

CECs
CENTRO
DE ESTUDIOS
CIENTÍFICOS



UNIVERSITY
AT ALBANY

State University of New York

Manual

BALANCE DE MASA **GLACIAR**

Andrés Rivera
Francisca Bown
Felipe Napoleoni
Camilo Muñoz
Mathias Vuille



Condiciones y términos de uso

La preparación de este libro sobre balance de masa fue financiada en parte con una subvención del Departamento de Estado de los Estados Unidos. Las opiniones, resultados y conclusiones obtenidas en este libro son de responsabilidad de los autores y no reflejan necesariamente la opinión del Departamento de Estado de los Estados Unidos.

Este manual fue publicado en el marco del Proyecto 'El Impacto del Retroceso de Glaciares en los países Andinos', con el apoyo financiero del Fondo Fiduciario de UNESCO-Flandes (FUST). Las opiniones, resultados y conclusiones o recomendaciones mencionados en este material son de los autores y no necesariamente reflejan la opinión del FUST.

Sólo se permite el uso parcial de este libro siempre que se realice sin fines comerciales, con fines de crítica, ilustración, enseñanza e investigación, y que se mencione su fuente, título y autores. Los autores deslindan cualquier responsabilidad por las posibles consecuencias del uso de la información incluida en esta obra.

Disclosure Statement

This book was funded in part by a grant from the United States Department of State. The opinions, findings and conclusions stated herein are those of the authors and do not necessarily reflect those of the United States Department of State.

This book was published within the framework of the Impact of Glacier Retreat in the Andes, with the funding support made available by Flanders-UNESCO Science Trust Fund (FUST). Any opinions, findings and conclusions or recommendations expressed in this material are those of the author(s) and do not necessarily reflect the views of FUST.

The non-commercial use of the contents of this book for critical, illustration, teaching, research or other ends is authorized, provided the source of the material through citation of the authors and title of the book is mentioned. Anybody using information contained in this work for whatever ends is the sole responsible of its possible consequences.

Publicado por



Con apoyo de



BALANCE DE **MASAGLACIAR**

Andrés Rivera
Francisca Bown
Felipe Napoleoni
Camilo Muñoz
Mathias Vuille

EDICIONES CECs



AUTORES

Dr. Andrés Rivera

Centro de Estudios Científicos (CECs),
Arturo Prat 514, Valdivia, Chile.
Departamento de Geografía,
Universidad de Chile, Avda. Portugal 84,
Santiago, Chile.
arivera@cecs.cl

MSc. Francisca Bown

Centro de Estudios Científicos (CECs),
Arturo Prat 514, Valdivia, Chile.
fbown@cecs.cl

Felipe Napoleoni

Centro de Estudios Científicos (CECs),
Arturo Prat 514, Valdivia, Chile.
fnapoleoni@cecs.cl

Camilo Muñoz

Centro de Estudios Científicos (CECs),
Arturo Prat 514, Valdivia, Chile.
cmunoz@cecs.cl

Dr. Mathias Vuille

ACCION, Department of Atmospheric
and Environmental Sciences, University
at Albany, State University of New York,
Albany, NY 12222, USA.
mvuille@albany.edu

REVISOR EXTERNO

Dr. Javier Corripio

Meteoexploration.
jgc@meteoexploration.com

"Primera edición digital corregida. Agosto 01, 2017."

ISBN: 978-956-362-316-1



Material complementario puede ser consultado en
<http://www.glaciologia.cl>

Se sugiere citar este libro como:
Rivera, A., F. Bown, F. Napoleoni, C. Muñoz y M. Vuille (2016),
Balance de masa glaciár. Ediciones CECs, Valdivia, Chile.

Foto de portada: Glaciár Bernardo, Campo de Hielo Sur, Chile.
Fuente: Andrés Rivera.

PREFACIO

Este libro es el resultado de una iniciativa internacional que busca incrementar la capacidad de estudiantes, técnicos y profesionales de habla castellana, para lidiar con la creciente necesidad de datos e información sobre el estado actual de la criósfera andina y de sus posibles respuestas a los cambios climáticos en curso.

Esta iniciativa internacional es liderada por el proyecto ACCION (*Andean Climate Change Interamerican Observatory Network*) de la Universidad de Albany, EEUU, financiada por el Ministerio de Relaciones Exteriores de los EEUU (US State Department) y ejecutada por el Centro de Estudios Científicos (CECs) de Valdivia, Chile. El CECs, es un centro privado dedicado a la investigación científica, que es financiado principalmente por el programa de financiamiento Basal del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONICYT) de Chile. El proyecto FONDECYT 1130381 colaboró con esta iniciativa.

Los objetivos principales de este proyecto son aportar al entrenamiento de estudiantes, técnicos y profesionales de toda Latinoamérica, en métodos de medición y análisis de nieves y glaciares, permitiéndoles contribuir en forma más significativa a la generación de conocimiento científico, a la formulación de políticas adaptativas,

al manejo de aguas y a la difusión de resultados entre las comunidades de todos los países de la región, entre muchas otras actividades.

El creciente impacto de los cambios climáticos en las nieves y hielos de Latinoamérica, en particular en la región Andina, ameritan mantener, mejorar e incrementar los programas de monitoreo glaciar. Esto sólo se logrará con personal calificado, un financiamiento adecuado, infraestructura básica y la aplicación de técnicas modernas de medición.

Este libro aspira a contribuir a la formación de dicho personal indispensable, para lo cual compila y resume numerosos tópicos de interés glaciológico que son necesarios para el monitoreo glaciar, en particular los relacionados con las mediciones de balance de masa. No es ni pretende ser una revisión exhaustiva ni detallada, pero otorga un barniz general del conocimiento glaciológico actual aplicado a las características de los glaciares de la región. El texto ha sido preparado a partir de la experiencia de los autores y de los aportes de numerosos profesionales provenientes de los países latinoamericanos. El texto se ha visto beneficiado además por decenas de trabajos publicados en revistas y libros de divulgación internacional que se incluyen en referencias. Muchos otros artículos y libros podrían haberse incluido en la revisión bibliográfica aquí expuesta, sin embargo, se ha priorizado por literatura de habla castellana, con el fin de que los destinatarios de este trabajo vean facilitada su lectura.

El texto parte con un resumen de los antecedentes históricos sobre mediciones glaciológicas en Latinoamérica, las instituciones encargadas por país y los programas de monitoreo en curso. Luego describe en forma general algunos conceptos glaciológicos básicos, para pasar a detallar aquellos conceptos y métodos relacionados con el balance de masa glaciar. También se preo-

cupa de la implementación de programas de nuevos planes de medición de balance de masa, incluyendo la planificación previa (selección de glaciar representativo), el tipo de datos necesarios para esta selección, los aspectos logísticos y de seguridad en montaña que es necesario considerar, los equipos e instrumentos requeridos, entre otros. Finalmente, se incluye un capítulo con recomendaciones generales para el análisis, interpretación y difusión de datos glaciológicos. De forma anexa, se agregan varios documentos "tipo", que deberían ser considerados como recomendaciones a ser revisadas y modificadas por cada usuario. Estas cartillas y documentos incluyen formatos para anotaciones en terreno, listas de chequeo de equipos, etc.

Este libro no habría sido posible sin el trabajo glaciológico de decenas de personas de todos los países de la región. A todos ellos nuestros agradecimientos. Quisiéramos agradecer en particular a Rodolfo Iturraspe y Sebastián Marinsek de Argentina, Álvaro Soruco y Edson Ramirez de Bolivia, Gonzalo Barcaza de la DGA, Chile, Jorge Luis Ceballos de Colombia, Bolívar Cáceres de Ecuador, Jorge Cortés y Hugo Delgado de México, Luzmila Dávila y Wilson Suarez de Perú y Eduardo Carrillo de Venezuela que contribuyeron con datos de sus respectivos países. Quisiéramos reconocer también el apoyo de quienes han hecho posible este libro con imágenes, corrección de borradores y sugerencias, destacando a Claudia Flores, Claudio Bravo, Daniela Carrión, Sebastián Cisternas y Felipe Amtmann. Nuestros agradecimientos también para numerosos Europeos, Norteamericanos y Japoneses que han venido a estudiar y explorar nuestros glaciares, generando parte del conocimiento que tenemos hoy, incluyendo entre muchos otros a Luis Lliboutry, John Mercer, Lonnie Thompson, Chalmers Clapperton, Bernard Francou, Georg Kaser, Juan Brügggen, Hans Steffen, Alberto de Agostini, Carl C. Zon Caldenius, Väinö Auer, Hans Kinzl, Stefan Hastenrath, Masamu Aniya y Renji Naruse.

DEDICATORIA

Este libro está dedicado a todos aquellos que han llevado a cabo trabajos glaciológicos en Chile y Latinoamérica, especialmente a aquellos que no tuvieron la fortuna de obtener títulos profesionales ni postgrados en Universidades de la región o el extranjero, pero que han puesto toda su fuerza, experiencia y conocimientos para medir y estudiar los cuerpos de hielo del continente. Quisiéramos representar a todas esas anónimas personas en la figura de Jorge Quinteros Mira, nivometrista, montañista, instructor de la Escuela Nacional de Montaña de Chile, logístico y bailarín de ballet, que ha escalado montañas en muchas regiones del planeta, que ha trabajado toda su vida en la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas de Chile, que ha enseñado montañismo en la Universidad de Chile y que ha medido y explorado gran parte de los Andes y Antártica. Su nombre al igual que los de decenas de técnicos latinoamericanos no aparecen como autores de libros, artículos científicos, presentaciones a congresos, leyes o tratados, pero sin su trabajo, dedicación y esfuerzo, no podríamos haber adquirido el conocimiento que hemos plasmado en este libro.

TABLA DE CONTENIDOS

| | | |
|-----------|--|--|
| 12 | | Índice de figuras |
| 17 | | Índice de tablas |
| 17 | | Índice de ecuaciones |
| 20 | | 1. Introducción |
| 30 | | 2. Antecedentes históricos |
| 30 | | 2.1. Origen de los programas de balance de masa glaciar |
| 31 | | 2.2. Programas actuales de balances de masa en Latinoamérica |
| 33 | | 2.3. Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos (GTNH) |
| 33 | | 2.4. Actividades por país |
| 35 | | 2.4.1. Organismos a cargo de bases de datos y monitoreos |
| 38 | | 3. Conceptos básicos |
| 38 | | 3.1. Glaciar |
| 39 | | 3.1.1. Zonificación teórica de un glaciar |
| 42 | | 3.2. Diagénesis del hielo |
| 42 | | 3.2.1. Definiciones |
| 44 | | 3.2.2. Densidad del hielo |
| 44 | | 3.2.3. Variación de la densidad en profundidad |
| 45 | | 3.2.4. Diagénesis en zonas de nieve seca |
| 46 | | 3.2.5. Escarcha |
| 47 | | 3.2.6. Diagénesis en zonas húmedas |
| 47 | | 3.3. Flujo de hielo |
| 50 | | 3.4. Tipología de glaciares |
| 50 | | 3.4.1. Según morfología |
| 61 | | 3.4.2. Según tipo de cobertura superficial |
| 62 | | 3.4.3. Según zona de acumulación |
| 63 | | 3.4.4. Según tipo de frente |
| 64 | | 3.4.5. Según temperatura |
| 72 | | 4. Balance de masa |
| 72 | | 4.1. Balance de masa específico |
| 72 | | 4.2. Balance de masa específico anual |
| 74 | | 4.3. Balance de masa total anual |
| 74 | | 4.4. Balance de masa específico promedio |
| 75 | | 4.5. Componentes del balance de masa |
| 75 | | 4.5.1. Acumulación |
| 75 | | 4.5.2. Ablación |
| 78 | | 4.6. Métodos de medición de balance de masa |

| | |
|-------------|--|
| 78 | 4.6.1. Método glaciológico |
| 78 | 4.6.2. Método geodésico |
| 79 | 4.6.3. Método hidrológico o combinado |
| 80 | 4.7. Aplicación del Método glaciológico |
| 80 | 4.7.1. Emergencia de balizas |
| 85 | 4.7.2. Densidad de nieve |
| 85 | 4.7.3. Calicatas de nieve |
| 88 | 4.7.4. Equipos para medición de pozos |
| 89 | 4.7.5. Mediciones con muestreador Monte Rosa |
| 90 | 4.7.6. Uso de sonda de nieve |
| 90 | 4.8. Fuentes de error en el cálculo de balance de masa |
| 94 | 5. Planificación de monitoreo de glaciares |
| 94 | 5.1. Selección de un glaciar representativo |
| 94 | 5.1.1. Accesos logísticos |
| 94 | 5.1.2. Seguridad |
| 95 | 5.2. Delimitación de un glaciar |
| 98 | 5.3. Mapeo de la topografía superficial |
| 99 | 5.3.1. Topografía superficial y cambios de elevación |
| 100 | 5.3.2. Mediciones de espesor de hielo y estructura interna de un glaciar |
| 101 | 5.4. Logística y seguridad en montaña |
| 102 | 5.4.1. Vestimenta y equipo |
| 103 | 5.4.2. Alimentación |
| 104 | 5.4.3. Campamento |
| 109 | 5.4.4. Progresión en glaciares |
| 115 | 5.4.5. Rescate en grietas |
| 116 | 5.4.6. Energía, electricidad y equipos |
| 116 | 5.4.7. Comunicación |
| 117 | 5.5. Elementos a considerar para cada campaña en terreno |
| 117 | 5.5.1. Definir la misión |
| 117 | 5.5.2. Aspectos operativos |
| 121 | 5.5.3. Aspectos logísticos |
| 122 | 5.5.4. Otros elementos necesarios |
| 122 | 5.5.5. Fase operativa |
| 123 | 5.5.6. <i>Briefings</i> |
| 124 | 5.6. Diseño de una red de medición |
| 126 | 5.6.1. Formas de acceso |
| 127 | 5.7. Instalación de balizas |

| | |
|--------------|---|
| 127 | 5.7.1. Perforadores |
| 129 | 5.8. Instalación de red de sensores (instrumentos) |
| 129 | 5.8.1. Estación Meteorológica Automática (AWS) |
| 130 | 5.8.2. <i>Snow Pillow</i> |
| 131 | 5.8.3. <i>Sonic Range</i> |
| 131 | 5.8.4. Piranómetro |
| 133 | 5.8.5. Termómetro |
| 133 | 5.8.6. Higrómetro |
| 133 | 5.8.7. Anemómetro |
| 136 | 6. Análisis de datos |
| 136 | 6.1. Planillas |
| 136 | 6.2. Ajuste de año hidrólogo |
| 138 | 6.3. Conversión a equivalente en agua |
| 138 | 6.4. Interpolación de equivalente en agua por baliza al glaciar completo |
| 139 | 6.4.1. Métodos de Interpolación |
| 142 | 6.4.2. Productos de interpolación |
| 146 | 7. Interpretación de resultados |
| 146 | 7.1. Sensibilidad a los forzamientos climáticos de los glaciares andinos |
| 147 | 7.2. Variabilidad climática en Sudamérica |
| 150 | 7.3. Caracterización de acumulación de nieve con imágenes satelitales |
| 152 | 7.4. Análisis del resultado de balance de masa anual por glaciar |
| 155 | 7.5. Análisis de balance de masa anual con serie precedente |
| 158 | 7.6. Análisis de balance de masa anual con otros balances del mismo año |
| 159 | 7.7. Análisis de series interanuales de balance de masa de varios glaciares |
| 160 | 7.8. Análisis de variaciones de área entre glaciares |
| 162 | 7.9. Discusión y conclusiones |
| 166 | 8. Generación de bases de datos y comunicación |
| 166 | 8.1. Ordenación según formatos (DGA, WGMS, etc.) |
| 167 | 8.2. Presentación de resultados y divulgación |
| 170 | 9. Referencias |
| 180 | Apéndices |
| 202 | Índice analítico |

ÍNDICE DE FIGURAS

- 20 | **Figura 1.** Componentes de la criósfera. Fuente: Adaptado de [IPCC, 2013].
- 21 | **Figura 2.** Localización y área total de los principales centros englaciados de la Tierra. Fuente: Nasa Earth Observatory.
- 22 | **Figura 3.** Ubicación de glaciares en Latinoamérica. Fuente: Elaboración propia.
- 27 | **Figura 4.** Balance de masa acumulado de todos los glaciares reportados en el WGMS. Fuente: <http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>
- 40 | **Figura 5.** Esquema de la zonificación glaciar. Línea de equilibrio (ELA). Fuente: Andrés Rivera.
- 41 | **Figura 6.** Zona de acumulación en el *plateau* del Campo de Hielo Sur, Chile. Fuente: Andrés Rivera.
- 41 | **Figura 7.** Esquema general de la zona de acumulación y ablación de un glaciar. Fuente: Adaptado de [Menziés, 1995].
- 43 | **Figura 8.** Esquema de la diagénesis del hielo. Las columnas señalan la densidad de cada capa en profundidad y el tiempo estimado que demora este proceso. Fuente: Elaboración propia.
- 47 | **Figura 9.** Esquema de la variación de la velocidad vertical del hielo en diferentes condiciones existentes en la base de un glaciar: A) sólo deformación interna, B) deformación interna más deslizamiento basal, C) los anteriores más deformación de sedimentos subglaciares. Fuente: Elaboración propia.
- 50 | **Figura 10.** Esquema de un perfil de velocidad a lo largo de un glaciar. Fuente: Elaboración propia.
- 51 | **Figura 11.** Casquete de hielo continental en Antártica Occidental. Fuente: Andrés Rivera.
- 51 | **Figura 12.** Plataforma de hielo flotante en Antártica Occidental. Fuente: Andrés Rivera.
- 52 | **Figura 13.** Corriente de hielo en Antártica Occidental. Fuente: Andrés Rivera.
- 53 | **Figura 14.** Glaciar de Piedemonte. Glaciar San Quintín, Campo de Hielo Norte, Chile. Izquierda; foto aérea del vuelo TRIMETROGON 1944/1945. Derecha; Imagen satelital ASTER del año 2003. Fuente: [Rivera et al., 2008].
- 54 | **Figura 15.** Glaciar de valle. Glaciar Universidad, Chile Central. Fuente: Andrés Rivera.
- 55 | **Figura 16.** Glaciar en Calota. Volcán Osorno, Chile. Fuente: Camilo Rada.
- 56 | **Figura 17.** Campo de Hielo Sur (CHS). Fuente: Andrés Rivera.
- 57 | **Figura 18.** Cráter del Volcán Lonquimay, Chile. La flecha indica a personas en la cumbre en 1989. Fuente: Andrés Rivera.
- 57 | **Figura 19.** Glaciar de montaña. Glaciar Zongo, Bolivia. Fuente: Álvaro Soruco.
- 57 | **Figura 20.** Glaciar de circo. Fuente: Andrés Rivera.
- 58 | **Figura 21.** Glaciarete Toro 2, Chile semiárido. Fuente: Andrés Rivera.
- 59 | **Figura 22.** Glaciar rocoso. Glaciar Valenzuela, Chile. Fuente: Sebastián Cisternas.

- 60 | **Figura 23.** Glaciar sobre cono volcánico activo. Volcán Mocho-Choshuenco, Chile. Fuente: Pablo Zenteno.
- 61 | **Figura 24.** Glaciar cubierto. Glaciar Pichillancahue del Volcán Villarrica, Chile. Fuente: Andrés Rivera.
- 62 | **Figura 25.** Glaciar alimentado por cuencas compuestas. Glaciar Olivares Alfa, Chile. Fuente: Thomas Loriaux.
- 63 | **Figura 26.** Glaciar de montaña. Glaciar del Cordón Condoriri. Fuente: Frank Pattyn.
- 63 | **Figura 27.** Glaciar con frente desprendente en lago. Glaciar Viedma, CHS. Fuente: Andrés Rivera.
- 64 | **Figura 28.** Glaciar con frente desprendente en fiordo. Glaciar San Rafael, CHN. Fuente: Thomas Loriaux.
- 65 | **Figura 29.** Distribución de densidad (curvas y puntos celestes) y temperatura (curva y puntos negros) en glaciares representativos de cada una de las clasificaciones termales. En este caso: A) representa un glaciar frío; B) un glaciar politermal; y C) un glaciar temperado. Fuente: Elaboración propia a partir de [Ginot et al., 2006; Schwikowski et al., 2006, 2013].
- 67 | **Figura 30.** Perfiles de temperatura para distintos cuerpos de hielo en los Andes Centrales. Las mediciones son realizadas desde la superficie hasta la roca basal en cada glaciar. Fuente: Elaboración propia a partir de [Vimeux et al., 2009].
- 68 | **Figura 31.** Promedios mensuales de temperatura del hielo a distintas profundidades en Glaciar Guanaco (Chile semiárido). Fuente: [CECs, 2015].
- 69 | **Figura 32.** Cambios estacionales de la temperatura del hielo cerca de la superficie del Glaciar Guanaco, Chile semiárido. El registro térmico comprende un período de 112 días. Fuente: [CECs, 2015].
- 73 | **Figura 33.** Terminología del balance de masa en un ciclo anual (año de balance) y diferenciación estacional para un glaciar típico de régimen templado o de latitudes medias. Fuente: Adaptado de [Cuffey and Paterson, 2010].
- 76 | **Figura 34.** Campo de penitentes en el Glaciar de Río Blanco, Andes Centrales, Argentina. Fuente: Javier Corripio.
- 76 | **Figura 35.** Campo de penitentes en el Volcán Nevado del Ruiz, Colombia. Fuente: Jorge Luis Ceballos.
- 77 | **Figura 36.** Glaciar O'Higgins, CHS, Chile, produciendo témpanos en el lago O'Higgins desde una pared de hielo de casi 70 m de alto. Octubre 2015. Fuente: Andrés Rivera.
- 78 | **Figura 37.** Medición de una baliza. Glaciar Ritacuba Blanco, Sierra Nevada de El Cocuy, Colombia. Fuente: Jorge Luis Ceballos.
- 79 | **Figura 38.** Diferentes métodos para medir el caudal proveniente de un glaciar. En la figura se muestra (A) la utilización de un flujómetro y (B) una escala hidrométrica. Fuente: Rodolfo Iturraspe.
- 80 | **Figura 39.** Acercamiento al sistema de unión de balizas de aluminio por coplas. A) baliza completa, B) detalle de sistema de copla y c) detalle de sistema de unión de segmentos. Fuente: CECs.
- 81 | **Figura 40.** Instalación de una baliza utilizando el sistema de perforación tipo barreno. Fuente: Daniela Carrión.

- 82 | **Figura 41.** Diagrama esquemático de la variación de la altura o emergencia de baliza en un glaciar. Fuente: Elaboración propia.
- 83 | **Figura 42.** Sistema de baliza compuesta por secciones. Glaciar Universidad, Chile. Fuente: Claudio Bravo.
- 84 | **Figura 43.** A) Baliza fuertemente inclinada en Glaciarete Esperanza, Chile. B) Baliza moderadamente inclinada. Glaciar Quito, Antártica. Fuente: Bolívar Cáceres.
- 84 | **Figura 44.** Baliza de polipropileno rota por un rodado. Glaciar Martial Este, Argentina. Fuente: Rodolfo Iturraspe.
- 85 | **Figura 45.** Tamaño y forma de una calicata para medir la densidad de la nieve en un perfil vertical. Fuente: Adaptado de [Kaser et al., 2003].
- 86 | **Figura 46.** Calicata de nieve donde se observan algunos de los equipos típicos para medición de balance de masa: pesa, espátula, pala, termómetros y cuña. Volcán Mocho-Choshuenco. Fuente: Francisca Bown.
- 87 | **Figura 47.** Medición de densidad de nieve en calicata realizada en volcán Mocho-Choshuenco. Fuente: Andrés Rivera.
- 88 | **Figura 48.** Pozo en nieve. Mediciones de densidad de nieve al interior de un pozo (A) y de la cuña utilizada para extraer muestras de densidad (B). Fuente: Andrés Rivera.
- 89 | **Figura 49.** Muestras con cilindro muestreador de nieve. En la imagen se observa: A) la obtención de un testigo corto de nieve con la ayuda de un martillo de goma en el Glaciar Quito, Antártica (Fuente: Bolívar Cáceres); y b) la obtención de un testigo corto en un sector de menor densidad de nieve en el Glaciar Martial Este, Argentina. Fuente: Rodolfo Iturraspe.
- 90 | **Figura 50.** Sistema de muestreo con Monte Rosa. Fuente: Camilo Muñoz.
- 91 | **Figura 51.** Sonda de nieve. Se observan segmentos que se pueden agregar para medir hasta una capa de nieve más densa en profundidad. Fuente: CECs.
- 91 | **Figura 52.** Mediciones con sondas de nieve en Glaciar Ortigas 1, Chile semiárido. Fuente: Camilo Muñoz.
- 92 | **Figura 53.** Comparación de dos secciones en el Glaciar *Nigardsbreen* para medir la ablación del hielo en zonas sin grietas (sección I) y con grietas (sección II). Fuente: Adaptado de [Østrem and Haakensen, 1999].
- 95 | **Figura 54.** Mapeo manual del área de un glaciar. Glaciar Pío XI, CHS, Chile. Fuente: Elaboración propia.
- 97 | **Figura 55.** Clasificación automática de la cobertura de nieve y hielo. Imagen Landsat ETM+ (L7 231_096_07052001).
- 98 | **Figura 56.** Mapeo sub-superficial de un glaciar. Uso de radares para determinar el espesor y topografía sub-glaciar. Fuente: Rodolfo Iturraspe.
- 101 | **Figura 57.** A) Glaciar Vinciguerra, Argentina. Fuente: Rodolfo Iturraspe. B) *Mer de Glace*, Francia. Fuente: Javier Corripio.
- 107 | **Figura 58.** Refugio de alta montaña tipo A. Glaciar Olivares Alfa, Chile. Fuente: Sebastián Cisternas.
- 108 | **Figura 59.** Módulo de fibra de vidrio con áreas de trabajo y dormitorio. Fuente: [CECs, 2014a].
- 109 | **Figura 60.** Módulo de fibra de vidrio en CHS. Fuente: Felipe Napoleoni.

- 110 | **Figura 61.** Encordamiento en un glaciar. A) Glaciar Pastoruri, Cordillera Blanca, Perú. Fuente: Luzmila Dávila. B) Glaciar Artesonraju, Cordillera Blanca, Perú. Fuente: Javier Corripio.
- 110 | **Figura 62.** Encordamiento con una cuerda dinámica. Glaciar Loma Larga, Chile. Fuente: Carlos Fouilloux.
- 111 | **Figura 63.** Esquema de encordamiento en forma de N. Se indican las distancias recomendadas entre cada integrante y el largo para trabajo recomendado en caso de emergencia. Fuente: Elaboración propia.
- 111 | **Figura 64.** Forma de encordarse con más de 2 integrantes en un equipo de trabajo en grietas medianas. Fuente: Elaboración propia.
- 112 | **Figura 65.** Desplazamiento en motos de nieve utilizando el Protocolo del BAS. Glaciar O'Higgins, CHS, Chile. Fuente: Andrés Rivera.
- 113 | **Figura 66.** Desplazamiento en motos de nieve utilizando el protocolo del BAS. Glaciar O'Higgins, CHS, Chile. Izquierda: encordamiento de motos. Derecha: trineo para travesía. Fuente: Andrés Rivera.
- 113 | **Figura 67.** Cuerda dinámica conectada entre el arnés del conductor y su moto. Fuente: Tim Hewette.
- 114 | **Figura 68.** Conexión del sistema de encordamiento a moto de nieve. A) Manillón de acero uniendo cuerda, cable de acero y parachoques. B) Manillón de acero uniendo cuerda, cable de acero y punto de remolque. Fuente: Tim Hewette.
- 114 | **Figura 69.** Moto trasera y cuerda de conexión. A los pies del Volcán Lautaro, CHS, Chile. Fuente: Andrés Rivera.
- 115 | **Figura 70.** Configuración de la cuerda hacia la moto delantera, desde donde se sacó esta foto. Glaciar Greve, CHS, Chile. Fuente: Tim Hewette.
- 115 | **Figura 71.** Sistema de poleas 3:1. Se indica dónde está la carga y dónde se aplica la fuerza. Fuente: Elaboración propia.
- 118 | **Figura 72.** Mediciones a pie con equipo básico de seguridad. Paso Marconi, Chile. Fuente: Carlos Fouilloux.
- 119 | **Figura 73.** Operación con helicóptero en Glaciar O'Higgins, Chile. Fuente: Claudio Bravo.
- 125 | **Figura 74.** Red de monitoreo en el Glaciar Olivares Alfa, Chile. Fuente: [CECs, 2014b].
- 126 | **Figura 75.** Progresión sobre Glaciar Estrecho, Chile semiárido. Fuente: Alejandro Silva.
- 126 | **Figura 76.** Instalación de balizas en: A) Glaciar Ortigas 1, Chile. Fuente: Francisco De Miguel. y B) Glaciar Conejera, Colombia. Fuente: Jorge Luis Ceballos.
- 127 | **Figura 77.** Perforación con un taladro con una broca tipo barreno. Glaciarete Esperanza, Chile. Fuente: Camilo Muñoz.
- 128 | **Figura 78.** Componentes de un taladro *Heucke*. Fuente: Jorge Luis Ceballos.
- 129 | **Figura 79.** *Snow pillow* y *Sonic Range* instalados al costado del Glaciar Guanaco, Chile. Fuente: Daniela Carrión.
- 130 | **Figura 80.** Estación meteorológica AWS cercana a la línea de equilibrio del Glaciar O'Higgins. Fuente: Andrés Rivera.
- 131 | **Figura 81.** Esquema explicativo del registro de datos del instrumento desde la altura de instalación y una superficie objetivo. Fuente: Elaboración propia.
- 131 | **Figura 82.** Sensor de radiación Piranómetro (a) y Pirgeómetro (c) junto con sensor de altura de nieve *Sonic Range* (b). Fuente: Alejandro Silva.

- 132 | **Figura 83.** Estación meteorológica automática (AWS). A) Sensor de temperatura y humedad relativa; B) Anemómetro. Glaciar Vinciguerra. Fuente: Rodolfo Iturraspe.
- 139 | **Figura 84.** Método de interpolación *TIN* aplicado a datos de altimetría láser. Glaciar Olivares Alfa, Chile. Fuente: CECs.
- 140 | **Figura 85.** Método de interpolación *IDW* para determinar el balance de masa del glaciar Olivares Alfa, Chile. Fuente: Elaboración propia.
- 141 | **Figura 86.** Método de interpolación *Kriging* para determinar balance de masa del Glaciar Olivares Beta, Chile. Fuente: Elaboración propia.
- 141 | **Figura 87.** Diagrama esquemático de glaciar con polígonos de *Thiessen*. Fuente: Elaboración propia.
- 143 | **Figura 88.** Modelo a seguir para la presentación de datos. Se indican algunos elementos básicos de un mapa. Fuente: Elaboración propia.
- 149 | **Figura 89.** Resumen de la variabilidad interanual en diferentes regiones de Sudamérica e impactos durante la fase cálida (El Niño) del Fenómeno ENOS. Fuente: René Garreaud.
- 151 | **Figura 90.** Definición de cuadrante de interés y selección de sensores. Fuente: <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>
- 151 | **Figura 91.** Selección de escenas de interés. Fuente: <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>
- 152 | **Figura 92.** Selección de opciones de almacenamiento. Fuente: <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>
- 153 | **Figura 93.** Balance de masa anual de un glaciar del Volcán Mocho-Choshuenco (año 2003/04) versus altitud. Los puntos representan los píxeles del modelo generado con el método de interpolación *IDW*. La línea azul representa la ELA del glaciar para ese año. Fuente: Modificado de [Rivera et al., 2005a].
- 154 | **Figura 94.** Gradientes de balance de masa anual modelado (línea continua) y medido (línea segmentada) versus hipsometría (barras grises laterales). Fuente: Adaptado de [Østrem and Brugman, 1991].
- 156 | **Figura 95.** Balance de masa anual como una función de la altitud para diferentes años. Barras horizontales representan áreas por rango altitudinal. Fuente: Adaptado de [Francou et al., 1995].
- 157 | **Figura 96.** Perfiles de balance de masa anual, de acumulación y de ablación en el Glaciar *Storbreen*, Noruega, para 19 años individuales. Fuente: Adaptado de [Rasmussen and Andreassen, 2005].
- 157 | **Figura 97.** Serie de balance de masa anual del Glaciar Echaurren Norte, Chile. Fuente: Elaboración propia a partir de datos DGA, Chile.
- 158 | **Figura 98.** Balance de masa anual del año hidrológico 2014–2015 en Chile. Glaciares Guanaco, Estrecho y Ortigas 1 [CECs, 2015], Glaciares Amarillo y Echaurren Norte [WGMS, 2015].
- 159 | **Figura 99.** Balances de masa acumulados comparados en los Andes Tropicales. Fuente: Adaptado de [Vuille et al., 2008a].
- 160 | **Figura 100.** Variaciones de área glaciar en el período 1985–2014 en la Sierra Velluda, Chile. Fuente: Elaboración propia.
- 161 | **Figura 101.** Cambios de área de glaciares en Chile (%/año) comparados con sus áreas actuales. Fuente: Elaboración propia.
- 194 | **Figura 102.** Esquema de medición de penitentes. Fuente: Elaboración propia.

- 195 | **Figura 103.** Detalle de esquema de medición de penitentes. Fuente: Elaboración propia.
- 200 | **Figura 104.** Glaciares mencionados en el texto. Fuente: Elaboración propia.
- 201 | **Figura 105.** Glaciares Latinoamericanos mencionados en el texto. Fuente: Elaboración propia.

ÍNDICE DE TABLAS

- 21 | **Tabla 1.** Áreas glaciares y aumento del nivel del mar potencial. Fuente: IPCC [2013].
- 23 | **Tabla 2.** Número de glaciares y áreas englacadas netas por país o región. (datos inventariados salvo que se indique lo contrario).
- 24 | **Tabla 3.** Áreas glaciares por regiones de cada país.
- 31 | **Tabla 4.** Balances de masa acumulados en Sudamérica. (Fuente: <http://wgms.ch>)
- 32 | **Tabla 5.** Balances de masa (m eq. a.) reportados al WGMS en años recientes. (Fuente: <http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>).
- 43 | **Tabla 6.** Densidades típicas de la nieve, escarcha, neviza y hielo. Fuente: Adaptado de [Cuffey and Paterson, 2010].
- 45 | **Tabla 7.** Valores de z_p en relación profundidad-densidad.
- 96 | **Tabla 8.** Características de imágenes satelitales potencialmente útiles en la delimitación de áreas glaciares.
- 99 | **Tabla 9.** Set de datos potencialmente útiles para la generación de DEMs
- 100 | **Tabla 10.** Propiedades eléctricas de uso en Radioglaciología. Fuentes: Glen and Paren, [1975]; Plewes and Hubbard, [2001]; Reynolds, [1997].
- 137 | **Tabla 11.** Planilla de diferencias de emergencia o altura en una red de balizas.

ÍNDICE DE ECUACIONES

- | | |
|------------------|-------------------|
| 44 ecuación 1 | 79 ecuación 13 |
| 44 ecuación 2 | 88 ecuación 14 |
| 44 ecuación 3 | 150 ecuación 15 |
| 48 ecuación 4 | 196 ecuación 16 |
| 48 ecuación 5 | |
| 49 ecuación 6 | |
| 72 ecuación 7 | |
| 73 ecuación 8 | |
| 74 ecuación 9 | |
| 74 ecuación 10 | |
| 74 ecuación 11 | |
| 74 ecuación 12 | |



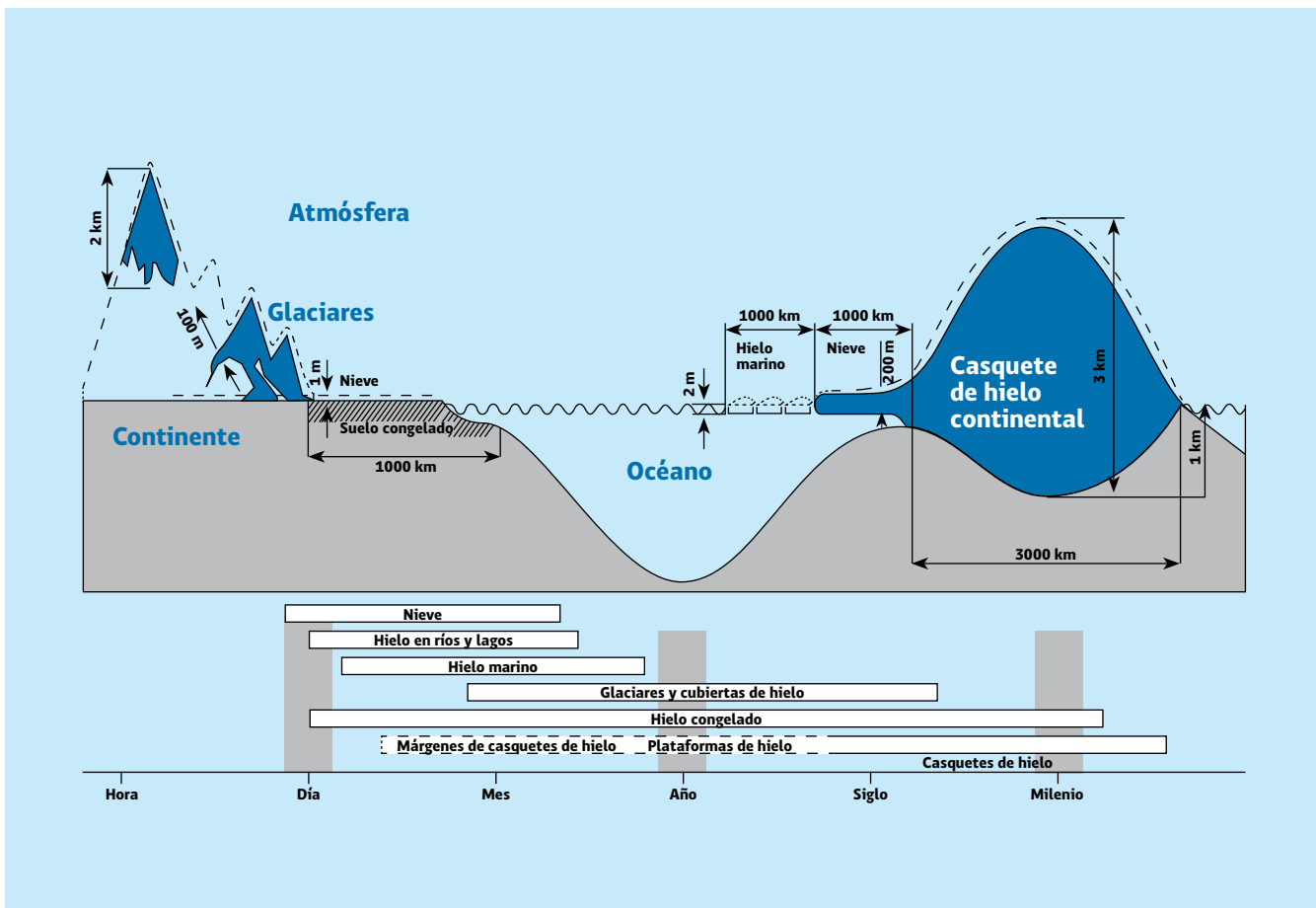


© DANIELA CARRIÓN

1. INTRODUCCIÓN

La criósfera es la esfera o subsistema terrestre integrado por todas aquellas regiones de la Tierra y océano donde el agua se encuentra en forma sólida, incluyendo hielo marino, hielo en lagos, en ríos, superficies con nieve, glaciares, casquetes de hielo y permafrost. Estas formas de agua en estado sólido pueden experimentar fluctuaciones, por ejemplo en respuesta a los cambios climáticos, sin embargo las escalas de tiempo en que ocurren dichas respuestas, varían desde horas, días, años y hasta milenios, dependiendo de sus características dinámicas, termodinámicas, geográficas y topográficas, entre otras (**Figura 1**). Las características dinámicas de los componentes de la criósfera, como los casquetes de hielo y plataformas de hielo flotante, pueden tener un impacto en cambios climáticos de largo plazo, como los ocurridos durante las últimas glaciaciones [IPCC, 2013].

Figura 1. COMPONENTES DE LA CRIÓSFERA. Fuente: Adaptado de [IPCC, 2013].



De los componentes más importantes de la criósfera en términos de área y volumen, están los glaciares, los casquetes de hielo y las plataformas de hielo flotantes, que de acuerdo a las últimas estimaciones del (IPCC) Panel Intergubernamental de Cambio Climático [IPCC, 2013], tienen un área total de aproximadamente 16,400,000 km² lo que representa cerca del 10% de la superficie de continentes e islas del planeta y un volumen equivalente en agua que podría aumentar el nivel del mar en cerca de 66 m (**Tabla 1**).

Tabla 1.

ÁREAS GLACIARES Y AUMENTO DEL NIVEL DEL MAR POTENCIAL. Fuente: [IPCC, 2013].

| Componente de criósfera | | Área (km ²) | % de superficie terrestre | Aumento del nivel del mar potencial (m) |
|-------------------------------|-------------|-------------------------|---------------------------|---|
| Glaciares y campos de hielo* | | 726,258 | 0.5 | 0.41 |
| Casquetes de hielo | Groenlandia | 1,771,200 | 1.2 | 7.36 |
| | Antártica | 12,295,000 | 8.3 | 58.3 |
| Plataformas de hielo flotante | | 1,617,000 | 0.45** | - |

* Incluye áreas periféricas de Groenlandia y Antártica. Datos obtenidos a partir de Pfeffer et al., [2014].

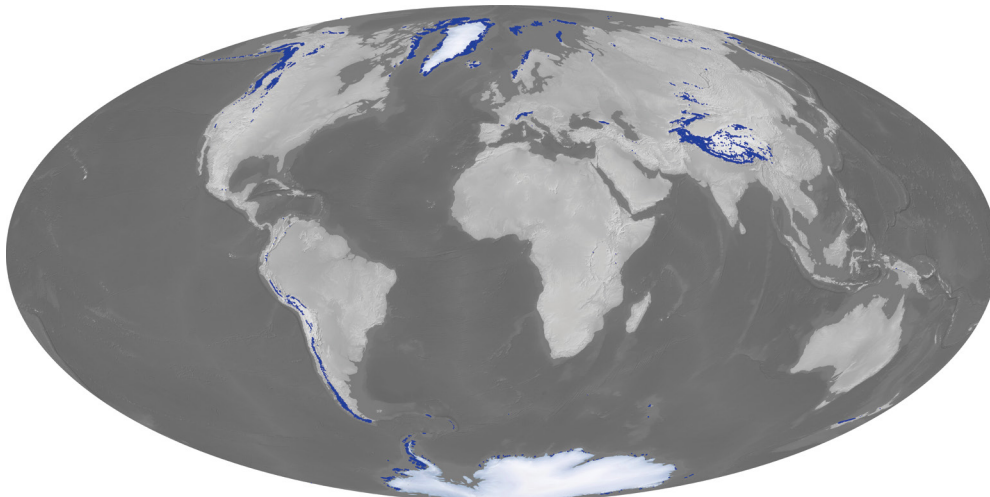
** Porcentaje de plataformas de hielo flotante respecto del área oceánica global.

Los glaciares y campos de hielo fueron globalmente inventariados a partir de bases de datos preexistentes y de un procesamiento semiautomático de imágenes satelitales recientes, constituyendo lo que se llama el *Randolph Inventory* [Pfeffer et al., 2014], donde se ve que la mayor parte de los glaciares se ubican en el Ártico canadiense, el Norte de Rusia, los alrededores de Antártica y Groenlandia, Himalaya, Alaska, y los Andes de Sudamérica (**Figura 2**). Después de la expansión termal del océano, los glaciares del planeta (excluidos los ubicados en los alrededores de los casquetes de Antártica y Groenlandia) son la mayor contribución al aumento del nivel del mar observado en las últimas décadas [IPCC, 2013].

Figura 2.

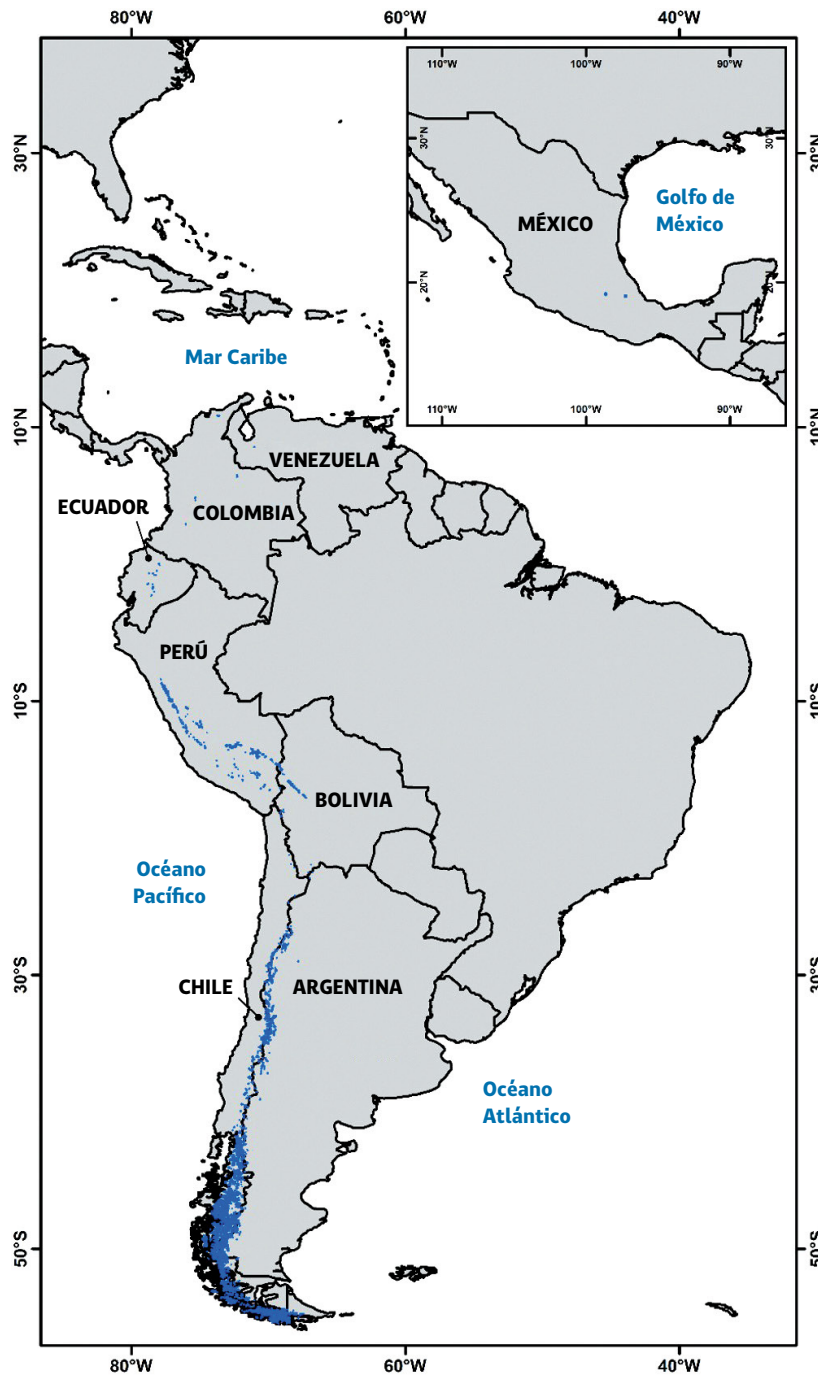
LOCALIZACIÓN Y ÁREA TOTAL DE LOS PRINCIPALES CENTROS ENGLACIADOS DE LA TIERRA.

Fuente: Nasa Earth Observatory.



La versión 6 de julio del 2017 del *Randolph Inventory* (descargable desde <http://www.glims.org/RGI/index.html>) estimó que los Andes tropicales (región 16) contiene un área de 2,334.5 km², mientras que en los Andes del Sur (región 17) existe un área de 29,429.08 km² de glaciares (**Figura 3**).

Figura 3. UBICACIÓN DE GLACIARES EN LATINOAMÉRICA. Fuente: Elaboración propia.



Sin embargo, considerando los datos más recientes recopilados para toda la región, se ha estimado que en Latinoamérica existe un área total de 31,173 km² de hielo distribuida en 42,368 glaciares (**Tabla 2 y 3**).

Los Andes tropicales poseen cerca del 99% de los glaciares tropicales del mundo [Jordan, 1991]. En la región destaca la superficie y números de glaciares de Perú (**Tabla 2**). En los Andes australes, la mayor parte del hielo está en Chile, destacando en Patagonia la presencia del Campo de Hielo Sur, compartido parcialmente por Chile y Argentina, donde hay 14,151 km² de hielo al incluir los glaciares adyacentes (**Tabla 3**), constituyéndose así en la mayor masa de hielo fuera de Antártica en el Hemisferio Sur [Rivera et al., 2002].

Tabla 2.

NÚMERO DE GLACIARES Y ÁREAS ENGLACIADAS NETAS POR PAÍS O REGIÓN.

(Datos inventariados salvo que se indique lo contrario).

| País | N° glaciares | Superficie total (km ²) | Referencia |
|--|---------------|-------------------------------------|---|
| Argentina* | 13,300 | 2,700 | [IANIGLA, 2014] y este trabajo |
| Bolivia | 1,105 | 346.44 | Edson Ramirez (comunicación personal) |
| Chile** | 18,869 | 12,583 | [DGA, 2015] |
| Colombia | 6 | 45 | [IDEAM, 2012] |
| Ecuador | 95 | 48 | (Cáceres, 2010) |
| México | 3 | 0.855 | [Cortés-Ramos and Delgado-Granados, en prep.] |
| Perú | 2,679 | 1,299 | [ANA, 2014] |
| Venezuela | 1 | 0.1 | [Braun and Bezada, 2013] |
| Campo de Hielo Sur (CHS) y glaciares aledaños (Chile-Argentina)*** | 6,310 | 14,151 | [IANIGLA, 2014], [DGA, 2015] y este trabajo |
| TOTAL | 42,368 | 31,173 | |

* Cifras globales aproximadas a partir del inventario actualmente en desarrollo [IANIGLA, 2014], excluidos los glaciares del Campo de Hielo Sur, CHS (también llamado Hielo Patagónico Sur en Argentina) y zonas aledañas (cuenca del Río Santa Cruz). Se incluye además una estimación preliminar (este trabajo) de áreas y número de glaciares por inventariar en el resto del país.

** Todo el país [DGA, 2015], excluidos los glaciares del CHS y aledaños.

*** Incorpora la totalidad de los glaciares del CHS y aledaños, independientemente del país al que pertenecen (incluye margen Occidental del CHS, cuenca del río Pascua en Chile y la cuenca del Río Santa Cruz).

Tabla 3.

ÁREAS GLACIARES POR REGIONES DE CADA PAÍS.

| País | Región | Subregión | Área (km ²) | Referencia |
|-----------|-------------------------------------|--|-------------------------|---|
| Argentina | Andes Desérticos | Salta, Catamarca y la Rioja | 54.72 | (IANIGLA, 2014) |
| | Andes Centrales | San Juan y Mendoza | 1,873.52 | |
| | Andes del Norte Patagonia | Neuquén, Río Negro y Chubut | 260.27 | |
| | Andes del Sur de la Patagonia* | Santa Cruz | 354.7 | |
| | Andes de Tierra del Fuego | Isla de Tierra del Fuego | 24.9 | |
| | Estimado resto del país | Principalmente en los Andes Desérticos y Centrales | 100 | este trabajo |
| Bolivia | Cordillera Occidental | Sajama, Pomerape y otros | 9.31 | Edson Ramirez (comunicación personal) |
| | Cordillera Oriental | Cordillera de Apolobamba | 109.402 | |
| | | Cordillera Real | 199.33 | |
| | | Cordillera Tres Cruces | 27.838 | |
| | | Nevado Santa Vera Cruz | 0.559 | |
| Chile | Norte | 28–32°S | 180.2 | [DGA, 2015] |
| | Centro | 32–36°S | 854.7 | |
| | Centro Sur | 36–46°S | 1,700.8 | |
| | Patagonia* | CHN y otros en Aysén | 5,995.1 | |
| | | GCN–Isla Riesco | 517.3 | |
| | Tierra del Fuego e islas adyacentes | Islas al sur del Estrecho de Magallanes | 290.6 | |
| | | Tierra del Fuego | 2,636.5 | |
| | | Islas al sur del Canal Beagle | 407.4 | |
| Colombia | Cordillera Oriental | Sierra Nevada de Santa Marta | 7.4 | [IDEAM, 2012] |
| | | Sierra Nevada El Cocuy | 16 | |
| | Cordillera Central | Volcán Nevado del Ruiz | 9.7 | |
| | | Volcán Nevado Santa Isabel | 1.8 | |
| | | Volcán Nevado del Tolima | 0.74 | |
| | | Volcán Nevado del Huila | 9.7 | |
| Ecuador | Cordillera Occidental | Volcán Illiniza | 0.3 | [Cáceres, 2010] |
| | | Volcán Carihuayrazo | 0.2 | |
| | | Volcán Chimborazo | 9.4 | |
| | Cordillera Oriental | Volcán Cayambe | 9.3 | |
| | | Volcán Antizana | 12.2 | |
| | | Volcán Cotopaxi | 11.8 | |
| | | Volcán El Altar | 4.6 | |
| México | Parque Nacional Pico de Orizaba | Volcán Citlaltépetl | 0.61 | [Cortés-Ramos and Delgado-Granados, 2015] |
| | Parque Nacional Izta–Popo | Volcán Iztaccíhuatl | 0.25 | |
| Perú | Andes del Norte | Cordillera Blanca | 527.6 | [ANA, 2014] |
| | | Cordillera Huallanca | 7.01 | |
| | | Cordillera Huayhuash | 55.27 | |
| | Andes del Centro | Cordillera Raura | 28.34 | |
| | | Cordillera Huagoruncho | 9.71 | |
| | | Cordillera La Viuda | 6.03 | |
| | | Cordillera Central | 51.91 | |
| | | Cordillera Huaytapallana | 26.4 | |
| | | Cordillera Chonta | 1.4 | |

Tabla 3. CONTINUACIÓN.

ÁREAS GLACIARES POR REGIONES DE CADA PAÍS.

| País | Región | Subregión | Área (km ²) | Referencia |
|------------------------|------------------------------------|-----------------------|-------------------------|--|
| Perú (continuación) | Andes del Centro (continuación) | Cordillera Urubamba | 26.39 | |
| | | Cordillera Vilcabamba | 129.15 | |
| | | Cordillera Apolobamba | 45.25 | |
| | | Cordillera Carabaya | 34.53 | |
| | Andes del Sur | Cordillera Vilcanota | 279.4 | |
| | | Cordillera La Raya | 3.06 | |
| | | Cordillera Volcánica | 0.72 | |
| | | Cordillera Huanzo | 4.51 | |
| | | Cordillera Chila | 0.93 | |
| | | Cordillera Ampato | 60.96 | |
| Venezuela | Sierra Nevada de Mérida | Pico Humboldt | 0.1 | [Braun and Bezada, 2013] |
| CHS y aledaños** | Andes del Sur | Patagonia | 14,151 | [IANIGLA, 2014; DGA, 2015] y este trabajo |

* Excluye superficie de Campo de Hielo Sur CHS (también llamado Hielo Patagónico Sur en Argentina) y glaciares aledaños. CHN: Campo de Hielo Norte. GCN: Gran Campo Nevado.

**Incorpora totalidad de glaciares de Campo de Hielo Sur y sus glaciares aledaños, incluidos los pertenecientes a la zona del "Acuerdo entre la República de Chile y República Argentina para precisar el recorrido del límite desde el Monte Fitz Roy hasta el Cerro Daudet", Buenos Aires 16 de diciembre de 1998.

El retroceso glaciar a escala global fue presentado recientemente en *IPCC* [2013], señalándose una tendencia generalizada a la reducción de los glaciares según estudios que han analizado la extensión de los glaciares, volúmenes, áreas y balances de masa (**Figura 4**). Esta revisión también indica que los glaciares se encuentran en desequilibrio con el actual sistema climático, y que esta tendencia continuará en el futuro aún si no existieran mayores alzas en las temperaturas. En este estudio, se estimó que los Andes del Sur han perdido una masa glaciar de aproximadamente 29 (± 10) Gt de hielo anual entre 2003 y 2009. En bajas latitudes, que se encuentran representadas mayoritariamente por los Andes tropicales, las pérdidas llegaron a 4 (± 1) Gt anual. La situación en los Andes tropicales es revisada más detalladamente en *Vuille et al.* [2008b]; *Vuille*, [2011]; *Rabatel et al.* [2013]. En todos los países andinos, los glaciares alcanzaron su máxima extensión neoglacial durante la Pequeña Edad del Hielo (también conocida como LIA por su nombre en inglés, *Little Ice Age*), a partir de la cual se han mantenido en una fase de retroceso. La edad de la LIA varía aproximadamente entre 100 y 450 años antes del presente (AP) dependiendo de la región andina que se trate, aunque se estima que en contadas ocasiones hay glaciares que en la actualidad están todavía en su posición máxima neoglacial, como el Glaciar Pío XI [*Rivera et al.*, 1997].

Argentina es uno de los países de la región que destaca en cuanto a estudios que se extienden hasta las antiguas glaciaciones, siendo uno de ellos el que presenta *Espizúa*, [1993] para el valle de Mendoza al abordar diferentes pulsaciones de avance desde los 360,000 años A.P. Las fluctuaciones glaciares holocénicas han sido investigadas particularmente en Patagonia, en base a las cuales se han datado importantes sistemas morrénicos en concordancia con distintas

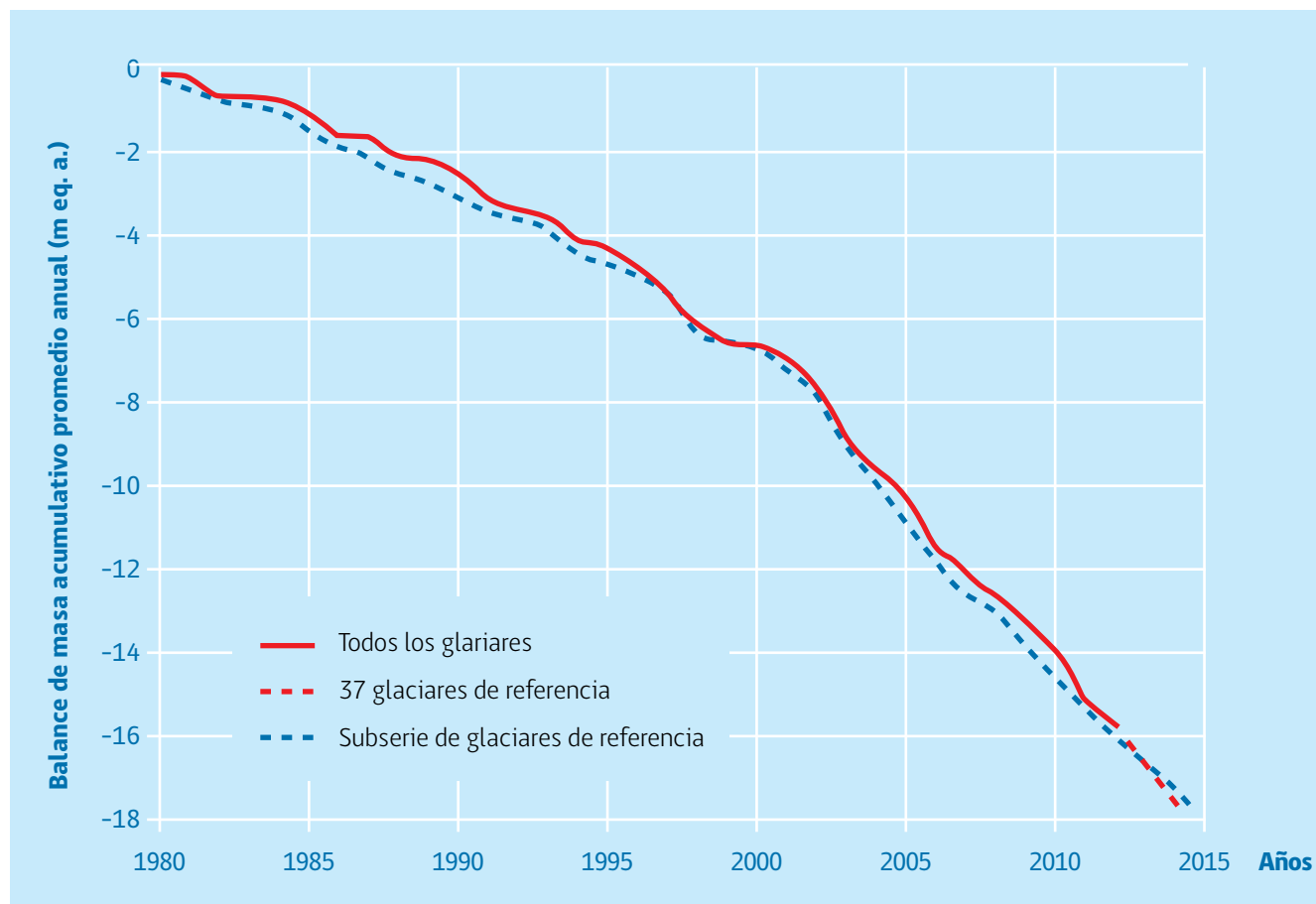
cronologías del Hemisferio Sur [Strelin *et al.*, 2008, 2011; Sugden and Warren, 1993; McCulloch *et al.*, 2000]. Entre la Pequeña Edad del Hielo y el presente se han realizado estudios extensivos desde los Andes Desérticos hasta Tierra del Fuego que advierten sobre las mayores dimensiones que presentaban los glaciares a priori el siglo XX [Masiokas *et al.*, 2009a, 2009b]. Estudios glaciológicos contemporáneos se están realizando sistemáticamente en el territorio argentino, destacando el inventario de glaciares en el Monte San Lorenzo (47°35'S) recientemente completado por Falaschi *et al.* [2013], que indicó una reducción del 19% del área englacada desde 1985. En el Glaciar Perito Moreno (50°30'S) se han registrado variaciones frontales desde principios del siglo XX, las que han mostrado condiciones relativamente estables y avances que han obstruido el brazo Sur del Lago Argentino en 23 ocasiones en los últimos 100 años. Estas obstrucciones han terminado con el colapso de un túnel que se forma bajo el frente del glaciar, por donde se vacían las aguas del brazo del lago embalsado por el hielo [Skvarca and Naruse, 1996; Skvarca, 2002; Rott *et al.*, 1998]. El último evento de este tipo terminó el 10 de Marzo del 2016, cuando una espectacular ruptura fue televisada en vivo y en directo (www.glaciologia.cl). Estos avances y posteriores rupturas están relacionados con la topografía del glaciar, la escasa profundidad (150 metros) del Lago Argentino cerca del frente glaciar, y por varios ciclos con balances de masa positivos observados en el siglo XX, los que después de algunos años de retraso han permitido el avance del glaciar [Skvarca *et al.*, 2004]. Muy diferente es la situación del Glaciar Upsala (49°44'S) que también termina en el Lago Argentino, pero que lo hace en una sección cuya batimetría supera los 600 m de profundidad, por lo que la producción de témpanos es mucho mayor, generándose un efecto dinámico que produce mayores velocidades y adelgazamiento del hielo, lo que se ha traducido en un acelerado retroceso frontal en las últimas décadas [Skvarca *et al.*, 2003].

En Bolivia se han documentado los cambios glaciares en una de las principales zonas englacadas, Cordillera Real [Ramirez *et al.*, 2001; Francou *et al.*, 2003; Soruco *et al.*, 2009a, 2009b; Ribeiro *et al.*, 2013]. Los glaciares se encontraban en un relativo equilibrio con el clima en los años '50 y '60, similar a la situación del Perú, sin embargo esto se revirtió al final de la década de los '70 [Rabatel *et al.*, 2006].

En Chile se han estudiado con especial énfasis las fluctuaciones recientes de decenas de glaciares desde el límite con el Perú hasta el extremo sur de Sudamérica, adjudicándose su retroceso al aumento de las temperaturas troposféricas durante el siglo XX [Carrasco *et al.*, 2002, 2005; Rignot *et al.*, 2003; Rasmussen *et al.*, 2007] debido al mayor derretimiento y a los cambios en las precipitaciones. En la mitad norte del país se constata un retroceso moderado, aunque con grandes repercusiones para la disponibilidad hídrica, a diferencia de cambios dramáticos acaecidos para los glaciares de la mitad sur, gatillados por condiciones locales relacionadas con controles topográficos, dinámica, desprendimiento de témpanos y volcanismo. En la zona del "Norte Chico" destaca el trabajo de Nicholson *et al.* [2009], donde se inventarió glaciares de altura de pequeñas dimensiones que son fuertemente vulnerables a los pronósticos climáticos para fines del siglo XXI. Esto no es sorprendente y está en sintonía con los cambios que experimentan los glaciares localizados un par de cientos de kilómetros más al sur –Chile central– donde hay mayor superficie de hielo que en el semiárido pero igualmente con evidencias dramáticas de retroceso y adelgazamiento en décadas recientes [Bown *et al.*, 2008]. Lo anterior resulta razonable considerando la señal de aumento de la temperatura de 0.25°/década que se detecta en la alta cordillera

Figura 4.

BALANCE DE MASA ACUMULADO DE TODOS LOS GLACIARES REPORTADOS EN EL WGMS*.

Fuente: <http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>

* WGMS, World Glacier Monitoring Service.

para la mitad norte de Chile [Falvey and Garreaud, 2009]. En la región central de Chile hay evidencia histórica de fluctuaciones glaciares negativas, las que han sido asociadas a una tendencia pluviométrica decreciente [Le Quesne et al., 2008]. Más al sur, los glaciares han sido estudiados en el contexto del volcanismo regional, determinándose retrocesos generalizados que han sido amplificados por la actividad eruptiva y efusiva en tiempos históricos [Rivera and Bown, 2013]. En la zona austral está concentrada la mayor parte de la investigación glaciológica del país. Merece hacer mención a las fluctuaciones de los glaciares localizados en el Parque Nacional Torres del Paine como el Grey y Dickson, donde se detectó una reducción areal de un 8% desde 1945 [Rivera and Casassa, 2004]; y el retroceso de 19.5 km del glaciar Jorge Montt entre el año 1898 y el 2011 [Rivera et al., 2012b]. Además se detecta adelgazamiento en numerosos glaciares [Rignot et al., 2003; Rivera and Casassa, 2004] y altas velocidades de flujo [Muto and Furuya, 2013]. En el Glaciar Jorge Montt del CHS se han reportado velocidades máximas de hasta

30 m d⁻¹ lo que representa todo un récord para glaciares de Patagonia [Rivera et al., 2012a]. Entre las pocas excepciones a la tendencia se incluyen los glaciares Perito Moreno [Sugiyama et al., 2011] y Pío XI. Este último ha avanzado [Rivera et al., 1997] y ha aumentado su espesor [Rivera and Casassa, 1999] mientras que los glaciares vecinos experimentan lo contrario. En el extremo del territorio, destaca un inventario de glaciares reciente que indicó una superficie mayor a los 3,000 km² de hielo [Bown et al., 2014].

Los glaciares de Colombia también han experimentado un proceso de reducción de área, que de 89.3 km² en la década de 1950 pasó a 43.8 km² a mediados de la década del 2000 [Ceballos et al., 2006; Morris et al., 2006; Poveda and Pineda, 2009; IDEAM, 2012].

En Ecuador, la investigación glaciológica se ha concentrado principalmente en las calotas volcánicas del Antizana, Cotopaxi y Chimborazo. El segundo de ellos perdió el 30% de su superficie entre 1976 y 1997 [Jordan et al., 2005] y 37% entre 1979 y 2007 [Cáceres, 2010]. Por su parte Chimborazo ha perdido un 57% desde 1962 a 1997 [Cáceres, 2010]. En el caso del Antizana, se constató una pérdida del 33% del hielo en el período 1979–2007 [Basantes, 2010], aunque superpuesto con pulsos de avance menores entre el año 2000 y 2008.

En México se han realizado estudios glaciológicos estrechamente conectados con la actividad volcánica y amenazas naturales en los tres principales centros que albergan glaciares. Los glaciares han respondido dramáticamente luego de las fases eruptivas, con pérdidas muy significativas del área englacada. En el volcán Popocatepetl, destaca una reducción del 19% de la superficie glaciar en tan sólo 1 año (2000–2001) a consecuencia de materiales piroclásticos y actividad explosiva en ese período [Julio-Miranda et al., 2005]. Por otra parte, en el volcán Iztaccíhuatl se han realizado prospecciones de radar para la determinación de los volúmenes de hielo allí presentes, lo cual es altamente relevante puesto que ha permitido estimar el volumen lahárico potencialmente generado durante fases eruptivas [Delgado-Granados et al., 2005].

