
GIMEX ^g profile		8.7	67°06'N	341	10 Jun–31 Jul 1991	Van de Wal, 1992
		9.2	67°06'N	519	15 Jun–6 Aug 1991	Van de Wal, 1992
		20.0	67°04'N	1028	15 Jun–6 Aug 1991	Van de Wal, 1992
Qamanarssup sermia	2.8 ^a	7.3 ^a	64°28'N	370–1410	1979–1987	Johannesson et al., 1995
		8.2		790	512 days (1980–86)	Braithwaite, 1995
Nordboglacier		7.5	61°28'N	880	415 days (1979–83)	Braithwaite, 1995
Kronprins Christian Land		9.8	79°54'N	380	8 Jul–27 Jul 1999	Braithwaite et al., 1998
Hans Tausen Ice Cap		5.9	82°49'N	540	2 Jul–5 Aug 1994	Braithwaite et al., 1998
<i>Non-glaciated sites</i>						
Gooseberry Creek, Utah	2.5		~38°N	2650	23 Apr–9 May 1928	Clyde, 1931
Weissfluhjoch	4.5		46°48'N	2540	Snowmelt season	Zingg, 1951
3 basins in USA	2.7–4.9				Several seasons	Corps of Engineers, 1956, p. 243
Former European USSR	5.5	7.0		1800–3700		Kuzmin, 1961, p. 117
12 Sites in Finland	2.8–4.9		~60–68°N		1959–1978	Kausisto, 1980

^a Best-fit values comparing degree-day model to measured net balance means.

^b Surface type not given, but probably partially snow.

^c Averaged over 47 and 45 days for snow and ice, respectively.

^d Averaged over 11 and 81 days for snow and ice, respectively.

^e At 5120 and 5270 m, a.s.l. 5 and 10% of ablation was snow ablation, respectively.

^f Expedition glaciologique international au Grönland.

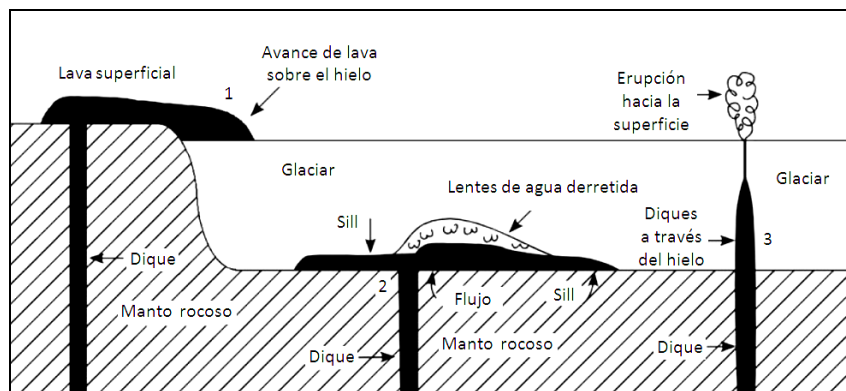
^g Greenland Ice Margin Experiment.

2.7 Glaciares y su asociación con volcanes

El efecto de los volcanes activos sobre glaciares adyacentes se ha investigado principalmente en relación a flujos de lava y piroclastos, los que pueden ponerse en contacto con el glaciar provocando una disminución de su espesor y en casos extremos una destrucción de su extensión. Además se han medido modificaciones en el balance de masa glaciar producto de capas supraglaciares de tefra proveniente de volcanes activos. En tercer lugar, se ha estudiado la actividad geotermal que es transmitida desde el interior del sustrato rocoso lo que provoca un adelgazamiento de la masa de hielo (*Wilson and Head, 2007; Brock et al., 2007*). En este sentido, *Rivera et al. (2006)* establecen que para atribuir la disminución del glaciar a volcanes y no al clima, se deben estudiar ambos procesos por separado, distinguiendo el comportamiento eruptivo de los volcanes y las variaciones glaciares asociadas a cambios en el clima.

Las relaciones entre volcanes activos y glaciares dependen del comportamiento de la erupción y las características del glaciar, en un contexto espacial y temporal. Un ejemplo de ello fue la erupción del Mount St. Helens en 1980, que removió el 70% del volumen de hielo (*Julio-Miranda et al., 2008*). La ocurrencia extrema de esta interacción quedó establecida en la desaparición del glaciar sobre el Volcán Popocatépetl en México, como resultado de una constante actividad eruptiva entre 1994-2001 (*Julio-Miranda et al., 2008*). Respecto a estos flujos calientes, *Pierson (1989, en Julio-Miranda et al., 2008)* señala que éstos producen un deshielo masivo, donde *Wilson and Head (2007)* representan estos procesos de interacción lava-hielo en la figura 6. En este contexto, se han observado avances de lava sobre y adyacente al hielo en los glaciares del Vn. Villarrica, a lo que se suman los procesos eruptivos subglaciares manifestados en la superficie del glaciar de caldera en el Vn. Hudson (*Rivera and Bown, 2013; Romero 2012*).

Figura 6. Dinámica de la interacción lava-hielo. Flujos de lava en contacto con el hielo desde zonas adyacentes (1), subglacial (2 y 3) y a través de diques al interior de la masa de hielo. Adaptado desde *Wilson and Head (2007)*.



Delgado et al. (2007) establecieron que los pequeños glaciares tropicales sobre el Volcán Popocatepetl, son más vulnerables a la desaparición por procesos eruptivos que por efectos del cambio climático. Observaron una disminución del 40% de la masa glaciar en 40 años cuando el volcán se encontraba sin actividad, sin embargo cuando se desarrolló un proceso eruptivo de 4 años ésta disminuyó en un 32%. Asimismo, se ha comprobado que existe recuperación de la masa glaciar posterior a una erupción. Un ejemplo de esto sucedió en el Glaciar Drift, Alaska, el cual recobró su masa luego de haber pasado ocho años desde la erupción que la redujo. (*Julio-Miranda et al., 2008; Benson et al., 2007; Sturm et al., 1986*).

Por otra parte, la cobertura de tefra depositada sobre el glaciar durante la actividad volcánica produce cambios en su albedo, y éste en su balance de masa (*Brock et al., 2007*). El efecto de las coberturas ha sido estudiado a partir de coberturas detríticas y de tefra. Éstas producen aislamiento del hielo respecto al calor del aire y radiación, como se ha observado en los glaciares del Volcán Popocatepetl en México y en el Glaciar Khumbu en Nepal y en el Glaciar Pichillancahue-Turbio en el Volcán Villarrica (*Julio-Miranda et al., 2008; Brock et al., 2007; Conway and Rasmussen, 2000*). En este último glaciar se midió una disminución de su elevación superficial asociada a la cobertura de tefra, mientras que en los glaciares del Volcán Popocatepetl se observó un aumento de ésta (*Julio-Miranda et al., 2008; Rivera et al., 2006*). El impacto en la ablación superficial de estas coberturas se debe al incremento en la absorción de la radiación en onda corta, la cual domina por debajo de la cobertura, quedando expuesto gracias al estudio de tres factores: la conductividad térmica de la cobertura, su espesor y al volumen de ésta. Esto ha permitido encontrar notables diferencias entre las coberturas compuestas mayoritariamente por tefra y por detritos rocosos (*Brock et al., 2007; Conway and Rasmussen, 2000*).

La transmisión de flujos geotermales hacia masas de hielo ha sido poco estudiada si se le compara con las interacciones antes mencionadas, siendo Islandia un lugar donde se llevan a cabo estas investigaciones (*Schomacker et al., 2010*). La transmisión de flujos geotermales suele ocurrir sobre o cerca de los centros volcánicos, donde se han medido tasas de derretimiento muy altos (*Cuffey and Paterson, 2010*), pudiendo identificarse cambios morfológicos en la superficie del hielo como grietas y cuevas en el hielo, producidas éstas últimas por flujos rápidos de agua y viento (*Arora, 2011; Marino, 1999*).

La medición de las temperaturas provenientes desde el suelo y que podrían afectar a la masa glaciar se puede realizar por medio de dos técnicas complementarias, el sistema FLIR y el uso de termistores o sensores de temperatura para suelo.

El sistema FLIR (siglas para Forward Looking InfraRed), consiste en una cámara digital capaz de identificar temperaturas superficiales. Por otra parte, Los termistores a

diferencia del sistema FLIR, han sido utilizados para medir temperaturas por debajo y en superficies de nieve o suelo. *Brock et al. (2007)* usaron tales sensores para analizar la influencia de la radiación solar, en la superficie de hielo cubierta por tefra del Glaciar Pichillancahue, en el Vn. Villarrica. Un método similar fue utilizado por *Conway and Rasmussen (2000)* sobre el Glaciar Khumbu, Nepal. Recientemente, *Napoleoni (2012)* utilizó ambos métodos, estimando temperaturas en distintas profundidades cerca de la caldera del Vn. Villarrica y en su cráter, con la finalidad de detectar flujos geotermales asociados a la actividad de este volcán.

3 PLANTEAMIENTO METODOLOGICO

3.1 Método

Para caracterizar el comportamiento de los glaciares ubicados en los Nevados de Chillán se describen cinco puntos principales en el método: (I) Mediciones de variaciones glaciares, (II) Mediciones de balance de masa, (III) Análisis climático, (IV) Modelaciones y (V) Medición de flujos geotermales.

3.2 Medición de variaciones glaciares

Se realizó una revisión de los escritos de *Domeyko (1849)*, *Philippi (1862)* y *Pissis (1875)* desde mediados del siglo XIX, quienes describen algunos aspectos de la forma y extensión de los glaciares en los Nevados de Chillán.

Además de los escritos históricos, se utilizaron dos métodos propuestos por *Paul (2000)*, con el fin de identificar los límites glaciares: el método Band Ratios y la delimitación manual de sus bordes, utilizando imágenes satelitales provenientes de distintos sensores entre 1978 y el 2011. A través del método Band Ratios se dividirán dos bandas usando el programa ENVI 4.7. Dado que las bandas de ASTER y Landsat abarcan distintas amplitudes del espectro electromagnético, se utilizarán las siguientes:

Para ETM+ y TM: TM3/TM5 y TM4/TM5 (*Paul, 2000*).

Para ASTER: A2/A4 y A3/A4 (*Kääb et al., 2002b*).

Mientras que la interpretación de las imágenes MSS se realizó de manera manual, componiendo las imágenes en 4, 3 y 2. Tales resultados serán supervisados manualmente utilizando los programas ArcGIS 9.3 y ENVI 4.7, identificando el error del área glaciar (Ea) por medio de la ecuación 9:

$$Ea = P \times Ep$$

Ecuación 9

Donde: (P) es el perímetro del glaciar y
(Ep) es $\frac{1}{4}$ de la dimensión del pixel.

3.2.1 Catastro glaciar

El catastro glaciar se generó a partir de una imagen satelital del sensor ASTER, donde se delimitó las áreas glaciares con las técnicas mencionadas anteriormente. Se utilizó el programa ArcGIS 9.3 para asociar cada unidad glaciar con las características especificadas en el documento "Inventario Público de Glaciares" (DGA. 2009 b), donde se detalla el siguiente formato:

COD GLA	: Código del glaciar definido según normas WGI (World Glacier Inventory)
NOMBRE	: Nombre del glaciar (en el caso que posea un nombre)
CLASIFICA	: Primer dígito de clasificación glaciar según normas UNESCO/WGI
REGIÓN	: Número de región de Chile donde se sitúa el glaciar (1 a 15)
COMUNA	: Nombre de comuna donde se sitúa el glaciar
DATUM	: Sistema de referencia
HUSO	: Zona cartográfica en la que se sitúa el glaciar
ESTE	: Coordenada Este UTM (centroide del polígono) (m)
NORTE	: Coordenadas Norte UTM (centroide del polígono) (m)
FUENTE DIG	: Fuente digitalización (mapa, fotografía o imagen satelital)
FUENTE FECHA	: Fecha de la fuente utilizada para la digitalización (dd/mm/aa)
INVENT FECHA	: Año de realización del inventario (4 dígitos)
COD BNA	: Código Banco Nacional de Aguas
AREA KM ²	: Área total del glaciar (Km ²)

El COD GLA se generará según WGI, el cual establece un formato de denominación glaciar compuesto por 12 caracteres, según lo definido por WGMS (siglas en inglés para World Glacier Monitoring Service). El código glaciar se compone de:

CL 1 1813 03 013

Donde:

CL, son dos unidades de carácter político asociadas al código del país,

1, es un dígito para el código de continente Sudamericano,

1813, son cuatro caracteres para el código de cuenca. Las subcuencas de Ñuble alto 810, Ñuble bajo 811, e Itata medio 813.

03, son dos dígitos según el orden de cuenca. Se dio prioridad respecto a la altitud de la cuenca,

013, son tres dígitos para el código de glaciar asociado a su tamaño.

3.3 Mediciones de balance de masa

3.3.1 Método Glaciológico

Los trabajos de campo se desarrollaron en el Glaciar Nuevo (figura 2) durante algunos meses de verano, consistiendo en mediciones puntuales de ablación de nieve o hielo por lo menos una vez al mes. Las diferencias de ablación fueron relacionadas con la densidad de la nieve o neviza a profundidad, obteniendo una estimación de la pérdida de la masa equivalente en agua (eq. a.). El equipo utilizado para enterrar las balizas en hielo es denominado Heucke Ice Drill (figura 7).

Figura 7. Heucke Ice Drill usado en los trabajos de campo (fotografía de la izquierda), seguido de la perforadora y sus cabezales (fotografía del centro) y la manguera conectora (fotografía de la derecha).



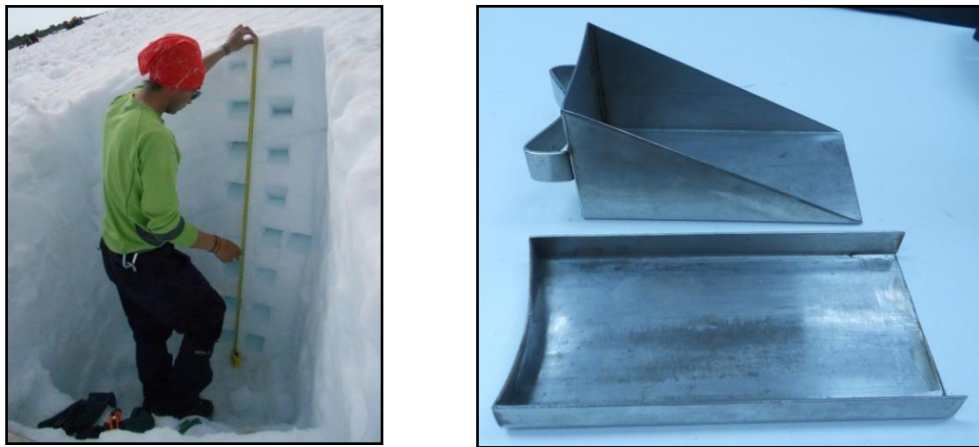
3.3.1.1 Instalación y medición de balizas

La instalación de las balizas se realizó de acuerdo a las recomendaciones de *Kaser et al.*, (2003) y *Cogley* (1999). Las balizas fueron compuestas de secciones de aproximadamente 1 m de longitud y su material era de PVC, el cual cuenta con bajo peso y resistencia a temperaturas templadas. La emergencia de las balizas, referido a la longitud observada, fue medida en cada campaña. Con el fin de estimar los cambios de ablación superficial se utilizó la ecuación 1, en términos de emergencia.

3.3.1.2 Excavación y medición de pozos

En complemento con la medición de las balizas, se sugiere la realización de por lo menos 3 pozos de nieve por glaciar (*Kaser et al., 2003*). La excavación del pozo en nieve comprende una pared plana, de donde se extraen las muestras de densidad por medio de una cuña, de 1 L de volumen. Esta pared debe estar orientada a contra luz. La extracción de muestras de nieve se realizó cada 0.2 m como muestra la figura 8. Dichas muestras fueron pesadas con una balanza digital común.

Figura 8. Pozo en nieve. Fotografía de mediciones de densidad de nieve al interior de un pozo (fotografía a la izquierda) y de la cuña utilizada para extraer muestras de densidad (fotografía a la derecha).



La densidad (ρ) de las muestras extraídas fue calculada mediante la ecuación 9:

$$\rho = m^*/V^* \quad \text{Ecuación 10}$$

Donde: ρ es la densidad del material en kg m^{-3} ,
 m^* es el peso de la muestra en kg y
 V^* es el volumen de la muestra en m^3 .

Las mediciones de ablación de nieve en balizas y de su densidad por medio de pozos, permitieron estimar la ablación total durante el periodo estudiado en un punto y su equivalencia en agua. Considerando tales datos, se calculó el área de influencia de cada medición puntual sobre la superficie glaciar por medio de los polígonos de Thiessen (*Thibert and Vincent, 2009*). La extrapolación de los polígonos de Thiessen se desarrolló usando el programa ArcGIS 9.3 y consistió en unir puntos formando triángulos, bordes en los que se genera una recta transversal, teniendo en cuenta los límites del Glaciar Nuevo.

3.3.2 Método Geodésico

Con el propósito de estimar variaciones de elevación superficial sobre los glaciares se usaron tres DEM: datos LIDAR medidos durante el verano 2008 por el CECs, el DEM ASTER global año 2011 y el DEM SRTM 3 año 2000, con resoluciones espaciales de 5, 30 y 90 m, respectivamente.

El procesamiento de los DEM se desarrolló utilizando los programas ENVI 4.7 e IDRISI Selva. Éste consistió en comparar los DEM SRTM 3 y ASTER global con el derivado de los datos LIDAR del año 2008. Los tres DEM fueron rasterizados (resize) a una resolución de 90m, lo cual permitió hacer un cruce de datos y estimar los errores promedios de ambos DEM respecto al DEM LIDAR, para lo cual se analizaron zonas rocosas. Con tales datos y considerando que el DEM ASTER año 2011 posee mayores errores, se estimaron cambios en la altitud sobre la superficie glaciar entre los DEM ASTER año 2011 y SRMT 3 del año 2000.

Las diferencias altitudinales provenientes de los DEM ASTER global y SRTM 3 fueron analizadas a partir de las observaciones realizadas por *Rivera (2004)* aplicando una regresión lineal tanto a la orientación de las laderas (aspect) como a la inclinación de las mismas (slope).

La hipsometría glaciar se estimó utilizando el DEM SRTM 3 y los programas ArcGIS 9.3 y Microsoft Office Excel 2007. Se seleccionó cada masa de hielo, identificando su número de píxeles y su porcentaje por altitud. Los mismos registros fueron utilizados respecto a la estimación de AAR. De manera diferente, la ELA fue observada durante trabajos de campo por medio de la diferenciación de zonas con nieve y hielo del periodo de verano 2012 teniendo en cuenta las altitudes propuestas por *Carrasco et al. (2008)*.

3.4 Análisis climático

3.4.1 Comportamiento sinóptico del clima

Con el fin de caracterizar las principales características climáticas generales y sus cambios en la región, se emplearon los registros de temperaturas del Radiosonda de Pto. Montt; datos meteorológicos de la ciudad de Chillán y del Vn. Mocho.

Se analizaron datos de temperatura del aire derivados del Radiosonda de Pto. Montt desde 1971, dichos datos son proporcionados por NOAA (siglas para National Oceanic and Atmospheric Administration) y fueron descargados los registros diarios desde su página web. Por otra parte, los datos meteorológicos de la ciudad de Chillán, asociados a temperatura del aire y precipitaciones mensuales entre 1960 a 2010, fueron proporcionados por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC). Finalmente, los registros meteorológicos de la estación meteorológica encontrada sobre el Vn. Mocho fueron proporcionados por el CECs.

Los datos anteriormente mencionados fueron filtrados utilizando Microsoft Office Excel 2007. Los datos meteorológicos corresponden a promedios diarios, a excepción de los encontrados en la estación meteorológica ubicada sobre el Vn. Mocho, los que son registrados cada 20 minutos, estos fueron procesados para obtener el promedio diario. Posteriormente se aplicó el Índice de Precipitación Estandarizado (en inglés Standardized Precipitation Index, SPI) a los registros de precipitación medidos en la ciudad de Chillán desde 1960, para identificar los periodos con mayores y menores precipitaciones. Para ello se aplicó el método propuesto en *McKee et al. (1993)* en donde identifican categorías de periodos secos. La identificación del SPI fue anual y los datos fueron procesados por medio del programa Microsoft Office Excel 2007.

3.4.2 Comportamiento meteorológico local

Las mediciones meteorológicas locales comprendieron la preparación de sensores meteorológicos, la configuración de dataloggers y la posterior instalación de una AWS sobre el Glaciar Nuevo. La medición comprendió solo algunos meses de verano entre los años 2011 y 2012.

La preparación de sensores meteorológicos se desarrolló en base a los parámetros necesarios para estimar Balance Energético (*Pellicciotti et al., 2008*). Los datos registrados por tales sensores fueron almacenados por dos datalogger CAMPBELL modelo CR1000, configurados para guardar datos cada 30 minutos usando los programas Short Cut y PC 200W. Para alimentar estos equipos se usaron baterías de plomo gel de 7 A 12V, las que fueron recargadas diariamente por dos paneles solares. Los datos meteorológicos registrados fueron descargados por medio de un computador portátil, analizados en el programa Microsoft Office Excel 2007, permitiendo ordenar y filtrar los datos con errores.

Se instalaron sensores a dos alturas como se muestra en la figura 9. El nivel 1 se encontró a 1.7 m, mientras que el nivel 2 estuvo a 2.8 m de la superficie. En el primer nivel, se instalaron dos piranómetros (W m^{-2}); un radiómetro neto (W m^{-2}); la dirección ($^{\circ}$) y velocidad (m s^{-1}) del viento fueron registrados por un anemómetro ultrasónico; un termohigrómetro, donde se registró temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y HR (%). En el segundo nivel se instaló un anemómetro sónico y un termohigrómetro. Las características de los sensores y la precisión de fábrica se muestran en la tabla 4.

Figura 9. AWS sobre el Glaciar Nuevo. Se muestra la ubicación de los sensores en la AWS (fotografía a la izquierda), el interior de la caja contenedora de dataloggers, junto a las baterías, barómetro, entre otros aparatos (fotografía superior derecha). Finalmente se observa un trípode de coligües que sostiene el SR (Fotografía inferior derecha).

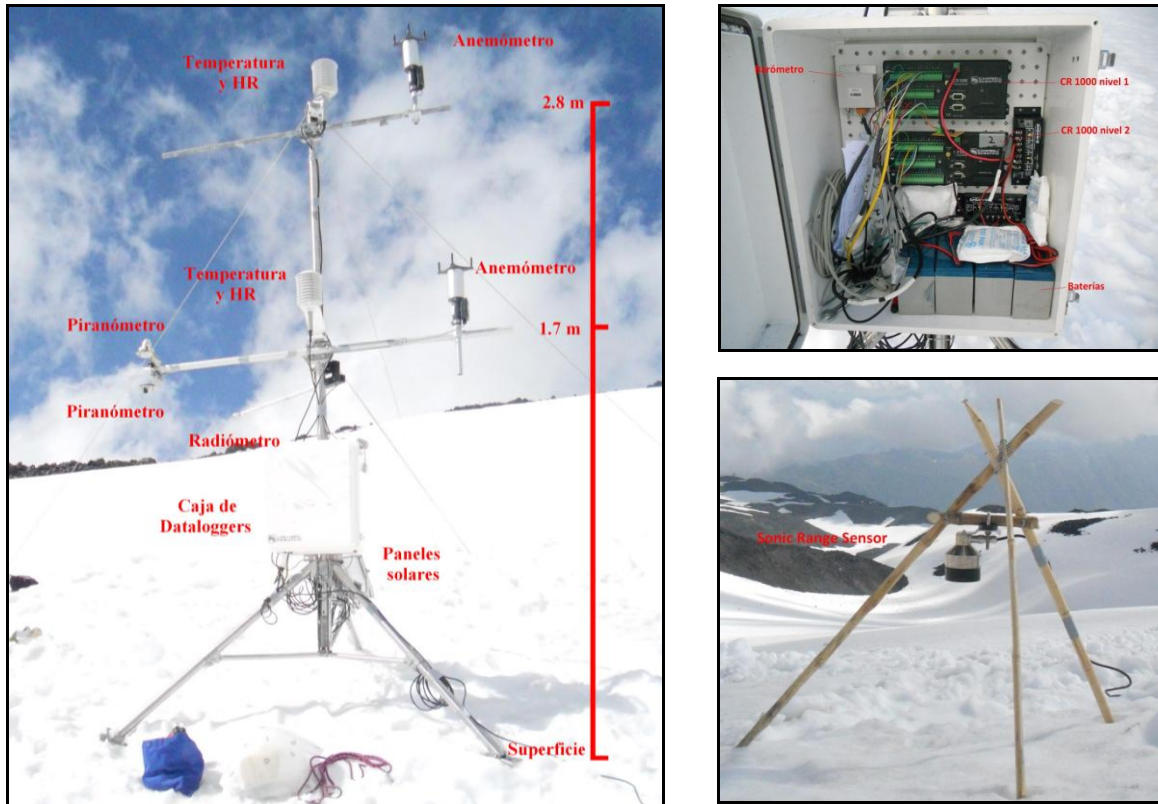


Tabla 4. Sensores meteorológicos utilizados en las mediciones de la AWS.

Variable de medición	Fabricante	Sensor	Precisión	Rango
Radiación onda corta (Q_{\downarrow} y Q_{\uparrow})	Kipp and Zonen	CMP3	$<20 \text{ W m}^{-2}$	200-2800 nm
Radiación neta	Kipp and Zonen	NR-LITE	-	200-100000 nm
Humedad relativa	Vaisala	HMP45C	$\pm 1\%$	0.8-100%
Temperatura del aire	Vaisala	HMP45C	$\pm 0.3^{\circ}\text{C}$	$-39.2-60^{\circ}\text{C}$
Velocidad del viento	Young	85000	$\pm 0.1 \text{ m s}^{-1}$	$0-60 \text{ m s}^{-1}$
Dirección del viento	Young	85000	$\pm 3^{\circ}$	$0-360^{\circ}$
Sonic Range	Campbell	SR50A	$\pm 1 \text{ cm}$	0.5-10 m

3.4.2.1 Balance Energético

Para conocer el Balance Energético se aplicó la ecuación 3. Respecto a los flujos de radiación (ROC_{\downarrow} , ROC_{\uparrow} , ROL_{\downarrow} , ROL_{\uparrow}) medidos en $W m^{-2}$, el albedo (α) se derivó a partir de la razón entre la radiación en onda corta reflejada e incidente, como se ve a continuación:

$$\alpha = \frac{ROC_{\uparrow}}{ROC_{\downarrow}} \quad \text{Ecuación 11}$$

Donde: ROC_{\uparrow} es radiación en onda corta reflejada y
 ROC_{\downarrow} es radiación en onda corta incidente.

La radiación de onda larga neto (ROL_n) se conseguirá extrayendo los valores de ROC desde los registros de RN , puesto que el sensor de radiación neta comprende el mismo espectro en la onda corta que los piranómetros utilizados.

Por otra parte, los flujos turbulentos ($Q_H + Q_L$), se determinaron usando el modelo Bulk method, considerando $Q_R = 0$, puesto que se asumirá que no habrán precipitaciones.

Para llevar a cabo el Bulk method se utilizó la metodología aplicada en el Morteratschgletscher, Suiza, propuesta por *Klok and Oerlemans (2002)*, y aplicada también por *Pellicciotti (2008)* para modelar variaciones superficiales en el Glaciar Juncal Norte ($33^{\circ}S$), Chile. Para determinar el Q_H se usó la ecuación 4 y para el Q_L la ecuación 5. Mientras que el coeficiente de cambio la turbulencia katabática (C_{kat}) se considerará $C_{kat} = 0.0031$, $\gamma = 0.0015 K m^{-1}$, $Pr = 5$, $K = 0.0004$, y $C_b = 0.0037$, debido a la falta de algunos parámetros para llevar a cabo la ecuación de cada factor. En el análisis de los datos se utilizó el programa Microsoft Office Excel 2007.

3.5 Modelaciones

Se aplicaron dos tipos de modelaciones para estimar ablación en la superficie glaciar, estos son: Grado Día y Balance Energético. Ambos fueron modelados utilizando los registros meteorológicos medidos en la AWS instalada en el Glaciar Nuevo.

3.5.1 Modelación de la superficie usando Grado Día

El método Grado Día se consigue aplicando las ecuaciones 7 y 8. La primera ecuación consideró solo el uso de datos de temperatura y fue denominada Degree Day Factor (DDF), ya que utilizó el parámetro de calibración denominado de ese modo. La segunda ecuación considera datos de temperatura como también de albedo, ésta fue denominada Temperature Index Model (TIM). Tales datos se procesaron con el programa Microsoft Office Excel 2007 y comprendieron 48 datos diarios. Para calibrar el modelo fue utilizada la información de cambios de altura proporcionados por el sensor Sonic Range, mientras que la densidad fue extraída de las mediciones realizadas en los pozos de nieve.

3.5.2 Modelación de la superficie usando Balance Energético

Para estimar ablación superficial a partir del Balance Energético se usó el factor adimensional 0.0107784 para convertir la energía estimada en la ecuación 3, cambiando de watts por metros cuadrados ($W m^2$) a milímetros equivalentes en agua (mm eq. a.), ya que este mismo factor ha sido utilizado por otros investigadores en las mismas modelaciones tanto para hielo como para nieve. Dicho factor adimensional ha sido utilizado por *Brock and Arnold (2000)* en el análisis de sus modelaciones. Los datos se procesaron con el programa Microsoft Office Excel 2007 y comprendieron 48 datos diarios. Los resultados de la modelación fueron asociados con las mediciones hechas en la baliza cercana B50 y con la información de cambios de altura estimados por el sensor Sonic Range. La densidad fue extraída de las mediciones desarrolladas en los pozos de nieve.

3.6 Mediciones de flujos geotermales

Las mediciones de temperaturas fueron realizadas utilizando un sistema FLIR e instalando sensores al interior del sustrato o suelo.

Se utilizó el modelo FLIR SC 620 equipado con un lente $f=40$ mm, para captar una imagen durante las primeras horas del día, cuando el sol no ha calentado la superficie estudiada. Se debieron medir los siguientes parámetros para calibrar las temperaturas de la imagen: emisividad para cada objeto; la distancia entre el lente y el objeto; la temperatura reflejada; la temperatura atmosférica; la HR del aire, la temperatura externa; la transmisión y la temperatura de referencia. Algunos datos de calibración fueron extraídos mediante información derivada de la AWS y una tabla de emisividad para distintos cuerpos disponible en la web de las cámaras FLIR. Para tal calibración se utilizó el programa ThermaCAM Researcher Professional 2.9.

Los termistores se instalaron al interior del sustrato rocoso a distintas profundidades. Las mediciones se realizaron en aquellos lugares que presentaron posibles flujos geotermales y en lugares donde no se manifestó actividad. Se usaron tres termistores modelo 109 CAMPBELL, los cuales fueron conectados a un datalogger modelo CR200 CAMPBELL, como se muestra en la figura 10, capturando datos cada 30 min. El datalogger fue alimentado con una batería de 12 V y 7 A. En la tabla 5 se especifican las características de los termistores.

Figura 10. Termistores. Se muestra uno de los sensores de temperatura (fotografía a la izquierda) y el datalogger CR 200 CAMPBELL (fotografía a la derecha).



Tabla 5. Características de los termistores.

Variable de medición	Fabricante	Sensor	Precisión	Rango
Temperatura del suelo	Campbell	109-L	$\pm 0.2^{\circ}\text{C}$	-50-+70°C

4 RESULTADOS

4.1 Variaciones glaciares en los Nevados de Chillán

4.1.1 Catastro de glaciares

Los Nevados de Chillán poseen una superficie glacial aproximada de 2.65 km², distribuida para el año 2011 en 26 glaciares de montaña, como se muestra en la tabla 6. Las mayores superficies corresponden al Glaciar Nevado con 1.49 km² (COD GLA CL1I81104007) y al Glaciar Nuevo con 0.16 km² (COD GLA CL1I81303013), encontrados en las subcuencas de Ñuble bajo e Itata medio, respectivamente. Respecto a la extensión glacial por subcuencas, Ñuble alto posee 0.4 km² de hielo, Ñuble bajo 1.62 km² e Itata medio 0.61 km². Estas superficies de glaciares ya habían sido identificadas por *Zenteno* (2008), sin embargo no fueron inventariadas según la norma establecida por la *DGA* (2009), observándose una amplia diferencia entre la extensión identificada por *Zenteno* (2008) la cual era mayor en el año 2004.

ESTUDIOS GLACIOLOGICOS EN LOS NEVADOS DE CHILLAN

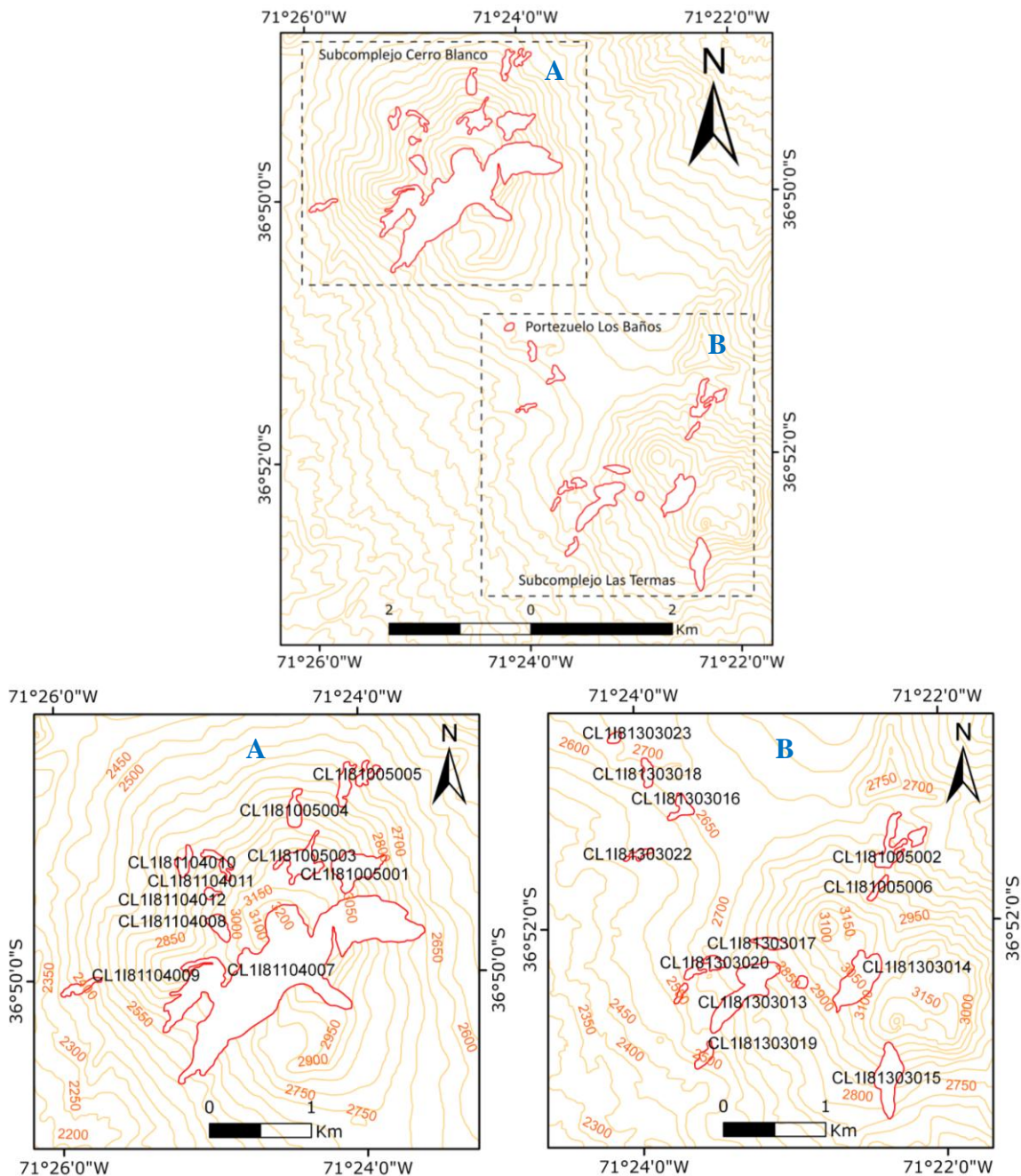
DENNY ALEXIS CARO PAREDES

Tabla 6. Catastro de glaciares sobre los Nevados de Chillán año 2011.

N° glaciar	Cuenca	COD GLA	NOMBRE	COMUNA	DATUM	HUSO	FUENTE DIG	FUENTE FEC	INVENT FEC	REGION	ESTE	NORTE	AREA Km ²
1	Itata	CL1181104007	G. Nevado	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	285175	5920958	1.49
2	Itata	CL1181303013	G. Nuevo	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	287114	5916609	0.16
3	Itata	CL1181303014	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	288228	5916717	0.14
4	Itata	CL1181303015	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	288522	5915761	0.12
5	Itata	CL1181005001	-	Coihueco	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	285898	5921951	0.11
6	Itata	CL1181005002	-	Coihueco	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	288601	5918052	0.09
7	Itata	CL1181005003	-	Coihueco	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	285375	5922008	0.09
8	Itata	CL1181005003	-	Coihueco	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	285797	5922776	0.04
9	Itata	CL1181005004	-	Coihueco	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	285307	5922517	0.04
10	Itata	CL1181104008	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	284570	5921382	0.04
11	Itata	CL1181303016	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	286495	5918396	0.03
12	Itata	CL1181303017	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	287364	5917075	0.03
13	Itata	CL1181104009	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	283206	5920788	0.03
14	Itata	CL1181104010	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	284227	5922008	0.03
15	Itata	CL1181104011	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	284571	5922010	0.03
16	Itata	CL1181005005	-	Coihueco	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	286008	5922870	0.03
17	Itata	CL1181303018	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	286161	5918738	0.02
18	Itata	CL1181303019	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	286724	5915971	0.02
19	Itata	CL1181303020	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	286818	5916884	0.02
20	Itata	CL1181005006	-	Coihueco	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	288420	5917614	0.02
21	Itata	CL1181303021	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	286612	5916804	0.02
22	Itata	CL1181303022	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	286081	5917945	0.02
23	Itata	CL1181104012	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	284489	5921707	0.01
24	Itata	CL1181303023	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	285840	5919079	0.01
25	Itata	CL1181303024	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	287673	5916695	0.01
26	Itata	CL1181303025	-	Pinto	WGS 84	19	Sensor ASTER	19/02/11	2013	8	286491	5916591	0.01

Fuera de la consideración de glaciares asociados a una subcuenca, se observa que los ubicados sobre el subcomplejo Cerro Blanco poseen mayor extensión que los encontrados al SSE en el subcomplejo Las Termas, aunque cuentan con altitudes y condiciones de umbría y solana similares. Respecto al número de glaciares distribuidos, la menor cantidad de éstos se encuentra en Portezuelo Los Baños, mostrado en la figura 11.

Figura 11. Ubicación de los glaciares catastrados en los Nevados de Chillán el año 2011.



4.1.2 Variaciones históricas y recientes de los glaciares

En los Nevados de Chillán no existen estudios asociados a la extensión glaciaria durante la Pequeña Edad de Hielo, sin embargo se ha reconocido el comportamiento de algunos glaciares en latitudes cercanas desde aquél periodo. En los glaciares ubicados en Argentina, Glaciar El Azufre y El Peñón (35°S) se estimó un avance máximo durante la Pequeña Edad de Hielo entre los años 1550 y 1720, para luego repetir el avance alrededor de 1830, donde alcanzó altitudes cercanas a los 2500 m snm (*Espizua and Pitte, 2009*). En Chile, el glaciar sobre el Sierra Velluda (37°S) fue observado en 1828, fecha desde la cual ha mostrado un importante retroceso (*Masiokas et al., 2009*).

Las primeras crónicas conocidas sobre los volcanes de los Nevados de Chillán son atribuidas a Córdoba y Figueroa y posteriormente a Alonso de Ovalle y Fray Bernardo (*González-Ferrán, 1995*), los que hacen referencia sólo a la actividad volcánica. Sin embargo, es *Domeyko (1849)* quien realiza las primeras descripciones breves de los glaciares sobre sus domos.

Domeyko, el 24 de enero de 1849 realizó la ascensión rumbo al Glaciar Nevado, donde describe la proximidad al glaciar una vez que logra salir de la selva, identificando su frente a tan solo unos cientos de metros de ahí. Donde la selva alcanzaba los 1577 o 1660 m snm en el Vn. Nevado. Así mismo, observando desde las Termas de Chillán ven bajar los glaciares del mismo cerro asignándole una altitud a su frente de 2113 m snm, similar a lo observado por el mismo autor en la Cuesta de las Ánimas, a 2192 m snm, en donde hace mención a la similitud de altitud entre los glaciares.

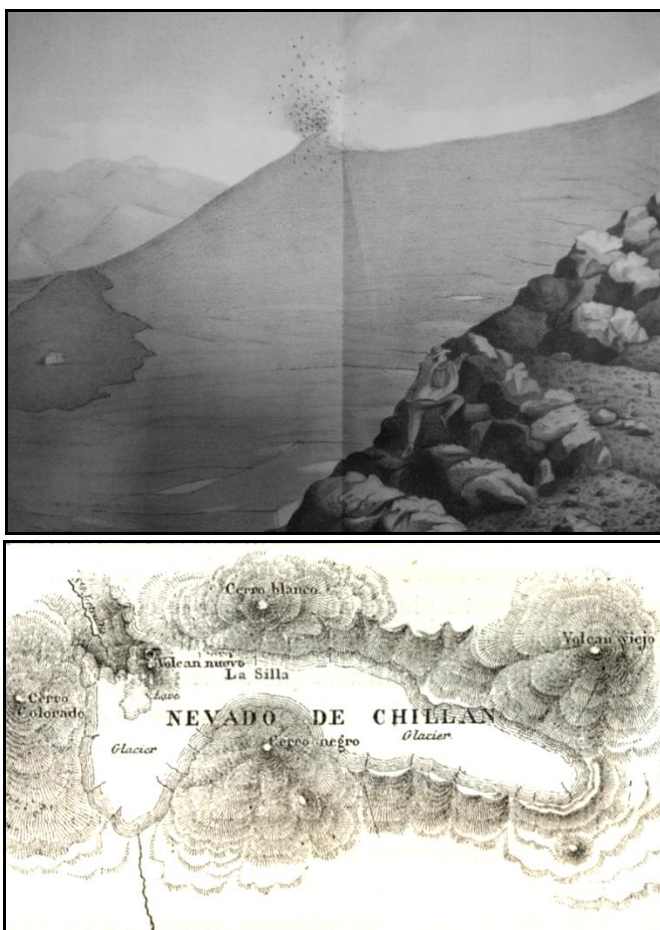
En 1849 el Vn. Nevado, se encontraba despejado de hielo en su cima, presenciando hielo en sus altas pendientes y formando un campo, donde éstas no permiten la fijación de la nieve (*Domeyko, 1849*). El campo de hielo descendía desde el Vn. Nevado por el cerro de Azufre o Negro, llegando cerca del valle hasta unos 236 metros por debajo de fumarolas de vapor, haciendo alusión a un volcán activo para el periodo, el Vn. Santa Gertrudis.

Años más tarde, *Philippi (1862)* observa la actividad eruptiva del Vn. Santa Gertrudis, describiendo de mejor manera los glaciares. Éstos llenaban la depresión entre el Vn. Nevado, el cerro Negro y el cerro Colorado, como se puede observar parcialmente desde la imagen superior de la figura 12. El naturalista sube por el río Chillán en marzo de 1862 observando el nacimiento de éste en el glaciar, tomando la ruta por el norte del cerro Negro. El glaciar descrito por Philippi en 1862 (figura 15), en la actualidad ha desaparecido. El glaciar descrito poseía hielo compacto y transparente siendo una de sus características el color azul visto a través de las grietas que se extendían por lo menos

125 m y tan solo tenían unos centímetros de ancho. La superficie, fue descrita como homogénea solo interrumpida por ondulaciones de uno a dos metros, con cimas agudas.

Figura 12. Figuras históricas de los Nevados de Chillán.

La pintura superior muestra al Vn. Sta. Gertrudis, identificado como el nuevo volcán de Chillán por Philippi, visto desde la ladera del Cerro Negro. Mientras que en la figura inferior, se muestra la extensión de los glaciares en 1862. Tales figuras fueron extraídas de *Philippi (1862)* y *Philippi (1863)*.

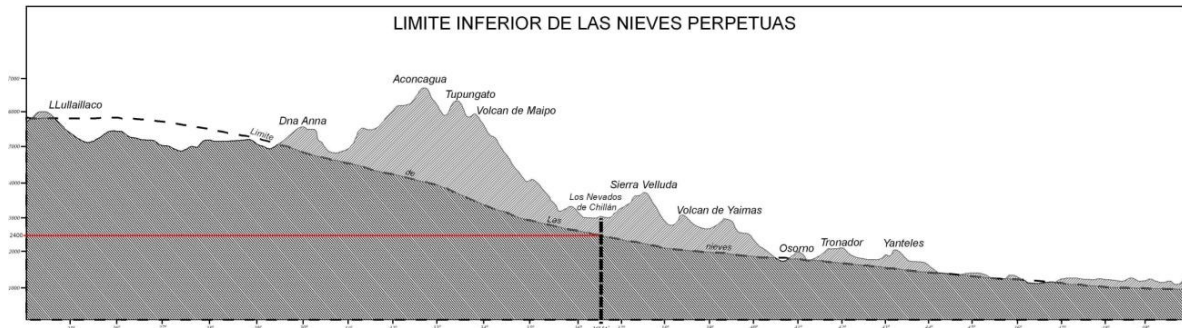


Complementando su propia observación, *Philippi (1862)* agrega el informe realizado por el ingeniero Siemse, describiendo un gran campo de hielo ubicado entre el Volcán Viejo (el cual era el único volcán al sureste, ya que el Vn. Nuevo se generará a comienzos del siglo XX según *González-Ferrán, (1995)*, el Vn. Nevado y el cerro Negro, con unos 16.7 km de largo y cerca de 2.7 a 1.8 km de ancho.

Siemse alcanzó el borde del campo de hielo después de dos horas de caminata desde Las Termas, describiendo una subida muy difícil, logrando cruzar en línea recta hacia las laderas del Vn. Nevado y del cerro Negro, como se ve en la imagen inferior de la figura 12.

Posteriormente y luego de 13 años, *Pissis (1875)*, publica lo que el llamó el límite inferior de las nieves eternas en la zona central, de donde fue posible derivar la altitud aproximada del frente glaciar de los Nevados de Chillán (figura 13), calculada cerca de los 2400 m snm.

Figura 13. Límite inferior de la línea de las nieves eternas tal como señaló Pissis en 1875 entre los 25° y 49°S. Imagen adaptada del Atlas de la Geografía Física de la República de Chile, *Pissis (1875)*.



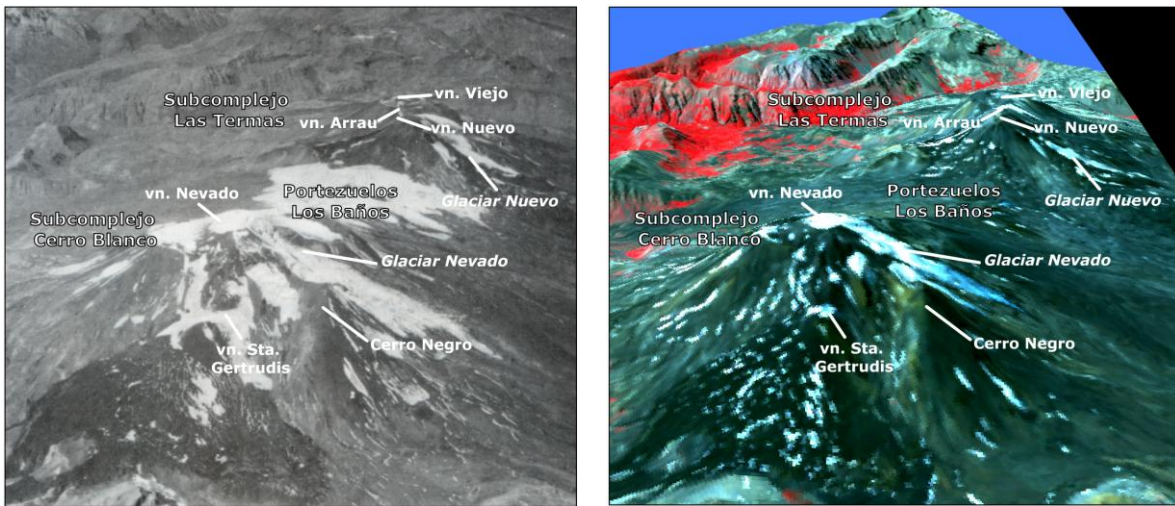
Pissis (1875) también confecciona una descripción de los volcanes de los Nevados de Chillán, donde aparece el Vn. Sta. Gertrudis como Vn. Nuevo a la izquierda del Vn. Nevado o cerro Blanco, como se presenta en la figura 14.

Figura 14. Los Nevados de Chillán por Pissis visto de NO (izquierda) a SE (derecha), donde: 1= Vn. Nevado, 2= Vn. Viejo, 3= Vn. Nuevo, 4= los Baños, K= Escorias, K'=Retinita, L=Fonolita. Fuente: *Pissis (1875)*.



Sumado a los registros históricos, en el vuelo Trimetrogon de 1945 y una imagen compuesta en falso color del sensor ASTER del año 2011, se pueden observar (figura 15) ambas estructuras volcánicas de los Nevados de Chillán, donde se ve el retroceso de los glaciares y la notoria desaparición de las masas de hielo encontradas en Portezuelo Los Baños y el glaciar documentado por Philippi, que se encontraba entre el Vn. Nevado y el cerro Negro, la disminución del glaciar encontrado entre los volcanes Nuevo y Viejo también es apreciada, al igual que el retroceso de los Glaciares Nuevo y Nevado. Sin embargo, tales recursos no permiten cuantificar el retroceso glaciar.

Figura 15. Vuelo TRIMETROGON de 1945 (fotografía a la izquierda) y compuesto de bandas del sensor ASTER del 19 de febrero del 2011 utilizando el DEM SRTM 3 (imagen de la derecha).



Recientemente la adquisición de imágenes satelitales ha permitido calcular la extensión de los glaciares entre los años 1978 y 2011, siendo fundamental la resolución espacial de éstas, la fecha de captación y la supervisión que se debió realizar tras haber ejecutado el método Band Ratio. Los resultados se presentan en la tabla 7, donde se identifica la disminución glaciara desde el 24 de marzo de 1978 hasta la actualidad, a una tasa de disminución areal de $0.091 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ entre 1978-1989, de $0.243 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ entre 1989-2000 y una tasa de disminución de $0.269 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ entre el 2000-2011, concordando relativamente ésta última con la tasa observada entre el año 2000 y el 2004.

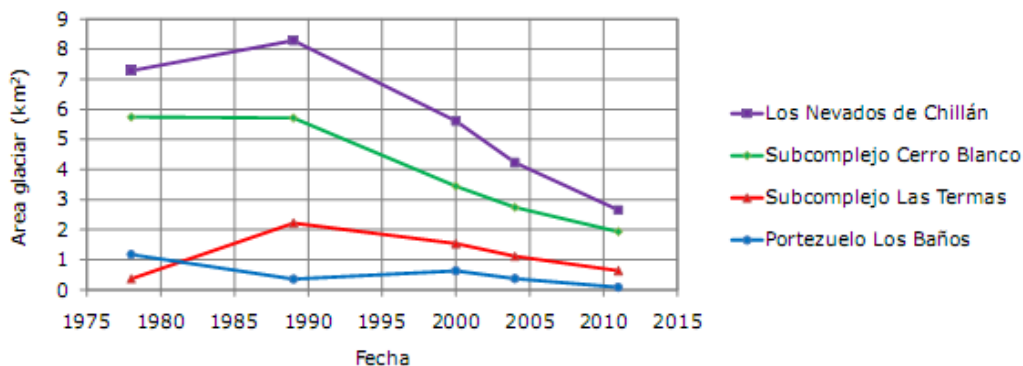
Tabla 7. Extensión glaciara en los Nevados de Chillán entre 1978 y 2011.

Sensor	Fecha (dd-mm-aaaa)	Area (km^2)	Subcomplejo Cerro Blanco (km^2)	Subcomplejo Las Termas (km^2)	Portezuelo Los Baños (km^2)	Resolución espacial (m)
ASTER	19-02-2011	2.65	1.93	0.63	0.08	15
ASTER	26-03-2004	4.22	2.74	1.11	0.37	15
ETM+	31-03-2000	5.61	3.44	1.53	0.63	30
TM	17-03-1989	8.28	5.71	2.22	0.35	30
MSS	24-03-1978	7.28	5.74	0.36	1.17	79

Los cambios de área fueron calculados en las tres zonas principales, asociadas a las dos estructuras volcánicas y a la zona que las separa. El subcomplejo Cerro Blanco considera la zona de mayor extensión glaciar, seguida del área denominada subcomplejo Las Termas (asociada a los volcanes Viejo y Nuevo) y de la zona de Portezuelo Los Baños. Las variaciones entre 1978 y 2011 son graficadas en la figura 16, observándose un aumento glaciar cercano a 1 km² en el año 1989 respecto al año 1978, donde tiende a disminuir el área hasta el año 2011. Sin embargo, si se analizan las áreas mencionadas por separado, se observa que el área del subcomplejo Cerro Blanco tuvo una disminución durante el periodo, presentándose un cambio en el área del subcomplejo Las Termas, pasando de una extensión de 0.367 km² en 1978 a 2.220 km² en 11 años, para luego retomar la tendencia a la disminución areal, en este contexto, cabe mencionar que el periodo 1973-1987 se produjo el evento eruptivo que gatilló la aparición del Volcán Arrau, en el subcomplejo Las Termas, pudiendo provocar dicho evento la disminución de la superficie glaciar antes de los registros de 1978. En tanto, la zona de Portezuelo Los Baños tendió a disminuir su área en 1.092 Km² entre 1978-2011.

Figura 16. La tendencia areal de los glaciares en los Nevados de Chillán entre 1978 y 2011.

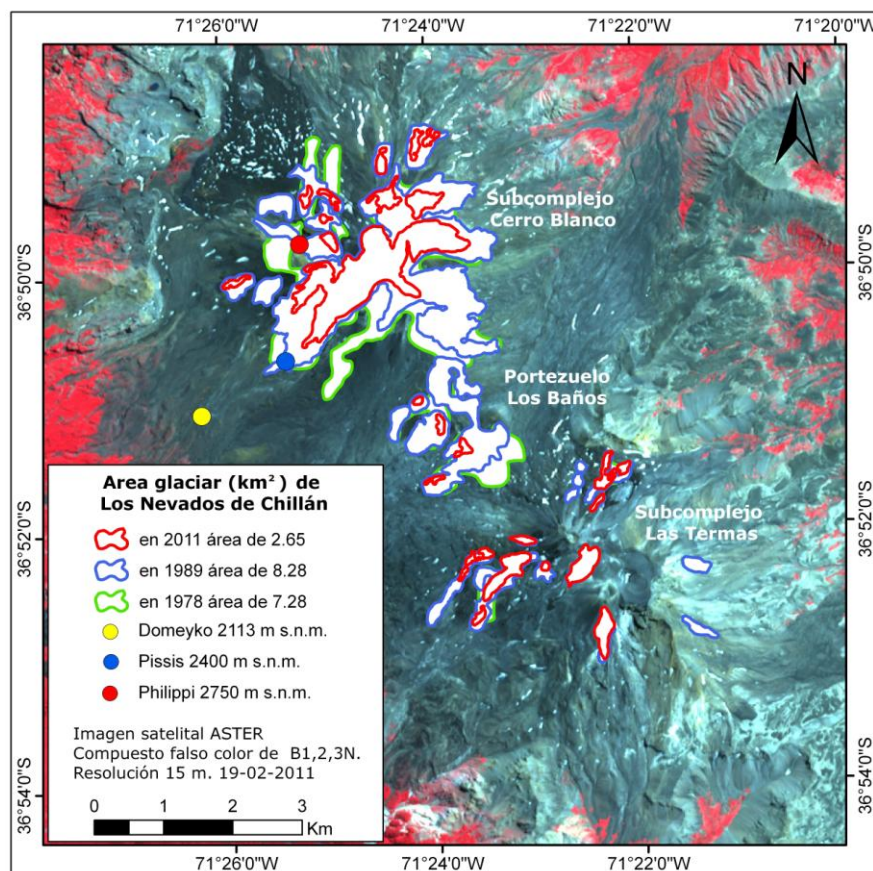
Los glaciares se agrupan en tres áreas: subcomplejo Cerro Blanco, subcomplejo Las Termas (volcanes Viejo y Nuevo) y Portezuelo Los Baños. La línea morada corresponde a la suma de las tres áreas anteriores, que componen en su conjunto “Los Nevados de Chillán”.



Las variaciones glaciares fueron cartografiadas cada 11 años en la figura 17, donde se agrega una estimación de los frentes identificados históricamente por *Domeyko (1849)*, *Philippi (1862)* y *Pissis (1875)*.

Figura 17. Variación de la extensión glaciara en los Nevados de Chillán entre 1978 y 2011, considerando registros históricos de *Domeyko* (1849), *Philippi* (1862) y *Pissis* (1875).

Imagen ASTER compuesta 3, 2, 1. 19 de febrero del 2011, en Datum WGS 84, Huso 19 S.



La visualización de la extensión glaciara en la figura 17, permite distinguir el retroceso de los glaciares, sobre todo en la zona de Portezuelo Los Baños y en el subcomplejo Cerro Blanco desde 1978. Respecto a las observaciones históricas, en la zona de Portezuelo Los Baños, se observó el alto retroceso que ha tenido el glaciar Nevado, donde *Domeyko* (1849) situó su frente a los 2113 m snm para 1849. En tanto, los registros de *Philippi* (1862) y *Pissis* (1875) muestran una altitud de los frentes muy cercana a la altitud actual (puntos rojo y azul).

En la actualidad, el Glaciar Nevado observado por Domeyko se compone de dos cuerpos de hielo en la ladera oeste, las cuales poseen una inclinación superior a los 45°, excepto en la zona media donde éstas se unen. Sus frentes se encuentran cubiertos por una capa de detritos rocosos, presentando grietas en la mayor parte de su extensión.

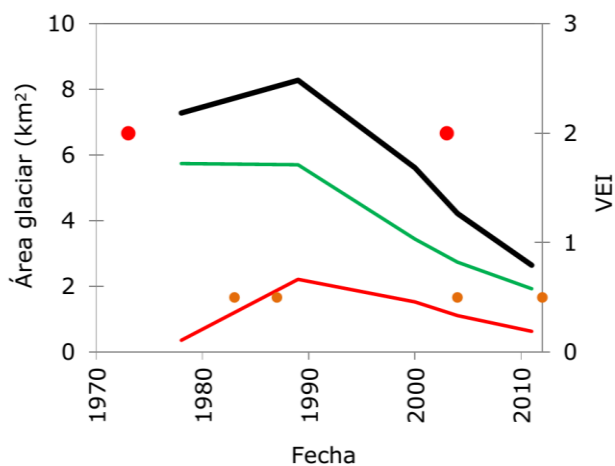
4.1.3 Efectos de los volcanes en los glaciares de los Nevados de Chillán

Es posible que las erupciones volcánicas provoquen disminuciones glaciares. En este trabajo se observó la relación entre los años en que se registraron erupciones volcánicas desde 1973 y la disminución glaciaria estimada a través de sensores remotos desde 1978, comportamiento detallado anteriormente. También se consideraron los años en que se observaron fumarolas en el año 2012.

Los procesos eruptivos cercanos a las masas de hielo encontradas en el subcomplejo Las Termas no han superado el Índice de Explosividad Volcánica 2, proceso que se desarrolló al sur de la masa de hielo ubicadas en el complejo Cerro Blanco, por lo que éstas no pudieron haber sido afectadas por calor geotermal, flujos de lavas o piroclásticos, pero si por depositación de tefra, sin embargo en las imágenes satelitales MSS de 1978 no se observan rastros de dichas coberturas. En este contexto, el subcomplejo Las Termas presentó un comportamiento de las masas de hielo distinto al observado en Cerro Blanco, observándose un aumento del área glaciaria hacia la década de los 90' fecha desde la cual se ha mantenido la tendencia al retroceso hasta el 2011. Sin embargo, no existen recursos espaciales para estimar la extensión glaciaria antes del proceso eruptivo de 1973, observándose un aumento de ésta en el subcomplejo Las Termas entre 1978 y 1989, posiblemente debido a un proceso de recuperación de la masa glaciaria (figura 18).

Figura 18. Variación glaciaria y periodos eruptivos en los Nevados de Chillán desde 1973.

La variación glaciaria es identificada para el total de la extensión glaciaria (línea de color negra) y para los subcomplejos Cerro Blanco (línea de color verde) y Las Termas (línea de color rojo). Las erupciones fueron cuantificadas por medio del VEI 2 (puntos de color rojo) mientras que procesos de menor intensidad fueron considerados con un VEI 0.5 (puntos de color naranja). Información extraída a partir de *González-Ferrán (1995)*, *Naranjo and Lara (2004)*, Global Volcanism Program [en línea, 2011]).