En Perú, los glaciares retrocedieron lentamente entre 1950 y 1970, pero la tasa de retroceso se aceleró en las décadas de 1980 y 1990. La región más estudiada en este país es la de mayor cobertura glaciar, Cordillera Blanca, donde los numerosos estudios coinciden en el alto retroceso en las dos últimas décadas [Georges, 2004; Mark and Seltzer, 2005; Silverio and Jaquet, 2005; Racoviteanu et al., 2008; Burns and Nolin, 2014; Duran-Alarcon et al., 2015]. Asimismo en otras regiones englacadas del Perú, tales como Cordillera Vilcanota o Cordillera Occidental, se ha llegado a conclusiones similares [Racoviteanu et al., 2007; Peduzzi et al., 2010; Silverio and Jaquet, 2012; Salzmann et al., 2013; Lopez-Moreno et al., 2014].

En Venezuela, la extinción glaciar es casi total, existiendo al año 2011 un remanente menor a 0.1 km² [Braun and Bezada, 2013].



2. ANTECEDENTES HISTÓRICOS

2.1

ORIGEN DE LOS PROGRAMAS DE BALANCE DE MASA GLACIAR

El punto de partida del estudio sistemático de glaciares a nivel internacional se remonta al año 1894 con la fundación de la Comisión Internacional de Glaciares, cuyo objetivo era desarrollar un monitoreo glaciológico que permitiera generar conocimiento sobre los procesos relacionados con los cambios climáticos de largo plazo (<http://www.wgms.ch>). En la actualidad, los objetivos han evolucionado y se han diversificado. El WGMS (*World Glacier Monitoring Service*) en Zurich, Suiza, es el organismo heredero de esta comisión internacional, el cual tiene como objetivo recopilar los datos de balances de masa, volumen y fluctuaciones de glaciares de todo el planeta [Zemp et al., 2009].

Las primeras mediciones de balances de masa comenzaron el año 1874 y se realizaron en el Glaciar *Rhone*, en Suiza. Algunas décadas más tarde se sumó el monitoreo del Glaciar *Claridenfirn*, también en Suiza [Cogley et al., 2011]. Este último constituye la serie con datos de balance de masa más longeva del mundo, la que celebró en el año 2014 su primer centenario, con datos que han permitido estudios de modelación y de interacciones glacioclimáticas de largo plazo [Huss et al., 2007].

Desde mediados del siglo XX se han ido incorporando varios programas de balance de masa en glaciares del Hemisferio Norte, especialmente en Europa. Entre las series más destacadas de la región de Los Alpes se encuentran las de los glaciares *Sarennes* y *Saint-Sorlin* en Francia, y *Hintereisferner*, *Kesselwandferner* y *Sonnblick* en Austria, iniciadas entre los años 1949 y 1959. Los balances acumulados históricos de varios de estos glaciares muestran valores negativos aunque fuertemente variables pese a encontrarse en similares condiciones climáticas [Kuhn et al., 1985; Vincent et al., 2005].

En la década de 1950 también se produjo un aumento en el número de programas de monitoreo en Norteamérica. Una de las series de mayor antigüedad es la del Glaciar *South Cascade*, Washington, donde el USGS (*United States Geological Survey*) inició un programa de monitoreo el año 1958 [Rasmussen and Conway, 2001]. También en Norteamérica, existe un registro de larga duración para el Glaciar *White* (Ártico Canadiense), que ha sido monitoreado ininterrumpidamente desde el año 1959 [Cogley et al., 1996].

La serie de Boletín de Balance de Masa tal como la conocemos hoy, fue diseñada a principios de la década de los 1990 y ha facilitado en forma significativa el acceso global a esta información [WGMS, 2015]. En el año 2013–2014 se reportaron datos de balance de masa para 134 glaciares a nivel global, todos los cuales fueron incluidos en la serie bianual del WGMS (<http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>), donde se registran sólo las mediciones realizadas con el método glaciológico. La mayoría de estos glaciares están ubicados en el Hemisferio Norte, especialmente en Europa, pero hay un importante número de glaciares en Sudamérica. Estas mediciones son vitales para entender las interrelaciones entre clima y glaciares y sus repercusiones en los recursos hídricos que generan [UNEP, 2007].

Para más detalles de la historia, los resultados y los alcances de los programas de balance de masa, revisar la literatura disponible en http://wgms.ch/literature_selected/.

PROGRAMAS ACTUALES DE BALANES DE MASA EN LATINOAMÉRICA

2.2

Los glaciares de Latinoamérica están experimentando un proceso de deglaciación creciente debido a los cambios climáticos en curso, en particular a los aumentos de temperaturas y una mayor variabilidad en las precipitaciones [Haylock, et al., 2006; Quintana and Aceituno, 2012]. Estos cambios afectarán la disponibilidad de recursos hídricos provenientes de glaciares, por lo que es fundamental adaptarse a este nuevo escenario climático adverso.

No obstante la importancia de sus glaciares, la contribución de Latinoamérica a la red mundial de balance de masa es limitada, en parte por las dificultades logísticas que presentan los glaciares ubicados a gran altura especialmente en los Andes Tropicales, y también por las limitaciones financieras y de personal en las instituciones que realizan dichas mediciones. Esta situación explica que Sudamérica sea una región sub-representada a nivel global, con sólo 10 series de moderada antigüedad (Tabla 4). En la Tabla 5, pueden verse además los últimos datos reportados al WGMS para la región Sudamericana.

De acuerdo a los inventarios y actualizaciones permanentes que realizan los investigadores de los países de esta región, en los Andes existe una superficie englacada de 31,173 km² distribuida en 42,368 glaciares desde México hasta el extremo austral del continente. De este total, un 45% se localiza en el Campo de Hielo Sur y sus glaciares aledaños (Tabla 3), que constituyen las principales masas de hielo del Hemisferio Sur fuera de Antártica [Rignot et al., 2003].

Tabla 4.

BALANES DE MASA ACUMULADOS EN SUDAMÉRICA. Fuente: <http://wgms.ch>⁽¹⁾

| Glaciar | País | Período ⁽²⁾ | Balance Acumulado (m eq. a.) |
|----------------------------|-----------|------------------------|------------------------------|
| Antizana 15 Alpha | Ecuador | 1995–2014 | -10.6 |
| Artesonraju ⁽³⁾ | Perú | 2005–2014 | -6.3 |
| Chacaltaya ⁽⁴⁾ | Bolivia | 1992–2008 | -23.5 |
| Conejeras | Colombia | 2006–2015 | -23.4 |
| Echaurren Norte | Chile | 1976–2015 | -17.3 |
| Guanaco | Chile | 2003–2015 | -6.41 |
| Martial Este | Argentina | 2000–2014 | -3.4 |
| Piloto Este ⁽⁵⁾ | Argentina | 1980–2003 | -10.50 |
| Yanamarey ⁽³⁾ | Perú | 2005–2014 | -9.7 |
| Zongo | Bolivia | 1992–2013 | -10.7 |

(1) Datos preliminares al día 30 de marzo del 2016.

(2) El período hidrológico se expresa como el rango de tiempo entre dos años de monitoreo (en inglés *survey year*) sucesivos. A modo de ejemplo, el primer año de monitoreo del glaciar Antizana 15 Alpha es 1995. El período hidrológico se extiende entre las siguientes fechas por país:

Argentina y Chile: Abril 1 a Marzo 31 del año siguiente

Bolivia y Perú: Septiembre 1 a Agosto 31 del año siguiente

Colombia y Ecuador: Enero 1 a Diciembre 31

(3) Valor acumulado no incluye dato de 2011 (no disponible).

(4) Desapareció el año 2010.

(5) Fuente: [Leiva et al., 2007].

Tabla 5.

BALANCES DE MASA REPORTADOS AL WGMS EN AÑOS RECIENTES (m eq. a.).Fuente: <http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>

| Nombre glaciar | Balace de masa 2012 | Balace de masa 2013 | Balace de masa 2014 | Balace de masa 2015 | Investigadores Instituciones |
|-------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---|
| ARGENTINA | | | | | |
| Brown Superior | -1.54 | -0.82 | -1.36 | -2.39 | Gabriel Cabrera y Juan Carlos Leiva (IANIGLA) |
| Conconta Norte | -1.54 | -0.74 | -1.78 | -2.89 | |
| Los Amarillos | -0.75 | -0.48 | -0.95 | -1.10 | |
| Martial Este | -0.32 | 0.15 | 0.54 | n/d* | Rodolfo Iturraspe y colaboradores (UNTDF) |
| BOLIVIA | | | | | |
| Charquini Sur | -0.04 | 0.02 | n/d | n/d | Alvaro Soruco y colaboradores (GREATICE) |
| Zongo | -0.82 | 0.06 | n/d | n/d | |
| CHILE | | | | | |
| Amarillo | -0.55 | -0.90 | -1.32 | -1.39 | Gabriel Cabrera y Juan Carlos Leiva (IANIGLA) |
| Guanaco | -0.71 | -0.51 | -0.88 | -1.13 | Andrés Rivera y colaboradores (CECs) |
| Echaurren Norte** | -2.38 | -1.03 | -0.94 | -1.72 | Gonzalo Barcaza y colaboradores (DGA) |
| COLOMBIA | | | | | |
| Conejeras | -2.15 | -3.80 | -3.71 | -4.91 | Jorge Luis Ceballos y colaboradores (IDEAM) |
| ECUADOR | | | | | |
| Antizana 15 Alpha | -0.42 | -0.45 | -0.26 | n/d | Bolivar Cáceres y colaboradores (INAMHI) |
| PERÚ | | | | | |
| Artesonraju | -0.35 | -0.45 | -0.34 | n/d | Luzmila Dávila y colaboradores (UGRH/ANA) |
| Yanamarey | -1.26 | -1.25 | -1.41 | n/d | |

* n/d Sin datos.

** Echaurren Norte es el único glaciar considerado de referencia por tener más de 30 años de datos.

GRUPO DE TRABAJO DE NIEVES Y HIELOS (GTNH)

2.3

Ante la necesidad de promover e incentivar las actividades de investigación regional en temas glaciológicos, en el mes de marzo de 2003 se constituyó en la ciudad de Valdivia, el GTNH, grupo de trabajo asociado al Programa Hidrológico Internacional (PHI/UNESCO), que se formó con apoyo de ICSI (*International Commission on Snow and Ice*) y del IRD-Francia (*Institut de Recherche pour le Développement*). El objetivo principal del GTNH es el impulso a la investigación científica en materia de glaciología y nivología, coordinando esfuerzos y recursos, brindando un marco de discusión, colaboración, intercambio de conocimientos y capacitación en estas disciplinas, contribuyendo así al objetivo principal del PHI de mejorar la calidad de vida de los habitantes de la región a través del desarrollo científico y tecnológico de las ciencias del agua.

Los países que conforman esta agrupación son México, Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia, Brasil, Argentina y Chile (**Figura 3**), los que han mantenido una actividad en forma ininterrumpida desde su creación hasta el presente, mediante reuniones y talleres de frecuencia anual. Las autoridades del GTNH están constituidas por un Coordinador y un Vicecoordinador que se renuevan en forma bianual, siendo elegidos por sus pares. Tanto el coordinador como el Vicecoordinador deben ser representantes nacionales ante el PHI.

El GTNH se reunió por última vez en la ciudad de Quito (Noviembre 2013), cumpliendo con el mandato de continuar con las actividades científicas habituales, desarrollando trabajo de campo, haciendo colaboraciones en proyectos de investigación y participando en reuniones de cooperación internacional. A partir de 2014 la agrupación ha sido elevada a la categoría de Programa Regional de Nieves y Hielos de UNESCO, manteniendo el énfasis en los programas de balances de masa por su relevancia científica, la organización de una próxima conferencia internacional de amplia convocatoria y la redacción de este esperado manual.

ACTIVIDADES POR PAÍS

2.4

En México hace unos 15 años habían aproximadamente 20 glaciares con un área total de 11.01 km² [Lorenzo, 1964; Delgado-Granados et al., 2005, 2007]. Uno de los tres principales centros volcánicos englaciados en este país es el Citlaltépetl o Pico de Orizaba, donde se ha detectado un retroceso importante de sus glaciares durante las últimas décadas [Palacios and Vásquez, 2010]. En el Glaciar Norte del Pico de Orizaba se implementó una red de balizas en el año 2012, las que han sido medidas limitadamente desde entonces debido a la abrupta topografía. No existen aún datos publicados. Los glaciares del Volcán Popocatépetl prácticamente desaparecieron por los cambios climáticos de mediano plazo, y en particular por la actividad del volcán homónimo [Delgado-Granados et al., 2007]. En la actualidad, el área glaciar ha sido estimada en 0.86 km² distribuida en 3 glaciares (**Tabla 3**).

En Colombia existen seis glaciares principales que totalizan un área de 45.3 km² [IDEAM, 2012]. En este país se ha realizado un monitoreo desde el año 2006 [Ceballos and Tobón, 2007], con una frecuencia mensual para el Volcán Nevado Santa Isabel y bimensual para la Sierra Nevada de El Cocuy. Se estima que estos sitios son representativos de los glaciares de Colombia, los que se encuentran distribuidos sobre centros volcánicos y sierras nevadas. Las observaciones de balance de masa se han complementado con una serie de estaciones hidro-meteorológicas para analizar el sistema hidro-climático de alta montaña, además de monitorear el balance energético y la evolución reciente de las lenguas glaciares dado el alto retroceso en las últimas décadas.

En Ecuador existen 95 glaciares con un área total de 47.8 km² [Cáceres, 2010]. En este país los programas de balance de masa actualmente en curso se realizan en dos glaciares del Nevado Antizana (Glaciar Antizana 15 Alpha y Glaciar Los Crespos), localizado en la Cordillera Oriental. Mensualmente se realizan mediciones de balizas. También se realiza un mapeo anual de los frentes glaciares con GPS. En el Glaciar Antizana 15 Alpha, la serie se ha extendido desde el año 1995 y se contribuye sistemáticamente al reporte del WGMS. En la periferia de este glaciar se han instalado estaciones meteorológicas automáticas que permiten realizar diversas mediciones de variables meteorológicas (velocidad y dirección del viento, temperatura, radiación incidente y reflejada, precipitación, altura de nieve). Se ha previsto que en otros glaciares localizados en la Cordillera Occidental como por ejemplo Carihuairazo, donde anteriormente se medía el balance de masa [Cáceres et al., 2008], se reinicien los monitoreos a partir del año 2015 (Cáceres, comunicación personal).

En Bolivia hay 1,105 glaciares con un área total de 346.44 km² [Edson Ramirez, comunicación personal]. El programa de balance de masa en Bolivia comenzó en 1991 con apoyo del IRD que realizó mediciones en dos glaciares de la zona del Huayna Potosí: los glaciares Zongo y Chacaltaya [Ramirez and Francou, 1997; Francou et al., 2000, 2005]. Actualmente se continúan las mediciones en el Glaciar Zongo [Soruco et al., 2014], puesto que el Glaciar Chacaltaya desapareció completamente en el año 2010 [Rabatel et al., 2013]. En la actualidad se mide además del Zongo el Glaciar Charquini Sur.

En Perú hay 2,679 glaciares con un área total de 1,298.6 km² [ANA, 2014], distribuidos en 19 cordilleras nevadas principales. Los estudios glaciológicos en este país han estado fuertemente vinculados a la evaluación de riesgos por los efectos de los cambios climáticos y el fenómeno del Niño, en los glaciares y lagunas altoandinas [Portocarrero, 1995; Bury et al., 2011; Chevalier et al., 2011]. Los programas de balance de masa más importantes se realizan en los glaciares Yanamarey y Artesonraju, localizados en la Cordillera Blanca [Ames and Francou, 1995; Vuille et al., 2008b], aunque también hay trabajos en la Cordillera Vilcanota, en el sur del Perú [Ames and Francou, 1995].

En Argentina se han inventariado (**Tabla 3**) los glaciares de gran parte del país [IANIGLA, 2014]. En la cordillera andina central del país, hay un programa de monitoreo de balance de masa que se inició el año 1979 en el Glaciar Piloto Este [Leiva, 2002]. Este programa se enmarca en un período de expansión y consolidación del Instituto Argentino de Nivología y Glaciología (IANIGLA), creado en el año 1972, y que a fines de los años setenta comenzó una etapa de investigaciones especialmente en el ámbito de las ciencias climáticas, glaciológicas y geológicas. A partir del año 2000 se amplió la red de monitoreo hasta los Andes de la Isla de Tierra del Fuego, con mediciones sistemáticas en el Glaciar Martial Este, donde ya existen 15 años de datos ininterrumpidos contribuidos al WGMS (**Tabla 5**). En esta región también se están realizando mediciones sistemáticas en los glaciares Vinciguerra, Martial central Sur y Alvear Este, monitoreados desde 2003 el primero y desde 2008 los dos restantes. A partir de los contrastes en los tamaños y rangos altitudinales de estos glaciares, se confirma una fuerte variabilidad espacial en la región austral. La periodicidad de visitas a cada uno de los glaciares antes mencionados es mensual durante el período estival. Desde 2010 se han incorporado los glaciares Brown Superior, Conconta Norte y Los Amarillos, localizados en la zona fronteriza entre Argentina y Chile (Lama), como parte de los requerimientos en los procesos de evaluación de impacto ambiental exigidos a faenas mineras en torno a glaciares [Cabrera and Leiva, 2012; Cabrera, 2014].

En Chile, la Dirección General de Aguas (DGA) ha inventariado los glaciares de prácticamente todo el país [DGA, 2015]. Las mediciones de balance de masa fueron iniciadas por la DGA en el año 1975 en el Glaciar Echaurren Norte de Chile Central, constituyéndose en el programa continuo de balance de masa más antiguo de Sudamérica [DGA, 2010]. En el norte del país se iniciaron mediciones el año 2002 en el Glaciar Guanaco, las que fueron financiadas por el proyecto minero Pascua Lama, pero que dejaron de realizarse a mediados del año 2015 debido al término de dicho financiamiento [CECs, 2015]. En el resto del país se han medido varios glaciares, como por ejemplo en el Volcán Mocho-Choshuenco [Bown *et al.*, 2007], pero no se ha logrado obtener series continuas. A nivel nacional la DGA estudia numerosos glaciares y dispone de 22 estaciones meteorológicas fijas equipadas con transmisión satelital, y al 2018 se pretende llegar a un número estimado de 30 a nivel nacional, que operarán entre la cuenca del Río Elqui (30° sur) por el norte, hasta el Glaciar Tyndall (51° sur) en Campo de Hielo Sur, cubriendo la mayor parte de las regiones climáticas de la Cordillera de Los Andes. Otros glaciares son estudiados por organismos privados o académicos, por ejemplo en la cuenca alta del Olivares [CECs, 2014b], el Glaciar Tapado [Strauch *et al.*, 2006; Oliva *et al.*, 2009; Lhermitte *et al.*, 2014; Monnier *et al.*, 2014], el Glaciar Tyndall [Godoi *et al.*, 2003; Araos *et al.*, 2007], entre otros.

Organismos a cargo de bases de datos y monitoreos

2.4.1

El organismo que recopila los estudios de balance de masa, variaciones frontales y cambios areales de glaciares a nivel mundial es el WGMS. Este organismo mantiene una estrecha colaboración con el NSIDC (*National Snow and Ice Data Center*, <http://www.nsidc.org>) de los EEUU y la iniciativa GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*, <http://www.glims.org>), que están encargados de la recopilación de datos de glaciares obtenidos con sensores remotos. El WGMS administra y distribuye tres bases de datos principales; i) el boletín de balance de masa, ii) fluctuaciones de glaciares y iii) inventario mundial de glaciares. Esta información es de libre acceso a través de la plataforma web del WGMS (<http://www.wgms.ch/>). Respecto al reporte de balances de masa, este se prepara para un conjunto de glaciares de referencia de todo el mundo (**Figura 4**) en intervalos de 2 años [WGMS, 2015].

Las instituciones de Latinoamérica que colaboran al reporte de balance de masa son mayoritariamente agencias de gobierno relacionadas con la administración de recursos naturales o instituciones universitarias o centros de estudios científicos, donde se realiza investigación en el ámbito de la glaciología, hidrología y/o volcanología.

En México el organismo que está a cargo del monitoreo de los glaciares es el Departamento de Geofísica de la Universidad Nacional de México (UNAM).

En Colombia el monitoreo es realizado por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM). Esta entidad gubernamental técnica está adscrita al Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible encargada de la investigación y seguimiento de la dinámica glacial, la que colabora estrechamente con el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS), adscrito al Ministerio de Minas y Energía, hoy denominado Servicio Geológico Colombiano.

En el Perú el monitoreo glaciológico y la representación ante el WGMS para el caso de los glaciares localizados en la Cordillera Blanca, está a cargo de los investigadores de la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH) con asiento en Huaraz de la Autoridad Nacional del Agua (ANA), quienes realizan los inventarios glaciares,

como el estudio de las fluctuaciones de glaciares y de lagunas alto andinas en todo el país, con la finalidad de prevenir y mitigar los riesgos asociados a la generación de avalanchas, aluviones y desbordes de lagunas de origen glaciar. Adicionalmente, la UGRH colabora con el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI-Ministerio del Ambiente) en el monitoreo mediante estaciones AWS en dos cordilleras nevadas del Sur del Perú (Wilcanota y Ampato). La reciente creación del Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM), organismo técnico que hoy ostenta la máxima autoridad en la materia, tiene por objetivo fomentar y expandir dicha investigación a nivel país sin perjuicio de las competencias y funciones específicas ya asignadas a otras unidades del Estado.

La investigación glaciológica en Bolivia se realiza principalmente en la Universidad Mayor de San Andrés (UMSA), y sus Institutos de Hidráulica e Hidrología (IHH) y de Investigaciones Geológicas y del Medio Ambiente (IGEMA). Con ellos colaboran varias instituciones del extranjero entre las que destaca el IRD.

En Ecuador, el programa de balance de masa es realizado por el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) desde el año 1998. En las Islas Shetland del Sur, Península Antártica, INAMHI trabaja en colaboración con el Instituto Antártico Ecuatoriano (IAE) en la implementación de una red de balizas, la que se espera que en lo venidero entregue resultados de balances de masa.

En Argentina, el IANIGLA es el organismo que coordina las actividades de investigación conjuntamente con la Autoridad Ambiental de ese país. En materia de balances de masa, este instituto trabaja especialmente en la Cordillera Central, con especialistas en glaciares, ambiente periglacial, cambio climático y paleoclima. En Tierra del Fuego, el balance de masa es realizado conjuntamente entre la Dirección General de Recursos Hídricos y la Universidad Nacional de Tierra del Fuego (UNTDF), ambos organismos con asiento en Ushuaia, mejorándose la instrumentación del Glaciar Martial en el marco del proyecto *EPIC FORCE* financiado por la Unión Europea y el balizamiento del Glaciar Vinciguerra. Así también, el Instituto Antártico Argentino (IAA) es el encargado de realizar el monitoreo del balance de masa del Glaciar Bahía del Diablo, Península Antártica, desde hace 10 años [Marinsek and Ermolin, 2015].

En Chile, en el año 2008 se creó la Unidad de Glaciología dependiente de la DGA del MOP, la que inició un programa glaciológico nacional tendiente a inventariar, estudiar y monitorear glaciares a lo largo del país. En 2009 la DGA publicó la Estrategia Nacional de Glaciares que fue encargada al Centro de Estudios Científicos (CECs) de Valdivia [DGA, 2009], cuya implementación gradual de largo plazo permitirá conocer la respuesta presente y futura de los glaciares al calentamiento global. La estrategia apunta a conocer la cantidad y superficie de glaciares por cuenca hidrográfica, el volumen de hielo equivalente en agua de los glaciares, su aporte hídrico en términos de escorrentía superficial, y su evolución en contexto de cambio climático. La Estrategia Nacional de Glaciares, está sustentada en 5 niveles de observación jerárquica (*Global Hierarchical Observing Strategy, GHOST*) para estudiar todos los glaciares del país con distintos niveles de detalle a un plazo de 20 años. Entre otros centros que estudian glaciares en Chile, están el CEAZA, el CECs y la UMAG.



W

3. CONCEPTOS BÁSICOS

Este libro se centra en las mediciones de balance de masa, para lo cual se hace una revisión de los aspectos teóricos, técnicos y prácticos relevantes para la determinación de un balance de masa con el método glaciológico. Muchos otros temas que sin duda se relacionan con el balance de masa, pero requieren un tratamiento más detallado no serán incluidos aquí, por ejemplo: reología del hielo, dinámica del hielo, balance de energía, producción de témpanos, hidrología glaciaria, geomorfología glacial, entre otros. Para un estudio teórico en glaciología general, recomendamos los textos de: [Lliboutry, 1956; Hooke, 2005; Benn and Evans, 2010; Cuffey and Paterson, 2010; Van der Veen, 2013], entre otros.

3.1

GLACIAR

Existen múltiples definiciones de glaciar, destacando la propuesta por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático [IPCC, 2001], que lo define como una "masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes; la topografía del lecho de roca es el factor que ejerce mayor influencia en la dinámica de un glaciar y en la pendiente de su superficie. Un glaciar subsiste merced a la acumulación de nieve a gran altura, que se compensa con la fusión del hielo a baja altura o la descarga en el mar". Los glaciares así definidos, pueden adquirir numerosas formas, desde glaciares que producen témpanos en fiordos y lagos como los ubicados en el extremo sur de Sudamérica, que corresponde a la imagen popular de un glaciar, hasta los llamados glaciares rocosos, que corresponden a masas de hielo mezcladas con rocas en proporciones variables y cubiertos por una capa de detritos, presentando una morfología superficial que evidencia el flujo del hielo subyacente.

En el proyecto GLIMS se propone la siguiente definición: "Un glaciar está formado por un cuerpo de hielo y nieve que se observa al final de la temporada de deshielo, o, en el caso de los glaciares tropicales, después del derretimiento de la nieve transitoria. Esto incluye, como mínimo, todos los afluentes y alimentadores conectados que contribuyen hielo en el glaciar principal, además de todo el hielo cubierto de escombros. Se excluyen todos los de tierra expuesta, incluyendo nunataks. Una plataforma de hielo después de la zona de conexión a tierra de dos o más glaciares que está flotando en el mar se considerará como un glaciar separado". Esta definición está basada en la teledetección, por lo tanto no implica el movimiento del hielo [Kargel et al., 2014].

Los glaciares fluyen en forma relativamente lenta (desde algunos centímetros hasta algunos kilómetros por año) principalmente gobernados por la fuerza de gravedad [Cuffey and Paterson, 2010]. Sin embargo, esta definición se hace más compleja al considerar que:

1. Incluso la nieve invernal o estacional muestra propiedades de flujo.
2. Pueden existir masas de hielo perenne de dimensiones importantes que no

evidencian flujo. Lo que puede deberse a una topografía que no permite el flujo, o al estancamiento de un glaciar anteriormente activo.

Otro caso problemático son las acumulaciones de hielo perenne alimentado por avalanchas desde glaciares colgantes activos, las que frecuentemente muestran poco movimiento. A esto, pueden sumarse otras complicaciones, como la existencia de masas de hielo cubiertas de material morrénico o de origen volcánico, el cual puede alcanzar a tener una gran proporción, representando más del 50% del volumen total, resultando en una morfología ondulada que evidencia la existencia de flujo, típica de los denominados glaciares de roca [DGA, 2009].

Como parte de los requerimientos de la Estrategia Nacional de Glaciares de Chile [DGA, 2009], se propuso una definición más operativa, práctica y fácil de aplicar mediante el uso de sensores remotos satelitales: *Glaciar es toda superficie de hielo y nieve permanente generada sobre suelo, que sea visible por períodos de al menos 2 años y de un área igual o superior a 0.01 km² (una hectárea). O cualquier superficie rocosa con evidencia superficial de flujo viscoso, producto de un alto contenido de hielo actual o pasado en el subsuelo.*

Esta definición pudiera no incluir algunos glaciares reconocidos como tales por la academia (como los muy pequeños) o pudiera incluir algunos cuerpos que no corresponderían a glaciares según otras definiciones (como los glaciares de roca inactivos o fósiles), pero estos sesgos son menores.

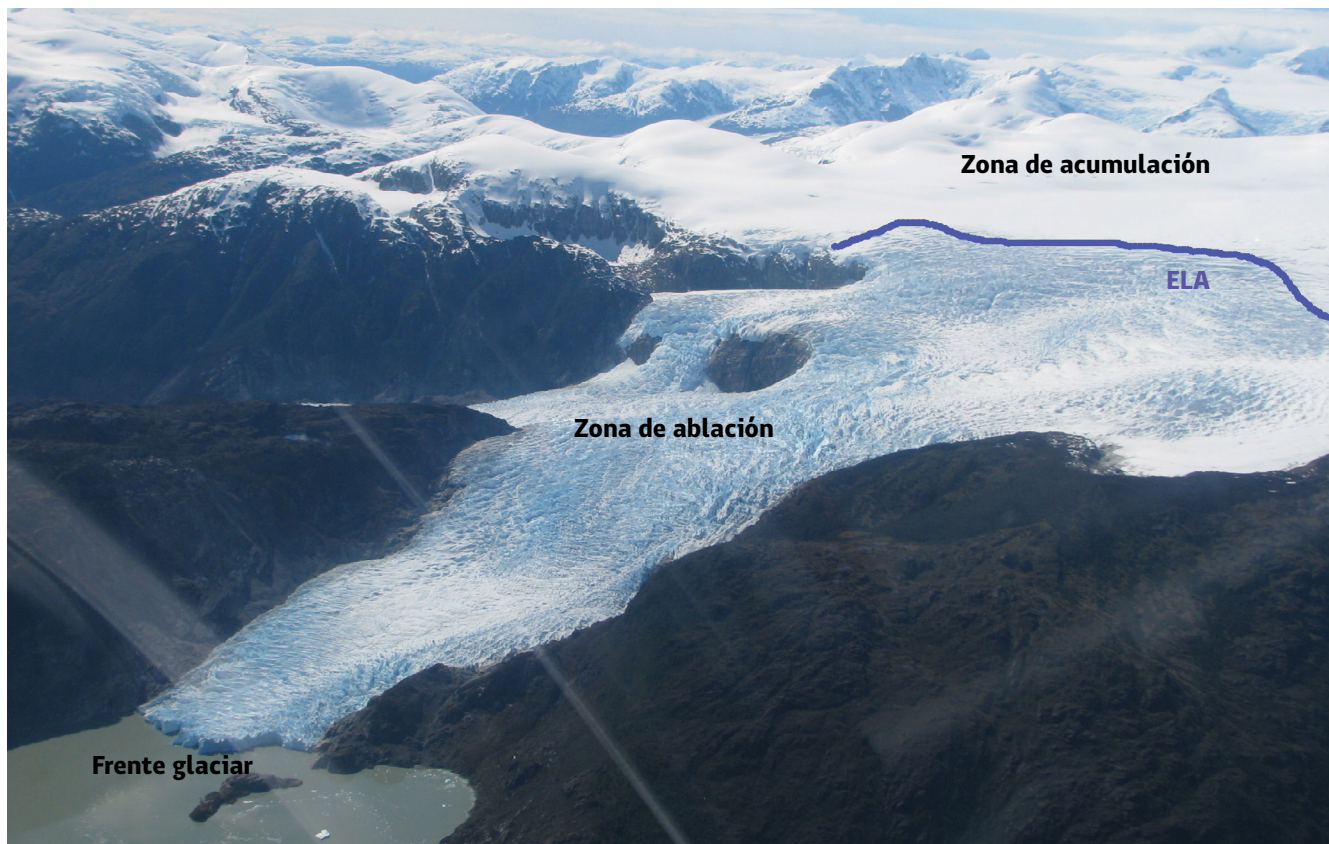
Por otra parte, durante el mes de octubre del año 2010 se promulgó la Ley 26.639, referente a la preservación de glaciares y del ambiente periglacial en Argentina [Argentina, senado y cámara de diputados de la nación, 2010]. El artículo 2° de esta ley define a un glaciar como: *"una masa de hielo perenne estable o que fluye lentamente, con o sin agua intersticial, formado por la recristalización de nieve, ubicado en diferentes ecosistemas, cualquiera sea su forma, dimensión y estado de conservación. Son parte constituyente de cada glaciar el material detrítico rocoso y los cursos internos y superficiales de agua".* Además, este artículo también define al ambiente periglacial en la alta montaña como: *"el área con suelos congelados que actúa como regulador del recurso hídrico. En la media y baja montaña al área que funciona como regulador de recursos hídricos con suelos saturados en hielo".*

Zonificación teórica de un glaciar

3.1.1

Un glaciar se divide en dos zonas principales a lo largo de su perfil altimétrico; una "zona de acumulación" (donde se produce ganancia neta de masa al cabo de un año hidrológico) y una "zona de ablación" (caracterizada por la pérdida de masa al final de ese período). La primera de ellas se desarrolla desde las nacientes hasta la "Línea de Equilibrio Altitudinal", conocida simplemente como "ELA" (o Línea de equilibrio), la cual representa los puntos del glaciar con balance de masa "cero" debido a que los procesos de acumulación y ablación se igualan. La zona de ablación se desarrolla a partir de esta isolínea hasta el frente o *terminus*. (**Figura 5**). En glaciares templados (donde no existe hielo sobreimpuesto), la ELA a menudo se encuentra cercana a la línea de nieve de final del verano [Cuffey and Paterson, 2010]. En glaciares donde la acumulación interna es despreciable, ELA corresponde a la línea media de nieve anual. Determinar la extensión de la ELA en terreno es la forma más precisa y exacta, pero es una tarea laboriosa que no siempre es factible en glaciares de grandes dimensiones [Kaser et al., 2003]. Por este motivo, el uso de imágenes satelitales (e.g., fotografías aéreas, LANDSAT ETM+, SAR, entre otros) es de gran utilidad, sobre todo cuando el límite inferior del hielo sobreimpuesto y

Figura 5. ESQUEMA DE ZONIFICACIÓN GLACIAR. LÍNEA DE EQUILIBRIO (ELA). Fuente: Andrés Rivera.



la línea de nieve es fácilmente reconocible [Østrem and Brugman, 1991]. La razón entre el área de acumulación y el área total del glaciar, denominada AAR (*Accumulation-Area Ratio*), es otro parámetro importante a considerar para la descripción del balance de masa de un glaciar [Østrem and Brugman, 1991].

Los procesos de ganancia (acumulación) o pérdida (ablación) de masa se producen tanto en superficie como a nivel intraglacial y basal. Los procesos internos y subglaciales sin embargo, tienden a ser ignorados.

En la superficie del glaciar, el proceso de acumulación incluye la nieve caída, la nieve transportada por el viento, avalanchas, y eventualmente escarcha. La **Figura 6** muestra una típica zona de acumulación.

A continuación, se describen brevemente las sub-zonas (según los procesos de transformación y propiedades de la nieve depositada) de la zona de acumulación de un glaciar (**Figura 7**). Para mayores detalles referirse a *Cuffey and Paterson* [2010].

- 1. Zona de nieve seca.** La fusión es inexistente. El límite entre esta zona y la siguiente se denomina línea de nieve seca.
- 2. Zona de percolación.** Se advierte cierta fusión de nieve. El agua puede percolar en la nieve cierta profundidad antes de recongelar. El agua también puede desplazarse lateralmente de forma que cuando se recongela forma una capa de hielo o una lente de hielo. Los conductos verticales de agua también recongelan cuando

Figura 6.

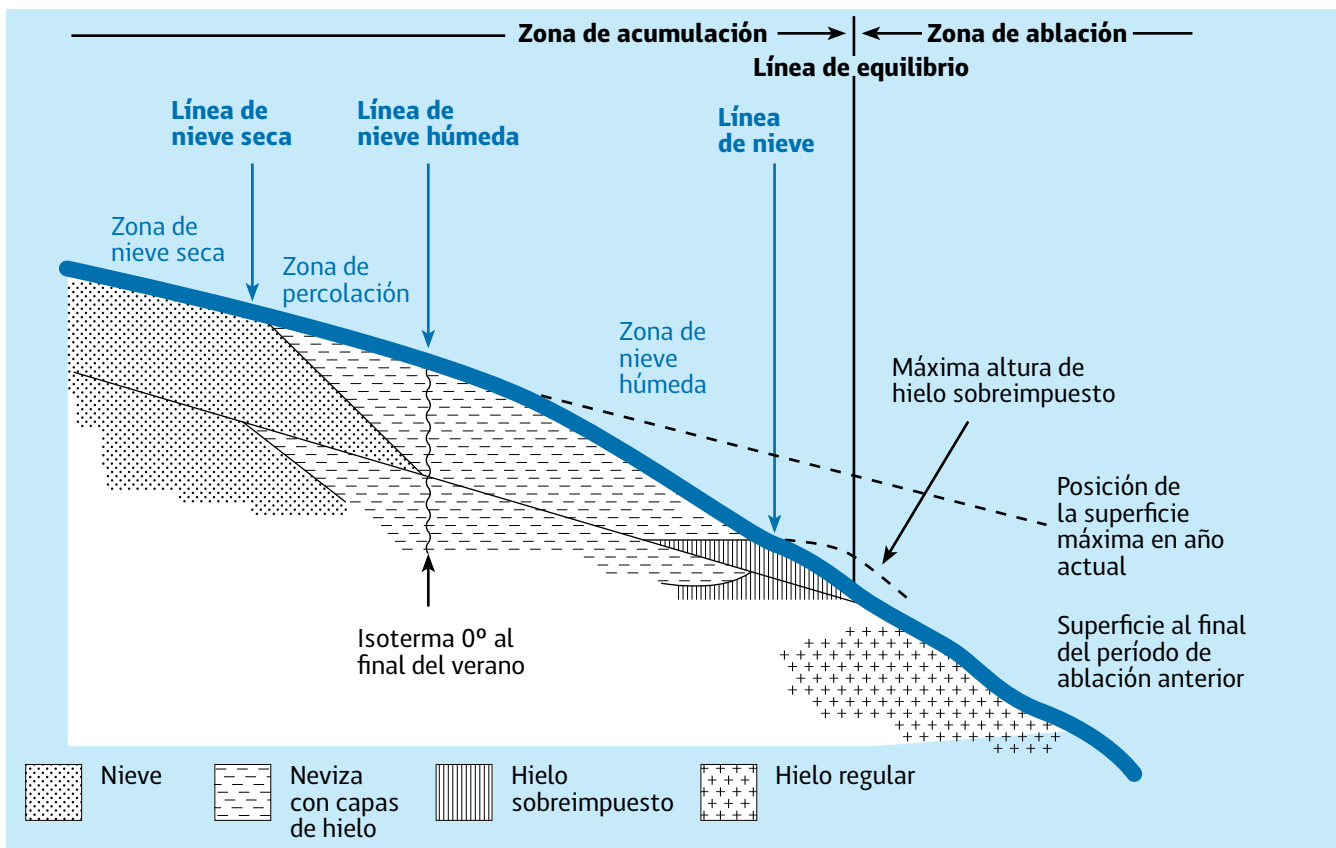
ZONA DE ACUMULACIÓN EN EL PLATEAU DEL CAMPO DE HIELO SUR, CHILE. Fuente: Andrés Rivera.



Figura 7.

ESQUEMA GENERAL DE LA ZONA DE ACUMULACIÓN Y ABLACIÓN DE UN GLACIAR.

Fuente: Adaptado de [Menziés, 1995].



el suministro de agua es cortado y forman estructuras tubulares. La cantidad de agua de fusión producida durante el período de ablación aumenta en general con la disminución de la altitud. Avanzando glaciar abajo, eventualmente se alcanza un punto donde, a fines del período de ablación, toda la nieve depositada desde el término del período de ablación anterior, ha sido llevada a la temperatura de fusión. Este punto es conocido como línea de nieve húmeda.

3. Zona de nieve húmeda. La nieve que se encuentra en esta zona desde el término del período de ablación anterior ha sido llevada a 0°C. La percolación por la fusión del agua es menor.

4. Zona de hielo sobreimpuesto. En las zonas de percolación y de nieve húmeda el material se compone de capas de hielo, lentes y glándulas, separadas por capas y masas de nieve y neviza. A menores altitudes, sin embargo, se produce tal cantidad de agua de fusión que las capas de hielo se unen en una masa continua conocida como hielo sobreimpuesto. El término "zona de hielo sobreimpuesto" se restringe a la región donde hay un incremento anual de hielo sobreimpuesto aflorando a la superficie. El límite entre las zonas de nieve húmeda y de hielo sobreimpuesto se denomina Línea de Nieve. El límite inferior de la zona de hielo sobreimpuesto se define como Línea de Equilibrio. Sobre ella, el glaciar mantiene una ganancia de masa durante el año. Bajo ella hay una clara pérdida.

Por otra parte, el proceso de ablación (pérdida de masa en todas sus formas) incluye: la fusión, deflación (nieve transportada por el viento), avalanchas o caídas de hielo desde el frente de un glaciar, el desprendimiento de témpanos en un lago, y la sublimación. Los cambios en la superficie del glaciar son los que dominan el balance de masa.

3.2

DIAGÉNESIS DEL HIELO

La formación del hielo es un proceso que puede tomar décadas en completarse [Paterson, 1994]. Comienza a partir de la acumulación de nieve y sobreposición continua (mayor presión sobre la nieve más profunda). El tiempo que tarda la nieve en transformarse en hielo depende de la temperatura (derretimiento y recongelación). Por ejemplo, esta transformación es mucho más rápida en glaciares que experimentan períodos alternados de derretimiento y recongelación, como es el caso de regiones templadas, a diferencia de glaciares localizados en Antártica donde dominan las temperaturas bajo los 0°C. Los mecanismos que controlan la transformación de neviza a hielo varían a lo largo del glaciar, y por lo tanto para este caso es mejor subdividir las partes de un glaciar considerando la temperatura y las características físicas del material cercano a la superficie.

3.2.1

Definiciones

La nieve es la precipitación sólida sin grandes alteraciones; mientras que la neviza es el material intermedio entre la nieve y el hielo, o bien la nieve húmeda que ha pasado durante la temporada de ablación sin ser transformada en hielo. La neviza también incluye a la nieve alterada en los glaciares polares donde no hay derretimiento. Una forma de diferenciarlos es considerar la densidad de cada uno (**Tabla 6**).

La neviza se transforma en hielo glaciar cuando los espacios intersticiales llenos con aire o con agua son sellados, un proceso conocido como "sellamiento de poros" (*pore close-off*). La **Figura 8** ilustra el proceso de transformación de nieve recién caída hasta la consolidación cristalográfica de los granos para formar el hielo glaciar. Cuando la densidad es cercana a 830 kg m⁻³ este proceso concluye. En el hielo glaciar existen burbujas de aire confinadas cuya compresión contribuye al incremento de la densidad del hielo. En la **Figura 8** se muestra un esquema explicativo del proceso que requiere la diagénesis del hielo.

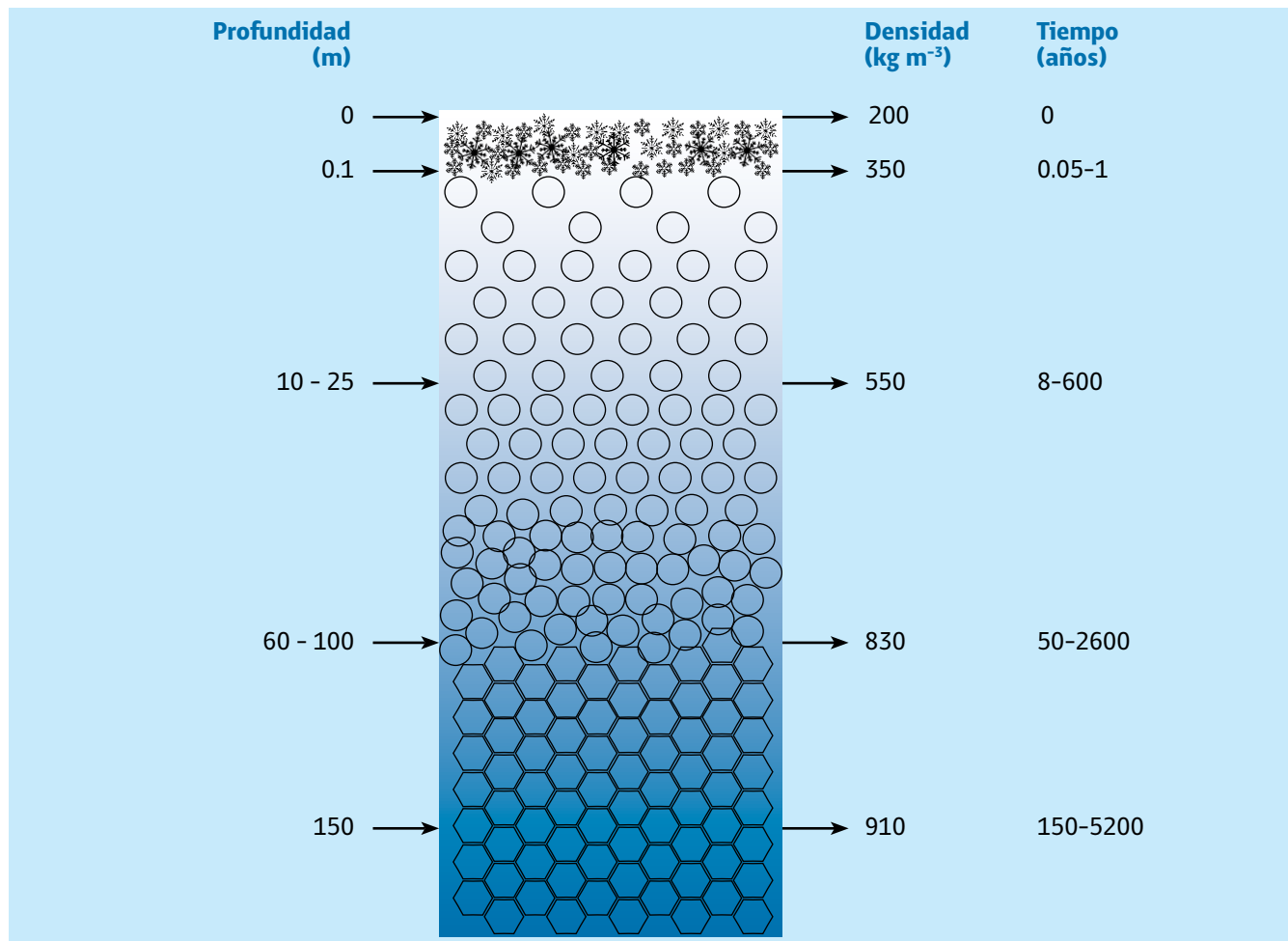
Tabla 6.

DENSIDADES TÍPICAS DE LA NIEVE, ESCARCHA, NEVIZA Y HIELO. Fuente: Adaptado de [Cuffey and Paterson, 2010].

| Denominación | (kg m ⁻³) |
|-----------------------------------|-----------------------|
| Nieve nueva (caída recientemente) | 50-70 |
| Nieve nueva húmeda | 100-200 |
| Nieve granular | 200-250 |
| Nieve perenne | 250-300 |
| Escarcha de profundidad | 100-300 |
| Costra de nieve por viento | 350-400 |
| Neviza | 400-830 |
| Nieve y neviza muy húmeda | 700-800 |
| Hielo glaciar | 830-923 |

Figura 8.

ESQUEMA DE LA DIAGÉNESIS DEL HIELO. Las columnas señalan la densidad de cada capa en profundidad y el tiempo estimado que demora este proceso. Fuente: Elaboración propia.



3.2.2

Densidad del hielo

Si las burbujas dentro del hielo fueran como una fracción v del volumen total, entonces la densidad del hielo glaciar estaría definida por:

Ecuación 1.

$$\rho = v\rho_b + [1-v]\rho_i$$

Donde ρ_b es la densidad del fluido en las burbujas (aire o agua), y ρ_i la densidad del hielo glaciar puro. El último término usualmente se asume como 917 kg m^{-3} (para temperaturas cercanas a 0°C y en situaciones con bajas presiones). El crecimiento fraccional de la distancia entre dos puntos en un bloque de hielo, si éste se calentara en 1°C , se conoce como coeficiente de expansión térmica lineal para el hielo y es aproximadamente $\alpha = 5 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ a -20°C [Petrenko and Whitworth, 1999]. Un cambio en la temperatura (ΔT) incrementa el volumen por una fracción de $[1 + \alpha\Delta T]^3$. La presión confinante (P) también incrementa la densidad del hielo.

Ecuación 2.

$$\gamma = \frac{1}{\rho_i} \times \frac{d\rho_i}{dP}$$

Para el hielo sólido, la compresibilidad (γ) es aproximadamente $1.2 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ en una compresión isotérmica [Feistel and Wagner, 2006]. Bajo 4 km de hielo (espesor de hielo medido en el centro del casquete de hielo en Antártica Oriental), la presión debería incrementar la densidad del hielo desde 917 a 921 kg m^{-3} aproximadamente [Cuffey and Paterson, 2010].

3.2.3

Variación de la densidad en profundidad

La transformación de nieve a hielo puede ser descrita por un perfil de densidad versus profundidad. Generalmente, la transformación a hielo glaciar es más rápida en zonas de nieve húmeda que en zonas de nieve seca. Las temperaturas bajas disminuyen la velocidad de transformación desde neviza a hielo debido a que no existe el efecto de derretimiento-recongelamiento (que acelera la metamorfosis), por lo tanto el tiempo y la profundidad requerida en regiones frías es mucho mayor que en regiones más templadas.

Otro factor importante en la transformación a hielo es la tasa de acumulación. Por ejemplo, un sitio con una tasa de acumulación alta tendrá una mayor profundidad de su capa y por lo tanto la carga sobre ésta será mucho mayor, facilitando la transformación a hielo. Por el contrario, una baja tasa de acumulación implica menor profundidad de la capa de neviza y consecuentemente menor carga sobre ésta en un tiempo determinado [Schytt, 1958].

De acuerdo a Cuffey and Paterson [2010], normalmente se utiliza una relación empírica entre la densidad y profundidad [Schytt, 1958];

Ecuación 3.

$$\rho(z) = \rho_i - [\rho_i - \rho_s] \exp^{-\left(\frac{z}{z_p}\right)}$$

Tabla 7.

VALORES DE Z_p EN RELACIÓN PROFUNDIDAD-DENSIDAD.

| Zona | Z_p (m) | Referencia |
|----------------|-----------|-----------------------------|
| Polo Sur | 68 | [Cuffey and Paterson, 2010] |
| Domo C | 61 | [Alley et al., 1982] |
| GISP2 | 44 | [Cuffey and Paterson, 2010] |
| Sitio A | 43 | [Cuffey and Paterson, 2010] |
| Byrd | 36 | [Cuffey and Paterson, 2010] |
| Little America | 32 | [Cuffey and Paterson, 2010] |
| Maudheim | 39 | [Schytt, 1958] |

Donde ρ denota la densidad a una profundidad z , ρ_i es la densidad del hielo (917 kg m^{-3}), y ρ_s es la densidad de la nieve. El parámetro Z_p es una constante para cada sitio, y corresponde a la profundidad característica de la neviza. La **Tabla 7** muestra algunos valores típicos para Z_p , obtenidos a partir de un ajuste de mínimos cuadrados. Debido a que la densidad en superficie usualmente tiene valores entre 300 y 400 kg m^{-3} , una primera estimación de Z_p es determinada por $Z_t/1.9$, para una profundidad de transición neviza-hielo Z_t .

De acuerdo a las observaciones de Sorge [1935] en Groenlandia, verificadas posteriormente en otros estudios [Bader, 1954], la densidad de la nieve no cambia con el tiempo a una profundidad dada para un sitio específico, en ausencia de derretimiento superficial (o al menos con una tasa constante de derretimiento) y en condiciones climáticas similares. La ley de Sorge es útil para derivar el balance de masa en ausencia de una clara estratificación anual de las capas de nieve, e incluso es aplicable a la medición con balizas [Takahashi and Kameda, 2007]

Diagénesis en zonas de nieve seca**3.2.4**

En geología el término diagénesis se refiere a la consolidación post-deposicional de una roca sedimentaria, y en glaciología se aplica este término a la formación del hielo glacial tras la deposición de nieve en la superficie.

Esta transformación de la nieve se debe a factores mecánicos y termodinámicos, como la fractura inicial de los cristales al caer y asentarse, el deslizamiento interno de los mismos y a cambios de tamaño y forma debidos a transferencia de vapor de agua por sublimación y condensación (paso directo del agua sólida a vapor sin pasar por fase líquida y viceversa) [Cuffey y Paterson, 2010]. El hecho de que la nieve se encuentre al o cerca del punto de fusión favorece su transformación y hace que sea muy activa termodinámicamente [Colbeck, 1982].

La importancia de cada uno de los factores varía según la densidad, siendo el asentamiento el más importante en la etapa inicial [Cuffey y Paterson, 2010]. Este asentamiento se debe al deslizamiento de unos cristales sobre otros, lo que lleva a disminuir el espacio ocupado y el contenido en aire del manto de nieve, aumentando la densidad. Los cristales empiezan a cambiar de forma desde el momento de su deposición, los cristales dendríticos son inestables fuera de la atmósfera saturada en la que han crecido y tienden a redondearse hasta formar una esfera, que es la

forma más estable, con una mínima relación superficie/volumen y una energía superficial mínima [McClung and Schaerer, 2006]. Este cambio de forma se produce por transferencia de vapor de agua, inicialmente desde las zonas convexas (mayor presión de vapor de agua) hacia las cóncavas (menor presión) y posteriormente debido al gradiente de temperatura, que es el mecanismo principal [McClung and Schaerer, 2006].

Según indican Cuffey and Paterson [2010], resultados experimentales muestran que la densidad máxima de esferas de hielo agrupadas es de 550 kg m^{-3} , con una porosidad del 40%, por lo que a partir de este valor se reduce la velocidad a la que aumenta la densidad. También cambia el mecanismo principal, que sería la formación de enlaces en los puntos de contacto entre las partículas de hielo. Según pruebas experimentales, en la etapa inicial la sublimación es el proceso dominante en la formación de enlaces [Hobbs and Mason, 1964]. A medida que aumenta la densidad la recrystalización y deformación se convierten en los procesos más importantes. A partir de una densidad de 730 kg m^{-3} el proceso se ralentiza de nuevo y el proceso dominante es la deformación del hielo (*creep*) hasta alcanzar una densidad de 830 kg m^{-3} , cuando se produce el sellamiento de poros entre partículas de hielo [Cuffey and Paterson, 2010]. La densificación continúa a partir de este punto por comprensión de las burbujas de aire restantes.

3.2.5

Escarcha

En la sección anterior se ha descrito un metamorfismo destructivo de la nieve, sin embargo, en condiciones de gradientes de temperatura muy acusado se da un metamorfismo constructivo, y en lugar de formarse granos redondeados, se forman cristales de gran tamaño, con facetas angulares en forma de taza (*cups* en inglés o *gobelet* en francés, que significa vaso). El valor crítico para este gradiente de temperatura es de 10°C m^{-1} ; por debajo de este valor aparecen formas redondeadas y por encima crecen los cristales que componen la escarcha de profundidad [McClung and Schaerer, 2006]. La forma de los cristales varía con la temperatura absoluta y con el gradiente de temperatura, así, por encima de un gradiente de 50°C m^{-1} [Akitaya, 1974] encontró prismas sólidos en lugar de cristales en forma de taza. En cavidades abiertas se producen los cristales más espectaculares [Colbeck 1987, Akitaya 1974], de hecho es posible ver agujas de gran tamaño en grietas pequeñas del glaciar después de un período de frío intenso.

Algunas condiciones meteorológicas propicias para gradientes de temperatura elevados y por tanto para la formación de escarcha, son un enfriamiento radiativo intenso en noches despejadas o períodos estables tras la incursión de un frente frío. Aunque es necesario un gradiente térmico acusado, los cristales crecen más rápidos a temperaturas altas, por lo que la escarcha de profundidad suele encontrarse cerca de la base del manto de nieve en zonas templadas, donde la temperatura suele ser mayor [Giddings and La Chapelle, 1962; McClung and Schaerer, 2006]. También puede encontrarse cerca de la superficie, por calentamiento radiativo de capas sub-superficiales debido a la penetración de la radiación solar [Cuffey and Paterson, 2010].

Esta escarcha de profundidad está formada por cristales de gran tamaño, de 3 a 5 mm, tiene una densidad baja, del orden de 100 a 300 kg m^{-3} [Cuffey and Paterson, 2010], y constituye una capa débil crítica en la estabilidad del manto nivoso [McClung and Schaerer, 2006]. Durante el trabajo en terreno es recomendable tener en cuenta la presencia de escarcha de profundidad, especialmente si es de baja densidad, dado el riesgo de avalanchas que conlleva.

3.2.6

Diagénesis en zonas húmedas

La nieve húmeda no saturada se compone de agua en sus tres fases: sólida, líquida y gaseosa y puede mostrar pequeñas variaciones de temperaturas, aunque no tan extremas como en la nieve seca [McClung and Schaerer, 2006], por tanto los procesos de metamorfismo descritos para la nieve seca también son válidos para la nieve húmeda. El proceso es más rápido en nieve húmeda, ya que el agua facilita la compactación al lubricar los granos, se derriten antes las partículas pequeñas, aumentando el tamaño medio del grano de nieve y la unión entre granos se acelera al sufrir un proceso de fusión y recongelación diaria [Colbeck 1987, McClung and Schaerer, 2006]. Esta formación de agrupamientos de partículas de hielo minimiza la energía libre y es por tanto una forma más estable y más densa que los granos individuales, y de acuerdo a Colbeck [1979] se produce incluso en ausencia de ciclos de fusión y recongelación.

El crecimiento de granos de hielo se acelera en nieve saturada de agua, pero la presencia de impurezas solubles disminuye la velocidad de crecimiento [Colbeck, 1987]. El recongelamiento de agua de fusión es una forma muy rápida de transformación de nieve en hielo, y en el caso de hielo sobrepuesto representa el caso extremo en el que la transformación de nieve a hielo se puede lograr en un único verano [Cuffey and Paterson, 2010].

3.3

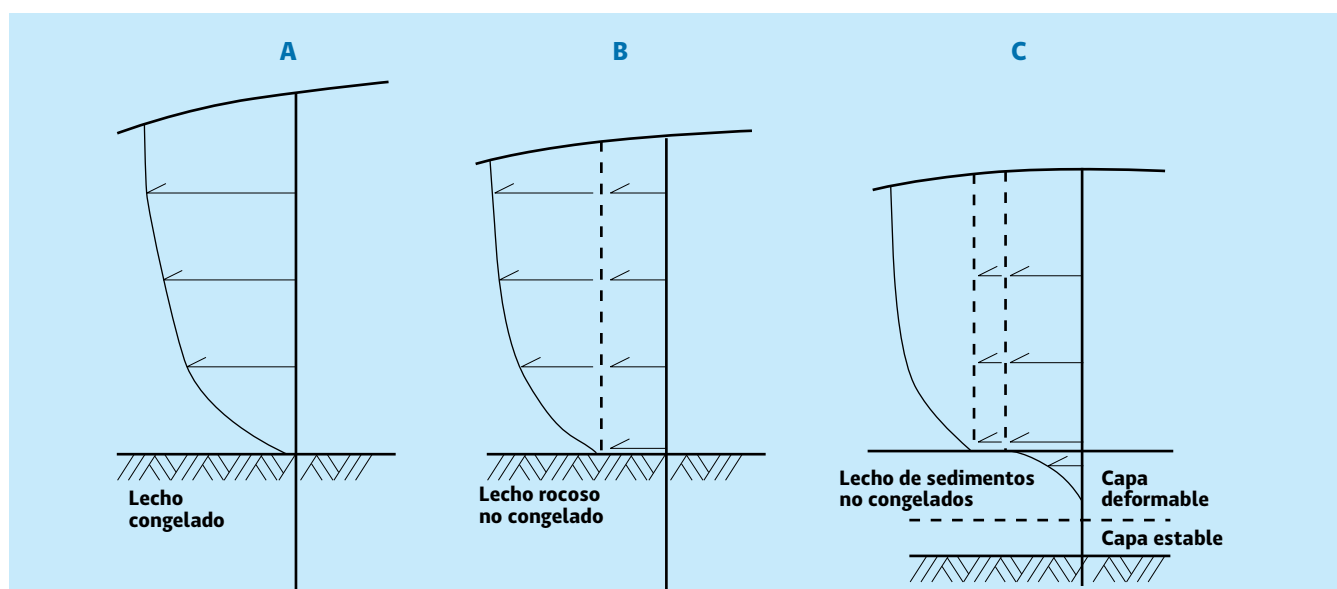
FLUJO DE HIELO

Todo glaciar exhibe flujo del hielo por:

- **Deformación interna (creeping).** El hielo se deforma por su propio peso y en función de la fuerza de gravedad y su temperatura (**Figura 9a**). El desplazamiento máximo se da en superficie y llega a cero en la base, en caso de que se trate de hielo frío (temperatura de la masa de hielo está muy por debajo del punto de fusión, lo que implica que la base del hielo está pegada o soldada a la roca).

Figura 9.

ESQUEMA DE LA VARIACIÓN DE LA VELOCIDAD VERTICAL DEL HIELO EN DIFERENTES CONDICIONES EXISTENTES EN LA BASE DE UN GLACIAR: A) sólo deformación interna, B) deformación interna más deslizamiento basal, C) los anteriores más deformación de sedimentos subglaciares. Fuente: Adaptado de [Benn and Evans, 2010].



En aquellos casos en que la temperatura del hielo se acerca o está al punto de fusión según la presión de dicho punto, el glaciar puede desplazarse además por:

• **Deslizamiento basal (*sliding*)**. El hielo además de deformarse, se desliza sobre la superficie de roca que lo subyace, debido a la presencia de agua en la base de glaciares cuya temperatura del hielo está cerca del punto de fusión (**Figura 9b**), y por lo tanto sometido a derretimiento (glaciar temperado).

En aquellos casos en que el glaciar está posado sobre sedimentos deformables (no sobre una base rocosa sin sedimentos), el hielo puede además moverse por:

• **Deformación de sedimentos subglaciales (*gliding*)**. En algunos glaciares, además de los dos tipos anteriores, puede darse la deformación del material o sedimentos existentes en la base del glaciar (*soft-bed* versus *hard-bed*). En estos casos la deformación será diferencial, dependiendo de la cantidad de sedimentos, el nivel de agua de dichos materiales y el espesor del hielo (**Figura 9c**).

El flujo de un glaciar está controlado por una serie de parámetros topográficos, pero el principal es la pendiente superficial. Además, se debe considerar que los glaciares son sistemas dinámicos sensibles a la acumulación y a los procesos de pérdida de masa en general (sublimación, derretimiento o producción de témpanos). Por lo tanto, es correcto afirmar que la dinámica glaciar también depende del balance de masa.

Para facilitar el trabajo con las velocidades de un glaciar se asume la superficie de un glaciar como un plano, donde: el eje *x* corresponde a la dirección de flujo (longitudinal); el eje *y* a la dirección transversal al flujo; y el eje *z* a la componente vertical (perpendicular a la superficie). Cuando se usan como sufijos, se denota la superficie del glaciar como *s* y el lecho rocoso como *b*.

Si se considera un glaciar idealizado que durante un cierto período de años está en equilibrio, que no experimenta cambios en su espesor (o en su perfil superficial), que posee un flujo de hielo que es paralelo a la superficie (flujo laminar), se pueden establecer las siguientes relaciones [Cuffey and Paterson, 2010]:

Ecuación 4.

$$u_s - u_b = \frac{2A}{n + 1} (\rho g \text{ seno } a)^n h^{n+1}$$

Ecuación 5.

$$\bar{u} - u_b = \frac{2A}{n + 2} (\rho g \text{ seno } a)^n h^{n+1}$$

Donde \bar{u} es la velocidad promedio en profundidad, u_b es la velocidad basal, u_s es la velocidad en superficie (en un punto medido en el eje longitudinal o *x*), ρ es la densidad del hielo, α es la pendiente superficial en un punto a lo largo de la línea de flujo (*x*), g es la aceleración de gravedad, *A* y *n* son los parámetros de la Ley de flujo de Glen y *h* es el espesor de hielo en el punto *x*.

En las ecuaciones anteriores, se asume que ρ varía entre 830 y 923 kg m⁻³ (**Tabla 6**); *A* entre $2.4 \cdot 10^{-15}$ [s⁻¹ (kPa)⁻³] (recomendado para hielo a -2 °C), hasta

$A \approx 1.7 \cdot 10^{-16} [\text{s}^{-1} (\text{kPa})^{-3}]$ (recomendado para hielo a $-20 \text{ }^\circ\text{C}$); $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$; y finalmente $n = 3$.

Si se asume que el glaciar es frío, lo que implica que no hay deslizamiento basal $u_b = 0$, se pueden integrar la **Ecuación 4** y **Ecuación 5**, concluyéndose que el 80% de la velocidad superficial determina el valor de \bar{u} , la velocidad promedio en profundidad.

Si se considera ahora que el flujo y la velocidad de un glaciar están determinados por su balance neto, siguiendo con los supuestos anteriores (glaciar en equilibrio por algunos años sin cambios de espesor), se puede escribir la siguiente ecuación [Hooke, 2005]:

Ecuación 6.

$$\bar{u} = \frac{1}{h(x)} \int_0^x b_n(x) dx$$

Donde b_n es el balance de masa específico sobre el punto x (que por conveniencia se usa en metros de hielo por año) y $d(x)$ es la distancia desde la cabecera del glaciar hasta el punto x de medición.

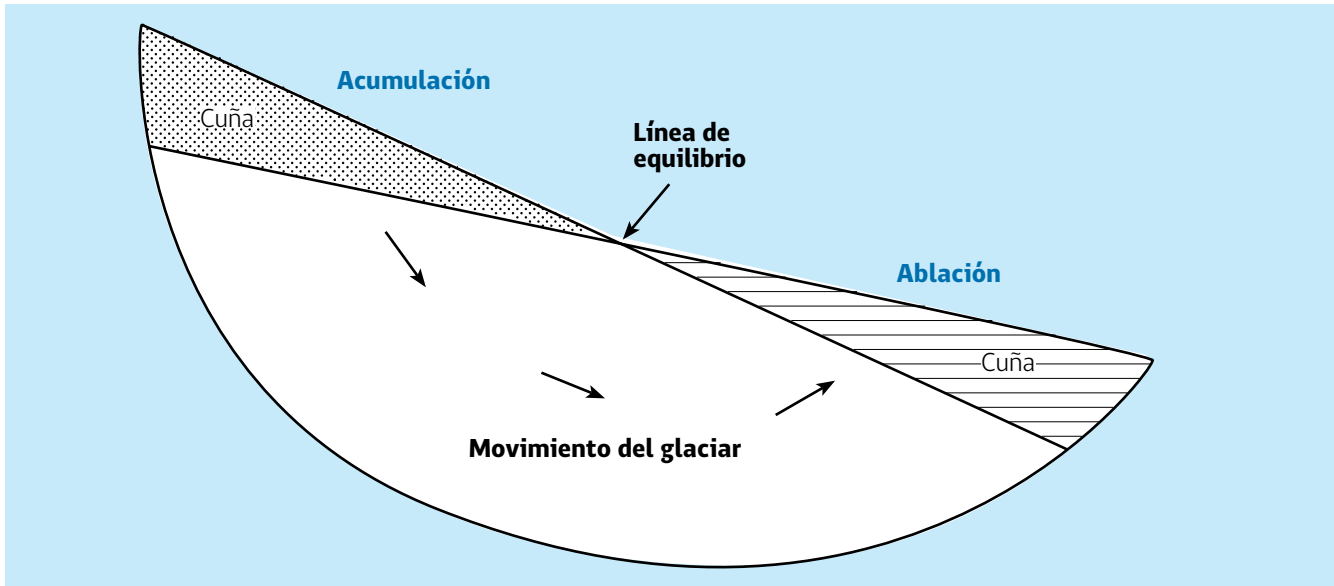
La **Ecuación 6** es una expresión del principio de conservación de masa en un medio incompresible como el hielo, donde todo volumen que sale de una sección del glaciar por flujo, $\bar{u} \cdot h(x)$, debe ser similar a lo que entró a la superficie de dicho glaciar por acumulación sobre dicha sección $\int_0^x b_n(x) dx$. Si esta ecuación se calcula en la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA, por sus siglas en inglés, *Equilibrium-Line Altitude*) de un glaciar, donde a finales de un año hidrológico $b_n = 0$, el flujo debe ser similar a la acumulación anual de dicho glaciar. Esto implica que el flujo anual de hielo a través de una sección transversal, perpendicular a la superficie y a la dirección del flujo, debe igualar al balance específico sobre dicha sección [Cuffey and Paterson, 2010]. Si las velocidades medidas y de balance difieren significativamente, el glaciar no está en equilibrio, y por lo tanto el glaciar está incrementando o reduciendo su volumen.