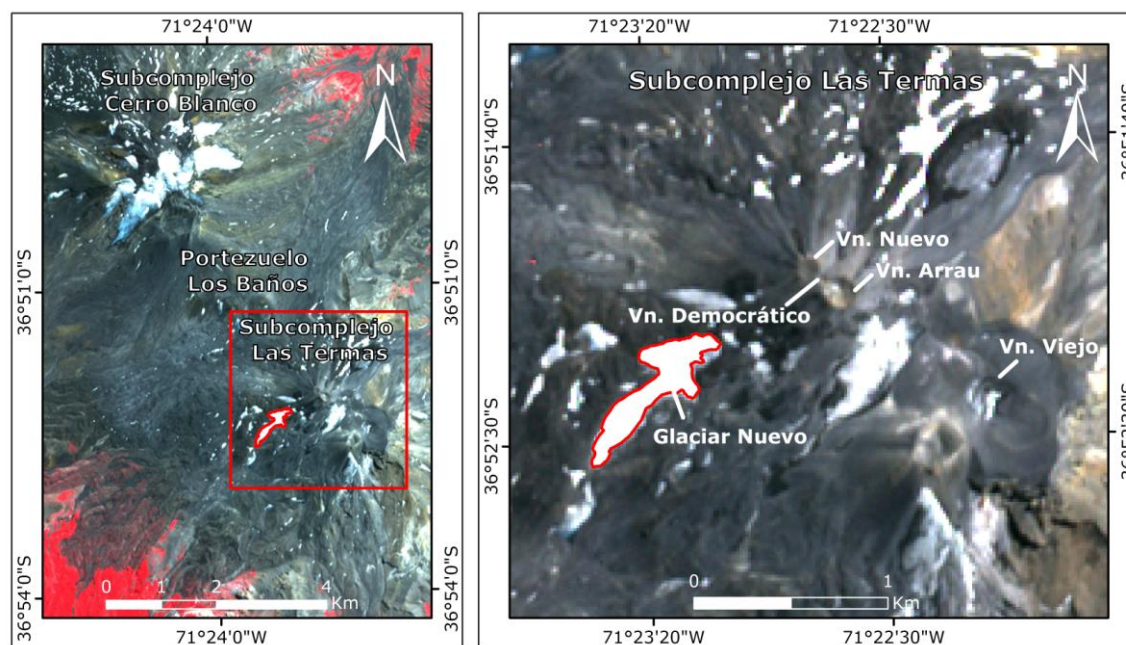


4.2 Variación glaciaria en estudio de caso: Glaciar Nuevo

El Glaciar Nuevo ($36^{\circ}52'22''\text{S}$ - $71^{\circ}23'18''\text{O}$) es un glaciar de montaña que se encuentra sobre la ladera oeste del volcán actualmente más activo del complejo volcánico de los Nevados de Chillán, el Vn. Nuevo (figura 19). Dicho glaciar, presenta en la zona de menor altitud una capa de arenas gruesas que no supera los 0.2 m de espesor. Éste glaciar fue seleccionado para un estudio de detalle, debido a que es el de mejor accesibilidad en la zona, es representativo del complejo volcánico completo (rango altitudinal y morfología), y porque presenta escasas grietas en superficie, lo que permitió realizar mediciones en terreno sin riesgos.

Figura 19. Ubicación del Glaciar Nuevo. El glaciar se encuentra en el subcomplejo Las Termas (cuadrado rojo en imagen izquierda) al oeste del Vn. Nuevo (polígono rojo en imagen derecha).

Imagen ASTER compuesta 3, 2, 1. 19 de febrero del 2011, en Datum WGS 84, Huso 19 S.

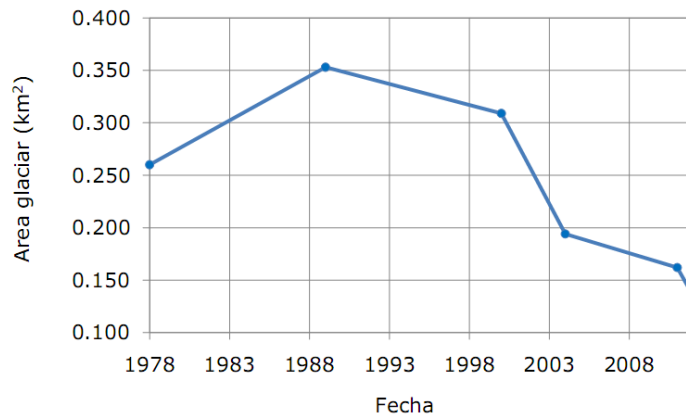


Los cálculos de área glaciaria se desarrollaron en meses estivales entre 1978 y el 2012, observándose un ligero aumento areal desde 1978 hasta 1989 a una tasa de $0.003 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$, mientras que la tasa de disminución areal para el periodo de medición 1989-2012 fue de $0.009 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$, muy cercano a 1 ha a^{-1} . La tasa anual de disminución entre 1989 y 2000 fue de $0.004 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$, y entre el 2000 al 2011 de $0.003 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$. Finalmente, entre el año 2011 y el 2012 el glaciar disminuyó 0.027 km^2 , cerca de 3 ha, lo que corresponde a un tercio de su tamaño total, como se observa en la tabla 8.

Tabla 8. Variaciones de área en el Glaciar Nuevo entre 1978 y 2012.

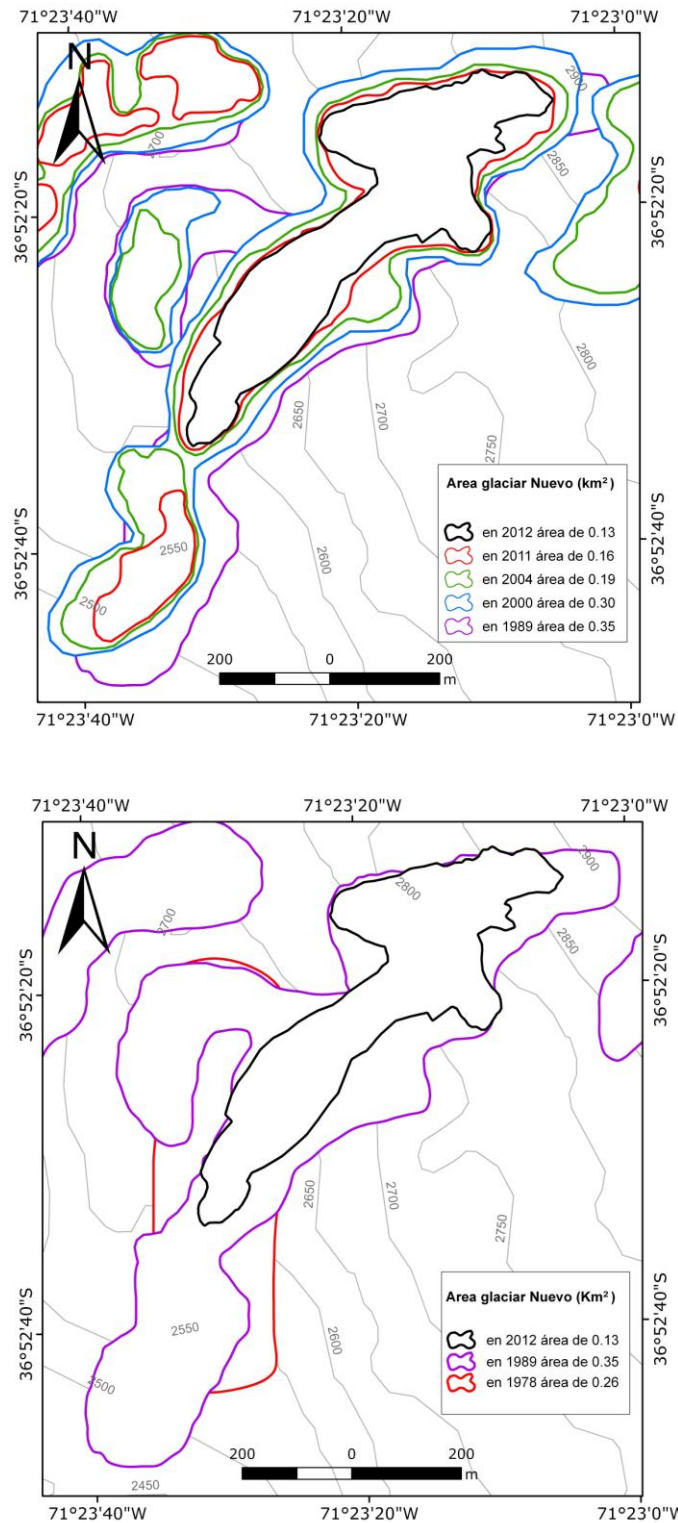
Fuente	Fecha (dd-mm-aaa)	Área (km ²)	Resolución espacial (m)
GPS	15-03-2012	0.13	-
ASTER	19-02-2011	0.16±0.03	15
ASTER	26-03-2004	0.19±0.03	15
ETM+	31-03-2000	0.30±0.10	30
TM	17-03-1989	0.35±0.13	30
MSS	24-03-1978	0.26±0.23	79

En las figuras 20 y 21 se muestran las variaciones areales del Glaciar Nuevo para 6 periodos hasta la actualidad, considerando que el cálculo del error aumenta con una menor resolución espacial, siendo éste para el sensor ASTER de un 21.6 %, para el sensor ETM+ y TM de 34.6% y para el sensor de menor resolución espacial, el MSS, de 88.8% respecto al área medida.

Figura 20. Gráfico de variaciones de área del Glaciar Nuevo entre 1978 y 2012.

El Glaciar Nuevo, además de la disminución areal, tuvo una separación en tres cuerpos durante el periodo observado, siendo la primera en el periodo 1989 y 2000, cuya área separada desapareció para el año 2011. Mientras que la segunda separación se produjo entre el 2000 y 2004, caracterizando un glaciarete que aún se observa al SSO del Glaciar Nuevo, con un área de 0.023 km² en el 2011. Una vez separadas las dos áreas mencionadas de la masa mayor, éstas no fueron consideradas como parte del Glaciar Nuevo.

Figura 21. Disminución areal del Glaciar Nuevo entre el año 1989 y 2012 (figura superior) y entre el año 1978 y 2012 (figura inferior). Información extraída de cartografía digital del IGM 2009. Datum WGS 84, Huso 19 S.



4.3 Cambios de elevación superficial glaciaria en los Nevados de Chillán

Fueron comparados los datos de elevación derivados de los DEM SRTM 3 y DEM ASTER global del 2011 respecto a los datos LIDAR del 2008. Los datos fueron procesados en coordenadas UTM, datum WGS 84, huso 19S, en pixeles de 90 m.

La comparación entre datos LIDAR con elevación elipsoidal y SRTM 3 en elevación geoidal mostraron una diferencia promedio entre los datos de 23.2 m en roca y una desviación estándar de 17.6. Los datos fueron procesados en elevación geoidal utilizando una ondulación de 23.4 para las coordenadas 36° 50'S-71°25'O a una elevación promedio de 2384 m snm. Posteriormente, el promedio de las diferencias de los datos del cruce entre LIDAR y SRTM fue restado a cada pixel de cada producto logrando una diferencia promedio de 0 m, por lo que se considerará la desviación estándar como los datos mínimos que no deben ser utilizados en estimaciones de diferencias de elevación en glaciares o error de 17.6 m.

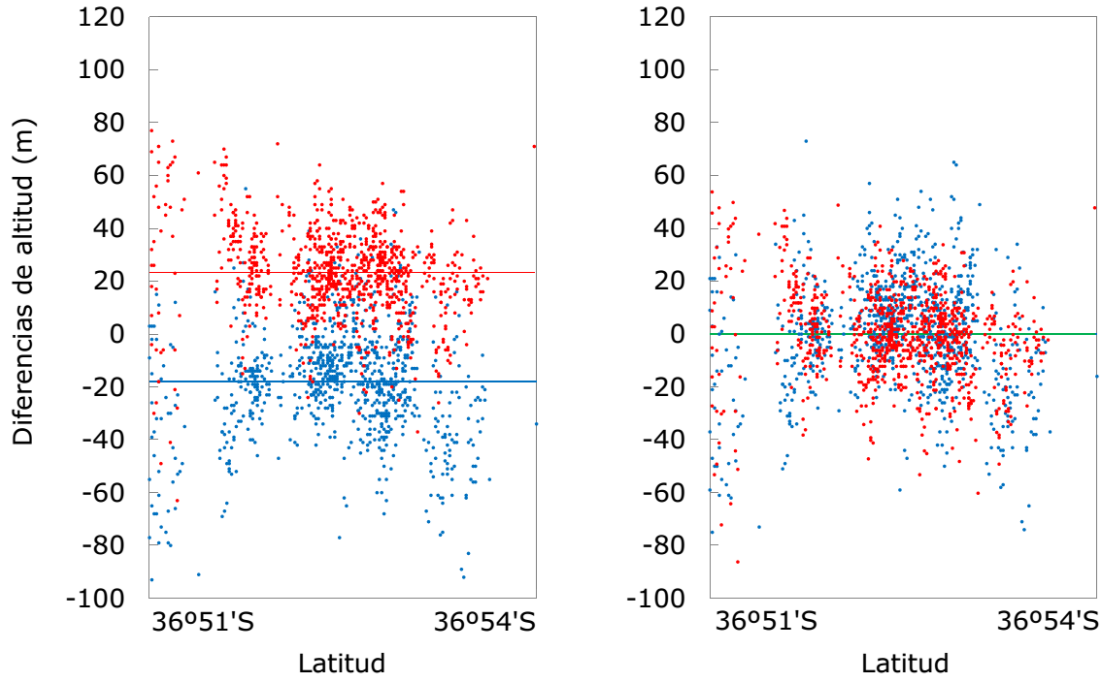
Por otro lado, la comparación entre los DEM ASTER global 2011 y LIDAR 2008, procesados en elevación geoidal, mostraron diferencias promedio de -18.2 m y una desviación estándar de 20.9 en datos procesados en roca, desviación estándar considerada como el error de la elevación. Luego, se restó dicho promedio a los datos para llevar la diferencia promedio a una diferencia de 0 m. Sin embargo los datos derivados del DEM ASTER global mostraron datos promedios de 5.2 m más bajo que la elevación geoidal estimada para las mismas coordenadas y ondulación geoidal mencionadas anteriormente.

Los detalles de los DEM utilizados es mostrado en la tabla 9, mientras que en la figura 22 se exponen los datos de elevación procesados.

Tabla 9. Principales características de los DEM utilizados.

DEM	Año	Nº datos	Altitud promedio (m snm)	Altitud mín. (m snm)	Altitud máx. (m snm)
LIDAR	2008	950	2384	1845	3090
SRTM 3	2000		2361	1808	2995
ASTER GDEM	2011		2367	1850	2966

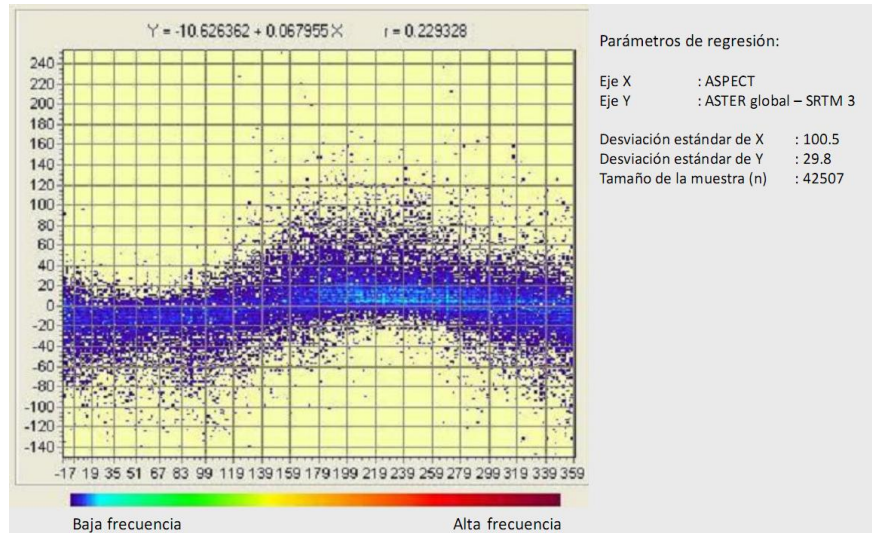
Figura 22. Diferencias de altitud entre los DEM LIDAR y SRTM 3 (puntos rojos) y ASTER global y LIDAR (puntos azules). Se observa la dispersión de los datos sin corrección (gráfico izquierda) y una vez corregidos (gráfico derecha) donde el promedio de la diferencias de la resta entre los DEM se encuentra en 0 m (línea verde).



Posteriormente se compararon los DEM ASTER global y SRTM 3, los cuales permiten estimar el cambio de elevación entre los años 2000 y 2011. Ambos DEM fueron procesados con una resolución espacial de 90 m, llevando a cabo una resta entre los datos sobre hielo para el año 2011. Se observó que las diferencias extremas de elevación sobre la masa glaciar fueron de -25 y 30 m con un promedio de -11 ± 20.9 m. En roca mostraron una diferencia de elevación promedio de 2.9 ± 20.9 m.

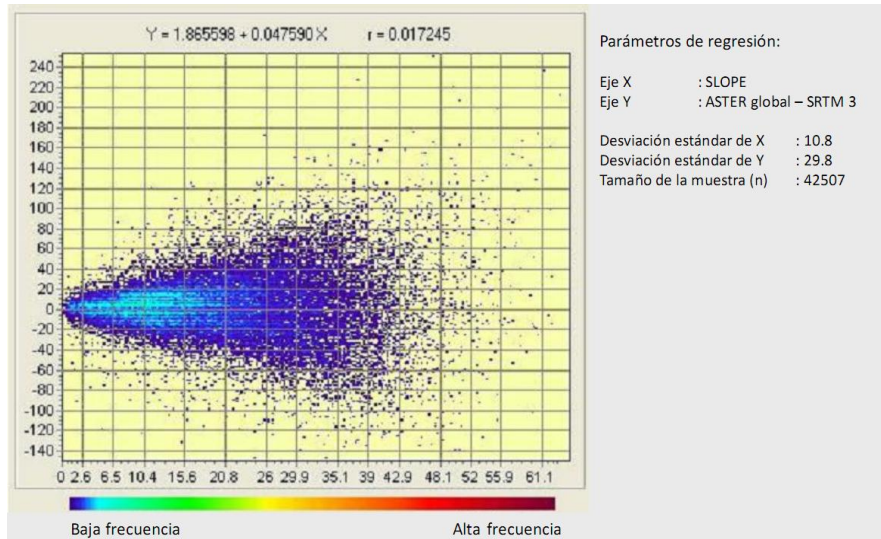
Debido a las diferencias presentadas en roca entre los DEM, se generó una regresión entre la orientación (ASPECT) de las laderas extraída del SRTM 3 y el resultado de la diferencia de altura entre los ASTER global y SRTM 3, utilizando valores en roca. El resultado (figura 23) fue una curva sinusoidal similar a la planteada por *Rivera (2004)*. En las abscisas se ve la orientación de las laderas entre 0° y 360° , mientras que las ordenadas representan las diferencias de altura entre los DEM. De la figura 23 se desprende una frecuencia de datos concentrada en las laderas orientadas hacia el oeste, provocado por sesgos debido a ángulos de captura de datos. Además, los datos con diferencias de altura se concentran entre los -20 y 20 m, el cual se encuentra cerca del promedio de diferencias de elevación de 2.9.

Figura 23. Regresión entre la sustracción de los datos por pixel de 90 m de los DEM ASTER global y SRTM 3 y aspect generado a partir de los datos SRTM 3.



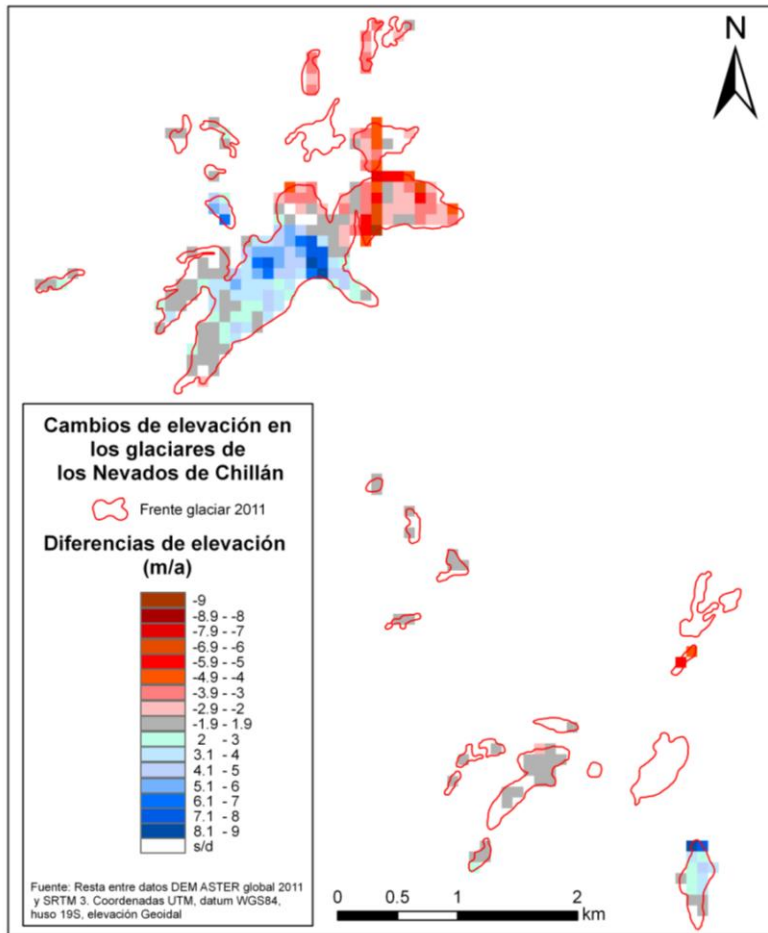
Considerando los productos anteriores, reemplazando esta vez la orientación de las laderas generadas desde el DEM SRTM 3 por la inclinación de las mismas entre 0° y 90° , se puede apreciar una relación entre la inclinación (SLOPE) de las laderas y la diferencia de altura entre los DEM señalados, puesto que a medida que aumenta la inclinación, eje de las abscisas, también aumenta la diferencia de altura, en el eje de las ordenadas. Se presentan valores concentrados entre los -20 y 20 m en las diferencias de elevación y en las pendientes con inclinaciones de hasta 17° , mientras que en lugares de alta pendiente los datos muestran mayor dispersión (figura 24). Cabe destacar que la superficie glaciar posee una pendiente promedio, según datos SRTM 3, de 18.6° con mínimos de 0° y máximos de 38° .

Figura 24. Regresión entre la sustracción de los datos por pixel de los DEM de ASTER global y SRTM 3 y slope generado a partir de los datos SRTM 3.



La pérdida de elevación superficial glaciar estimada por medio de los DEM se concentra mayormente en los frentes orientados hacia el este, mientras que en las zonas altas se observa un aumento de elevación al igual que sobre los glaciares orientados al oeste, como sucede en el subcomplejo Cerro Blanco. Respecto al subcomplejo Las Termas y la zona de Portezuelo Los Baños, dominan los cambios de ablación encontrados dentro del margen de error identificado anteriormente, donde se observan glaciares con aumentos y disminuciones de elevación. Los registros obtenidos no son significativos debido a que la mayor cantidad de datos se encuentra por debajo de la tasas de error (figura 25).

Figura 25. Cambios de elevación en la superficie glaciar de los Nevados de Chillán entre los años 2000 y 2011, derivada desde datos DEM SRTM 3 y ASTER global 2011.

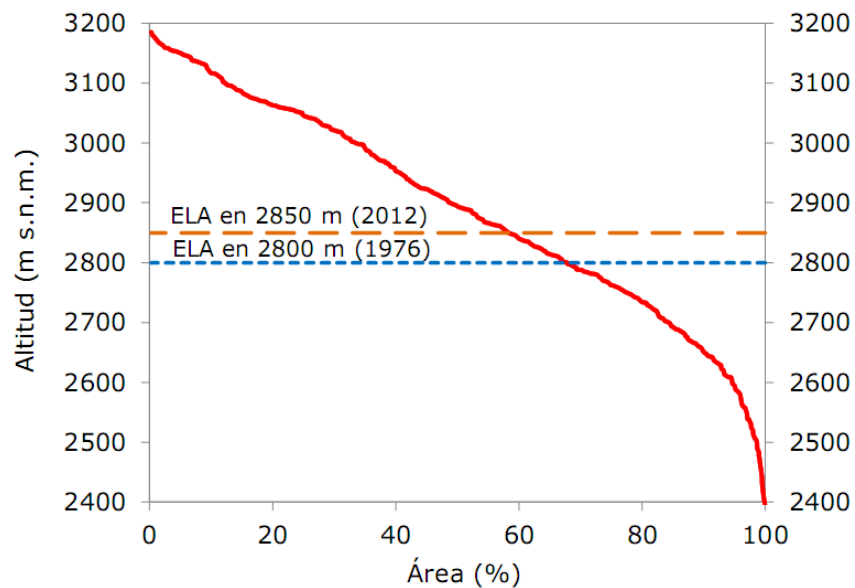


4.3.1 Hipsometría, ELA y AAR del Glaciar Nevado

Los datos derivados de DEM SRTM 3, permitieron realizar algunas estimaciones de los parámetros topográficos principales del Glaciar Nevado.

La curva hipsométrica del glaciar, muestra que la mayor parte de su masa está sobre los 2850 m snm, altitud a la que se identificó la ELA en enero del 2012, en comparación a la observada en el estudio de *Nogami (1976)* que la sitúa a 2800 m snm, como se observa en la figura 26. De igual modo el cálculo de AAR para el 2011 corresponde a 0.58, mientras que para el 1976 fue estimado en 0.67, estableciéndose una disminución de la zona de acumulación en un 0.09 entre los años 1976 y 2011.

Figura 26. Hipsometría del Glaciar Nevado para el año 2000, entre los 2400 y 3200 m snm, y ELA para 1976 calculada por *Nogami (1976)* e identificada en trabajos de campo durante enero del 2012 por el autor. Los datos de altitud fueron extraídos del DEM SRTM 3.



4.4 Cambios de elevación superficial glaciaria en estudio de caso: Glaciar Nuevo

4.4.1 Hipsometría, ELA y AAR del Glaciar Nuevo

En el Glaciar Nuevo no fue posible identificar una línea de nieve en el verano, debido a que toda la superficie del Glaciar Nuevo estaba sometida a ablación. Sin embargo, si se grafica (Figura 27) la ELA identificada por *Nogami (1976)*, se puede ver que ésta se encuentra en la parte alta del Glaciar Nuevo lo que determina un AAR de 0.17. En tanto, la distribución de la superficie glaciaria se mostró homogénea respecto al rango altitudinal que abarca.

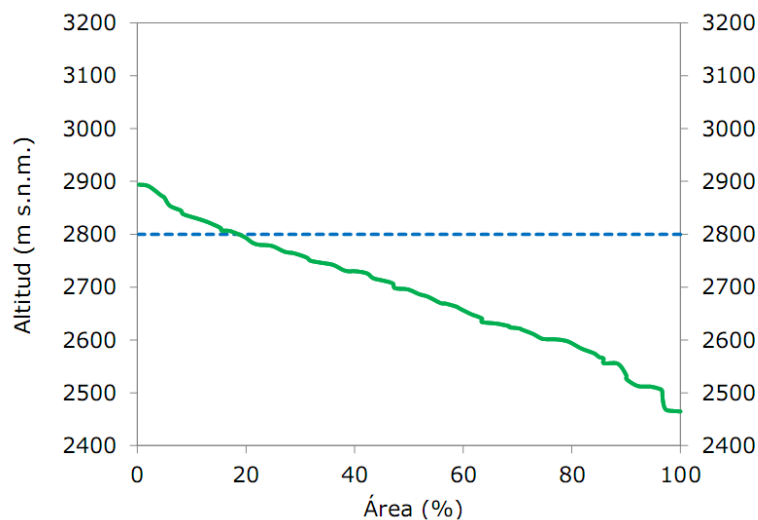


Figura 27. Hipsometría del Glaciar Nuevo para el año 2000 (línea verde), entre los 2400 y 3200 m snm, y ELA según *Nogami (1976)*, en línea azul). Los datos de altitud fueron extraídos del DEM SRTM 3, del año 2000.

4.4.2 Balance de masa en el verano 2011-2012

Se instalaron 6 balizas sobre la línea central del Glaciar Nuevo el 9 de diciembre del 2011, permitiendo realizar siete mediciones de ablación entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012, los detalles de las mediciones se muestran en la tabla 10.

Tabla 10. Ablación acumulada (m) en balizas sobre el Glaciar Nuevo

Baliza	09-12-2011	05-01-2012	20-01-2012	29-01-2012	19-02-2012	03-03-2012	15-03-2012
	(m)						
10	0	1.84	3.54	4.2	4.75	4.86	5.19
20	0	2.06	3.46	3.96	5.83	6.01	6.78
30	0	2.05	3.15	3.92	5.57	5.68	6.56
40	0	2.37	3.57	4.27	5.59	5.8	6.57
50	0	2.57	3.35	4.1	5.4	5.5	6.60
60	0	2.67	3.46	4	5.5	5.73	6.5

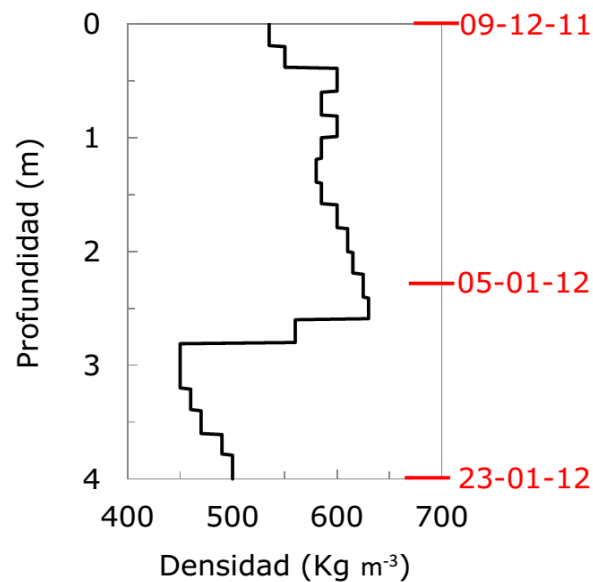
Durante las mediciones de longitud de las balizas se obtuvieron resultados similares, donde la ablación fue ligeramente mayor a menor altitud. La baliza 10, ubicada a menor altitud, estaba en una superficie cubierta por detritos con un espesor cercano a los 0.1 m a partir del 19 de febrero del 2012, lo que produjo una ablación acumulada inferior a la medida en las otras balizas. Las baliza 20 mostró el mayor monto de ablación con 6.78 m, encontrándose en superficie con neviza. Entre las balizas 30 y 50 se observó una ablación acumulada similar y no superior a los 6.6 m, en superficie de neviza. En tanto, en la baliza encontrada a mayor altitud, la baliza 60, se midió una ablación de 6.5 m en superficie compuesta por neviza, siendo la única superficie en que se midió ablación en hielo durante el mes de marzo.

Por otra parte, las mediciones de densidad de neviza en pozos se realizó entre el 9 de diciembre del 2011 y 23 de enero del 2012, Sin embargo, desde fines de enero hasta el término de las mediciones se consideró una densidad teórica de 700 Kg m^{-3} , debido a que no fue posible tomar muestras superficiales por la dureza de la neviza/hielo. Las mediciones de densidad se realizaron hasta 1.5 m de profundidad, todas en los alrededores de la baliza 50, debido a que se encuentra cerca del centro del glaciar y presentó una inclinación segura para trabajar.

Según la tabla 2, las densidades obtenidas en este trabajo corresponden a neviza (figura 28). En las muestras medidas en pozos de nieve, se observó que al aumentar la profundidad aumentó la densidad durante diciembre, mientras que en enero la densidad de la neviza disminuyó a cerca de 450 Kg m^{-3} para luego aumentar hasta 500 Kg m^{-3} . Las mediciones de densidad en el mes de enero fueron realizadas antes que ocurriera la

precipitación observada el 10 de enero (figura 39), por lo que la disminución de la densidad observada en aquel mes no pueden ser asociada a precipitaciones según los registros meteorológicos.

Figura 28. Densidades medidas a profundidad cerca de la baliza B 50 sobre el Glaciar Nuevo a 2680 m snm aproximadamente.



Los montos de ablación equivalente en agua (eq. a. mm) de cada baliza se muestran en la tabla 11, considerando las densidades medidas durante los trabajos de terreno (figura 28) y una densidad de 700 Kg m^{-3} a partir del 23 de enero hasta el 15 de marzo.

Tabla 11. Ablación total en balizas sobre el Glaciar Nuevo.

Baliza	Ablación total (m eq. a. m ²)	Altitud (m snm)	Latitud	Longitud
			(Y) UTM	(X) UTM
10	3.09	2596	5916314	286863
20	4.21	2642	5916351	286886
30	4.07	2651	5916423	286927
40	4.07	2658	5916489	286975
50	4.07	2686	5916558	287035
60	3.93	2774	5916735	287225

Los datos de ablación puntual y densidad son utilizados para estimar equivalencias en agua del glaciar. La ablación específica medida en cada baliza fue asociada a un área de influencia, la que fue estimada utilizando los polígonos de Thiessen. Las áreas de influencia de ablación son mostradas en la figura 29. Los polígonos resultantes, permitieron estimar una ablación total para el Glaciar Nuevo de 524203 m³ eq.a., la ablación específica en promedio fue de 3.9 m eq. a. Cabe mencionar que el derretimiento de verano formó una laguna pequeña en el frente del glaciar, frente que careció de la generación de un flujo de agua superficial. Las mediciones comprendieron los datos mostrados en la tabla 12 entre el 9 de diciembre del 2011 hasta el 15 de marzo del 2012.

Figura 29. Áreas de influencia de ablación en el Glaciar Nuevo. Se muestran las balizas medidas (puntos rojos) y sus áreas de influencia utilizando los polígonos de Thiessen (polígonos coloreados).

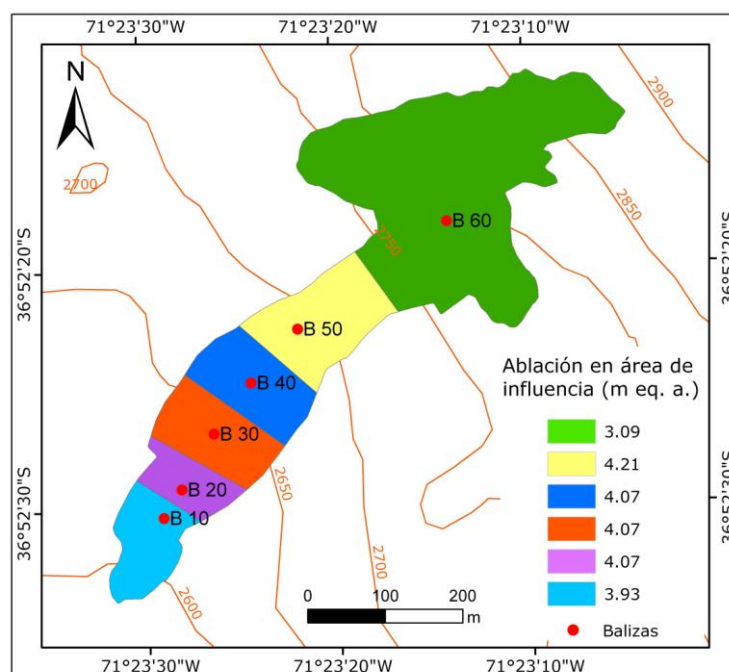


Tabla 12. Ablación por área de influencia en el Glaciar Nuevo según polígonos de Thiessen.

Baliza	Total ablación (m eq. a. m ²)	Área de influencia (m ²)	Volumen (m ³ eq. a.)
10	3.09	10587	32779
20	4.21	7184	30289
30	4.07	12676	51669
40	4.07	13191	53769
50	4.07	17006	69319
60	3.93	72755	286378
Ablación total			524203

4.5 Comportamiento meteorológico regional

4.5.1 Temperaturas estivales en los Nevados de Chillán entre 1971 y 2011

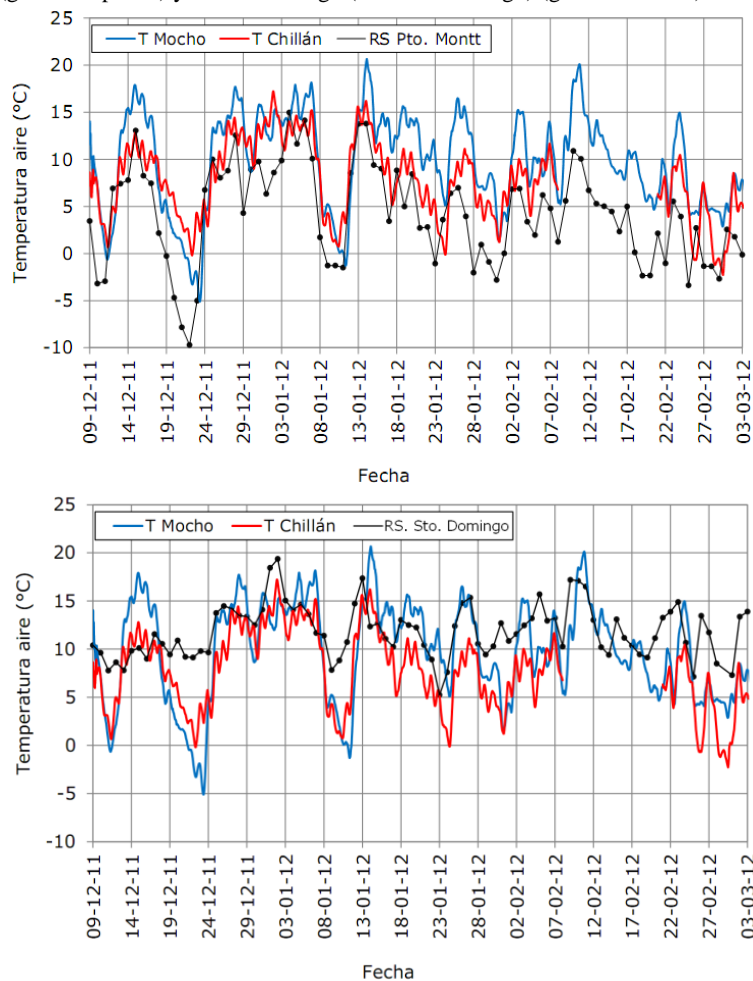
Debido a la inexistencia de datos meteorológicos históricos medidos en los Nevados de Chillán, se evaluaron los registros de temperaturas captados por el Radiosonda de Pto. Montt (41°S) (RS Pto. Montt) entre los 2000 y 3000 m snm y las temperaturas medidas por el Radiosonda de Santo Domingo (33°S) (RS Sto. Domingo) considerando los registros de temperaturas promedios entre 2000 y 3000 m snm durante el verano 2012. A la altitud de los Nevados de Chillán, se compararon las temperaturas de aire registradas entre la AWS instalada en el Glaciar Nuevo ($36^{\circ}52'\text{S}$) (T Chillán) cercana a los 2680 m snm, la que operó entre el 9 de diciembre y el 15 de marzo 2012. Se utilizaron además los registros de temperatura de la AWS sobre el Volcán Mocho-Choshuenco ($39^{\circ}55'\text{S}$) (T Mocho) cercanos a los 1900 m snm (*Brock et al, 2012*). Por último, se consideraron los registros medidos en la ciudad de Chillán ($36^{\circ}36'\text{S}$ - $72^{\circ}06'\text{O}$, a 130 m snm) proporcionados por la DMC.

Las temperaturas registradas por las estaciones T Mocho y T Chillán y por el RS Pto. Montt presentaron ciclos similares. Los registros de T Mocho mostraron temperaturas máximas y mínimas absolutas superiores a las registradas en T Chillán con una correlación de 0.83. Por otro lado, las temperaturas de RS Pto. Montt presentaron registros máximos absolutos similares a los medidos en T Chillán, con temperaturas mínimas inferiores a las registradas en T Mocho y T Chillán, mostrando una correlación de 0.78 respecto a los registros T Chillán (figura 30).

Respecto a los datos extraídos del RS Sto. Domingo, éstos mostraron una amplitud entre 5 y 19°C con una correlación respecto a los datos T Chillán de 0.62, siendo la correlación más baja de los tres tipos de registros de temperatura comparados con T Chillán. Según esto, los registros de temperaturas más próximos a los medidos en T Chillán, son los registros de T Mocho, lo cual se relaciona a su cercanía latitudinal. Sin embargo, para conocer el comportamiento decadal de las temperaturas, los registros de RS Pto. Montt permitirían una buena aproximación ya que el periodo de los registros T Mocho no es extenso. Estos resultados son similares a la correlación observada por *Brock et al (2012)* en su estudio comparando temperaturas registradas en el Vn. Villarrica y Mocho-Choshuenco, la ciudad de Temuco y el Radiosonda de Pto. Montt.

Figura 30. Registros de temperaturas del aire en volcanes y en radiosondas.

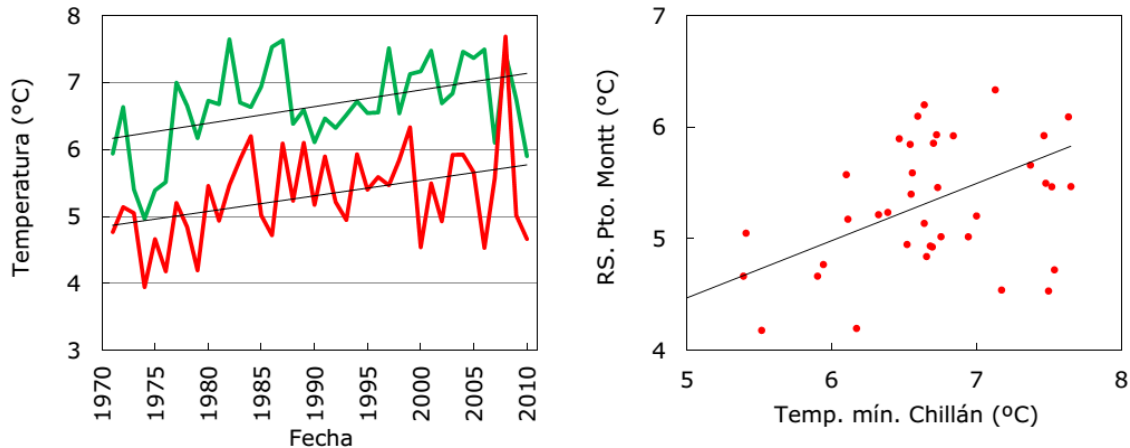
Se exponen las temperaturas del aire registradas sobre el Volcán Mocho-Choshuenco (T Mocho), en los Nevados de Chillán (T Chillán), los Radiosondas en Puerto Montt (RS Pto. Montt) (gráfico superior) y Santo Domingo (RS Sto. Domingo) (gráfico inferior).



Las correlaciones anteriores permiten considerar los registros RS Pto. Montt como los datos de temperaturas más convenientes para realizar un análisis en los Nevados de Chillán. Para observar el comportamiento de las temperaturas en montaña respecto a las de menor altitud, como pueden ser los registros de temperatura asociados a la depresión intermedia en la latitud de estudio, se observó el comportamiento de las temperaturas registradas entre 1971 y 2010 en la ciudad de Chillán (130 m snm) y las temperaturas medidas por el RS Pto. Montt (entre los 2000 y 3000 m snm) (figura 31). La correlación entre ambos registros fue de 0.5, donde se observa un aumento progresivo de las temperaturas, el cual puede ser asociado con la disminución del área glaciar observado en los Nevados de Chillán desde la década de los 70'. A pesar de la buena correlación, ambos registros de temperaturas presentan diferencias en los promedios anuales, donde los registros de mayor altitud (RS Pto. Montt) muestran valores promedio de temperatura menores a los registros de temperaturas mínimas medidas en la ciudad de Chillán.

Figura 31. Temperaturas en los Nevados de Chillán entre 1970 y 2010.

A la izquierda son comparadas las temperaturas mínimas registradas en la ciudad de Chillán a 130 m snm (línea verde) con una regresión de 0.19 y los datos de temperaturas medidos por la RS Pto. Montt entre los 2000 y 3000 m snm (línea roja) con una regresión de 0.14. A la derecha se presenta una gráfica entre ambas temperaturas mostrando una correlación positiva intermedia de 0.5. Datos proporcionados por la DMC y extraídos desde NOAA.



Los registros del RS Pto. Montt mostraron una temperatura promedio entre 1971 y 2010 de 5.3°C, con temperaturas promedio decadales de 4.7°C en los 70', 5.5°C en los 80', 5.6°C en los 90' y de 5.5°C en la primera década del siglo XXI, observándose el mayor aumento de las temperaturas entre las décadas de los 70' a los 80' de 0.8°C, donde las temperaturas solo aumentaron 0.02°C entre los 80' y la primera década de los 2000, siendo la década más cálida en este periodo la de los 90'. El año que presentó el mayor promedio de temperatura fue el 2008 sobrepasando los 7°C. En tanto, la ciudad de Chillán, mostró una temperatura promedio en el mismo periodo de 6.7°C, con temperaturas promedio decadales de 5.9°C en los 70', 6.9°C en los 80', 6.6°C en los 90' y de 7°C en los últimos 10 años, observándose aumentos de temperaturas entre las décadas de los 70' y 80' y entre los 90' y la primera década del 2000 de 1 y 0.3°C, respectivamente, con un aumento de 1.1°C entre las décadas de los 70' y los primeros años del 2000 (tabla 13).

En la Ciudad de Chillán se dieron los máximos valores de temperaturas en las décadas de los 80' y 90', periodos en donde se registraron los años Súper NIÑO de 1982 y 1997 (Wolter and Timlin, 2011), respectivamente. En tanto, los registros RS. Pto. Montt muestran años de altas temperaturas desfasados con los años EL NIÑO en las décadas de los 80' y 90'. En ambos registros (Ciudad de Chillán- RS. Pto. Montt) la única coincidencia entre años EL NIÑO y años con altas temperaturas se dieron en los años 1972 y 1976. Lo anterior muestra que los registros del RS. Pto. Montt no permiten identificar años EL NIÑO, observándose también que durante los años LA NIÑA hubo un aumento de las temperaturas, cuando se debería haber observado un año más frío. En tanto, los registros de temperaturas de la Ciudad de Chillán permiten observar años con influencia de ENOS.

4.5.2 Variaciones climáticas en la ciudad de Chillán

Se analizaron en detalle los registros de precipitación y temperaturas proporcionados por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), medidos en la ciudad de Chillán (36°36'S - 72°06'O, a 130 m snm), entre los años 1960 y 2010.

Las precipitaciones anuales totales en la ciudad de Chillán muestran un aumento desde 1977 hasta 1996, con un máximo de 1813 mm en 1982, asociado al año Súper NIÑO 1982 (*Wolter and Timlin, 2011*). Desde 1960 hasta el 2010 el promedio de precipitación fue de 1028 mm, mientras que en los periodos decadales ésta variación fue similar a la media móvil (línea roja) mostrada en la figura 32. Se observó un aumento de las precipitaciones para el periodo de 1980-1989 de 1209 mm, el cual disminuye a 1025 mm entre 1990-1999 y hasta los 970 mm en el periodo 2000-2009, como se muestra en la tabla 13.

Tabla 13. Precipitaciones y temperaturas entre 1960-2009 en la ciudad de Chillán

Periodo	Precipitación \bar{X} (mm)	T máximas \bar{X} (°C)	T mínimas \bar{X} (°C)
1960-1969	880	20.1	6.1
1970-1979	1096	20.0	5.9
1980-1989	1209	20.2	6.9
1990-1999	1025	20.5	6.6
2000-2009	970	20.1	7.0

El Índice de Precipitación Estandarizado (siglas en inglés, SPI), permitió identificar años con mayores y menores precipitaciones respecto al promedio del periodo, determinando años secos y húmedos (figura 33). Los años secos fueron denominados: Levemente Secos con valores SPI entre 0 a -0.99 (1974, 1976, 1988-1991, 1994-1996, 2001 y 2003), Moderadamente Secos encontrados entre -1 y -1.49 (1968, 2007, 2009 y 2010), Severamente Secos entre -1.5 y -1.99 (1998, año en que se manifestó LA NIÑA (*DMC, 2013*)) y Extremadamente Secos con valores inferiores a -2 (1962 y 1964 (año LA NIÑA)). Contrariamente, los años más lluviosos fueron 1982 seguido por 1972 y 1992 (años EL NIÑO (*DMC, 2013*)), en donde se aprecia un periodo prolongado de altas precipitaciones entre 1977 y 1988.

Respecto a los años de presencia de Súper NIÑO (1982 y 1997) el año 1997 (SPI 1) presentó un registro de precipitación menor al observado el año 1982 (SPI 2.5) de 1200 mm respecto a los 1800 mm registrado en 1982. Tanto el SPI como los registros de precipitación mostraron coincidencia con los años EL NIÑO y LA NIÑA (figura 32).

Figura 32. Comportamiento de factores climáticos en la ciudad de Chillán para los años 1950-2010.

Se muestra la suma de las precipitaciones anuales (gráfico superior), temperaturas máximas (gráfico de en medio) y mínimas del aire (gráfico inferior) y la media móvil para cada factor.

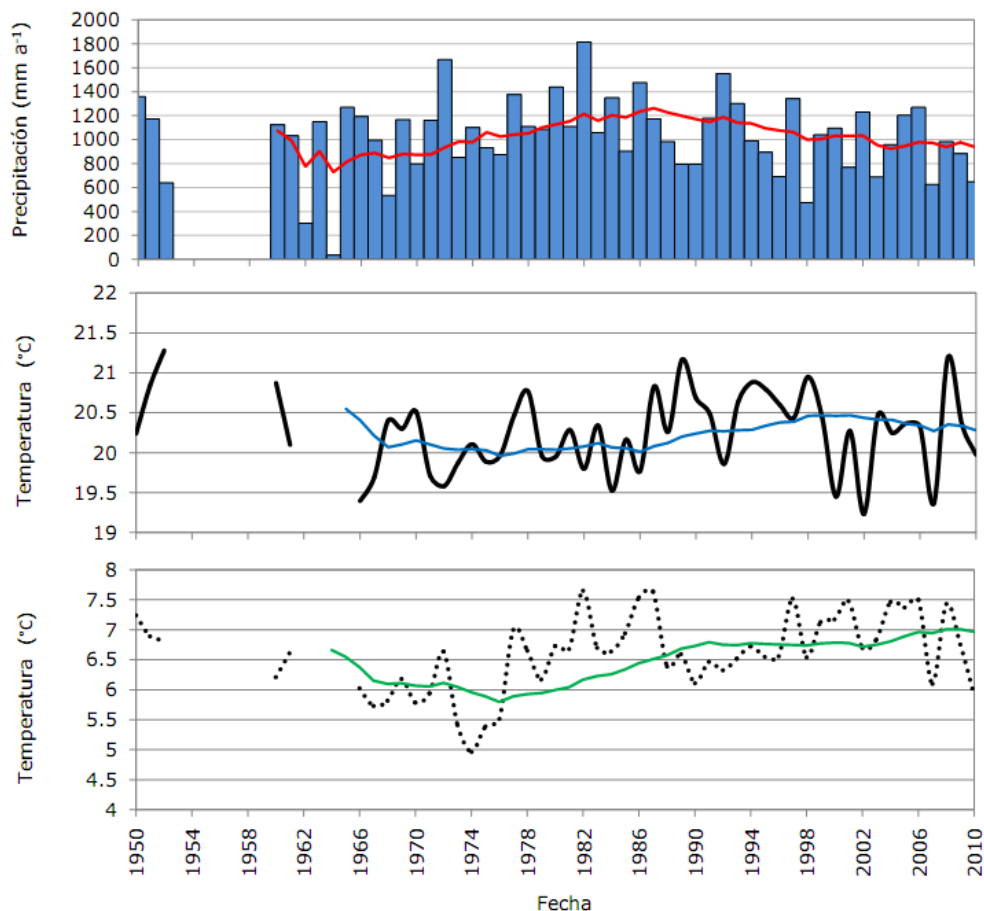
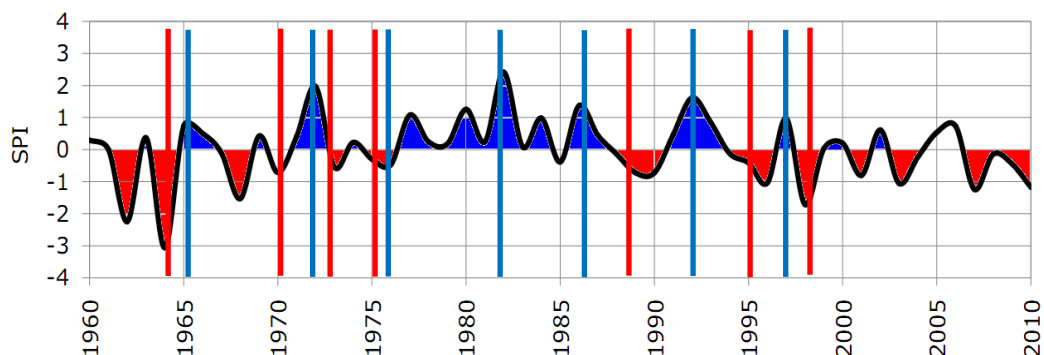
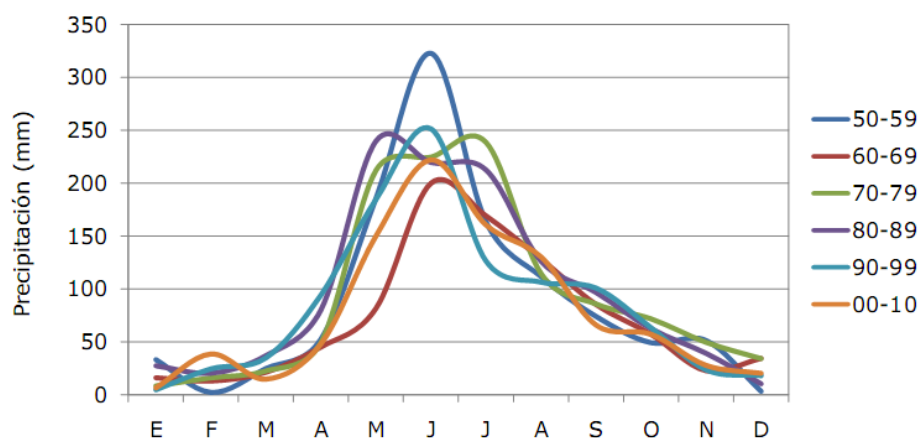


Figura 33. Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) en la ciudad de Chillán 1960-2010 y ENOS. Para el SPI se utilizó una escala de tiempo de 12 meses aplicado a los montos de precipitación, donde los valores positivos (color azul) estiman periodos de humedad y por el contrario, los valores negativos (color rojo) sequías. Las barras verticales muestran los años con registros de EL NIÑO (barra azul) y LA NIÑA (barra roja) entre 1960 y el 2000 (DMC, 2013).



Respecto al análisis mensual de las precipitaciones, las mayores ocurrencias se presentaron durante los meses de otoño e invierno. Sin embargo, dicha tendencia ha tenido variaciones decadales. En la década de los 50', 60', 90' y el periodo 2000-2010, los máximos montos de precipitación promedio tuvieron lugar en el mes de julio, mientras que las mayores precipitaciones presentes en los meses de mayo y junio se dieron en las décadas de los 70' y 80'. Durante la década más reciente se observó un aumento de las precipitaciones en febrero y disminución en marzo. Los comportamientos de las precipitaciones mensuales se muestran en la figura 34.

Figura 34. Suma de precipitaciones mensuales en periodos decadales en la ciudad de Chillán entre 1950 y el 2010.



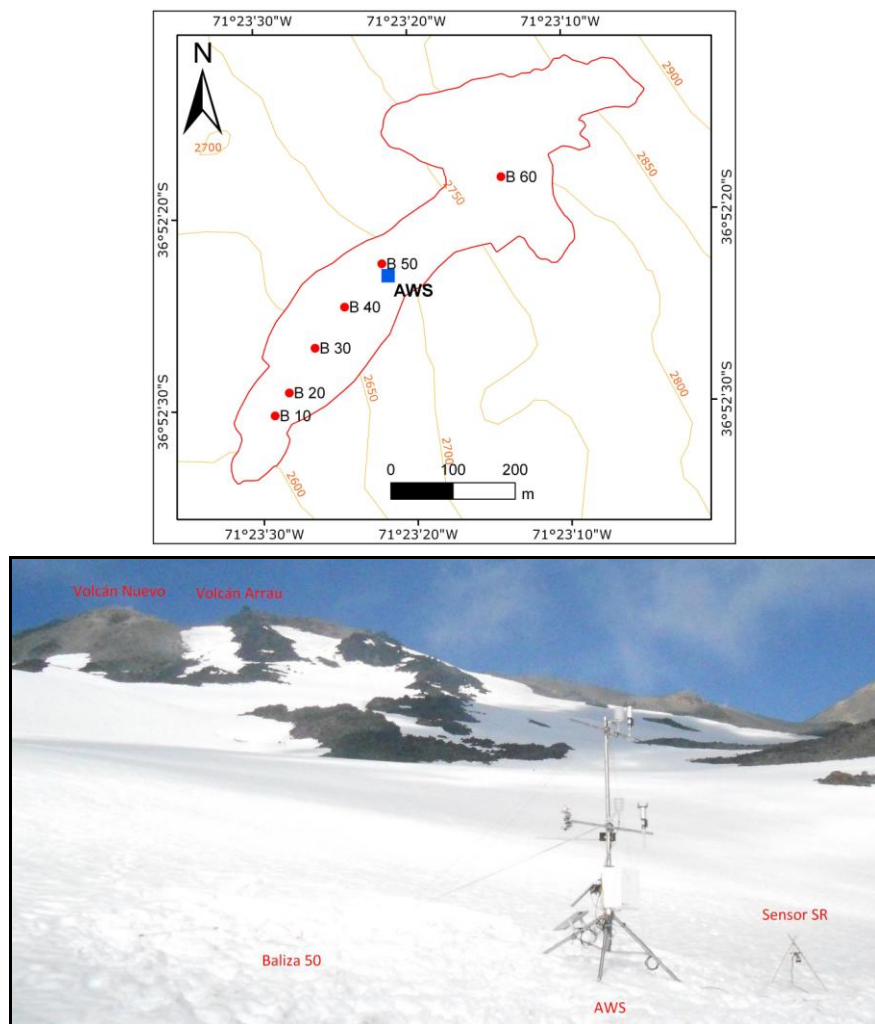
Las temperaturas máximas y mínimas mostraron promedios de 22.2 y 6.5°C para el periodo 1960-2010, respectivamente. Las temperaturas máximas aumentaron en el periodo 1990-1999 en 0.5°C, respecto a 1970-1979, disminuyendo nuevamente durante el 2000-2009, alcanzando temperaturas similares a las observadas entre 1960 y 1969, observándose una regresión para el periodo de 0.16. En tanto, las temperaturas mínimas promedio mostraron un aumento de 0.9°C entre 1960 y el 2009, obteniendo solo en el periodo 1980-1989 un aumento de 1°C, con una regresión entre 1960 y 2010 de 0.19. Tales variaciones se observaron en la tabla 13 y en la figura 32, donde el aumento de las precipitaciones durante 1970-1989 coincidió con una disminución parcial de la temperaturas máximas y mínimas, ocurriendo lo contrario desde la década 1990-1999 donde las precipitaciones comienzan a disminuir, las temperaturas máximas aumentan para luego volver a las temperaturas promedio de los 60', y las temperaturas promedio mínimas aumentan desde la década de los 90' cerca de 0.4°C.

4.6 Comportamiento meteorológico en estudio de caso: Glaciar Nuevo

La instalación de una AWS en el centro del Glaciar Nuevo (figura 35) permitió registrar datos meteorológicos entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012. Se obtuvieron resultados de radiación en onda corta (ROC), radiación neta (RN), temperatura del aire (T) y humedad relativa (HR), dirección y velocidad del viento, a una altitud aproximada de 2680 m snm. Cabe mencionar que durante el 8 y el 20 de febrero no se obtuvieron registros meteorológicos, debido a que la AWS se volteó por un aumento en la velocidad de los vientos observados en aquél mes.

La AWS y el sensor Sonic Range (SR) fueron instalados junto a la baliza 50 (Figura 35), lo que permitió calibrar y comparara las mediciones.

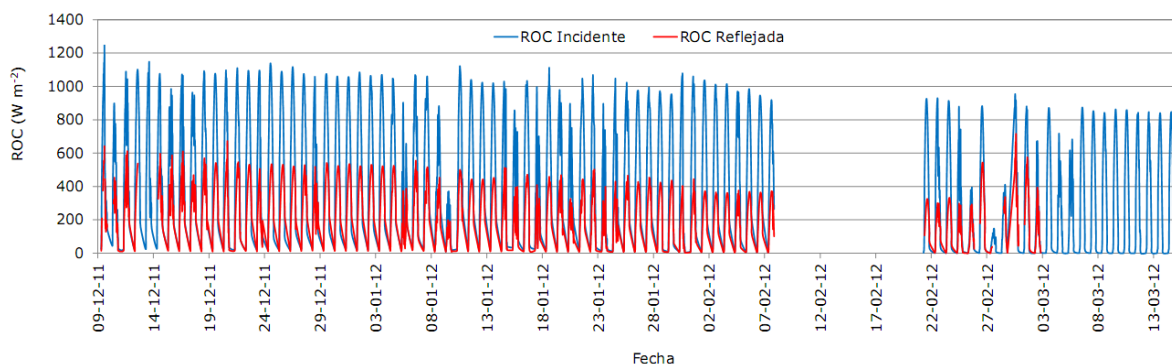
Figura 35. Ubicación de la AWS en el Glaciar Nuevo.