En la zona de acumulación, en un estado estable, el flujo anual de hielo a través de una sección transversal debe ser igual a la acumulación anual total aguas arriba. De forma similar, el flujo a través de una sección trasversal en la zona de ablación debe ser igual a la masa del hielo perdida por la ablación aguas debajo de la sección transversal. Por lo tanto, el flujo debe incrementar continuamente desde la cabecera del glaciar hacia la línea de equilibrio (**Figura 10**) y disminuir desde ese punto hasta el frente del glaciar en donde iguala a cero con excepción de los glaciares que desprenden témpanos (*calving*) o los que se encuentren en fase de avance.

El monitoreo continuo de balizas instaladas en la superficie de un glaciar, permite determinar el desplazamiento del hielo y por lo tanto la velocidad. Para medir velocidades, en la actualidad se usan Sistemas de Posicionamiento Global (GPS) de doble frecuencia, debido a su facilidad de uso y eficiencia para la medición de velocidades. El movimiento del glaciar puede ser registrado como una función continua del tiempo en un punto determinado mediante la instalación de receptores GPS. Si el satélite repitiera una medición un par de días más tarde, desde exactamente la misma órbita este sería capaz de detectar las ondulaciones en la superficie del glaciar (producto del transporte

Figura 10.

ESQUEMA DE UN PERFIL DE VELOCIDAD A LO LARGO DE UN GLACIAR. Fuente: Adaptado de [Benn and Evans, 2010].



de hielo) debido a que el patrón de las fases habría sido modificado. Las diferencias entre patrones de fase permite calcular el desplazamiento y por lo tanto la velocidad en la dirección registrada por el satélite, aunque en la práctica, las mediciones del satélite nunca son tomadas exactamente desde la misma órbita. Debido a que la información de fase es cíclica, la señal absoluta –la velocidad total– solo puede ser estimada por la suma espacial de los ciclos desde un punto de velocidad conocida, un proceso conocido como "desenvoltura de fase" (*phase unwrapping*). También existen otros métodos, como la interferometría, que es de gran exactitud para estudiar la velocidad de los glaciares (e.g., InSAR), aunque más susceptibles a las condiciones de la superficie de un glaciar.

3.4

TIPOLOGÍA DE GLACIARES

A continuación, se describen los tipos de glaciares a partir de criterios morfológicos y físicos. Para más detalles ver [DGA, 2009].

3.4.1

Según morfología

Clasificación principal, la que pone en evidencia la diversidad glaciaria, diferenciándolos por su naturaleza, tamaño y características. Cada tipo de glaciar representará desafíos particulares para su estudio, el que ha de realizarse con diferentes técnicas y precisiones.

Casquetes de hielo continental o Islandis (*Ice sheets*). Es una gran masa de hielo que cubre un continente como Antártica o grandes extensiones como Groenlandia (**Figura 11**), donde la extensión del hielo no está totalmente controlada por la topografía de la corteza que subyace al hielo [Kotlyakov and Komarova, 2007]. Este tipo de glaciar se caracteriza por ser más activo en sus bordes y a lo largo de corrientes de hielo (*Ice Streams*). Las partes más altas y abombadas se denominan "domos", que se caracterizan por su muy escasa pendiente, gran altura y flujo de hielo muy limitado. Se trata de cuerpos de hielo fríos que en general presentan escasa alimentación, excepto en algunas márgenes donde la acumulación es mayor. En términos de la distribución vertical de temperaturas (eje Z), los casquetes de hielo tienen espesores de hasta varios

kilómetros, lo que puede generar condiciones propicias para la existencia de hielo con temperaturas cercanas al punto de fusión en la base del hielo. En estos casos, hay agua en la base, se pueden formar lagos subglaciares [Rivera *et al.*, 2015], y eventualmente hielo acrecional (hielo formado por congelación de agua existente en la base).

Plataformas de hielo flotantes (*Ice shelves*). Es la porción flotante de un glaciar cuyo frente termina en aguas oceánicas profundas (**Figura 12**), pero que están dinámicamente conectadas [Kotlyakov and Komarova, 2007]. Las principales plataformas se encuentran en Antártica (Ross, Ronne-Filchner y Amery), pero también se encuentran en Groenlandia y el Ártico canadiense, donde el hielo puede alcanzar el punto de flotación en algunos glaciares que presentan dimensiones inferiores a los de Antártica.

El espesor de las plataformas puede alcanzar hasta 200 m en el frente, incrementándose hacia zonas superiores del glaciar alcanzando máximos de hasta 700 m de

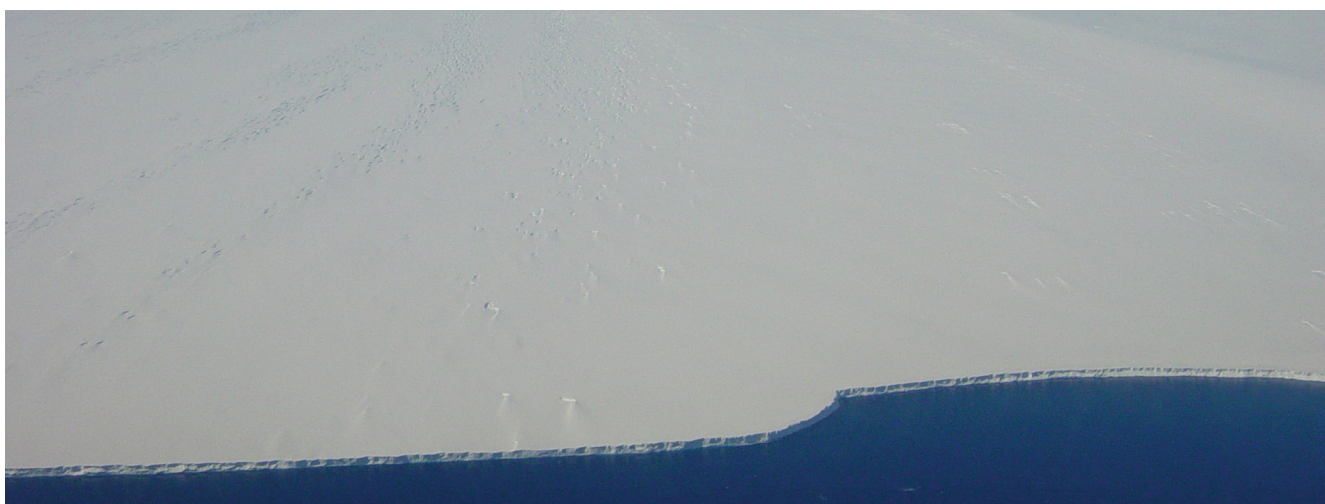
Figura 11.

CASQUETE DE HIELO CONTINENTAL EN ANTÁRTICA OCCIDENTAL. Fuente: Andrés Rivera.



Figura 12.

PLATAFORMA DE HIELO FLOTANTE EN ANTÁRTICA OCCIDENTAL. Fuente: Andrés Rivera.



espesor en la zona donde la base del hielo deja de flotar y está posado sobre roca (*grounding line*). Esta zona, que marca la transición entre hielo flotante y asentado sobre rocas-sedimentos, se evidencia en la superficie de la plataforma por una serie de grietas producidas por la flexión vertical que afecta al hielo flotante producto de las mareas oceánicas. El *Hinge line* es conocido como el fin de la zona afectada por la flexura del hielo, siendo muy difícil de detectar, a menos que se empleen técnicas interferométricas [Rignot and Thomas, 2002; Rignot et al., 2008, 2011a, 2011b].

Las plataformas de hielo flotante son alimentadas por hielo meteórico (generado por precipitación nivosa, no por congelamiento del mar) proveniente de glaciares o corrientes de hielo fluyendo desde el interior de Antártica o Groenlandia. En la base de las plataformas flotantes puede haber acreción de hielo marino, que se genera por congelación de agua de mar y/o congelación de agua de fusión de origen glaciar.

Corrientes de hielo (*Ice Streams*). Se refiere a glaciares (o partes de glaciares) que drenan un casquete de hielo continental mediante altas tasas de flujo con velocidades muy superiores a las del entorno glacial [Kotlyakov and Komarova, 2007]. Estas corrientes de hielo no exhiben una delimitación precisa en todos sus márgenes, sin embargo, en algunas zonas son más visibles por grietas laterales que separan las zonas de máximo flujo de aquellas zonas menos dinámicas (**Figura 13**). Las corrientes de hielo se caracterizan por numerosas líneas de flujo u ondulaciones longitudinales que denotan las fuentes del hielo que las alimentan. Estas corrientes de hielo son las principales abastecedoras de hielo que llega a las plataformas de hielo flotantes. Ejemplos de este tipo de glaciares se encuentran en Antártica y Groenlandia.

Figura 13.

CORRIENTE DE HIELO EN ANTÁRTICA OCCIDENTAL. Fuente: Andrés Rivera.



Glaciares de Piedemonte (*Piedmont glaciers*). Son glaciares enclavados en la Cordillera pero cuya alimentación es suficientemente abundante como para permitir que una lengua penetre el Ante País o Pie de Monte, derramando su caudal de hielo, en forma de abanico divergente (**Figura 14**). También puede ser generado por varias lenguas glaciares que convergen en una zona más plana, formando una lengua terminal en forma de abanico de grandes dimensiones. Se distinguen las siguientes partes:

Figura 14.

GLACIAR DE PIEDEMONTE. GLACIAR SAN QUINTÍN, CAMPO DE HIELO NORTE, CHILE.
IZQUIERDA; FOTO AÉREA DEL VUELO TRIMETROGON 1944/1945. **DERECHA;** IMAGEN SATELITAL ASTER DEL AÑO 2003. Fuente: [Rivera et al., 2008]



- La parte superior presenta cuencas compuestas.
- La lengua propiamente dicha, encauzada en un valle con distintas longitudes.
- El lóbulo (pie expandido), que es su elemento característico, el cual sale de la montaña y forma un semiarco similar a un gran cono de deyección.

Glaciares de valle (Valley glaciers). Se refiere a un glaciar que cubre parcialmente o completamente el valle de una montaña [Kotlyakov and Komarova, 2007]. Se caracterizan por tener una o más cuencas de acumulación, ubicadas en subcuencas o circos, las cuales confluyen en un valle, más largo que ancho, el cual permite el flujo de hielo en función de la pendiente (**Figura 15**). No posee lóbulo de derrame y su frente queda circunscrito al valle. También se les denominaba glaciares Alpinos, por ser la forma típica de varios glaciares de los Alpes [Benn and Evans, 2010]. Casos típicos en Chile Central son el Juncal Norte y Juncal Sur.

Figura 15.

GLACIAR DE VALLE. GLACIAR UNIVERSIDAD, CHILE CENTRAL. Fuente: Andrés Rivera.



Glaciares en Calota (*Ice caps*). Estos cuerpos de hielo ocupan la cúspide de un centro montañoso [Kotlyakov and Komarova, 2007]. Estos glaciares tienen un abombamiento en la parte central tipo "domo", fruto de la acumulación y la topografía subyacente. La ablación se produce por los bordes, ya sea por el contorno en su conjunto o por medio de lenguas que penetran en valles. Estas lenguas divergentes por lo general obedecen a un flujo radial con eje en la cúspide de la topografía dominante. Ejemplos característicos se encuentran en numerosos centros volcánicos, como por ejemplo en el Volcán Osorno (**Figura 16**).

Campos de Hielo (*Icefields*). Son grandes superficies de hielo [Kotlyakov and Komarova, 2007], que exhiben una zona de acumulación compleja compuesta

Figura 16.

GLACIAR EN CALOTA. VOLCÁN OSORNO, CHILE. Fuente: Camilo Rada.



Figura 17.

CAMPO DE HIELO SUR. Fuente: Andrés Rivera.



por una planicie en altura o *plateau* rodeado por zonas escarpadas (**Figura 17**). El hielo existente en estas zonas altas es evacuado por medio de varias lenguas efluentes las cuales son controladas por la topografía subyacente. Dichas lenguas pueden presentar cuencas medianamente definidas, pero sus zonas de alimentación presentan divisorias de hielo difíciles de delimitar en sectores planos, a menos que se hagan estudios interferométricos o mediciones con GPS de calidad geodésica, que incluyan estimaciones de velocidades y direcciones predominantes de flujo. Ejemplos típicos de este tipo de glaciares están en los Campos de Hielo Patagónicos localizados en el sur de Chile y Argentina.

Glaciares de cráter (*Crater glaciers*). Son aquellos que ocupan una depresión topográfica, rodeada de un cordón montañoso, que impide la evacuación superficial del hielo acumulado, el cual fluye hacia el centro de la depresión y pierde masa por ablación superficial y también gracias al calor geotérmico en los conos y cráteres que los contienen. Caso típico en Chile es el glaciar del cráter del Volcán Lonquimay (**Figura 18**).

Glaciares de montaña (*Mountain glaciers*). Definidos como glaciares localizados en las partes altas de la cordillera, con formas variables, y donde la evacuación desde las zonas de acumulación (más anchas que largas), se da por medio de una lengua glaciar pequeña (en comparación con un glaciar de valle). Su zona de acumulación es bien definida. Esta categoría es empleada por el TTS/WGI como concepto universal para inventarios [Müller *et al.*, 1977]. Un ejemplo lo constituye el Glaciar Zongo, Bolivia (**Figura 19**).

Glaciares de Circo (*Cirque glaciers*). Son aquellos que ocupan una depresión de carácter semicircular generada por erosión glaciar (circo), la cual es rodeada por flancos montañosos con mucha pendiente que culminan en cumbres o cordones tipo "aretes" [e.g. Kotlyakov and Komarova, 2007]. Una vez que los glaciares de circo han retrocedido (o desaparecen), estas depresiones son usualmente ocupadas por un lago, el cual es embalsado por un umbral rocoso o quiebre de pendiente por donde salía la lengua glaciar en forma de cascada de hielo. La **Figura 20** representa un ejemplo característico de este tipo de glaciar.

Figura 18.

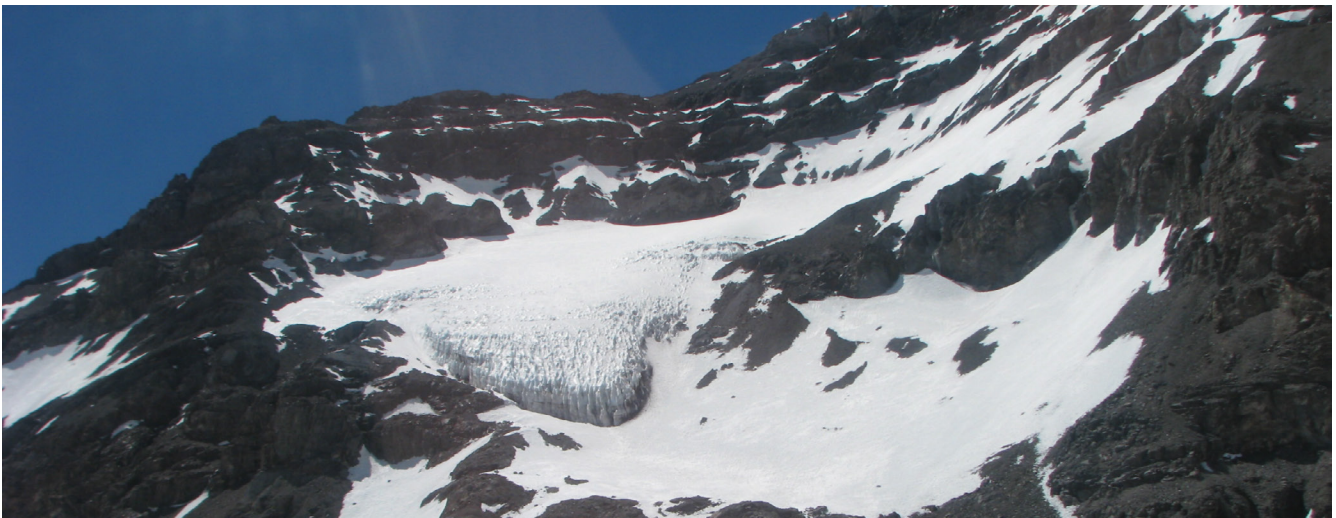
CRÁTER DEL VOLCÁN LONQUIMAY, CHILE. LA FLECHA INDICA A PERSONAS EN LA CUMBRE EN 1989. Fuente: Andrés Rivera.

**Figura 19.**

GLACIAR DE MONTAÑA. GLACIAR ZONGO, BOLIVIA. Fuente: Álvaro Soruco.

**Figura 20.**

GLACIAR DE CIRCO. Fuente: Andrés Rivera.



Glaciaretos (*Niche, wall-sided, glacierets*). Esta categoría corresponde a las más pequeñas masas de hielo, sin existir una definición exacta de sus dimensiones. Se pueden encontrar en laderas de montañas, depresiones, sectores en sombras, sectores receptores de avalanchas de nieve o de acumulación por el viento [e.g., *Kotlyakov and Komarova, 2007*]. Estas masas de hielo pequeñas, pueden no evidenciar flujo y pueden generarse por nieve que perdura por al menos dos años consecutivos, pero que es prácticamente inactiva. Los glaciaretos pueden tener cualquier forma, y usualmente ocupan zonas protegidas de la topografía (**Figura 21**). En años muy secos estas masas tienden a desaparecer, cubrirse de materiales o reducirse significativamente. Algunos ejemplos de estos cuerpos de hielo pequeños son los que se encuentran en la cuenca alta del Río Huasco en Chile, en la zona aledaña al proyecto minero Pascua Lama.

Glaciares rocosos (*Rock glaciers*). Glaciares de roca o de escombros que contienen tanto hielo intersticial como núcleos de hielo [*Kotlyakov and Komarova, 2007*]. En su conjunto evidencian flujo a tasas muy inferiores en comparación con glaciares descubiertos, debido a que la proporción de hielo versus volumen total puede ser inferior al

Figura 21.

GLACIARETE TORO 2, CHILE SEMIÁRIDO. Fuente: Andrés Rivera.



50%. Estos cuerpos de hielo/roca pueden ser glaciogénicos, vale decir que se generan a partir de un glaciar descubierto que después de un proceso evolutivo, se va recubriendo por material morrénico o de avalanchas de rocas laterales y cuya alimentación nivosa disminuye, resultando en un flujo decreciente, hasta que su morfología cambia completamente, predominando el material rocoso por encima del hielo contenido (**Figura 22**). También puede ser de origen periglacial, debido a la evolución de una forma del relieve, a partir del permafrost de montaña o suelo congelado, cuyo flujo (solifluxión), puede acrecentarse con mayores proporciones de agua en estado sólido intraglaciario, o hielo intersticial, hasta generar una morfología ondulante típica, con taludes verticales frontales entre otros rasgos característicos. Los glaciares rocosos poseen una geometría en forma de lengua o lóbulo, cuya estructura interna está constituida por una mezcla de hielo (40-60%), roca y sedimentos finos, que se desplazan lentamente ladera o valle abajo, a velocidades que varían entre los 10-150 cm a⁻¹ [Azócar and Brenning, 2010]. Desde el punto de vista dinámico, estos glaciares pueden dividirse en activos (con morfología asociada a flujo actual), inactivos (no presentan movimiento en la actualidad pero pueden contener hielo en bajas proporciones) y fósiles (con morfología que denota flujo pretérito, pero inexistencia de núcleo de hielo en la actualidad) [Trombotto et al., 2014].

Figura 22.

GLACIAR ROCOSO. GLACIAR VALENZUELA, CHILE. Fuente: Sebastián Cisternas.



Glaciares en conos volcánicos activos (*Active volcano glaciers*). Corresponden a glaciares que están ubicados sobre volcanes activos (**Figura 23**), definidos como aquellos volcanes con registro de erupciones recientes o en tiempos históricos, donde hay una interacción glacio-volcánica que puede generar lahares o flujos rápidos [Rivera *et al.*, 2014], que se producen por el derretimiento de glaciares durante erupciones, avalanchas de hielo, abrasión superficial debido a los flujos de lava y derretimiento basal [Thouret *et al.*, 2007]. Además, flujos piroclásticos, explosiones volcánicas, avalanchas de material incandescente, depósito de cenizas y derretimiento basal de hielo debido a la actividad geotérmica, especialmente los flujos hidrotermales, también pueden afectar negativamente a estos glaciares [Major and Newhall, 1989].

Figura 23.

GLACIAR SOBRE CONO VOLCÁNICO ACTIVO. VOLCÁN MOCHO-CHOSHUENCO, CHILE.

Fuente: Pablo Zenteno.



3.4.2

Según tipo de cobertura superficial

De acuerdo al tipo de cobertura, se distinguen 3 tipos de glaciares principales:

a) Los glaciares descubiertos (blancos o limpios). Son glaciares sin grandes cantidades de materiales superficiales, que son generados por depositación de nieve, la que progresivamente se trasforma en neviza y posteriormente en hielo. Poseen una zona de acumulación o alimentación y una zona de ablación bien delimitada. Pueden presentar una pequeña proporción de material detrítico, cenizas o impurezas que pueden constituir morrenas laterales, frontales o mediales. Este material se acumula en la superficie debido a la acción del viento o al desprendimiento de las laderas cercanas, o por la intersección de lenguas provenientes de distintas cuencas, o por depositación de cenizas volcánicas (**Figura 24**), entre muchos otros factores [Liboutry, 1956].

b) Los glaciares cubiertos, presentan como característica principal el hecho de encontrarse parcial o totalmente bajo una capa detrítica que actúa como aislante. Este tipo de glaciar puede tener su origen en un glaciar descubierto, que luego de un proceso de retroceso, adelgazamiento progresivo o recubrimiento creciente, va quedando cubierto por un manto detrítico de cada vez mayor espesor y área. Estos glaciares pueden ser considerados como la etapa inicial del proceso de transformación gradual de un glaciar descubierto en un glaciar rocoso [Croce and Milana, 2002].

c) Los glaciares rocosos, también llamados de escombros [Brenning, 2003], tienen forma de lengua o lóbulo y un escarpe frontal y lateral como resultado del desplazamiento ladera abajo, presentando cordones y surcos en su superficie.

Figura 24.

GLACIAR CUBIERTO. GLACIAR PICHILLANCAHUE DEL VOLCÁN VILLARRICA, CHILE. Fuente: Andrés Rivera.



3.4.3

Según zona de acumulación

El inventario mundial de glaciares [Müller *et al.*, 1977] ha clasificado los glaciares en función de las características de sus zonas de acumulación.

a) Cuencas compuestas: Dos o más cuencas de alimentación que dan origen a lenguas glaciares individuales, las que se unen aguas abajo formando una lengua principal [Kotlyakov and Komarova, 2007]. Un ejemplo de este tipo de glaciares se encuentra en el Glaciar Olivares Alfa en Chile Central (**Figura 25**).

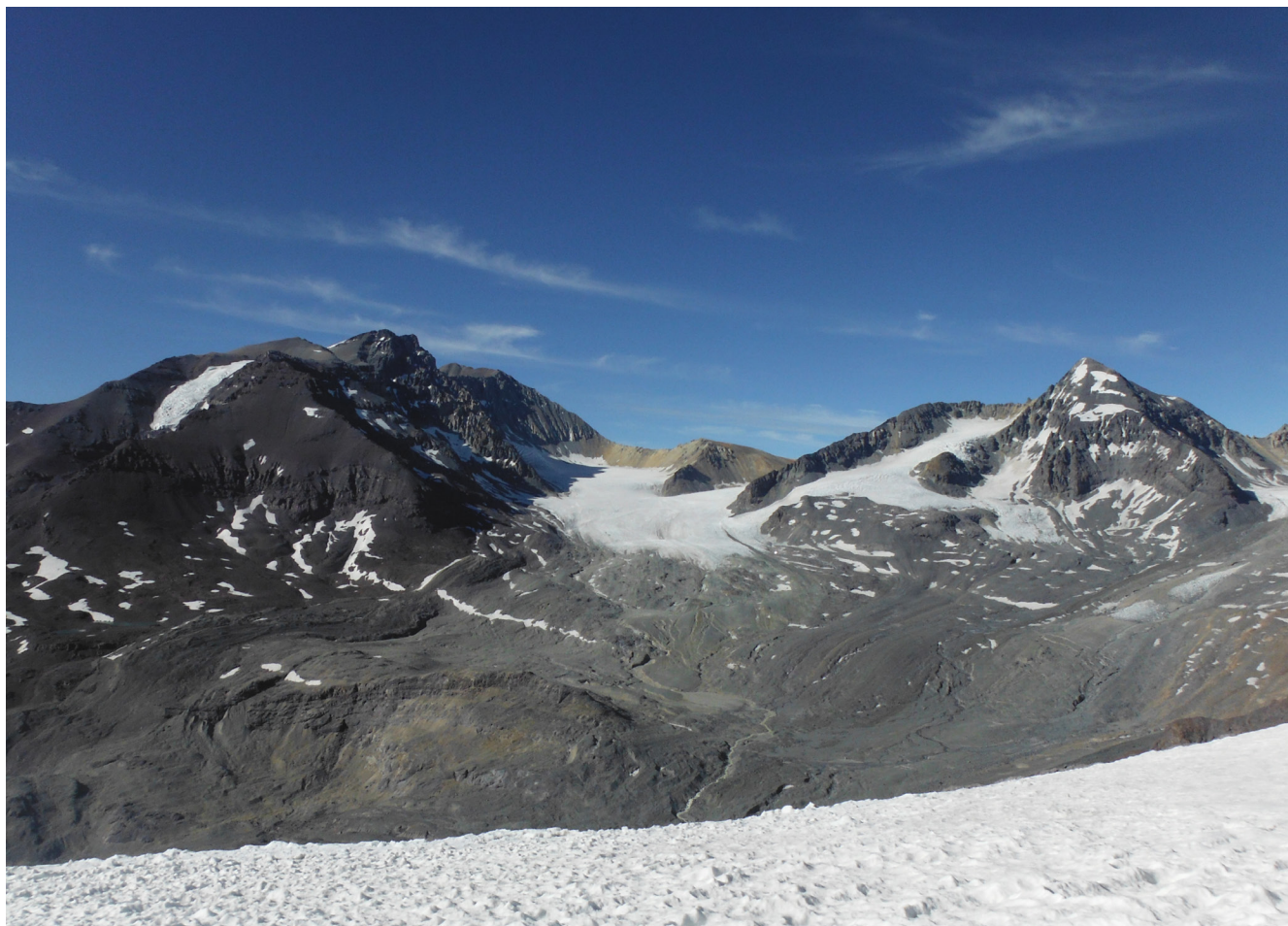
b) Cuenca simple: Una cuenca de alimentación más ancha que larga, bien delimitada, cuyo hielo es evacuado por una lengua principal (e.g., Glaciar Olivares Beta, Chile).

c) Plateau: Es un tipo de glaciar complejo posado sobre una superficie relativamente plana [Kotlyakov and Komarova, 2007], cuyas divisorias de hielo son difíciles de mapear, a menos que se cuente con mediciones especializadas de velocidad de hielo, que permitan definir flujos superficiales de hielo divergente. Estas superficies son grandes receptáculos de nieve, la cual se transforma en hielo, que fluye aguas abajo por portezuelos, por donde salen lenguas efluentes (e.g., Campos de Hielo Patagónicos).

Figura 25.

GLACIAR ALIMENTADO POR CUENCAS COMPUESTAS. GLACIAR OLIVARES ALFA, CHILE.

Fuente: Thomas Loriaux.



3.4.4

Según tipo de frente

En general los glaciares pueden tener una gran diversidad de frentes, los que se pueden resumir en las siguientes categorías:

a) De montaña: Son frentes terminales posados en roca, o materiales morrénicos, desde donde nacen cursos de agua de fusión glaciar (**Figura 26**). Las pendientes son variables, pero la pérdida de masa se da por fusión y eventualmente sublimación.

b) Desprendentes en lagos (*Freshwater calving front*): Son frentes que se desprenden (producen témpanos) de glaciares que desembocan en lagos [Kotlyakov and Komarova, 2007]. La **Figura 27** muestra un ejemplo de este tipo de glaciares en Campo de Hielo Sur (CHS).

Figura 26.

GLACIAR DE MONTAÑA. GLACIAR DEL CORDÓN CONDORIRI. Fuente: Frank Pattyn.



Figura 27.

GLACIAR CON FRENTE DESPRENDENTE EN LAGO. GLACIAR VIEDMA, CHS. Fuente: Andrés Rivera.



c) Desprendentes en fiordos (*Tidewater calving front*): Son frentes que se desprenden en aguas oceánicas sometidas a salinidad variable, mareas y corrientes de diversas intensidades [Kotlyakov and Komarova, 2007]. Un ejemplo característico de este tipo de glaciares se presenta en Campo de Hielo Norte (CHN) occidental (**Figura 28**).

d) Complejos: Frentes con varios de los tipos anteriores, debido a la existencia de más de una lengua terminal (brazos) o más de un tipo de término, o frentes confluentes (e.g. Glaciar Pío XI, Campo de Hielo Sur).

3.4.5

Según temperatura

La temperatura del hielo es una variable importante para entender los mecanismos de pérdida de masa, y cuando se trata de mediciones de temperatura en testigos de hielo profundo, pueden informar de las condiciones climáticas existentes en el pasado [Ginot et al., 2002; Thompson et al., 2011]. Esto es particularmente cierto en glaciares donde el derretimiento es mínimo y donde el flujo de hielo es cercano a cero, como por ejemplo en los domos de Antártica o en las divisorias de hielo ubicadas a gran altura o en cumbres con muy bajas temperaturas durante todo el año [Schwikowski et al., 2006]. En estos sitios se pueden sacar testigos de hielo donde la temperatura en profundidad es un indicador de las condiciones atmosféricas reinantes incluso hace miles de años [Ginot et al., 2006].

La distribución de la temperatura en un glaciar depende de varios factores, dado que puede haber fuentes de calor en la superficie (flujos energéticos y turbulentos), en la

Figura 28.

GLACIAR CON FRENTE DESPRENDENTE EN FIORDO. GLACIAR SAN RAFAEL, CHN. Fuente: Thomas Loriaux.



base del glaciar (geotérmico) y en el glaciar (consumo o liberación de calor latente debido a derretimiento o congelación). El calor dentro de un glaciar es transportado por conducción (difusión), es advechado por el movimiento del hielo y es desplazado con el agua o el aire que fluye a través de grietas y canales. En este sentido, *Cogley et al.* [2011] determinaron que la temperatura es difícilmente homogénea dentro del cuerpo de hielo, lo que determina distintos tipos de glaciares (y de flujos de hielo) según las características térmicas (**Figura 29**).

a) Glaciar frío (Figura 29a): Es un glaciar cuyo hielo tiene una temperatura por debajo del punto de fusión. En este tipo de glaciares, el flujo del hielo se da principalmente por deformación interna. La temperatura puede variar en profundidad, e incluso acercarse al punto de fusión, la que debido a la presión ejercida por espesores de hielo de miles de metros, puede descender hasta unos pocos grados bajo 0°C , como por ejemplo en Antártica donde se han detectado lagos subglaciares [*Vaughan et al.*, 2007].

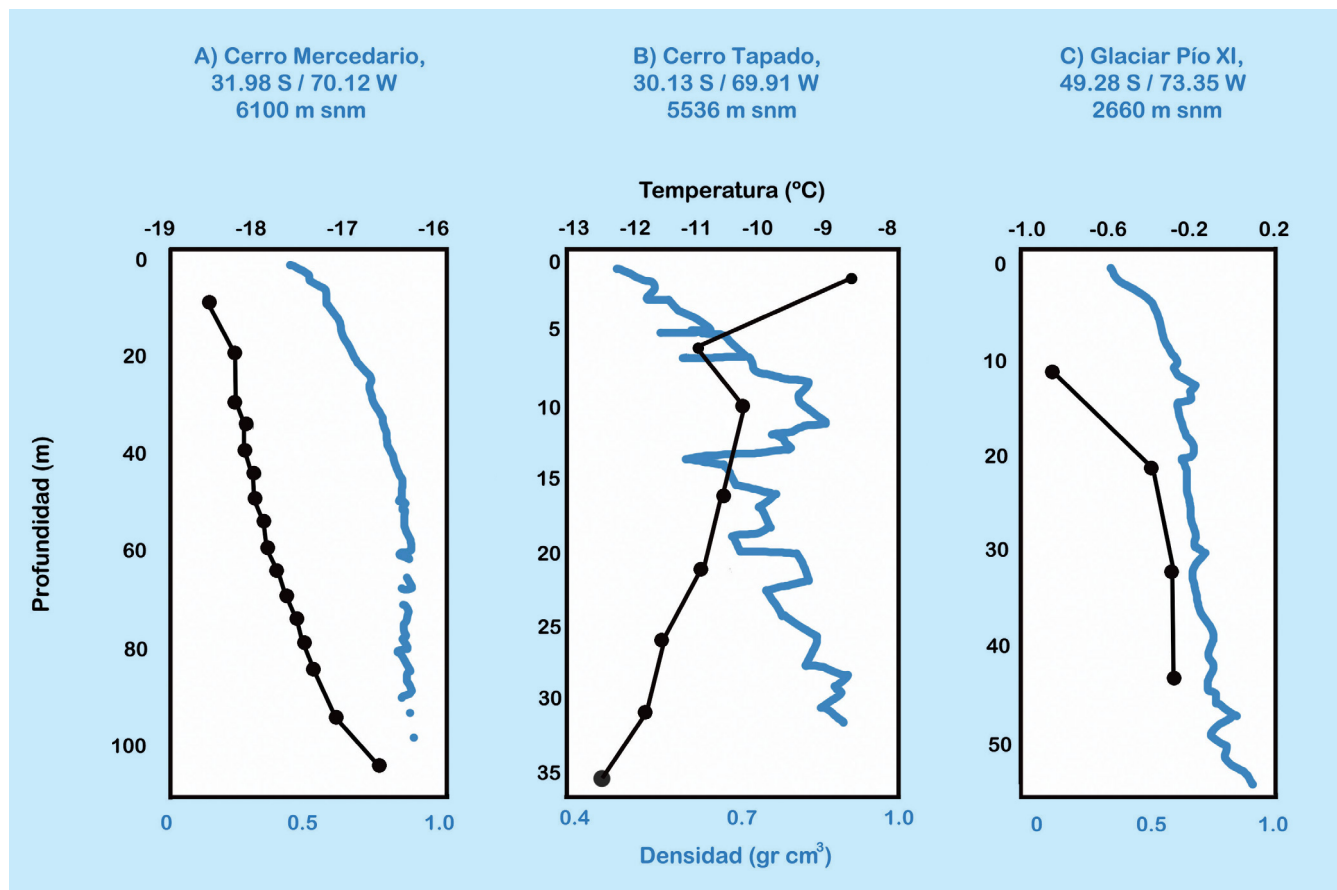
En este tipo de glaciares, la presencia de agua está limitada a la ocurrencia temporal de eventos de derretimiento, que sólo se dan bajo condiciones atmosféricas

Figura 29.

DISTRIBUCIÓN DE DENSIDAD (CURVAS Y PUNTOS CELESTES) Y TEMPERATURA (CURVA Y PUNTOS NEGROS) EN GLACIARES REPRESENTATIVOS DE CADA UNA DE LAS CLASIFICACIONES TERMALES. EN ESTE CASO:

A) REPRESENTA UN GLACIAR FRÍO; **B)** UN GLACIAR POLITERMAL; Y **C)** UN GLACIAR TEMPERADO. Fuente:

Elaboración propia a partir de [*Ginot et al.*, 2006; *Schwikowski et al.*, 2006, 2013]



favorables, por lo general durante los meses de verano. Generalmente, la base del hielo está congelada a la roca o sedimentos subglaciares, por lo que no hay deslizamiento basal.

b) Glaciar politermal (Figura 29b): Es un glaciar que posee zonas templadas y frías. También se les denomina glaciares térmicamente complejos. En general se trata de glaciares que en su base poseen hielo templado, pero que en superficie tienen hielo frío. En general los glaciares politermales son fríos en sus márgenes o donde sus espesores son menores o donde en invierno una onda de frío puede penetrar el hielo y permanecer más de una temporada.

Esta condición politermal puede darse también como una transición altitudinal, con temperaturas por debajo del punto de fusión en la zona de acumulación, una zona de transición térmica en las cercanías de la línea de equilibrio donde por lo general existe hielo "sobrepuesto", para terminar como hielo templado en la parte baja de la zona de ablación.

En este tipo de glaciares, puede darse la presencia de hielo sobrepuesto, o hielo que se forma por recongelación de agua lluvia o de agua generada por derretimiento de nieve en períodos cortos, por ejemplo a fines del período de acumulación. Este hielo sobrepuesto puede formar lentes de hielo o una capa semicontinua que se forma por congelación del agua que percola hacia capas más profundas de un glaciar o en superficie en las cercanías de la línea de equilibrio de un glaciar.

c) Glaciar templado (Figura 29c): Es un glaciar que en la mayor parte de su masa tiene la temperatura del punto de fusión. El punto de fusión puede variar por la presión (atmosférica o de acuerdo al espesor del hielo), pero en general esta temperatura se define como 0°C. Originalmente, el término que describía esta condición era el de hielo "cálido", el que se asoció a zonas geográficas tropicales o de latitudes medias. Hoy se prefiere el uso de "templado".

La condición "templada" implica la presencia de agua en contacto con hielo, determinando que el derretimiento sea la principal causa de la pérdida de masa. Esta agua puede fluir dentro del glaciar, por cavidades, grietas y conductos, hasta llegar a la base del glaciar, donde el hielo fluye no sólo por deformación, sino que también por deslizamiento basal.

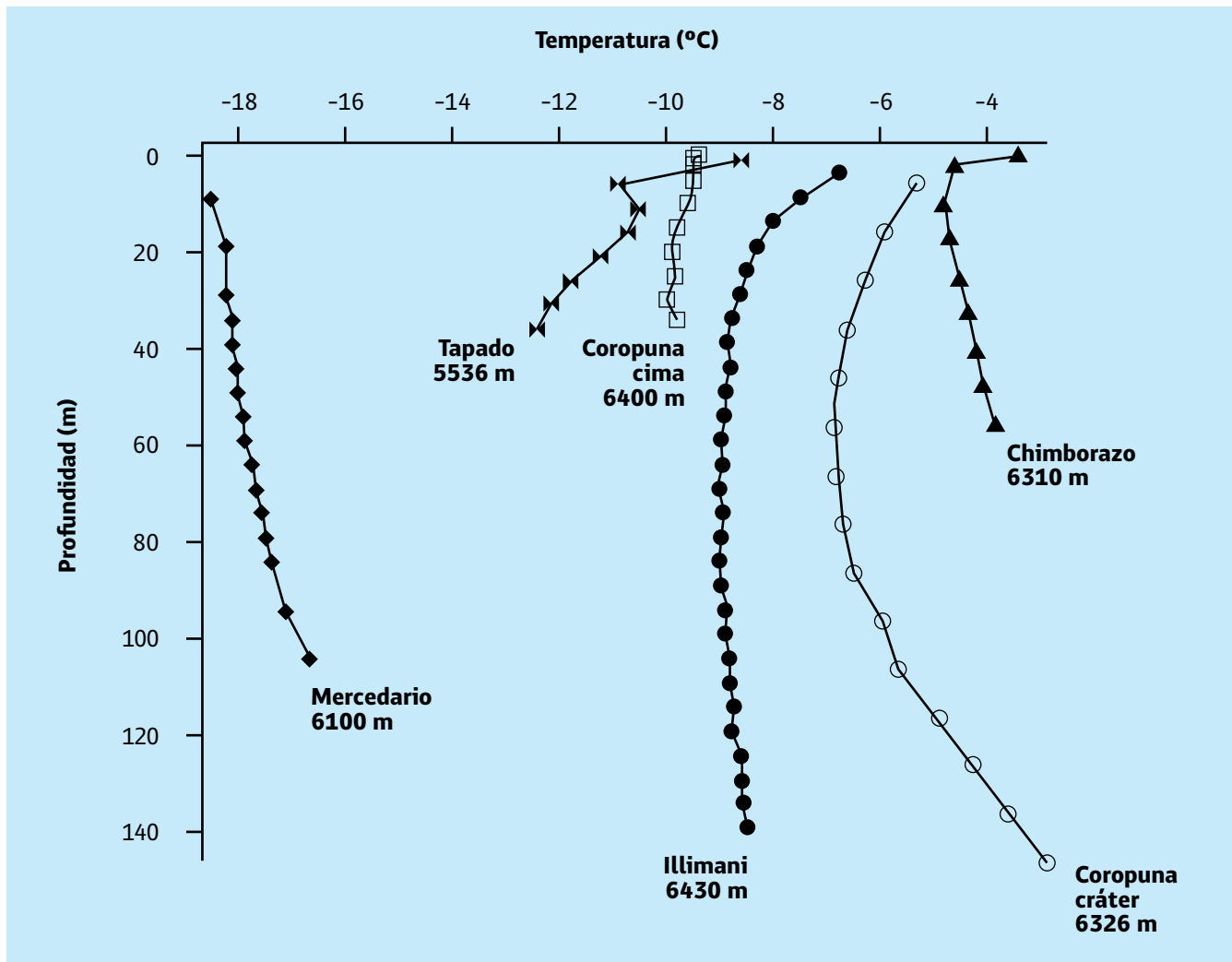
Un glaciar templado también puede tener zonas o capas superficiales donde hay recongelamiento, debido a que en invierno o bajo condiciones meteorológicas especiales, puede haber una onda de frío que penetra el hielo, la que tiene en general un carácter estacional.

Para definir el tipo de glaciar de acuerdo a su temperatura, es importante determinar hasta qué profundidad el hielo es afectado por las condiciones atmosféricas o más específicamente por la temperatura del aire y su variabilidad diaria y estacional. La literatura descriptiva de perfiles de temperatura de hielo se encuentra principalmente asociada a perforaciones para obtener testigos de hielo. La **Figura 30** ilustra algunos ejemplos de perfiles térmicos en diferentes glaciares ubicados en distintas regiones climáticas.

Por otra parte, la influencia de la estacionalidad anual, meteorológica e incluso la oscilación térmica diaria de la temperatura atmosférica también tiene una directa

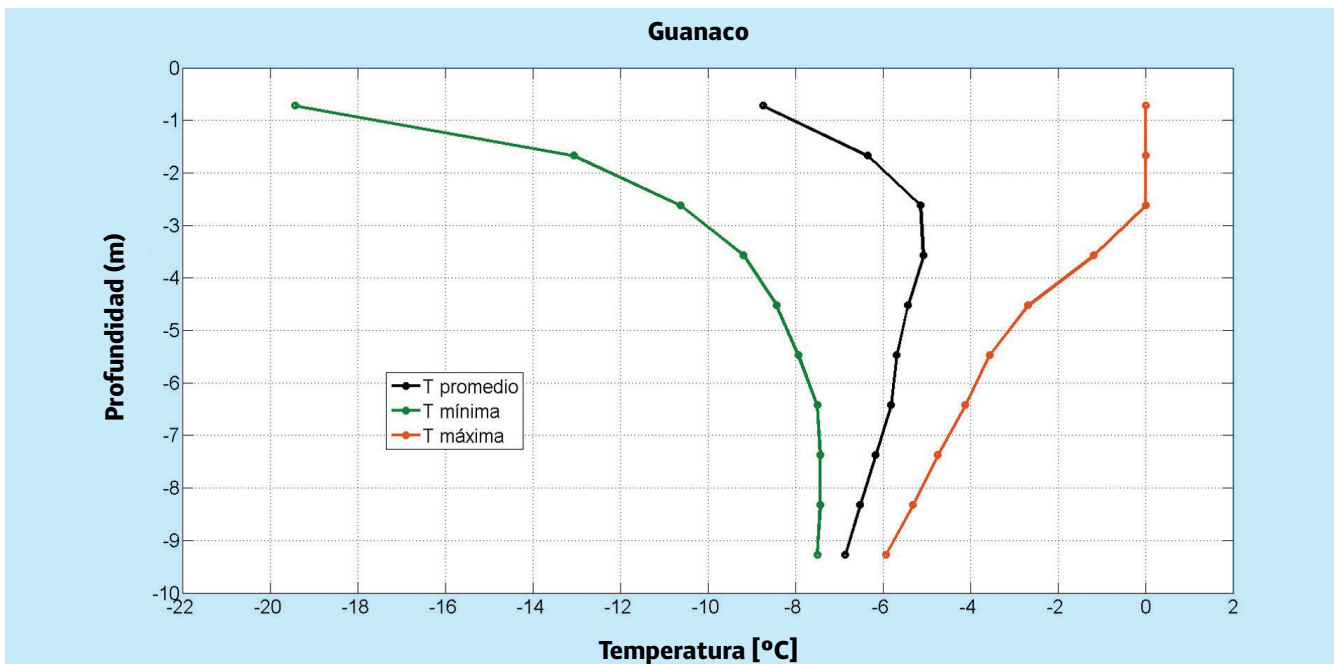
Figura 30.

PERFILES DE TEMPERATURA PARA DISTINTOS CUERPOS DE HIELO EN LOS ANDES CENTRALES. LAS MEDICIONES SON REALIZADAS DESDE LA SUPERFICIE HASTA LA ROCA BASAL EN CADA GLACIAR. Fuente: Elaboración propia a partir de [Vimeux et al., 2009].



relación con las temperaturas someras del hielo en un glaciar [Cuffey and Paterson, 2010]. La profundidad hasta donde la temperatura del hielo está influenciada por la variabilidad de las temperaturas atmosféricas se denomina capa activa en un glaciar o glaciarete. En esta capa superficial el hielo tiene una amplitud térmica (temperatura mensual mínima menos temperatura máxima) superior a un valor umbral (1° C por ejemplo), profundidad a partir de la cual el hielo tiene estabilidad térmica, lo que no excluye que pueda haber un gradiente térmico en profundidad controlado por el calor geotermal y el espesor del hielo. Por ejemplo, en el Glaciar Guanaco de Chile, se ha detectado que la capa activa tiene una profundidad de unos 5 m aproximadamente, a partir de la cual las amplitudes son mínimas (**Figura 31**).

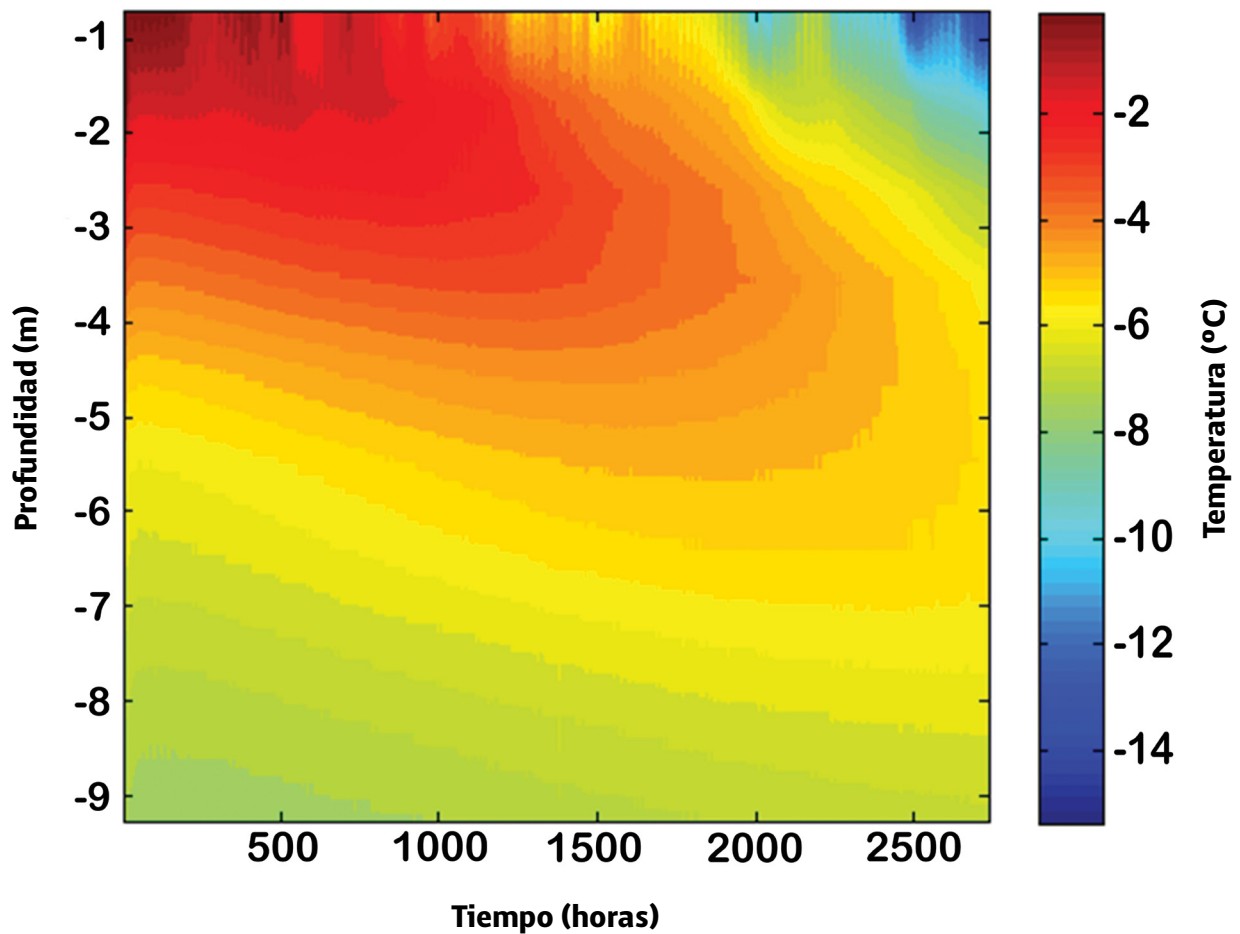
Figura 31. PROMEDIOS MENSUALES DE TEMPERATURA DEL HIELO A DISTINTAS PROFUNDIDADES EN GLACIAR GUANACO (CHILE SEMIÁRIDO). Fuente: [CECs, 2015].

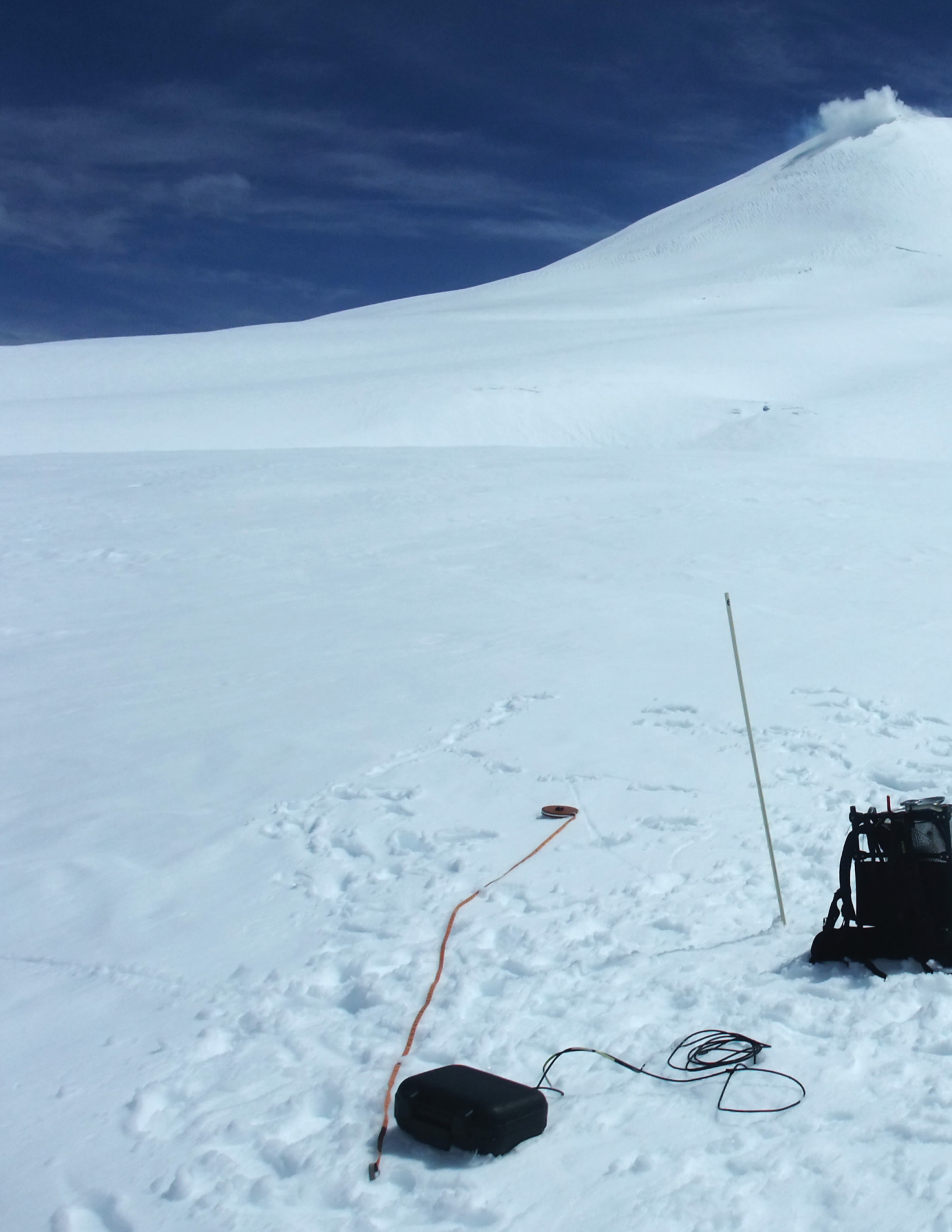


La **Figura 32**, indica mediciones obtenidas en el Glaciar Guanaco (Chile), donde se puede observar la variación de la temperatura en función de la profundidad y del tiempo. Los primeros registros corresponden a fines de verano, mientras que los últimos indican el término de la estación de otoño.

Figura 32.

CAMBIOS ESTACIONALES DE LA TEMPERATURA DEL HIELO CERCA DE LA SUPERFICIE DEL GLACIAR GUANACO, CHILE SEMIÁRIDO. EL REGISTRO TÉRMICO COMPRENDE UN PERÍODO DE 112 DÍAS. Fuente: [CECs, 2015].







4. BALANCE DE MASA

Diversos autores han provisto el marco conceptual básico del término "balance de masa". Mencionaremos por ejemplo a [Cogley *et al.*, 2011], que define balance de masa como el cambio en la masa de un glaciar, o parte de un glaciar, durante un período determinado, o alternativamente [Francoy and Pouyaud, 2004], que lo definen como la suma de la acumulación y la ablación en un lapso de tiempo dado. Basándose en lo anteriormente descrito, el glaciar es concebido como "sistema" o flujo de caja, donde la acumulación representa una entrada o ganancia de masa y será representada con un signo positivo. Por el contrario, la ablación representa la salida de flujo del sistema, o pérdida de masa, y será representada con un signo negativo [Cogley *et al.*, 2011]. En este trabajo sólo se analiza el balance en superficie de un glaciar, no incluyéndose la posible acumulación o ablación en la base o intraglacial, cuestión que puede ser importante en algunas regiones del planeta, pero cuya medición excede el marco de este libro.

4.1

BALANCE DE MASA ESPECÍFICO

De acuerdo a la terminología clásica [Cuffey and Paterson, 2010], se denomina balance de masa específico, b , al que es equivalente a la sumatoria resultante de la acumulación y la ablación en cualquier momento a partir de la superficie del verano anterior o "ss" (en inglés *summer surface*). Esta superficie es distinguible por una capa fina de detritos que marca el fin del proceso de ablación del año anterior. De ahí la importancia de analizar exhaustivamente la estratigrafía de la nieve en pozos o calicatas. El balance de masa específico es aquí referido para un punto cualquiera del glaciar, como por ejemplo una baliza. Esta medición "discreta" se simboliza con letra minúscula y se expresa con una sencilla ecuación:

Ecuación 7.

$$b = c + a$$

Donde b es el balance de masa específico, c es la acumulación y a es la ablación, todos medidos en cualquier punto del glaciar y expresados en volumen equivalente de agua.

4.2

BALANCE DE MASA ESPECÍFICO ANUAL

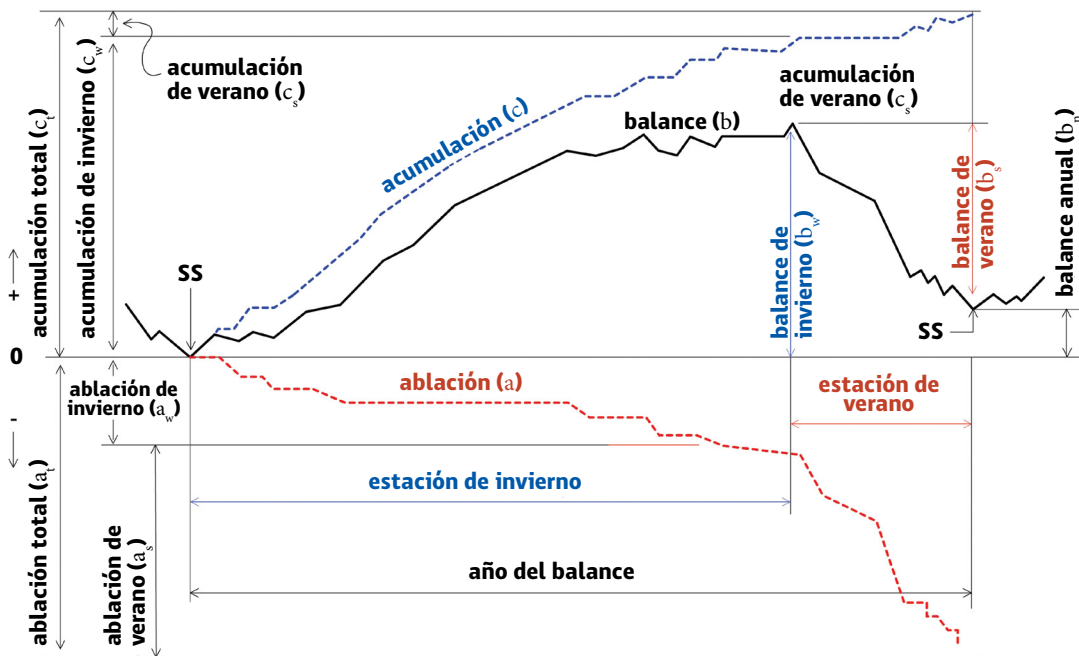
Como se ha señalado anteriormente, suele considerarse el fin del verano precedente como el inicio de un nuevo año de mediciones. Cuando este período se extiende por un año hidrológico completo, se medirá el balance específico neto o anual, b_n . De acuerdo al WGMS (Michael Zemp, comunicación personal) es recomendable usar sólo el término "Balance de masa anual". Alternativamente, puede considerarse el año calendario para considerar los cambios de masa entre dos fechas fijas. El balance específico neto o anual queda representado por la siguiente ecuación [Østrem and Brugman, 1991]:

Ecuación 8.

$$b_n = c_t + a_t$$

Donde b_n es el balance de masa específico anual, y c_t es la acumulación y a_t es la ablación específica total durante el año de balance (por ejemplo año hidrológico). De esta manera, el balance anual se extiende por el período existente entre dos mínimos o dos superficies de verano consecutivas (ss).

Figura 33. TERMINOLOGÍA DEL BALANCE DE MASA EN UN CICLO ANUAL (AÑO DE BALANCE) Y DIFERENCIACIÓN ESTACIONAL PARA UN GLACIAR TÍPICO DE RÉGIMEN TEMPLADO O DE LATITUDES MEDIAS. Fuente: Adaptado de [Cuffey and Paterson, 2010].



Para analizar la variación de la curva de balance a lo largo de un año hidrológico, puede tomarse como ejemplo un glaciar típico de latitudes medias o zonas templadas. En la curva de balance de masa versus tiempo se observará un primer período de incremento hasta alcanzar un valor acumulado máximo (**Figura 33**), el que habitualmente se denomina balance de invierno (b_w) correspondiente al semestre astronómico del invierno en el Hemisferio Sur. De ahí que suele asumirse que b_w es equivalente a c_t , o ligeramente inferior considerando las pérdidas por sublimación, deflación u otras fuentes [Østrem and Brugman, 1991]. Este período es seguido por el decrecimiento del balance de masa hasta alcanzar un mínimo, lo que corresponde al denominado balance de verano (b_s), cuando ocurre casi la mayor parte de la ablación. Basado en lo anterior, el balance específico anual se expresa de la siguiente manera:

Ecuación 9.

$$b_n = b_w + b_s = c_t + a_t$$

Donde la sumatoria de b_w y b_s son equivalentes a la sumatoria de c_t y a_t , en ambos casos dando como resultado el balance específico anual. Así también, pueden fraccionarse los balances estacionales de la siguiente manera:

Ecuación 10.

$$b_n = b_w + b_s = (c_w + a_w) + (c_s + a_s)$$

Donde c_w y a_w son respectivamente, la acumulación y ablación de invierno, mientras que c_s y a_s son respectivamente la acumulación y ablación de verano (**Figura 33**). El balance de invierno y balance de verano, aplicados de este modo a glaciares con régimen extra tropicales, son normalmente positivo y negativo, respectivamente.

4.3

BALANCE DE MASA TOTAL ANUAL

El balance específico, ya sea anual o estacional, debe ser integrado a toda la superficie del glaciar. En la sección 6 se describirán distintas alternativas de interpolación de datos discretos a toda el área de un glaciar. Los términos de balance de masa para el glaciar en su totalidad son análogos a los referidos para puntos específicos, con la excepción de ser expresados con letra mayúscula.

Entonces, al integrar b_n sobre toda el área del glaciar, en adelante s , se obtiene el balance anual total, B_n . Este último corresponde al volumen equivalente de masa total (eq. a.) durante un año hidrológico:

Ecuación 11.

$$B_n = \int_s b_n$$

4.4

BALANCE DE MASA ESPECÍFICO PROMEDIO

Posteriormente, se requiere obtener un valor de balance de masa representativo del glaciar por unidad de área, lo que constituye un parámetro único de comparación con glaciares vecinos y de otras regiones climáticas [Kaser *et al.*, 2003]. Este es el denominado balance específico promedio, $\overline{b_n}$, o balance anual promedio [Cuffey and Paterson, 2010] según la ecuación siguiente:

Ecuación 12.

$$\overline{b_n} = \frac{B_n}{s}$$

COMPONENTES DEL BALANCE DE MASA

4.5 4.5.1

Acumulación

La principal forma de acumulación de masa en cualquier glaciar es la precipitación nivosa. En algunas regiones ésta puede ser de unos pocos centímetros por año, como por ejemplo en Antártica Oriental, conocido como EAIS (*East Antarctic Ice sheet*), la zona más árida del planeta. En los Andes tropicales, la actividad convectiva amazónica genera una importante acumulación en el lado oriental de los Andes, la que es magnificada por fenómenos de teleconexión hemisférica (para más detalles de estos efectos, referirse a la sección 7). Por su parte, regiones de latitudes medias y de régimen marítimo están sometidas a fuentes de humedad permanente, como es el caso de Patagonia, donde precipita varios metros por año debido a la presencia del cinturón de vientos del Oeste, posibilitando la existencia de los Campos de Hielo Norte (CHN) y Sur (CHS).

Además de la precipitación nivosa, existen otros mecanismos que realizan un aporte marginal. La lluvia es uno de ellos, la que es transformada en hielo superficial por efecto de bajas temperaturas, la neblina blanca al contacto con el glaciar o el recongelamiento del agua de derretimiento que es integrada en forma de una capa de hielo sobreimpuesto (ver sección 3.1.1). Es importante considerar que no toda la lluvia que cae en un glaciar se congela. Por ejemplo en Patagonia cuyos glaciares son temperados, el agua de lluvia puede llegar hasta la base de un glaciar sin recongelar. En un glaciar frío o politermal sin embargo, la lluvia puede ser un aporte de masa importante [Jóhannesson *et al.*, 1995]. También pueden producirse aportes menores mediante la ocurrencia de avalanchas originadas en valles de laderas abruptas y cabeceras de circos. En estas partes, los detritos transportados por las avalanchas construyen cornisas a lo largo de los bordes y la cabecera del glaciar. Otro mecanismo usual es la deriva de nieve desde otras cuencas ocasionadas por tormentas de alta cordillera. La interacción entre la topografía y los vientos puede crear depositaciones de nieve o sectores localizados de ocurrencia de deflación.

Ablación

4.5.2

La ablación ocurre fundamentalmente por el derretimiento de la nieve o hielo superficial seguido de escorrentía, debido a la transferencia de energía desde la atmósfera mediante los procesos de radiación y flujos turbulentos en el aire adyacente a la superficie.

Otras formas de ablación son la deflación y la sublimación, ésta última constituye el proceso de transformación directa del hielo a vapor de agua. Ocurre en cualquier temperatura pero puede ser el mecanismo principal de ablación en glaciares en ambientes muy fríos, secos y con vientos fuertes (Cufey and Paterson, 2010). En los Andes tropicales, Wagnon *et al.* [1999] detectaron que el flujo de calor latente es negativo, indicando una fuerte sublimación, particularmente en la temporada seca. En las regiones semiáridas y mediterráneas de Chile y Argentina, la sublimación genera una forma de ablación de nieve común, denominada "penitentes" (**Figura 34** y **Figura 35**). Estos fueron descritos por primera vez por Darwin (1839), como pináculos de hielo o nieve de alturas variables (centímetros a metros) e inclinados en la dirección general hacia la posición del sol (al norte en el hemisferio sur). Los penitentes pueden generarse por efecto de ablación diferencial, en regiones sometidas a una larga estación seca, cielos descubiertos y fuerte insolación.

Figura 34.

CAMPO DE PENITENTES EN EL GLACIAR DE RIO BLANCO, ANDES CENTRALES, ARGENTINA.

Fuente: Javier Corripio.



Figura 35.

CAMPO DE PENITENTES EN EL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ, COLOMBIA.

Fuente: Jorge Luis Ceballos.



Por último, debe mencionarse el desprendimiento de témpanos o bloques de hielo, fenómeno conceptualizado como *calving* (**Figura 36**), como un mecanismo de pérdida de masa altamente significativo en glaciares de Patagonia.

Figura 36.

GLACIAR O'HIGGINS, CAMPO DE HIELO SUR, CHILE, PRODUCIENDO TÉMPANOS EN EL LAGO O'HIGGINS DESDE UNA PARED DE HIELO DE CASI 70 M DE ALTO. OCTUBRE 2015. Fuente: Andrés Rivera.



4.6

MÉTODOS DE MEDICIÓN DE BALANCE DE MASA

Existen diferentes métodos para realizar la cuantificación de ganancias o pérdidas de masa de un glaciar, los que se diferencian fundamentalmente en que unos son directos (método glaciológico), otros son indirectos como el método geodésico, el método hidrológico y en algunos casos, métodos combinados.

4.6.1

Método glaciológico

El método glaciológico es el que se lleva a cabo con mediciones *in situ*, para lo cual se mide en varios puntos de un glaciar la diferencia de elevación de la superficie de nieve o hielo, registrada en balizas o estacas que son visitadas sucesivamente (**Figura 37**). Estas diferencias ponderadas por la densidad de la nieve o del hielo de la superficie del glaciar en el lugar donde se ubica la baliza, permiten calcular un balance de masa puntual. Las balizas son normalmente instaladas en un glaciar mediante un taladro. La altura de la baliza sobre la superficie (emergencia) es medida en cada visita de terreno. También se registra la densidad del manto superficial en cada baliza (a través de una calicata, también llamado pozo estratigráfico, o bien extrayendo un testigo de nieve somero). Para estimar el balance de masa de un glaciar, los datos puntuales de altura de nieve se deben ponderar por la densidad promedio registrada en cada baliza. Estos valores puntuales pueden ser promediados para obtener un valor representativo de todo el glaciar (\bar{b}_n) o pueden ser interpolados con métodos tradicionales, como IDW (*Inverse Distance Weigh*), TIN (*Triangulated Irregular Network*), Kriging o sistema de polígonos de Thiessen [Burrough et al., 2013].

4.6.2

Método geodésico

Se determina a partir de la medición de los cambios volumétricos que experimenta un glaciar obtenidos a partir de la diferencia de elevación y densidad de un glaciar en dos momentos determinados [Bamber and Rivera, 2007]. Este método puede ser aplicado mediante el uso de mapas topográficos, Modelos Digitales de Elevación, entre otros, obtenidos para múltiples fechas.

Figura 37.

MEDICIÓN DE UNA BALIZA. GLACIAR RITACUBA BLANCO, SIERRA NEVADA DE EL COCUY, COLOMBIA.

Fuente: Jorge Luis Ceballos.

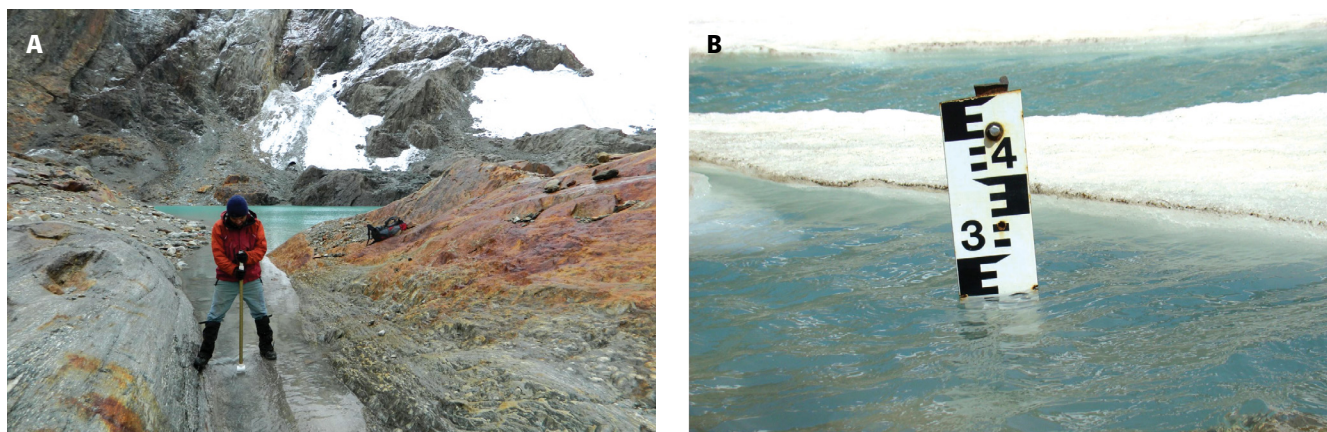


Este método es útil para estimar balances de masa de campos de hielo o hielos continentales, donde las mediciones de balance de masa puntual son poco factibles debido a sus grandes dimensiones o al riesgo de acceder en zonas de fuertes pendientes y agrietamiento.

Figura 38.

DIFERENTES MÉTODOS PARA MEDIR EL CAUDAL PROVENIENTE DE UN GLACIAR. EN LA FIGURA SE MUESTRA (A) LA UTILIZACIÓN DE UN FLUJÓMETRO Y (B) UNA ESCALA HIDROMÉTRICA.

Fuente: Rodolfo Iturraspe.



4.6.3

Método hidrológico o combinado

Este método se aplica a una cuenca hidrográfica que contiene a un glaciar e integra la información registrada del balance de masa glaciológico de dicho glaciar, datos de escorrentía (aforos automáticos y manuales) obtenidos en el río de origen glaciar y observaciones y registros meteorológicos (balance energético), donde se incluye la cuantificación de la ablación (evaporación, derretimiento y sublimación). Tiene por objetivo estimar un balance hídrico (**B**) completo por cuenca hidrográfica y determinar la contribución glaciar al caudal registrado en el río efluente, diferenciando el área no englaciada, del área del glaciar dentro de la cuenca hidrográfica definida por el punto de aforo, el que debe estar lo más cerca posible al frente del glaciar (**Figura 38**), debido a que la contribución glaciar a la escorrentía disminuye progresivamente conforme se incrementa la distancia del punto de aforo al glaciar. Esto se debe a que se incorporan nuevas fuentes tributarias al flujo principal (e.g., flujos subterráneos, fusión de nieve estacional, flujos de otros glaciares, etc.). El balance de masa se calcula como un residual de los otros términos del balance de la cuenca [Kaser et al., 2003]:

Ecuación 13.

$$B = P - Q - E - S_b - sub$$

Donde **P**, es precipitación en toda la cuenca; **Q**, la escorrentía en el exutorio; **E**, la evaporación; **S_b**, es la sublimación y **sub**, corresponde a la infiltración (agua subterránea) no detectada en el punto de aforo. El balance final debe diferenciarse para la zona englaciada versus la no englaciada.

4.7

APLICACIÓN DEL MÉTODO GLACIOLÓGICO

En esta sección se describen las técnicas de uso más común en la medición del balance de masa en un ciclo hidrológico determinado. Primero, se explica de manera sencilla la forma de realizar el monitoreo de la altura de balizas. Luego, se describen los métodos mediante los cuales se determina la densidad del manto nival, que posteriormente permitirá hacer la conversión de emergencia de baliza en volumen equivalente de agua.

4.7.1

Emergencia de balizas

Una baliza es una estaca que se utiliza para registrar las variaciones de altura del manto nival. Tradicionalmente se han empleado coligües o bambú para confeccionar balizas, sin embargo, este tipo de material es feble y puede quebrarse en condiciones meteorológicas adversas. Además que es difícil unir con cordines o tubos más de un segmento de este tipo de material porque no es uniforme. La ventaja de este tipo de material es su costo, que por lo general es bajo y puede encontrarse en forma natural en zonas boscosas relativamente cercanas a glaciares.

Figura 39. ACERCAMIENTO AL SISTEMA DE UNIÓN DE BALIZAS DE ALUMINIO POR COPLAS. **A)** BALIZA COMPLETA, **B)** DETALLE DEL SISTEMA DE COPLA Y **C)** DETALLE DEL SISTEMA DE UNIÓN DE SEGMENTOS. Fuente: CECs.



Otro tipo de material que se ha empleado con éxito son tubos de PVC de diámetros pequeños (una pulgada por ejemplo), los que son de bajo costo y fácil adquisición. Estos son livianos para su transporte y al ser fabricados en serie, se les puede unir en forma más sencilla, sin embargo, las uniones con cordines no son estables y la posición de un segmento versus el siguiente puede variar dependiendo del tipo de amarre y lo ajustado que queden los segmentos. Este material es resistente a malas condiciones atmosféricas, pero cede con facilidad al peso de la nieve o a vientos fuertes.

Una opción más reciente y que ha resultado muy exitosa, es el uso de tubos de aluminio de 3.2 cm de diámetro y 2.5 m de largo (estos valores son referenciales). Estos tubos son fabricados en serie, y pueden perforarse en forma sencilla con el fin de insertar conectores que unan 2 segmentos (**Figura 39**). Además, han sido diseñados para que puedan insertarse, ajustarse y eventualmente sacarse en forma sencilla, para lo cual se usan llaves tipo Allen. Las ventajas de este tipo de material son diversas; resistentes a condiciones meteorológicas adversas, resistentes en caso de ablación muy fuerte. La desventaja es que son más caros y pesan más que los otros materiales.

Dependiendo de la densidad de la nieve, las balizas se entierran en la superficie nival manualmente o con la ayuda de perforadores de vapor o tirabuzón (**Figura 40**).

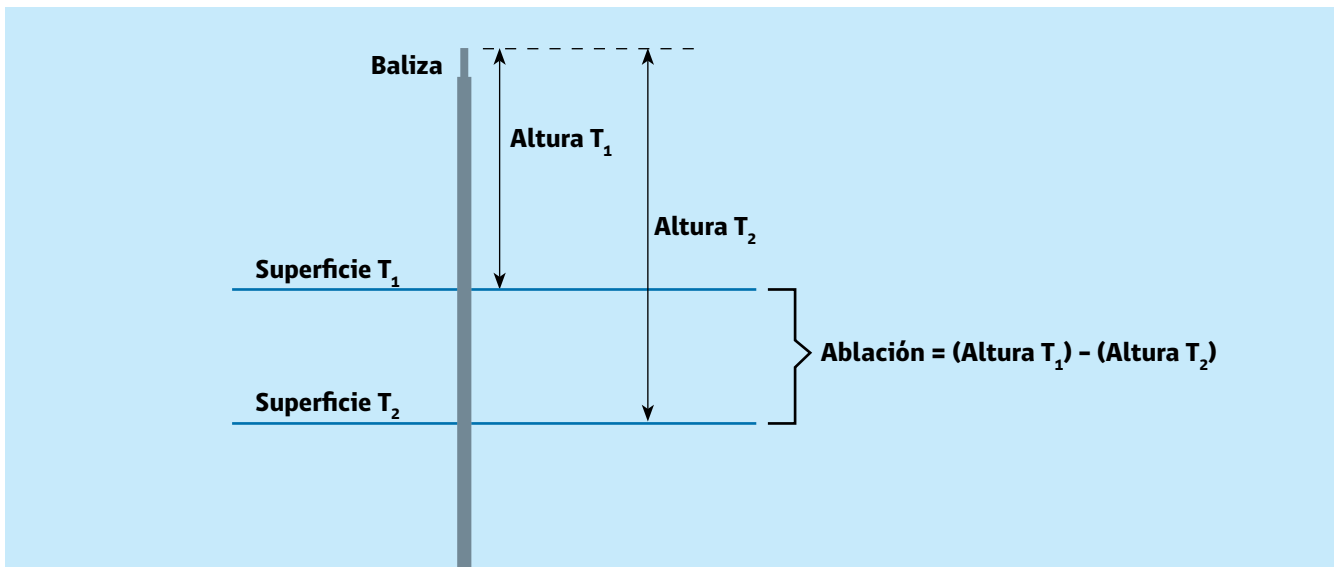
Figura 40.

INSTALACIÓN DE UNA BALIZA UTILIZANDO EL SISTEMA DE PERFORACIÓN TIPO BARRENO. Fuente: Daniela Carrión.



La altura de la baliza sobre la superficie, en adelante "emergencia de baliza", es registrada sucesivamente durante cada visita de terreno siguiendo un protocolo de registro claramente definido. Posteriormente, la variación de altura calculada mediante la comparación de dos lecturas sucesivas cuantifica una medida de acumulación (*c*), si la emergencia es menor a la registrada anteriormente, o de la ablación (*a*), si la emergencia es superior a la registrada en la fecha anterior ($T_2 - T_1, T_3 - T_2, \dots, T_n - T_{n-1}$). El diagrama que se muestra en la **Figura 41** ilustra este principio de medición.

Figura 41. DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DE LA VARIACIÓN DE LA ALTURA O EMERGENCIA DE BALIZA EN UN GLACIAR. Fuente: Elaboración propia.



Para la ejecución de este método inicialmente se requiere confeccionar una cartilla de mediciones estandarizada e informativa. Además debe ser breve y rápida de compilar por el personal encargado de dicho procedimiento y fácil de comprender en una fase de análisis posterior. Una preparación cuidadosa de esta ficha asegura que la información contenida en ella pueda ser complementada de manera fácil con lecturas realizadas en otras visitas. En general, es importante identificar con claridad el período que se registrará y detallar los datos relevantes por baliza, esto es, la emergencia en unidades de distancia claramente establecidas, el estado de la superficie al momento de la lectura y las condiciones en que el trabajo fue realizado (un ejemplo de ficha de medición de balizas se presenta en la Tabla Apéndice IV.1).

La primera medición de la altura de nieve en las balizas, es definida como la referencia de lo que se conoce como "año hidrológico" y se extiende entre los meses de Marzo/Abril y/o Abril/Mayo en latitudes medias de clima templado en el Hemisferio sur [Bown et al., 2007; CECs, 2015] o bien entre Septiembre y Agosto, en climas de régimen tropical [Francou and Pouyaud, 2004]. Particularmente en Colombia, el año hidrológico es equivalente al año calendario. En el caso de México, este período debiera desarrollarse a partir del mes de Mayo, cuando comienza la temporada húmeda, hasta Abril del año siguiente. Este registro tiene que reflejar la situación del manto nival del período estival que será utilizado como la superficie de referencia del período que será estudiado.

Cada baliza se compone de varias secciones (**Figura 42**), lo que permite sustraer tramos de la baliza cuando la ablación es muy alta.

Este tipo de balizas compuestas permite agregar un nuevo segmento para así extender el largo total cuando la acumulación de nieve es suficiente como para sepultar una baliza.

Figura 42.

SISTEMA DE BALIZA COMPUESTA POR SECCIONES. GLACIAR UNIVERSIDAD, CHILE. Fuente: Claudio Bravo.



Figura 43.

A) BALIZA FUERTEMENTE INCLINADA EN GLACIARETE ESPERANZA, CHILE. **B)** BALIZA MODERADAMENTE INCLINADA. GLACIAR QUITO, ANTÁRTICA. Fuente: Bolívar Cáceres.



Los factores que usualmente inclinan las balizas son la condición de la superficie, la pendiente, la combinación de ablación y viento e incluso el propio flujo de hielo o la reptación de nieve (**Figura 43**).

En ocasiones, estas balizas son afectadas por las inclemencias meteorológicas y frecuentemente terminan quebradas (**Figura 44**) o extraviadas. La frecuencia de las visitas realizadas a cada baliza es importante para evitar la pérdida de datos. Cada vez que la emergencia inicial resulte modificada durante el registro de datos, por cambios de segmentos o reposiciones en las balizas, se deberá registrar un valor distinto en la emergencia "final".

El registro fidedigno y detallado de toda la información recopilada en terreno, constituye el primer paso en el monitoreo de la red de balizas de un glaciar. La rigurosidad y sistematización de las mediciones favorece que el método sea eficaz y de fácil comprensión para la fase de análisis.

Figura 44. BALIZA DE POLIPROPILENO ROTA POR UN RODADO. GLACIAR MARTIAL ESTE, ARGENTINA. Fuente: Rodolfo Iturraspe.



4.7.2

Densidad de nieve

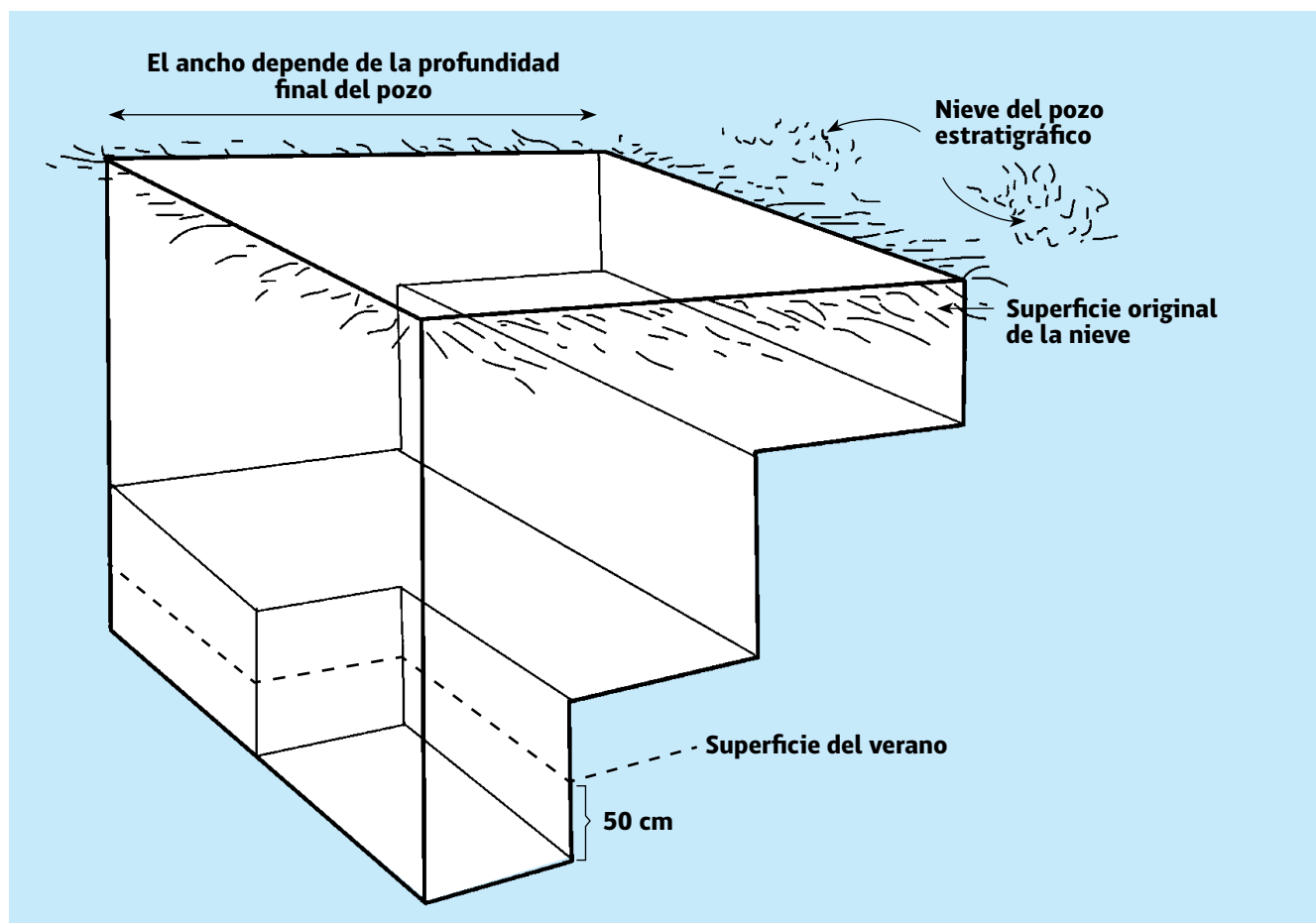
Con el fin de transformar los cambios de altura de nieve, neviza, o hielo, en volumen equivalente en agua, las lecturas de balizas deben ser acompañadas por una medición de la densidad y espesor de la capa de nieve existente en dicha baliza, desde la superficie de la nieve o hielo del verano anterior hasta la superficie actual de la nieve. El reconocimiento de esta superficie del verano anterior no es fácil, pero una manera muy útil y práctica es realizar un perfil de densidad de la nieve. Esto se logra fácilmente mediante un pozo en la nieve (calicata), al medir la densidad de la nieve de forma regular en una pared del pozo hasta alcanzar su base. Otra opción más fácil y rápida es la extracción de un testigo de hielo corto o usar sondas de penetración para sondear y estimar la profundidad de la nieve del año en curso.

4.7.3

Calicatas de nieve

Hay diversas técnicas y consideraciones al momento de planear la excavación de un pozo de nieve para alcanzar la profundidad correcta según la pared que se quiere medir. La **Figura 45**, muestra una sugerencia para realizar una calicata. Habitualmente, se excava un pozo hasta alcanzar la capa de nieve del año hidrológico anterior, o hasta alcanzar hielo.

Figura 45. TAMAÑO Y FORMA DE UNA CALICATA PARA MEDIR LA DENSIDAD DE LA NIEVE EN UN PERFIL VERTICAL. Fuente: Adaptado de [Kaser et al, 2003].



El tamaño del pozo y de su forma depende de la profundidad esperada. El punto más bajo del pozo debe ser un cuadrado de aproximadamente 1 x 1 m que permita un espacio suficiente para realizar las mediciones de densidad. Además, para las mediciones de densidad y observaciones estratigráficas debe ser excavada una pared continua desde la superficie de la nieve hasta el fondo del pozo, la cual siempre debe estar orientada de tal manera que se evite la insolación directa. Generalmente es recomendable que todas las paredes se mantengan perpendiculares a la base mientras se excava y mantener los ángulos de las paredes perpendiculares entre sí. Esta es la manera más efectiva para alcanzar la profundidad requerida con la remoción de un mínimo de volumen. Además, es conveniente condicionar un sistema escalonado para acceder cómodamente al fondo de la calicata con el fin de evitar roces con sus paredes y posible interpretación errónea de datos (**Figura 46**).

Figura 46.

CALICATA DE NIEVE DONDE SE OBSERVAN ALGUNOS DE LOS EQUIPOS TÍPICOS PARA MEDICIÓN DE BALANCE DE MASA: PESA, ESPÁTULA, PALA, TERMÓMETROS Y CUÑA. VOLCÁN MOCHO-CHOSHUENCO. Fuente: Francisca Bown.



Se recomienda monitorear la densidad de forma discreta cada 10 cm en la pared de umbría (i.e., con exposición sur en el Hemisferio Sur). En cada nivel se debe introducir una cuña de una sola vez y sin presionar (**Figura 47**), idealmente de un 1 litro, cuyo peso neto es conocido. De esta manera se puede obtener la densidad de la nieve muestreada. Simultáneamente, se introduce un termómetro en la pared para obtener temperaturas de la nieve. Otras observaciones tales como la porosidad, color, o presencia de lentes de hielo también deben ser considerados en el mapeo estratigráfico y registrados en la ficha correspondiente. En el Apéndice IV se indica un ejemplo de cartilla de mediciones en un pozo estratigráfico.

Cada medición debe ser registrada en un cuaderno de terreno, anotando la profundidad a la que se extrajo la muestra, la densidad obtenida, la temperatura, presencia de lentes, etc.

Figura 47.

MEDICIÓN DE DENSIDAD DE NIEVE EN CALICATA REALIZADA EN VOLCÁN MOCHO-CHOSHUENCO. Fuente: Andrés Rivera.



La densidad de la nieve, ρ , se determina dividiendo el peso m , de una muestra de nieve por el volumen muestreado v .

Ecuación 14.

$$\rho = \frac{m}{v}$$

Se recomienda realizar las excavaciones en superficies regulares y planas, considerando las recomendaciones de la **Figura 45**. Es importante que la pared donde se realicen las mediciones se encuentre a la sombra y además, considerando la estabilidad del pozo, se recomienda excavar las paredes ortogonales (especialmente el plano donde se realizarán las mediciones de densidad).

4.7.4

Equipos para medición de pozos

Los instrumentos básicos para la medición de la densidad de la nieve son: una pala para ayudar en las excavaciones; una cuña para obtener una masa conocida de nieve y una espátula para limpiar la nieve excedente de la cuña; una balanza de precisión para, posteriormente, pesar la muestra obtenida con la cuña (**Figura 48**). También resulta de utilidad medir la temperatura de la nieve y así obtener un perfil vertical de su temperatura, para lo cual se utilizan generalmente termómetros digitales (o en su defecto termómetros metálicos con sensores en el extremo del vástago).

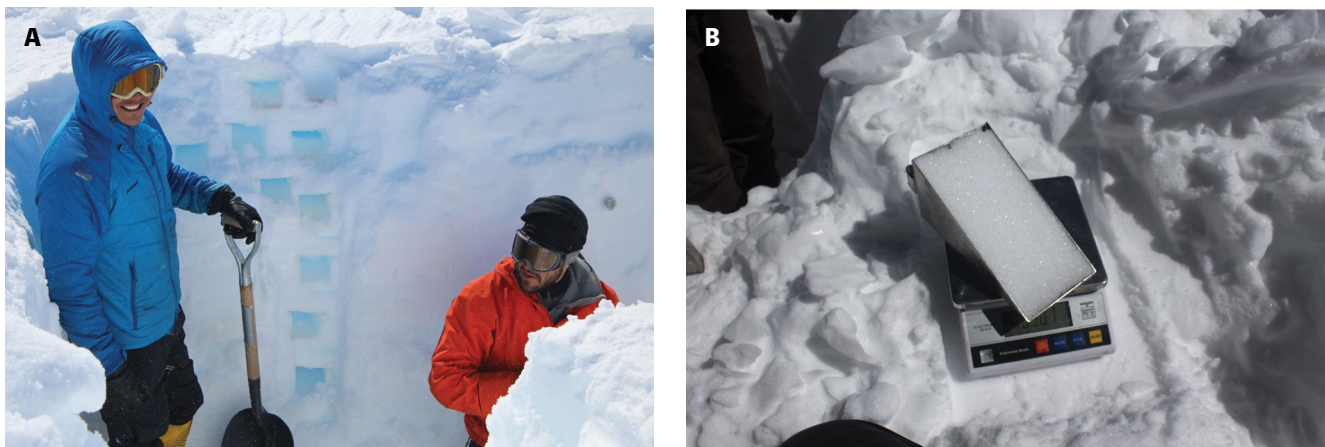
Una alternativa a la cuña, es el uso de un cilindro muestreador, que puede estar compuesto por un tubo de dimensiones variables ($L > 20$ cm, $\phi > 5$ cm) de algún metal duro que no se doble al penetrar neviza. Debe ser un cilindro muy regular, con el extremo que se introduce en la nieve cortado en bisel externo con el fin de que penetre la nieve sin compactarla (**Figura 49**).

Se puede emplear de dos formas:

a) Introducción vertical: Este método permite realizar un muestreo completo de

Figura 48.

POZO EN NIEVE. MEDICIONES DE DENSIDAD DE NIEVE AL INTERIOR DE UN POZO (A) Y DE LA CUÑA UTILIZADA PARA EXTRAER MUESTRAS DE DENSIDAD (B). Fuente: Andrés Rivera.



la acumulación de nieve. Se puede considerar una capa de espesor definida, para obtener un perfil de densidad preciso y detallado. Es fundamental evitar que la nieve caiga encima del tubo cuando se golpea su parte superior ya que alteraría la densidad medida.

b) Introducción horizontal: Es más bien una forma imprecisa de medición a menos que se tomen registros según una distancia vertical equivalente a su diámetro. El muestreo puede resultar más representativo de cada capa de nieve, aunque el corte de la extremidad de la muestra puede resultar incómodo y constituir una fuente de imprecisión.

Otras herramientas útiles son el uso de lupa con un aumento de 5x o 10x, la que sirve para observar la estructura del cristal de nieve. Existen lupas y tarjetas plásticas con escalas milimétricas incluidas, que facilitan la medición de los cristales de nieve. Posteriormente, los cristales de nieves son clasificados según su forma. Para una descripción más detallada de cristales de nieve véase *La Chapelle* (1969).

Mediciones con muestreador Monte Rosa

El tubo Monte Rosa es un sistema comúnmente empleado y de fácil operación dada su capacidad para penetrar varias decenas de centímetros del manto nival. Esta condición y su fácil transporte son sin duda grandes ventajas que ofrece al momento de realizar un muestreo en glaciares pequeños. Sin embargo, cuando la superficie está compuesta por neviza de gran densidad la penetración del tubo se hace difícil o definitivamente imposible. Otro aspecto favorable es la representatividad espacial que se logra cuando es posible hacer estas mediciones puntuales en cada una de las balizas instaladas en un glaciar.

El muestreador Monte Rosa es un tubo graduado y ranurado, con boca aserrada de diámetro y peso conocido que permite sacar testigos de nieve de la superficie del

4.7.5

Figura 49.

MUESTRAS CON CILINDRO MUESTREADOR DE NIEVE. EN LA IMAGEN SE OBSERVA: **A)** LA OBTENCIÓN DE UN TESTIGO CORTO DE NIEVE CON LA AYUDA DE UN MARTILLO DE GOMA EN EL GLACIAR QUITO, ANTÁRTICA (Fuente: Bolívar Cáceres); Y **B)** LA OBTENCIÓN DE UN TESTIGO CORTO EN UN SECTOR DE MENOR DENSIDAD DE NIEVE EN EL GLACIAR MARTIAL ESTE, ARGENTINA. Fuente: Rodolfo Iturraspe.



glaciar para luego pesar la muestra y deducir su densidad (**Figura 50**). Este instrumento se entierra verticalmente en la nieve y, posteriormente se pesa con la muestra para determinar su densidad. Es posible agregarle secciones al Monte Rosa para realizar muestreos completos de una columna de nieve. Es un buen complemento a las mediciones realizadas en calicatas de nieve.

Figura 50.

SISTEMA DE MUESTREO CON MONTE ROSA. Fuente: Camilo Muñoz.



4.7.6

Uso de sonda de nieve

Es un tubo de aluminio con una punta reforzada de 1 o 2 cm de diámetro. Está graduado cada 1 o 5 cm. Cada tubo tiene una longitud de 1 a 2 m, y permite incorporar más tubos conforme se requiera en terreno (**Figura 51**). Al detectar el estrato más denso, se puede registrar la altura de nieve depositada. Esta sonda es solo un complemento a los métodos anteriormente descritos.

Habitualmente, durante el empleo del tubo Monte Rosa se realizarán mediciones de la profundidad de la nieve mediante sondaje con varillas (**Figura 52**). Las sondas proveen un dato único de profundidad para el espesor que logra ser penetrado.

4.8

FUENTES DE ERROR EN EL CÁLCULO DE BALANCE DE MASA

Cuando se realizan cálculos de balance de masa anual para una serie de años se deben tener presentes los errores asociados a la toma de datos en terrenos, algunos de los cuales pueden ser sistemáticos, como por ejemplo, la altura de referencia que se mide en balizas, o la profundidad de los pozos, o la estimación de la acumulación/ablación en zonas con mucha pendiente o con penitentes [Østrem and Haakensen, 1999]. Por ejemplo, las balizas pueden no quedar perfectamente enterradas en las áreas de acumulación, y tienden a hundirse en la neviza [[Østrem and Brugman, 1991; Østrem and Haakensen, 1999]. Una solución para este problema es el monitoreo de balizas mediante GPS de precisión.

Por otra parte, también existen errores asociados a los sondajes de nieve cuando ha existido fuerte acumulación. Al realizar los sondajes en zonas con una gran acumulación no se tiene certeza de que la vara utilizada se mantenga vertical en la

totalidad del manto nival. Si la sonda se inclina, la penetración podría ser errónea y por lo tanto la determinación de la base sería errónea, incrementando los valores de acumulación [Østrem and Haakensen, 1999].

Figura 51. SONDA DE NIEVE. SE OBSERVAN SEGMENTOS QUE SE PUEDEN AGREGAR PARA MEDIR HASTA UNA CAPA DE NIEVE MÁS DENSA EN PROFUNDIDAD. Fuente: CECs.



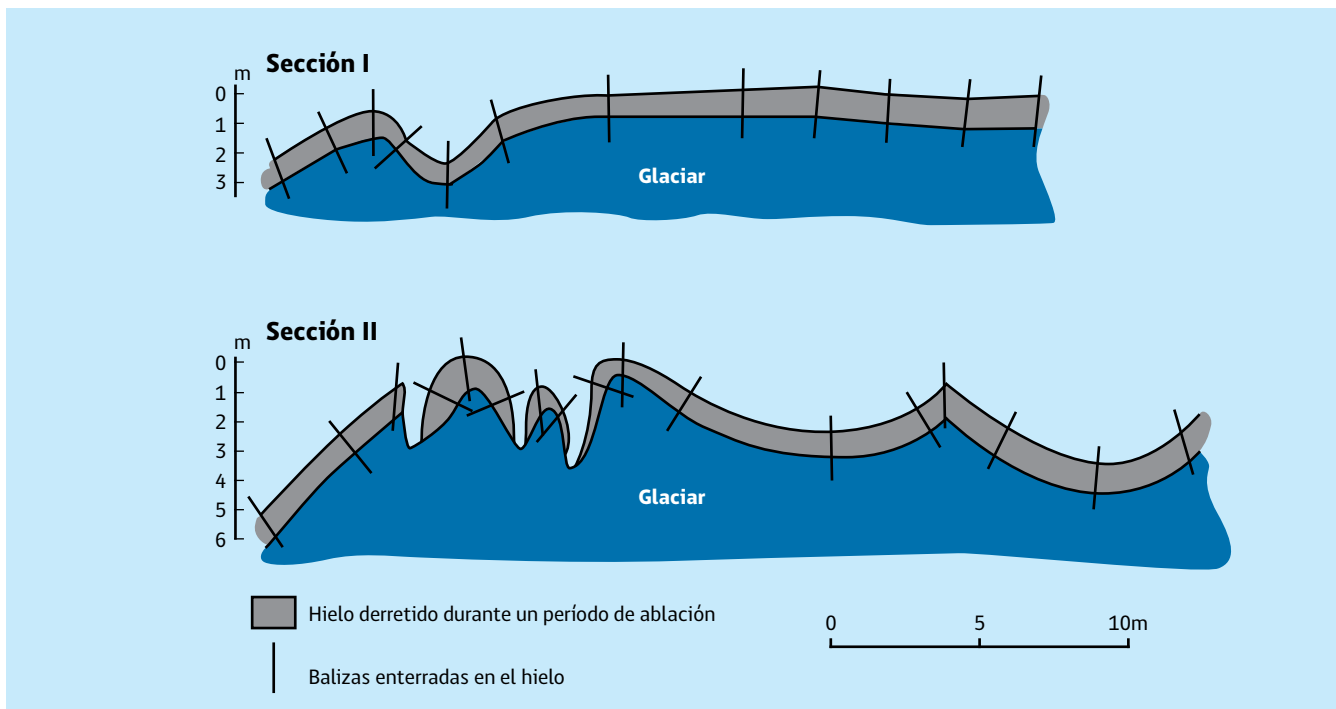
Figura 52. MEDICIONES CON SONDAS DE NIEVE EN GLACIAR ORTIGAS 1, CHILE SEMIÁRIDO. Fuente: Camilo Muñoz.



También existe el problema de la representatividad de las mediciones en terreno referentes a la disposición de las balizas y pozos sobre el glaciar. Este problema puede afectar el balance generando una sobrestimación/subestimación de la ablación y/o de la acumulación. Además, se deben considerar los problemas asociados con la inaccesibilidad de algunos puntos sobre un glaciar. Por una parte, es difícil estimar la acumulación de nieve en zonas con alta pendiente superficial (e.g. en circos a gran altitud); y por otra parte, existe un problema relacionado con la cantidad de acumulación y fusión en zonas fuertemente agrietadas. La magnitud de estos errores es difícil de estimar, aunque existen estudios sobre derretimiento en grietas. Por ejemplo, el estudio de *Karlen* (1965) sobre el Glaciar Nigardsbreen en Noruega, demostró que ocurre un 17% más de ablación en las áreas fuertemente agrietadas que en áreas planas del glaciar (**Figura 53**). Normalmente solo una porción del área total del glaciar corresponde a una zona fuertemente agrietada.

Figura 53.

COMPARACIÓN DE DOS SECCIONES EN EL GLACIAR NIGARDSBREEN PARA MEDIR LA ABLACIÓN DEL HIELO EN ZONAS SIN GRIETAS (SECCIÓN I) Y CON GRIETAS (SECCIÓN II). Fuente: Adaptado de [Østrem and Haakensen, 1999].





5. PLANIFICACIÓN DEL MONITOREO DE GLACIARES

5.1

SELECCIÓN DE UN GLACIAR REPRESENTATIVO

Al planificar un programa de balance de masa de un glaciar, debe identificarse uno que sea representativo a escala regional y que no tenga influencias muy específicas que impidan compararlo con el resto de glaciares de su región (e.g. glaciares alimentados por avalanchas o *séracs*, desprendentes o aquellos totalmente cubiertos por escombros) [Francou and Pouyaud, 2004].

Para la selección de los glaciares representativos se deben contemplar los siguientes aspectos:

- Representatividad espacial, en términos de tamaño y controles topográficos.
- Representatividad de la diversidad glaciológica a nivel regional (glaciares pequeños, medianos, grandes, con frentes desprendentes, de montaña, de valle, asociado a volcanismo activo, etc.).
- Analizar la curva hipsométrica (ésta describe la distribución de la elevación del glaciar respecto al nivel medio del mar en un área particular de interés) de cada glaciar potencial en conjunto con su ELA y AAR, para ver representatividad de glaciar [Rivera et al., 2011].
- Condiciones de acceso y seguridad para la operación en las zonas de ablación y acumulación del glaciar, tanto en períodos de acumulación como ablación.
- Situación legal (procurar el acceso futuro al glaciar).
- Disponibilidad de información histórica, meteorológica, hidrológica y satelital (imágenes visibles y de radar).

5.1.1

Accesos logísticos

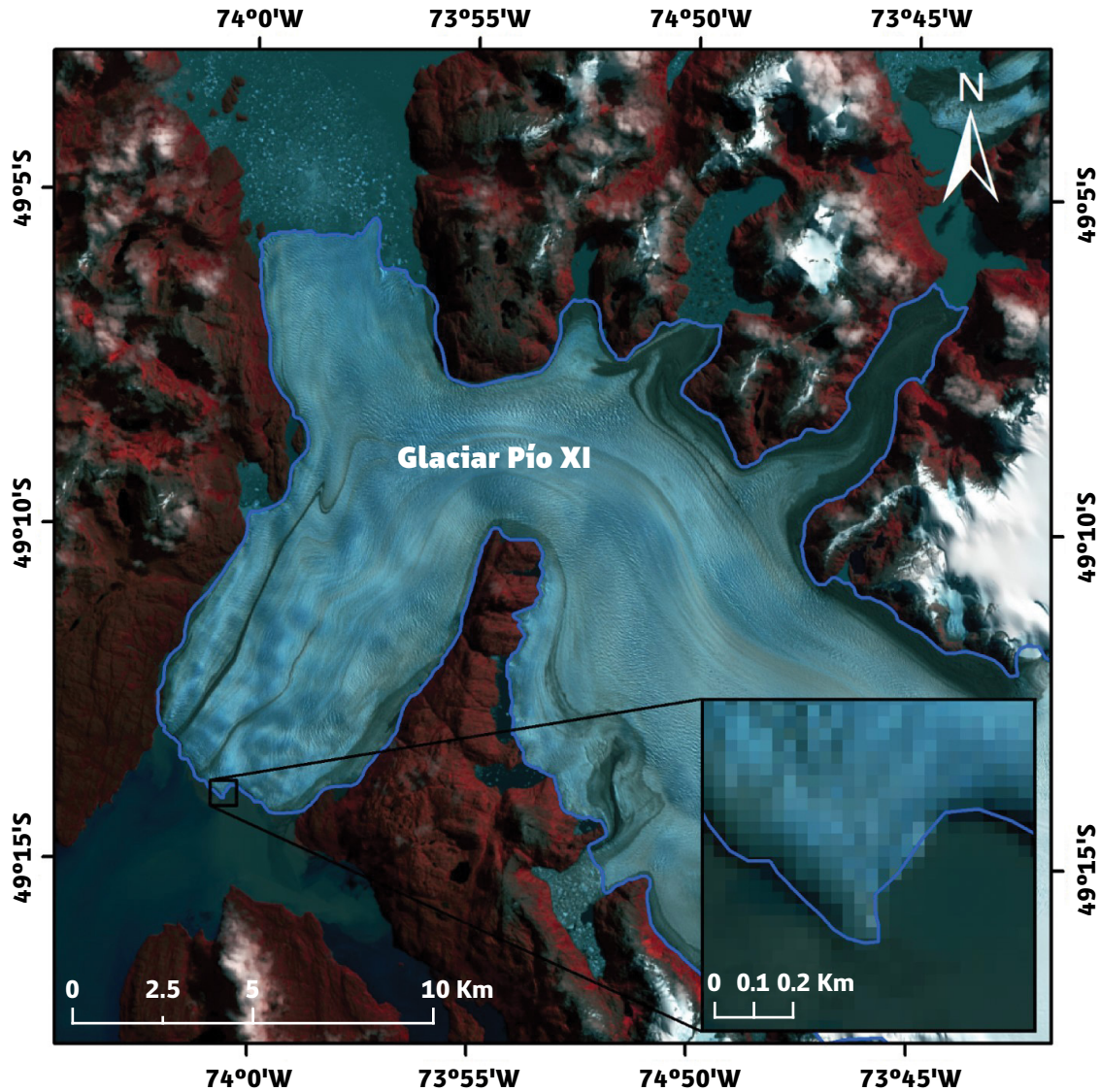
Un criterio sin duda relevante a considerar es la factibilidad logística, esto es: adecuadas condiciones de acceso, seguridad, operación, equipamiento y medición que posea cada glaciar. Hay muchos cuerpos de hielo que pueden tener características ideales desde el punto de vista teórico, pero su acceso es muy remoto y peligroso, lo que impide una operación glaciológica frecuente. La mayor parte del glaciar debe ser fácilmente accesible. En relación al tiempo necesario para alcanzar el frente a pie se estima que una hora o menos es lo óptimo y que tres horas es el máximo [Francou and Pouyaud, 2004]. En algunos casos se requieren vehículos mecanizados especiales para realizar progresiones sobre el glaciar (e.g., motos de nieve) o aproximación al glaciar estudiado (e.g., módulos polares). En casos donde el acceso es muy complicado o requiere de muchos días de aproximación, los accesos terrestres son descartados y son utilizados helicópteros, cuya principal limitación es el costo por hora que puede alcanzar los \$2,000 USD.

5.1.2

Seguridad

Una parte fundamental en la selección de un glaciar es evitar aquellos con varias zonas peligrosas (riesgos de avalanchas, *séracs* o pendientes muy fuertes) ya que ponen en riesgo la seguridad de los operadores y dificulta mucho el trabajo glaciológico. Además, restringen la periodicidad de las visitas a terreno para la medición de balizas.

Figura 54. MAPEO MANUAL DEL ÁREA DE UN GLACIAR. GLACIAR PIO XI CHS, CHILE. Fuente: Elaboración propia.



DELIMITACIÓN DE UN GLACIAR

5.2

Conocer la superficie de un glaciar es indispensable para poder realizar correctamente una extrapolación de balances de masa puntuales y de esta manera obtener el balance específico promedio de un glaciar.

Para esto se puede utilizar una imagen satelital de fecha reciente y de una resolución de píxel adecuada al tamaño del glaciar. Cuando se trabaja con glaciares de $>1 \text{ km}^2$, la resolución media (ca. 15 m) es suficiente, sin embargo en glaciares de menor dimensión ($<0.1 \text{ km}^2$) se deben adoptar escenas de mayor detalle (e.g., *Geoeye*, *Quickview*, entre otras). Otros factores importantes en la selección de imágenes satelitales son la fecha de captura (idealmente hacia mediados o fines del período de ablación) lo que minimiza planchones de nieve estacional [Paul et al., 2009], y la nubosidad no superior a 2 octas en las áreas de interés. Este último constituye un factor crítico y por lo general limitante

en muchas regiones. Entre las imágenes de mayor utilidad se encuentran Landsat y ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), que han sido tradicionalmente utilizadas durante las últimas décadas para estudios glaciológicos en los glaciares de Latinoamérica. Todas estas imágenes son de acceso libre tratándose de investigación sin fines de lucro y ofrecen una resolución espacial apropiada para estos fines. Para una revisión de las bases de datos potencialmente útiles, referirse a la **Tabla 8**. La **Figura 54** representa los resultados de un mapeo manual del área de un glaciar.

Tabla 8.

CARACTERÍSTICAS DE IMÁGENES SATELITALES POTENCIALMENTE ÚTILES EN LA DELIMITACIÓN DE ÁREAS GLACIARES

| Plataforma Sensor | Cobertura temporal | Revisita (días) | Tamaño (km) | Ancho (km) | Resolución espacial (m) | |
|-------------------|--------------------|-----------------|-----------------------------------|-------------|-------------------------------------|--------------------------------|
| Terra MODIS | 1999-presente | 1 - 2 | 2,330 x 10 (en el nadir) | 2330 | 250 (MS) | Resolución espacial baja/media |
| Landsat MSS | 1972-1999 | 18 | 185 x 185 | 185 | 60 (MS/PAN) | |
| Landsat 5 TM | 1985-presente | 16 | 185 x 180 | 185 | 30 (MS/PAN) | |
| Landsat 7 ETM+ | 1999-presente | 16 | 185 x 180 | 185 | 30 (MS/PAN) | |
| Landsat 8 OLI | 2013-presente | 16 | 170 x 180 | 185 | 30 (MS), 15 (PAN) | |
| Terra ASTER | 1999-presente | 16 | 60 x60 | 60 | 15 (MS) | |
| CBERS | 1999-presente | 5 | 120 (MS), 120 (IRMS), 60 (PAN) | 60-120 | 20 (MS), 40 (IRMS), 5 (PAN) | |
| ALOS AVNIR-2 | 2006-presente | 46 | 70 x70 | 70 | 10 (MS) | Resolución espacial fina |
| ALOS PRISM | 2006-presente | 46 | 35 x 70 | 35 | 2.5 (PAN) | |
| IKONOS | 2000-presente | 5 | 10 x 10 o 14 x 14 | 11 | 4 (MS), 1 (PAN) | |
| GeoEye-1 | 2008-presente | < 3 | 15 x 15 | 15 | 1.65 (MS), 0.4 (PAN) | |
| SPOT 5-7 | 2002-presente | 2 - 3 | 60 x 60 | 60 | 1.5 - 2.5 (PAN), 8 - 10 (MS) | |
| WorldView1-2 | 2007-presente | 1 - 2 | 17.6 x 14 - 16.4 x 14 | 17.6 - 16.4 | 0.46 - 0.55 (PAN), 1.8 (MS WV-1) | |
| Pleiades-1A/B | 2012-presente | 1 | 20 x 280 | 20 | 0.5 (PAN), 2 (MS) | |
| Quickbird | 2001-presente | 1 - 4 | 16.5 x 16.5 | 16.5 | 0.61 (PAN), 2.44 (MS) | |
| RapidEye | 2008-presente | 1 - 6 | 77 x 77 | 77 | 5 (MS) | |
| Cartosat-1 | 2005-presente | 5 | 30 x 30 | 30 | 2.5 (PAN) | |
| Sentinel-2 | 2015-presente | 5 - 10 | 290x290 | 290 | 10 (PAN) | |

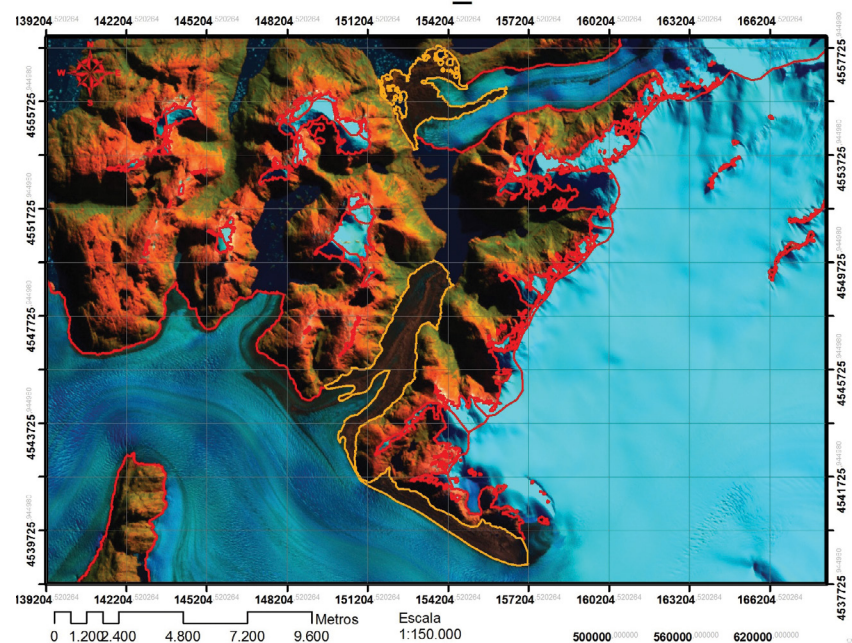
Generalmente, las imágenes traen una deformación asociada a la geometría de la superficie terrestre. La corrección ortométrica/geométrica de imágenes se realiza con el empleo de los datos topográficos disponibles. Entre ellos, se ha utilizado frecuentemente la data SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) de resolución de 90 m. Su principal ventaja es la cobertura casi global. No obstante lo anterior, existen diversas alternativas de modelos 3-D que también sirven para este propósito (ver **Tabla 9**). Además, existen una serie de métodos de orto-rectificación, el más popular es el "vecino más cercano" [Wilson and Fotheringham, 2008], que permiten reducir distorsiones geométricas propias de las imágenes satelitales.

Para identificar de manera automática la superficie glaciar a menudo se utilizan métodos de razón de bandas espectrales y composiciones falso color [Kääb *et al.*, 2002, 2003]. Dentro de los métodos de razones de bandas, el más efectivo para este propósito es la razón de bandas electromagnéticas TM4/TM5 del satélite Landsat TM (λ 0.8 y λ 1.6 μ m, respectivamente) para imágenes previas al año 2013, y el cociente entre las bandas electromagnéticas OLI 3 y OLI 6, para las imágenes satelitales desde el año 2013. Estudios recientes han demostrado que los resultados obtenidos utilizando los valores de reflectancia planetaria son los más precisos en el mapeo y menos sensible a los efectos de sombra [Dozier, 1989; Kulkarni *et al.*, 2002; Negi *et al.*, 2009].

Estos métodos permiten discriminar muy eficientemente las superficies de hielo descubierto de otras facies no glaciares tales como vegetación, cuerpos de agua y neveros (**Figura 55**). Usualmente, el proceso de clasificación es complementado con la aplicación de filtros para mejorar la calidad de la imagen. También se realiza una edición manual de la clasificación de glaciares atenuando fractales o marginando áreas de hielo pequeñas.

Mediante la comparación de imágenes de diferentes fechas se pueden determinar los cambios de área y/o frentes de un glaciar. Esto se realiza mediante la comparación de polígonos que contienen el área de un glaciar en distintas imágenes que han sido corregistradas, las que se pueden comparar y superponer en cualquier Sistema de Información Geográfica (SIG), como por ejemplo ArcGIS, QGIS, Idrisi, Global Mapper, GRASS, etc.

Figura 55.
CLASIFICACIÓN AUTOMÁTICA DE LA
COBERTURA DE NIEVE Y HIELO.
Imagen LANDSAT ETM+ (L7
231_096_07052001).



5.3

MAPEO DE LA TOPOGRAFÍA SUPERFICIAL

Para la selección, planificación e implementación de un programa de balance de masa glaciar es importante conocer la topografía superficial, e idealmente la subglacial (**Figura 56**). La topografía superficial permite determinar pendientes, exposiciones, sectores con grietas, etc. Al comparar topografías de distintas fechas, es posible además cuantificar los cambios de elevación que presentan los glaciares en función del tiempo. Esta información permite determinar variaciones históricas del cuerpo de hielo y estimar el balance de masa glaciar con el método glaciológico. Los cambios de elevación en la topografía superficial de un glaciar son buenos indicadores de su estado en conexión con las fluctuaciones del clima de mediano plazo [Oerlemans *et al.*, 1998]. La medición de espesores de hielo, y por ende de la topografía subglacial, es importante para determinar el volumen equivalente de agua contenido en el glaciar, la hidrología subglacial, la distribución de temperaturas del hielo, las características geológicas del fondo, entre muchos otros parámetros.

Figura 56.

MAPEO SUB-SUPERFICIAL DE UN GLACIAR. USO DE RADARES PARA DETERMINAR EL ESPESOR Y LA TOPOGRAFÍA SUB-GLACIAR. Fuente: Rodolfo Iturraspe.



5.3.1

Topografía superficial y cambios de elevación

Dentro de las técnicas más adecuadas para el estudio de balance de masa glaciar con el método geodésico destaca la utilización de DEMs (*Digital Elevation Models*) derivados de imágenes estereoscópicas (e.g., imágenes satelitales, ortofotos, entre otros) u obtenidas directamente de muestreos puntuales de alta precisión con sistemas tipo LiDAR (*Light Detection and Ranging*) o GPS (*Global Positioning System*). En el caso que el sistema GPS se una al sistema satelital Ruso GLONASS (*Global Orbiting Navigation Satellite System*), se denomina sistema GNSS (*Global Navigation Satellite System*).

Los sensores remotos satelitales y láser, han sido ampliamente utilizados en glaciología [Rivera et al., 2005b; Bamber and Rivera, 2007; Racoviteanu et al., 2007], debido a que representan un sistema que opera desde el aire o tierra, y permite medir la topografía superficial de un cuerpo de hielo con alta precisión y con coberturas más amplias que las obtenidas con otros instrumentos topográficos convencionales (estaciones totales o GPS). Muchos de estos glaciares han sido también mapeados en el pasado con métodos fotogramétricos, los que si bien pueden tener una buena cobertura, presentan errores verticales que pueden llegar a decenas de metros [Rivera et al., 2007]. Por otro lado, los mapas topográficos de origen fotogramétrico [Soruco et al., 2014], presentan zonas sin topografía, debido a que las áreas cubiertas por nieve no presentan visión estereoscópica, por lo que no se puede derivar la topografía a partir de pares fotográficos. La **Tabla 9** señala las fuentes más utilizadas para obtener DEMs.

Tabla 9.

SET DE DATOS POTENCIALMENTE ÚTILES PARA LA GENERACIÓN DE DEMs.

| Base de datos | Resolución (m) | Cobertura temporal | Fuente |
|----------------------------|------------------------------------|--------------------|-------------|
| SRTM (Global) | 90 (disponible en 30 m desde 2014) | 2000 | InSAR |
| WorldDEM (Global) | 12 | desde 2014 | InSAR |
| ASTER GDEM (Global) | 30 | 1999–presente | Par estéreo |
| ALOS PRISM | 3 | 2006–presente | Par estéreo |
| SPOT 5–7 | 5–10 | 2002–presente | Par estéreo |
| GeoEye-1 | 1 | 2008–presente | Par estéreo |
| Quickbird | 1 | 2001–presente | Par estéreo |
| Ikonos | 2–5 | 2000–presente | Par estéreo |
| Cartosat-1 | 2.5 | 2005–presente | Par estéreo |
| Pleiades- 1A/B | 1 | 2012–presente | Par estéreo |
| WorldView 1–2 | 1 | 2007–presente | Par estéreo |
| RADARSAT 1–2 | 1–100 | 1996–presente | InSAR |
| ERS 1–2 | 25 | 1992–2011 | InSAR |
| Envisat | 12.5 | 2002–presente | InSAR |
| TanDEM-X | 1–16 | 2010–presente | InSAR |
| TerraSAR-X | 1–16 | 2007–presente | InSAR |

5.3.2

Mediciones de espesor de hielo y estructura interna de un glaciar

El Radio-Eco Sondaje (RES) es un método geofísico que permite determinar el espesor de hielo y, en algunos casos, las capas de nieve/hielo de un glaciar [e.g., Rivera et al., 2001]. Es un sistema que utiliza un pulso electromagnético corto pero de gran amplitud que es emitido por una antena transmisora. Este pulso que se desplaza en profundidad a lo largo del glaciar, es reflejado por el lecho rocoso y los diferentes obstáculos que existen en el cuerpo de hielo. Finalmente, la señal de retorno es registrada por un receptor, por algún medio digital y posteriormente es almacenada en un computador portátil donde es procesada.

La adquisición de datos mediante el RES se basa en la emisión de pulsos electromagnéticos, entre las frecuencias de 1 MHz a 50 MHz, por medio de un trasmisor [Plewes and Hubbard, 2001]. Los pulsos emitidos sobre un glaciar penetran el hielo, pero las variaciones en la permitividad eléctrica y el contraste entre el medio rocoso y de hielo generan reflexiones de onda que son registrados en superficie por antenas receptoras de señales. Mediante el análisis del tiempo entre el pulso emitido y el pulso registrado, es posible determinar el espesor de hielo y la profundidad del lecho rocoso [Bogorodsky et al., 1985].

La conductividad, la permitividad eléctrica y velocidad de propagación de ondas de radio (RWV) (**Tabla 10**) en un glaciar, dependen en gran medida del contenido de agua que este posea, lo que implica que la penetración de ondas de radar solo sea posible utilizando frecuencias bajas (1-50 MHz). Siguiendo este mismo principio, se ha logrado determinar el contenido de agua en la estructura interna del hielo [Topp et al., 1980; Slater and Comas, 2009].

Tabla 10.

PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE USO EN RADIOGLACIOLOGÍA. Fuentes: Glen and Paren, [1975]; Plewes and Hubbard, [2001]; Reynolds, [1997].

| Material | Permitividad eléctrica relativa (ϵ_r) | Conductividad eléctrica (σ) [mS m^{-1}] | Velocidad de propagación de ondas de radar [$\times 10^8 \text{ m s}^{-1}$] |
|-----------------------|--|---|---|
| Aire | 1 | 0 | 3 |
| Agua dulce | 80 | 0.5 | 0.33 |
| Agua salada | 80 | 3,000 | 0.1 |
| Hielo temperado (0°C) | 3.195 ± 0.02 | 0.01 | 1.61 a 1.68 |
| Hielo frío (-20°C) | 3.182 ± 0.018 | 0.01 | 1.68 a 1.70 |
| Nieve | 1.4 a 3 | - | 0.194 a 0.252 |
| Permafrost | 1 a 8 | 0.1 - 10 | 1.06 a 3 |

Normalmente las campañas de RES, se realizan a pie o con motos de nieve, donde es necesario que las mediciones se realicen en intervalos constantes. Esto sólo se logra manteniendo una velocidad de desplazamiento y de disparo constantes. También se hace indispensable el uso de instrumentos de posicionamiento (GPS) para la georreferenciación posterior de los datos. Adicionalmente, la información de altitud sobre el nivel del mar y sobre el nivel del suelo es imprescindible para realizar la corrección de terreno de los datos de RES. Para generar estimaciones de volúmenes de hielo dentro del área medida, es necesario realizar interpolaciones entre los segmentos

con información registrada y para hacer esto posible se requiere que las mediciones con sistemas RES sean en forma de líneas paralelas transversales o longitudinales. Un menor espaciamiento entre las líneas de medición permitirá una mejor resolución de la grilla de información y, por lo tanto, mejores estimaciones volumétricas.

Para mayores detalles de esta técnica, las ecuaciones fundamentales y las aplicaciones que se pueden abordar, ver la compilación reciente de [Oberreuter et al., 2014].

LOGÍSTICA Y SEGURIDAD EN MONTAÑA

La planificación cuidadosa de la logística es fundamental para el éxito de una campaña de balance de masa. Un glaciar puede constituirse en un lugar de gran peligro para el personal a cargo de las mediciones si no se toman las medidas de resguardo necesarias antes y durante el desarrollo del trabajo en terreno. A continuación, se describe de forma general los aspectos a considerar.

La planificación logística y de seguridad se puede separar en dos aspectos fundamentales: 1° Mapeo detallado del área a trabajar: siguiendo una metodología basada en el trazado de divisorias de agua para determinar la cuenca principal; la identificación y mapeo de características morfológicas en superficie, agrietamiento, patrones de flujo, entre otros.

2° Protocolo de prácticas, instructivos para el manejo de instrumentos de terreno y documentos para realizar correctamente las mediciones. Todo esto con el fin de prevenir accidentes (seguridad aérea y terrestre) y velar por el trabajo responsable bajo estándares de seguridad.

En relación al primer aspecto, usualmente, es necesario utilizar un Sistema de Posicionamiento Global (GPS) que permita seguir una ruta previamente determinada para evitar grietas, rocas, *moulins*, entre otros (Figura 57). Es ideal si la ruta programada se puede desplegar en un monitor donde se pueda complementar esta información con imágenes satelitales, cartas geográficas e información geográfica de la región. Para detectar y mapear grietas se han utilizado diferentes métodos dentro de los cuales destacan el mapeo mediante imágenes satelitales de alta resolución espacial y la

Figura 57.
A) GLACIAR
 VINCIGUERRA,
 ARGENTINA. Fuente:
 Rodolfo Iturraspe.
B) MER DE GLACE,
 FRANCIA. Fuente:
 Javier Corripio.



utilización de técnicas geofísicas (e.g., radares), las cuales se pueden adaptar a los diferentes vehículos de transporte para mapear en tiempo real [Zamora et al., 2007].

Respecto al segundo punto, lo principal es incorporar personal con experiencia y calificado para realizar actividades en terrenos nevados con el fin de asegurar el éxito y seguridad en las expediciones, considerando las dificultades de los terrenos tanto para operaciones terrestres como aéreas. En éstas últimas, se puede trabajar con empresas/instituciones debidamente certificadas y con experiencia previa en la zona realizando trabajos similares.

5.4.1

Vestimenta y equipo

Lo fundamental de una buena elección de vestimenta es asegurar que será capaz de mantener seco al cuerpo y en caso de mojarse, que permita conservar la temperatura y poder secarse rápidamente. Además, durante jornadas frías debe proveer un aislamiento para impedir el contacto directo entre el viento y el cuerpo. Durante jornadas calurosas es importante que la indumentaria proporcione cierta protección contra el sol y contribuya al incremento de la transpirabilidad, evitando la concentración de humedad en el cuerpo (sudor).

Se recomienda el uso de un sistema de capas que permitan mantener la temperatura corporal óptima en todo momento al menor peso posible. Este sistema se compone de: una primera capa que está en contacto directo con la piel (ropa interior); una capa aislante, que permite acumular aire caliente cerca del cuerpo; y una cubierta exterior, que proporciona protección contra el viento y la lluvia/nieve.

Respecto a la ropa interior se recomienda el uso de lana porque no acumula mucha humedad y en caso de estar húmeda mantiene su característica aislante. La ropa interior se recomienda que esté compuesta de lana merino porque es más cómoda que otros tipos de lana, es altamente respirable y acumula menos olores. El aislamiento es de preferencia personal, pero se sugiere el uso de varias capas más que una única capa gruesa. El material puede ser variable, pero comúnmente se utilizan microfibras sintéticas o lana. La capa exterior debe estar confeccionada de nailon combinada con poliuretano y membranas que aumenten su capacidad de transpirabilidad, puede ser cualquier membrana que esté compuesta por microporos más pequeños que las gotas de lluvias pero lo suficientemente amplios para permitir la eliminación del exceso de humedad. Además, es necesario mantener las manos calientes con guantes. El guante debe ser seleccionado en función de su aislamiento y la capacidad de maniobrabilidad con las manos. También se puede aplicar el concepto de las capas en condiciones de bajas temperaturas.

El calzado debe ser de suela rígida, porque disminuyen la superficie de apoyo necesaria para otorgar estabilidad y son mejores para "cantear" en la nieve o hielo. El material puede ser de plástico o de cuero, se recomienda el plástico con botín interno para expediciones más largas. Además, la botas deben ser combinadas con polainas o cubre botas según sea necesario (polainas cortas para terrenos con poca acumulación de nieve, polainas largas para terrenos con acumulación de nieve y cubre botas para terrenos con mucha acumulación de nieve).

Se recomienda utilizar mochilas con armadura interna para ayudar a mantener su forma una vez que se carga sobre la espalda, contribuyendo a un mejor equilibrio. Se recomienda seleccionar una mochila de acuerdo al uso que tendrá y a la extensión temporal de la campaña. Generalmente se utilizan mochilas de 50-80 litros

para salidas de más de un día, pero para salidas invernales o expediciones largas se recomiendan mochilas de 100 litros o más.

Piolet, bastones, crampones y martillos son indispensables en marchas sobre nieve o glaciares, dado que permiten desplazarse por pendientes nevadas y/o con hielo de forma segura, para atravesar corrientes de agua y para excavar suelo o hielo.

El saco de dormir también es una parte fundamental para acampar. Se recomienda el uso de sacos de pluma de ganso para zonas de frío extremo y secas, mientras que para zonas más húmedas y frías se recomienda el uso de sacos sintéticos. La principal ventaja de los sacos de plumas es que son muy livianos y fáciles de transportar, mientras que los sacos sintéticos regularmente son más voluminosos y pesados. A pesar de lo anterior, una ventaja significativa de los sacos sintéticos sobre los sacos de pluma es que los primeros no se humedecen fácilmente a diferencia de los últimos, que una vez húmedos disminuyen considerablemente su capacidad de aislación. Un complemento importante para aumentar la aislación del suelo y evitar la condensación en la zona de contacto entre la espalda y la superficie es una colchoneta (preferentemente confeccionada con materiales impermeables y aislantes).

Por otra parte también es necesario contar con un equipo básico para la progresión sobre nieve o glaciares. Dentro de este equipo se deben considerar: elementos de orientación (brújula o GPS), protección contra el sol (lentes, bloqueador solar, gorros, etc.), aislamiento (ropa extra) para cambiar la ropa húmeda producto de una marcha, iluminación (linterna), botiquín de primeros auxilios, herramientas para reparar (e.g., cortapluma, hilo, entre otros), comida y agua. Para ver un completo listado al respecto, referirse al Apéndice III:

Alimentación

5.4.2

Es muy importante estar bien alimentado y descansado en condiciones meteorológicas duras, porque de esta manera las personas son menos propensas a experimentar dificultades físicas o enfermedades. Las actividades en montaña son muy exigentes por lo que es necesario consumir una variedad de alimentos capaces de proporcionar carbohidratos (50-70%, azúcares y almidón), proteínas (15-20%) y grasas (20-30%) en un total de calorías diarias de hasta 6000 kcal en personas de constitución grande.

Se debe planificar un consumo promedio diario de aproximadamente 0.7 kg de comida por persona. Sin embargo, los alimentos liofilizados y/o pre cocidos son una buena opción en términos de volumen y peso aunque son más costosos. Para la planificación grupal, es necesario hacer un sondeo de preferencias, y en el caso grandes altitudes, se recomienda consumir alimentos de fácil digestión y mantener una buena hidratación para evitar el mal de altura. Se recomienda invertir tiempo en el almacenamiento y transporte del alimento. A veces es más cómodo para el transporte y mantención del alimento reorganizar los alimentos en bolsas de plástico al vacío u otro tipo de recipientes.

Es recomendable considerar raciones de marcha, así como un desayuno fuerte y una cena que incluya todos los tipos de alimentos necesarios para el cuerpo, especialmente grasas y proteínas (de más lenta digestión) que podrían contribuir a mantener la temperatura corporal durante la noche y/o temperaturas muy frías.

Por otra parte, se recomienda que se considere el tipo de campaña para el transporte de los alimentos. Las opciones para el transporte son variadas (sacos, bolsas de plástico robusto, cajas plataneras, etc.) y dependerán del medio de transporte

que se utilice (helicóptero, bote, mulas, etc.). Se recomienda que la distribución de los alimentos sea en forma de raciones necesarias por día y no por tipo de alimento, lo que será un factor crítico en el caso de producirse una contingencia o dificultades en el transporte de carga.

Carbohidratos

Son alimentos que pueden digerirse fácilmente y suministran energía, fibra, vitaminas y minerales. Destacan el azúcar, fructosa, miel, cereales, legumbres, arroz, papas, pastas, verduras y frutas.

Proteínas

Son necesarias para el funcionamiento diario del cuerpo humano por su rol en mantener y acelerar el metabolismo, reparar músculos, generar anticuerpos, y un sinnúmero de otras funciones fundamentales. Alimentos recomendables como fuentes de proteínas son las carnes, pescados, quesos, frutos secos, leche y huevos, entre muchos otros.

Grasas

Son una importante fuente de energía, que proporcionan el doble de calorías/gramo que las proporcionadas por las proteínas o carbohidratos. Se digieren más lentamente, generando una sensación de satisfacción más prolongada. Alimentos recomendables que proporcionan grasas son los aceites vegetales (de oliva o maravilla), productos lácteos (quesos), frutos secos (nueces o almendras), embutidos, carne y pescado.

5.4.3

Campamento

La elección de un buen campamento base es fundamental para las actividades de medición de balance de masa. La elección del sitio depende de las circunstancias y la habilidad del montañista, la presencia de agua, la cercanía con puntos de acceso al glaciar, la posibilidad de aterrizaje de helicópteros, las rutas de acceso desde tierras bajas, etc.

En general, un campamento base es sólo un conjunto de carpas, cuya instalación es relativamente fácil y rápida, son impermeables, proporcionan intimidad, pueden instalarse casi en cualquier sitio, protegen del viento y del sol y, por lo general, tienen espacio suficiente para el ocupante y su equipo. Sin embargo, en muchos sitios pueden emplearse otros tipos de refugios:

Vivac: Los toldos son una alternativa ligera que se pueden usar en combinación con las fundas de vivac (del francés "*bivouac*", que significa campamento temporal) para obtener un refugio eficaz frente al viento y la lluvia. Las fundas de vivac se pueden utilizar como emergencia, o como refugio mínimo indispensable cuando se viaja con poco peso. Tiene capacidad para 1 persona (2 en caso de emergencia) y pesan cerca de 0.4 kg.

Carpas: Para la selección del tipo de carpa se debe considerar la protección que ofrece cada modelo frente a las condiciones externas: el peso, el confort y el precio. Toda carpa debe ser impermeable y respirable (transpirables), con un suelo fabricado de nailon y con una zona adecuada de rebajo (preferentemente con terminaciones termo-selladas por el fabricante para evitar el filtrado de humedad). Se recomiendan carpas de techo doble, que no estén en contacto entre cada capa para evitar la condensación en algún punto, o carpas simples compuestas por una capa única conformada por 3 membranas (impermeabilidad, refuerzo y transpirabilidad), que son mucho más livianas que las anteriores (cerca de 2.3 kg para una carpa de 2 personas), pero son más costosas.