4.6.1 Flujos radiativos (ROC, RN)

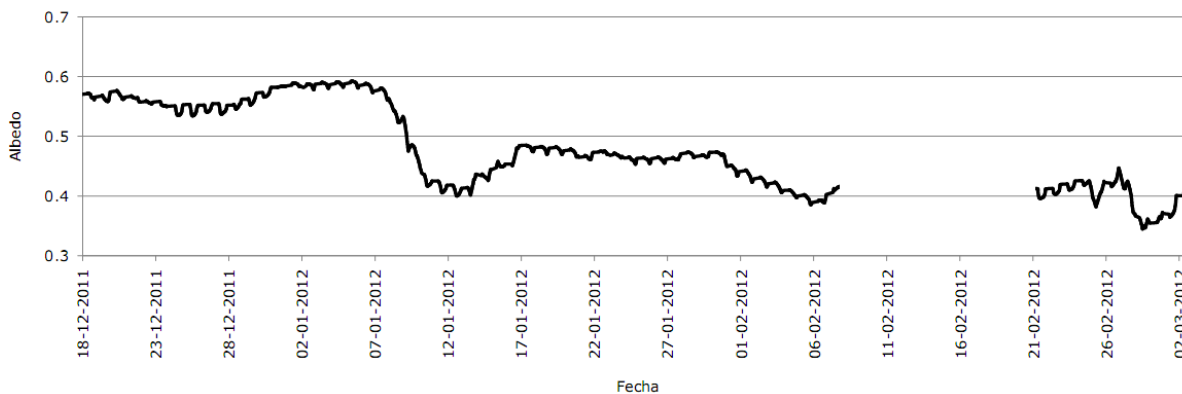
La Radiación en Onda Corta (ROC) fue medida a partir del 9 de diciembre del 2011 hasta el 2 de marzo del 2012 en el nivel 1 (1.7 m). La ROC incidente presentó un promedio de 293 W m^{-2} y la ROC reflejada de 158 W m^{-2} , considerando la totalidad de los datos entre las 9 am y 20 hrs. (UTC -3). Ambos registros son graficados en la figura 36.

Figura 36. Flujos de ROC incidente (color azul) y ROC reflejada (color rojo) medidos en el Glaciar Nuevo.



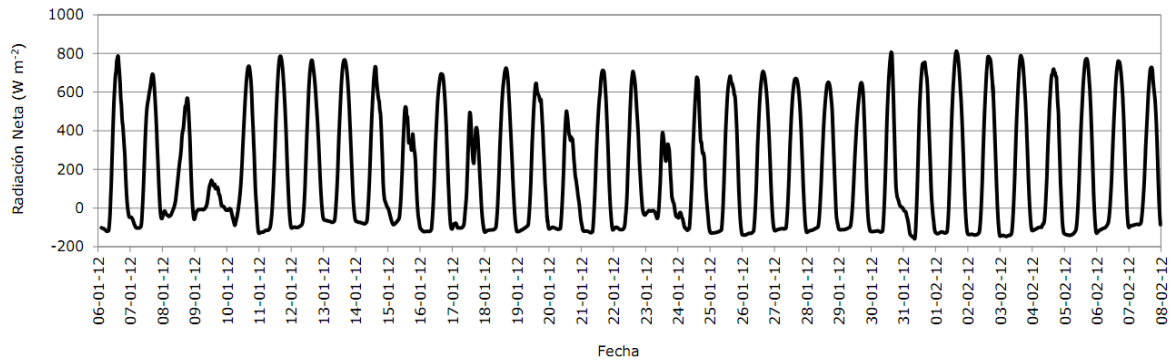
En tanto, **el Albedo** fue calculado entre el 18 diciembre del 2011 y el 2 de marzo del 2012 en el nivel 1 (1.7 m), observándose que éste disminuye desde mediados de enero de 0.6 a 0.4 (figura 37), cuando el material superficial (neviza) experimentó densificación. Los registros de albedo fueron graficados entre las 10 y 19 hrs. (UTC -3).

Figura 37. Albedo medido sobre el Glaciar Nuevo en superficie de neviza, entre el 18 de diciembre del 2011 y el 2 de marzo del 2012.



La Radiación Neta (RN) fue medida por un radiómetro neto entre el 6 de enero y el 8 de febrero del 2012 en el nivel 1 (1.7 m), alcanzando valores máximos y mínimos de 859 y -166 W m^{-2} , respectivamente, y un promedio de 170 W m^{-2} para todo el periodo. En la figura 38, se muestran las variaciones diarias de radiación con valores máximos positivos durante las horas del día y mínimos negativos durante la noche.

Figura 38. Datos registrados de radiación neta entre el 6 de enero y el 8 de febrero del 2012.



4.6.2 Variables meteorológicas

Los flujos turbulentos son calculados para conocer el porcentaje de la superficie glaciaria que es restada debido a los efectos directos de las condiciones de velocidad del viento, temperaturas, HR y presión. Sin embargo, la presión atmosférica se consideró como 730 Hpa para los 2680 m snm, por ausencia de registros durante el periodo de estudio.

La Temperatura del Aire se midió en dos niveles (nivel 1 a 1.7 m y nivel 2 a 2.8 m) entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012, donde el promedio para el periodo en el nivel 1 fue de 7.8°C, mientras que en el nivel 2 fue de 8.7°C, con un gradiente térmico de 0.82°C m⁻¹ entre ambos niveles. En la tabla 14 se muestran las temperaturas (T) promedio, máxima y mínima absoluta para cada mes, presentando en ambos niveles las temperaturas promedio mensual más bajas durante febrero con 6.1°C (nivel 1), donde se registró una temperatura mínima de -2.6°C y máxima absoluta de 12.4. En tanto, las temperaturas mínimas absolutas se midieron sobre los 0°C solo durante marzo, con 1.1 (nivel 1) y 2°C (nivel 2).

Tabla 14. Temperaturas del aire registradas entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012.

Mes	Nivel 1 (°C)			Nivel 2 (°C)		
	T \bar{X} (°C)	T máxima (°C)	T mínima (°C)	T \bar{X} (°C)	T máxima (°C)	T mínima (°C)
Diciembre	8.1	16	-0.9	8.7	17.6	-0.7
Enero	8.5	18.3	-0.5	9.4	19.8	-0.4
Febrero	6.1	12.4	-2.6	7.2	13.7	-1
Marzo	8.4	17.2	1.1	9.3	18.7	2

Las temperaturas presentaron ciclos identificables (figura 39), donde se midieron dos periodos de pocos días con temperaturas sobre la media mensual en diciembre, el primero de 5 días y el segundo más extenso, con más de 12 días. Desde enero hasta principios de marzo, las mayores temperaturas completan periodos inferiores a 5 días. En febrero, las temperaturas máximas no alcanzaron los 14°C, mientras que en los demás meses se midieron temperaturas por sobre los 16°C. No se consideraron los datos encontrados fuera de rango durante febrero, debido al volteo de la AWS durante aquel mes.

La Humedad Relativa del Aire (HR) medida en ambos niveles (nivel 1 a 1.7 m y nivel 2 a 2.8 m) presentaron bastantes similitudes al igual que los datos de temperatura (figura 39). El promedio de HR para el periodo en el nivel 1 fue de 45.4%, siendo en el nivel 2 de 43.8%, con diferencias cercanas entre los dos niveles de un 1.5% de humedad. En la tabla 15 se muestra la HR promedio mensual, y el máximo y mínimo absoluto para cada mes, donde se observan ambos niveles registrando los menores porcentajes en

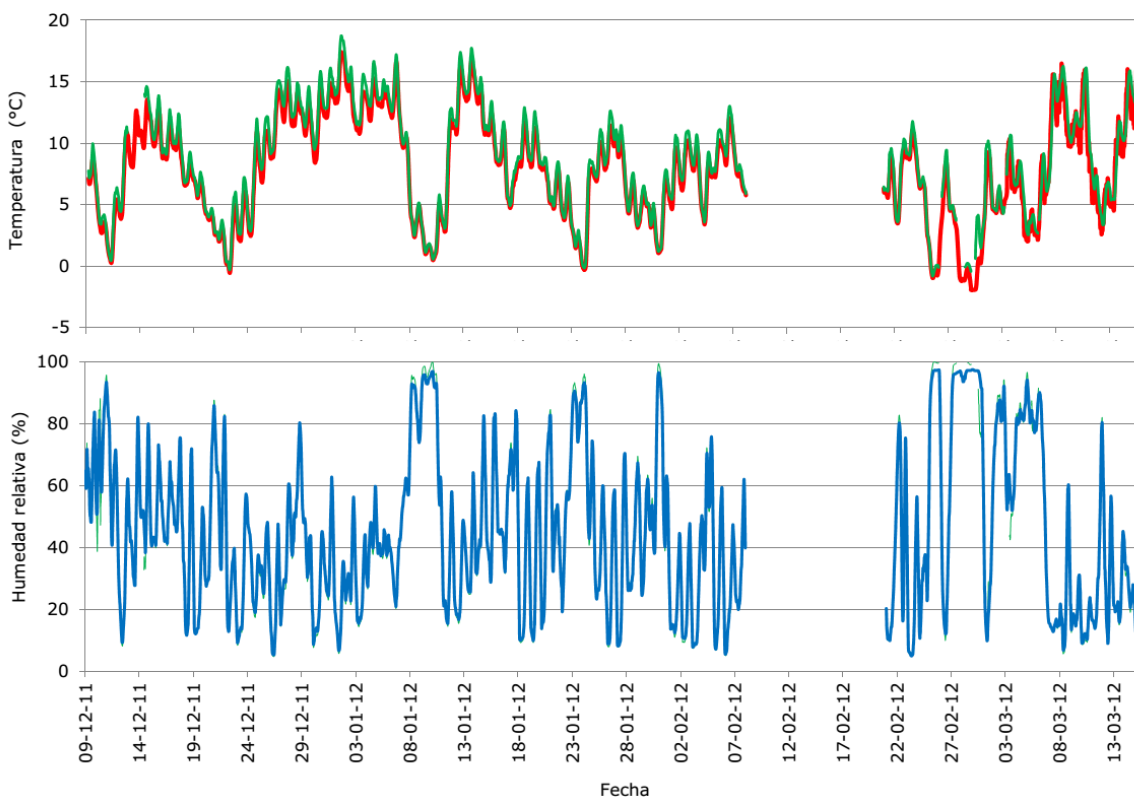
diciembre, obteniendo además los menores porcentajes promedio máximos mensuales (95.7%), siendo febrero el mes de menor porcentaje de RH mensual en el periodo (2.6%).

Tabla 15. HR del aire registrada entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012.

Mes	Nivel 1 (0-1.7 m)			Nivel 2 (0-2.8 m)		
	HR \bar{X} (%)	HR máxima (%)	HR mínima (%)	HR \bar{X} (%)	HR máxima (%)	HR mínima (%)
Diciembre	43.6	95.7	3.8	41.6	98.4	3.7
Enero	48	97.2	5.4	48	100	5
Febrero	46.3	97.8	2.9	42	100	2.6
Marzo	41.7	96.3	4.2	39.8	99.1	4.3

Se observó que durante los días con mayores probabilidades de precipitaciones, donde se registraron HR cercana a 100%, las temperaturas bajan hasta por lo menos a los 2°C, logrando en algunos casos temperaturas inferiores a 0°C, como sucedió en febrero.

Figura 39. Registro de temperaturas y HR en el nivel 1 y 2, entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012, con un periodo sin información debido al volteo de la AWS entre el 8 y 20 de febrero. Los registros de temperatura en el nivel 1 (color rojo) y nivel 2 (color verde) se presentan en el gráfico superior, mientras que lo RH en el nivel 1 (color azul) y nivel 2 (color verde) son mostrados en el gráficos inferior.



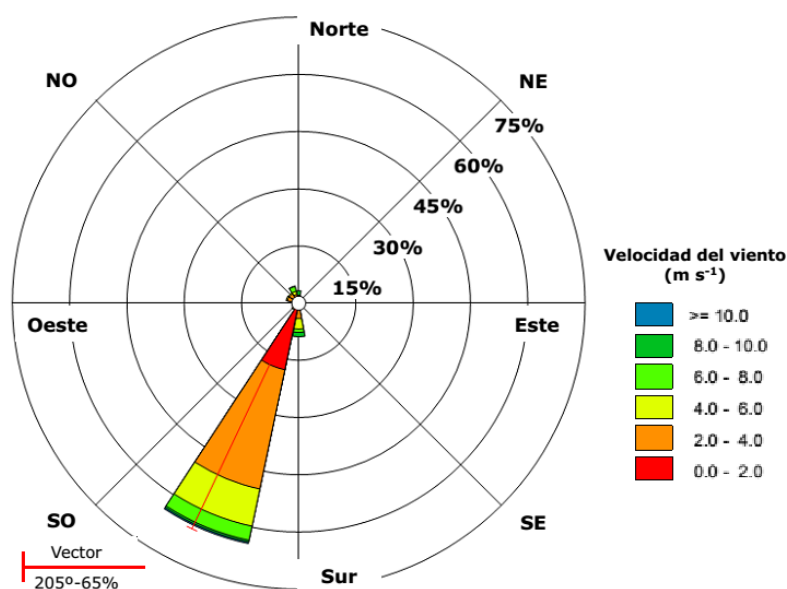
Las mediciones de viento incluyeron velocidad y dirección, siendo medidas entre diciembre del 2011 y marzo del 2012 en el nivel 1 (1.7 m). **La velocidad del viento** promedio del periodo fue de 3.2 m s^{-1} , obteniendo las mayores velocidades absolutas durante el mes de febrero (37.2 m s^{-1} equivalente a 133.9 km h^{-1}) al igual que las mínimas absolutas (0.4 m s^{-1} equivalente a 1.6 km h^{-1}), como se ve en la tabla 16. La velocidad del viento registrada cada 30 min., se midió sobre el 90.2% del tiempo bajo los 6 m s^{-1} , solo el 9.2% del tiempo entre $6-10 \text{ m s}^{-1}$ y sobre 10 m s^{-1} , cerca del 0.4% del tiempo (figura 40).

Tabla 16. Velocidad del viento registrada entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012.

Mes	$V \bar{X} (\text{m s}^{-1})$	V máxima (m s^{-1})	V mínima (m s^{-1})
Diciembre	3.3	10.5	0.5
Enero	3.6	11.9	0.6
Febrero	3.0	37.2	0.4
Marzo	2.8	9.4	0.5

La dirección del viento predominante (65% app), fue SSO (205°) en dirección pendiente arriba (anabático) y a lo largo del Glaciar Nuevo. Los promedios de dirección mensual fueron para diciembre provenientes de los 189° , para enero desde los 203° , para febrero desde los 223° y marzo de 160° (figura 40).

Figura 40. Rosa de los vientos registrados entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012, cada 30 min.



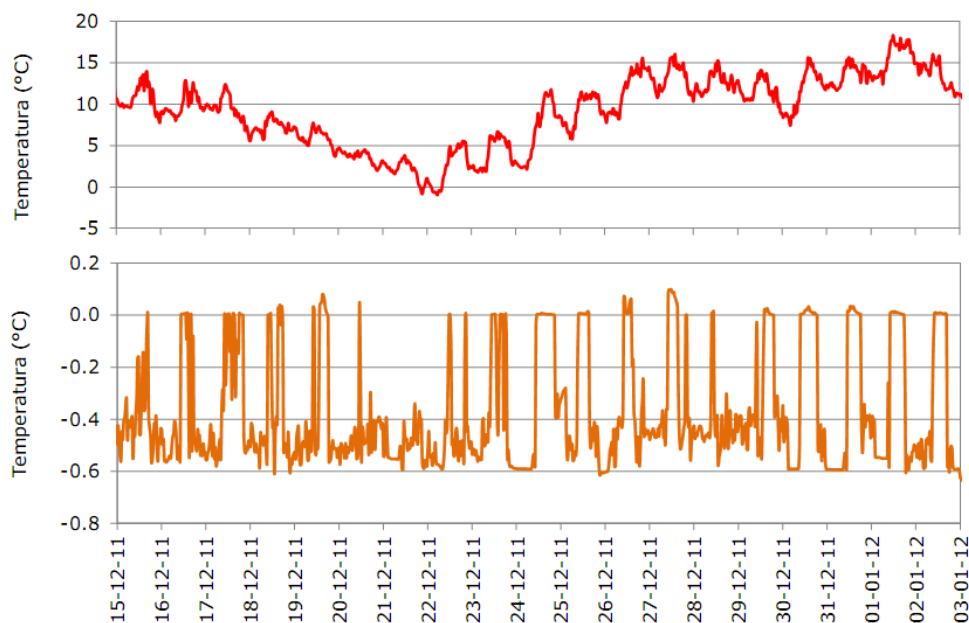
Un resumen de los registros de temperatura y HR del aire y de la velocidad del viento es presentada en la tabla 17, mostrando datos promedios y absolutos en el periodo de mediciones entre diciembre del 2011 y marzo del 2012.

Tabla 17. Promedio de temperaturas, velocidad del viento y HR para el periodo.

AWS	Temperatura (°C)	Velocidad del viento (m s ⁻¹)	Humedad relativa (%)
Nivel 1 (0-1.7 m)			
Promedio	7.8	3.2	45.4
Máxima	18.3	37.2	97.8
Mínima	-2.6	0.4	2.9
Nivel 2 (0-2.8 m)			
Promedio	8.7	-	43.8
Máxima	19.8	-	100
Mínima	-1	-	2.6

Además de los registros de temperaturas del aire, se midió **la Temperatura en Neviza** en superficie por medio de termistores. La ubicación de estos sensores fue a unos metros de la AWS, entre el 15 de diciembre del 2011 y el 3 de enero del 2012, permitiendo identificar una máxima absoluta de 0.1°C durante el día del 27 de diciembre y una mínima absoluta sobre los -0.6°C durante la noche del 3 de enero, con temperatura promedio de -0.4°C. Se observó una correlación inferior a 0.6 con la temperatura del aire durante el periodo (figura 41). Las temperaturas superficiales cercanas a 0.1°C son explicadas por la presencia del sensor sobre la superficie medida, el cual pudo estar en contacto con la radiación solar.

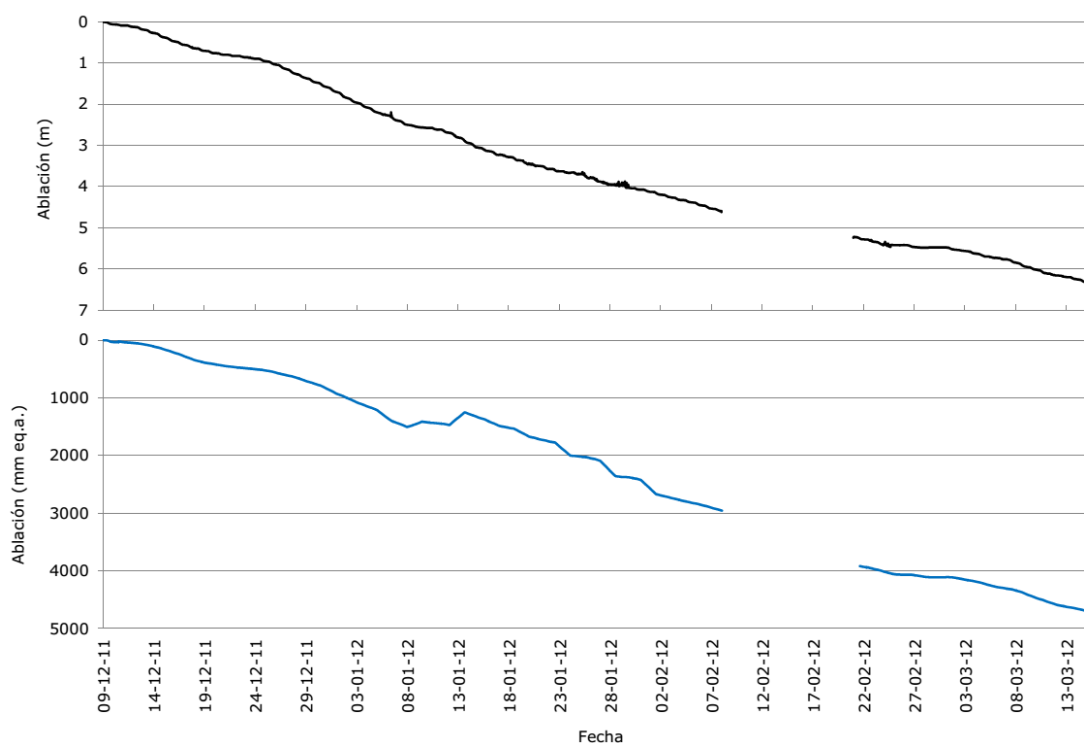
Figura 41. Temperaturas de la superficie glaciaria entre el 15 de diciembre del 2011 y el 3 de enero del 2012. Se observan los cambios de temperaturas del aire (línea roja) y de la superficie glaciaria (línea naranja).



Las mediciones de cambio de altura superficial fueron realizadas con el sensor Sonic Range (SR) entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012 cerca de la AWS y de la baliza 50, tomando datos cada 30 min. Se observó que en el centro del glaciar Nuevo a los 2680 m snm la ablación fue de 6.33 m con una equivalencia en agua de 4760 mm eq.a. En el mes de diciembre, la tasa de ablación diaria fue de 48 mm eq.a., en enero se estimó una tasa de 53 mm eq.a., en febrero de 52 mm eq.a. y en marzo 43 mm eq.a. El mes de enero presentó la mayor equivalencia en agua con 1658 mm eq.a. mientras que febrero mostró 1517 mm eq.a, posiblemente asociado al aumento de la densidad de la neviza en superficie.

En la figura 42 se muestra la ablación medida por el SR y su equivalencia en agua en mm (mm eq.a.) estimada a partir de las densidades medidas en los trabajos de campo, expuestas en la figura 28 y desde la tabla 2. La ablación medida en metros muestra una disminución constante de la neviza, sin embargo la ablación en mm eq.a. presentó un menor aporte de agua durante algunos días del mes de enero cuando se midió menor densidad del material.

Figura 42. Ablación medida por el SR en metros (gráfico superior) y en mm eq.a. (gráfico inferior) entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012 en el glaciar Nuevo. Durante el 8 y 20 de febrero no se registraron datos debido al volteo del SR.



4.6.3. Comportamiento meteorológico diario

En la figura 43 se muestran los parámetros meteorológicos medidos y se comparan con la ablación durante 6 días de verano entre el 6 y 11 de enero del 2012. Los flujos de radiación junto a los registros de temperatura y HR del aire permiten suponer días con nubosidad, mientras que la precipitación puede ser identificada por medio de cambios de altura, con ayuda del Sonic Range (SR).

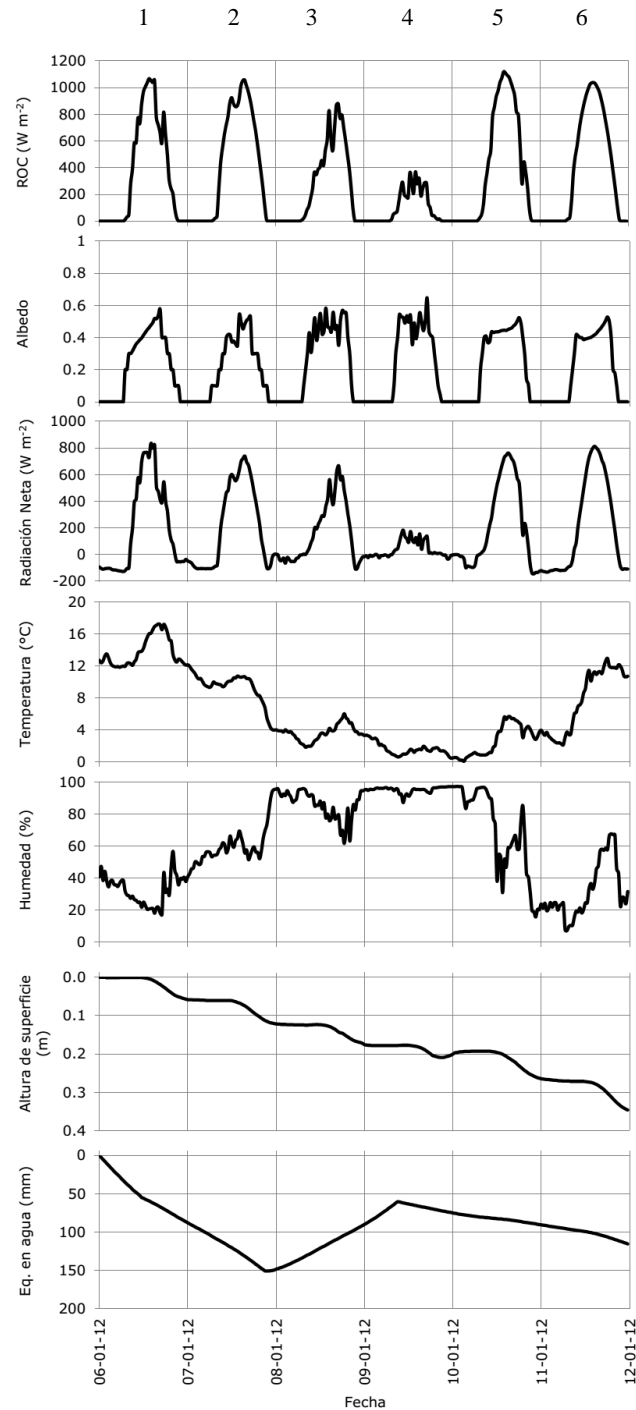
Durante el periodo se observaron días sin presencia de nubosidad (día 6), días parcialmente nublados (días 1, 2 y 5) y días nublados (días 3 y 4). Esta identificación es realizada teniendo en cuenta el análisis micrometeorológico llevado a cabo en el Morteratschgletscher por *Oerlemans and Klok (2002)*.

Las menores temperaturas se asocian a días con nubosidad, mientras que los días sin nubosidad registraron las mayores temperaturas. Por medio del SR se estimó una disminución diaria superficial de neviza para los días nublados 3 y 4 de 0.04 y 0.03 m, respectivamente, siendo para los días parcialmente nublados 1, 2 y 5 de 0.06 m y para el día 6, el día despejado, de 0.08 m, donde los días 3 y 4 mostraron una disminución en el aporte de agua cercano a los 100 mm. Cabe mencionar que en el día 4 se produce un aumento de la elevación de la superficie, posiblemente asociado a precipitación durante la tarde, lo cual explicaría el monto más bajo de derretimiento diario. En tanto, en el día siguiente (día 5), se observó un derretimiento de 0.06 m explicado por la presencia de nieve fresca, susceptible a la fusión.

Las horas del día en que se produjo mayor derretimiento superficial fueron entre las 17 y 21 hrs. (UTC -3), asociadas a la hora de mayor humedad como se muestra en la figura 44.

Respecto a los flujos de radiación, éstos se ven afectados por la presencia de nubosidad, permitiendo en los días despejados una mayor incidencia de éstos en la superficie. Durante el día 4 la ROC incidente disminuyó notoriamente al igual que los registros de RN. El albedo promedio no sobrepasó los 0.6 durante los 6 días, donde los días 1 y 2 presentaron máximas cerca de las 13 hrs., mientras que los días 3 y 4 se muestran irregulares, pero con máximos cerca de la misma hora. El albedo de los días 5 y 6 muestra los mayores valores cerca de las 19 hrs. Se observó que durante horas del amanecer y atardecer el piranómetro invertido encargado de medir ROC reflejada era afectado por la ROC incidente.

Figura 43. Parámetros meteorológicos medidos en seis días de verano del 2012. En donde los días 3 y 4 presentan alta nubosidad respecto a los otros días.



Para identificar tendencias diarias de los parámetros meteorológicos antes descritos, se promediaron todos los registros entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012 cada 30 min., obteniendo un comportamiento diario (figura 44).

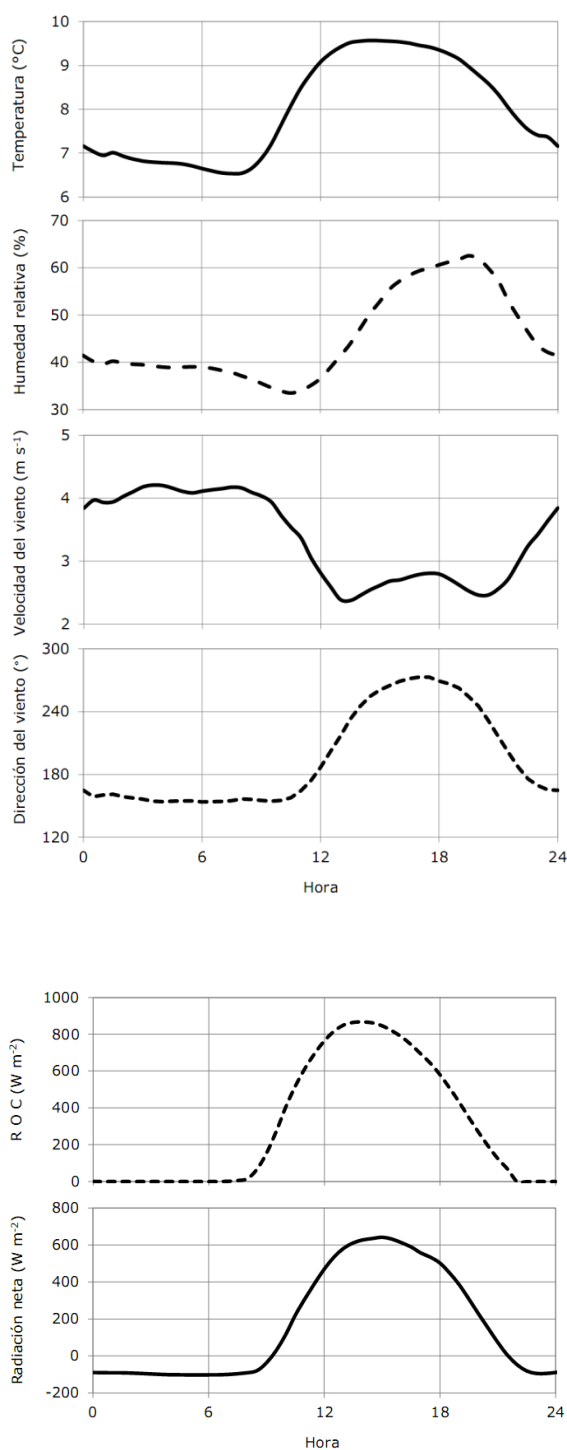


Figura 44. Parámetros meteorológicos en un ciclo diario durante el periodo de medición.

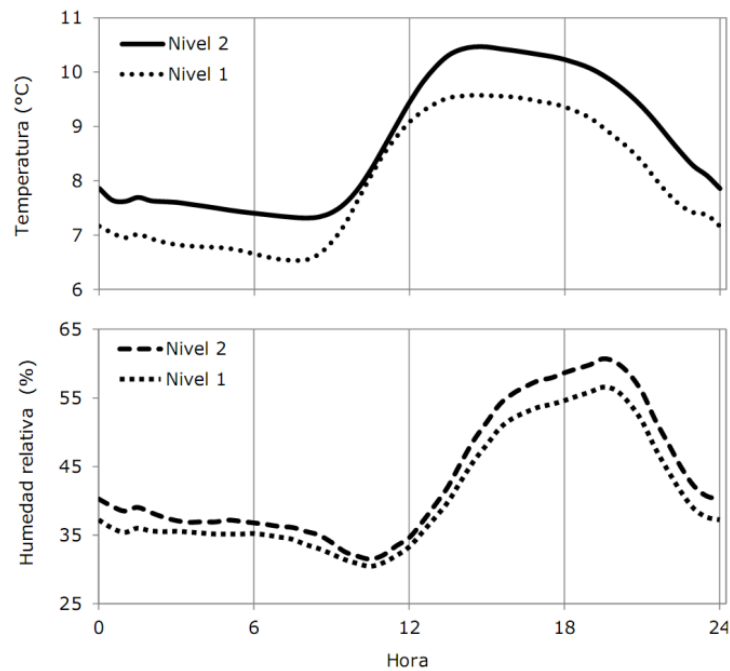
Respecto al comportamiento diario, se aprecia que la temperatura del aire promedio aumenta durante el día hasta 9.5°C y disminuye hasta los 6.5°C . Algo similar ocurre con la HR promedio la cual llega a un máximo con posterioridad al máximo de la temperatura, alcanzando 62% en el día y una mínima de 33% de HR en la noche. El comportamiento de la temperatura nocturna promedio sobre los 6°C puede ser explicado por el predominio del viento proveniente el 65% del tiempo desde el SSO (figura 40), donde el viento de valle es más cálido.