Todas las carpas pueden ser invernales o no invernales. Las carpas de 3 estaciones (no invernales) son más livianas y más económicas, pero no adecuadas para condiciones invernales o de viento y nieve. Por otra parte, las carpas 4 estaciones (invernales) son más pesadas y costosas, pero muy adecuadas para condiciones de viento y nieve. Respecto a la forma de las carpas, pueden usarse tubulares o iglú, con el fin de obtener una maximización del espacio interno y una buena protección frente a las condiciones meteorológicas exteriores.

El tamaño ideal de la carpa para expediciones cortas es de 2 personas porque ofrecen ventajas de peso y se puede instalar casi en cualquier lugar. El ideal es que la carpa posea ábside (pequeña zona al exterior de la capa transpirable que está cubierta por la capa impermeable de la carpa). Para el caso de expediciones o terrenos más prolongados, se recomienda el uso de carpas más grandes para mayor comodidad. En relación al color, se aconseja utilizar colores amarillos o anaranjados ya que facilitan su ubicación al regreso de cada jornada de trabajo.

Las estacas utilizadas para anclar la carpa a la superficie (en terrenos pedregosos, glaciares o nieve) deberían ser metálicas y horadadas para facilitar su instalación y asegurar su resistencia al viento. En terrenos nevados se recomienda utilizar anclajes tipo "deadman", que consiste en una excavación en forma de "T", de al menos 30 cm de profundidad, donde se entierra la estaca en la parte más corta de la T que debe ser perpendicular a la dirección del "viento" de la carpa. En zonas con mucha precipitación nivosa (Patagonia) se pueden usar bambú largos que no se tapen con nieve y sean fáciles de sacar en caso de cambiar la posición de la nieve en caso de arriesgar que se tape. Hay que considerar también la edificación de muros de nieve o hielo en casos que el viento sea muy fuerte y no haya mucha precipitación sólida. En otros casos, donde hay mucha precipitación, lo mejor es no poner obstáculos e instalar la carpa con la entrada a sotavento. Para quitar la nieve acumulada se recomienda el uso de palas sin puntas filuda dado que pueden rajar las carpas (palas tipo carboneras).

Para instalar una carpa se debe prestar especial atención a peligros tales como grietas, cornisas, rimayas o trayectorias de avalanchas; también se deben considerar el régimen de viento local. Antes de armar la carpa se debe aplanar bien la superficie dentro de un perímetro lo suficientemente amplio para poder circular alrededor de la carpa (una pala funciona bastante bien para aplanar, pero un esquí funciona mucho mejor). Después de instalar la carpa, se debe excavar un hoyo de 30 cm de profundidad que facilitará la entrada y salida de la carpa (idealmente el ábside debe cubrir este espacio), además de la comodidad para sentarse en la entrada de la carpa. Este es el lugar ideal para instalar la cocinilla durante condiciones de viento muy fuerte.

Durante períodos de tormenta es muy importante que se limpie constantemente la acumulación de nieve sobre la carpa producto del arrastre del viento, sobre todo en las zonas de sotavento. Es muy importante mantener siempre las vías de ventilación despejadas para evitar la condensación del exceso de humedad dentro de la carpa. También se recomienda considerar llevar una escoba para remover la nieve de las ropas y los zapatos y un paño o esponja para limpiar los líquidos derramados dentro de la carpa y la condensación de las paredes interiores de la carpa. Es útil contar con un pequeño farol y una vela para los períodos de poca luz o nocturnos.

Trincheras de nieve: Es un refugio sencillo y relativamente rápido de construir con bloques de nieve y no requiere de condiciones especiales del terreno para su

implementación. Primero, se debe trazar una línea de ca. 2 m de largo, con una pala o sierra. Luego, se debe excavar una trinchera a lo largo de la línea trazada para obtener bloques de nieve adecuados (aproximadamente 40 x 60 x 90 cm). Cuando se termina de excavar la trinchera se debe techar con los bloques cortados en forma de punta de flecha y, posteriormente, cerrar uno de los extremos con un bloque adicional. Una vez techado, se debe agrandar la trinchera (en profundidad y extensión de acuerdo a la cantidad de ocupantes) hasta lograr un espacio cómodo. Luego es aconsejable construir escaleras para facilitar el ingreso y la salida del refugio. Finalmente, se deben sellar las uniones entre los bloques de nieve con nieve adicional y a continuación construir un sistema de ventilación que permita la evacuación de la condensación. Una vez terminado este refugio se puede cerrar el extremo abierto con la mochila. Para más detalles ver [Grydon, 1992].

Cuevas de nieve: El lugar adecuado para la construcción de este tipo de refugio es una zona con pendiente y con nieve lo suficientemente compacta como para formar un cielo de al menos 60 cm de espesor. Una cueva bien realizada es una estructura muy segura, pero si la temperatura en el exterior supera los 0°C se recomienda el uso de una carpa. Primero, se debe encontrar una zona apta para su construcción, esto implica una pendiente entre 30 y 40°. Posteriormente, se construye una entrada de ca. 0.5 m x 1.5 m y a continuación se profundiza en la pendiente aproximadamente 1 m. Luego, se debe excavar una plataforma perpendicular a la entrada para formar una "T", esta plataforma debe ser de 1.2 m x 0.5 m. Después, se debe penetrar horizontalmente la pendiente que cumplirá la función de evacuación de la nieve generada por la excavación en el interior de la cueva (cuando la cueva esté completa este espacio será sellado). La base de esta vía de evacuación será utilizada para definir el nivel del suelo de la cueva de nieve (que debería estar 15 cm por sobre el conducto de evacuación de nieve). Segundo, una vez construida esta parte de la cueva se debe continuar excavando hacia el interior de la cueva (y en todas direcciones, excepto hacia abajo) para crear la recámara principal donde refugiarán las personas. En el exterior se debe ir despejando la nieve acumulada. Se debe excavar hasta alcanzar un espacio de ca. 1.5 (profundidad) x 2.1 (ancho) x 1 m (alto), tamaño mínimo para 2 personas. Para ganar estabilidad del techo, este debe ser lo más similar a una cúpula. Una vez finalizada la recámara principal, se debe cubrir el sistema de evacuación de nieve con bloques de nieve, sellando cuidadosamente los espacios entre los bloques para mejorar la aislación. Además, se debe construir un muro de nieve a los costados de la entrada principal a modo de pantalla cortaviento. También se debe perforar el techo de la cueva para crear canales de ventilación (se recomienda el uso del bastón para esta tarea). Finalmente, hay que asegurarse que las paredes del techo sean lo más lisas posible, para que el agua de fusión escurra por las paredes en vez de gotear sobre los ocupantes. Se recomienda excavar un pequeño drenaje en la base de la pared para canalizar hacia afuera el agua de fusión. Se recomienda aislar la entrada con mochilas o un cubre piso plástico considerando un espacio para la ventilación. Además, se recomienda marcar la zona del refugio en superficie para evitar que alguien pase por sobre el techo. Una vez desocupado el refugio, se debe derrumbar para que no suponga un riesgo para otros [Grydon, 1992].

Iglús: Es sin duda el refugio más desafiante en términos de destreza del constructor. Se requieren condiciones especiales para su construcción y hacer que valga la pena el gasto de energía necesario que supone. La temperatura exterior debe ser inferior a -2°C y la nieve debe estar muy compacta para su trabajo (cortes de bloques). Si no se cumplen las dos condiciones anteriores, se recomienda ejecutar

otro tipo de refugio. Cada bloque empleado para la construcción del iglú debe tener dimensiones de 0.75 x 0.45 x 0.15 m, y en caso que la nieve sea muy húmeda o muy pesada se recomienda cortar bloques más pequeños. Los tres primeros bloques dispuestos deben estar inclinados para dar la forma de espiral del iglú. A medida que se construye el iglú se deben ir sellando los espacios entre los bloques para incrementar la aislación. Una vez terminada esta tarea se deben construir canales de ventilación en la pared del iglú (en 45° con respecto a la superficie).

Finalmente, en aquellos glaciares donde se realizará un programa continuo de balance de masa, y donde las condiciones en roca aledaña al hielo lo permitan, se puede construir un refugio permanente.

Refugios permanentes: El tipo de construcción de los refugios debe ser acorde a las necesidades de la montaña pero a la vez debe proporcionar un mínimo de condiciones de habitabilidad a las personas que los habiten. Este refugio base debe otorgar protección contra el frío y para esto, se deben usar distintos tipos de materiales aislantes (lana de fibra de vidrio, planchas de poliuretano, etc.). En lo posible, debe contar con literas distantes del piso para otorgar un alojamiento lo más cómodo posible. Un lugar para guardar alimentos es importante dentro del refugio así como también un espacio para poder preparar estos alimentos.

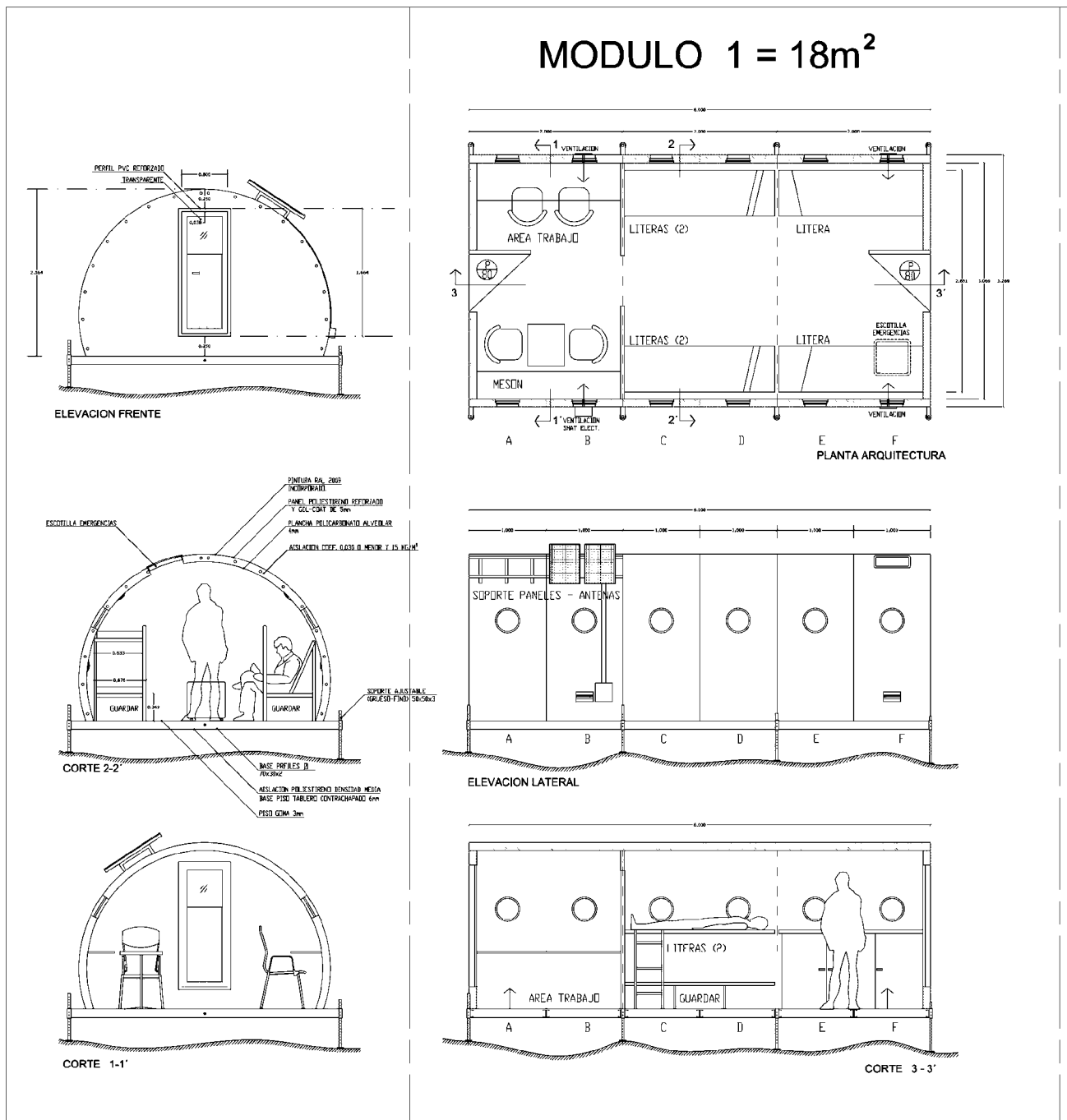
Una opción tradicional ha sido la construcción de refugios tipo A (**Figura 58**), que en general no requieren gran apoyo tecnológico ni logístico. Son relativamente pequeños pero útiles para cordadas de 3-4 personas.

Figura 58. REFUGIO DE ALTA MONTAÑA TIPO A. GLACIAR OLIVARES ALFA, CHILE.
Fuente: Sebastián Cisternas.



Un alternativa más costosa pero de mayor tamaño, de carácter modular, con mejor aislamiento y materiales, son los refugios de fibra de vidrio como los desarrollados por la Unidad de Arquitectura Extrema de la Universidad Técnica Federico Santa María de Chile (**Figura 59**). Varios de estos refugios han sido modificados por el CECs para ser usados en el CHS (**Figura 60**), hasta donde fueron trasladadas todas las piezas y partes en helicóptero. En tres *nunataks* cercanos a los Glaciares O'Higgins y Témpano

Figura 59. MÓDULO DE FIBRA DE VIDRIO CON ÁREAS DE TRABAJO Y DORMITORIO. Fuente: [CECs, 2014a].



del CHS, estos módulos fueron anclados a roca, montados y sellados en pocas horas de trabajo. Estos módulos pueden tener varios ambientes, por ejemplo de cocina, baño, almacenamiento, alojamiento, trabajo, etc. También se les puede adicionar sistemas eléctricos con generadores o paneles solares o generadores eólicos. En síntesis, este tipo de módulos provee una muy confortable y segura habitabilidad para el personal científico y técnico que opera en zonas extremas.

Figura 60.

MÓDULO DE FIBRA DE VIDRIO EN CAMPO DE HIELO SUR. Fuente: Felipe Napoleoni.



El refugio debe tener un sistema de servicios higiénicos de tal forma que no se impacte el medio ambiente por los desechos humanos (biológicos y no biológicos). Los desechos, especialmente los inorgánicos, deben ser llevados desde el refugio a algún lugar para su tratamiento al término de cada expedición. Es ideal que el refugio tenga una conexión a internet para que el equipo de trabajo se contacte con la base de operaciones por los distintos temas relacionados al trabajo de campo. Las vías de acceso al refugio base deben estar claramente definidas y tienen que ser conocidas por todos los integrantes de la expedición y, por todas las personas que estén prestando apoyo al trabajo de terreno.

Progresión en glaciares

5.4.4

La progresión sobre glaciares debe ser entendida como un punto crítico en materia de seguridad, y requiere de una formación y práctica constante de los integrantes del equipo de trabajo.

Para todo tránsito sobre un glaciar se deben formar equipos pequeños de trabajo, llamados cordadas, compuesta por 2, 3 o 4 personas (dependiendo del largo de la cuerda a utilizar y de la experiencia de los integrantes). Estos equipos de trabajo deben utilizar un sistema de encordamiento con una cuerda dinámica, la cual será utilizada en caso de necesidad para frenar la caída de uno de los compañeros en una pendiente fuerte por ejemplo, o para el rescate de una persona desde una grieta (**Figura 61**).

Figura 61. ENCORDAMIENTO EN UN GLACIAR. **A)** GLACIAR PASTORURI, CORDILLERA BLANCA, PERÚ.
Fuente: Luzmila Dávila. **B)** GLACIAR ARTESONRAJU, CORDILLERA BLANCA, PERÚ. Fuente: Javier Corripio.



El sistema de encordamiento en una cordada de 2 integrantes implica que cada uno, se amarre a la cuerda en sus extremos por medio de un nudo tipo "ocho" y comience a enrollar la cuerda sobre su cuerpo a modo de bandolera (**Figura 62**). Con una cuerda de 50 m se debe dejar una distancia de 15 metros entre cada integrante, para tener disponibilidad de cuerda auxiliar de 17.5 metros para las potenciales maniobras de rescate (**Figura 63**).

En cordadas de 3 integrantes la maniobra es similar. En este caso, la persona con menos experiencia debe ir encordada en el centro de la cuerda, amarrada a los demás con un nudo tipo "mariposa" (**Figura 64**).



Figura 62.
ENCORDAMIENTO CON UNA CUERDA DINÁMICA. GLACIAR LOMA LARGA, CHILE.
Fuente: Carlos Fouilloux.

Figura 63. ESQUEMA DE ENCORDAMIENTO EN FORMA DE N. SE INDICAN LAS DISTANCIAS RECOMENDADAS ENTRE CADA INTEGRANTE Y EL LARGO PARA TRABAJO RECOMENDADO EN CASO DE EMERGENCIA. Fuente: Elaboración propia.

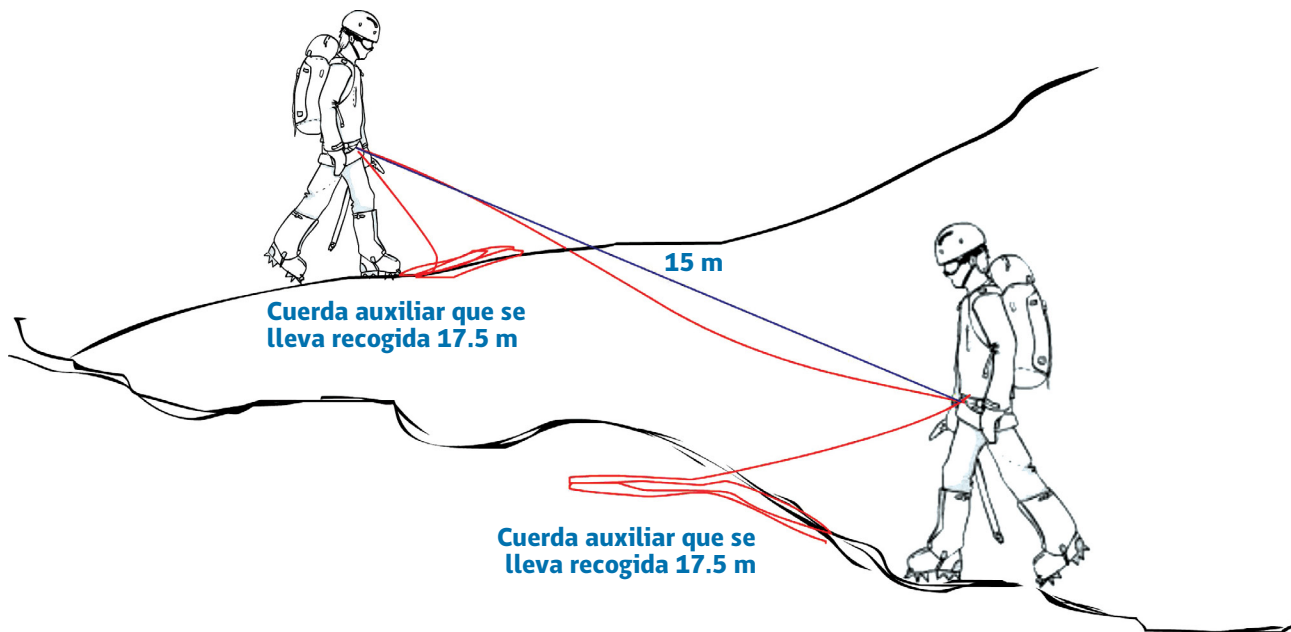
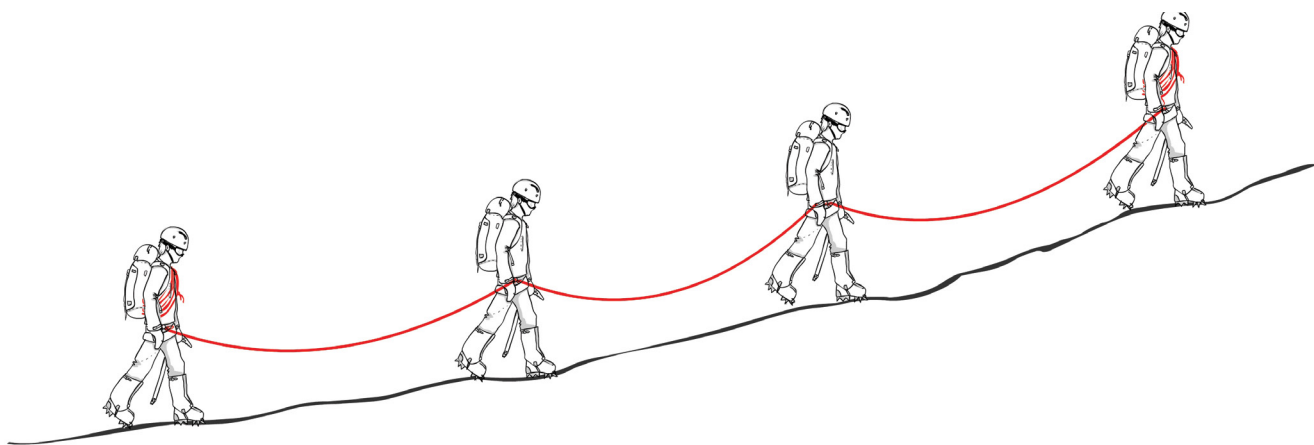


Figura 64. FORMA DE ENCORDARSE CON MÁS DE 2 INTEGRANTES EN UN EQUIPO DE TRABAJO EN GRIETAS MEDIANAS. Fuente: Elaboración propia.



La manera correcta de conformar una cordada de 2 personas, es con la de mayor experiencia ubicada al final, porque de esta manera tiene más probabilidades de realizar el rescate de su compañero. Por lo general se recomienda que las cordadas sean de un mínimo de 3 personas para poder realizar las maniobras de rescate de manera más segura y eficiente, sobre todo si en el equipo de trabajo hay personas con poca experiencia sobre glaciares. Además, se requiere que en cordadas de más de 2 personas, al menos 2 tengan experiencia en el uso de cuerdas y rescate en grieta.

Para realizar progresiones en glaciares se requiere una instrucción (preferentemente un curso) que contemple prácticas en terrenos englaciados y el uso de equipo técnico de escalada básico. A modo referencial el equipo técnico mínimo para cada integrante de una cordada es: 4 mosquetones con seguro; 2 poleas pequeñas; 2 anillas de cordín (5 mm) de 60 cm de diámetro; 2 anillas de cinta de 120 cm; 2 tornillos de hielo y 1 estaca de nieve.

Desplazamientos con motos de nieve

Los desplazamientos sobre glaciares que se realicen utilizando motos de nieve deben considerar los protocolos de seguridad del manual de operaciones del BAS (*British Antarctic Survey*) para prevenir accidentes como caídas en grietas (**Figura 65**).

El protocolo indica que las motos de nieve deben ser dispuestas en línea y amarradas por pares entre ellas con una cuerda de 40 metros (**Figura 66**).

Este método opera con los mismos principios de rescate en grietas utilizados por montañistas que se desplazan a pie sobre un glaciar. Además, cada conductor va asegurado a su moto con una cuerda dinámica de cuatro metros plegada

Figura 65. DESPLAZAMIENTO EN MOTOS DE NIEVE UTILIZANDO EL PROTOCOLO DEL BAS. GLACIAR O'HIGGINS, CHS, CHILE. Fuente: Andrés Rivera.



Figura 66. DESPLAZAMIENTO EN MOTOS DE NIEVE UTILIZANDO EL PROTOCOLO DEL BAS. GLACIAR O'HIGGINS, CHS, CHILE. **IZQUIERDA:** ENCORDAMIENTO DE MOTOS. **DERECHA:** TRINEO PARA TRAVESÍA. Fuente: Andrés Rivera.



Figura 67. CUERDA DINÁMICA CONECTADA ENTRE EL ARNÉS DEL CONDUCTOR Y SU MOTO. Fuente: Tim Hewette.



en la parte trasera del asiento de manera que se despliegue en caso de caída y un difusor de impacto la fija al arnés del conductor. La longitud de esta cuerda disminuye la probabilidad de un choque entre el conductor y la moto durante la caída en una grieta (**Figura 67**).

Figura 68.

CONEXIÓN DEL SISTEMA DE ENCORDAMIENTO A MOTO DE NIEVE. **A)** MANILLÓN DE ACERO UNIENDO CUERDA, CABLE DE ACERO Y PARACHOQUES. **B)** MANILLÓN DE ACERO UNIENDO CUERDA, CABLE DE ACERO Y PUNTO DE REMOLQUE. Fuente: Tim Hewette.



Idealmente las motos deben poder operar con el sistema de encordamiento. Para esto, las motos deben contar con un cable de acero que una el punto de remolque trasero con el parachoques delantero (**Figura 68**).

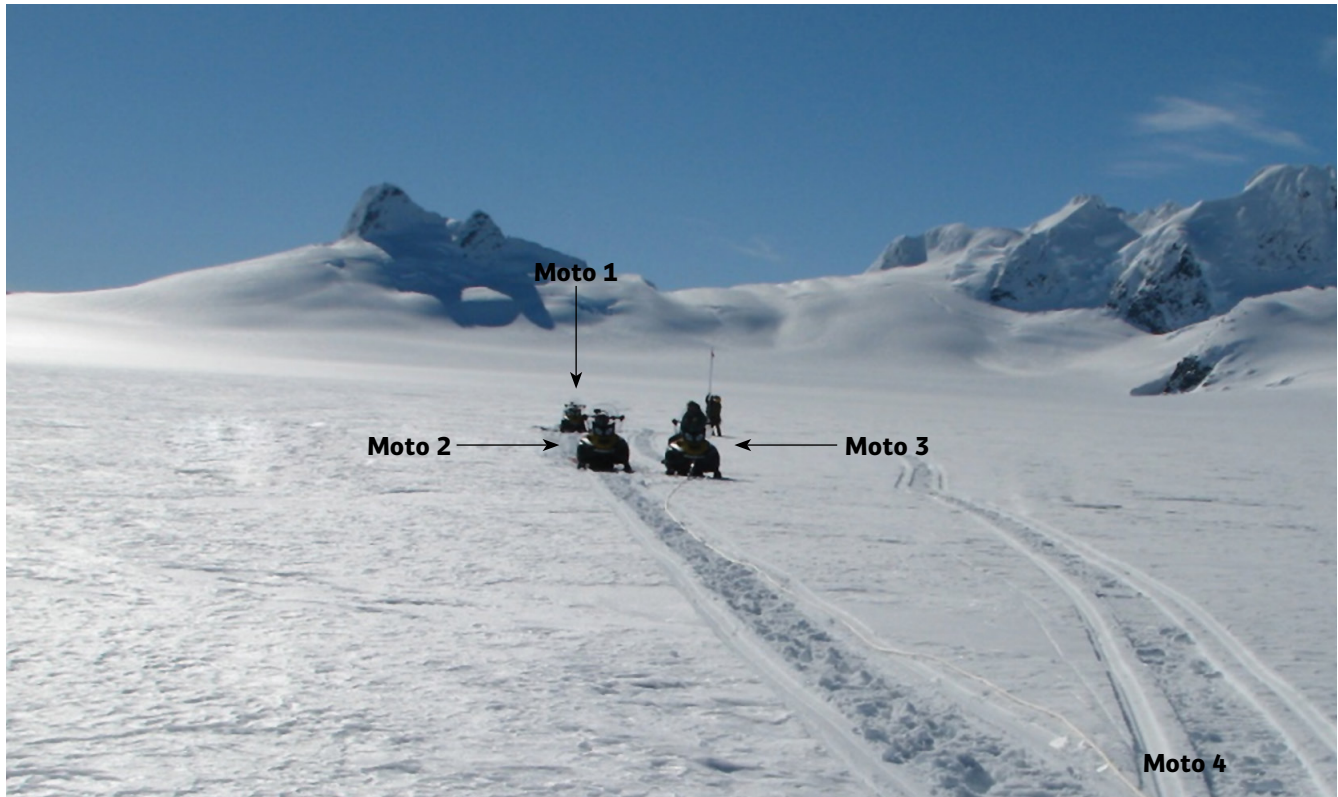
Se recomienda utilizar grilletes o manillones de acero para la parte delantera y trasera de la moto con el fin de asegurar la cuerda que conecta ambas motos. La conexión entre motos puede realizarse mediante una cuerda estática de nailon de 18-22 mm de diámetro (**Figura 69**).

En la parte delantera de la segunda moto, la cuerda pasa por un tubo de corrugado de 1.5 m de longitud, el cual permite protegerla en caso de ser pisada por el patín de la moto (**Figura 70**). Además, este tubo facilita el control de la tensión de la cuerda al momento de manejar las motos.

Figura 69. MOTO TRASERA Y CUERDA DE CONEXIÓN. A LOS PIES DEL VOLCÁN LAUTARO, CHS, CHILE. Fuente: Andrés Rivera.



Figura 70. CONFIGURACIÓN DE LA CUERDA HACIA LA MOTO DELANTERA, DESDE DONDE SE SACÓ ESTA FOTO. GLACIAR GREVE, CHS, CHILE. Fuente: Tim Hewette.



Rescate en grietas

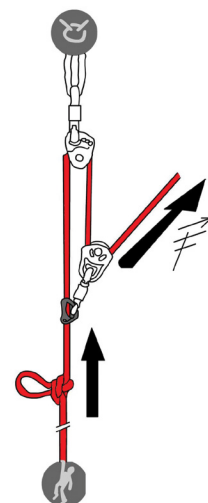
Esta maniobra es la parte más crítica durante una progresión sobre glaciares, puesto que requiere gran concentración por parte de los integrantes y una ejecución prolija. La primera fase de esta maniobra consiste en frenar la caída. Esto requiere rapidez y agilidad por parte de los compañeros que se encuentran sobre la superficie del glaciar, quienes deben aplicar una técnica de auto detención rápida y potente para evitar que su compañero siga cayendo y arrastre al resto de la cordada. Una vez detenida la caída, uno de los integrantes de la cordada (en el caso de una cordada de 3 integrantes) debe continuar frenando mientras el tercero se encarga de realizar un anclaje, ya sea en nieve o hielo dependiendo de las condiciones del glaciar. El anclaje debe ser realizado en forma de triángulo de fuerza, considerando la resistencia y cohesión del terreno. Una vez montado el anclaje, se debe realizar un sistema de polipasto (o también conocido como un aparejo, que es un sistema compuesto por dos o más poleas y una cuerda que se utiliza para levantar o mover cargas reduciendo el esfuerzo físico), 3:1 en caso de que la persona caída se encuentre consciente y pueda ayudar en el izado (**Figura 71**) o 5:1 en caso de que esta se encuentre con pérdida de conciencia o no pueda ayudar en la maniobra.

La seguridad y logística debe estar a cargo de personal capacitado y con experiencia en técnicas de progresión en grupo en terreno glaciar, de rescate en grietas, protocolos de comunicación y emergencias. Se deben considerar medidas de seguridad prioritarias encaminadas a preservar las vías de comunicación con los puntos de entrada y salida de los glaciares.

5.4.5

Figura 71. SISTEMA DE POLEAS 3:1. SE INDICA DÓNDE ESTÁ LA CARGA Y DÓNDE SE APLICA LA FUERZA.

Fuente: Elaboración propia.



5.4.6

Energía, electricidad y equipos

Es importante pensar en las fuentes de energía necesarias para abastecer los requerimientos personales de cada integrante de la campaña, así como también los requerimientos grupales y de los equipos que se utilizarán en cada expedición.

Por una parte, los requerimientos personales suelen ser para linternas, radios, teléfonos celulares y GPS. Estas necesidades pueden ser cubiertas por baterías (AA, AAA, etc.) o por paneles solares individuales que permitan recargar los equipos. Para esto se requiere calcular la cantidad de baterías necesarias para el funcionamiento de cada equipo y también calcular su vida útil (considerando condiciones de bajas temperaturas). Además, en el caso particular de los paneles solares, hay que considerar los cables necesarios para la conexión con los equipos objetivos. Se recomienda siempre contar con baterías (y cables) extras en el caso de campañas prolongadas.

Por otra parte, los requerimientos grupales suelen ser más demandantes en términos de energía. En este caso se debe considerar el uso de generadores eléctricos que debe ser útil para una campaña a gran altitud, donde las condiciones meteorológicas son adversas, con viento, alta humedad y bajas temperaturas. Junto con lo anterior, se debe estudiar la dirección del viento local para elegir un lugar correcto para la instalación del generador y de esta manera evitar el flujo directo de las emanaciones de CO₂ hacia el campamento. Es importante calcular el consumo de combustible del generador para determinar la cantidad necesaria para la campaña completa. En este sentido, se recomienda que los tambores contenedores de combustibles sean menores o iguales a 20 litros, para facilitar de esta manera el transporte y almacenamiento. Es altamente recomendable almacenar el generador con una carga completa de combustible, para evitar que se produzca condensación dentro del estanque durante las horas de menor temperatura. Así mismo, para la protección de generador se recomienda utilizar una caja de madera o similar. También es aconsejable que se lleven repuestos que típicamente fallan (e.g., bujías) y elementos para la mantención del mismo (e.g., lija, destornilladores, entre otros).

5.4.7

Comunicación

Tradicionalmente las comunicaciones del equipo en terreno y sus bases (oficina), se realizaban con radios onda corta o HF. Hoy en día se siguen empleando, pero es más común el uso de teléfonos satelitales.

Durante todas las campañas a terreno es importante contar con un protocolo de comunicación interno (entre el equipo en terreno) y externo (con un punto fijo en oficina o base fuera del área glaciar). Para esto se recomienda confeccionar una planilla completa con los números de emergencia correspondientes en cada país, con la base de operación y un encargado de seguridad en oficina. Siempre es recomendable mantener contacto con un punto base todos los días para reportar las condiciones y situación del equipo de trabajo en terreno. Es necesario contar en todo momento con minutos disponibles en los teléfonos satelitales, así como cargadores y baterías extra. En este sentido, es muy útil cotizar los precios de diferentes ofertas del mercado en cuanto a equipos satelitales, y además también cotizar por los planes disponibles para estos teléfonos.

Por otra parte, las comunicaciones entre el equipo de trabajo en terreno pueden ser realizadas mediante radios VHF. Para esto es importante determinar una frecuencia de comunicación para cada operación. Además, deben usarse VHF aéreos que

permitan la comunicación entre el equipo en terreno y los pilotos de helicópteros o aviones, capitanes de barco, o encargados de embarcación. En el caso de las comunicaciones aéreas, es crítica la comunicación entre el piloto y un designado para indicar al piloto la zona de aterrizaje. Esta persona debe tener conocimiento de las instrucciones especiales del piloto, y además, se recomienda que cuente con una vestimenta reflectante, con banderas y de preferencia con un anemómetro para indicar condiciones del viento al piloto.

En el lugar de despegue/aterrizaje base de la empresa que esté prestando los servicios debe haber un controlador aéreo y en el lugar de aterrizaje/despegue en el lugar de trabajo de campo debe existir una comunicación con el piloto de la aeronave. El personal en terreno siempre deberá estar atento a las comunicaciones e indicaciones que dé el piloto y a las maniobras que realiza la aeronave. El tipo de pista de aterrizaje dependerá de las condiciones geográficas de la zona de trabajo así como de las características de la aeronave que se utilice. Para un helicóptero, este punto de aterrizaje debe estar en un lugar despejado, no muy escarpado y no muy cerca del campamento.

ELEMENTOS A CONSIDERAR PARA CADA CAMPAÑA EN TERRENO

5.5 5.5.1

Definir la misión

Cada campaña que se lleve a cabo en terreno debe ser planificada en detalle ya que, generalmente, los lugares de trabajo en campo se encuentran distantes de centros poblados y en caso de accidentes o cualquier otro imprevisto la asistencia se hace complicada.

Cuando se hacen trabajos de campo, se deben definir en reuniones de gabinete las tareas que se realizarán en el terreno para poder cumplir la misión del trabajo. En las reuniones de gabinete se definirán además el destino del viaje a terreno, la fecha de partida del equipo, la fecha de inicio de los trabajos, los itinerarios del equipo de trabajo, las herramientas de trabajo, la fecha de término de los trabajos en terreno, la fecha de regreso del equipo y los medios de transporte que se utilizarán para la campaña completa. Un aspecto muy importante, es definir claramente quién será el encargado del trabajo de campo y quien está cargo de cada aspecto de la campaña, incluyendo logística, mediciones, traslados, comunicaciones, alimentación, etc.

Aspectos operativos

5.5.2

Zona de operación

Cuando se hacen trabajos de campo es necesario tener los conocimientos necesarios de la zona en la que se estarán llevando a cabo las tareas, tanto del punto de vista topográfico como meteorológico de la zona, ya que ellas determinan la posibilidad del cumplimiento de las metas, los equipos a usar, los medios de transporte, etc.

Es necesario contar con un campamento base para cada terreno. El campo base servirá como bodega, lugar de estadía, centro de comunicaciones y punto de referencia. Desde este punto saldrán los integrantes del equipo a realizar los trabajos cada día y por esto es necesario que el campamento base cuente con las comodidades necesarias para realizar correctamente las labores de la campaña. Por otro lado, debe tener las condiciones mínimas para albergar al equipo humano.

Existen campañas en donde es necesario contar con infraestructuras extras debido a que las labores de terreno necesitan una logística más compleja que otras campañas. Esto se da en los casos en que hay transportar grandes volúmenes de carga, ya sea por tierra, aire o mar. Para ello es necesario tener claras las rutas que llevan a las zonas de trabajo.

Planificación de mediciones

Al comienzo de la campaña de terreno se deben establecer qué tipo de datos se requieren obtener en terreno. En caso de que se trate de una campaña en que se necesiten datos tomados desde alguna plataforma aerotransportada se necesitan líneas de vuelo seguras y adecuadas a los requerimientos de los investigadores. Si la toma de datos se hace a bordo de una embarcación, también debe contarse con una ruta clara y segura para el equipo de trabajo. En ambos casos es fundamental tener los trayectos de navegación, la autonomía que cuenta cada plataforma de mediciones (aéreas, marítimas, terrestres), los tiempos involucrados en cada misión y los sitios de aterrizaje normales o en caso de emergencia o rescate.

Para elaborar un trayecto (*track*) seguro y acorde a las mediciones que se quieren llevar a cabo, hay que tomar en cuenta la topografía de la zona para identificar grietas, pendientes, meteorología, etc.

Meteorología

Para tener un conocimiento adecuado de la meteorología durante los días de trabajo en terreno se deben recurrir a modelos predictivos confiables para tener una idea aproximada de las condiciones meteorológicas que prevalecerán durante la actividad de terreno. Sin embargo, esto no basta ya que constantemente se deben estar revisando los pronósticos del tiempo para cada día. Esto se puede hacer desde el campamento base si es que se tiene acceso a la información, o de lo contrario, este trabajo lo puede hacer el equipo de apoyo que se encuentra en algún lugar poblado en el cual haya acceso directo a la información. El equipo de apoyo deberá informar al equipo de terreno por medio de llamadas por teléfono satelital. En complemento a esto, es necesario tener una red de contactos en algún centro poblado cercano para que proporcione información en tiempo real de las condiciones meteorológicas que se pueden observar. Se recomienda revisar las condiciones meteorológicas con el sistema NOAA *Ready* (<http://ready.arl.noaa.gov/READYcmet.php>). En cualquier caso, dependiendo del país y la zona hay departamentos de meteorología local, Armada, Fuerzas Aéreas, compañías privadas (entre otros) que ofrecen más información detallada.

Por otra parte, todo equipo de terreno debe tener claro cuáles son las condiciones meteorológicas mínimas de trabajo para que la actividad sea segura. Las condiciones mínimas serán diferentes para cada situación dependiendo del medio de transporte que se use para la expedición. En el caso de que se utilice un medio de transporte aéreo se deberá contar con una visibilidad mínima de 5 km a la redonda desde el

Figura 72.

MEDICIONES A PIE CON EQUIPO BÁSICO DE SEGURIDAD. PASO MARCONI, CHILE Fuente: Carlos Fouilloux.



punto de vista del piloto. Además se debe tener un techo de nubes mínimo de 450 metros de altura.

En el caso que los trabajos se realicen en terrenos nevados (**Figura 72**) se deben elegir días en que el contraste sea adecuado a las condiciones de trabajo y con las mediciones (con equipos montados en helicópteros, aviones, drones, etc.) que se realicen. Idealmente se recomienda hacer los trabajos en días despejados y en las horas del día en que el sol no se encuentre en el cenit.

Si el medio de transporte es marítimo, se debe poner atención a las mareas, marejadas, temporales, neblinas, lluvias torrenciales y fuertes vientos. Esto también se debe considerar a la hora de hacer mediciones en donde los instrumentos estarán montados en una embarcación.

Si las mediciones se realizan vía terrestre, las condiciones mínimas deben considerar la visibilidad, el contraste, pronóstico de precipitaciones, dirección de vientos, la posibilidad de crecidas de ríos y de vaciamientos repentinos de lagos proglaciares, proceso conocido como "GLOF" (*Glacial Lake Outburst Floods*), que constituye una seria amenaza por ejemplo en Perú [Schneider et al., 2014] y que ha sido muy recurrente en el sur de Chile [DGA, 2012].

Equipos y personal

Para cualquier medio de transporte que se utilice en el trabajo de terreno se debe conocer con exactitud la cantidad de personas, su peso, el volumen y peso de la carga que se utilizará. Se debe dejar en claro cómo será transportada la carga, por ejemplo de forma colgante, sujeta al fuselaje, cubierta, a pie, en arrastre. Tanto de los transportes aéreos como marítimos, las limitantes principales son el viento, las turbulencias, el contraste y la visibilidad. En el caso de los transportes marítimos o lacustres, se agrega la marea, el oleaje y las corrientes.

Selección de prestador de servicios

Para seleccionar una empresa que cuente con los servicios necesarios para cada campaña de terreno se deben evaluar todas las condiciones del servicio, esto se refiere al precio, condiciones de las instalaciones de la empresa, estado mecánico de las naves a utilizar, servicios extras prestados por las empresas, experiencia en la zona de trabajo, registro de accidentes, punto de operación de la empresa (**Figura 73**), seguro de la empresa respecto a los equipos transportados, etc. Se aconseja realizar cotizaciones en varias empresas para decidir objetivamente cuál o cuáles empresas serán las prestadoras del servicio.

Figura 73.
OPERACIÓN CON HELICÓPTERO EN
GLACIAR O'HIGGINS, CHILE. Fuente:
Claudio Bravo.



Los sistemas de las embarcaciones o aeronaves deben contar con transmisores de localización de emergencia ELT. Estos deben transmitir en frecuencias entre 121.5 MHz y/o 406 MHz, además deben contar con el estándar TSO C-91, TSO C-126, siendo este último obligatorio para naves del 1 de enero de 2009 en adelante. Deben también tener un *switch* inercial operativo, tener una batería en buenas condiciones, ser resistente al agua y ser flotantes. El estado del GPS de las naves se debe conocer para tomar una decisión del contrato del servicio o no. Por esto, es necesario saber si el GPS está operativo, limitado o fuera de servicio. La nave que se seleccione para la campaña de terreno debe contar con un sistema de deshielo o antihielo y esto se debe aplicar a las hélices, parabrisas, motor, sistema de estabilización o control y en el sistema *pitot*.

Las aeronaves deberán contar además con artículos auxiliares para los pasajeros como lo son: oxígeno, *kit* de supervivencia, extintores para riesgo de electrocución, chalecos salvavidas, balsa salvavidas. Aviones, helicópteros y otros tipos de naves que transporten pasajeros deben tener mapas digitales y/o en papel de la zona de estudio y sus alrededores. Todo esto con el fin de complementar el conocimiento topográfico que se pueda tener de la zona.

En ocasiones es conveniente que las empresas tengan reservas de combustibles en los lugares de trabajo de campo ya que al maniobrar en condiciones no ideales de vuelo pueden consumir una cuota más alta de combustible. Sin embargo, se debe tener especial cuidado al manipular estos elementos por lo volátiles que puedan llegar ser y además por el daño ambiental que provocaría su derrame.

Para el caso de las embarcaciones marítimas, éstas deben contar con un GPS operativo, equipos de comunicaciones VHF con frecuencia de socorro en canal 16 (158,800 MHz). Los sistemas auxiliares para pasajeros en este tipo de transporte serán: *kit* de supervivencia, un chaleco salvavidas por persona, sistema de señalización luminosa, pitos, salvavidas circular con línea de amarra a la embarcación de un largo prudente. Al igual que las aeronaves, conviene que las embarcaciones cuenten con mapas digitales y/o de papel de la zona de trabajo y aledañas a ésta.

En el caso de los servicios marítimos, las empresas deben tener claro los muelles y atracaderos donde se trabajará. Tener muelles de emergencia identificados es aconsejable en caso de que las condiciones meteorológicas empeoren al momento de hacer el desembarco. Es necesario contar con la cantidad suficiente de combustible para la campaña tomando en consideración eventuales maniobras que consuman más combustible del normal. La empresa prestadora de servicios debe tener identificados los fondeaderos que haya en la zona de trabajo en caso de ser necesario esperar a que una tormenta amaine antes de seguir con el viaje o el trabajo de medición según sea el caso. Además de los fondeaderos, deben saber dónde se encuentran los faros en las cercanías al área de trabajo para guiarse. Por otro lado, la identificación de boyas es de gran ayuda como guía y como identificador de objetos sumergidos. La clasificación de las boyas es extensa y no tiene relación directa con este manual.

En el caso de las travesías terrestres, las empresas proveedoras de servicios de transporte y logística deben contar con receptores GPS operativos, equipos de comunicación satelital o VHF y, en cuanto a los sistemas auxiliares para pasajeros, éstos deben ser: *kit* de supervivencia, sistema de anclaje y travesía con motos conectadas tipo BAS, sistemas de señalización luminosa. Mapas digitales y/o en papel se hacen indispensables para el traslado al lugar de estudio (se recomienda el mapa en papel por sobre los mapas digitales).

5.5.3

Aspectos logísticos

Personal

Es necesario tener un conocimiento acabado del equipo humano que irá a realizar trabajos de campo en un glaciar y para esto se debe contar con una ficha de cada integrante de la expedición. Otro punto a tener en consideración es el estado físico y psicológico de cada miembro de la expedición. A su vez, cada una de las personas que conformen el grupo de trabajo en terreno debe tener un conocimiento básico de los fenómenos propios de la actividad aérea, marítima o terrestre. Conocer los procedimientos normales y de emergencia es algo que todos los miembros del equipo deben saber para poder actuar de manera adecuada en cada una de las situaciones que se puedan presentar.

Es importante que la mayor cantidad de personas que sean integrantes de una expedición de trabajo de campo sepa operar el o los sistemas de medición a bordo del medio de transporte. Cada persona que realice en trabajo de campo relacionado con el balance de masa de un glaciar debe conocer los elementos de protección personal con los que debe trabajar y además, conocer y saber usar los elementos de emergencia que hay en cada expedición. Es muy importante que los investigadores que realicen estas tareas cuenten con seguros de vida y médicos al día, ya que el riesgo de tener accidentes está siempre latente en estos tipos de actividades.

Alimentación

El abastecimiento de alimentos debe ser planeado en una etapa de trabajo de gabinete por los operadores logísticos en conjunto con el equipo de terreno. Hay que calcular la cantidad de comida por persona por día para tener una idea de las cantidades que se deben llevar. El transporte de esta comida puede ser en contenedores de carcasa dura o en sacos (e.g., los que se utilizan para el transporte de papas). La decisión del contenedor de transporte se tomará teniendo en consideración el espacio disponible para carga, la capacidad de carga de los medios de transporte, condiciones del viaje, tipo de comida a transportar, recursos para la expedición, etc.

Almacenamiento

El almacenaje de la comida en condiciones de terreno debe ser hecho en cajas duras (dependiendo del tipo de alimento) o en tambores de plástico dispuestos afuera del refugio o en el campamento base. Sin embargo, si quedan alimentos en sus recipientes y que no han sido ocupados en su totalidad, estos deben ser sellados para mantenerlos en un estado adecuado para el consumo humano. En el caso de los alimentos frescos (verduras, carne, pescado, embutidos, productos lácteos, etc.), estos deben ser almacenados en frío. Esta tarea se hace más complicada en las campañas durante los meses cálidos y en sectores donde la fauna es un riesgo para las reservas alimenticias (e.g., presencia de roedores, zorros, entre otros).

Combustible

El abastecimiento de combustible debe estar acorde a los días que durará el trabajo en terreno, la cantidad de personas que componen la expedición y la cantidad de alimentos que se van a consumir. También es importante considerar combustible para los generadores eléctricos con que se puedan contar en el campamento base. Tampoco hay que olvidar llevar combustible extra para el taladro de vapor que se puede utilizar en la instalación de balizas. Siempre se debe considerar una cantidad extra de combustibles en caso de que la campaña en terreno se extienda por más tiempo del planificado.

5.5.4

Otros elementos necesarios

En las campañas de terreno también deben considerarse cajas de herramientas, baterías para los equipos electrónicos, baterías para las linternas frontales que se utilicen en los campamentos, cintas adhesivas de distintos tipos, cintas aislantes de electricidad, herramientas varias, cables, utensilios de cocina, anafes, artículos de aseo personal y comunitario, etc.

5.5.5

Fase operativa

Planificación de la operación

Al momento de planificar la operación de terreno, hay que dejar en claro el número de salidas que tendrán los vehículos que apoyarán los movimientos y una vez que se defina esto, se podrá dividir la carga y los pasajeros en cada una de estas salidas.

Entre el equipo de terreno y el piloto debe haber una comunicación fluida para elaborar los planes de vuelos para los movimientos que serán incluidos en la campaña de campo. Esto depende siempre de las condiciones meteorológicas que se darán al momento de efectuar las maniobras. Entre el equipo de terreno y el equipo de la empresa aeronáutica que presta el servicio deberán coordinar la ruta idónea a las condiciones de la operación. Lo mismo se debe hacer para el caso en que se utilicen embarcaciones agregando las condiciones marítimas como un factor más a tener en cuenta.

Se deben conocer las pistas y puertos en las que se efectuarán las maniobras de movimiento de carga de pasajeros. No obstante, hay que tener en cuenta ciudades alternativas en caso de emergencia si es que se presentaran problemas en los puntos oficiales para los movimientos. Es conveniente tener una red de contactos en las ciudades aledañas a las zonas de trabajo para tener un apoyo con el tema meteorológico, apoyo en caso de emergencia, apoyo logístico, etc.

Procedimientos de emergencia

Al comenzar el vuelo o al momento que zarpe la embarcación, se debe dar aviso del movimiento a los controladores que correspondan y a los coordinadores de terreno que se encuentran en las instituciones patrocinadoras. Además, al salir del campo base a realizar trabajos de balance de masa se debe dar aviso al coordinador de terreno que apoya la operación desde las oficinas centrales. En el caso de aeronaves y de embarcaciones, éstas deben mantener un contacto continuo con las estaciones de tierra para dar aviso del lugar donde se encuentran, las condiciones meteorológicas existentes, etc.

En caso de que existan fallas de comunicación durante las operaciones se deben utilizar sistemas alternativos de comunicación. Si existe una falla de comunicación entre el piloto y el personal de tierra, estos últimos deben saber los protocolos y lo básico del lenguaje de señas manuales usadas en aeronáutica de helicópteros y/o aviones. También se puede usar el sistema Morse con una linterna o un espejo de emergencias. Para el caso de las embarcaciones se aplican los mismos criterios, pero además se debe considerar el uso del código internacional de señales que rigen a la navegación. Este código está compuesto por banderas de distintos colores. Para más información, consultar con los organismos pertinentes de cada país.

En caso que la comunicación falle con las oficinas centrales o los coordinadores logísticos, se debe establecer con anterioridad qué o cuáles serían los medios alternativos de comunicación. Un protocolo a seguir podría ser la visita de una aeronave

o de una embarcación pasado un tiempo determinado de incomunicación entre el equipo de terreno y el personal de oficina. Cuando los sistemas de vuelo fallan los pilotos son los encargados de la comunicación de emergencia.

Por otra parte, si se detecta un problema en la aeronave el piloto deberá tratar de regresar a la base o de lo contrario, tendrá que efectuar un aterrizaje de emergencia en algún lugar que reúna las condiciones para esto. En caso que fallen los sistemas de navegación, los miembros de la tripulación y del equipo de investigadores deberán tener cartas topográficas digitales o en papel e identificar algún punto de referencia en el espacio para ser utilizado como guía.

En caso de incendios a bordo del medio de transporte, lo primero que se debe hacer es identificar la fuente del fuego y los materiales que se están incendiando ya que esto dará un indicio del tipo de fuego que se enfrenta y dependiendo del tipo de fuego, será el tipo de extintor que se debe usar.

Si se debe realizar un aterrizaje forzoso, es necesario conservar la calma y posteriormente salir lo antes posible de la nave siniestrada, a continuación se debe prestar ayuda a los heridos y alejarlos del peligro. Una vez pasada la emergencia, se debe pedir ayuda a través de algún medio de comunicación (en caso que alguno se encuentre aún funcional). Después de esto, hay que esperar a los equipos de rescate. Si el accidente se produce en alguna masa de agua, se deberá prestar mayor atención a las condiciones ya que los accidentados corren el riesgo de morir ahogados.

En caso que alguno de los integrantes del equipo de trabajo en terreno sufra algún tipo de accidente se activaran los protocolos establecidos. Dependiendo de la gravedad del accidente, se evaluará si el accidentado deber ser trasladado a algún centro asistencial. De ser así, los miembros del equipo deberán asistir y prestar los primeros auxilios al herido y atender sus necesidades hasta que sea posible sacarlo de la zona de trabajo. Si el accidente es menos grave y sólo son lesiones menores (abrasiones en la piel, cortes pequeños, hematomas, etc.), el afectado podrá permanecer en el terreno realizando tareas acordes a su situación.

Cuando alguno de los integrantes de la expedición se extravía durante la estadía en terreno, se debe comunicar inmediatamente la situación a las oficinas centrales de la entidad patrocinadora de la investigación para que de esta forma se activen los protocolos correspondientes.

Briefings

5.5.6

En una fase de instrucción general, se deben dar a conocer los objetivos de la campaña, la duración de la misma, el número total de participantes en la campaña, el equipamiento con que se cuenta, las actividades a realizar en la campaña y los procedimientos de emergencia para cada caso.

Posteriormente se hablará de los puntos específicos de la misión en sí. Se dará información sobre los puntos de operación durante la campaña, la meteorología durante la ejecución de los trabajos, las actividades que se deben realizar en terreno, los participantes de cada tarea y los equipos de trabajo, definición de tareas para cada integrante, el equipamiento general e individual para cada tarea y para los miembros del equipo, se informará sobre el sistema de comunicaciones y los protocolos de estas misiones alternativas en caso de no poder realizar la tarea programada,

ubicación y uso de los elementos de seguridad en terreno y en los vehículos que se ocupen para cualquier actividad relacionada con éste.

En este último punto, también se indicará como usar los cinturones de seguridad de las aeronaves y de las embarcaciones, se indicarán las salidas de emergencias y de la activación de los dispositivos que tengan relación con éstas. Se instruirá el uso de los chalecos salvavidas, el uso de los equipos de oxígeno. Se mostrará la ubicación del *kit* de supervivencia, los elementos que contiene y las utilidades de éstos. También habrá instrucciones del uso de las balsas salvavidas y del uso de los extintores.

El sistema de anclaje para las motos de nieve debe tener una instrucción especial ya que es un tema más complejo que debe ser abordado de forma tal que cada miembro del equipo sepa claramente qué hacer con esto y cómo hacerlo. Por último, se expondrán los procedimientos de emergencia para cada situación a modo de una instrucción esquemática de las acciones a seguir.

5.6

DISEÑO DE UNA RED DE MEDICIÓN

Una red de medición en un glaciar debe ser realizada en intervalos regulares en el tiempo y de esta manera obtener datos que puedan ser correlacionados con otros parámetros climatológicos e hidrológicos relevantes. Idealmente, el intervalo de tiempo en el cual se deben realizar las mediciones es entre la estación húmeda y la estación seca [Kaser *et al.*, 2003]. Para que esta red de monitoreo entregue información espacial representativa y bien distribuida, el diseño de la red debe cumplir con los requerimientos científicos y logísticos necesarios para que sea posible realizar un análisis a largo plazo. Es importante recalcar que la ejecución de esta red de medición implica un gran esfuerzo y por lo tanto se espera que perdure en el tiempo.

En términos de ubicación y cantidad, la red debe permitir la medición de la ablación y la acumulación de manera precisa. Preferentemente, se debiera cubrir la región con varios perfiles transversales sobre glaciares de referencia (**Figura 74**). La localización de las balizas debe cubrir todas las secciones altitudinales de un glaciar y tener en cuenta los patrones meteorológicos predominantes (especialmente el viento), zonas de umbría, grietas, avalanchas y la pendiente del glaciar [Hubbard and Glasser, 2005]. Es necesario recalcar que no es posible definir una distribución única para todos los glaciares, pero para los glaciares de montaña lo más lógico es realizar una línea de medición a lo largo del centro con líneas transversales en intervalos regulares.

De acuerdo con los protocolos de UNESCO (*United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*) [Kaser *et al.*, 2003], un número de 10 a 15 balizas es suficiente para obtener el cálculo correcto del balance de masa de un glaciar cualquiera fuese su tamaño [Fountain and Vecchia, 1999]. Diversos autores [Lliboutry, 1974; Cogley *et al.*, 1996; Cogley, 1999] demostraron que el número de balizas puede ser incluso más bajo, sin necesariamente afectar el resultado final cuando éstas se encuentran correctamente ubicadas.

Es decir, para realizar un balance de masa representativo y evitar subestimaciones tanto de la zona de acumulación como de la zona de ablación, es necesario considerar 5 criterios fundamentales: i) las balizas deben tener una representatividad

espacial dentro del glaciar; ii) deben considerar la existencia de subcuencas de un mismo glaciar; iii) deben cubrir el mayor rango altimétrico posible del glaciar; iv) deben considerar la hipsometría del glaciar; y finalmente, v) los aspectos logísticos de la operación en terreno procurando siempre mantener los protocolos de seguridad previamente establecidos.

En síntesis, el sistema de medición con una red de balizas debe ser representativo y visitado de forma regular, de tal manera que se abarque completamente un glaciar y su rango altimétrico, las laderas predominantes y todo tipo de superficie y material depositado. Por tanto, una red ideal debe encontrarse espacialmente bien distribuida a la vez que sea factible de medir sistemáticamente con un método único y sencillo.

Figura 74.

RED DE MONITOREO EN EL GLACIAR OLIVARES ALFA, CHILE. Fuente: [CECs, 2014b].

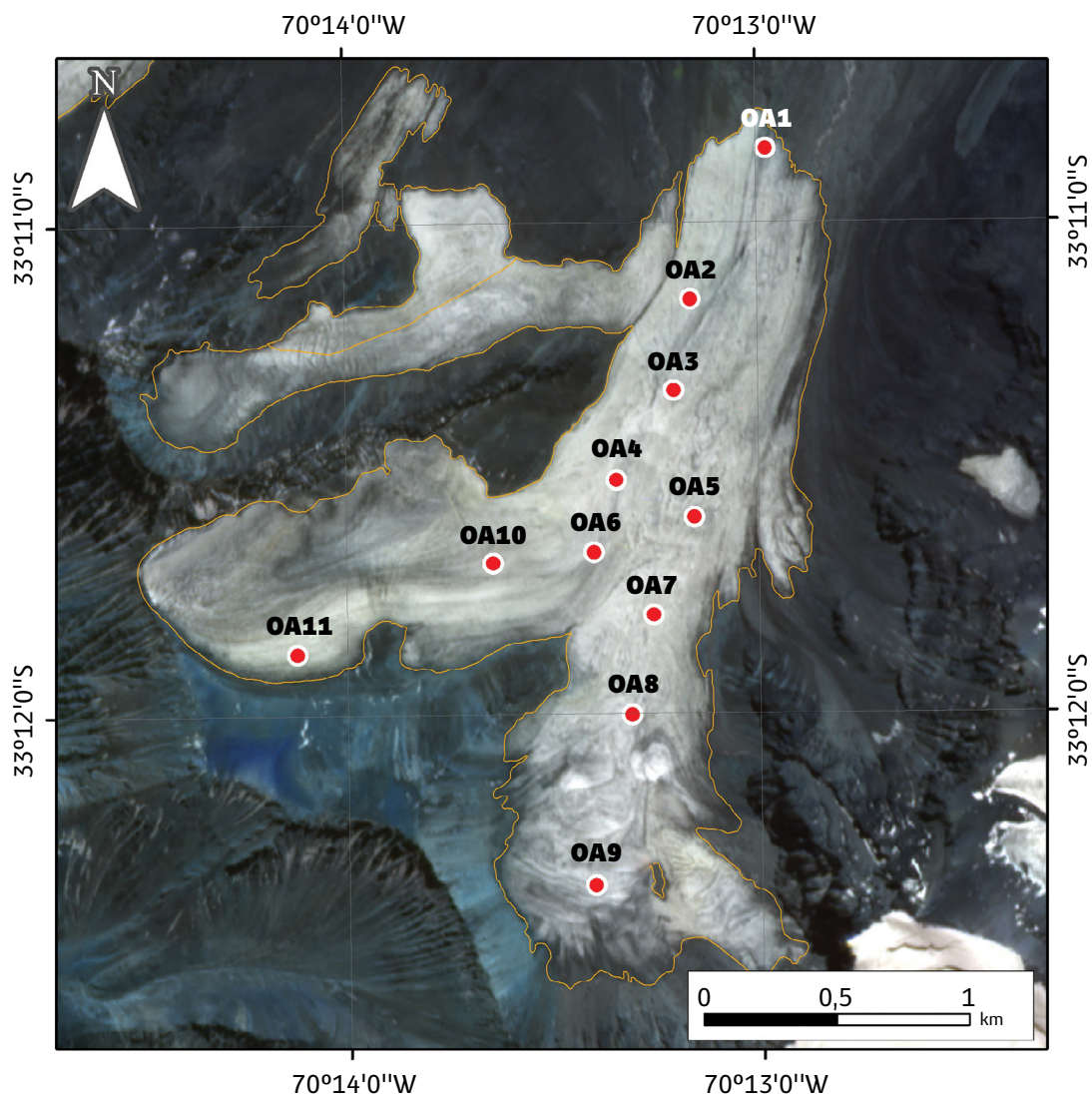


Figura 75.

PROGRESIÓN SOBRE GLACIAR ESTRECHO, CHILE SEMIÁRIDO. Fuente: Alejandro Silva.



5.6.1

Formas de acceso

Es aconsejable intentar siempre un acceso al glaciar estudiado a pie, mulas o con la ayuda de vehículos 4WD, considerando que el consumo de recursos económicos es menor. Sin embargo, este tipo de acceso requiere de mayor tiempo y a veces de mayores consideraciones de seguridad (e.g., montarse sobre el glaciar y posteriormente progresar sobre su superficie). La **Figura 75** muestra la progresión sobre un glaciar con las correspondientes medidas de seguridad. También es útil considerar otras formas de desplazamiento en situaciones donde sea posible la utilización de equipamiento especial para avanzar sobre el glaciar (e.g., esquís, raquetas, motos de nieve, tractores), pero a diferencia del acceso a pie, el costo puede ser más elevado.

Finalmente, para el acceso a glaciares que se encuentran en zonas remotas, que requieren muchas horas/días de viaje o sean muy difíciles en términos de seguridad, se recomienda considerar la opción de utilizar helicópteros o aviones, según corresponda. En este caso, el costo es elevado y se requiere tanto de una buena programación como de una buena planificación. Este medio de acceso es el más rápido, permitiendo disponer de mayor tiempo de trabajo práctico sobre el glaciar.

Figura 76. INSTALACIÓN DE BALIZAS EN: **A)** GLACIAR ORTIGAS 1, CHILE. Fuente: Francisco De Miguel.

Y B) GLACIAR CONEJERAS, COLOMBIA. Fuente: Jorge Luis Ceballos.



INSTALACIÓN DE BALIZAS

5.7

Al momento de instalar las balizas en la superficie del glaciar es importante procurar que queden enterradas verticalmente (**Figura 76**). Es preferible que el entorno de cada baliza no se altere innecesariamente, para lo cual se recomienda que la instalación se realice por un solo operador. Existen dos maneras principales de realizar la instalación de balizas:

1.- Manual: en las zonas donde la densidad de la nieve permite la inserción de la baliza enterrándola en el glaciar (generalmente en la zona de acumulación), la instalación es relativamente fácil y rápida.

2.- Mecanizada: la instalación de balizas en zonas donde la superficie es de hielo o de alta densidad, es necesaria la utilización de un dispositivo mecánico para realizar la perforación donde se instalará la baliza. Los más comunes son los perforadores tipo *Kovacs* y *Heucke*.

Perforadores

5.7.1

El equipo a utilizar dependerá de los fines que se persigue con la perforación. Por una parte, están aquellos instrumentos mecanizados que facilitan las perforaciones de diferentes diámetros y profundidades (e.g., *Kovacs*, palas), y por otra parte el perforador térmico conocido como *Heucke*. Además, se pueden utilizar otros instrumentos que permiten extraer testigos de hielo y de nieve con el objetivo de identificar estratos de diferentes densidades de las capas de nieve/hielo (taladros saca testigos). El taladro *Kovacs* está compuesto por un barreno de acero con forma de espiral que admite acoples de múltiples barras para perforar a diferentes profundidades (**Figura 77**). Es recomendable limpiar constantemente el taladro de los fragmentos de hielo/nieve para evitar que éste se atasque en el glaciar.

Figura 77.

PERFORACIÓN CON UN TALADRO CON UNA BROCA TIPO BARRENO. GLACIARETE ESPERANZA, CHILE.

Fuente: Camilo Muñoz.



El taladro de vapor (*Heucke*), perfora la superficie del hielo/nieve derritiendo un punto de diámetro definido a través del vapor de agua dispersado desde una punta metálica. Se calienta el agua en un hervidor con la ayuda de un quemador a gas (butano o propano) y se genera vapor. Cuando la válvula es abierta el vapor escapa a través de la boquilla de un tubo de perforación al final de una manguera aislada. El vapor transfiere energía hacia el hielo ocasionando que este se derrita. El alto grado de calor latente contenido en el vapor garantiza un flujo energético muy eficiente desde el hervidor hacia el hielo. El equipo de perforación completo consiste en un generador de vapor, una boquilla de caucho, y un tubo de perforación con puntas intercambiables (**Figura 78**). Una pequeña punta perforadora (21 mm de diámetro) crea un hoyo de diámetro entre 30 y 35 mm, y una punta perforadora grande (30 mm de diámetro) crea un hoyo de diámetro entre 35 y 45 mm en el hielo. Puede ser transportado en la espalda como una mochila y requiere de solo un operador. Se debe tener precaución en lugares donde el hielo sea lo suficientemente frío como para evitar el flujo de vapor desde el taladro a la punta perforadora.

Figura 78.
COMPONENTES DE UN TALADRO
HEUCKE. Fuente: Jorge Luis Ceballos.



INSTALACIÓN DE RED DE SENSORES (INSTRUMENTOS)

5.8

El monitoreo climático asociado a glaciares consiste en una red de estaciones meteorológicas fijas en zonas de montaña y portátiles sobre glaciares, que miden variables tales como: temperatura del aire, dirección y velocidad del viento, presión atmosférica, radiación solar incidente/reflejada, entre otras. Un elemento esencial en el monitoreo de las variables meteorológicas es la estandarización de sensores, la reducción de la incertidumbre instrumental mediante estaciones estandarizadas en términos de diseño (sistema de anclaje, protección y elevación común de sensores a por ejemplo 2 m sobre el terreno), etc. A continuación se describirán algunos equipos básicos para este tipo de monitoreo.