Aunque el viento dominante es SSO, durante la noche el viento proviene del SSE, de manera diagonal al glaciar y descendente hacia la zona Portezuelo Los Baños con velocidades sobre los 4 m s^{-1} , dirección del viento nocturno posiblemente asociado al viento Catabático. Durante el día, el viento proviene del SO y E subiendo por el glaciar, logrando velocidades promedio inferiores a 3 m s^{-1} , con comportamiento de un viento Anabático.

Respecto a los flujos de radiación, la ROC incidente llega a su máxima entre las 12 y 16 hrs., por sobre 800 W m^{-2} . En el período de estudio, la hora de puesta y salida del sol fue a las 21 y 8 hrs (UTC - 3). La RN obtiene valores positivos similares durante el día a los de ROC y valores negativos cerca de los 100 W m^{-2} en la noche.

Los registros de temperaturas diarios medidos en el nivel 1 y nivel 2 mostraron un gradiente de temperatura promedio de $0.82^{\circ}\text{C m}^{-1}$, presentándose las mayores temperaturas a mayor distancia desde la superficie, siendo ésta diferencia menor durante las horas de la mañana, entre las 9 y 12 hrs., donde las temperaturas alcanzan magnitudes similares. La HR presenta las mayores diferencias en horas de la tarde, entre 16 y 20 hrs, cercanas al 5% y menores entre las 10 y 14 hrs., donde las horas nocturnas muestran diferencias promedio de un 3%, siendo el nivel 2 el que posee mayores porcentajes de humedad, como se observa en la figura 45. El comportamiento de ambos factores permite establecer un aumento diario de la HR como consecuencia del aumento de las temperaturas, asociado al derretimiento de la neviza superficial, como se tratará en el capítulo 4.7.

Figura 45. Diferencias diarias en temperatura y HR del aire para el nivel 1 (1.7 m) y el nivel 2 (2.8 m) para el periodo de medición. No se consideraron días con posibles precipitaciones.



4.7 Modelaciones utilizando datos meteorológicos en estudio de caso: Glaciar Nuevo

4.7.1 Modelación de ablación usando el método Grado Día

La modelación desarrollada en el Glaciar Nuevo durante el verano 2011-2012, consideró el uso de los registros de temperaturas del aire (Nivel 1), siendo ajustados con un Factor de Gradiente Diario (DDF) de $8.8 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ en superficie de neviza. El DDF fue determinado según los valores de altura medidos por el Sonic Range (SR) y los registros de temperaturas del aire, teniendo presente los valores de DDF mostrados anteriormente en la tabla 3. El Grado Día fue determinado usando la ecuación 7.

El uso de la ecuación 7 mostró máximos de diferencia respecto a las mediciones de altura del SR de 0.3 m con una correlación de 0.99 entre el 9 de diciembre del 2011 y el 15 de marzo del 2012, siendo el mes de menor correlación el mes de enero (r^2 0.995), seguido de diciembre (r^2 0.997), febrero (r^2 0.998) y marzo, mes que alcanzó una correlación perfecta de 1.

Respecto a la incorporación de radiación solar en la ecuación del clásico Grado Día (ecuación 7), se deben agregar otros factores de ajuste dejando fuera el DDF, por lo que se consideró usar la ecuación 8.

Para el uso de la ecuación 8 se utilizó un Factor de Derretimiento para neviza (Melt Factor, $\text{MF}_{\text{neviza}}$) de $1.9 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ y un Factor de Radiación para neviza (Radiation Factor, a_{neviza}) $0.00036 \text{ m}^2 \text{ W}^{-1} \text{ mm h}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$, factores determinados a partir de los registros de: altura del SR, la temperatura del aire y la radiación en onda corta (ROC) incidente, en el marco de los valores expuestos en el trabajo de *Hock (1999)*. El resultado de la incorporación de ROC y otros factores en la ecuación para calcular el clásico Grado Día (ecuación 7) será denominado Temperature Index Model (TIM) (ecuación 8).

El TIM permitió conseguir máximas diferencias de calce respecto a la altura medida por el SR de 0.3 m obteniendo mínimas diferencias al inicio y final de las mediciones. La correlación para el periodo 9 de diciembre del 2011 al 15 de marzo del 2012 fue de 0.99 donde el mes de más baja correlación fue marzo (r^2 0.983), seguido de enero (r^2 0.996), diciembre (r^2 0.998) y de febrero con una correlación de 0.999. Por medio de este método, levemente más preciso que DDF, fue posible identificar variaciones horarias de ablación durante los días, debido a la influencia de la ROC, como se muestra en la figura 46.

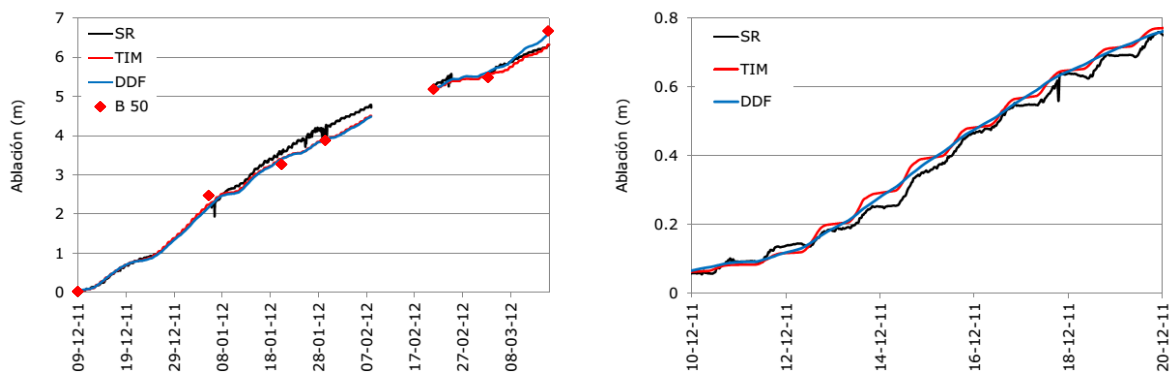
Los factores de ajuste para la estimación de Grado Día utilizando DDF o la implementación de ROC (TIM), son resumidos en la tabla 18.

Tabla 18. Parámetros de ajuste para la estimación del Grado Día.

Modelo	Datos climáticos de entrada	Parámetros de derretimiento	Valores de Ajuste
DDF	Temperatura de aire	Factor de Gradiente Diario, DDF_{neviza}	8.8
TIM	Temperatura de aire	Factor de Derretimiento, MF	1.9
	Radiación solar	Factor de Radiación, a_{neviza}	3.6×10^{-4}

Los valores estimados del Grado Día (DDF y TIM) permitieron modelar la ablación superficial en el Glaciar Nuevo entre el 9 de diciembre del 2011 hasta el 12 de marzo, gráfica mostrada en la figura 46.

Figura 46. Modelación de la ablación usando Grado Día en el Glaciar Nuevo. DDF (r^2 0.997) (línea de color azul) y TIM (r^2 0.998) (línea de color roja). Las mediciones de altura de superficie fueron realizadas por un Sonic Range (SR, línea de color negro) y la baliza 50 (B50, rombo de color rojo). En el gráfico de la derecha se detallan las variaciones en 10 días.



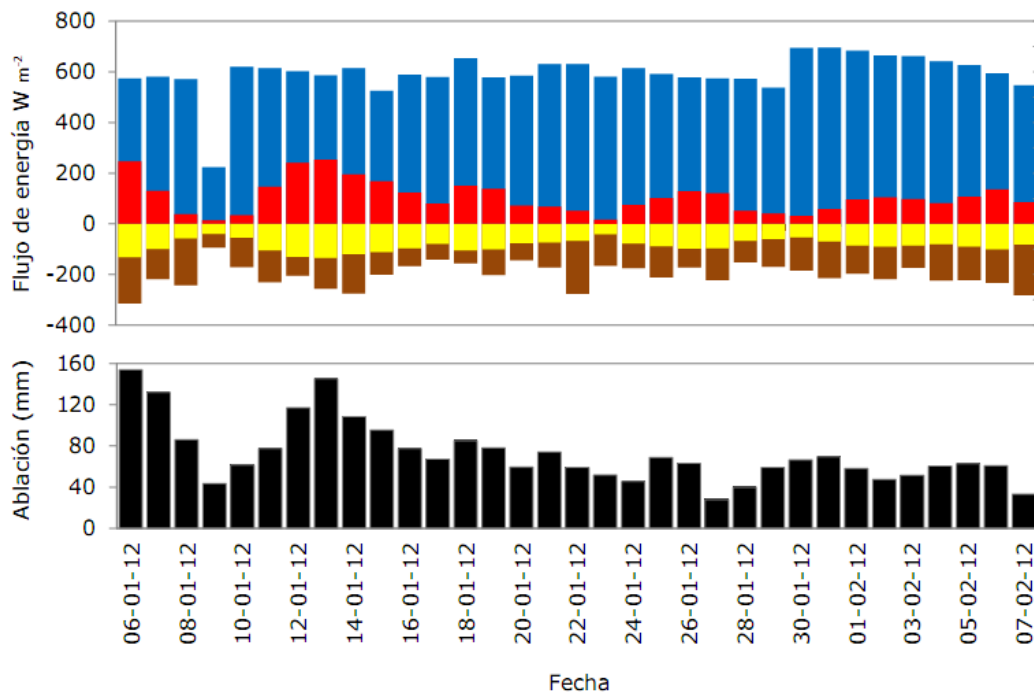
4.7.2 Modelación de ablación usando Balance Energético

Esta técnica para modelar la ablación de la superficie glaciar, es mucho más compleja que el método de Grado Día (DDF y TIM), debido a que incorpora un mayor número de factores meteorológicos como: flujos de ROL neta, velocidad del viento, presión atmosférica, HR y la temperatura de la superficie glaciar asumida teóricamente como 0°C. La modelación se aplicó para el periodo comprendido entre el 6 de enero y 7 de febrero del 2012 y se consiguieron resultados en las unidades de medida energéticas en $W m^{-2}$. La energía modelada fue convertida en cambios de altura de neviza derretida por metro cuadrado utilizando el factor adimensional 0.0107784 (factor utilizado por el Dr. Ben Brock y proporcionado a este trabajo vía correo electrónico). Los resultados fueron comparados con los registros de cambios de altura medidos por el sensor Sonic Range (SR).

Del intercambio energético entre la atmósfera y la superficie glaciar, se estimó la correspondencia a cada flujo de energía utilizando las ecuaciones 3, 4 y 5. Con ellas, se determinó que la ablación de verano fue el resultado de la energía proporcionada mayormente por los flujos radiativos, con una influencia del 67.6% en este proceso, atribuyéndosele la energía responsable del resto de la ablación a los flujos turbulentos con un 32.4%. Respecto a la ROC neta, ésta aporta un 44.4% de energía en el proceso, mientras que la ROL neta lo hace en un 23.2%, respondiendo a lo observado en investigaciones similares, donde el factor de mayor importancia en la ablación es la ROC neta. Los flujos turbulentos, contribuyeron el 16% de la energía por medio de calor sensible (QH) y 16.4% a través de calor latente (QL). Esta dinámica energética modelada durante un mes, se muestra diariamente en la figura 47, en donde se relaciona con la ablación diaria medida por el SR. No fueron estimados el calor latente de sublimación ni de derretimiento en este trabajo, debido a que se busca observar qué parámetros meteorológicos tienen mayor incidencia en la ablación glaciar y no el aporte hídrico del glaciar. Sin embargo, la estimación del calor latente de sublimación y de derretimiento sería una modelación interesante para ser comparada con mediciones de caudal.

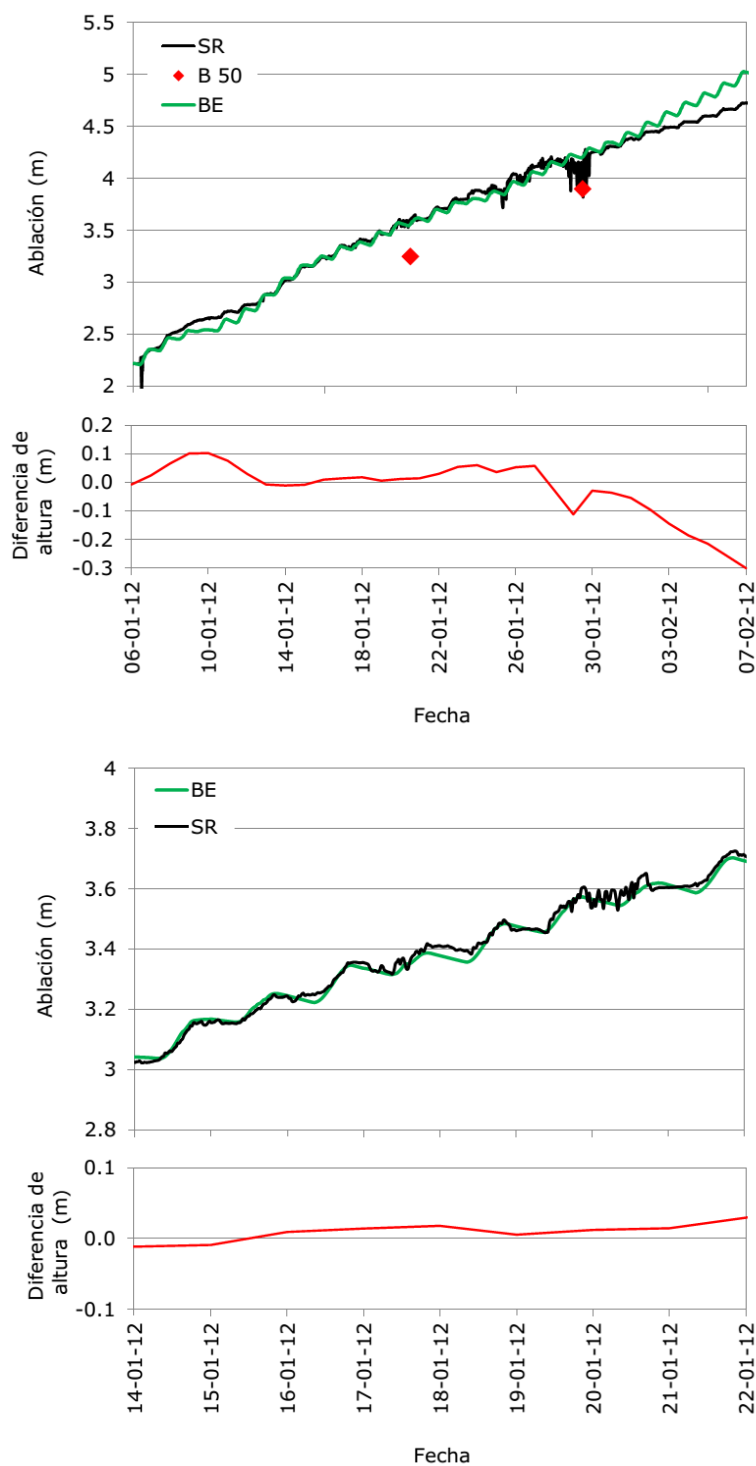
Se observó que al aumentar el aporte energético diario proveniente de la atmósfera hacia la superficie glaciar, la ablación aumentó. Este comportamiento es ratificado al analizar los montos energéticos de los flujos turbulentos en comparación a los registros de cambios de altura medidos por el SR (figura 47). Este comportamiento también fue evidenciado en el Glaciar Juncal Norte (Chile) por *Pellicciotti et al. (2008)*.

Figura 47. Balance Energético estimado sobre la superficie del Glaciar Nuevo entre el 6 de enero y el 7 de febrero del 2012. Donde se muestra la ROC neto (color azul), la ROL neto (color café), el QL (color amarillo) y QH (color rojo). El gráfico inferior detalla la ablación total diaria medida por el SR.



Durante el periodo modelado se observaron diferencias con los datos de altura de superficie medidos durante los trabajos de campo (figura 48), estimando subestimaciones máximas en promedio de 0.1 m y sobreestimaciones máximas de 0.3 m respecto a las altura medidas por el SR. La correlación para el periodo 6 de enero al 7 de febrero fue de 0.995, donde los meses de enero y febrero por separado mostraron una correlación de 0.996. Entre el 12 y 24 de enero se modelaron variaciones superficiales cercanas a lo medido por el SR, con diferencias cercanas a los 0 m. Luego de esta fecha, las modelaciones de ablación superficial sobreestiman las mediciones, alcanzado una diferencia inicial de 0.1 m la cual aumenta a un máximo de 0.3 m al final del periodo de estimación. Cabe señalar que desde el 25 al 30 de enero el SR mostró aumentos y disminuciones de altura, asociados probablemente a precipitaciones y no a una vibración del sensor, lo que provocó cambios en la superficie, resultando en la sobreestimación en la modelación, ya que en la modelación no se consideró el flujo de calor suministrado por la lluvia (Q_R).

Figura 48. Modelación de la ablación calculando Balance Energético en el Glaciar Nuevo. En los gráficos se muestra el comportamiento de la ablación superficial acumulada medida por el Sonic Range (SR, línea color negro) junto a la estimación de la ablación calculada por medio del Balance Energético (BE, línea color verde) y la altura medida en la baliza 50 (B 50, rombo color rojo), además se agrega la diferencia de altura entre la altura modelada y la medida. Se grafica la estimación para el periodo entre el 6 de enero y el 7 de febrero del 2012 (gráfico superior) y para el lapso comprendido entre el 14 y 22 de enero del 2012 (gráfico inferior).



El comportamiento de estos flujos energéticos puede ser mejor entendido si se presentan sus variaciones en un día. El promedio cada media hora durante el periodo de estudio de los flujos energéticos mostró que la ROC incidente, aporta la mayor cantidad de energía cerca de las 14 hrs. La ROL neta es positiva durante el día y negativa durante la noche con máximo energéticos a las 17 hrs. De manera muy distinta, los flujos de QH y QL presentan un pequeño aumento durante el día y una disminución durante la noche, respectivamente. El QH permanece siempre positivo e inferior a 100 W m^{-2} mientras que el QL es contrario con valores negativos (figura 49). La modelación de estos flujos mostró disminuciones en la superficie durante las horas del día y leves aumentos durante la noche, similar a lo medido por el SR.

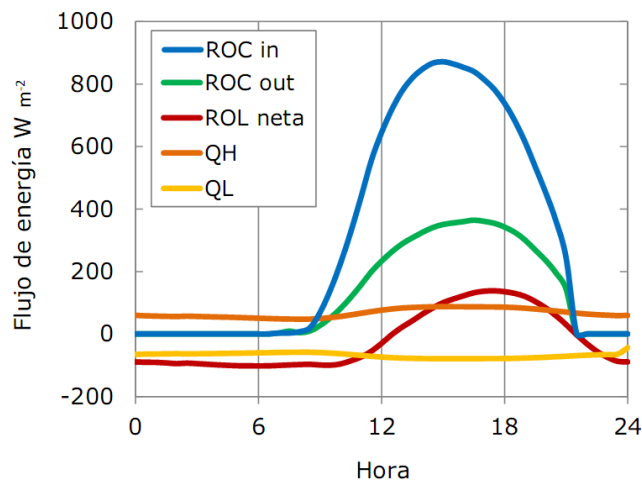
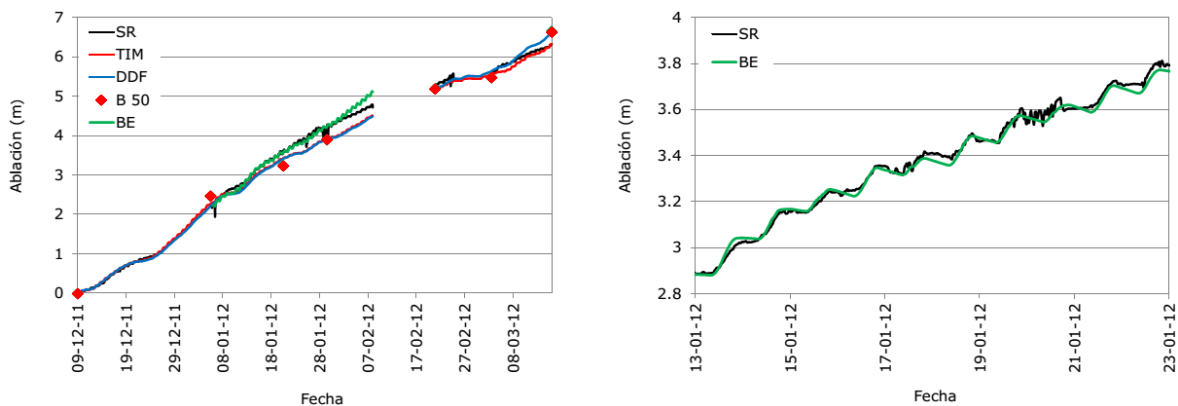


Figura 49. Distribución energética diaria sobre el Glaciar Nuevo, durante un mes.

4.7.3 Comparación de los resultados Grado Día (DDF) Grado Día considerando ROC (TIM) y Balance Energético (BE)

La modelación de la ablación en la superficie glaciar utilizando el BE respecto a los registros de altura del SR logra un correlación de 0.996 para el mes de enero al igual que la estimación de ablación realizada con TIM, siendo la estimación por medio del DDF la de menor calce con los registros SR de 0.995. En la figura 50 se muestran las estimaciones utilizando Grado Día (DDF y TIM) y BE respecto a las mediciones realizadas por el SR y la baliza 50 (B 50), donde el Grado Día, desde mediados de enero a principios de febrero presentó altas diferencias de altura respecto a las mediciones del SR.

Figura 50. Comparación entre las modelaciones Grado Día y BE en el Glaciar Nuevo. Grado Día (DDF, línea de color azul y TIM, línea de color roja) y BE (línea de color verde). Las mediciones de altura de superficie fueron realizadas por un Sonic Range (SR, línea de color negra) y por baliza 50 (B 50, rombo de color rojo). En el gráfico de la derecha se muestra la modelación de mayor ajuste respecto a las modelaciones de ablación, la modelación de BE, para 10 días.

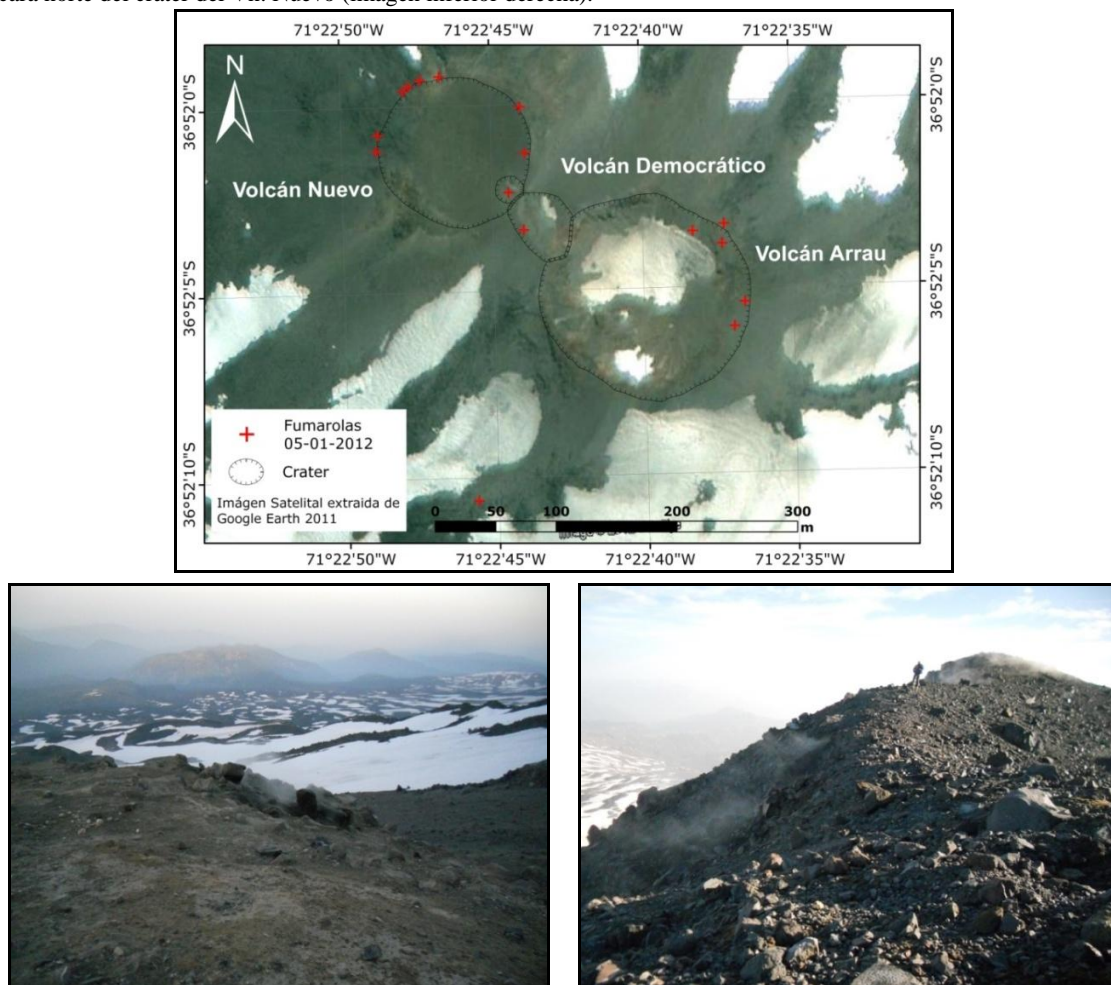


4.8 Mediciones de flujos geotermales en estudio de caso: Glaciar Nuevo

La manifestación de actividad volcánica en los volcanes Nuevo, Arrau y Democrático, fue observada el 5 de enero del 2012 identificándose 16 fumarolas (figura 51) donde 9 de éstas se encontraron en el Vn. Nuevo, 1 sobre el Vn. Democrático, 5 en el Vn. Arrau y 1 grupo de fumarolas en el flanco oeste de éste mismo volcán, cerca de la cabecera del glaciar Nuevo. La velocidad del viento durante las observaciones impidió que las fumarolas adoptaran una forma columnar, sumado al arrastre de ceniza por el aire.

Figura 51. Fumarolas en los Nevados de Chillán.

Se muestra la ubicación de 16 fumarolas observadas el 5 de enero del 2012 en los cráteres de los volcanes (imagen superior), un grupo de fumarolas encontradas en el flanco oeste del Vn. Arrau (imagen inferior izquierda) y fumarolas en la cara norte del cráter del Vn. Nuevo (imagen inferior derecha).

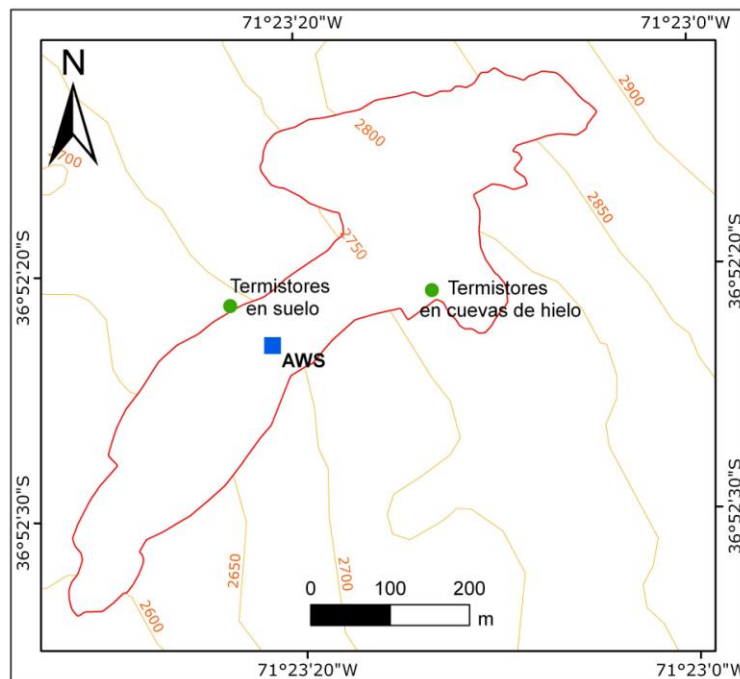


4.8.1 Mediciones de temperatura en suelo

4.8.1.1 Mediciones de temperaturas en suelo utilizando termistores

La presencia de fumarolas cercanas al glaciar Nuevo hizo necesario evaluar si el glaciar está perdiendo masa producto de flujos geotermales, sumado a la inexistencia de estudios que mencionen algún tipo de actividad geotermal o eruptiva que haya o esté afectando al glaciar. Las mediciones de temperatura, por medio de termistores enterrados en arena, se llevaron a cabo en dos áreas, ubicándose una de ellas cerca de la AWS (Termistores en suelo) mientras que la segunda se instaló al interior de cuevas de hielo (Termistores en cuevas de hielo), la ubicación de los termistores se muestra en la figura 52.

Figura 52. Ubicación de termistores en suelo y en cuevas de hielo en el Glaciar Nuevo.



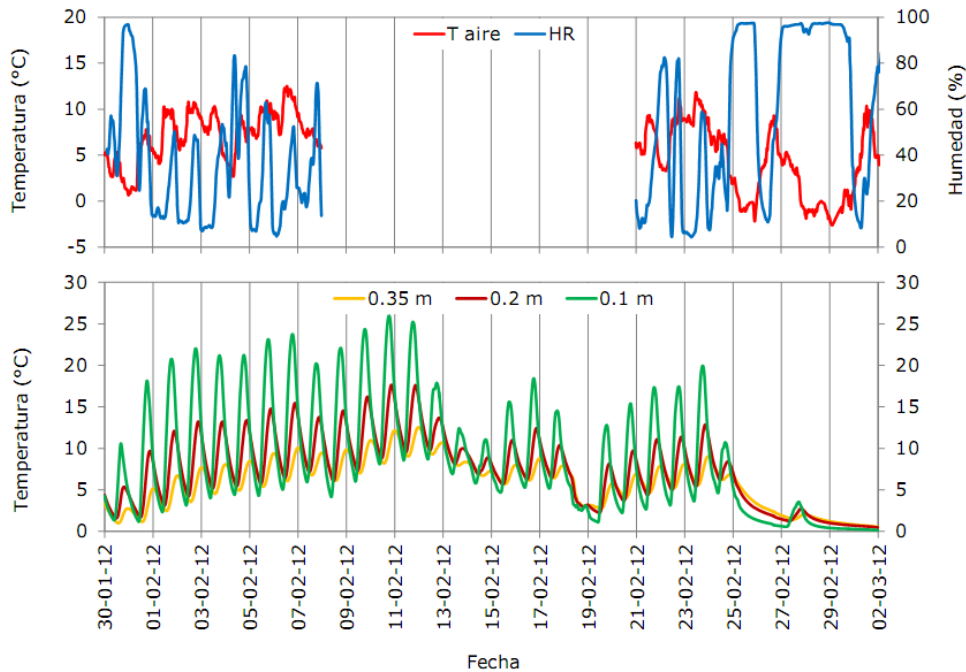
Las temperaturas de suelo medidas en 3 profundidades a 2 m del glaciar Nuevo y a la altitud de la AWS (1680 m snm), se desarrollaron entre el 30 de enero y el 3 de marzo del 2012. El material medido se encontraba compuesto por arena y rocas. Tales mediciones presentaron variaciones diurnas, en relación al flujo de energía solar incidente, estableciéndose una disminución de temperatura a mayor profundidad. La figura 53 muestra el área de trabajo posterior a las precipitaciones registradas desde el 25 de febrero del 2012, las que son distinguibles en los datos expuestos en la figura 54, donde un aumento en la HR y una disminución de las temperaturas del aire coinciden con los ciclos diarios de disminución de temperaturas del suelo.

Figura 53. Mediciones de temperatura en suelo ubicadas al 100 m de la AWS (imagen de la izquierda) y termistores sepultados en arena (imagen de la derecha).



Se estimaron temperaturas promedio en el suelo de 5.9°C a 0.35 m, 7.3°C a 0.2 m y 8.7°C a 0.1 m de profundidad para todo el periodo. Se midió una máxima de 26°C a 0.1 m de profundidad, mientras que la temperatura y HR del aire alcanzaron máximas para el mismo periodo de 12.4°C y 98% respectivamente (figura 54).

Figura 54. Temperatura y HR del aire (gráfico superior) y temperaturas registradas en arena a distintas profundidades (gráfico inferior), entre el 30 de enero y el 3 de marzo del 2012.



Las variaciones de temperatura poseen ciclo diarios dependientes de la profundidad. Las mediciones realizadas a 0.1 m alcanzan una temperatura promedio máxima en el día sobre los 14°C cerca de las 18 hrs., mientras que las temperaturas promedio mínimas llegan a 4°C y se presentan alrededor de las 9 hrs. Las temperaturas a 0.2 m de profundidad poseen máximas a las 20 hrs. con 10°C y mínimas cerca de las 11 hrs. con 5°C. Las temperaturas medidas a 0.35 m de profundidad tuvieron máxima y mínimas de 7 y 4.5°C cerca de las 24 y 14 hrs., respectivamente. Sin embargo, tales valores cambian al no considerar aquellos días entre el 12 y 20 de febrero y entre el 24 de febrero y 2 de marzo del 2012, donde se observó un aumento considerable de la HR del aire, asociada a precipitaciones, como se mostró en la figura 53.

Las diferencias de temperatura promedio a profundidad (figura 55) se observaron cada 6 hrs. en 24 hrs. mostrando un comportamiento tipo trompeta (DGA, 2010). El ciclo diario muestra un aumento de las temperaturas provenientes desde la superficie entre las 6 y las 18 hrs., el cual comienza a declinar hacia la media noche. De manera muy distinta se comportan las temperaturas a mayor profundidad donde los mayores montos son medidos cerca de la media noche, llegando a su mínima 12 horas después, acompañado de un menor umbral de variación si se compara con las temperaturas superficiales. Considerando lo anterior, las temperaturas medidas colindante a la superficie a las 6 hrs. son aproximadamente de 5.5°C en promedio, mientras que a mayor profundidad las temperaturas sobrepasan los 7°C, disminuyendo hasta los 5°C cerca de las 12 hrs., cuando las temperaturas cerca de la superficie ya se han elevado sobre los 8°C, para posteriormente aumentar por sobre los 20°C a las 18 hrs., denominándose este comportamiento curva totalmente cálida. Cerca de la superficie, terminando el ciclo con un aumento de temperatura en profundidad y una rápida disminución cerca de las 24 hrs, el comportamiento de la curva de temperaturas es llamada débilmente fría, siendo calentada levemente desde la superficie (Conway and Rasmussen, 2000), mostrando una asociación directa a los flujos de radiación solar y del aire y no con presencia de flujos geotermiales, por lo que la masa glaciar no es afectada por flujos geotermiales en esta zona.

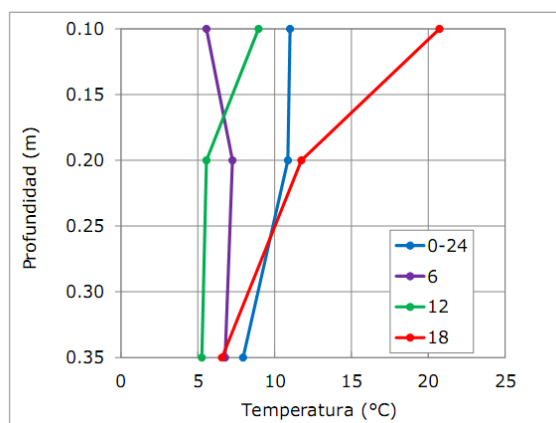


Figura 55. Comportamiento tipo trompeta de las temperaturas de suelo medidas cerca de la AWS, durante cuatro periodos diarios.

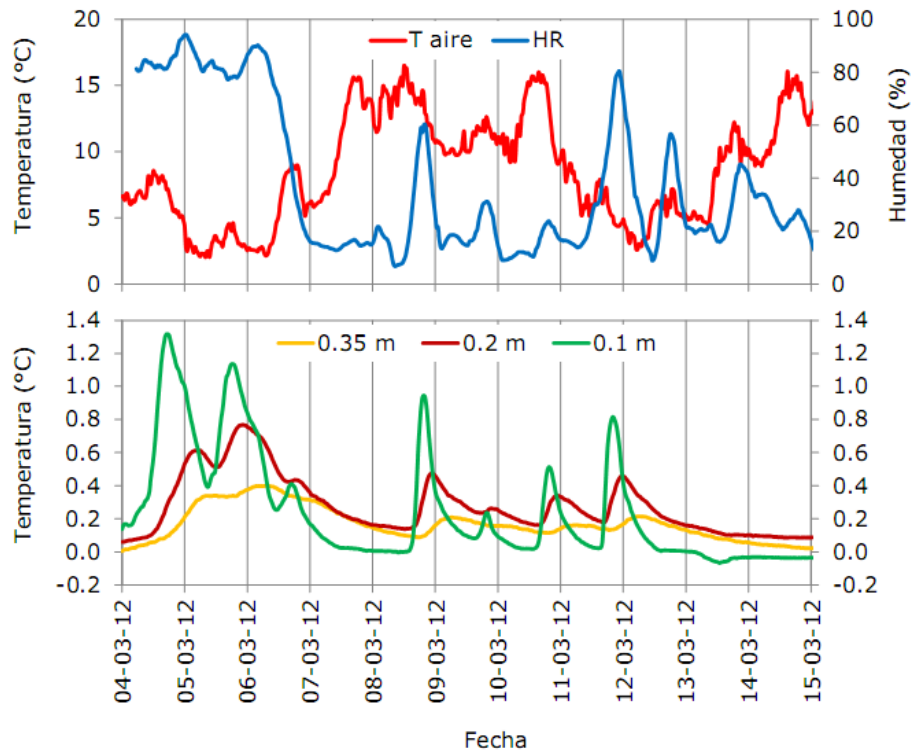
Se realizaron además mediciones de temperaturas en suelos compuestos por arenas y grabas en 3 profundidades, estos se encontraban al interior de cuevas de hielo (figura 52 y 56). La medición se realizó bajo los 2800 m snm (figura 56) y se registraron datos entre el 4 y 15 de marzo del 2012.

Figura 56. Panorámica de cuevas en el hielo cercanas a la cabecera del Glaciar Nuevo (fotografía superior), cueva donde se realizaron mediciones de temperatura en sustrato (fotografía inferior izquierda), y superficie al interior de la cueva mostrando tres cables asociados a termistores (fotografía inferior derecha). Fotografías del 15 de marzo del 2012.



La temperatura del suelo presenta similitudes con las mediciones anteriores, respecto a los ciclos diarios, donde la transferencia de energía se lleva a cabo por convección de la temperatura del aire donde no hay presencia de radiación solar directa en la superficie medida. Se estimaron temperaturas promedio de suelo para el periodo de 0.16°C a 0.35 m, 0.27°C a 0.2 m y 0.25°C a 0.1 m de profundidad, con una máxima de temperatura de 1.32°C a 0.1 m de profundidad. En el mismo periodo, la temperatura de aire promedio fue de 9.36°C y la HR promedio de 36% , siendo las máximas de 17.6 y 99.1% , respectivamente. De acuerdo a lo anterior, se aprecia que hay una correlación positiva de 0.7 entre las temperaturas medidas a 0.1 m de profundidad en el sustrato y la HR del aire. Tales observaciones se presentan en la figura 57.

Figura 57. Temperaturas y HR del aire (superior) y temperaturas registradas en arena a distintas profundidades, ubicada al interior de las cuevas de hielo (inferior), entre el 4 y 15 de marzo del 2012.



Se realizó un filtro a los datos entre el 7 a 8 y 12 a 15 de marzo, debido a que se presentaron días con un aumento alto de la humedad y bajas temperaturas, pudiendo ser precipitaciones, esto provocó un aumento en la amplitud de las temperaturas diarias en todas las profundidades.

Las temperaturas presentaron un comportamiento tipo trompeta (*DGA, 2010*) durante 24 horas en cuatro periodos a profundidad, como se muestra en la figura 58. El ciclo diario de temperaturas cerca de la superficie muestra una mínima y una máxima entre las 12 y 18 hrs., con variaciones inferiores a 1°C. Comportándose a mayor profundidad de manera similar a las temperaturas medidas cerca de la AWS (figura 55), sin embargo, a los 0.35 m de profundidad las variaciones diarias son inferiores a 0.1°C. Este comportamiento no manifiesta la existencia de alguna fuente de calor proveniente de profundidad, debido a que las temperaturas tienden a disminuir a mayor profundidad y son muy cercanas a 0°C. Las bajas temperaturas se pueden explicar debido a la ausencia de la radiación solar directa al interior de las cuevas de hielo.

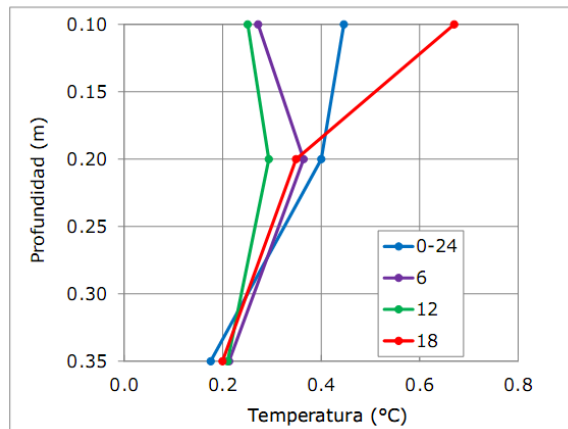


Figura 58. Comportamiento tipo trompeta de las temperaturas de suelo medidas al interior de cuevas de hielo, durante cuatro periodos diarios.

La ausencia de temperaturas que manifieste flujos de calor geotermal implica que la zona de hielo cercana a las mediciones no tuvo efectos provenientes de la actividad volcánica en el periodo medido. Sin embargo, la formación de las cuevas en el glaciar Nuevo observada desde fines de enero (figura 59), donde se encontró una cueva con una altura de 2 m puede ser explicada por la influencia del viento, el cual proviene predominantemente desde los 205°, según la formación de cuevas en hielo explicada por *Marino (1999)*.

Figura 59. Cuevas de hielo en los Nevados de Chillán. Se comparan dos fotografías tomadas en el Glaciar Nuevo el 30 de enero del 2012 (fotografía izquierda) y la tomada en 1989 en la zona de Portezuelo Los Baños por Andrés Rivera (fotografía derecha).



4.8.1.2 Mediciones de temperatura en suelo utilizando cámara FLIR

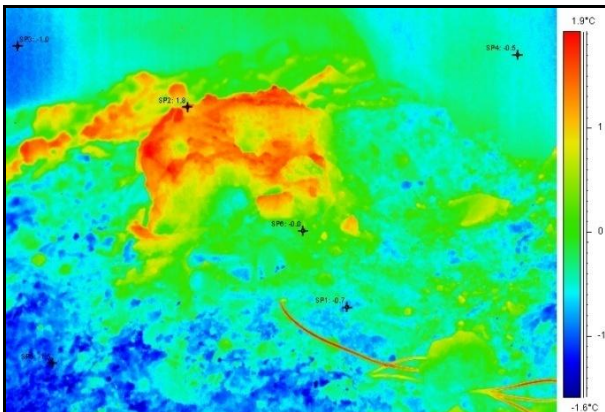
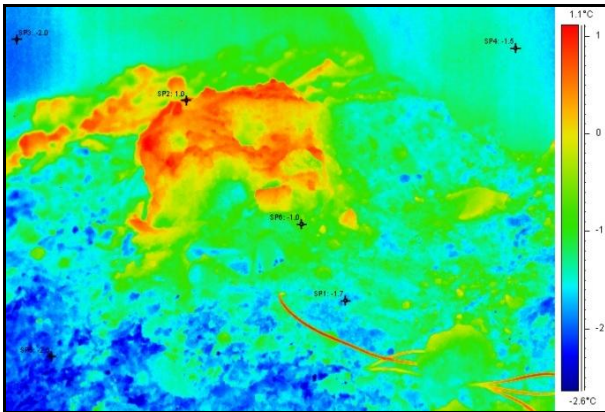
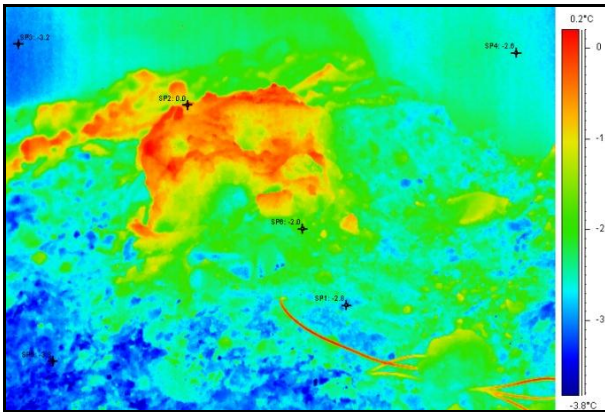
En complemento a las mediciones de temperaturas registradas al interior del suelo se utilizó una cámara FLIR para medir la temperatura de la superficie al interior de la cueva de hielo e identificar altas temperaturas. Sin embargo, no se encontraron temperaturas que sobrepasaran los 2°C.

Las mediciones de temperatura utilizando la cámara FLIR se realizaron cerca de las 10 am del 15 de marzo del 2012. El procesamiento para calibrar la temperatura superficial mostró que el parámetro de mayor relevancia es la emisividad, la cual tuvo que ser ajustada en tres escalas ya que no fue posible medir tal propiedad y no se encontró la emisividad para la roca compuesta principalmente por óxido de silicio (SiO₂), como es la dacita. Las emisividades utilizadas fueron de 0.85, 0.9 y 0.95, mientras que la temperatura y HR del aire fueron próximas a los 15.3°C y 9.8%, respectivamente. La distancia entre el lente de 40 mm y el sustrato fue de 2 m.

A las 10 am, la temperatura máxima promedio registrada al interior del suelo en la cueva por medio de termistores fue de 0.7°C a una profundidad de 0.1 m., mientras que la temperatura del aire medida en la AWS fue cercana a los 0.03°C. Los puntos medidos al interior de la cueva (figura 60) hacen referencia a datos de temperatura (Spot, SP), donde SP 1 se encuentra sobre el área medida con termistores con temperaturas variables entre -2°C y -0.7°C con un promedio de -1.5°C, permitió promediar temperaturas entre SP1 y SP6 de -2.3°C con emisividad 0.85, -1.2°C con emisividad 0.9 y finalmente -0.2°C con emisividad 0.95.

La ausencia de temperaturas promedio sobresalientes mayores a 0°C no permitió encontrar presencia de flujos geotermales, por lo que la masa glaciaria no estuvo afectada el 15 de marzo en esa zona por temperaturas conducidas o radiadas por el del suelo. Los resultados de las mediciones superficiales como al interior del suelo reafirman la ausencia de flujos geotermales en todo el periodo de medición, pudiéndose asociar el origen de cuevas de hielo a flujos geotermales presentados anteriormente o a los efectos del viento predominante en la zona.

Figura 60. Imágenes termales al interior de cuevas de hielo en penumbra. Se observa al autor en la toma de las imágenes al igual que los resultados de temperatura con emisividad calculada en 0.85 (primera imagen), 0.9 (segunda imagen) y en 0.95 (tercera imagen). Trabajo desarrollado el 15 de marzo del 2012 cerca de las 10 hrs. con una cámara



5 DISCUSION

5.1 Comportamiento de los glaciares en los Nevados de Chillán

La cantidad de glaciares identificados en este trabajo (26 masas de hielo) para el año 2011 en los Nevados de Chillán, fue la misma que inventarió *Zenteno (2008)* para el año 2004, sin embargo, la extensión glaciaria total disminuyó a la mitad en siete años. Este comportamiento asociado a la disminución glaciaria fue identificado entre 1978 y el 2011 observándose una reducción del 63.6% de su superficie. Pero esta tendencia de los glaciares de los Nevados de Chillán no es local, puesto que han sido observados más de 100 glaciares a lo largo de Chile los cuales mostraron una disminución de sus superficies, algunos desde la Pequeña Edad del Hielo (*DGA, 2011*). Estudios más específicos, en los que se ha observado el comportamiento glaciario sobre volcanes, muestran la misma tendencia de disminución, como se observó desde la latitud de los Nevados de Chillán (36°S) hasta el Vn. Hudson (45°S), durante la segunda mitad del siglo XX (*Rivera and Bown, 2013*).

Esta disminución de la superficie glaciaria ha sido el resultado de cambios en el clima, detectándose un calentamiento atmosférico en la cordillera a los 37°S con una tasa decadal de 0.25°C desde el año 1979 hasta el 2006 (*Falvey and Garreaud, 2009*), lo cual fue observado en este trabajo al analizar los registros de temperaturas del aire medidos en la ciudad Chillán (36°36'S - 72°06'O, 130 m snm) y por el Radiosonda de Pto. Montt (41°S, 2000-3000 m snm), este último mostrando registros de temperatura a la altitud de los Nevados de Chillán. Se determinó que en ambos lugares hubo un aumento de la temperaturas decadales de 0.27°C en la ciudad de Chillán y de 0.2°C en el Radiosonda de Pto. Montt, entre las décadas de los 70' y los primeros años del 2000, siendo el mayor aumento de las temperaturas, cercano a 1°C, detectado entre las décadas de los 70' y 80'. Por otra parte, y de la mano con el calentamiento de la atmósfera observado desde 1970, el régimen de las precipitaciones ha mostrado tendencias negativas desde el mismo periodo hasta el 2000 (*CONAMA 2006*). Sin embargo, en los registros de precipitaciones de la ciudad de Chillán, las precipitaciones aumentaron hasta el año 1990, año en que comienzan a disminuir hasta el 2009, mostrando claras diferencias entre los datos estimados a nivel regional por *Quintana and Aceituno (2006)* y *CONAMA (2006)*, trabajos que han considerado datos de precipitación en cordillera, pero de estaciones encontradas en otras latitudes.

El cómo participan los cambios en la atmósfera sobre el comportamiento glaciario, fue observado sobre el Glaciar Nuevo entre diciembre 2011 a marzo 2012. Las mediciones realizadas mostraron una ablación superficial promedio de 3.9 m eq. a., asociada a la energía proveniente sólo de la atmósfera, ya que no se observó incidencia de flujos

geotermales provenientes desde el sustrato durante el mismo periodo. El análisis de los parámetros meteorológicos mostró que la mayor incidencia de energía en la ablación glaciaria fue producto del aporte de flujos de radiación (67.6% de la energía necesaria en el proceso de ablación), lo que sumado a otros parámetros meteorológicos permitieron modelar la ablación glaciaria, corroborando la influencia que tiene la atmósfera sobre la superficie glaciaria.

Las tres modelaciones de ablación glaciaria, utilizando como datos de entrada las temperaturas del aire, las temperaturas del aire y radiación solar y la determinación del Balance de Energía, mostraron correlaciones de 0.99, respecto a la ablación medida en el periodo de estudio, resultados similares a los observados sobre el Glaciar Juncal Norte por *Pellicciotti et al. (2008)*, en nuestro país, y en el Suiza sobre el Morteratschgletscher (*Oerlemans and Klok, 2002; Oerlemans, 2000*).

Por otra parte, a los cambios en el clima que han afectado la región, se suma la actividad eruptiva que han experimentado los volcanes de la zona, siendo el último evento de importancia el nacimiento del Vn. Arrau en el año 1973 como cono parásito del Vn. Nuevo, proceso que continuó hasta 1987, periodo en que la erupción no superó el VEI 2. En la actualidad, estos volcanes sólo han manifestado presencia de fumarolas una pequeña erupción en el año 2003 (*Naranjo and Lara, 2004; González-Ferrán, 1995*).

Estos procesos eruptivos del evento 1973-1987 pudieron afectar a los glaciares ubicados cerca del Vn. Nuevo, en el subcomplejo Las Termas, los que tuvieron un aumento de su extensión glaciaria de 2.2 km² en 11 años desde la medición realizada en 1978 por medio de imágenes del sensor MSS, área glaciaria que posteriormente disminuyó hasta el año 2011. Este aumento de la extensión glaciaria desde 1978 a 1989 pudo deberse al resultado de la recuperación de la masa glaciaria, siendo posible que haya disminuido o desaparecido la masa glaciaria al comienzo del proceso eruptivo, y durante la observación de 1978 se haya observado cómo ésta estaba volviendo a recuperar el tamaño que las condiciones climáticas permitían, periodo dominado por un aumento de las precipitaciones, como se observó en la ciudad de Chillán, y la incidencia de El Súper NIÑO de 1982. Esta explicación puede ser entendida teniendo en cuenta que es posible la recuperación de la masa glaciaria, una vez que ha sucedido el evento eruptivo, proceso que fue observado por *Benson et al. (2007)* y *Sturm et al. (1986)*. En tanto, el área glaciaria más alejada de los volcanes activos en el subcomplejo Cerro Blanco, la cual se considera que no fue afectada por el evento de 1973-1987, mostró una disminución en las mediciones de los años 1978, 1989, 2000, 2004 y 2011. A pesar de lo señalado, en este trabajo, no se contó con información espacial antes y durante el proceso eruptivo 1973-1987, por lo que no se puede asociar una disminución glaciaria como respuesta al volcanismo activo desde 1978.

5.2 Uso de recursos de Percepción Remota en la identificación de glaciares

Las imágenes satelitales que captaron la extensión glaciaria entre 1978 y 2011, no permitieron conocer la superficie glaciaria antes del comienzo del evento eruptivo de 1973, por lo que no se observaron cambios de extensión previos a 1978, sin embargo, el aumento del área glaciaria observado desde 1989 respecto a la medición de 1978, en el subcomplejo Las Termas, se puede explicar debido a las limitantes del sensor usado para observar la extensión glaciaria de 1978, el sensor MSS. Éste posee la más baja resolución espacial de los sensores utilizados en este trabajo, la cual es cercana a 89 m, inferior si se le compara con la resolución de 15 m del sensor ASTER. Debido a su baja resolución espacial es fácil confundir un área glaciaria cubierta con tefra respecto a otra superficie compuesta por rocas, como también es posible que se asocie nieve estacional como parte del glaciar. Este error aumenta al considerar la extensión de los glaciares, la cual es inferior a 0.16 km^2 , pequeños si se les compara con otros glaciares de montaña observados en Chile por *Rivera et al. (2000)*. Para evitar problemas en el registro de datos asociados con la disminución glaciaria, sería oportuno trabajar con imágenes satelitales de resolución espacial de por lo menos 15 m, como las proporcionadas por el sensor ASTER (*Racoviteanu et al., 2009*), además de contar con imágenes para fines del año hidrológico de años consecutivos.

En tanto el uso de DEM para conocer cambios en la superficie glaciaria, fueron procesados entre los años 2000 y 2011. Este mismo método ha sido ampliamente utilizado, sin embargo, el error de las diferencias calculados en este trabajo fue alto debido al origen de la información (SRTM 3 y ASTER Global), resolución espacial (90 m para SRTM 3 y 30 m para ASTER Global) y a la fecha de los registros (SRTM 3 2000 y ASTER Global 2011) (*Paul, 2010; Bolch and Kamp, 2006*), motivos que pueden explicar la alta desviación estándar observada en roca entre los DEM ASTER global y LIDAR y SRTM 3 y LIDAR. A lo anterior, se suma el desconocimiento del mes del año en que fueron extraídos los datos SRTM 3 (*Farr et al., 2007*) y ASTER Global, siendo este último el que posee los mayores errores en la elevación, con diferencias promedio de $\pm 60 \text{ m}$ (*Kääb et al., 2002b*).

5.3 Mediciones y modelaciones de la ablación

Las mediciones de ablación, realizadas utilizando el método Glaciológico, presentaron dificultades en su ejecución, asociadas a la cobertura de las mediciones puntuales por medio de balizas y a la estimación de la densidad. La instalación de 6 balizas en el Glaciar Nuevo fue suficiente para calcular la ablación en toda la superficie según el número de mediciones discutido por *Fountain and Vecchia (1999)* los que acuerdan que un mínimo de 5 balizas podría ser suficiente para calcular balance de masa. Sumado a las

mediciones puntuales (balizas) se utilizó el método de los polígonos de Thiessen, mostrando ser un método sencillo y útil en la determinación del área de influencias en el Glaciar Nuevo, debido a la pequeña extensión del mismo y a su distribución homogénea respecto a la altitud que abarca, como mostró la hipsometría calculada para el año 2000. En tanto, las mediciones de densidad de neviza, realizadas en dos ocasiones, donde en ninguna de ellas se llegó hasta el hielo, aumentó el error en la estimación de la densidad, siendo la mejor manera de medir éste parámetro, fundamental para calcular el equivalente en agua de la ablación, la excavación de un pozo de nieve hasta el hielo a fines del periodo invernal. Sin embargo, en este trabajo se realizaron las mediciones fuera del plazo aconsejado para estimar balance de masa de verano, logrando solamente conocer la ablación durante cuatro meses, sin desmedro de poder entender cómo la atmósfera modifica la superficie glaciar.

Las mediciones de ablación, junto con el uso del sensor que mide cambios de altura en la superficie glaciar (Sonic Range, SR), permitieron comparar las modelaciones realizadas en base a parámetros meteorológicos, donde:

El método Grado Día, por medio de la ejecución de DDF y TIM, mostró que la temperatura del aire controla la ablación glaciar, mostrando disminución de la superficie durante el día, mientras que en la noche la altura de la superficie no variaba, tal como fue medido por el SR. Sin embargo, como menciona *Hock (1999)* se observó un aumento del error a medida que se aumenta el número de datos (registros de temperatura cada 30 min.), a ello se suma que los factores utilizados para modelar la superficie glaciar son fijos y aplicados por igual en la ecuación si se está modelando superficie de nieve y posteriormente neviza o hielo.

El Balance Energético, método para conocer la influencia de los flujos radiativos y turbulentos sobre la superficie glaciar, mostró la misma tendencia observada en otros glaciares chilenos y europeos, siendo el flujo de mayor importancia, en la ablación, los flujos de radiación, mostrando que durante el día se produce el mayor aporte energético. Sin embargo, este método compromete varias especulaciones en la estimación del otro componente importante, los flujos turbulentos, ya que considera el cálculo de varios factores, siendo algunos de ellos adaptados, en este trabajo, desde una investigación realizada en el Glaciar Juncal Norte, el cual es un glaciar de Valle. A pesar de las dificultades en la estimación de los flujos turbulentos, éste método mostró la mejor correlación respecto a las variaciones de superficie medidas con el SR, correlación superior a la lograda por medio del Grado Día.

6 CONCLUSIONES

Se observó que los glaciares encontrados en los Nevados de Chillán tuvieron una disminución del 63.6% entre los años 1978 y 2011, como consecuencia del aumento decadal de las temperaturas en un 0.2°C, observándose que las precipitaciones podrían haber contribuido sólo desde los 90', década desde la cual han disminuido los montos de precipitación hasta la actualidad. Si bien los registros de temperatura del Radiosonda de Pto. Monnt mostraron un aumento durante el periodo, éste no es un buen indicador del fenómeno ENOS. En cambio, los efectos del evento eruptivo 1973-1987 sobre la masa glaciaria no pudieron ser cuantificados debido a la falta de información espacial antes de dicho evento. Sin embargo, es posible que haya provocado cambios en la superficie glaciaria encontrada en el subcomplejo Las Termas (Vn. Nuevo y Vn. Arrau) el cual mostró, un aumento de la extensión glaciaria entre los años 1978 y 1989, cambios que no fueron observados en los glaciares del subcomplejo Cerro Blanco.

Ambos procesos, climáticos y volcánicos, fueron tratados en el Glaciar Nuevo durante diciembre 2011 y marzo 2012. Donde la superficie glaciaria (0.13 km²) se encuentra dominada por la ablación al carecer prácticamente de zona de acumulación, siendo afectada por vientos dominantes que provienen del SSO. En tanto, los flujos de radiación y los parámetros de temperatura del aire y HR se vieron afectados por los días con presencia de nubosidad, provocando una disminución en los flujos de radiación neta y en las temperaturas del aire, observándose sólo un aumento de la humedad, procesos que contribuyeron a disminuir la ablación superficial diaria. En este contexto, la medición de la temperatura del aire en dos niveles, desde la superficie glaciaria, mostró un gradiente de temperatura promedio de 0.82°C m⁻¹.

Este impacto de la temperatura del aire sobre la superficie glaciaria fue comprobado, mediante modelaciones de ablación. Por medio del método Grado Día se logró una correlación de 0.99 respecto a la ablación medida, la cual fue en promedio 3.9 m eq. a. entre diciembre 2011 y marzo 2012.

Posteriormente, el método Grado Día fue comparado con la modelación del Balance Energético, el cual utilizando múltiples parámetros meteorológicos, mostró también una correlación de 0.99, siendo la radiación neta el flujo energético de mayor incidencia en el proceso de ablación, proporcionando el 67.6% de la energía para dicho proceso, donde la radiación en onda corta fue fundamental ya que contribuyó con el 44.4% de la energía.

Finalmente, durante los trabajos de campo, en el Glaciar Nuevo, no fueron identificados flujos geotermales, asociando el total de la pérdida de la masa glaciaria de verano al efecto de la atmósfera sobre la superficie.