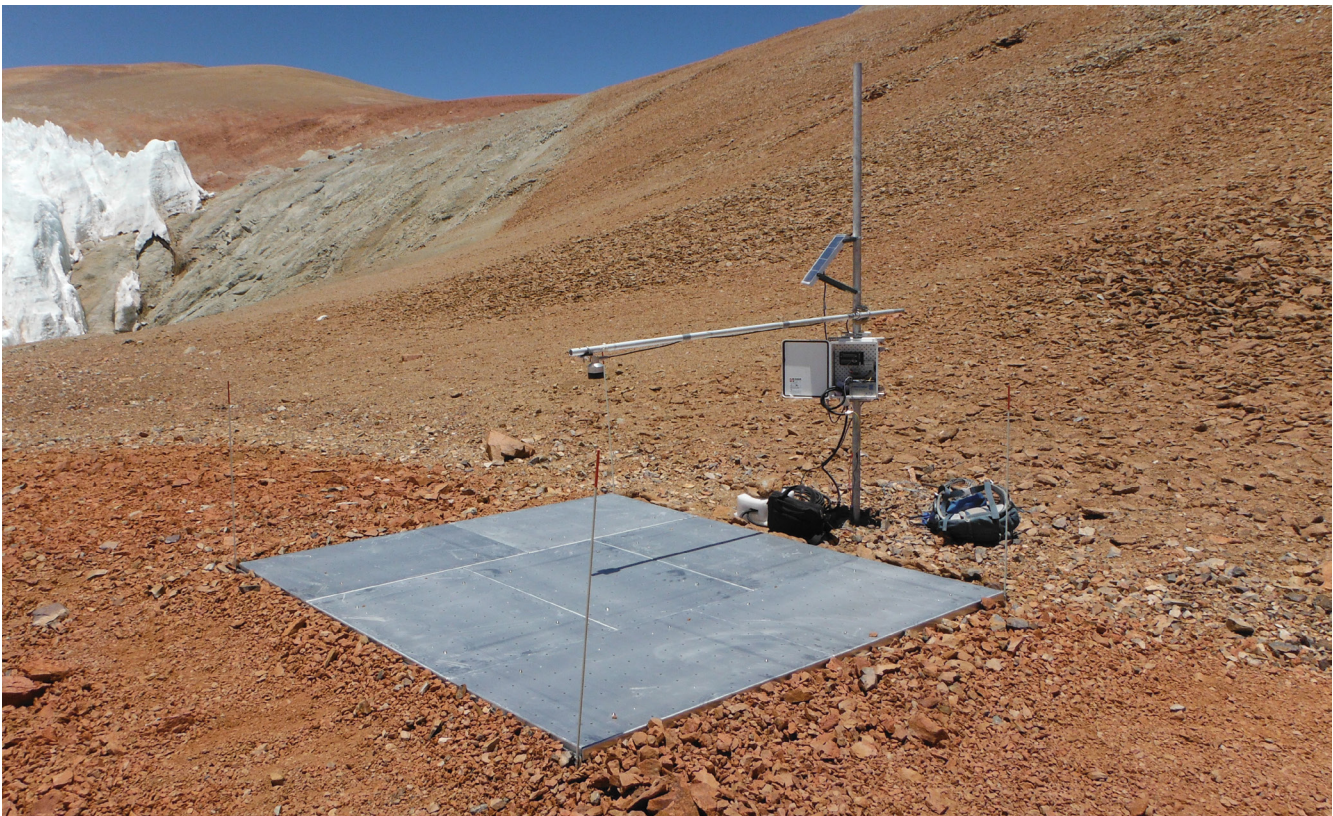
Estación Meteorológica Automática (AWS)

5.8.1

El uso de las AWS (por sus siglas en inglés: *Automatic Weather Station*) tiene varias aplicaciones (evaluación de la variabilidad meteorológica, apoyo operacional del pronóstico del tiempo, validación de modelos, entre otros), aunque se deben considerar las diferentes dificultades que pueden presentar. Entre ellas destacan: 1) la acumulación de escarcha en los sensores que puede interrumpir y sesgar las mediciones; 2) enmascaramiento solar de las mediciones de temperatura y humedad; 3) efectos de derretimiento y acumulación en el peso y nivelación de los instrumentos (**Figura 79**); 4) influencias en la estabilidad y rectitud del mástil; 5) y fallas en los instrumentos debido a las condiciones meteorológicas extremas [Hardy *et al.*, 1998; Box *et al.*, 2004]. A pesar de estas consideraciones, los datos que se pueden obtener de las AWS son muy confiables y muy útiles. Es aconsejable que se instale en un lugar representativo.

Figura 79.

SNOW PILLOW Y SONIC RANGE INSTALADOS AL COSTADO DEL GLACIAR GUANACO, CHILE. Fuente: Daniela Carrión.



5.8.2

Los parámetros típicos que registra una AWS son: 1) temperatura del aire superficial; 2) dirección y velocidad del viento; 3) acumulación y ablación del hielo/nieve; 4) humedad relativa; 5) flujo calórico radiativo de la nieve/hielo; y 6) los flujos de radiación de onda corta y onda larga (**Figura 80**).

Snow Pillow

Este sensor consiste en un contenedor de material flexible, dispuesto horizontalmente sobre el suelo, que registra el peso de la nieve mediante un transductor de presión conectado a éste (**Figura 79**). La carga de nieve sobre el sensor es equivalente a la cantidad de agua sobre él. Este sistema es simple, pero presenta limitaciones que pueden subsanarse tras un período de observaciones y calibración del equipo.

Figura 80.

ESTACIÓN METEOROLÓGICA AWS CERCANA A LA LÍNEA DE EQUILIBRIO DEL GLACIAR O'HIGGINS.

Fuente: Andrés Rivera.

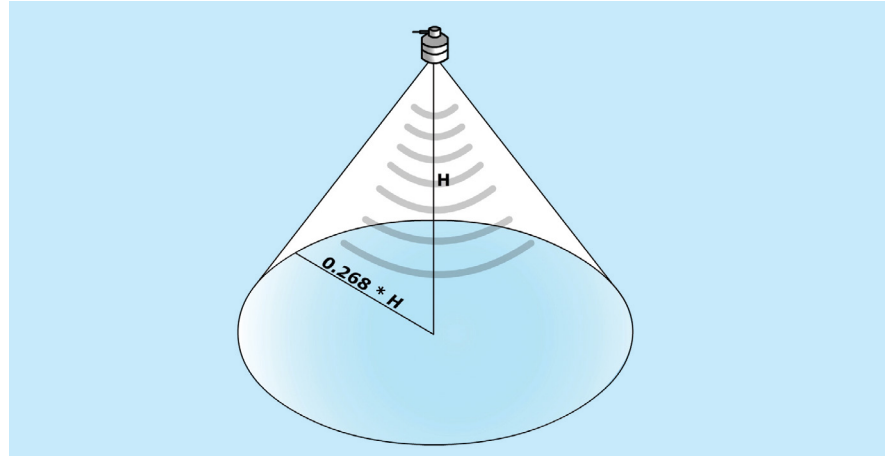


5.8.3

Sonic Range

Es un sensor que emite un pulso ultrasónico y recibe el eco que retorna. De esta manera puede medir la distancia entre el sensor y una superficie (e.g., superficie de nieve, superficie de agua). Sin embargo, una limitante de este método es que cuando la nieve que cae, interrumpe el pulso ultrasónico, atenuando la señal de respuesta desde la superficie de la nieve al sensor (**Figura 81** y **Figura 82**). La rugosidad de la superficie y la vibración del brazo que lo sujeta pueden disminuir su eficiencia.

Figura 81. ESQUEMA EXPLICATIVO DEL REGISTRO DE DATOS DEL INSTRUMENTO DESDE LA ALTURA DE INSTALACIÓN Y UNA SUPERFICIE OBJETIVO. Fuente: Elaboración propia.



5.8.4

Piranómetro

Es un sensor que registra los flujos de radiación de onda corta (**Figura 82A**). Se puede instalar orientado hacia la superficie o bien hacia la atmósfera, de manera tal que se logre calcular el albedo de la superficie (un piranómetro registrando la radiación incidente y otro registrando la radiación reflejada). Al combinar los valores de ambos sensores en un período de tiempo se puede calcular la radiación neta de onda corta. Esto se logra sustrayendo la radiación de onda corta reflejada de la señal incidente.

Figura 82. SENSOR DE RADIACIÓN PIRANÓMETRO (A) Y PIRGEÓMETRO (C) JUNTO CON SENSOR DE ALTURA DE NIEVE SONIC RANGE (B). Fuente: Alejandro Silva.

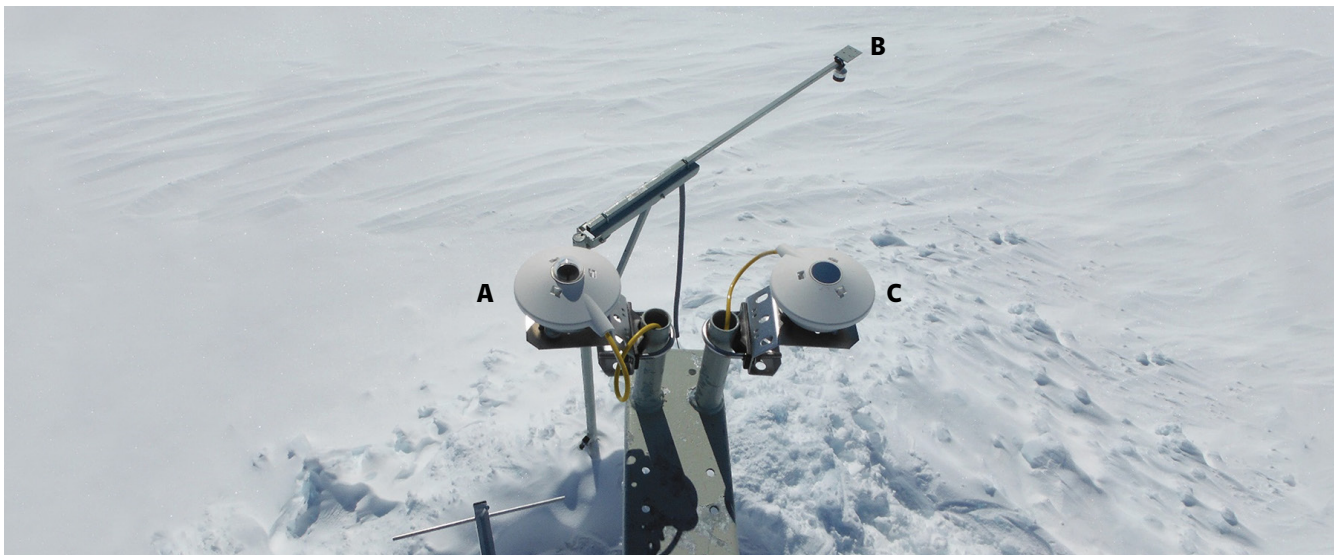


Figura 83. ESTACIÓN METEOROLÓGICA AUTOMÁTICA (AWS). **A)** SENSOR DE TEMPERATURA Y HUMEDAD RELATIVA Y **B)** ANEMÓMETRO. GLACIAR VINCIGUERRA. Fuente: Rodolfo Iturraspe.



Termómetro

5.8.5

La temperatura del aire tiene un gran impacto sobre el flujo de calor sensible y afecta a la radiación de onda larga incidente. A su vez, la temperatura del aire depende, entre otros factores, de la radiación de onda corta incidente que es absorbida por la superficie del glaciar. La absorción de esta radiación puede ser incrementada por la exposición, el albedo y por conducción térmica de diferentes materiales sobre la superficie del glaciar (e.g., rocas, detritos, polvo, entre otros) y, por lo tanto, se puede analizar el impacto del tipo de superficie en el balance de masa (**Figura 83A**).

Higrómetro

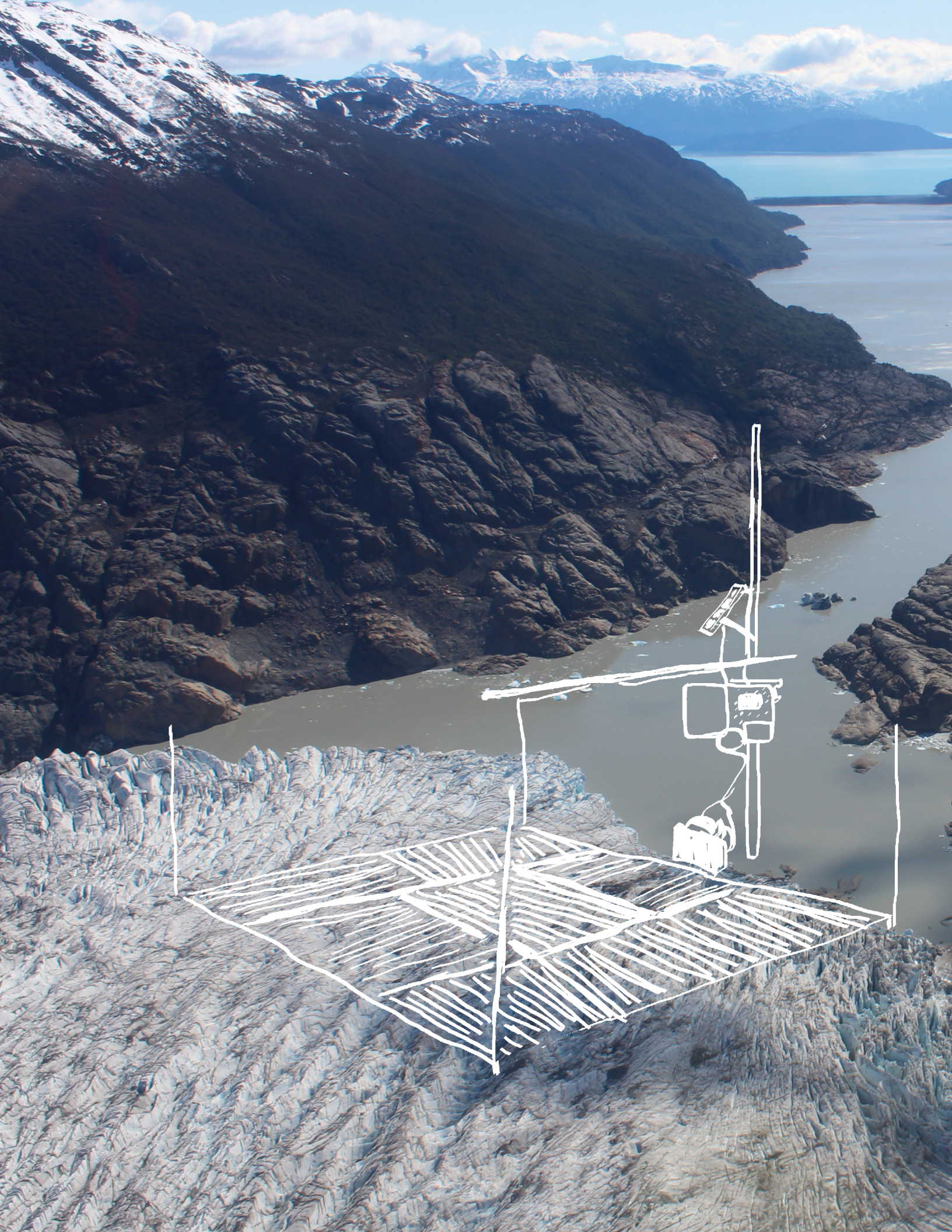
5.8.6

La humedad del aire junto con el intercambio turbulento de masas de aire, representado por la velocidad del viento, son una variable crucial en el flujo de calor latente. Estas variables son de importancia relativa a la localización geográfica del glaciar, siendo especialmente importantes en glaciares de latitudes bajas en ambientes secos. Esto se debe a que la energía utilizada para la sublimación es 8 veces superior que la utilizada para el derretimiento. Por lo tanto, la variación en la humedad del aire puede llegar a tener importantes impactos en la fluctuación del derretimiento (**Figura 83A**).

Anemómetro

5.8.7

La velocidad del viento es importante en la estimación de los flujos de calor turbulentos. La dirección del viento permite estimar el origen de las masas de aire y el efecto potencial de depositación de polvo, hollín, etc. que tienen un impacto sobre el balance de masa del glaciar. Además, las mediciones de la magnitud y dirección del viento pueden ayudar a determinar el impacto de la acumulación de nieve por transporte eólico (**Figura 83B**).





© ANDRÉS RIVERA

6. ANÁLISIS DE DATOS

A continuación se incluyen recomendaciones generales para el almacenamiento de datos de balance de masa y su análisis.

6.1

PLANILLAS

El método glaciológico requiere de una constante lectura de balizas durante el año hidrológico. Sin embargo, por razones de logística o seguridad, el número y fecha de las mediciones habitualmente no es sistemático y la cobertura óptima de las balizas no siempre se puede lograr debido a los contratiempos operacionales y de acceso propios de las zonas de montaña.

Lo mínimo es realizar 2 lecturas de balizas por año hidrológico, idealmente a fines del período de ablación anterior y una segunda lectura al término del período hidrológico actual. De ser así, sólo será posible obtener el balance de masa anual. Si la medición tiene frecuencia bimestral, podrá ser calculado el balance anual y estacional (invierno/verano), en tanto un número mayor de lecturas permitirá analizar patrones específicos de acumulación y ablación entre las fechas medidas.

A modo de ejemplo, la **Tabla 11** muestra una planilla para el registro de las diferencias de altura en balizas medidas regularmente en el tiempo. El año hidrológico comienza en el denominado tiempo "cero" (T0), dando inicio al período de acumulación, que en este caso hipotético es representado con 3 lecturas. A continuación se desarrolla el período de ablación, donde también es preferible que se realicen varias mediciones hasta el término del ciclo hidrológico actual. Este es un ejemplo idealizado en que se espera obtener balance estacional (acumulación y ablación) y balance anual.

Existen casos especiales donde las mediciones de balance de masa requieren de un procedimiento particular, *i.e.*, penitentes. En el Apéndice 5 se describe el protocolo para realizar las mediciones en estos casos.

6.2

AJUSTE DE AÑO HIDRÓLOGO

Para implementar el método glaciológico se requiere, en primer lugar, un ajuste de los datos de balizas para hacerlos coincidir con el inicio y término de un año hidrológico determinado. Este a su vez, puede ser subdividido en un período de acumulación neta de masa y un período de ablación neta de masa, los cuales también deben quedar delimitados claramente para efectos de este proceso de corrección temporal. Luego, se debe asignar una superficie de referencia o tiempo "cero", el cual debe representar adecuadamente el momento de inflexión entre el proceso de ablación del ciclo anterior y el comienzo de un nuevo período de acumulación. A su vez, este mismo principio aplicará para asignar una superficie "final" al término del período de ablación actual. En Chile central, por ejemplo, se han usado tradicionalmente los

Tabla 11.

PLANILLA DE DIFERENCIAS DE EMERGENCIA O ALTURA EN UNA RED DE BALIZAS.

| N° correl. | Nombre | PERÍODO DE ACUMULACIÓN | | | PERÍODO DE ABLACIÓN | | |
|------------|--------|------------------------|----------------|----------------|---------------------|----------------|----------------|
| | | T_0 | $T_1 - T_0$ | $T_2 - T_1$ | $T_2 - T_3$ | $T_3 - T_4$ | $T_4 - T_5$ |
| | | baliza | emergencia (m) | emergencia (m) | emergencia (m) | emergencia (m) | emergencia (m) |
| 1 | | 0 | | | | | |
| 2 | | 0 | | | | | |
| 3 | | 0 | | | | | |
| 4 | | 0 | | | | | |
| 5 | | 0 | | | | | |
| 6 | | 0 | | | | | |
| 7 | | 0 | | | | | |
| 8 | | 0 | | | | | |
| 9 | | 0 | | | | | |
| 10 | | 0 | | | | | |

días 1 de abril y 31 de marzo del año siguiente como las fechas en que se desarrolla dicho período anual.

Una de las formas más simples de corrección es emplear una tasa de ablación lineal haciendo uso de los datos de fines del período precedente, de tal manera que al sustraer la correspondiente proporción de ablación a una lectura posterior se logrará ajustar el inicio del año hidrológico a la fecha deseada. Asimismo, al adicionar la ablación ocurrida en el período actual a una siguiente lectura, se logrará cerrar el año hidrológico según la fecha que corresponda. La gran ventaja de este método es su facilidad pero tiene el inconveniente de subestimar la ablación que tiene lugar durante las últimas semanas del año hidrológico. Para la transición entre los períodos de acumulación y ablación netas, también podrá aplicar un principio similar basado en los datos de acumulación.

Un problema posterior que es necesario resolver es la discontinuidad de las lecturas. Una alternativa es la aplicación de regresión o correlación lineal entre balizas cercanas de similar altitud y exposición. Para que el resultado sea adecuado, las balizas a correlacionar deben presentar una variabilidad similar durante varios ciclos hidrológicos y no estar influenciadas por factores locales de erosión y sedimentación. Cuando la ausencia de lecturas es generalizada se recomienda hacer uso de otros datos independientes a las balizas para completar una serie. Los datos de sensores sónicos instalados en Estaciones Meteorológicas Automáticas (**Figura 82b**), cuando son simultáneos con las lecturas de las balizas, son de gran utilidad para este propósito. Este sensor hace un registro continuo de la altura de la nieve sobre la superficie, de modo que si el valor disminuye lo que se detecta es acumulación y por el contrario, un aumento indica ablación. La aplicación de factores de proporcionalidad de ablación/acumulación entre estos datos y las lecturas de balizas permiten hacer aproximaciones confiables de los datos faltantes.

6.3

CONVERSIÓN A EQUIVALENTE EN AGUA

Las diferencias en la emergencia de balizas sólo entrega el cambio de altura de la superficie. Esta altura debe convertirse en volumen equivalente en agua, mediante su multiplicación por la densidad de la superficie, la que se obtiene por ejemplo en pozos estratigráficos o muestreadores Monte Rosa.

En cada pozo o calicata se obtienen datos de densidad cada 10 o 20 cm de profundidad, lo que permite obtener un perfil de detallado de las capas superficiales de nieve o neviza. Lo usual es que en las lecturas del período de acumulación se obtengan densidades bajas de nieve debido a los recurrentes eventos de precipitación sólida, que tienen típicamente valores en torno a los 200–250 kg m⁻³ [Cuffey and Paterson, 2010]. Hacia mediados de la estación de ablación, la nieve se irá compactando, transformándose progresivamente en neviza, por lo cual su densidad puede fluctuar entre los 400 y 600 kg m⁻³. Sin embargo, pueden darse eventos de fusión–recongelación que aceleran el proceso de transformación y en algunos casos el manto puede alcanzar densidades muy superiores si está saturado, hasta densidades cercanas a 800 kg m⁻³ [Paterson, 1994]. En caso de que en superficie sólo quede hielo, es necesario aplicar a los cambios de altura de balizas, la densidad teórica de hielo, que dependiendo de la cantidad de material que pueda existir (más o menos recubrimiento), puede tener valores desde 830 a 923 kg m⁻³. En general, en los glaciares andinos nunca se utilizan valores teóricos de densidad de hielo superiores a 900 kg m⁻³ debido a la presencia de burbujas y sedimentos (Ver **Tabla 6** para detalles de densidad por tipo de superficie).

La medición de densidad con el sistema Monte Rosa y los sondajes alrededor de las balizas darán un valor único de densidad para la totalidad del manto nival de dicho punto. Ocasionalmente, se detectan diferencias no menores (~20–30%) entre este método y el promedio del pozo a igual profundidad. Considerando esto, la práctica más recomendable es complementar ambas mediciones, por ejemplo al asignar en una baliza en particular la densidad obtenida por Monte Rosa en las primeras decenas de centímetros y luego la densidad del pozo hasta completar la profundidad requerida. La observación detallada en terreno de algunos datos tales como la porosidad, el tamaño de grano y el color de la superficie permiten hacer la conversión en equivalente en agua con mayor confiabilidad. A partir de esta conversión, los datos por cada baliza quedan expresados como balance de masa anual.

6.4

INTERPOLACIÓN DE EQUIVALENTE EN AGUA POR BALIZA AL GLACIAR COMPLETO

Este subcapítulo se refiere al proceso de estimación de valores de datos en lugares específicos (e.g., balizas sin información) utilizando valores de datos conocidos de otros puntos cercanos. A veces, en el caso particular del modelamiento de una característica puntual como un *continuum*, solo se tienen datos puntuales de balizas lo que genera una necesidad de interpolar los valores entre los datos de balizas conocidos.

El balance anual de cada baliza constituye un valor discreto. La interpolación de estos balances anuales para todas las balizas, permite obtener el balance neto total de un glaciar, B_n , o del área con información disponible (red de balizas). Para ello se requiere conocer la superficie actual del glaciar y aplicar un método de interpolación adecuado para los datos disponibles, lo que puede variar según las características superficiales del glaciar, información disponible o año analizado.

Los métodos de interpolación pueden ser globales o locales, exactos o inexactos y deterministas o estocásticos, todos ellos con ventajas y desventajas asociadas [Burrough et al., 2013]. Este manual está enfocado a los métodos de interpolación locales.

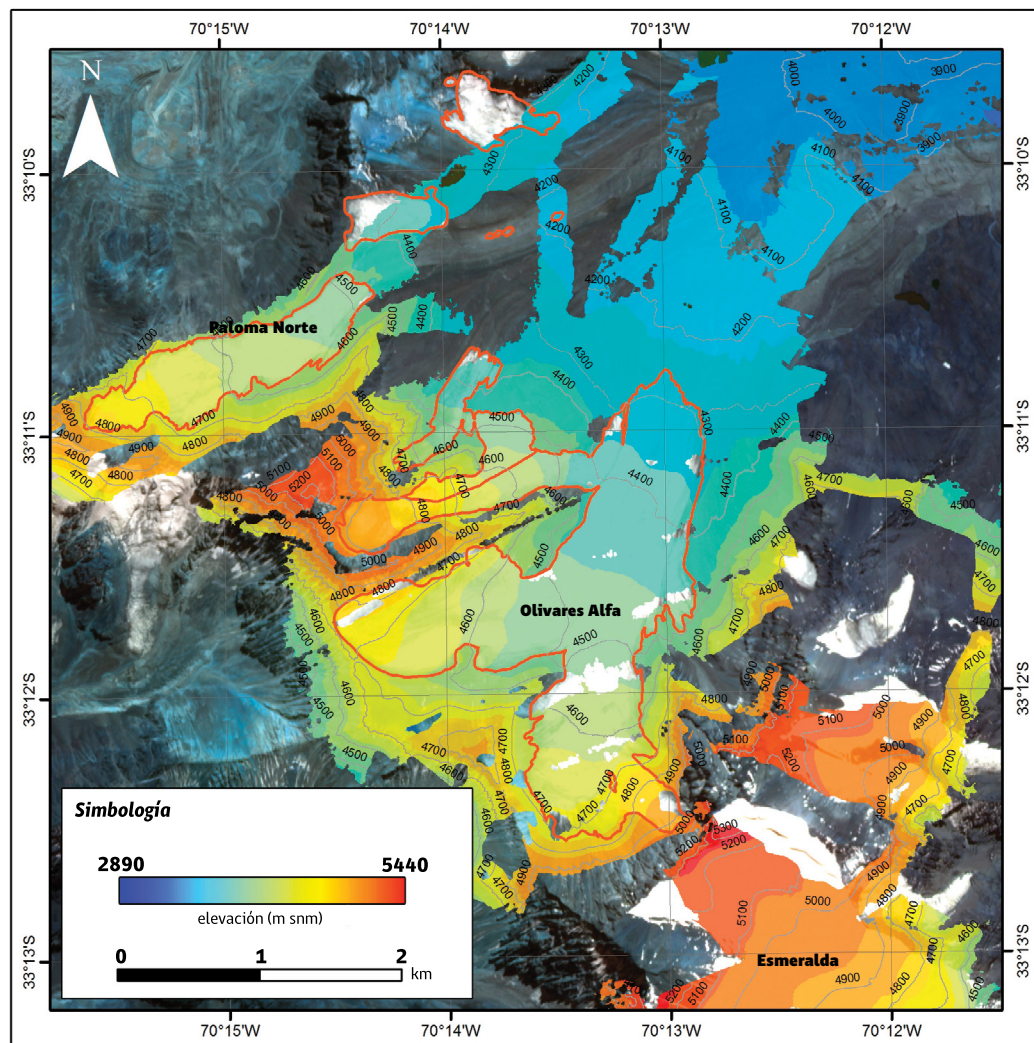
Entre las técnicas de interpolación espacial más tradicionales y potencialmente aplicables en balances de masa de glaciares destacan: *Natural Neighbor*, *Spline*, la red de triangulación irregular o *TIN* (*Triangular Irregular Network*), el método de la ponderación del inverso de la distancia o *IDW* (*Inverse Distance Weight*), el método de *Kriging* y el método de polígonos de *Thiessen*. También puede aplicarse el método de curvas de nivel descrito en Østrem and Brugman (1991) en los casos donde la cobertura de las balizas no representa adecuadamente la totalidad de la superficie. A continuación se describen algunos de ellos.

Métodos de Interpolación

6.4.1

TIN: El método de triangulación con interpolación lineal es uno de los sistemas más utilizados por su simplicidad en la aplicación. Está basado en la división de un do-

Figura 84. MÉTODO DE INTERPOLACIÓN TIN APLICADO A DATOS DE ALTIMETRÍA LÁSER. GLACIAR OLIVARES ALFA, CHILE. Fuente: CECs.

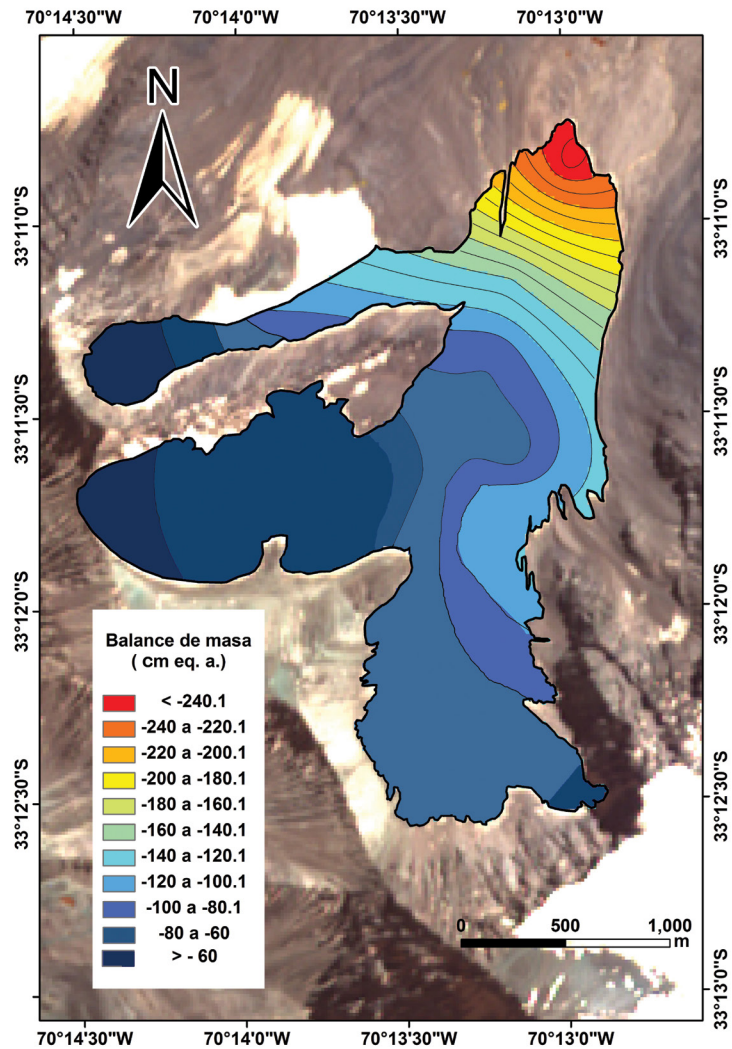


minio D en triángulos. Se utilizan los vértices como puntos con un atributo conocido para la generación de una red de triángulos no superpuestos en el área dentro de los límites de los puntos conocidos [Kresse and Danko, 2012]. Su principal ventaja es ser un algoritmo bastante rápido. Su principal desventaja es que el modelo resultante tiene irregularidades lineales, en especial hacia las márgenes de los glaciares donde se extrapola a partir de datos de balizas ubicadas más al centro de un glaciar (**Figura 84**).

IDW: Es un método de interpolación local que permite definir el atributo de un punto (x,y) mediante el cálculo de una distancia ponderada promedio del conjunto de una muestra de puntos dentro de un radio determinado (**Figura 85**). Su principal desventaja es que puede generar deformaciones alrededor de las balizas y que pueden formarse artefactos (líneas por ejemplo) debido a la baja densidad de puntos a ser interpolados.

Kriging: Es una técnica de interpolación geoestadística donde se asume que la variación espacial de la variable es homogénea y que se debe poder medir

Figura 85. MÉTODO DE INTERPOLACIÓN IDW PARA DETERMINAR EL BALANCE DE MASA DEL GLACIAR OLIVARES ALFA, CHILE. Fuente: Elaboración propia.



en cualquier lugar del área a ser interpolada (lo que no es posible en un glaciar debido a la pendiente, grietas acceso, etc.). Los valores finales del modelo dependerán de la distancia a los puntos medidos y las relaciones espaciales entre estos puntos. Al aplicar este método en glaciares a partir de balizas, se puede incrementar la varianza al asignar valores a lugares sin mediciones directas y con alta variabilidad espacial. Un ejemplo de este tipo de interpolación con datos de altimetría láser se muestra en la **Figura 86**. Véase *Burrough et al.*, [2013] para una mayor información.

Polígonos de Thiessen: se crea un área de influencia para cada baliza donde cada punto que se encuentra dentro de esta área de influencia tiene el mismo valor. Es muy popular en glaciología e hidrología ya que es de fácil aplicación [*Klok et al.*, 2001; *Thibert and Vincent*, 2009]. El producto resultante del balance puntual y su respectiva área Thiessen es el volumen total equivalente en agua (m^3 eq. a.) por baliza. El balance específico promedio por glaciar, b_n , resulta de la razón de la sumatoria de volumen total por baliza y el área total. La **Figura 87** muestra un ejemplo de este tipo de interpolación. La principal desventaja de este método es que sólo depende de la distancia y no de otros factores, como por ejemplo, topográficos.

Finalmente, en esta etapa también es relevante determinar un error medio

Figura 86. MÉTODO DE INTERPOLACIÓN KRIGING PARA DETERMINAR BALANCE DE MASA DEL GLACIAR OLIVARES BETA, CHILE. Fuente: Elaboración propia.

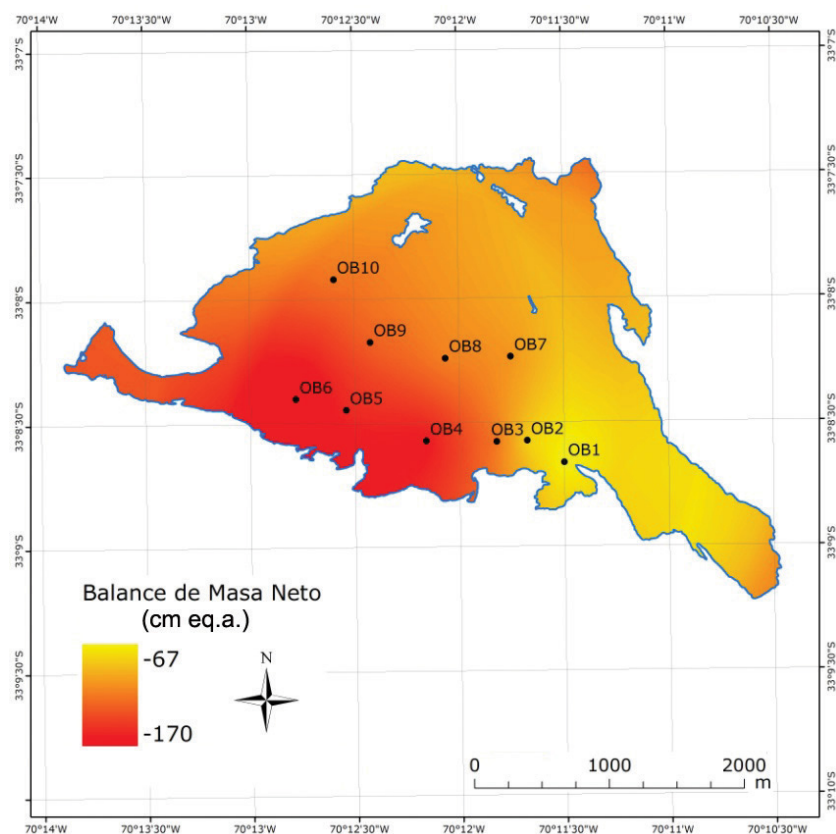
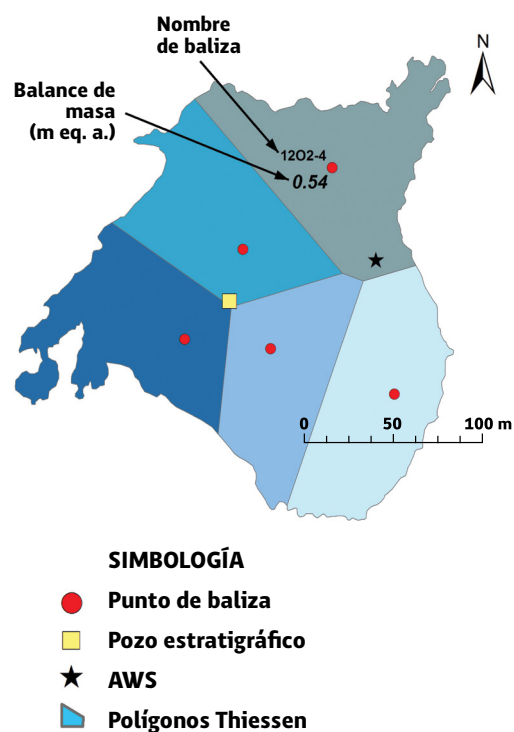


Figura 87. DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DE GLACIAR CON POLÍGONOS DE THIESSEN. Fuente: Elaboración propia.



cuadrático asociado a los métodos de interpolación descritos. Una de las formas en que se puede determinar fácilmente la variabilidad del método de interpolación es el procedimiento "*jack-knifing*" [Rivera *et al.*, 2005b]. Para esto se aplica el procedimiento normal para el método de interpolación seleccionado, pero se ignoran sistemáticamente partes de los datos para obtener diferentes resultados de un mismo método de interpolación. Estos resultados son comparados con el modelo correspondiente completo buscando determinar la variabilidad media del método. La principal desventaja de este procedimiento es su inconsistencia debido a que funciona bien solo para distribuciones suaves [Wasserman, 2006] lo que no es típico en glaciares. Una alternativa es el uso del procedimiento conocido como *bootstrap* [Efron, 1979], que se ajusta funcionalmente de acuerdo a los objetivos del análisis.

6.4.2

Productos de interpolación

Generalmente los productos de interpolación corresponden a mapas de síntesis, cartografías digitales, DEM, perfiles de radares, entre otros. Cada uno de estos productos sintetiza valiosa información que debe ser presentada adecuadamente para facilitar su interpretación, de lo contrario el resultado de la interpolación puede no ser aprovechada correctamente y hasta incluso, confundir interpretaciones. Por lo tanto, se recomienda seguir una estructura básica que reúna todas las características elementales para una correcta interpretación.

Los elementos básicos y más importantes que se deben considerar en todo tipo de presentación de resultados se detallan a continuación:

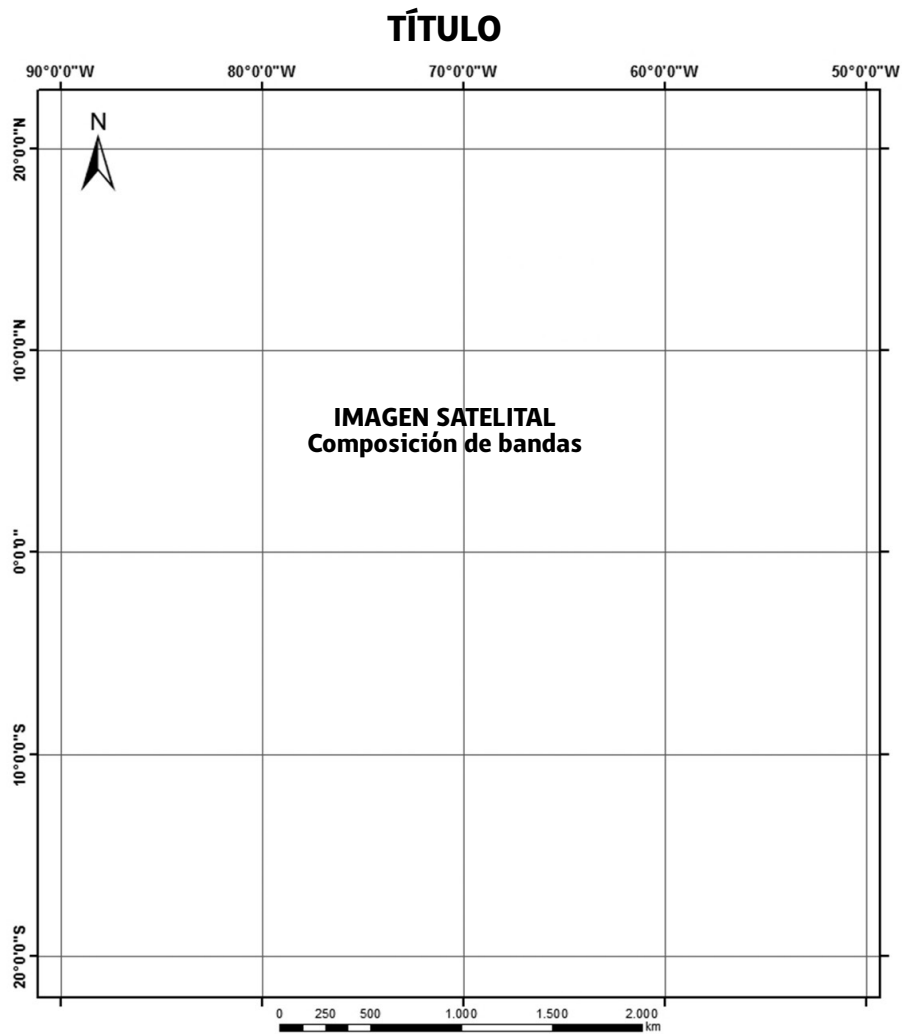
1. Coordenadas en Lat/Long, de preferencia GCS (Sistema de Coordenadas Geográficas) WGS (Sistema de Coordenadas Mundial) 1984.
2. Escala gráfica: para dimensionar las distancias, áreas, etc.
3. Norte geográfico: para tener una referencia geográfica.
4. Toponimia básica: para tener referencias locales de la zona de estudio.
5. Imagen satelital de fondo (si existe) y la fecha de adquisición de la escena.
6. Composición de las bandas electromagnéticas de la imagen satelital de fondo (si aplica).
7. Fuente: para respetar derechos de autor.
8. Simbología: para explicar todos los elementos incluidos en el mapa de síntesis.

La **Figura 88** muestra un ejemplo simplificado de las características básicas de un mapa de síntesis.

Por otra parte, otros productos generados a partir de los diferentes métodos de interpolación (*e.g.*, mapas de interpolación, gráficos, entre otros) deben contener una simbología sistemática que facilite la comprensión de la idea que se desea transmitir. Por ejemplo, se recomienda que para los mapas que representen tasas de ablación y acumulación se usen colores más fríos para aquellas zonas que indiquen acumulación y de forma contraria, aquellas zonas que muestren las zonas de ablación se recomienda que estén representadas con colores más cálidos.

Debido a las limitaciones y desventajas que tienen todos los métodos de interpolación, especialmente en áreas tan complejas como los glaciares, a veces es mejor la intervención experta por ejemplo interpolando según patrones topográficos. En algunos casos, y con el fin de no aumentar la varianza debido a la aplicación de un método de interpolación poco adecuado, puede ser mucho más ventajoso, rápido y sencillo, promediar los valores de balance de masa obtenidos por todas las balizas del glaciar, y asignar ese promedio al glaciar en su conjunto.

Figura 88. MODELO A SEGUIR PARA LA PRESENTACIÓN DE DATOS. SE INDICAN ALGUNOS ELEMENTOS BÁSICOS DE UN MAPA. Fuente: Elaboración propia.



| | | |
|-------------------|-----------------------|---------------------------|
| Simbología | Toponimia básica | Curvas de nivel |
| | Imagen satelital | Escala gráfica de colores |
| | Fecha de la escena | Leyenda |
| | Composición de bandas | Sistema de proyección |





© ANDRÉS RIVERA

7. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

El balance de masa glaciar refleja una estrecha relación con la variabilidad climática [Vuille *et al.*, 2003; Sicart *et al.*, 2005; Cuffey and Paterson, 2010] y por lo tanto, también es considerado entre las variables esenciales requeridas para el monitoreo del sistema climático [Paul *et al.*, 2009]. Esto se refleja en muchos estudios a lo largo del mundo donde se utiliza como indicador del cambio climático [Lemke, *et al.*, 2007; Solomon *et al.*, 2007; Rivera *et al.*, 2008]. Es por este motivo que se deben considerar los factores climatológicos (*sensu stricto*, el término "clima" se refiere a un promedio de 30 años, pero en este caso se utiliza este concepto en un sentido amplio que incluye promedios anuales y fluctuaciones interanuales, así como también tendencias de larga data) en la interpretación de los resultados de balance de masa, sobre todo en la región andina de Sudamérica donde los glaciares existen bajo una gran diversidad de condiciones climáticas. En este sentido, Sagredo and Lowell [2012] han detectado siete tipos de condiciones climáticas bajo las cuales existen los glaciares actuales en los Andes de Sudamérica. Esto implica que para entender la respuesta de los glaciares en distintas escalas de tiempo es necesario considerar el clima en el que se encuentran [Sagredo and Lowell, 2012] y sobre ello considerar la variabilidad interanual de las condiciones climáticas que se van a manifestar en el balance de masa glaciar.

7.1

SENSIBILIDAD A LOS FORZAMIENTOS CLIMÁTICOS DE LOS GLACIARES ANDINOS

Al momento de interpretar los resultados obtenidos del balance de masa es importante considerar la variabilidad climática a una escala anual e interanual para determinar aquellos aspectos de la atmósfera que actúan como forzantes y que por ende influyen en el balance de masa [Cuffey and Paterson, 2010].

Los efectos asociados a la circulación atmosférica global contribuyen a una mayor o menor acumulación (y ablación) neta de masa en los glaciares. Los parámetros climáticos estacionales tales como la temperatura del aire, la precipitación, la humedad en el aire, la velocidad del viento y la duración de día solar son factores determinantes en la escena del cambio climático [Lliboutry, 1974; Schöner *et al.*, 2000] y sabida es su influencia en el balance de masa a lo largo de los Andes. En este sentido, es importante mencionar que la temperatura del aire es un importante predictor del derretimiento porque la radiación de onda larga incidente y los flujos turbulentos de calor son términos importantes en el balance de energía que se encuentran estrechamente relacionados con la temperatura del aire a 2 m además de definir las tasas de precipitación sólida/líquida, lo cual es crítico al momento de determinar la acumulación [Ohmura, 2001]. Se debe considerar que la sensibilidad de un glaciar no solo depende de la variabilidad climática a escala regional sino que también de otros efectos como la topografía adyacente, la hipsometría glaciar, la presencia de una cubierta de detritos, la condición de frente desprendente, etc., los cuales pueden influir definiendo respuestas diferentes en el balance de masa frente a un mismo forzamiento climático, por ejemplo en dos glaciares adyacentes [Kuhn *et al.*, 1985].

Las principales variables que influyen en el balance de masa glaciar son la temperatura y precipitación, por lo que el análisis presentado aquí se concentran en estas dos variables atmosféricas, sin dejar de indicar que otras variables como la velocidad del viento y la humedad relativa son, por ejemplo, variables de importancia en regiones donde la sublimación es una parte importante en la ablación glaciar. Además los estudios de balance energético han demostrado que los cambios en la humedad atmosférica afectan significativamente las tasas de derretimiento de los glaciares tropicales [e.g. Vuille *et al.*, 2008a; Zemp *et al.*, 2009], por lo tanto, es necesario considerar estas influencias.

La influencia de las temperaturas y las precipitaciones en los balances de masa van a depender del régimen climático en que se encuentra un glaciar. Esto define la estacionalidad en el balance de masa, que de acuerdo a Rodbell *et al.* [2009] para los glaciares andinos se puede clasificar en tres tipos de estacionalidad: a) glaciares temperados, b) glaciares extra tropicales y c) glaciares intertropicales en ambientes húmedos. Por ejemplo para los glaciares temperados del centro sur de Chile y Argentina el ciclo anual en el balance de masa presenta una clara diferencia entre el período de ablación y de acumulación. La ablación en glaciares temperados ocurre en los meses del verano y primavera austral y la acumulación en los meses de invierno y otoño austral. Por otro lado, los glaciares extra tropicales en latitudes más bajas tienen su acumulación en el verano austral y la ablación a lo largo de todo el año con una mayor tasa en el verano austral. Finalmente, los glaciares intertropicales presente su acumulación en gran parte del verano austral y durante todo el invierno austral y la ablación tiende a ser igualmente distribuida a lo largo del año.

Se deben considerar estas características al momento de relacionar los resultados del balance de masa con el objetivo de definir de forma correcta a que forzamiento climático es más sensible un determinado glaciar. Por ejemplo, en relación a las temperaturas es posible determinar dos efectos durante el año hidrológico en los glaciares temperados. Primero, la temperatura en los meses de verano y primavera determinaran el *input* de energía que determinaran el derretimiento. El segundo efecto asociado a las temperaturas corresponde a la razón nieve/lluvia. Sagredo and Lowell [2012] y Rodbell *et al.* [2009] estiman que una caída o alza de la temperatura del aire en ambientes húmedos y donde los glaciares tengan rangos de altitudes similares a los valores de altitud de la isoterma 0°C, tendrá un gran impacto en el balance de masa.

VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN SUDAMÉRICA

7.2

En cuanto a la variabilidad climática, los glaciares andinos se encuentran influenciados por las condiciones a escala sinópticas y la interacción océano-atmósfera en la zona del Pacífico Tropical y Sur. Los patrones de circulación sinópticas responden a modos y patrones climáticos de gran escala como el Modo Anular del Sur (SAM, por sus siglas en inglés) u Oscilación Antártica (AAO, por sus siglas en inglés), El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación Interdecadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés), las cuales determinan en menor o mayor medida la variabilidad interanual de la precipitación y la temperatura en los Andes [Garreaud *et al.*, 2013]. Además, algunas evidencias demuestran que se han registrado eventos locales que han modificado la circulación atmosférica, como, los registrados en los testigos de hielo extraídos del Huascarán, Nevado Illimani y Volcán Sajama [Ramirez *et al.*, 2003].

ENOS a grandes rasgos corresponde a una variación a escala interanual de la Temperatura Superficial del Mar (TSM). Estas modificaciones a las condiciones normales en términos de temperatura del mar pueden ser cálidas (eventos El Niño) o frías (eventos La Niña),

mientras que en términos de precipitación varían según la región afectada, pero en general pueden causar variaciones climáticas a lo largo de los trópicos y subtrópicos [e.g., *Garreaud et al.*, 2009; *Sarachik and Cane*, 2012]. Durante las fases cálidas El Niño, los vientos tropicales del este son más débiles, la termoclina ecuatorial aumenta su profundidad y una corriente oceánica cálida se desplaza hacia el este, modificando el centro de la convección atmosférica [*Gupta and McNeil*, 2012]. Lo contrario sucede en los eventos La Niña inhibiendo la convección en el Pacífico tropical oriental.

La PDO está descrita por [*Zhang et al.*, 1997] como un patrón similar al fenómeno ENSO. Corresponde a un desplazamiento de la TSM a lo largo de ciclos de entre 20-30 años que implican anomalía de la Temperatura Superficial del Mar (ATSM) sobre el Pacífico Norte y que puede tener una fase positiva (cálida) o negativa (fría) [*Gupta and McNeil*, 2012]. Durante una fase "positiva", o "cálida" el Pacífico occidental se hace más frío y parte del Pacífico oriental se calienta; durante una fase "fría", o "negativa", ocurre lo contrario [*Bridgman and Oliver*, 2006]. Desde el punto de vista oceanográfico y atmosférico, la PDO sería el marco de fondo para otras oscilaciones de menor período, tal como ENOS [*Mantua and Hare*, 1997].

La AAO o SAM es un modo de variabilidad atmosférica de baja frecuencia del Hemisferio Sur [*Garreaud et al.*, 2009]. Se caracteriza por anomalías en las presiones centradas sobre Antártica que difieren de aquellas que se concentran sobre la banda circunglobal entre los 40-50°S por lo tanto es un indicador objetivo de la circulación atmosférica en latitudes medias a altas del Hemisferio Sur [*Gillett et al.*, 2006]. El índice originalmente se define como la diferencia de la anomalía de presión observada en seis estaciones meteorológicas cercanas a los 40°S (Marion Island, Ile Nouvelle Amsterdam, Hobart, Christchurch, Valdivia/Puerto Montt y Gough Island) y seis estaciones meteorológicas en el eje de los 65°S (Novolazarevskaya, Mawson, Mirny, Casey, Dumont D'Urville, Faraday/Vernadsky). Se conocen pocos efectos directos de este modo sobre el balance de masa glaciar, sin embargo, se han determinado sus impactos en la temperatura y precipitaciones en las latitudes medias del Hemisferio Sur, donde SAM positivos se encuentran asociados a mayores temperaturas y condiciones más secas y SAM negativos se encuentran asociados a menores temperaturas y condiciones más secas [*Gillett et al.*, 2006].

A continuación se presentan algunos de los mecanismos básicos que influyen en la precipitación y temperatura en las regiones de Sudamérica con presencia de glaciares y observados en las diferentes regiones afectadas por el fenómeno ENOS (la **Figura 89** muestra un resumen de estas situaciones), el cual es considerado como la mayor fuente de variabilidad interanual del clima en Sudamérica:

- **Región norte de América del Sur (Colombia y Venezuela):** En la fase cálida (El Niño) los principales efectos se pueden resumir en la inhibición o disminución de la convección en el continente debido a un contraste térmico entre océano y continente y una mayor subsidencia a partir de la oscilación meridional sobre la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) lo que genera déficit en precipitaciones durante la fase cálida ENOS (el Niño). Mientras en la fase fría La Niña, existe superávit de precipitaciones [e.g., *Garreaud et al.*, 2009; *Poveda et al.*, 2001].
- **Región Costera del sur de Ecuador y norte de Perú:** Fundamentalmente se ha reportado un desarrollo de convección profunda en el océano debido al aumento anómalo de la TSM [e.g., *Goldberg et al.*, 1987; *Horel and Cornejo-Garrido*, 1986]. Durante los episodios ENOS cálidos las condiciones son más húmedas durante los meses de enero-abril.
- **Región de los Andes Tropicales:** El efecto dominante del fenómeno ENOS en su fase cálida sobre esta región es la convección moderada debido al desplazamiento y

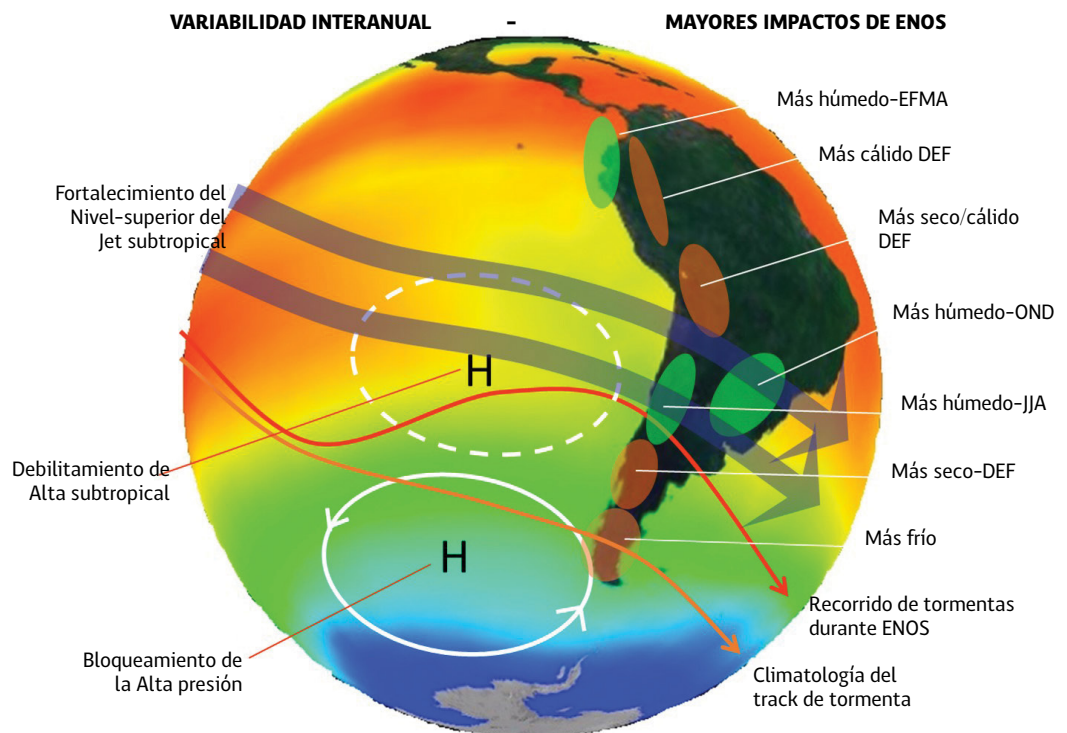
debilitamiento de la circulación de la celda de Walker [e.g., *Franco et al.*, 2004; *Vuille et al.*, 2000]. Los efectos de la fase ENSO cálida generan condiciones de mayores temperaturas durante diciembre–febrero lo que podría indicar años con tendencias a balances de masa negativos [*Franco et al.*, 2000; *Vuille and Bradley*, 2000; *Vuille et al.*, 2003; *Mark and Seltzer*, 2005; *López-Moreno et al.*, 2014].

• **Región del Altiplano (Andes Centrales):** Se han registrado disminuciones en la advección de aire húmedo desde el continente debido a un fortalecimiento del flujo del oeste en el nivel medio de la tropósfera [e.g., *Garreaud and Aceituno*, 2001; *Vuille et al.*, 2000b; *Vuille*, 1999]. ENSO en su fase cálida genera condiciones más secas y cálidas durante diciembre–marzo [*Franco et al.*, 2003; *Garreaud et al.*, 2009].

• **Región de los Andes subtropicales (Argentina y Chile central):** Diversos autores [e.g., *Masiokas et al.*, 2006; *Montecinos et al.*, 2000; *Rutllant and Fuenzalida*, 1991] señalan que el incremento en las tormentas de latitudes medias sobre latitudes subtropicales debido al bloqueo en el Pacífico sureste son los mecanismos básicos que controlan las precipitaciones. Por lo tanto, durante las fases ENOS cálidas existen mayores montos de precipitación entre junio–agosto [*Schulz et al.*, 2012] y en algunos eventos el período lluvioso se extiende entre mayo y noviembre. En cordillera esto se traduce en una tendencia a años con mayor precipitación nival [*Escobar and Aceituno*, 1998] y por ende balances de masa positivos en los glaciares andinos durante los eventos ENOS cálidos.

• **Región de Chile y Argentina Austral (Patagonia):** mayormente se reportan disminuciones de las tormentas en latitudes medias debido al desplazamiento al sur del Anticiclón del Pacífico, inhibiendo los vientos del oeste [*Montecinos et al.*, 2000]. Las condiciones atmosféricas son por lo tanto mayormente secas durante diciembre–febrero producto de ENOS en su fase cálida. La temperatura sin embargo muestra una tendencia a ser más baja durante fases ENOS cálida.

Figura 89.
RESUMEN DE LA
VARIABILIDAD
INTERANUAL EN
DIFERENTES REGIONES
DE SUDAMÉRICA E
IMPACTOS DURANTE LA
FASE CÁLIDA (EL NIÑO)
DEL FENÓMENO ENOS.
Fuente: René Garreaud.



7.3

CARACTERIZACIÓN DE ACUMULACIÓN DE NIEVE CON IMÁGENES SATELITALES

Con el fin de restituir condiciones pasadas sobre la superficie de glaciares se pueden utilizar imágenes satelitales para una estimación de la variación espacial y temporal. Para este fin, se utilizan imágenes satelitales MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectro radiometer*) adquiridas por el satélite *Aqua*, el que estudia la precipitación, evaporación y el ciclo del agua, puesto en órbita en 2000, así como también imágenes adquiridas por otras plataformas satelitales con mejor resolución espacial (e.g., TERRA, LANDSAT, entre otras. Para mayor detalle revisar **Tabla 8**). Sus productos son usualmente utilizados para complementar la información obtenida a partir de mediciones directas en el glaciar (método glaciológico de balance de masa).

Para el análisis de la cubierta de nieve, se recomienda el uso del producto nivel 3 MOD10A2 (*Eight day snow cover composite*) con una cobertura espacial de 1200 x 1200 km, tamaño de píxel de 0.5 km y frecuencia de revisita cada 8 días [Riggs et al., 2006]. Este producto está compuesto por un mínimo de 2 escenas y un máximo de 8 obtenidas diariamente. Con este producto se puede diferenciar fácilmente las superficies con cobertura de nieve de aquellas sin cobertura nival. Este producto consta de una imagen compuesta por diferentes valores que tienen distintos significados (e.g., 0, sin datos; 25, sin nieve; 50, nubes; 200, nieve, etc.). Este resultado se conoce como "*Maximum snow extent over the eight-day period*". Adicionalmente, se encuentra una imagen que representa la cantidad de días en que fue detectada la cobertura nival. Este último resultado se conoce como "*Eight day snow cover*".

MOD10A2 utiliza un índice para identificar cobertura nival en una imagen satelital conocido como Índice de Diferencia Normalizada de Nieve (NSDI, por su sigla en inglés). Este índice permite establecer una condición de borde para clasificar un píxel con o sin cobertura nival: si el NSDI es mayor que 0.4 y la reflectancia registrada, en el espectro del infrarrojo cercano y del visible (en particular rojo), mayor a 0.11 y 0.1 respectivamente [Hall and Riggs, 2011]. El NSDI se obtiene resolviendo la ecuación:

Ecuación 15.

$$\text{NSDI} = \frac{(0.55 \mu\text{m} - 1.65 \mu\text{m})}{(0.55 \mu\text{m} + 1.65 \mu\text{m})}$$

Donde, la longitud de onda central de 0.55 μm corresponde al color rojo y la longitud de onda central de 1.65 μm corresponde al infrarrojo cercano [Riggs et al., 2006].

Es importante tener en cuenta que el sistema de proyección cartográfica de esta imagen es del tipo sinusoidal y, eventualmente, debe ser reproyectada a cada sistema adoptado en cada país. Para realizar esta tarea es de particular utilidad el módulo MODIS *conversion toolkit* disponible en el software de procesamiento de imágenes *Environmet for Visualizing Images* (ENVI). De forma alternativa se pueden utilizar softwares de acceso libre, se recomiendan GDAL (*Geospatial Data Abstraction Library*) y GRASS (*Geographic Resources Analysis Support System*). Una vez realizado este proceso se pueden superponer los límites de cada cuenca de interés (**Figura 91**) para realizar el cálculo de acumulación de nieve y comparación espacio-temporal.

Las imágenes satelitales pueden ser obtenidas gratuitamente desde el sitio EOSDIS de NASA (*Earth Observing System Data and Information System*, <http://reverb.echo.nasa.gov/>). Para descargar las imágenes no es necesario crear un usuario y una contraseña. Se debe seleccionar el cuadrante deseado sobre el mapa interactivo desplegado en el sitio y completar los campos básicos solicitados (Plataforma e Instrumentos), tal como se señala en la **Figura 90**.

Figura 90.
DEFINICIÓN DE CUADRANTE DE INTERÉS Y SELECCIÓN DE SENSORES.

Fuente:
<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>

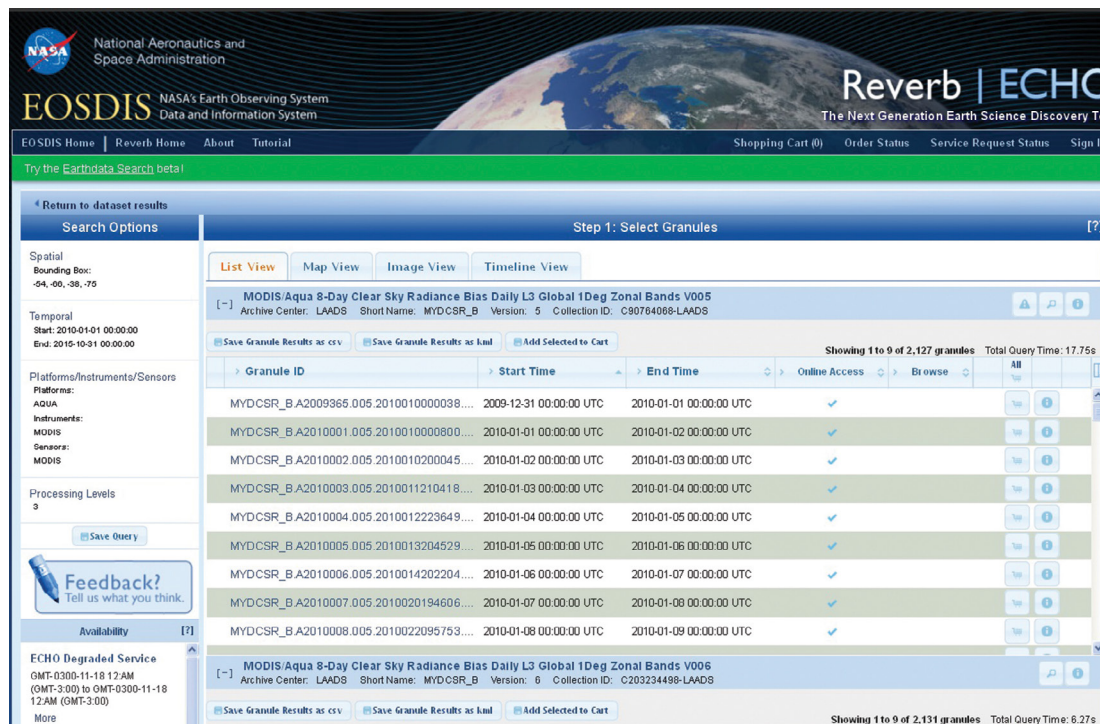
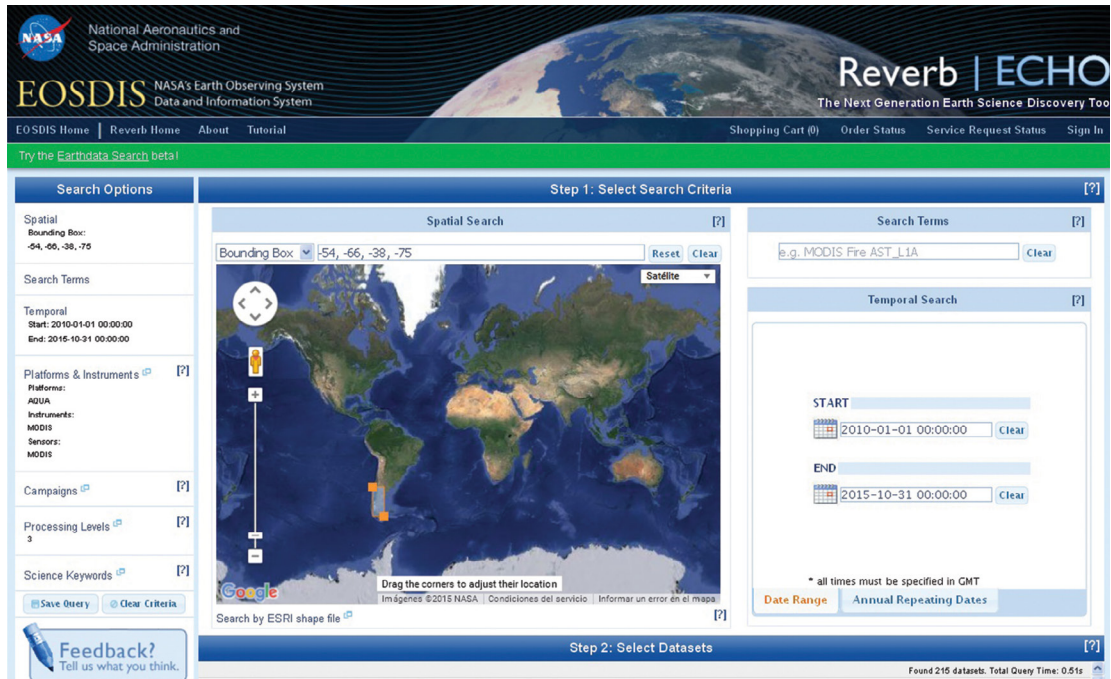
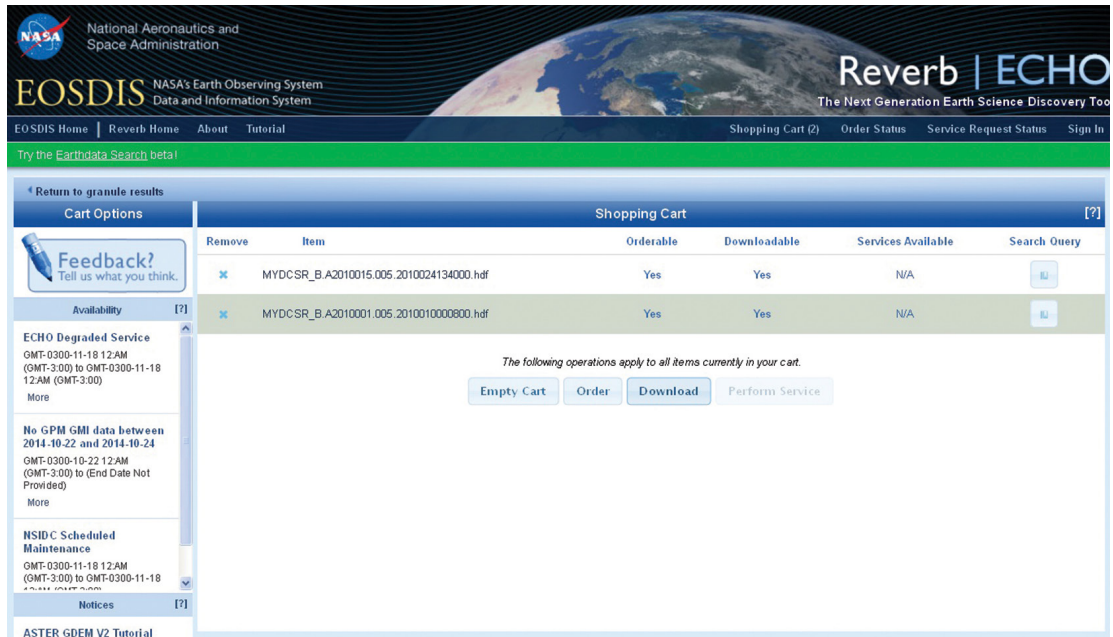


Figura 91.
SELECCIÓN DE ESCENAS DE INTERÉS.