7 BIBLIOGRAFIA

ANDREASSEN, L., PAUL, F., KÄÄB, A. and HAUSBERG, J. 2008. “*Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s*”. *The Cryosphere*. 2: 131-145.

ANIYA, M., SATO, H., NARUSE, R., SKVARCA, P. and CASASSA, G. 1996. “*Remote sensing application to inventorying glaciers in a large, remote area - Southern Patagonia Ice field*”. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62: 1361-1369.

ARENDR, A., ECHELMMEYER, K., HARRISON, W., LINGLE, C. and VALENTINE, V. 2002. “*Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level*”. *Science*, 297(5580): 382-386.

ARORA, M. 2011. “*Glacier Cave*”. *Encyclopedia of Earth Sciences Series. Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh, V., Singh, P. and Haritashja, U. Springer Science. 377-378.

BENN, D. and EVANS, D. 1998. “*Glaciers and glaciations*”. Publisher Arnold, London.

BENSON, C., MOTYKA, R., MCNUTT, S., LUTHI, M. and TRUFFER, M. 2007. “*Glacier-Volcano interactions in the north Crater of Mt. Wrangell, Alaska*”. *Annals of Glaciology*. 45: 48-57.

BERTHIER, E., ARNAUD, Y., VINCENT, C. and RÉMY, F. 2006. “*Biases of SRTM in high-mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes*”. *Geophysical Research Letters*. 33:1-8.

BOLCH, T. and KAMP, U. 2006. “*Glacier mapping in high mountains using DEMs, Landsat and ASTER data*”. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*. 41: 13-24.

BOLCH, T., BUCHROITHNER, M., KUNERT, A. and KAMP, U. 2007. “*Automated delineation of debris-covered glaciers based on ASTER data*”. *GeoInformation in Europe, Netherlands*. Millpress. 403-410.

BOWN, F. and RIVERA, A. 2007. “*Climate changes and recent glacier behavior in the Chilean Lake District*”. *Global Planetary Change*. 59: 79-86.

BOWN, F., RIVERA, A., ACUÑA, C. and CASASSA, G. 2007 “*Recent glacier mass balance calculations at Volcán Mocho-Choshuenco (40°S), Chilean Lake District*”. *Glacier Mass Balance Changes and Meltwater Discharge (selected papers from sessions at the IAHS Assembly in Foz do Iguaçu, Brazil, 2005)*. IAHS Publ. 318: 143-152.

BOWN, F., RIVERA, A. and ACUÑA, C. 2008. “*Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes*”. *Annals of Glaciology*, 48: 43-48.

BROCK, B.W. and N.S. ARNOLD. 2000. “*A spreadsheet-based (Microsoft Excel) point surface energy balance model for glacier and snow melt studies*”. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 649-658.

BROCK, B., RIVERA, A., CASASSA, G., BOWN, F. and ACUÑA, C. 2007. “*The surface energy balance of an active ice-covered volcano: Villarrica Volcano, Southern Chile*”. *Annals of Glaciology*. 45: 104-114.

- BROCK, B., BURGER, F., RIVERA, A. and MONTECINOS, A. 2012. "A fifty year record of winter glacier melt events in southern Chile, 38°-42°S". *Environmental Research Letters*. 7: 1-9.
- BRÜGGEN, J. 1928. "La glaciación actual y cuaternaria de la cordillera de los Andes". *Anales de la Universidad de Chile*, tercer trimestre. 601-684.
- CARRASCO, J., CASASSA, G. and QUINTANA, J. 2005. "Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century". *Hydrological Sciences Journal*. 50(6): 933-948.
- CARRASCO, J., OSORIO, R. and CASASSA, G. 2008. "Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations". *Journal of Glaciology*. 54: 538-550.
- CASASSA, G., HAEBERLIB, W., JONES, G., KASER, G., RIBSTEIN, P., RIVERA, A. and SCHNEIDER, C. 2007. "Current status of Andean glaciers". *Global and Planetary change*. 59: 1-9.
- CASTRUCCIO, A., CLAVERO, J. and RIVERA, A. 2010. "Comparative study of lahars generated by the 1961 and 1971 eruptions of Calbuco and Villarrica volcanoes, Southern Andes of Chile". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 190: 297-311.
- CMCC. 1995. "Resumen de la comunicación nacional de Italia". Naciones Unidas. 1-11.
- COGLEY, J.C. 1999. "Effective sample size for glacier mass balance". *Geografiska Annaler*. 81:79-86.
- CONAMA. 2006. "Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI: Informe Final". Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. 2-3.
- CONDOM, T., COUDRAIN, A., SICART, J. and THERY, S. 2007. "Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N-55°S)". *Global and Planetary change*. 59: 189-202.
- CONWAY, H. and RASMUSSEN, L. 2000. "Summer temperature profiles within supraglacial debris on Khumbu Glacier, Nepal". In: *Symposium at Seattle 2000-Debris Covered Glaciers, USA*. 69-97.
- CUFFEY, K.M. and PATERSON, W.S.B. 2010. "The Physics of Glaciers". 4th Edition. Academic Press. 704.
- DE ANGELIS, H., RAU, F. and SKVARCA, P. 2006. "Snow zonation on Hielo Patagónico Sur, Southern Patagonia, derived from Landsat 5 TM data". [en línea]. *Global and Planetary Change*. 59: 149-158.
- DELGADO G., H., JULIO, P., HUGGEL, C., ORTEGA, S. and ALATORRE, M. A. 2007. "Chronicle of a death foretold: Extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatepetl volcano (Mexico)". *Global and Planetary Change*. 56: 13-22.
- DENBY, B. and GREUELL, W. 2000. "The use of bulk and profile methods for determining the surface heat fluxes in the presence of glacier winds". *Journal of Glaciology*. 46: 445-452.

- DGA, 2009 a. “Estrategia Nacional de Glaciares”. S.I.T. N° 205. Ministerio de Obras Públicas. Chile. 147.
- DGA. 2009 b. “Establece información relativa al inventario público de glaciares de la DGA”. Resolución 1851. Ministerio de Obras Públicas. Chile. 3.
- DGA, 2010. “Dinámica de Glaciares Rocosos en el Chile Semiárido, Parte I Plan de Monitoreo”. S.I.T. N° 234. Ministerio de Obras Públicas. Chile. 80.
- DGA, 2011. “Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas”. S.I.T. N° 261. Ministerio de Obras Públicas. Chile. 142.
- DI CESARE, M. y ACUÑA, M. 2009. “Características sociodemográficas de la población de la cuenca del río Itata”. La cuenca hidrográfica del río Itata, aportes científicos para su gestión sustentable. Parra, O., Castilla, J.C., Romero, H., Quiñones, R. y Camaño, A. Editorial Universidad de Concepción. 257-267.
- DIGIMAPAS. 2009. “Topografía superficial y balance de invierno utilizando altimetría laser: glaciar de altura La Paloma, cuenca del río Maipo.”. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Unidad de Glaciología y Nieves. Chile. 1-22.
- DMC. 2013. [en línea] < http://www.meteochile.cl/nino_nina/nino_nina.html > [consulta: 10 de septiembre del 2013].
- DIXON, H., MURPHY, M., SPARKS, S., CHÁVEZ, R., NARANJO, J., DUNKLEY, P., YOUNG, S., GILBERT, J. and PRINGLE, M. 1999. “The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile”. Revista Geológica de Chile. 26: 227-253.
- DOMEYKO, I. 1849. “Viaje a las cordilleras de Talca i de Chillán”. 1^{ra} parte. Facultad de Medicina i de Ciencias Físicas i Matemáticas. Universidad de Chile.
- DUSSAILLANT, A. 2009. “Hidrología de la cuenca del río Itata”. La cuenca hidrográfica del río Itata, aportes científicos para su gestión sustentable. Parra, O., Castilla, J.C., Romero, H., Quiñones, R. y Camaño, A. Editorial Universidad de Concepción. 27-43.
- DYURGEROV, M.B. 2002. “Glacier mass balance and regime: data of measurements and analysis”. Boulder, CO, University of Colorado, Institute of Arctic and Alpine Research. INSTAAR Occasional Paper 55: 27-32.
- ESCOBAR, F., CASASSA, G. y POZO, V. 1995. “Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile central en las últimas dos décadas”. Bulletin de l’Institut Francais d’Etudes Andines. 24(3): 683-695.
- ESCOBAR, F. y ACEITUNO, P. 1998. “Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile central durante el invierno”. Bulletin de l’Institut Francais d’Etudes Andines. 27 (3): 753-759.
- EPIZUA, L. and PITTE, P. 2009. “The Little Ice Age glacier in the Central Andes (35°S), Argentina”. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 281: 345-350.

- FALVEY, M. and GARREAUD, R. 2009. “*Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006)*”. Journal of Geophysical Research. 114: 1-16.
- FARR, T., ROSEN, P., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, J. and UMLAND, J., WERNER, M., OSKIN, M., BURBANK, D. and ALSDORF, D. 2007. “*The Shuttle Radar Topography Mission*”. Review of Geophysics. 45: 1-33.
- FOUNTAIN, A. AND VECCHIA, A. 1999 “*How many stakes are required to measured the mass balance of a glacier*”. Geografiska Annaler. 81(A):563-268.
- FRANCOU, B., RAMIREZ, E., CÁCERES, B. and MENDOZA, J. 2000. “*Glacier evolution in the Tropical Andes during the last decades of the 20th Century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador*”. AMBIO Journal of the Human Environment. 29 (7): 416-422.
- GAO, J., and LIU, Y. 2001. “*Applications of remote sensing, GIS and GPS in glaciology: a review*”. Progress in Physical Geography. 25: 520-540.
- GARCÍA, G., MUÑOZ, H., CASASSA G., ZAMORA, R. and RIVERA, A. 2006. “*Radar Sounding of Temperate Ice in Southern Chile*”. En: 11ª Conferencia Internacional sobre Radar Penetrador de Suelo (19-22 Junio, 2006. Columbus Ohio, USA).
- GARREAUD, R. y MUÑOZ, R. 2006. “*Investigación Nacional en Meteorología y Clima: Propuesta de un sistema de observación atmosférica en altura (SOAA)*”. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile. Mediciones verticales en Meteorología. 3.
- GARVIN, J.B. and WILLIAMS, R.S. 1993. “*Geodetic airborne laser altimetry of Breidamerkurjokull and Skeidararjokull, Iceland, and Jakobshavns Isbre, West Greenland*”. Annals of Glaciology, 17: 379-385.
- GLOBAL VOLCANISM PROGRAM. 2011. [en línea] <www.volcano.si.edu> [consulta: 9 de agosto del 2011].
- GONZALEZ-FERRAN, O. 1995 “*Volcanes de Chile*”. Instituto Geográfico Militar, 1ª Edición. 640.
- GREUELL, W. and SMEETS, P. 2001. “*Variations with elevation in the surface energy balance on the Pasterze (Austria)*”. Journal of Geophysical Research 106: 0148-0227.
- GREUELL, W. and GENTHON, C. 2004. “*Modelling land-ice surface mass balance*”. Mass Balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes. Bamber, J. and Payne, A. Cambridge University Press. 117-168.
- HAEBERLI, W. and BENISTON, M. 1998. “*Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps*”. Ambio. 27: 258-265.

- HALL, D., BAYR, K., BINDSCHADLER, R. and SCHONER, W. 2001. "Changes in the Pasterze Glacier, Austria, as Measured from the Ground and Space". In: 58th Eastern Snow Conference (2001, Ottawa, Ontario, Canada). 187-193.
- HOCK, R., 1999. "A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation". Journal of Glaciology. 45 (149): 101-111.
- HOCK, R. 2003. "Temperature index melt modelling in mountain areas". Journal of Hydrology. 282(1-4): 104-115.
- HOCK, R., 2005. "Glacier melt: A review on processes and their modeling". Progress in Physical Geography. 29 (3): 362-391.
- HOLMLUND, P. and FUENZALIDA H. 1995. "Anomalous glacier responses to 20th century climatic changes in Darwin cordillera, southern Chile". Journal of Glaciology, 41(139): 465-473.
- HUBBARD, B., and N. GLASSER. 2005. "Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology". Chichester, England, Editorial John Wiley & Sons. 180-187.
- HUGGETT, R. J. 2007. "Fundamentals of Geomorphology". 2^{da} Edición. Nueva York, Editorial Routledge. 458.
- INE. 2005. "Chile: Ciudades, pueblos, aldeas y caseríos". Instituto Nacional de Estadísticas, Santiago. 173-200.
- IPCC. 2007. "Cambio Climático 2007: Informe de Síntesis". Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, Suecia. 82.
- JISKOOT, H., CURRAN, C., TESSLER, D. and SHENTON, L. 2009. "Changes in Clemenceau Ice field and Chaba Group glaciers, Canada, related to hypsometry, tributary detachment, length-slope and area-aspect relations". Annals of Glaciology. 50 (53):133-142.
- JANERAS, M., NAVARRO, M., ARNÛ, G., RUIZ, A., KORNUS, W., TALAYA, J., BARBER, M. and LÚPEZ, F. 2004. "LIDAR applications to rock fall hazard assessment in Vall de Núria". Proceedings, 4th ICA Mountain Cartography Workshop, Vall de Núria, Catalonia, Spain. 1-14.
- JULIO-MIRANDA, P., DELGADO-GRANADOS, H., HUGGEL, C. and KÄÄB, A. 2008 "Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatepetl Volcano (México) during 1994–2004". Journal of Volcanology and Geothermal Research. 170: 86-98.
- KÄÄB, A. 2002a. "Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data". Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 57: 39-52.
- KÄÄB, A., HUGGEL, C., PAUL, F., WESSELS, R., RAUP, B., KIEFFER, H. and KARGEL, J. 2002b. "Glacier monitoring from ASTER imagery: accuracy and applications". Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space (March 11-13, 2002, Bern). 43-53.

- KÄÄB, A. 2005a. "Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya". Remote Sensing of Environment. 94: 463-474.
- KÄÄB, A. 2005b. "Remote Sensing of Mountain Glaciers and Permafrost Creep". Schriftenreihe Physische Geographie, Glaziologie und Geomorphodynamik. Geographisches Institut der Universität Zürich. 266.
- KASER, G., FOUNTAIN, A. and JANSSON, P. 2003. "A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers". International Hydrological Programme, UNESCO. Technical Documents in Hydrology, Paris. 59: 21-26.
- KELLER, K., G. CASASSA, A. RIVERA, R. FORSBERG and N. GUNDESTRUP. 2007. "Airborne laser altimetry survey of glacier Tyndall, Patagonia." Global and Planetary Change. 101-109.
- KOHLER, T. and MASELLI, D. 2009. "Mountains and Climate Change: From Understanding to Action". Centre for Development and Environmental (CDE), University of Bern, Switzerland. 26.
- KLOK, E. and OERLEMANS, J. 2002. "Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland". Journal of Glaciology, 48 (163): 505-518.
- KLOK, E., NOLAN, M., VAN DEN BROEKE, M. 2005. "Analysis of meteorological data and the surface energy balance of McCall Glacier, Alaska, USA". Journal of Glaciology. 51 (174): 451-461.
- KUHN, M., DREISEITL, E., HOFINGER, S., MARKL, G., SPAN, N. and KASER, G. 1999. "Measurements and models of the mass balance of Hintereisferner". Geografiska Annaler. 81A: 541-54.
- KUMAR, A. 2011. "Katabatic wind: in relation with snow and glaciers". Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Singh, V., Singh, P. and Haritashja, U. Springer Science. 671-672.
- LEONARDINI, G. 2010. "Análisis mensual de los balances de masa glaciológico e hidrológico del glaciar tropical Zongo (Bolivia)". Tesis de grado en Física. Universidad Mayor de San Andrés, Bolivia. 8-9.
- LE QUESNE, C., ACUÑA, C., BONINSEGNA, J., RIVERA, A. and BARICHIVICH, J. 2009. "Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation". Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 281: 334-344.
- LLIBOUTRY, L. 1956. "Nieves y Glaciares de Chile: Fundamentos de Glaciología". Santiago, Chile. Ediciones de la Universidad de Chile. 471.
- LLIBOUTRY, L. 1974 "Multivariate statistical analysis of glacier annual balances". Journal of Glaciology. 13: 371-392.
- MARINO, A. 1999. "The ice cave and its glaciological phenomenon". IXth International symposium on vulcanospeleology. 191-196.
- MASIOKAS, M., RIVERA, A., ESPIZUA, L., VILLALBA, R., DELGADO, S. and ARAVENA, J.C. 2009. "Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years". Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 281: 242-268.

- MASIOKAS, M. H., VILLALBA, R., LUCKMAN, B. H., QUESNE, C., and ARAVENA, J. C. 2006. "Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region", *Journal of Climate*. 19: 6334-6352.
- MAURO, A. 2002. "El sistema climático fundamentos físicos del clima". Universidad de Valparaíso. 383.
- MCKEE, T., DOESKEN, N. and KLEIST, J. 1993. "The relationship of drought frequency and duration to time scales". Eighth Conference on Applied Climatology, 17-22 January 1993, Anaheim, California. 6.
- MEE, K., TUFFEN, H. and GILBERT J. 2006. "Snow-contact volcanic facies and their use in determining past eruptive environments at Nevados de Chillan volcano, Chile". *Bulletin of Volcanology*. 68: 363-376.
- MENDEZ, M., SMITH, P., CARO, D., LEON, Y. and RIVERA, A. 2010. "Inventory and recent frontal variations of Glaciers in the Northern Chilean Volcanoes (17°30' to 21°S)". II International Symposium Reconstructing Climate Variation in South America and Antarctic Peninsula over the last 2000 years. Valdivia, Octubre 2010. 45.
- MILANKOVITCH, M. 1930. "Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen". In *Handbuch der Klimatologie*. eds Köppen, W. & Geiger, R. Berlin. Vol. 1.
- MONTECINOS, A., and P. ACEITUNO. 2003. "Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies". *Journal of Climate*. 16: 281-296.
- MUNRO, S. 1989. "Surface roughness and bulk heat transfer son a glacier: comparison with Eddy correlation". *Journal of Glaciology*. 35 (121): 343-348.
- MUNRO, S. 2005. "Katabatic (gravity) winds". *Encyclopedia of World Glimatology*. Oliver, J. Springer. 440
- NAPOLEONI, F. 2012. "Detección radiométrica de anomalías térmicas en el volcán Villarrica". Memoria para optar al título de geógrafo. Santiago, Chile. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 128.
- NARANJO, J. A. and LARA, L. E. 2004. "August-September 2003 small vulcanian eruption at the Nevados de Chillán Volcanic Complex (36° 50' S), Southern Andes". *Revista Geológica de Chile*, 31(2): 359-366.
- NOGAMI, M. 1976. "Altitude of the modern snowline and Pleistocene snowline in the Andes". *Geographical Report of Tokyo Metropolitan University*. 11: 7186.
- OERLEMANS, J. 2000. "Analysis of a three-year meteorological record from the ablation zone of the Morteratschgletscher, Switzerland: Energy and mass balance". *Journal of Glaciology*, 46(155): 571-579.
- OERLEMANS, J. 2005. "Extracting a climate signal from 169 glacier records". *Science*, 308: 675-677.
- OERLEMANS, J. and KLOK, E.J. 2002. "Energy balance of a glacier surface: Analysis of automatic weather station data from the Morteratschgletscher, Switzerland". *Arctic Antartic and Alpine Research*, 34(4): 477-485.

- OERLEMANS, J. and KNAPP, W. 1998. "A one-year record of global radiation and albedo from the ablation zone of the Morteratschgletscher, Switzerland". *Journal of Glaciology*. 44: 231-238.
- PATERSON, W. S. B. 1994. "The Physics of Glaciers". 3^{ra} Edición, Editorial Pergamon. 480.
- PAUL, F. 2000. "Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM". In: Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow (16-17 de junio, 2000. Dresden/FRG). 239-245.
- PAUL, F., KÄÄB, A., MAISCH, M., KELLENBERGER, T. and HAEBERLI, W. 2002. "The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: I. Methods". *Annals of Glaciology*. 34: 355-361.
- PAUL, F., HUGGEL, C. and KÄÄB, A. 2004. "Combining satellite multispectral image data and a digital elevation models for mapping debris-covered glaciers". *Remote Sensing of Environment*. 89: 510-518.
- PAUL, F. and HAEBERLI, W. 2008. "Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models". *Geophysical Research Letters*. 35: 1-5
- PAUL, F., BARRY, R., COGLEY, G., FREY, H., HAEBERLI, W., OHMURA, A., OMMANNEY, S., RAUP, B., RIVERA, A. and ZEMP, M. 2009. "Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources". *Annals of Glaciology*. 51: 1-8.
- PAUL, F., 2010. "The influence of changes in glacier extent and surface elevation on modeled mass balance". *The Cryosphere Discussions*. 4: 737-766.
- PELLICCIOTTI, F., HELBING, J., RIVERA, A., FAVIER, V., CORRIPIO, J., ARAOS, J., SICART, J. and CARENZO, M. 2008. "A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity". *Hydrological Processes*. 22: 3980-3997.
- PETIT-BREUILH M. 1995. "The volcanic history of Nevados de Chillan volcano, Chile". British Geological Survey Technical Report WC/95/86, Nottingham, UK. 77.
- PHILIPPI, A. 1862. "Viaje a los baños i al Nuevo volcán de Chillán". 2^{da} parte. *Anales de la Universidad de Chile*. 377-389.
- PHILIPPI, R. 1863. "Excursión nach den Bädern und dem Neuen Vulkan von Chillan in Chile, im Späsommer 1862 gemacht". *Pertermann's Geographische Mittheilungen*. 9: 241-257.
- PISSIS, A. 1875. "Atlas de la Geografía física de la república de Chile". Instituto Geográfico de París.
- QUINTANA, J. 2004. "Estudio de los factores que explican la variabilidad de la precipitación en Chile en escalas de tiempo interdecadal". Tesis de magister, departamento de Geofísica. Universidad de Chile.
- QUINTANA, J. and ACEITUNO, P. 2006. "Trends and interdecadal variability of rainfall in Chile". Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil. April 24-28. INPE. 371-372.
- RACOVITEANU, A., ARNAUD, Y., WILLIAMS, M. and ODEÑEZ J. 2008a. "Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing". *Journal of Glaciology*. 54 (186): 499-510.

RACOVITEANU, A., WILLIAMS, M. and BARRY, R. 2008b. "Optical remote sensing of glacier characteristics: a review with focus on the Himalaya". *Sensors*. 8: 3355-3383.

RACOVITEANU, A., PAUL, F., RAUP, B., KHALSA, S. and ARMSTRONG, R. 2009. "Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA". *Annals of Glaciology*. 50: 53-69

RAPP, D. 2009. "Ice Ages and Interglacials". UK: Springer/Praxis. Svensmark, H., 2000. Cosmic Rays and Earth's Climate. *Space Science Reviews*. 93: 155-166.

RAU, F., MAUZ, F., VOGT, S. KHALSA, S. and RAUP, B. 2005. "Illustrated GLIMS glacier classification manual. Glacier classification guidance for the GLIMS glacier inventory". [en línea] <www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Glacier-Classification-Manual_V1_2005-02-10.pdf> [consulta: junio del 2011].

RAUP, B., RACOVITEANU, A., KHALSA, S. J. S., HELM, C., ARMSTRONG, R., and ARNAUD, Y. 2007. "The GLIMS geospatial glacier database: a new tool for studying glacier change". *Global and Planetary Change*. 56: 101-110.

REN, J., JING, Z., PU, J. and QIN, X. 2006. "Glacier variations and climate change in the central Himalaya over the past few decades". *Annals of Glaciology*. 43: 218-222.

RHOADES, R., ZAPATA, X., and ARAGUNDY, J. 2008. "Mama Cotacachi: History, Local Perceptions, and Social Impacts of Climate Change and Glacier Retreat in the Ecuadorian Andes". Benjamin Orlove. Darkening Peaks. Berkeley, University of California Press. 216-225.

RIVERA, A., and CASASSA, G. 1999. "Volume changes on Pio XI Glacier, Patagonia, 1975–1995". *Global and Planetary Change*. 22: 233-244.

RIVERA, A., CASASSA, G., ACUÑA, C., and LANGE, H. 2000 "Variaciones recientes de Glaciares en Chile". *Investigaciones Geográficas*. 34: 25-52.

RIVERA, A., ACUÑA, C., CASASSA G., and BOWN, F. 2002. "Use of remote sensing and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to the sea level rise". *Annals of Glaciology*, 34: 367-372.

RIVERA, A. 2004. "Mass balance investigations at Glaciar Chico, Southern Patagonia Icefield, Chile". A thesis to Doctor of Philosophy in the Faculty of Science. School of Geographical Sciences. University of Bristol. 303.

RIVERA, A., CASASSA G., THOMAS, R., RIGNOT, E., ZAMORA, R., ANTÚNEZ, D., ACUÑA, C., and ORDENES, F. 2005. "Glacier wastage on southern Adelaide Island, Antarctica, and its impact on snow runway operations". *Annals of Glaciology*. 41: 57-62.

RIVERA, A., C. ACUÑA and G. CASASSA. 2006a. "Glacier variations in central Chile (32°S-41°S)". In Knight, P.G., ed. *Glacier science and environmental change*. Oxford. Blackwell. 246–247.

RIVERA, A., BOWN, F., MELLA, R., WENDT, J., CASASSA, G., ACUÑA, C., RIGNOT, E., CLAVERO, J. and BROCK, B. 2006. "Ice volumetric changes on the active volcanoes in southern Chile." *Annals of Glaciology*. 43: 111-122.

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

RIVERA, A., CORRIPIO, J., BROCK, B., CLAVERO, J. and WENDT, J. 2008. "Monitoring ice capped active Volcan Villarrica in southern Chile by means of terrestrial photography combined with automatic weather stations and GPS" *Journal of Glaciology*. 53: 920-30.

RIVERA, A., BOWN, F., CARRION, D. and ZENTENO, P. 2012. "Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile". *Environmental Research Letters*. 7: 1-10.

RIVERA, A. and BOWN, F. 2013. "Recent glacier variations on active ice capped volcanoes in the Southern Volcanic Zone (37°-46°S), Chilean Andes". *Journal of South American Earth Sciences*. 45: 345-356.

ROBOCK, A. 2000. "Volcanic eruptions and climate". *Reviews of Geophysics*. 38: 191-219.

ROSENBLUTH, B., FUENZALIDA, H. and ACEITUNO, P. 1997. "Recent Temperature Variations in Southern South America". *International Journal of Climatology*. 17: 67-85.

ROMERO, J.E. 2012. "Some backgrounds on the short October 2011 eruption at Mt. Hudson, 45°30'S, Southern Andes". *Pyroclastic Flow. Journal of Geology* 1 (1): 1-8.

SCHOMACKER, A., KJÆR, K. and KRÜGER, J. 2010. "Subglacial environments, sediments and landforms at the margins of Mýrdalsjökull". In Schomacker, A., Krüger, J., and Kjær, K. H., *The Mýrdalsjökull Ice Cap, Iceland. Glacial Processes, Sediments and Landforms on an Active Volcano. Developments in Quaternary Science* 13. Amsterdam. Elsevier. 127-144.

SERNAGEOMIN. 2013. [en línea] <www.sernageomin.cl/volcan.php?id=32> [consulta: en abril del 2013].

STEARNS, L.A. and HAMILTON, G.S. 2007. "Rapid volume loss from two East Greenland outlet glaciers quantified using repeat stereo satellite imagery". *Geophysical Research Letters*, 34: 1-5.

STEINER, D., ZUMBUHL, H. and BAUDER A. 2008. "Two Alpine Glaciers over the Past two Centuries": Orlove, B., Wiegandt, E. and Luckman, B. "Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science, and Society". Editorial University of California Press, U.S.A. 83-99.

STURM, M., BENSON, C. and MACKETH, P. 1986. "Effects of the 1966-68 eruptions of Mount Redoubt on the flow of Drift glacier, Alaska, U.S.A.". *Journal of Glaciology*. 32 (112): 355-362.

SVOBODA, F. and PAUL, F. 2009. "A new glacier inventory on southern Baffin Island, Canada, From ASTER data: I. Applied methods, challenges and solutions". *Annals of Glaciology*. 50 (53): 11-21.

THIBERT, E. and VINCENT, C. 2009. "Best possible estimation of mass balance combining glaciological and geodetic method". *Annals of Glaciology*, 50: 112-118.

URIARTE, A. 2003. "Historia del clima de la Tierra". 1^{ra} Edición, Servicio Central del Publicaciones del Gobierno Vasco. 305.

WARREN, S.G. 1982. "Ice and Climate modelling". *Climatic Change*. 4: 329-340.

WARREN, C. and RIVERA, A. 1994. "Non-linear climatic response of Calving Glaciers: A case study of Pio XI Glacier, Chilean Patagonia". *Revista Chilena de Historia Natural*. 67: 385-394.

WGMS. 2003. "Glacier Mass Balance Bulletin No. 7 (2000-2001)". Haeberli, W., Frauenfelder, R., Hoelzle, M. and Zemp, M. (eds.). IAHS (ICSU) / UNEP / UNESCO / WMO. WGMS, Zurich, Switzerland. 87.

WILSON, L. and HEAD, J. W. 2007. "Heat transfer in volcano-ice interactions on Earth". *Annals of Glaciology*. 45: 83-86.

WOLTER, K. and TIMLIN, S. 2011. "El NIÑO/ Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext)". *International Journal of Climatology*. 31: 1074-1087.

ZEMP, M., HAEBERLI, W., HOELZLE, M. and PAUL, F. 2006. "Alpine glaciers to disappear within decades?". *Geophysical Research Letters*. 33: 1-4.

ZEMP, M., HAEBERLI, W., BAJRACHARYA, S., CHINN, T.J., FOUNTAIN, A.G., HAGEN, J.O., HUGGEL, C., KÄÄB, A., KALTENBORN, B.P., KARKI, M., KASER, G., KOTLYAKOV, V.M., LAMBRECHTS, C., LI, Z.Q., MOLINA, B.F., MOOL, P., NELLEMAN, C., NOVIKOV, V., OSIPOVA, G.B., RIVERA, A., SHRESTHA, B., SVOBODA, F., TSVETKOV D.G. and YAO, T.D. 2007. "Glaciers and ice caps. Part I: Global overview and outlook". UNEP: Global outlook for ice & snow. UnEP/GRId-Arendal, Norway. 136.

ZEMP, M., PAUL, F., HOELZLE, M. and HAEBERLI, W. 2008. "Glacier Fluctuations in the European Alps 1850-2000": Orlove, B., Wiegandt, E. and Luckman, B. "Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science, and Society". Editorial University of California Press, U.S.A. 152-167.

ZEMP, M., HOELZLE, M. and HAEBERLI, W. 2009. "Six decades of glacier mass balance observations a review of the worldwide monitoring network". *Annals of Glaciology*, 50(50): 101-111.

ZENTENO, P. 2008. "Variaciones Recientes de los Glaciares en la Zona Centro Sur de Chile y su relación con los Cambios Climáticos y la Actividad Volcánica". Memoria para optar al título de geógrafo. Santiago, Chile. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 273.