Fuente:
<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>

Existen otros parámetros que permiten restringir los resultados de la búsqueda y obtener sólo aquellos resultados útiles para cada estudio en particular (e.g., fecha, nivel de procesamiento, entre otros). Posteriormente se deben seleccionar las escenas de interés (**Figura 91**) y seleccionar las opciones que se deseen antes de descargar (**Figura 92**).

Figura 92.
SELECCIÓN DE OPCIONES DE ALMACENAMIENTO.
Fuente:
<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>



7.4

ANÁLISIS DEL RESULTADO DE BALANCE DE MASA ANUAL POR GLACIAR

El foco de interés en un estudio de balance de masa está en el balance específico promedio anual \bar{b}_n , debido a su fácil vinculación con variables climáticas, comparación directa con otros períodos de estudio y con glaciares de tamaños, rango altitudinales, exposiciones, morfologías y localización geográfica, distinta. El resultado de este balance promedio puede sintetizarse de la siguiente manera:

Si $\bar{b}_n < 0$, el balance de masa en el año hidrológico analizado es negativo. El glaciar pierde masa.

En esta situación debe analizarse la distribución de la ablación a lo largo del año de manera de determinar si ésta es explicada únicamente por el período de ablación o bien, si existe un componente en el período de acumulación que amerite discusión.

Si $\bar{b}_n = 0$, el glaciar se encuentra en una situación de estabilidad.

Un glaciar presentando un balance cero durante un período suficientemente prolongado, se entiende que está en equilibrio con el sistema climático actual. Basado en la investigación glaciológica que se realiza en la región, los casos de estabilidad son menos usuales y por ello deben analizarse los patrones sinópticos y de teleconexión que mejor explican dicha condición.

Si $\bar{b}_n > 0$. El balance de masa es positivo. El glaciar aumenta su masa.

Un balance de masa positivo indica la predominancia de la acumulación, la que puede ser constante a lo largo del período de acumulación, o bien, puede estar influida por

la ocurrencia de eventos anormales de precipitación fácilmente identificables en la data instrumental. Ellos pueden ser vinculados con fases de diferente intensidad del fenómeno Niño Oscilación del Sur ocurridos en el período más reciente.

A continuación debe analizarse la distribución espacial del balance de masa en un glaciar. Ya se ha mencionado que el balance total, y el balance promedio resultan de la integración, mediante métodos varios de interpolación, de los valores puntuales sobre la totalidad de la superficie. Una vez realizado esto, puede obtenerse el gradiente de balance de masa, lo que permitirá determinar si existen patrones espaciales regulares de ablación o acumulación, o por el contrario, si la distribución es aleatoria e independiente de factores como la altitud y exposición. Usualmente se encontrará que el balance aumenta con la altura (ver dos ejemplos de ello en **Figura 93** y **Figura 94**) siguen razonablemente un gradiente de temperaturas dada su relación con el derretimiento. En otros casos puede observarse que los montos de acumulación están fuertemente influidos por una fuente de humedad o que existe una marcada continentalidad, observándose diferencias muy significativas entre los valores mínimos y máximos. Adicionalmente, pueden determinarse desviaciones del gradiente asociadas a factores de la topografía local, saltos de pendiente o redistribución eólica.

De esta manera, pueden trazarse isolíneas representando puntos de la superficie del glaciar con balances de masa equivalentes, donde las isolíneas negativas tenderán a encontrarse a menor altitud, y a la inversa, valores máximos se encontrarán más próximos a la cabecera del glaciar. La isolínea que de este modo se encuentra representando el balance "cero" corresponderá a la Línea de Equilibrio.

Figura 93. BALANCE DE MASA ANUAL DE UN GLACIAR DEL VOLCÁN MOCHO-CHOSHUENCO (AÑO 2003/04) VERSUS ALTITUD. LOS PUNTOS REPRESENTAN LOS PÍXELES DEL MODELO GENERADO CON EL MÉTODO DE INTERPOLACIÓN IDW. LA LÍNEA AZUL REPRESENTA LA ELA DEL GLACIAR PARA ESE AÑO.
Fuente: Modificado de [Rivera et al., 2005a].

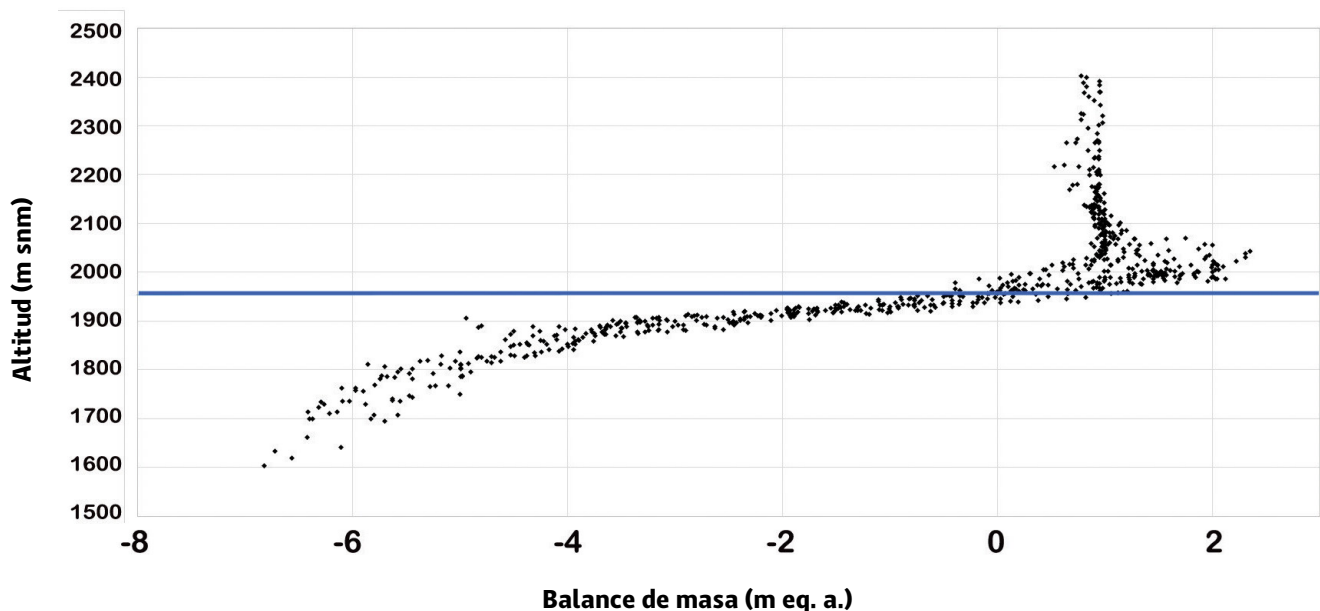
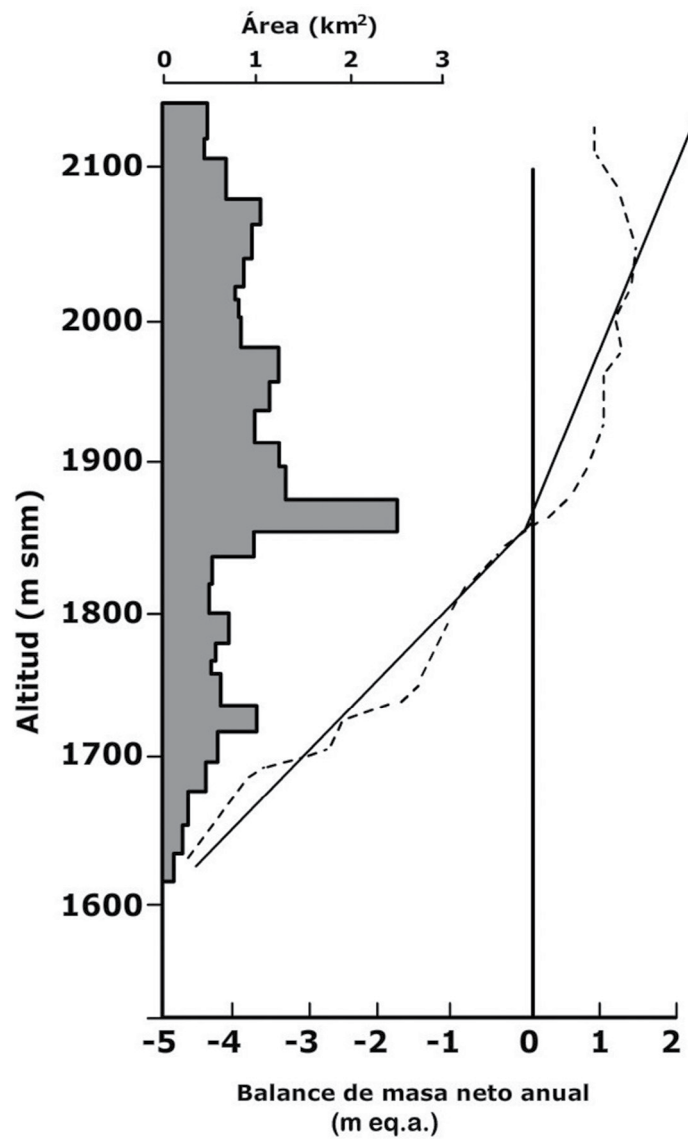


Figura 94. GRADIENTES DE BALANCE DE MASA ANUAL MODELADO (LÍNEA CONTINUA) Y MEDIDO (LÍNEA SEGMENTADA) VERSUS HIPSONOMETRÍA (BARRAS GRISAS LATERALES). Fuente: Adaptado de [Østrem and Brugman, 1991].



A partir de un DEM del glaciar, podrá determinarse la altitud promedio de todos los puntos que forman dicha isolínea, correspondiendo el resultado a la altura de la ELA para el año hidrológico en estudio. Este dato puede ser corroborado al examinar una escena satelital de ese año, donde las líneas de nieves de fines de la estación de ablación corresponderán a la ELA. Este dato es sumamente relevante en la perspectiva de analizar cambios interanuales del balance de masa y su vinculación a cambios en la meteorología local, regional y circulación atmosférica general.

Al intersectar la ELA con la superficie del glaciar, puede determinarse el denominado AAR para el año hidrológico en cuestión. Habitualmente, existe una estrecha relación entre el AAR y el balance de masa resultante, donde:

AAR < 0.7 (70% del área del glaciar) es equivalente a $\overline{b_n} < 0$

AAR = 0.7 equivale a un $\overline{b_n} = 0$

AAR > 0.7 equivale a $\overline{b_n} > 0$

Los parámetros anteriores pueden ser analizados de manera complementaria para determinar el "estado de salud del glaciar". A modo de ejemplo, un balance de masa específico promedio altamente negativo (< -1 m eq. a.), AAR de 0.5 y un gradiente de balance de masa abrupto, implicarán que la transferencia de masa desde la zona de acumulación será insuficiente para compensar la pérdida de masa en la zona de ablación, y en consecuencia el glaciar experimentará un retroceso de su frente. Por el contrario, un balance positivo, AAR superior a 0.7 y gradiente más suavizado implicarán una mayor estabilidad y eventualmente un avance frontal o engrosamiento.

Por lo anterior, será fundamental analizar de ser posible, el perímetro del glaciar con frecuencia anual, y determinar si los patrones del balance de masa tienen eco en su posición frontal.

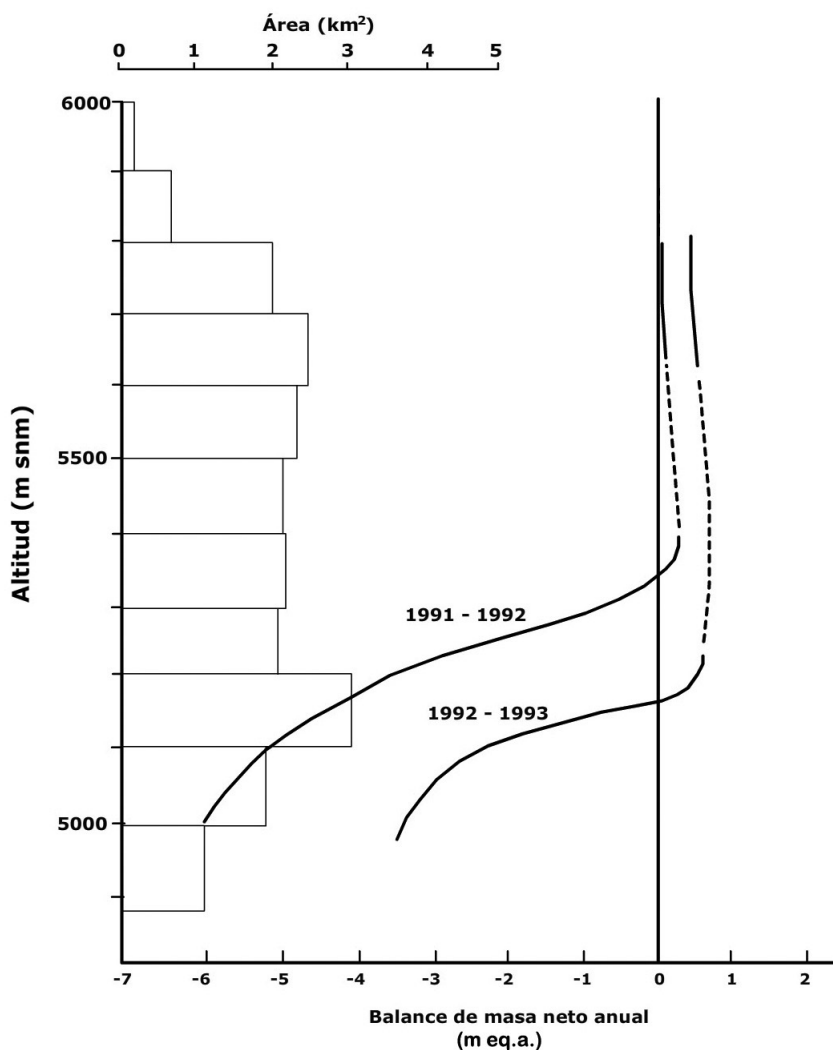
ANÁLISIS DE BALANCE DE MASA ANUAL CON SERIE PRECEDENTE

7.5

Cuando el balance de masa es obtenido sistemáticamente con el método glaciológico, las diferencias resultantes entre distintos años permitirán determinar la variabilidad del balance de masa desde una escala interanual hasta decadal [Zubieta and Lagos, 2010]. En el corto plazo, estos cambios pueden vincularse a la sensibilidad de los parámetros del balance de masa a oscilaciones meteorológicas transitorias. Por ejemplo, puede analizarse el gradiente de balance de masa del año actual y compararlo con un período precedente. En general, puede asumirse una situación "estacionaria" del perfil de balance de masa de un glaciar, vale decir que su forma no cambia, sino que simplemente puede subir o bajar [Oerlemans and Hoogendoorn, 1989] dependiendo de las condiciones meteorológicas de la temporada. Esta situación puede observarse con claridad de un año a otro, al producirse desfases del perfil hacia valores más positivos o más negativos (**Figura 95**). Así también, puede analizarse la migración de la ELA sobre el perfil hipsométrico del glaciar mediante la simple comparación de su altura entre años sucesivos. Este análisis se ha realizado exitosamente por ejemplo en glaciares de Patagonia [Rivera and Casassa, 1999], donde se ha visto que el ascenso de la línea de equilibrio no ha afectado significativamente el AAR.

Figura 95.

BALANCE DE MASA ANUAL COMO UNA FUNCIÓN DE LA ALTITUD PARA DIFERENTES AÑOS. BARRAS HORIZONTALES REPRESENTAN ÁREAS POR RANGO ALTITUDINAL. Fuente: Adaptado de [Francou et al., 1995]

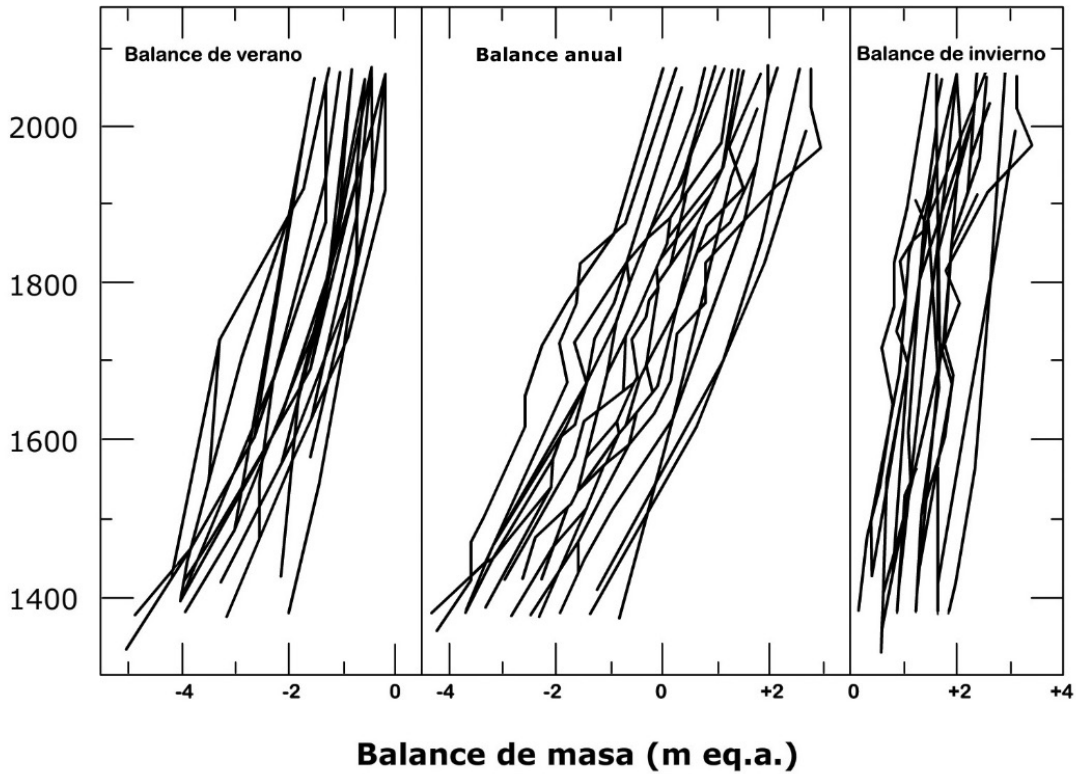


De existir una serie de datos suficientemente extensa, podrán analizarse posibles tendencias de mediano plazo. Perfiles verticales de balance de masa pueden ser comparados para una serie interanual con el objetivo de analizar si existe una regularidad a lo largo del tiempo. Esto ha sido analizado por ejemplo en *Rasmussen and Andreassen* (2005), donde se ha determinado que los perfiles son lineales entre sí (**Figura 96**).

En el caso de contar con la cantidad de datos anuales suficientes, se pueden llegar a determinar algunas tendencias (crecimiento o reducción de masa) que el glaciar puede estar experimentando. Por ejemplo, en la **Figura 97** se ven los valores de balance de masa anual obtenidos por la DGA de Chile, desde el año 1975. Se puede apreciar la importante variabilidad interanual de los balances, con una mayor frecuencia de años con balances negativos.

Figura 96.

PERFILES DE BALANCE DE MASA ANUAL, DE ACUMULACIÓN Y DE ABLACIÓN EN EL GLACIAR STORBREEN, NORUEGA, PARA 19 AÑOS INDIVIDUALES. Fuente: Adaptado de [Rasmussen and Andreassen, 2005].

**Figura 97.**

SERIE DE BALANCE DE MASA ANUAL DEL GLACIAR ECHAUREN NORTE, CHILE. Fuente: Elaboración propia a partir de datos DGA, Chile.

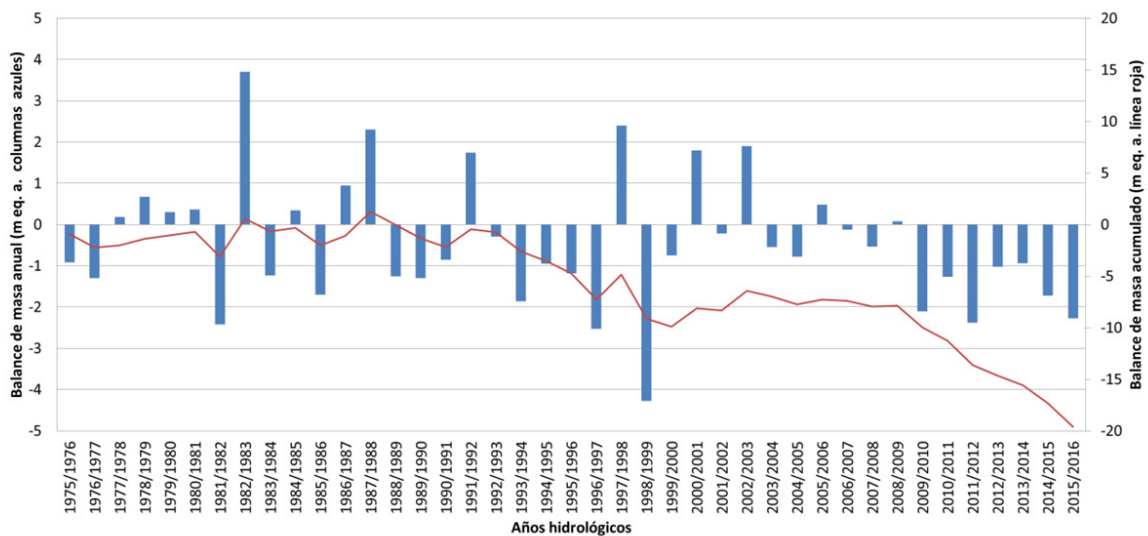
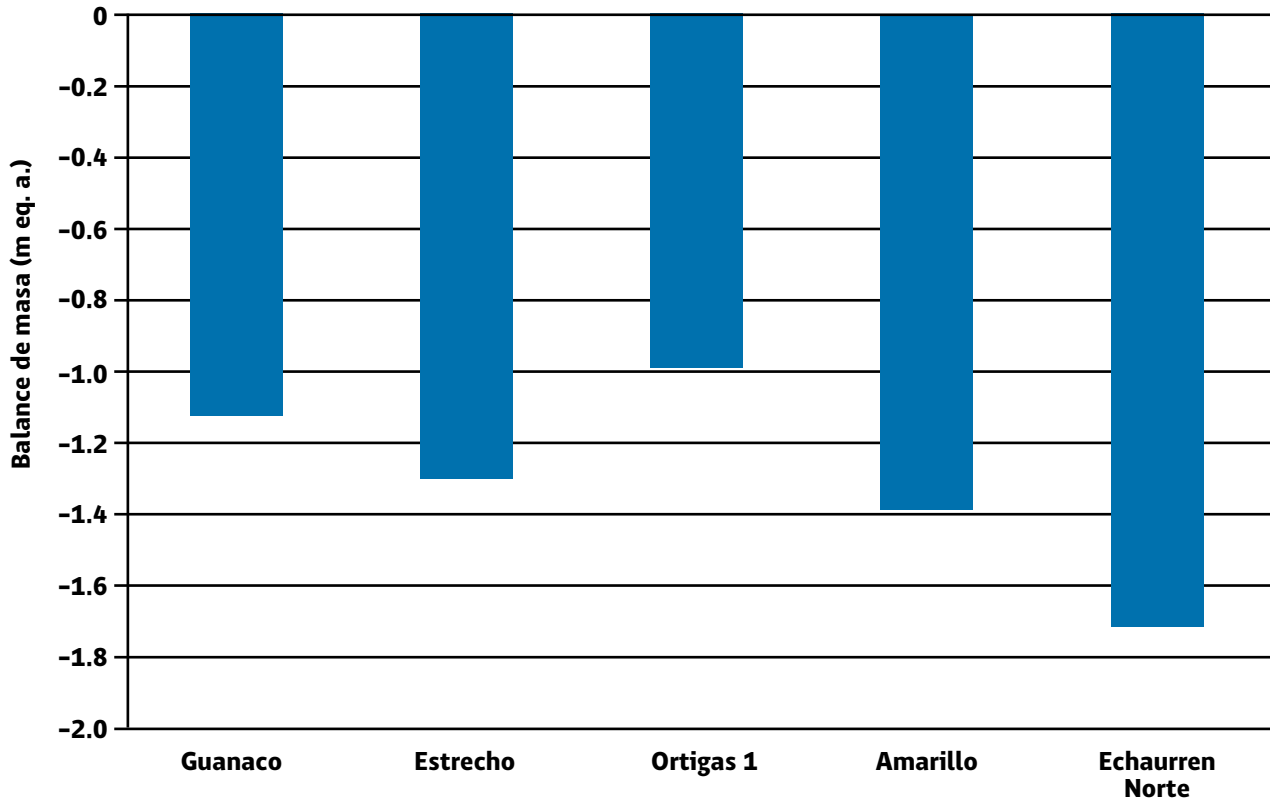


Figura 98.

BALANCE DE MASA ANUAL DEL AÑO HIDROLÓGICO 2014-2015 EN CHILE. GLACIARES GUANACO, ESTRECHO Y ORTIGAS 1 [CECS, 2015], GLACIARES AMARILLO Y ECHAURREN NORTE [WGMS, 2015].



Por otra parte, también se pueden considerar los efectos de la meteorología local que condicionan la acumulación o ablación en un glaciar. Para esto, es necesario contar además con datos meteorológicos de sensores instalados en estaciones automáticas sobre el glaciar (o en su defecto, cercanas a éste) con los cuales se podría realizar un análisis en conjunto a lo largo de un período determinado (dependiendo de la cantidad de datos disponibles).

Finalmente, otro aspecto muy relevante que se debe considerar en este tipo de análisis es el efecto que tiene la variación de los fenómenos de circulación atmosférica global sobre el glaciar estudiado. Esto se puede realizar mediante un registro de las consecuencias de estos fenómenos a escala regional y compararlos con los resultados de los análisis interanuales de variación de balance de masa, y en el mejor de los casos con las tendencias determinadas para cada glaciar en particular. Con este tipo de análisis se puede determinar si un efecto de circulación global (ENOS, SAM o PDO) afecta directamente o no a la condición de un glaciar particular.

7.6

ANÁLISIS DE BALANCE DE MASA ANUAL CON OTROS BALANCES DEL MISMO AÑO

Comparar los datos de balance de masa de un glaciar particular con los datos de otro glaciar ubicado en una región diferente, pero de regímenes climáticos similares, es muy útil para determinar la tendencia de la dinámica de los glaciares dentro de una región particular y, además, para determinar la escala espacial de los impactos de los fenómenos de circulación atmosférica que típicamente influyen en parámetros meteorológicos locales [e.g., Rabatel et al., 2013].

Una buena forma de comenzar con los análisis de los resultados es comparar los resultados de balance de masa de cada glaciar particular y graficarlos para facilitar su interpretación y posterior correlación con datos meteorológicos disponibles. Posteriormente, se deben analizar los datos de temperatura, precipitación de las estaciones meteorológicas de los diferentes glaciares que se desean analizar. Luego se debe continuar con los demás parámetros sinópticos disponibles para cada glaciar. Con esto se busca caracterizar de manera completa las condiciones a las cuales está afectado cada glaciar en particular. De esta manera se puede identificar si un fenómeno climatológico influyó o no en los balances de masa de una región particular en un año determinado.

Por ejemplo, en la región semiárida y mediterránea de Chile se midieron balances de masa negativos el año hidrológico 2014-2015, siendo el Echaurren Norte el que tuvo el comportamiento más desfavorable (**Figura 98**).

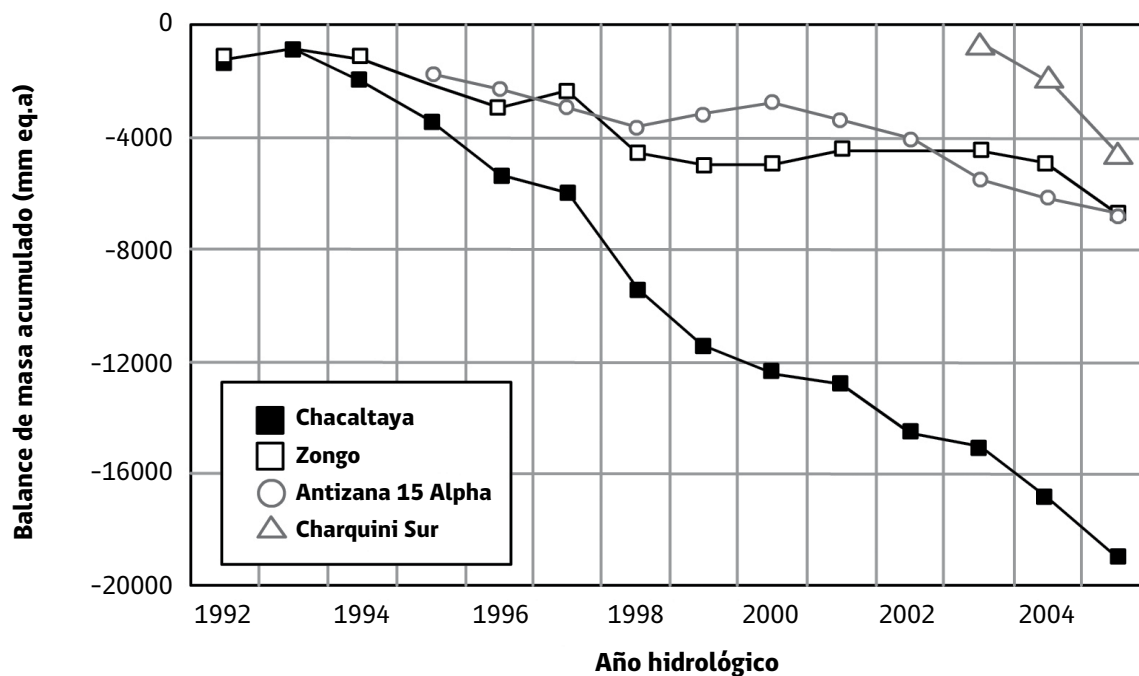
ANÁLISIS DE SERIES INTERANUALES DE BALANCE DE MASA DE VARIOS GLACIARES

7.7

Es importante determinar si los glaciares de diferentes regiones tienen comportamientos similares o si los balances de masa interanuales están afectados por factores de circulación global (e.g., ENOS, SAM, PDO).

Figura 99. BALANCES DE MASA ACUMULADOS COMPARADOS EN LOS ANDES TROPICALES.

Fuente: Adaptado de [Vuille et al., 2008a].



El realizar un análisis de varias series (**Figura 99**), permite determinar la consistencia de las mediciones, así como las posibles diferencias debido a condiciones locales o regionales. Esto permitiría determinar si existe una buena correlación con los fenómenos globales de circulación atmosférica [e.g., Mark, 2008; Rabatel et al., 2013]. Hacer este ejercicio permite identificar no solo las regiones más propensas a los efectos de

7.8

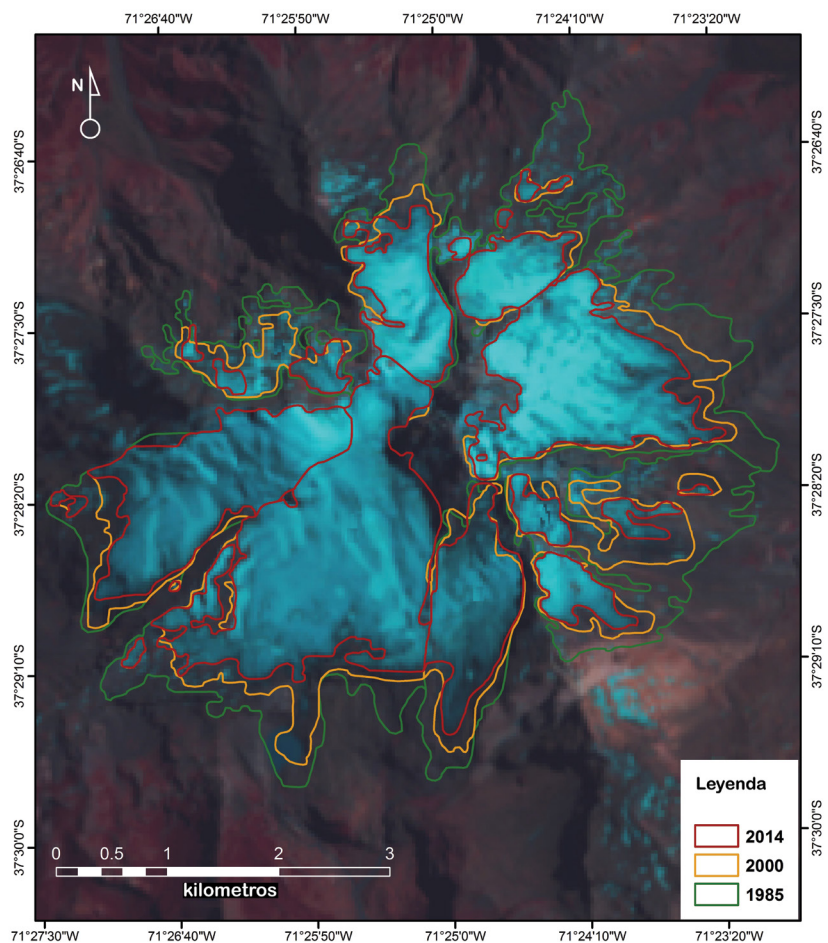
estos fenómenos, sino que también se pueden determinar si hay diferentes fases en el balance de masa de un glaciar o de una región y determinar si existen efectos positivos (mayor acumulación) o negativos (mayor ablación) en un glaciar o región en particular.

ANÁLISIS DE VARIACIONES DE ÁREA ENTRE GLACIARES

Las tendencias de mediano plazo del balance de masa glaciar generalmente tiene un impacto en el área de dicho glaciar (**Figura 100**). Por una parte, si se registran varios años con balances de masa positivos, esto podría resultar en el incremento del área del glaciar, o incluso un avance frontal. Por otra parte, si los balances de masa tienen una tendencia a disminuir progresivamente en el tiempo, entonces el área del glaciar también disminuirá. Ambos procesos (avances o retrocesos), no se dan en forma simultánea con las variaciones del balance de masa, puesto que siempre hay un tiempo de respuesta que puede ser de varios años o incluso décadas, dependiendo de la altura a la que se encuentre un glaciar, o de los cambios de mediano plazo en temperaturas y/o precipitaciones. Es sabido que no todas las regiones del planeta responden de la misma forma, puesto que hay regiones que se calientan en altura, pero enfrían a nivel del mar [Falvey and Garreaud, 2009; Vuille et al., 2015].

Es posible que en algunos casos, sobre todos en aquellos donde las características geográficas (e.g., ausencia de lengua frontal poca distribución altimétrica, condiciones de sombra, entre otros) y los patrones meteorológicos predominantes sean favorables para la permanencia de un glaciar, una seguidilla de balances de masa

Figura 100. VARIACIONES DE ÁREA GLACIAR EN EL PERÍODO 1985-2014 EN LA SIERRA VELLUDA, CHILE. Fuente: Elaboración propia.



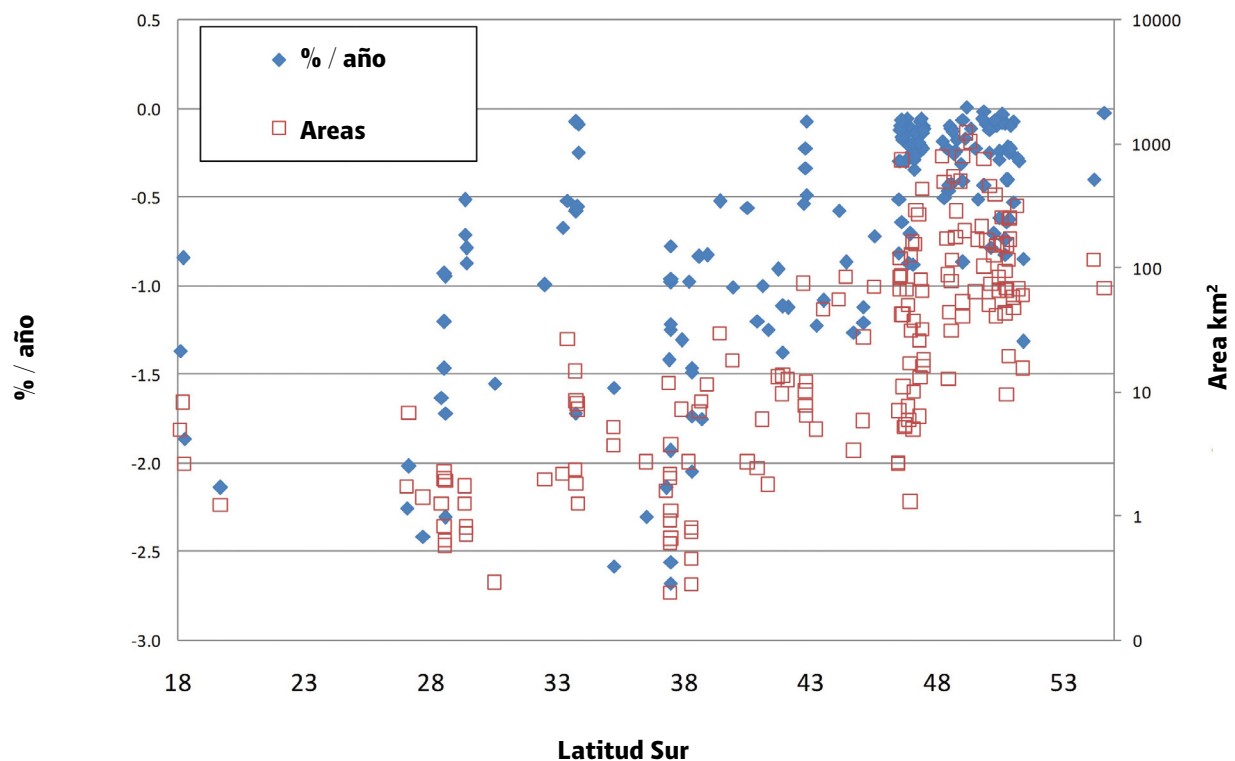
negativos no necesariamente repercutirán en forma rápida en el tamaño del glaciar. Esto podría ocurrir cuando el efecto predominante de un balance de masa negativo es la disminución del espesor de hielo.

De forma complementaria a un programa de balance de masa, las variaciones de área glaciar permiten entender la interdependencia de estas masas de hielo con su entorno y la sensibilidad que puedan tener frente a alteraciones climáticas decadales, condiciones interanuales e incluso fluctuaciones meteorológicas estacionales.

Es muy útil realizar comparaciones con años anteriores mediante gráficos de variación de balance de masa versus variaciones de área del mismo glaciar. Esto permite realizar interpretaciones de los efectos que son más influyentes en la dinámica de acumulación de los glaciares de forma más rápida y más fácil.

Una alternativa es analizar los cambios de área glaciar de acuerdo al tamaño de cada glaciar. En un contexto de cambios climáticos como los observados en Chile [Falvey and Garreaud, 2009], se estima que la altura de la línea de nieves seguirá aumentando de altura [Carrasco et al., 2005], lo que redundará en que los glaciares más pequeños y ubicados a menor altura, perderán más masa y tenderán a desaparecer en forma más rápida. Esto se puede visualizar con la **Figura 101**, donde se muestran los cambios porcentuales por año de glaciares a lo largo de todo Chile.

Figura 101. CAMBIOS DE ÁREA DE GLACIARES EN CHILE (%/AÑO) COMPARADOS CON SUS ÁREAS ACTUALES. Fuente: Elaboración propia.



7.9

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Si lo que se pretende es vincular un glaciar con su entorno climático e hidrológico, se debe comenzar por analizar comparativamente las series acumuladas de balance de masa con las tendencias atmosféricas en un período similar de tiempo, analizando los cambios que experimenta la tropósfera (capa de aire en contacto con la tierra) a diferentes niveles geopotenciales. Usualmente, se analizan los datos desde la superficie hasta los 500 hPa en atención a posibles tendencias térmicas divergentes a lo largo de la estructura vertical [Aceituno *et al.*, 1993; Rosenblüth *et al.*, 1997; Carrasco *et al.*, 2002]. Este ejercicio es relevante puesto que la elevación media de los centros englaciados varía enormemente desde el trópico, donde los glaciares son de pequeña dimensión y confinados a grandes alturas, hasta los Andes australes, donde tienen cotas mínimas y perfiles longitudinales más extensos. A modo de ejemplo, un estudio que analiza los efectos del calentamiento troposférico en distintos niveles de altura fue presentado por Pepin *et al.* [2015] y Rivera *et al.* [2005a].

El régimen pluviométrico debe evaluarse de manera integrada con las temperaturas, analizándose los cambios en el largo y corto plazo, los posibles efectos en la estacionalidad de la precipitación y la altura de la isoterma de 0°C. Este último aspecto es fundamental en un glaciar, donde un aumento de temperaturas modificará la fase sólida de la precipitación, afectando la principal forma de acumulación. Aquí será relevante determinar los balances de masa de ablación y de acumulación de manera de determinar si en los componentes por separado se detecta la existencia o no de estacionalidad. Mientras las temperaturas han mostrado aumentos generalizados en la región, las tendencias de las precipitaciones son menos coherentes de norte a sur [Vuille, 2013] y la respuesta de los glaciares es contrastada dependiendo del contexto climático en que se encuentren. En glaciares del sur de Chile por ejemplo, se ha concluido que los déficits pluviométricos son significativos en explicar los balances de masa negativos [Bown and Rivera, 2007], donde gran parte de la acumulación nivosa se genera en la estación invernal. Igualmente, deberá analizarse la relación existente entre el balance de masa y los fenómenos de interacción océano-atmósfera (ENOS principalmente). Los efectos del Niño pueden ser diversos según se trate de zonas tropicales o subtropicales, incluyendo aumentos en la ablación por la vía de las temperaturas [Rbstein *et al.*, 1995; Franou and Sicart, 1999] o bien por mayor o menor acumulación asociada a ciclos anormales de precipitación [Escobar *et al.*, 1995].

Luego, el balance de masa anual puede correlacionarse con aspectos de la meteorología y topografía local. Uno de los elementos más importantes es la Línea de Nieves de fines del período de ablación o Línea de Equilibrio (ver sección 3.1.1), ya que permitirá entender las interacciones entre el glaciar y su entorno inmediato. Por ello, es relevante contar con un modelo de elevación adecuado del glaciar y así analizar el rol de la hipsometría frente a cambios altitudinales de la ELA [McFadden *et al.*, 2011]. En glaciares pequeños como los existentes en el trópico, la elevación de la ELA implicará una reducción significativa del AAR, donde la mayor parte, o incluso la totalidad de la superficie quedará dentro de la zona de ablación [*e.g.*, Mark and Seltzer, 2005]. Por ello, este parámetro tiene mayor aplicabilidad en glaciares de grandes dimensiones [Rivera and Casassa, 1999], donde la elevación de la ELA se produce dentro del rango altimétrico del glaciar y permite vincularlo más fácilmente con los cambios en las temperaturas. Así también, debe determinarse el gradiente de balance de masa sobre la superficie

de un glaciar. En glaciares donde existe un perfil longitudinal extenso, el balance de masa tiende a aumentar en función de un gradiente térmico de altura y por lo tanto es relativamente fácil modelar la respuesta a cambios en temperaturas. En glaciares pequeños, sin embargo, tienden a primar factores de orden local, sin lograr determinarse una distribución espacial determinada. Por lo anterior, el investigador deberá realizar una cuidadosa extrapolación de los valores puntuales de balance de masa (balizas) si se pretende obtener un balance de masa promedio representativo de un glaciar. Luego, debe obtenerse el balance de energía, el que permitirá estudiar la energía neta recibida por el glaciar, y consecuentemente la tasa de derretimiento y el aporte a la escorrentía. Analizar en detalle los procesos energéticos del glaciar resulta un elemento fundamental para modelar su respuesta frente a posibles escenarios climáticos futuros.

A continuación, el balance de masa de un glaciar determinado puede compararse con los balances obtenidos en glaciares vecinos. Esta comparación es de gran utilidad para evaluar la certeza del método glaciológico como también detectar contrastes en los balances estacionales y anuales en función de factores como el tamaño, la exposición y condiciones meteorológicas localizadas. Al respecto, se sabe que glaciares pequeños son más sensibles a fluctuaciones en la acumulación y en las temperaturas y que sus balances anuales tienden a ser más negativos [CECs, 2015]. Igualmente, glaciares localizados bajo un mismo régimen climático pueden presentar respuestas disímiles debido a condiciones específicas de recubrimiento o actividad volcánica [Rivera *et al.*, 2006; Brock *et al.*, 2007] que un investigador no puede dejar de considerar. Este principio también aplica para contrastar balances de masa glaciar entre distintas regiones climáticas y poner los resultados en un contexto de globalidad. Por ejemplo, las series disponibles para Latinoamérica indican balances acumulados predominantemente negativos en la región, con valores muy destacables en el caso de glaciares pequeños localizados en zonas tropicales de Los Andes. Lo anterior es un fuerte indicador que el método glaciológico se ha aplicado correctamente en la región andina y que hay correspondencia con lo observado a escala mundial.

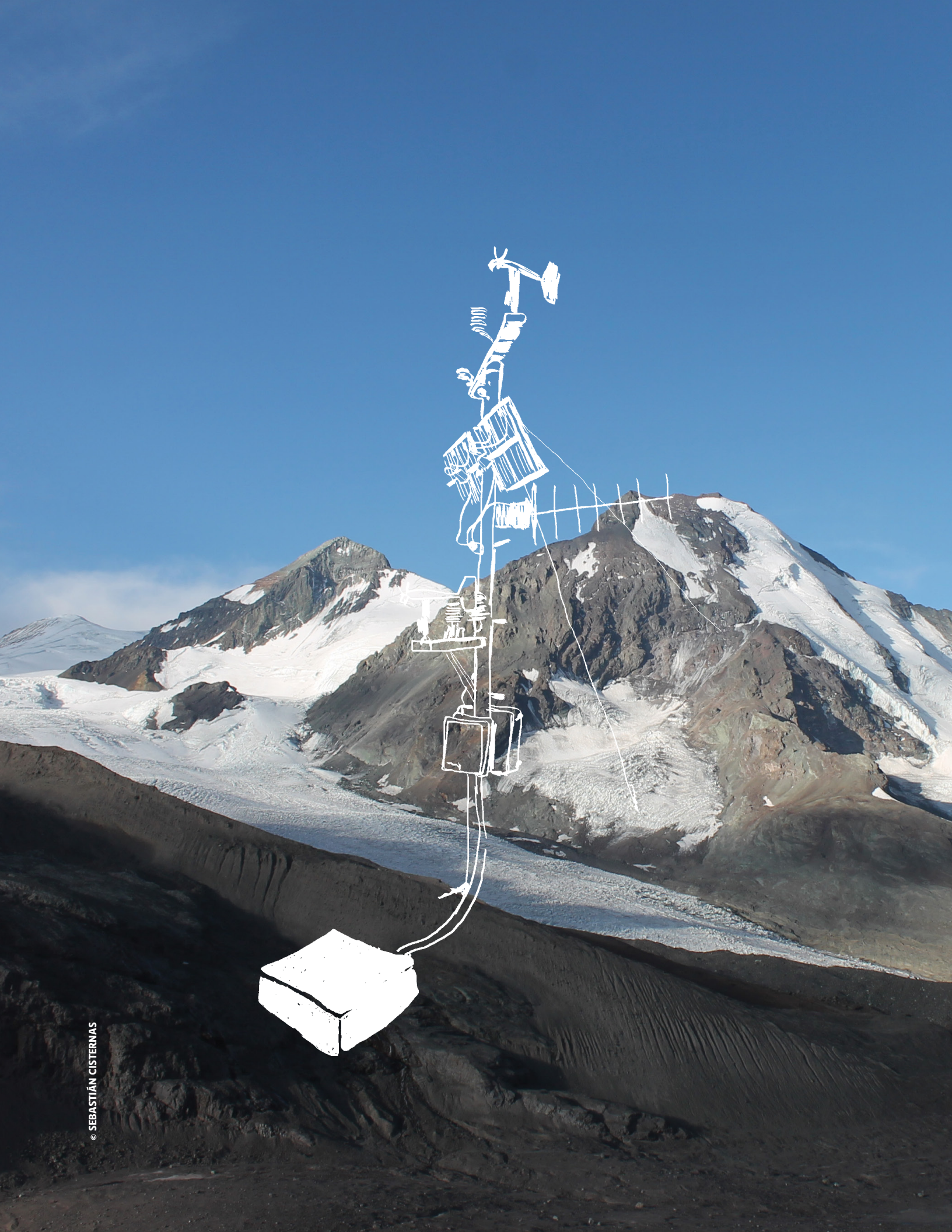
El método glaciológico es una herramienta poderosa para determinar el balance de masa en glaciares de montaña, y constituye un indicador invaluable de cambios climáticos como también de señales que en nada tienen que ver con la variabilidad natural del clima, tales como la intervención antrópica asociada a actividades industriales, económicas, entre otras. Sin perjuicio de lo anterior, se recomienda comparar los resultados con otras metodologías alternativas (referidas con anterioridad en sección 4.7), ya sea para contrastar resultados o bien porque el método glaciológico sea inviable en glaciares específicos por razones de índole logística, de seguridad, geopolítica, presupuestaria, etc.

Los estudios de balance de masa a escala regional pueden constituir una herramienta invaluable en el proceso de toma de decisiones en relación con múltiples aristas del desarrollo socio-económico de los países andinos. Uno de las más críticas concierne al manejo de recursos naturales asociados a los glaciares, y por ello se toma como ejemplo el agua. Conocer el balance de masa combinado podría permitir tomar medidas de mitigación necesarias frente a declaraciones anticipadas de sequía en cuencas con respaldo nivoglaciar. Por ejemplo, si se sabe que los glaciares en cuestión finalizan el año hidrológico con balances 30-40% inferiores a la media hidrológica existente (idealmente 30 años), se podría asumir que se tendrá un déficit hídrico tal que deberán tomarse las medidas necesarias

para informar a las autoridades, empresas hidroeléctricas, agricultores, comunidades (entre otros) respecto a la disminución del caudal potencialmente utilizable para fines consuntivos.

De continuar esta tendencia de cambios climáticos, las autoridades políticas y administrativas de Latinoamérica deberán ser más proclives a financiar la investigación científica, incluyendo la implementación de nuevos y mejores programas de balance de masa, lo que proporcionará datos que permitan tomar medidas correctivas o implementar planes de mitigación de ser necesarios. En este escenario, el Estado tendrá herramientas para mejorar las normativas de asignación de derechos de agua provenientes de glaciares, firmar tratados o aplicar planes de racionamiento energético, entre otras medidas. Los agricultores por su parte, tendrán una mejor información para invertir en sistemas de irrigación asistida y eventualmente planificar cambios de usos del suelo, hacia cultivos de menor exigencia hídrica en cuencas nivo glaciares. La minería también se vería beneficiada por esta mejor información científica, por ejemplo para modificar procesos productivos, implementando sistemas menos demandantes de recursos hídricos y más sustentables con el medio ambiente, evitando todo impacto directo y disminuyendo al mínimo los posibles impactos indirectos que puedan tener en glaciares cercanos.

En síntesis, la implementación de nuevos programas de balance de masa glaciar como los sugeridos en este libro, permitirá un mejor monitoreo de los cuerpos de hielo de la región, lo que beneficiará de manera transversal a la sociedad andina, incluyendo a las autoridades gubernamentales, agencias relacionadas con el agua, empresariado, comunidades agrícolas, pueblos originarios y población en general.



8. GENERACIÓN DE BASES DE DATOS Y COMUNICACIÓN

8.1

ORDENACIÓN Y PUBLICACIÓN DE DATOS SEGÚN FORMATOS (WGMS Y OTROS)

Si bien no hay un formato estándar de presentación de balance de masa de un glaciar, el WGMS establece una planilla tipo (**Tabla Apéndice II.1**) que sirve como guía para poder dar a conocer de mejor forma los parámetros necesarios para el cálculo del balance de masa. Para mayor detalle, visitar el sitio www.wgms.ch/doi.html.

Los datos obtenidos a partir de los análisis de los balances de masas anuales de los glaciares proveen de pruebas y conocimientos útiles para la comprensión del clima pasado del planeta, así como del presente del mismo. Sin embargo, un año de datos de balance de masa puede no ser suficiente para la elaboración de un documento científico ya que éstos no constituyen por sí solos una base robusta de conocimientos para reflejar el comportamiento de un glaciar en el largo plazo.

Para la elaboración de un documento científico, se debe tener una serie temporal de datos de balance de masa, tal que esta por sí sola pueda describir una tendencia en el glaciar y/o los glaciares en estudio.

Los datos de balance de masa generados a partir del estudio de los glaciares no se deben dejar guardados en las oficinas de los organismos que los han generado. Estos deben ser publicados y dados a conocer a las comunidades y los tomadores de decisiones, ya que a partir de estos actores sociales se podrán generar las políticas necesarias para el manejo de los recursos hídricos. Esta divulgación de datos debe ser clara y concisa para ser fácil de leer y de entender por cualquier persona ya que de esta forma se transformará en información efectiva y útil.

Una forma de divulgar los resultados de los estudios en los glaciares es a través de estudios y publicaciones de organismos gubernamentales. Estos documentos deben estar disponibles para las comunidades y público en general en cualquiera de las oficinas y sitios de internet de los organismos que los han elaborado.

PRESENTACIÓN DE RESULTADOS Y DIVULGACIÓN

8.2

Web

Este método de divulgación tiene un alcance global, permite compartir información en forma rápida y se puede actualizar permanentemente. Esta herramienta tiene grandes oportunidades para divulgar datos en tiempo real.

Publicaciones

Esta forma de presentación de resultados es una de las más tradicionales y se puede hacer en formato digital y/o en formato tradicional (papel). Las publicaciones tienen en general un carácter periódico, son detalladas, tienen análisis de datos, discusión, conclusiones y todas las referencias necesarias. En el mejor de los casos, estos documentos son sometidos a revisión de pares y publicados en revistas científicas de circulación global.

Reportes

Se trata de documentos menos extensos que las publicaciones, tienen un carácter más técnico, no llevan muchas referencias y no necesariamente se publican con una frecuencia regular. Sirven para compartir datos y no necesariamente tienen análisis ni conclusiones detalladas.





© ANDRÉS RIVERA

9. REFERENCIAS

- Aceituno, P., H. Fuenzalida, and B. Rosenblüth (1993)**, Climate along the extratropical west coast of South America, in *Earth System Responses to Global Change: Contrasts between North and South America*, edited by H. Mooney, E. Fuentes, and B. Kronberg, pp. 61–69, Elsevier Science & Technology Books, San Diego, USA.
- Akitaya, E. (1974)**, Studies on Depth Hoar, *Institute of Low Temperature Science*, Series A 26, 1–67.
- Alley, R., J. Bolzan, and I. Whillans (1982)**, Polar firn densification and grain growth, *Annals of Glaciology*, 3, 7–11.
- Ames, A., and B. Francou (1995)**, Cordillera Blanca. Glaciares en la historia, *Bulletin de l'Institut francais d'études Andins*, 24(1), 37–64.
- ANA (2014)**, *Inventario de Glaciares y Lagunas*, Autoridad Nacional del Agua, Lima, Peru.
- Araos, J., M. Godoi, and R. Carvallo (2007)**, Variaciones recientes del lóbulo Zapata Sur, Glaciar Tyndall. Campo de Hielo Patagónico Sur (Chile), *Revista de Geografía Norte Grande*, 37, 75–84.
- Argentina, senado y cámara de diputados de la nación (2010)**, *Ley 26639 Régimen de Presupuestos Mínimos para la Preservación de los Glaciares y del Ambiente Periglacial*, Argentina.
- Azócar, G., and A. Brenning (2010)**, Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°–33°S), *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 42–53.
- Bader, H. (1954)**, Sorge's Law of densification of snow on high polar glaciers. *Journal of Glaciology*, 2(15), 319–323.
- Bamber, J., and A. Rivera (2007)**, A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination, *Global and Planetary Change*, 59(1–4), 138–148.
- Basantes, R. (2010)**, Análisis espacio-temporal de comportamiento geométrico de los glaciares del Volcan Antisana y su relación con la variabilidad climática y el cambio climático. Caso de estudio: Glaciares 12 "Los Crespos" y "15 (a y b). Master 2 SGT PREFALC "Ciencias y gest, Université Nice Sophia Antipolis et Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- Benn, D., and D. Evans (2010)**, *Glaciers and Glaciations*, 2nd ed., Hodder Arnold, New York, USA.
- BIPM (2006a)**, *A Concise Summary of the International System of Units*, Paris, France.
- BIPM (2006b)**, *Le Système International d'Unités (SI)*, 8th ed., Bureau International des Poids et Mesures, Paris, France.
- Bogorodsky, V., C. Bentley, and P. Gudmansen (1985)**, *Radio-glaciology*, Springer Netherlands, Dordrecht, The Netherlands.
- Bown, F., and A. Rivera (2007)**, Climate changes and glacier responses during recent decades in the Chilean Lake District, *Global and Planetary Change*, 59, 79–86.
- Bown, F., A. Rivera, C. Acuña, and G. Casassa (2007)**, Recent glacier mass balance calculations at Volcán Moch-Choshuenco (40°S), Chilean Lake District, in *Glacier mass balance changes and meltwater discharge (selected papers from sessions at the IAHS Assembly in Foz do Iguaçu, Brazil, 2005)*, vol. 1864, edited by P. Ginot and J. E. Sicart, pp. 143–152, International Association of the Hydrological Sciences, Wallingford, UK.
- Bown, F., A. Rivera, and C. Acuña (2008)**, Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes, *Annals of Glaciology*, 48(1), 43–48.
- Bown, F., A. Rivera, P. Zenteno, C. Bravo, and F. Cawkwell (2014)**, First glacier inventory and recent glacier variations of Isla Grande de Tierra del Fuego and adjacent islands in Southern Chile, in *Global Land Ice Measurements from Space, Subseries: Geophysical Sciences*, edited by J. Kargel, G. Leonard, M. Bishop, A. Kääh, and B. Raup, pp. 661–674, Springer-Praxis Books, New York, USA.
- Box, J., P. Anderson, and M. van den Broeke (2004)**, Automatic Weather Stations on Glaciers: Lessons, extended abstracts, in *Workshop on the use of Automatic Weather Stations on Glaciers*, pp. 9–28, Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht (IMAU), Pontresina, Switzerland.
- Braun, C., and M. Bezada (2013)**, The Disappearance of Glaciers in Venezuela, *Journal of Latin American Geography*, 12(2), 85–124.
- Brenning, A. (2003)**, La Importancia de los Glaciares de Escombros en los Sistemas Geomorfológico e Hidrológico de la Cordillera de Santiago: Fundamentos y Primeros Resultados, *Revista de Geografía Norte Grande*, 30, 7–22.
- Bridgman, H., and J. Oliver (2006)**, *The Global Climate System: Patterns, Processes and Teleconnections*, 1st ed., Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Brock, B., A. Rivera, G. Casassa, F. Bown, and C. Acuña (2007)**, The surface energy balance of an active ice-covered volcano: volcan Villarrica, Southern Chile, *Annals of Glaciology*, 45, 104–114.

- Burns, P., and A. Nolin (2014)**, Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca, Peru from 1987–2010, *Remote Sensing of Environment*, 140, 165–178.
- Burrough, P., R. McDonnell, and C. Lloyd (2013)**, *Principles of Geographical Information Systems*, 3rd ed., OUP Oxford, Oxford, UK.
- Bury, J., B. Mark, J. McKenzie, A. French, M. Baraer, K. InHuh, M. Zapata-Luyo, and R. Gomez-Lopez (2011)**, Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Perú, *Climate Change*, 105(1), 179–206.
- Cabrera, G., and J. C. Leiva (2012)**, *Monitoreo de glaciares Amarillo y Los Amarillos. Pascua Lama, Chile-Argentina*, Dirección de Estudios Tecnológicos e Investigaciones, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Argentina.
- Cabrera, G. (2014)**, *Monitoreo de glaciares Amarillo y Los Amarillos. Pascua Lama, Chile-Argentina*, Dirección de Estudios Tecnológicos e Investigaciones, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Argentina.
- Cáceres, B., L. Maisincho, C. Manciat, C. Loyo, E. Cuenca, M. Villacís, D. Freire, B. Francou, and E. Cadier (2008)**, *Glaciares del Ecuador. Antisana y Carihuayrazo. Balance de masa, Topografía, Pluviometría, Meteorología & Hidrología*, Informe del año 2006, IRD, INAMHI, EMAAP-Q, Quito, Ecuador.
- Cáceres, B. (2010)**, Actualización del inventario de tres casquetes glaciares del Ecuador. Master 2 SGT PREFALC "Ciencias y gestión de la Tierra. Geología, Riesgos y Gestión del Territorio, Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas., Université Nice Sophia Antipolis, France.
- Carrasco, J. F., G. Casassa, and A. Rivera (2002)**, Meteorological and Climatological aspect of the southern Patagonia icefield, in *The Patagonian Icefields: A unique natural laboratory for climate change*, Series of the Centro de Estudios Científicos, edited by G. Casassa, F. Sepúlveda, and R. Sinclair, pp. 29–41, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, USA.
- Carrasco, J., G. Casassa, and J. Quintana (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.
- Ceballos, J. L., C. Euscategui, J. Ramirez, M. Canon, C. Huggel, W. Haerberli, and H. Machguth (2006)**, Fast shrinkage of tropical glaciers in Colombia, *Annals of Glaciology*, 43, 194–201.
- Ceballos, J. L., and E. Tobón (2007)**, Glaciares Colombianos. Evolución reciente y estado actual, *Boletín de Geología*, 29(2), 143–151.
- CECs (2014a)**, *Línea de base glaciológica del sector norte de Campo de Hielo Sur: glaciares Jorge Montt, Témpano y O'Higgins*, editado por CECs, Compendio de Informes parciales, Valdivia, Chile.
- CECs (2014b)**, *Línea de base glaciológica para glaciares de la cuenca alta del Río Olivares y otras cuencas aledañas*, editado por CECs, Compendio de Informes Parciales, Valdivia, Chile.
- CECs (2015)**, *Monitoreo glaciológico en la zona de Pascua Lama, Región de Atacama, Chile. Períodos hidrológicos 2012–2015*, Compendio de Informes Parciales, Valdivia, Chile.
- Chevalier, P., B. Pouyand, W. Suarez, and T. Condom (2011)**, Climate change threats to environment in the Tropical Andes: glaciers and water resources, *Regional Environmental Change*, 11(1), 179–187.
- Cogley, J., W. Adams, and M. Ecclestone (1996)**, Mass balance of White Glacier, Axel Heiberg Island N.W.T., Canada, 1960–1991, *Journal of glaciology*, 42(142), 584–563.
- Cogley, J. (1999)**, Effective sample size for glacier mass balance, *Geografiska Annaler*, 81, 79–86.
- Cogley, J., R. Hock, L. A. Rasmussen, A. A. Arendt, A. Bauer, R. J. Braithwaite, P. Jansson, G. Kaser, M. Möller, L. Nicholson, and M. Z. (2011)**, *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris, France.*
- Colbeck, S. (1979)**, Grain clusters in wet snow. *Journal of Colloid and Interface Science*. 72(3), 371–384.
- Colbeck, S. (1982)**, An overview of seasonal snow metamorphism, *Review of Geophysics and Space Physics*, 20(1), 45–61.
- Colbeck, S. (1987)**, A review of the metamorphism and classification of seasonal snow cover crystals. *IAHS Publication*, 162, pp.3–24.
- Colbeck, S. (1989)**, Snow-crystal growth with varying surface temperatures and radiation penetration, *Journal of glaciology*, 35, 23–29.
- Cortés-Ramos, and H. Delgado-Granados (2015)**, Reconstruction of glacier area on Citlaltépetl volcano, 1958 and implications for Mexico's deglaciation rates, *Geofísica Internacional*, 54(2), 111–125.
- Croce, F., and J. Milana (2002)**, Internal structure and behaviour of a rock glacier in the arid Andes of Argentina, *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 289–299.
- Cuffey, K., and W. Paterson (2010)**, *The Physics of Glaciers*, 4th ed., Elsevier, Burlington, USA .
- Darwin, C. (1839)**, *Journal of researches into the geology and natural history of the various countries visited by H. M. S. Beagle, under the command of Captain Fitz Roy, R.N., from 1832 to 1836*, H. Colburn, London, UK.
- Delgado-Granados, H., J. Miranda, R. Alvarez, E. Carbal, L. Cárdenas, and F. Correa (2005)**, Study of Ayoloco Glacier at Iztaccíhuatl volcano (México): hazards related to volcanic activity – ice cover interactions, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 140, 181–193.
- Delgado-Granados, H., P. J. Miranda, C. Huggel, S. Ortega del Valle, and M. Alatorre-Ibargüengoitia (2007)**, Chronicle of a death foretold: Extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatepetl volcano (Mexico), *Global and Planetary Change*, 56(1–2), 13–22.
- DGA (2009)**, *Estrategia Nacional de Glaciares. Fundamentos. Realizado por Centro de Estudios Científicos, S.I.T. 205*, DGA, Santiago, Chile.
- DGA (2010)**, *Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte temporadas 1997 - 1998 a 2008 - 2009. S.I.T. 316*, DGA, Santiago, Chile.

- DGA (2012)**, *Variaciones recientes de glaciares en respuesta al cambio climático: Características glaciológicas de los glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte. Realizado por Centro de Estudios Científicos, S.I.T. 302*, DGA, Santiago, Chile.
- DGA (2015)**, Atlas del Agua Chile 2016. S.E.B. 6, DGA, Santiago, Chile.
- Dozier, J. (1989)**, Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper, *Remote Sensing of Environment*, 28, 9–22.
- Duran-Alarcon, C., C. M. Gevaert, C. Mattar, J. C. Jimenez-Munoz, J. J. Paspera-Gonzales, J. A. Sobrino, Y. Silva-Vidal, O. Fashe-Raymundo, T. W. Chavez-Espiritu, and N. Santillan-Portilla (2015)**, Recent trends on glacier area retreat over the group of Nevados Caullaraju-Pastoruri (Cordillera Blanca, Peru) using Landsat imagery, *Journal of South American Earth Sciences*, 59, 19–26.
- Efron, B., (1979)** Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife, *The Annals of Statistics* 7(1), 1–26.
- Escobar, F., V. Pozo, A. Salazar, and M. Oyarzo (1995)**, *Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte, 1975 a 1992. Resultados preliminares*, Publicación DGA, H.A. y G. 95/1, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.
- Escobar, F., and P. Aceituno (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'Études Andines*, 27(3), 753–759.
- Espizúa, L. (1993)**, Quaternary Glaciations in the Rio Mendoza, Argentine Andes, *Quaternary Research*, 40(2), 150–162.
- Falaschi, D., C. Bravo, M. Masiokas, R. Villalba, and A. Rivera (2013)**, First glacier inventory and recent changes in glacier area in the Monte San Lorenzo region (47°S), Southern Patagonian Andes, South America, *Antarctic and Alpine Research*, 45(1), 19–28.
- Falvey, M., and R. Garreaud (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(D4), DOI:10.1029/2008JD010519.
- Feistel, R., and W. Wagner (2006)**, A new equation of state for H₂O Ice Ih, *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 35(2), 1021–1047.
- Fountain, A., and A. Vecchia (1999)**, How many stakes are required to measure the mass balance of a glacier, *Geografiska Annaler*, 81(4), 563–573.
- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia, and E. Tiria (1995)**, Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *Journal of Glaciology*, 41(137), 61–67.
- Francou, B., and J. Sicart (1999)**, Response of tropical glaciers to the climatic variability during the last decades of the 20th century: Zongo, Chacaltaya (16°) and Antizana glaciers (0°), Central Andes, Zurich, Switzerland.
- Francou, B., E. Ramirez, B. Cáceres, and J. Mendoza (2000)**, Glacier Evolution in the Tropical Andes during the Last Decades of the 20th Century: Chacaltaya, Bolivia, and Antisana, Ecuador, *Ambio*, 29(7), 416–422.
- Francou, B., M. Vuille, P. Wagnon, J. Mendoza, and J.-E. Sicart (2003)**, Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S, *Journal of Geophysical Research*, 108(D5), doi:10.1029/2002JD002959.
- Francou, B., and B. Pouyaud (2004)**, *Métodos de observación de glaciares en los Andes Tropicales: Mediciones de terreno y procesamiento de datos*, Publicaciones GREAT ICE IRD, IRD, París, France.
- Francou, B., M. Vuille, M. Favier, and B. Cáceres (2004)**, New evidence for an ENSO impact on low latitude glaciers: Antisana 15, Andes of Ecuador, 0°28 S, *Journal of Geophysical Research*, 109(D18), doi:10.1029/2003JD004484.
- Francou, B., P. Ribstein, P. Wagnon, E. Ramirez, and B. Pouyaud (2005)**, Glaciers of the Tropical Andes: Indicators of Global Climate Variability, in *Global Change and Mountain Regions Advances in Global Change Research Volume 23*, edited by U. Huber, H. Bugmann, and M. Reasoner, pp. 197–204, Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Garreaud, R., and P. Aceituno (2001)**, Interannual rainfall variability over the South American Altiplano, *Journal of Climate*, 14(12), 2779–2789.
- Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci, and J. Marengo (2009)**, Present-day South America climate, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 180–195.
- Garreaud, R., P. Lopez, M. Minvielle, and M. Rojas (2013)**, Large-Scale Control on the Patagonian Climate, *Journal of Climate*, 26(1), 215–230.
- Georges, C. (2004)**, 20th-Century Glacier Fluctuations in the Tropical Cordillera Blanca, Perú, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 36(1), 100–107.
- Giddings, J., and E. LaChapelle (1962)**, The formation rate of depth hoar, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/JZ067i006p02377.
- Gillett, N. P., T. D. Kell, and P. D. Jones (2006)**, Regional climate impacts of the Southern Annular Mode, *Geophysical Research Letters*, 33(23), DOI:10.1029/2006GL027721.
- Ginot, P., M. Schwikowski, H. Gäggeler, U. Schotterer, C. Kull, M. Funk, A. Rivera, F. Stampfli, and W. Stichler (2002)**, First results of a paleoatmospheric chemistry and climate study of Cerro Tapado Glacier, Chile, in *The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*, Series of the Centro de Estudios Científicos, edited by G. Casassa, F. Sepulveda, and R. Sinclair, pp. 157–167, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, USA.
- Ginot, P., C. Kull, U. Schotterer, M. Schwikowski, and H. Gäggeler (2006)**, Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes), *Climate of the Past*, 2(1), 21–30.

- Glen, J., and J. Paren (1975)**, The electrical properties of snow and ice, *Journal of Glaciology*, 15(73), 15–38.
- Godoi, M., R. Carvalho, and M. Arévalo (2003)**, Condición actual del lóbulo Zapata sur, en la zona de ablación del glaciar Tyndall, mediante radio-ecosondeo sobre la superficie glaciar, *Anales del Instituto Patagonia*, 31, 5–15.
- Goldberg, R., G. Tisnado, and R. Scofield (1987)**, Characteristics of extreme rainfall events in Northwestern Peru during the 1982–1983 El Niño period, *Journal of Geophysical Research*, 92(14), DOI: 10.1029/JC092iC13p14225.
- Grydon, D. (1992)**, *Mountaineering. The freedom of the hills*. 5th ed., The Mountaineers, Washington, USA.
- Gupta, A., and B. McNeil (2012)**, Variability and Change in the Ocean, in *The Future of the World's Climate*, edited by A. Henderson-Sellers and K. McGuffie, pp. 141–165, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Hall, D., and G. Riggs (2011)**, Normalized-Difference Snow Index (NDSI), in *Encyclopedia of Snow Ice and Glaciers*, edited by V. Singh, P. Singh, and U. Haritashya, pp. 779–780, The Netherlands.
- Hardy, D., M. Vuille, C. Braun, F. Keimig, and R. Bradley (1998)**, Annual and daily meteorological cycles at high altitude on a tropical mountain, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(9), 1899–1913.
- Haylock, T., and 23 more (2006)**, Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate*, 19, 1490–1512.
- Hobbs, P. and Mason, B. (1964)**, The sintering and adhesion of ice, *Philosophical Magazine*, 9(98), 181–197.
- Hooke, R. (2005)**, *Principles of Glacier Mechanics*, 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Horel, J. and Cornejo-Garrido, A. (1986)**, Convection along the coast of Northern Peru during 1983. spatial and temporal variation of clouds and rainfall, *Monthly Weather Review*, 114(11), 2091–2105.
- Hubbard, B., and N. Glasser (2005)**, *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*, Wiley, Chichester, UK.
- Huss, M., G. Kappenberger, H. Müller-Lemans, and A. Bauder (2007)**, 90 years of seasonal mass balance observations on Claridenfirn, Switzerland, in *Switzerland: Field data and model results Geophysical Research Abstracts*, 9, 03951 presented at EGU, General Assembly 2007, Austria, Vienna, 15–20 April.
- IANIGLA (2014)**, *Inventario Nacional de Glaciares (ING). Informe Técnico de Avances*. Año 2014, Mendoza, Argentina.
- IDEAM (2012)**, *Glaciares de Colombia, más que montañas con hielo*, IDEAM, Bogota, Colombia.
- IPCC (2001)**, Glossary, in *CLIMATE CHANGE 2001: Impacts, adaptation and vulnerability*, edited by J. McCarthy, O. Canziani, N. Leary, D. Dokken, and K. White, pp. 365–388, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC (2013)**, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by T. Stocker, D. Qin, G. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. Midgley, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Jóhannesson, T., O. Sigurdsson, T. Laumann, and M. Kennett (1995)**, Degree-day glacier mass balance modelling with application to glaciers in Iceland, Norway, and Greenland, *Journal of glaciology*, 41(138), 345–358.
- Jordan, E. (1991)**, *Die Gletscher der bolivianischen Anden: eine photogrammetrisch-kartographische Bestandsaufnahme der Gletscher Boliviens als Grundlage für klimatische Deutungen und Potential für die wirtschaftliche Nutzung*, Steiner, F., Stuttgart, Germany.
- Jordan, E., L. Ungerechts, B. Caceres, A. Penafiel, and B. Francou (2005)**, Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi volcano (Ecuador) between 1956 and 1997, *Hydrological Sciences Journal*, 50(6), 949–961.
- Julio-Miranda, P., A. E. González-Huesca, D. G. H., and A. Kääh (2005)**, Glacier melting formation during January 22, 2001, eruption, Popocatepetl volcano (Mexico), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 140, 95–102.
- Kääh, A., F. Paul, M. Maish, M. Hoelze, and W. Haeberli (2002)**, The new remote sensing derived Swiss glacier inventory: II. First results., *Annals of Glaciology*, 34, 362–366.
- Kääh, A., C. Huguel, F. Paul, R. Wessels, B. Raup, H. Kieffer, and J. Kargel (2003)**, Glacier monitoring from ASTER imagery: accuracy and application, *EARSel eProceedings*, 2(1), 43–53.
- Kargel, J., Leonard, G., Bishop, M., Kääh, A., Raup, B. (Eds) (2014)**, *Global Land Ice Measurements from Space*, Springer-Praxis Books, New York, USA.
- Karlen, W. (1965)**, Ablation inom sprinckomraden, in *Glasio-hydrologiske undersøkelser I Norge 1964*, edited by R. Pytte and G. Ostrem, pp. 65–66, Norges Vassdrags-Øg Elektrisitetsvesen, Oslo, Norway.
- Kaser, G., A. Fountain, and P. Jansson (2003)**, *A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. Technical Documents in Hydrology*, International Hydrological Programme, UNESCO, Paris, France.
- Klok, E. J., K. Jasper, K. P. Roelofsma, and J. Gurtz (2001)**, Distributed hydrological modelling of a heavily glaciated Alpine river basin, *Hydrological Sciences Journal*, 46(4), 553–570.
- Kotlyakov, V., and A. Komarova (2007)**, *Elsevier's Dictionary of Geography*, 1st ed., Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Kresse, W., and D. Danko (2012)**, *Springer Handbook of Geographic Information*, 1st ed., Springer, London, UK.
- Kuhn, M., G. Markl, G. K. R., U. Nickus, F. Obleitner, and D. Schneider (1985)**, Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, 409–416.
- Kulkarni, A., J. Srinivasulu, S. Manjul, and P. Mathur (2002)**, Field based spectral reflectance to develop NDSI method for the snow cover, *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 30(1–2), 73–80.
- La Chapelle, E. (1969)**, *Field Guide to Snow Crystals*, International

Glaciological Society, Cambridge, UK.

- Le Quesne, C., C. Acuña, J. A. Boninsegna, A. Rivera, and J. Barichivich (2008)**, Longterm glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (3-4), 334–344.
- Leiva, J. (2002)**, La situación actual de los glaciares andinos, in *IANIGLA, 30 Años de Investigación Básica y Aplicada en Ciencias Ambientales*, edited by D. Trombotto and R. Villalba, pp. 181–185, Cliwarda, Mendoza, Argentina.
- Leiva, J., G. Cabrera, and L. Lenzano (2007)**, 20 years of mass balances on the Piloto glacier, Las Cuevas river basin, Mendoza, Argentina, *Global and Planetary Change*, 59, 10–16.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R., Zhang, T. (2007)**, Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, and H. Miller, pp. 337–383, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Lhermitte, S., J. Abermann, and C. Kinnard (2014)**, Albedo over rough snow and ice surfaces, *The Cryosphere*, 8(3), 1069–1086.
- Lliboutry, L. (1956)**, *Nieves y glaciares de Chile: fundamentos de Glaciología*, Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Lliboutry, L. (1974)**, Multivariate statistical analysis of glacier annual balances, *Journal of Glaciology*, 13(69), 371–392.
- López-Moreno, J. I., S. Fontaneda, J. Bazo, J. Revuelto, C. Azorin-Molina, B. Valero-Garcés, E. Morán-Tejeda, S. M. Vicente-Serrano, R. Zubieta, and J. Alejo-Cochachín (2014)**, Recent glacier retreat and climate trends in Cordillera Huaytapallana, Peru, *Global and Planetary Change*, 112, 1–11.
- Lorenzo, J. (1964)**, *Los glaciares de México. Ciudad de Mexico*, 2nd ed., Ciudad de México, México.
- Major, J., and C. Newhall (1989)**, Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods, *Bulletin of Volcanology*, 52, 1–27.
- Mantua, N., and R. Hare (1997)**, A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon, *Bulletin of the American Meteorology Society*, 78, 1069–1079.
- Marinsek, S., and E. Ermolin (2015)**, Ten year mass balance by glaciological and geodetic methods of Glaciar Bahía del Diablo, Vega Island, Antarctic Peninsula, *Annals of Glaciology*, 56(70).
- Mark, B., and G. Seltzer (2005)**, Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962–1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing, *Quaternary Science Reviews*, 24(20–21), 2265–2280.
- Mark, B. G. (2008)**, Tracing tropical Andean glaciers over space and time: Some lessons and transdisciplinary implications, *Global and Planetary Change*, 60(1–2), 101–114.
- Masiokas, M. H., R. Villalba, B. Luckman, C. Le Quesne, and J.-C. Aravena (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(24), 6334–6352.
- Masiokas, M., A. Rivera, L. E. Espizúa, R. Villalba, S. Delgado, and J. C. Aravena (2009a)**, Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years., *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 242–268.
- Masiokas, M., B. H. Luckman, R. Villalba, S. Delgado, P. Skvarca, and A. Ripalta (2009b)**, Little Ice Age fluctuations of small glaciers in the Monte Fitz Roy and Lago del Desierto areas, south Patagonian Andes, Argentina., *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 351–362.
- Mayo, L., M. Meier, and W. Tangborn (1972)**, A system to combine stratigraphic and annual mass-balance systems: a contribution to the International Hydrological Decade, *Journal of Glaciology*, 11(61), 3–14.
- McClung, D., and P. Schaerer (2006)**, *The Avalanche Handbook*, The Mountaineers, Seattle, 3rd ed.
- McCulloch, R., M. Bentley, M. Purves, D. Sugden, N. Hul-ton, and C. Clapperton (2000)**, Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern *South America*, *Journal of Quaternary Science*, 15, 409–417.
- McFadden, E., J. Ramage, and D. Rodbell (2011)**, Landsat TM and ETM+ derived snowline altitudes in the Cordillera Huayhuash and Cordillera Raura, Peru, *The Cryosphere*, 5(2), 419–430.
- Menzies, J. (1995)**, *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments: Glacial Environments*, Butterworth-Henemann, Oxford, UK.
- Monnier, S., C. Kinnard, A. Surazakov, and W. Bossy (2014)**, Geomorphology, internal structure, and successive development of a glacier foreland in the semiarid Chilean Andes (Cerro Tapado, upper Elqui Valley, 30°08' S., 69°55' W.), *Geomorphology*, 207, 126–140.
- Montecinos, A., A. Díaz, and P. Aceituno (2000)**, Seasonal Diagnostic and Predictability of Rainfall in Subtropical South America Based on Tropical Pacific SST, *Journal of Climate*, 13(4), 746–758.
- Morris, J. N., A. J. Poole, and A. G. Klein (2006)**, Retreat of tropical glaciers in Colombia and Venezuela from 1984 to 2004 as measured from ASTER and Landsat images, in *Proceedings 63rd Eastern Snow Conference.*, 7–9 June 2006. Delaware, USA, pp. 181–191.
- Müller, F., T. Cafilisch, and G. Müller (1977)**, *Instructions for a compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory*, Zurich, Switzerland.
- Muto, M., and M. Furuya (2013)**, Surface velocities and ice-front positions of eight major glaciers in the Southern Patagonian Ice Field, South America, from 2002 to 2011., *Remote Sensing of Environment*, 139, 50–59.
- Negi, H., A. Kulkarni, and B. Semwab (2009)**, Estimation

- of snow cover distribution in Beas basin, Indian Himalaya using satellite data and ground measurements, *Journal of Earth System Science*, 118(5), 525–538.
- Nicholson, L., J. Marín, D. Lopez, A. Rabatel, F. Bown, and A. Rivera (2009)**, Glacier inventory of the upper Huasco valley, Norte Chico, Chile: glacier characteristics, glacier change and comparison with central Chile, *Annals of Glaciology*, 50(53), 111–118.
- Oberreuter, J., J. Uribe, R. Zamora, G. Gacitúa, and A. Rivera (2014)**, Mediciones de espesor de hielo en Chile usando Radio Eco Sondaje, *Geoacta*, 39(1), 108–122.
- Oerlemans, J., and N. Hoogendoorn (1989)**, Mass balance gradients and climatic changes, *Journal of Glaciology*, 35(232), 399–405.
- Oerlemans, J., Anderson, B., Hubbard, A., Huybrechts, P., Jóhannesson, T., Knap, W., Schmeits, M., Stroeven, A., van de Wal, R., Wallinga, J., Zuo, Z. (1998)**, Modelling the response of glaciers to climate warming, *Climate Dynamics*, 14(4), 267–274.
- Ohmura, A. (2001)**, Physical basis for the temperature-based melt index method, *Journal of applied meteorology*, 40(4), 753–761.
- Oliva, P., J. Cerda, R. Riquelme, G. Aguilar, and C. Rojas (2009)**, Variaciones areales y frontales del Glaciar El Tapado (30°S), Andes semiáridos del norte de Chile, in *XII Congreso Geológico Chileno*, pp. 1–4, Santiago, Chile.
- Ostrem, G., and M. Brugman (1991)**, *Glacier Mass-Balance Measurements: A manual for field and office work*, NHRI Science Report 4, Norwegian Water Resources and Energy and Energy Administration/Environment Canada, Saskatoon, Canada.
- Ostrem, G., and N. Haakensen (1999)**, Map comparison or traditional mass-balance measurements: which method is better?, *Geografiska Annaler*, 81A(4), 703–711.
- Palacios, D., and L. Vásquez (2010)**, Geomorphic effects of the retreat of Jamapa glacier, Pico de Orizaba, *Geografiska annaler*, 78(1), 19–34.
- Paterson, W. (1994)**, *The physics of glaciers*, 3rd ed., Pergamon Press, Oxford, UK.
- Paul, F., R. G. Barry, J. G. Cogley, H. Frey, W. Haeberli, A. Ohmura, C. S. L. Ommanney, B. Raup, A. Rivera, and M. Zemp (2009)**, Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources, *Annals of Glaciology*, 50(53), 119–126.
- Peduzzi, P., C. Herold, and W. Silverio (2010)**, Assessing the high altitude glacier thickness, volume and area changes using field, GIS and remote sensing techniques: the case of Nevado Coropuna (Peru), *The Cryosphere*, 4, 313–323.
- Pepin and 19 more (2015)**, Elevation-dependent warming in mountain regions of the world, *Nature Climate Change*, 5, 424–430.
- Petrenko, V., and R. Whitworth (1999)**, *Physics of ice*, Oxford University Press, Oxford, UK.
- Pfeffer, W. T. and 18 more (2014)**, The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers, *Journal of Glaciology*, 60(221), 537–552.
- Plewes, A., and B. Hubbard (2001)**, A review of the use of radio-echo sounding in glaciology, *Progress in Physical Geography*, 25(2), 203–236.
- Portocarrero, C. (1995)**, Retroceso de glaciares en el Perú: consecuencias sobre los recursos hídricos y los riesgos geodinámicos, *Bulletin de l'Institut francais d'Etudes Andines*, 24(3), 697–706.
- Poveda, G., A. Jaramillo, M. Gil, N. Quiceno, and R. Mantilla (2001)**, Seasonally in ENSO related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia, *Water Resources Research*, 37(8), 2169–2178.
- Poveda, G., and K. Pineda (2009)**, Reassessment of Colombia's tropical glaciers retreat rates: are they bound to disappear during the 2010–2010 decade?, *Advances in Geosciences*, 22, 107–116.
- Quintana, J., and P. Aceituno (2012)**, Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30°–43°S. *Atmosphere*, 25(1), 1–22.
- Rabatel, A., A. Machaca, B. Francou, and V. Jomelli (2006)**, Glacier recession on Cerro Charquini (16°S), Bolivia since the maximum of the Little Ice Age (17th century), *Journal of Glaciology*, 52(176), 110–118.
- Rabatel, A. and 27 more (2013)**, Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change, *The Cryosphere*, 7(1), 81–102.
- Racoviteanu, A. E., W. F. Manley, Y. Arnaud, and M. W. Williams (2007)**, Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes, *Global and Planetary Change*, 59(1–4), 110–125.
- Racoviteanu, A. E., Y. Arnaud, M. W. Williams, and J. Ordóñez (2008)**, Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing, *Journal of Glaciology*, 34(186), 499–510.
- Ramirez, E., and B. Francou (1997)**, El glaciar de Chacaltaya (Bolivia): Tendencias del balance de masa y retroceso medido desde 1940, in *Montañas, glaciares y cambios climáticos, Memorias del Encuentro científico de Quito*, pp. 63–73, Quito, Ecuador.
- Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Desclitres, R. Guerin, J. Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud, and E. Jordan (2001)**, Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16°S), *Journal of Glaciology*, 47(157), 187–194.
- Ramirez, E. and 12 more (2003)**, A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia, *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 337–350.
- Rasmussen, L., and H. Conway (2001)**, Estimating South Cascade Glacier mass balance from a distant radiosonde and comparison with Blue Glacier, *Journal of glaciology*, 47(159), 579–588.
- Rasmussen, L. a., H. Conway, and C. F. Raymond (2007)**, Influence of upper air conditions on the Patagonia icefields, *Global and Planetary Change*, 59(1–4), 203–216.
- Reynolds, J. (1997)**, *An introduction to applied and environmental*

geophysics, John Wiley, Oxford, UK.

- Ribeiro, R., E. Ramirez, J. Simoes, and A. Machaca (2013)**, 46 years of environmental records from the Nevado Illimani glacier group, Bolivia, using digital photogrammetry, *Annals of Glaciology*, 54(63), 272–278.
- Ribstein, P., E. Tiriaú, B. Francou, and R. Saravia (1995)**, Tropical climate and glacier hydrology a case study in Bolivia, *Journal of Hydrology*, 165(1–4), 221–234.
- Riggs, G., D. Hall, and V. Salomon (2006)**, MODIS Snow Products: User Guide to Collection 5, Digital Media, Vol 6, 1–80.
- Rignot, E., and R. Thomas (2002)**, Mass balance of polar ice sheets, *Science*, 297(5586), 1502–1506.
- Rignot, E., A. Rivera, and G. Casassa (2003)**, Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise, *Science*, 302(5644), 434–437.
- Rignot, E., J. Bamber, M. Van den Broeke, C. Davis, Y. Li, J. van de Berg, and E. van Meijgaard (2008)**, Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nature geoscience*, 1, 106–110.
- Rignot, E., J. Mouginot, and B. Scheuchl (2011a)**, Antarctic grounding line mapping from differential satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 38, DOI:10.1029/2011GL047109.
- Rignot, E., J. Mouginot, and B. Scheuchl (2011b)**, Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet, *Science*, 333, 1427–1431.
- Rivera, A., J. C. Aravena, and G. Casassa (1997)**, Recent fluctuations of Glacier Pio XI, Patagonia: Discussion of a glacial surge hypothesis, *Mountain Research Development*, 17(4), 309–322.
- Rivera, A., and G. Casassa (1999)**, Volume Changes on Glacier Pio XI, Patagonia: 1975–1995, *Global and Planetary Change*, 22(1–4), 233–244.
- Rivera, A., G. Casassa, and C. Acuña (2001)**, Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur, *Revista de Investigaciones Geográficas*, 35, 67–100.
- Rivera, A., C. Acuña, G. Casassa, and F. Bown (2002)**, Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise, *Annals of Glaciology*, 34(1), 367–372.
- Rivera, A., and G. Casassa (2004)**, Ice Elevation, Areal, and Frontal Changes of Glaciers from National Park Torres del Paine, Southern Patagonia Icefield, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36(4), 379–389.
- Rivera, A., F. Bown, G. Casassa, C. Acuña, and J. Clavero (2005a)**, Glacier shrinkage and negative mass balance in the Chilean Lake District (40° S), *Hydrological Sciences Journal*, 50(6), 963–974.
- Rivera, A., G. Casassa, J. Bamber, and A. Kääb (2005b)**, Ice-elevation changes of Glaciar Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial photographs and GPS data, *Journal of Glaciology*, 51(172), 105–112.
- Rivera, A., F. Bown, R. Mella, J. Wendt, G. Casassa, C. Acuña, E. Rignot, J. Clavero, and B. Brock (2006)**, Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile, *Annals of Glaciology*, 43(1), 111–122.
- Rivera, A., T. Benham, G. Casassa, J. Bamber, and J. A. Dowdeswell (2007)**, Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile, *Global and Planetary Change*, 59(1–4), 126–137.
- Rivera, A., F. Bown, C. Acuña, and F. Ordenes (2008)**, Chilean glaciers as indicators of climate change, *Terra Glacialis*, 11(2), 193–207.
- Rivera, A., F. Cawkwell, C. Rada, and C. Bravo (2011)**, Hypsometry, in *Encyclopedia of Snow Ice and Glaciers*, edited by V. Singh, P. Singh, and U. Haritashya, pp. 551–554, Springer, The Netherlands.
- Rivera, A., J. Corripio, C. Bravo, and S. Cisternas (2012a)**, Glaciar Jorge Montt (Chilean Patagonia) dynamics derived from photos obtained by fixed cameras and satellite image feature tracking, *Annals of Glaciology*, 53(60), 147–155.
- Rivera, A., M. Koppes, C. Bravo, and J. Aravena (2012b)**, Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia, *Climate of the Past*, 8, 403–414.
- Rivera, A., and F. Bown (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.
- Rivera, A., R. Zamora, J. Uribe, A. Wendt, J. Oberreuter, S. Cisternas, F. Gimeno, and J. Clavero (2014)**, Recent changes in total ice volume on Volcán Villarrica, Southern Chile, *Natural Hazards*, 75(1), 33–55.
- Rivera, A., J. Uribe, R. Zamora, and J. Oberreuter (2015)**, Subglacial Lake CECs: discovery and in situ survey of a privileged research site in West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 42, DOI: 10.1002/2015GL063390.
- Rodbell, D., J. Smith, and B. Mark (2009)**, Glaciation in the Andes during the Lateglacial and Holocene, *Quaternary Science Reviews*, 28(21–22), 2165–2212.
- Rosenblüth, B., A. Fuenzalida, and P. Aceituno (1997)**, Recent temperature variations in Southern South America, *International Journal of Climatology*, 17, 67–85.
- Rott, H., M. Stuefer, A. Siegel, P. Skvarca, and A. Eckstaller (1998)**, Mass fluxes and dynamics of Moreno Glacier, Southern Patagonia Icefield, *Geophysical Research Letters*, 25(9), DOI:10.1029/98GL00833.
- Rutllant, J., and H. Fuenzalida (1991)**, Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation, *International journal of Climatology*, 11(1), 63–76.
- Sagredo, E., and T. Lowell (2012)**, Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change, *Global and Planetary Change*, 86–87, 101–109.
- Salzmann, N., C. Huggel, M. Rohrer, W. Silverio, B. G. Mark, P. Burns, and C. Portocarrero (2013)**, Glacier changes and climate trends derived from multiple sources in the data scarce Cordillera Vilcanota region, southern Peruvian Andes,

- The Cryosphere*, 7, 103–118.
- Sarachik, E., and M. Cane (2012)**, *The El Niño-Southern Oscillation Phenomenon*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Schneider, D., C. Huggel, A. Cochachin, S. Guillén, and J. García (2014)**, Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, Carhuaz, Peru. *Advances in Geosciences*, 35, 145–155.
- Schöner, W., I. Auer, and R. Böhm (2000)**, Climate variability and glacier erosion in the Austrian eastern Alps, *Annals of Glaciology*, 31, 31–38.
- Schulz, N., J. P. Boisier, and P. Aceituno (2012)**, Climate change along the arid coast of northern Chile, *International Journal of Climatology*, 32(12), 1803–1814.
- Schwikowski, M., and 7 more (2006)**, A new deep ice core from Mercedario, Argentinian Andes. *Annual Report of the PSI*, p. 36.
- Schwikowski, M., M. Schläppi, P. Santibañez, A. Rivera, and G. Casassa (2013)**, Net accumulation rates derived from ice core stable isotope records of Pío XI glacier, Southern Patagonia Icefield, *The Cryosphere*, 6, 5291–5316.
- Schytt, V. (1958)**, The inner structure of the ice shelf at Maudheim as shown by core drilling. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949–52, *Scientific Results 4, Glaciology 2*, 4(2), 115–151.
- Sicart, J. E., P. Wagnon, and P. Ribstein (2005)**, Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia), *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(12), 1–17.
- Silverio, W., and J.-M. Jaquet (2005)**, Glacial cover mapping (1987–1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery, *Remote Sensing of Environment*, 95, 342–350.
- Silverio, W., and J.-M. Jaquet (2012)**, Multi-temporal and multi-source cartography of the glacial cover of nevado Copuna (Arequipa, Peru) between 1955 and 2003, *International Journal of Remote Sensing*, 33(18), 5876–5888.
- Skvarca, P., and R. Naruse (1996)**, Dynamic behavior of Glacier Perito Moreno, Southern Patagonia., *Annals of Glaciology*, 24, 268–271.
- Skvarca, P. (2002)**, Importancia de los glaciares del Hielo Patagónico Sur para el desarrollo regional, in *XV Congreso Geológico Argentino*, pp. 1–14, El Calafate, Argentina.
- Skvarca, P., B. Raup, and H. De Angelis (2003)**, Recent behaviour of Glacier Upsala, a fast-flowing calving glacier in lago Argentino, southern Patagonia, *Annals of Glaciology*, 36, 184–188.
- Skvarca, P., R. Naruse, and H. De Angelis (2004)**, Recent thickening trend of Glacier Perito Moreno, southern Patagonia, *Bulletin of Glaciological Research*, 21, 45–48.
- Slater, L., and X. Comas (2009)**, The contribution of ground penetrating radar to water resource research, in *Ground penetrating radar theory and applications*, edited by H. Jol, pp. 203–246, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, and H. Miller (2007)**, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, edited by C. U. Press, Cambridge, UK.
- Sorge, E., (1935)**, *Glaziologische Untersuchungen in Eismitte*. Brockamp, B., and others. Glaziologie. FA Brockhaus, pp. 62–270, Leipzig, Germany.
- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, and J. F. Gonzalez (2009a)**, Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia, *Geophysical Research Letters*, 36(3), 2–7.
- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, P. Ribstein, T. Berger, J. E. Sicart, P. Wagnon, Y. Arnaud, V. Favier, and Y. Lejeune (2009b)**, Mass balance of Glacier Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods, *Annals of Glaciology*, 50, 1–8.
- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, and A. Rabatel (2014)**, Comparación de métodos para estimar el balance de masa del glaciar de Zongo, Bolivia (16°S, 68°O), *Geocarta*, 39(1), 154–164.
- Strauch, G., J. Oyarzun, M. Fiebig-Wittmaack, E. Gonzáles, and S. Weise (2006)**, Contributions of the different water sources to the Elqui river runoff (northern Chile) evaluated by H/O isotopes, *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 42(3), 303–322.
- Strelin, J., G. Casassa, G. Rosqvist, and P. Holmlund. (2008)**, Holocene glaciations in the Ema Glacier valley, Monte Sarmiento Massif, Tierra del Fuego, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260, 299–314.
- Strelin, J., G. Denton, M. Vandergoes, U. Ninnemann, and A. Putnam (2011)**, Radiocarbon chronology of the late-glacial Puerto Bandera moraines, Southern Patagonian Icefield, Argentina, *Quaternary Science Reviews*, 30(19–20), 2551–2569.
- Sugden, D. and C. Warren (1993)**, The Patagonian ice fields: a glaciological review, *Arctic and Alpine Research* 25(4), 316–331.
- Sugiyama, S., P. Skvarca, N. Naito, H. Enomoto, S. Tsutaki, K. Tone, S. Marinsek, and M. Aniya (2011)**, Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure, *Nature Geoscience*, 4, 597–600.
- Takahashi, S. and T. Kameda (2007)**, Snow density for measuring surface mass balance using the stake method. *Journal of Glaciology*, 53(183), 677–680.
- Thibert, E., and C. Vincent (2009)**, Best possible estimation of mass balance combining glaciological and geodetic methods, *Annals of Glaciology*, *Annals of Glaciology*, 50(50), 112–118.
- Thompson, L., E. Mosley-Thompson, M. Davis, and H. Brecher (2011)**, Tropical glacier, records and indicator of climate change, are disappearing globally, *Annals of Glaciology*, 52(59), 23–34.
- Thouret, J. C., F. Lavigne, H. Suwa, B. Sukatja, and Surono (2007)**, Volcanic hazards at Mount Semeru, East Java (Indonesia), with emphasis on lahars, *Bulletin of Volcanology*, 70(2), 221–244.
- Topp, G., J. Davis, and A. Annan (1980)**, Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, 16(3), 574–582.
- Trombotto, D., P. Wainstein, and L. Arenson (2014)**, Guía

terminológica de la Geocriología Sudamericana / Terminological guide of the South American Geocryology. Vázquez Mazini, Buenos Aires, Argentina.

UNEP (2007), *Global Outlook for Ice and Snow*, UNEP/GRID, Arendal, Norway.

Sugden, D. and C. Warren (1993), The Patagonian ice fields: a glaciological review, *Arctic and Alpine Research* 25(4), 316–331.

Vaughan, D., A. Rivera, J. Woodward, H. Corr, J. Wendt, and R. Zamora (2007), Topographic and hydrological controls on Subglacial Lake Ellsworth, West Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 34(18), doi:10.1029/2007GL030769.

Van der Veen, C. (2013), *Fundamentals of Glacier Dynamics*, 2nd ed., CRC Press, Florida, USA.

Vimeux, F., P. Ginot, M. Schwikowski, M. Vuille, G. Hoffmann, L. Thompson, and U. Schotterer (2009), Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 229–241.

Vincent, C., P. Ribstein, V. Favier, P. Wagnon, B. Francou, E. Le Meur, and D. Six (2005), Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes, *Comptes Rendus Geoscience*, 337(1–2), 97–106.

Vuille, M. (1999), Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation, *International Journal of Climatology*, 19(14), 1579–1600.

Vuille, M., and R. Bradley (2000), Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes, *Geophysical Research Letters*, 27(23), DOI: 10.1029/2000GL011871.

Vuille, M., R. Bradley, and F. Keimig (2000a), Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies, *Journal of Climate*, 13(14), 2520–2535.

Vuille, M., R. Bradley, and F. Keimig (2000b), Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, *Journal of Geophysical Research*, 105(12), DOI: 10.1029/2000JD900134.

Vuille, M., R. Bradley, M. Werner, and F. Keimig (2003), 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results, *Climatic Change*, 59, 75–99.

Vuille, M., B. Francou, P. Wagnon, I. Juen, G. Kaser, B. G. Mark, and R. S. Bradley (2008a), Climate change and tropical Andean glaciers – Past, present and future, *Earth Science Reviews*, 89, 79–96.

Vuille, M., G. Kaser, and I. Juen (2008b), Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation, *Global and Planetary Change*, 62(1–2), 14–28.

Vuille, M. (2011), Andean glaciers, in *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*, edited by U. K. Haritashya, P. Singh, and V. P. Singh, pp. 40–43, Springer, The Netherlands.

Vuille, M. (2013), *Climate Change and Water Resources in the*

Tropical Andes, Technical note No. IDB-TN-515, Inter-American Development Bank.

Vuille, M., E. Franquist, R. Garreaud, W. Lavado, and B. Cáceres (2015), Impact of the global warming hiatus on Andean temperature, *Journal of Geophysical Research atmospheric*, 12, doi:10.1002/2015JD023126.

Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, and B. Pouyaud (1999), Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *Journal of Geophysical Research*, 104(D4), 3907–3923.

WGMS (2015), Global Glacier Change Bulletin No. 1 (2012–2013). Zemp, M., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S. U., Hüsler, F., Machguth, H., Mölg, N., Paul, F., and Hoelzle, M. (eds.), ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 230 pp., publication based on database version: doi:10.5904/wgms-fog-2015-11.

Wasserman, L., (2006), *All of Nonparametric Statistics*, Springer Texts in Statistics, 270, pp, USA.

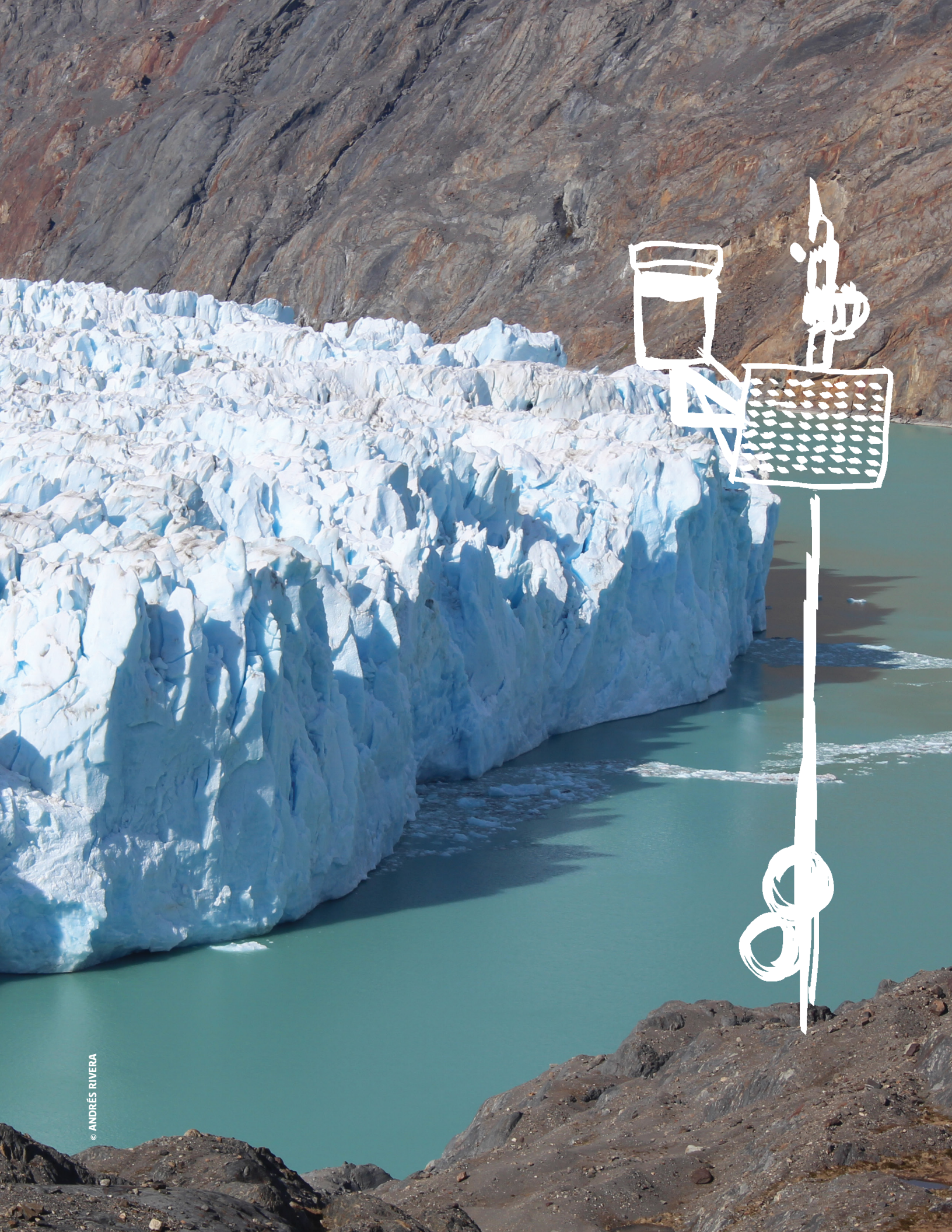
Wilson, J., and S. Fotheringham (2008), *The Handbook of Geographic Information Science*, Wiley-Blackwell, Oxford, UK.

Zamora, R., G. Casassa, A. Rivera, F. Ordenes, G. Neira, L. Araya, R. Mella, and C. Bunster (2007), Crevasse detection in glaciers of southern Chile and Antarctica by means of ground penetrating radar, in *the IAHS Assembly in Foz do Iguaçu, 2005*, pp. 1–10, IAHS Publications, Foz de Iguazú, Brazil.

Zemp, M., M. Hoelzle, and W. Haeberli (2009), Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network, *Annals of Glaciology*, 50(50), 101–111.

Zhang, Y., M. Wallace, and S. Battisti (1997), ENSO-like interdecadal variability: 1900–1993, *Journal of Climate*, 10, 1004–1020.

Zubieta, R., and P. Lagos (2010), *Cambios de la superficie glaciar en la cordillera Huaytapallana: periodo 1976 - 2006. En Cambio climático en la cuenca del Río Mantaro- Balance de 7 años de estudio*, Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.



APÉNDICE I

NOMENCLATURA Y ACRÓNIMOS

I.1

NOMENCLATURA

Algunas de las variables relacionadas con el concepto de Balance de Masa se encuentran resumidas en la **Tabla Apéndice I.1** y **Tabla Apéndice I.2** [Cogley et al., 2011]:

Tabla Apéndice I.1.

RESUMEN DE VARIABLES MÁS UTILIZADAS PARA LOS ESTUDIOS DE BALANCE DE MASA.

| | | | | | |
|----------|---|------|----------------------------------|------|--------------------------------|
| b: | Balance | a: | Ablación | c: | Acumulación |
| ρ : | Densidad | h: | Espesor del glaciar | S: | Área |
| v: | Volumen | ELA: | Altura de la línea de equilibrio | AAR: | <i>Accumulation-Area Ratio</i> |
| ss: | Superficie del glaciar del verano anterior al del año hidrológico | g: | Aceleración de gravedad | | |

Tabla Apéndice I.2.

USO DE SUFIJOS.

| | | | | | |
|----|-------------|----|--------|----|--------------|
| t: | Todo el año | | | | |
| w: | Invierno | s: | Verano | n: | Anual (neto) |

Nota: "invierno" y "verano" son equivalentes a "acumulación" y "ablación" respectivamente (sólo en glaciares templados).

Las letras b, a y c (en minúscula) se refieren a cantidades en un punto específico de la superficie del glaciar. Mientras que estas mismas letras en mayúscula, se refieren a cantidades en el glaciar completo.

Por ejemplo: Ablación estival (verano) = a_s (puntual), A_s (en todo el glaciar)

EL AÑO

1.2

En el estudio de balance de masa, el año corresponde al ciclo hidrológico local, o alternativamente el calendario civil.

Se puede utilizar el año de balance de masa de acuerdo al sistema estratigráfico (abril-marzo por ejemplo), el sistema de fecha fija (año 2014 por ejemplo) y el sistema de fecha variable (cambia en una serie de acuerdo al interés del investigador). Lo importante es que se especifique el año de cada trabajo.

UNIDADES DE MEDICIÓN

1.3

Las unidades utilizadas para reportar las cantidades de balance de masa son aquellas propuestas por el SI (*Système International d'Unites*) [BIPM, 2006a, 2006b], <http://physics.nist.gov/cuu/Units/>.

Elementos esenciales SI: Cantidades base

1.3.1

El concepto fundamental del SI es la "cantidad". Cada cantidad posee su propia dimensión y una unidad asociada a ésta. Las cuatro cantidades básicas que son utilizadas en los estudios de balance de masa de glaciares se encuentran resumidas en la **Tabla Apéndice I.3** con sus correspondientes unidades.

Tabla Apéndice I.3.

ALGUNAS CANTIDADES BASE DEL SI.

| Cantidad | Símbolo para dimensión | Unidad base | Abreviación para unidad |
|------------------------------|------------------------|-------------|-------------------------|
| Longitud | L | metro | m |
| Masa | M | kilogramo | kg |
| Tiempo, duración | t | segundo | s |
| Temperatura Termodinámica | T | kelvin | K |

1.3.2

Cantidades derivadas

El SI define un gran número de cantidades derivadas con sus unidades derivadas correspondientes que son el producto de la potencia de las unidades base. Algunas unidades derivadas tienen nombres y símbolos especiales (abreviaciones). La **Tabla Apéndice I.4** resume algunos ejemplos de cantidades derivadas que son utilizadas en los trabajos de balance de masa y en temas relacionados.

Tabla Apéndice I.4.
CANTIDADES DEL SI

| Cantidad | Unidades | Nombre especial | Simbología |
|----------------------|--|-----------------|------------|
| Área | m ² | | |
| Volumen | m ³ | | |
| Velocidad | ms ⁻¹ | | |
| Aceleración | ms ⁻² | | |
| Densidad | kg m ⁻³ | | |
| Densidad superficial | kg m ⁻² | | |
| Fuerza | kg m s ⁻² | newton | N |
| Energía | kg m ² s ⁻² ; N m | joule | J |
| Potencia | kg m ² s ⁻³ ; J s ⁻¹ | watt | W |
| Presión, estrés | kg m ⁻¹ s ⁻² ; N m ⁻² | pascal | Pa |
| Temperatura Celsius | C | grado celsius | °C |
| Frecuencia | s ⁻¹ | hertz | Hz |
| Ángulo plano | m m ⁻¹ | radian | Rad |
| Ángulo sólido | m ² m ⁻² | estereorradián | Sr |

1.3.2.1

Múltiplos y submúltiplos

Se pueden distinguir múltiplos y submúltiplos decimales de las unidades SI cuando sea conveniente. Algunos típicos que se mencionan en los estudios de balance de masa se muestran en la **Tabla Apéndice I.5**. Las reglas para combinar prefijos con unidades, y prefijos de símbolos con abreviaciones, están explicadas en *BIPM* (2006b). Cuando las unidades bases y derivadas son utilizadas sin prefijos, la lista de unidades que se origina es coherente. El adjetivo "coherente" implica que los factores de conversión entre unidades no son necesarios. Esto no implica necesariamente que las unidades coherentes son superiores a las "no-coherentes".

Tabla Apéndice I.5.

ALGUNOS PREFIJOS UTILIZADOS POR EL SI.

| Factor | Prefijo | Símbolo | Factor | Prefijo | Símbolo |
|------------------|---------|---------|------------------|---------|---------|
| 10 ⁻⁹ | nano- | n | 10 ⁶ | mega- | M |
| 10 ⁻⁶ | micro- | μ | 10 ⁹ | giga- | G |
| 10 ⁻³ | mili- | m | 10 ¹² | tera- | T |
| 10 ³ | kilo- | k | 10 ¹⁵ | peta- | P |

El SI recomienda que los prefijos centi-, deci-, deca- y hecto- sean utilizados con moderación en los reportes de balance de masa, preferentemente, solo en unidades tales como el decibel y hectopascal que tienen un lugar inamovible en el uso por razones históricas. El centímetro y el gramo no son recomendados ya que introducen un riesgo evitable de errores numéricos.

1.3.2.2

Unidades externas al SI

El SI reconoce un número de unidades externas a éste. Aquellas dispuestas en la **Tabla Apéndice I.6** son algunas unidades "aceptadas para el uso con el Sistema Internacional de Unidades". De aquellas, solo el bar (una unidad de presión: 1 bar = 10⁵ N m⁻²) y la atmósfera (1 atm = 101325 N m⁻²) son mencionadas aquí.

Tabla Apéndice I.6.

UNIDADES ACEPTADAS EXTERNAS AL SI.

| Cantidad | Unidad | Símbolo | Valor en unidades SI |
|------------------|----------|---------|---------------------------------------|
| Tiempo, duración | minuto | min | 1 min = 60 s |
| Tiempo, duración | día | día | 1 d = 86400 s |
| Ángulo plano | grado | ° | 1° = (π /1801) rad |
| Ángulo plano | minuto | ' | 1' = (π /10800) rad |
| Ángulo plano | segundo | " | 1" = (π /648000) rad |
| Area | hectárea | ha | 1 ha = 10 ⁴ m ² |
| Masa | tonelada | t | 1 t = 1000 kg |

APÉNDICE II

FICHA TIPO WGMS PARA COMPILAR EL INVENTARIO DE GLACIARES

Tabla Apéndice II.1 es una sugerencia de la WGMS para generar bases de datos y adoptar un formato estándar para mantener la información ordenada. Además, este formato facilita la publicación de los datos para la comunidad científica internacional.

Tabla Apéndice II.1.

ORDENAMIENTO DE DATOS SEGÚN EL FORMATO DE WGMS.

| E1 | E2 | E3 | E4 | E5 | E6 | E7 | E8 |
|-----------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|---|--|---|---|-----------------------------|
| Unidad Política | Nombre Glaciar | WGMS_ID | Año | Sistema de medición en el tiempo | Comienzo del período de medición | Fin temporada de invierno | Fin del período de medición |
| E9a | E9b | E10 | E11 | E12 | E13 | E14 | E15 |
| ELA Prefijo | Altitud de la línea de equilibrio | Exactitud ELA | Número mínimo de sitios medición usados en el área de acumulación | Número máximo de sitios de medición usados en el área de acumulación | Número mínimo de sitios de medición usados en el área de ablación | Número máximo de sitios de medición usados en el área de ablación | Área de acumulación |
| E16 | E17 | E18 | E19 | E20 | E21 | E11 | E23 |
| Exactitud del área de acumulación | Área de ablación | Exactitud del área de ablación | Tasa del área de acumulación | Investigador | Agencia patrocinadora | Referencias | Observaciones |

E1- UNIDAD POLÍTICA [código alfabético; 2 dígitos]: Nombre del país o territorio en el cual el glaciar está localizado.

E2- NOMBRE DEL GLACIAR [código alfa-numérico; hasta 60 dígitos]: El nombre del glaciar, escrito con letra mayúscula.

E3- WGS ID [código numérico; 5 dígitos]: Nomenclatura de 5 dígitos que identifica al glaciar en la base de datos de WGMS.

E4- AÑO [año]: Año en que se realizó el estudio.

E5- SISTEMA DE MEDICIÓN EN EL TIEMPO [código alfabético; 3 dígitos]: El sistema de medición en el tiempo se debe realizar utilizando los siguientes códigos: FLO: Sistemas de fechas movibles; FXD: Sistemas de datos fijos; STR: Sistema stratigráfico; COM: Sistema combinado, usualmente compuesto por SRT y FXD de acuerdo con [Mayo *et al.*, 1972]; OTH: Otros.

Indicar las fechas de la toma de datos flotantes en E6-E8 para todos los sistemas de tiempo y explicar los detalles metodológicos (por ejemplo, fechas y métodos de corrección de calendario fijo) bajo "E23 - OBSERVACIONES". Se debe tener en cuenta que FLO fue introducido en 2011 con el fin de reducir las ambigüedades anteriores. Antes de esto, los resultados de balance de masa basados en el sistema de fechas flotantes eran (al menos en teoría) reportados como OTH. Para definiciones de los sistemas de medición en el tiempo y más detalles ver [Cogley *et al.*, 2011].

E6- COMIENZO DEL PERIODO DE MEDICIÓN [numérico; 8 dígitos]: Fecha en la que se inició el período de medición. Para cada medición, indicar la fecha completa en formato numérico (AAAAMMDD). En caso de que la fecha de inicio sea desconocida: Poner "99" en las posiciones correspondientes y dejar una nota bajo "E23- OBSERVACIONES".

E7- FIN DE LA TEMPORADA DE ACUMULACION [numérico; 8 dígitos]: Fecha del final de la temporada de acumulación. Si se sabe, indicar la fecha completa en formato numérico (AAAAMMDD). Dato desconocido/perdido: Para días o meses desconocidos, poner "99" en las posiciones correspondientes y dejar una nota bajo "E23- OBSERVACIONES".

E8- FIN DEL PERIODO DE MEDICIÓN [numérico; 8 dígitos]: Fecha en la que se terminó el período de medición. Para cada medición, indicar la fecha completa en formato numérico (AAAAMMDD). Dato desconocido/perdido: Para días o meses desconocidos, poner "99" en las posiciones correspondientes y dejar una nota bajo "E23- OBSERVACIONES".

E9a- ELA PREFIJO [código alfabético; 1 dígito]: El prefijo denota si la línea de equilibrio fue por debajo ("<") o por encima (">") de la máxima elevación del glaciar, respectivamente. Dejar este campo vacío si la altitud media de la línea de equilibrio está dentro del rango de elevación del glaciar.

E9b- ALTITUD DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO [m snm]: Altitud media (promediada sobre el glaciar) de la línea de equilibrio al final del balance de masa anual (ELA). Dar la mínima o máxima elevación del glaciar si la línea de equilibrio estuvo por debajo o encima del rango de elevación del glaciar, respectivamente.

E10- EXACTITUD ELA [m]: Error máximo estimado de la línea de equilibrio.

E11- NÚMERO MÍNIMO DE SITIOS DE MEDICIÓN USADOS EN EL ÁREA DE ACUMULACIÓN [numérico]: Es el número mínimo de los diferentes sitios en el área de acumulación en los cuales se tomaron mediciones. Varias mediciones pueden ser tomadas en el mismo sitio, con el fin de obtener un valor promedio para este, sin embargo, el sitio se cuenta una solo vez.

E12- NÚMERO MÁXIMO DE SITIOS DE MEDICIÓN USADOS EN EL ÁREA DE ACUMULACIÓN [numérico]: Es el número máximo de los diferentes sitios en el área

de acumulación en los cuales se tomaron mediciones. Varias mediciones pueden ser tomadas en el mismo sitio, con el fin de obtener un valor promedio para este, sin embargo, el sitio se cuenta una sola vez.

E13- NÚMERO MÍNIMO DE SITIOS DE MEDICIÓN USADOS EN EL ÁREA DE ABLACIÓN [numérico]: Es el número mínimo de los diferentes sitios en el área de ablación en los cuales se tomaron mediciones. Varias mediciones pueden ser tomadas en el mismo sitio, con el fin de obtener un valor promedio para este, sin embargo, el sitio se cuenta una sola vez.

E14- NÚMERO MÁXIMO DE SITIOS DE MEDICIÓN USADOS EN EL ÁREA DE ABLACIÓN [numérico]: Es el número máximo de los diferentes sitios en el área de ablación en los cuales se tomaron mediciones. Varias mediciones pueden ser tomadas en el mismo sitio, con el fin de obtener un valor promedio para este, sin embargo, el sitio se cuenta una sola vez.

E15- ÁREA DE ACUMULACIÓN [km²]: Área de acumulación en una proyección horizontal.

E16- EXACTITUD DEL ÁREA DE ACUMULACIÓN [km²]: Error máximo estimado del área de acumulación.

E17- ÁREA DE ABLACIÓN [km²]: Área de ablación en una proyección horizontal.

E18- EXACTITUD DEL ÁREA DE ABLACIÓN [km²]: Error máximo estimado del área de ablación.

E19- TASA DEL ÁREA DE ACUMULACIÓN [%]: Es el área de acumulación dividida por el área total, multiplicada por 100. El resultado es un porcentaje.

E20- INVESTIGADOR [alfa-numérico; 255 dígitos]: Nombre(s) de la(s) persona(s) o agencia que hacen el trabajo de terreno y/o el nombre(s) de la(s) persona(s) o agencia que procesan los datos.

E21- AGENCIA PATROCINADORA [alfa-numérico; 255 dígitos]: Nombre completo, abreviación y dirección de la agencia donde se encuentran los datos.

E22- REFERENCIAS [alfa-numérico; 255 dígitos]: Referencia de la publicación relacionada a los datos y métodos. Usar un formato (e.g., Autor et al. (AAAA); Revista, V(I), X-XXp.)

E23- OBSERVACIONES [alfa-numérico]: Cualquier información importante o comentario no incluidos anteriormente pueden ir incluidos en este campo así como cortas referencias a publicaciones relacionadas al tema. Se pueden hacer comentarios acerca de la exactitud de los datos numéricos, incluyendo comentarios cuantitativos. Sólo se deben dar decimales significativos.

APÉNDICE III

PROTOSCOLOS DE SEGURIDAD

LISTAS DE CHEQUEO PREVIO A CADA TERRENO

III.1

A continuación se presenta una lista del equipo básico que debe considerarse para actividades de terreno. Los elementos mencionados en esta lista no son necesarios para todas las campañas, por lo que el encargado logístico debe eliminar o agregar elementos según corresponda a cada campaña.

Equipos personales

III.1.1

| CAMPAÑA: OPERADOR: | FECHA: | APLICA | LLEVA | |
|--|--------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| | | | SI | NO |
| Lentes de sol de alta montaña y/o antiparras | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Máscara de neoprén | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Casco | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Pasamontaña y/o gorro térmico para el frío | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Kit de primeros auxilios personales (bloqueador solar, remedios básicos, etc.) | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Protectores de oídos | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Conjunto de ropa ligera de aproximación | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Conjunto de Primera capa, pantalón y camiseta | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Segunda capa Chaqueta de abrigo de lana o polar | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Segunda capa pantalón de abrigo de lana o polar | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Tercera capa, chaqueta y pantalón cortaviento | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Traje impermeable | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Guantes delgados | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Guantes impermeables doble capa o de trabajo | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Mitones | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Calcetines delgados (dos o más pares) | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Calcetines de abrigo (dos o más pares) | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Zapatilla o zapato de trekking | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Zapato de cuero de alta montaña | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Zapato de plástico con botín interior | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Polainas | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Parca de pluma | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Botas de goma con punta de acero | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Arnés y accesorios (mosquetones, bloqueador, etc.) | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Esquíes, pieles para esquíes y bastones de esquí | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Salvavidas | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Teléfono Satelital con minutos disponibles | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Nómina de contactos para enfrentar una emergencia (cuerpo de socorro andino, incluidos en la memoria del teléfono) | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |

Tabla III.1.1 CONTINUACIÓN.

| | | | |
|--|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Mochila, bolso impermeable, o cajas herméticas | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Saco de dormir y colchoneta | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Bolsa impermeable para saco de dormir | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Piolet y/o martillo | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Alimentos de emergencia (marcha y permanencia) adecuados | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Crampones | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Cilindros de oxígeno | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Brújula | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| GPS navegador personal | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Anemómetro-termómetro | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Equipo de emergencia (Espejo de señales, Pito de alerta, Sondas para rescate, Detectores de víctimas de avalanchas) | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Multi-herramienta y cuchillo | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Equipo básico para escalada en roca, nieve o hielo | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Linterna frontal con pilas | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Carpa | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Pala de Nieve | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Estacas para nieve | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Cuerdas y cintas | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Cocinilla, combustible y Utensilios de cocina | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Trineo y accesorios básicos para travesías a pié | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Raquetas | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Observaciones: | | | |
| Firma operador y encargado campaña | | | |

III.1.2

Equipos grupales

| CAMPAÑA: ENCARGADO: | FECHA: | APLICA | LLEVA | |
|---|--------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| | | | SI | NO |
| Teléfono Satelital con minutos disponibles | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Nómina de contactos y sus teléfonos para enfrentar una emergencia (Cuerpo de socorro andino, Policía, Asociaciones de seguridad nacional, Gendarmería, Parques Nacionales, Ejército, Bomberos, etc) | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Bolsos impermeable y/o cajas herméticas | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Materiales de embalaje | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Alimentos de emergencia (marcha y permanencia) adecuados para la labor a realizar | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Cilindros de oxígeno | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Botiquín grupal de primeros auxilios básico (alcohol, apósitos, gasas, pinzas, cinta adhesiva, parche curita, yodo, mantas para quemaduras, etc.) | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Equipo de escalada en roca, nieve o hielo | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Aparejos, cuerdas y cintas | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Cocinilla y combustible | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Utensilios de cocina | | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |

Tabla III.1.2 CONTINUACIÓN.

| | | | |
|--|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Flotadores | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Detectores de víctimas de avalanchas | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Palas | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Trineo y accesorios básicos para travesías a pie o en motos de nieve | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Motos de nieve en condiciones operativas, con sistema de arrastre entre motos tipo BAS | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Estacas de nieve | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Martillo de terreno | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Radios o intercomunicadores (base y equipos individuales) | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Extintores de incendio | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Energía, combustible y accesorios | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Otros materiales/equipos necesarios para la operación | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> | <input type="checkbox"/> |
| Observaciones: | | | |
| Firma operador y encargado campaña | | | |

Una ficha como esta debería ser completada por cada integrante de la campaña de terreno.

Fichas personales

III.1.3

| | |
|------------------------------|--|
| NOMBRES: | |
| APELLIDOS: | |
| NUMERO DE PASAPORTE: | |
| FECHA DE NACIMIENTO: | |
| CARGO/ROL: | |
| INSTITUCIÓN: | |
| DOMICILIO: | |
| TELÉFONO: | |
| EMAIL: | |
| NOMBRE CONTACTO: | |
| VÍNCULO DEL CONTACTO: | |
| TELÉFONO(S) DEL CONTACTO: | |
| GRUPO SANGUÍNEO: | |
| ALERGIAS: | |
| OTRAS OBSERVACIONES MÉDICAS: | |

III.2

LISTA DE CHEQUEO PARA TRANSPORTE

Antes de abordar cualquier embarcación o aeronave es importante revisar que cada uno de los elementos de seguridad se encuentren a bordo y en correcto estado. La lista que se presenta a continuación sugiere todos aquellos elementos que deberían encontrarse correctamente funcionando. Cabe destacar que es solo una sugerencia y se pueden quitar o agregar elementos según el criterio de cada organización.

III.2.1

Verifique antes de subir a la aeronave

| EQUIPOS | SI | NO |
|--|----|----|
| Transmisor localizador de emergencia ELT | | |
| GPS | | |
| Teléfono satelital | | |
| Kit de supervivencia | | |
| Extintor para riesgos eléctricos | | |
| Kit de primeros auxilios | | |

III.2.2

Verifique antes de abordar la embarcación marítima

| EQUIPOS | SI | NO |
|--|----|----|
| Equipo de comunicaciones VHF, Canal | | |
| GPS | | |
| Teléfono satelital | | |
| Kit de supervivencia | | |
| Salvavidas circular atado a la embarcación | | |
| Salvavidas personal | | |
| Traje de agua térmico de cuerpo completo | | |
| Kit de primeros auxilios | | |
| Bomba de achique manual | | |
| Bengalas | | |
| Pito | | |

III.2.3

Verifique antes de travesía sobre nieve en motos

| EQUIPOS | SI | NO |
|---|----|----|
| Sistema de anclaje entre motos de nieve | | |
| GPS navegador | | |
| Teléfono satelital | | |
| Kit de supervivencia | | |
| Arnés conectado a moto | | |
| Equipo de rescate en grietas | | |
| Casco | | |
| Radios VHF u otros intercomunicadores | | |

LISTA DE CHEQUEO AL INICIO DE UNA CAMPAÑA DE TERRENO

III.3

Antes de cada campaña a terreno es importante completar una ficha de seguridad. En caso de emergencia, esta ficha podría ser de gran utilidad para rescatistas, autoridades y en general, para todo el personal involucrado.

| | |
|---|--|
| CAMPAÑA: | |
| ENCARGADO EN TERRENO: | |
| DESTINO(S): Glaciar, río, coordenadas, etc. | |
| FECHA DE INICIO: | |
| ITINERARIO: | |
| FECHA REGRESO: | |
| MEDIO DE TRANSPORTE | |
| EMPRESA CONTRATADA: | |
| PARTICIPANTES: | |
| PERSONA DE CONTACTO | |
| NOMBRES, EMAILS, TELÉFONOS | |

LISTA DE CHEQUEO PARA BRIEFING POR MISION

III.4

La siguiente lista es un chequeo que realiza el piloto (o capitán) de cada aeronave (o embarcación), pero se sugiere tener esta lista y comparar que cada uno de los puntos haya sido mencionado y desarrollado por el encargado de cada misión.

| Item | Cumplimiento (✓ o X) |
|--|----------------------|
| Ratificación del mando | ✓ |
| Descripción de objetivos y área de la misión | ✓ |
| Programa actividades | ✓ |
| Chequeo de condiciones previas a operación (Meteorología, logística, salud, etc.) | ✓ |
| Recepción de listas personales de equipos | ✓ |
| Chequear lista de equipos grupales | ✓ |
| Chequear condiciones de medios de transportes | ✓ |
| Tareas y responsabilidades individuales | ✓ |
| Comunicaciones entre participantes y ciudad base | ✓ |
| Procedimientos de emergencia | ✓ |

La **Tabla Apéndice IV.3** es una sugerencia para realizar mediciones de densidad en pozos de nieve. Al igual que las tablas anteriores, el objetivo es anotar datos en forma estandarizada y eficiente para el personal que deba realizar esta tarea en terreno.

Tabla Apéndice IV.3.

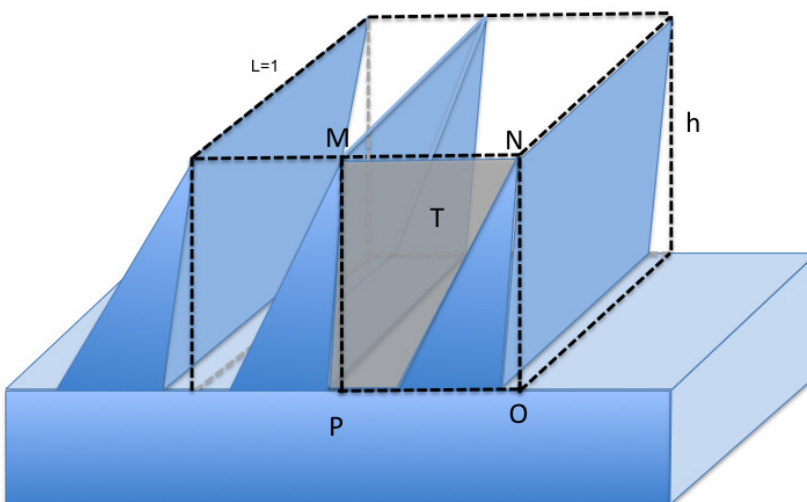
CARTILLA ESTÁNDAR DE MEDICIÓN DE DENSIDAD Y TEMPERATURA EN POZO ESTRATIGRÁFICO.

| Glaciar: Operador(es): Apellido, Nombre Número correlativo de cartilla: # Año hidrológico: AAAA/AAAA Fecha y hora de inicio: MM/DD/AAAA HH:MM Fecha y hora de término: MM/DD/AAAA HH:MM Volumen de cuña o muestreador: Litros, cm ³ o m ³ | | | | | | |
|--|-----------------------------|----------------|-----------------|----------------|--------------------------------|-------------------|
| Nº muestra | Profundidad de medición (m) | Peso tara (kg) | Peso bruto (kg) | Peso Neto (kg) | Densidad (kg m ⁻³) | Temperatura (° C) |
| 1 | | | | | | |
| 2 | | | | | | |
| 3 | | | | | | |
| 4 | | | | | | |
| 5 | | | | | | |
| 6 | | | | | | |
| 7 | | | | | | |
| 8 | | | | | | |
| 9 | | | | | | |
| 10 | | | | | | |
| ... | | | | | | |
| Observaciones: | | | | | | |

APÉNDICE V

PROTOCOLO SIMPLIFICADO DE BALANCE DE MASA EN PENITENTES

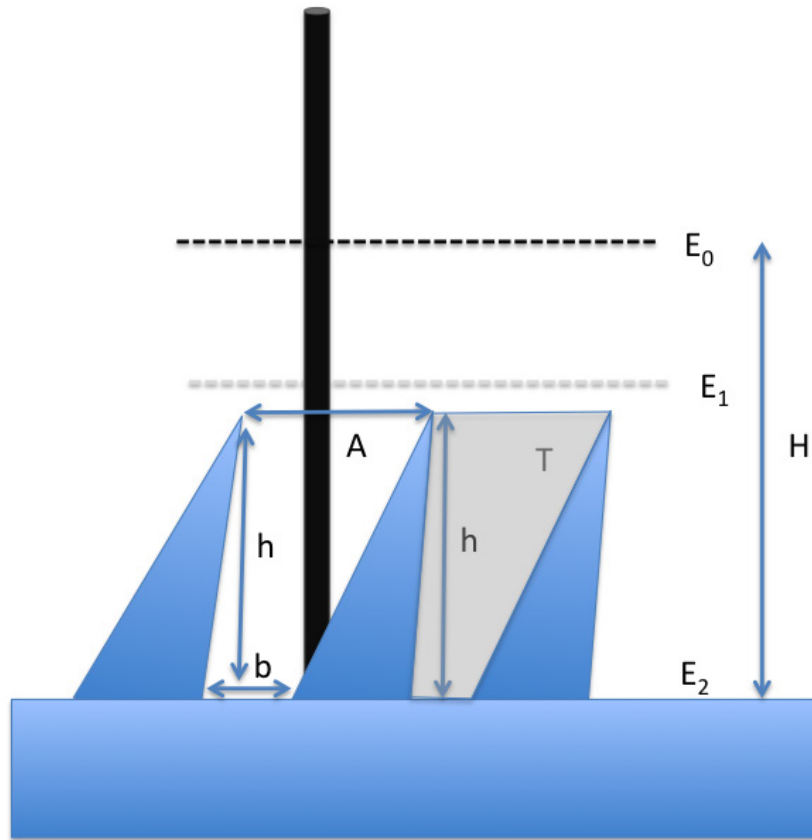
Figura 102. ESQUEMA DE MEDICIÓN DE PENITENTES. Fuente: Elaboración propia.



La figura 102 muestra un esquema simplificado de penitentes sobre el glaciar. Al formarse los penitentes, el volumen de hielo o nieve perdidos desde la parte superior de los mismos es el espacio vacío intermedio. Si asumimos que los penitentes tienen una distribución regular y simétrica de este a oeste, la relación del volumen perdido al volumen total es la misma que la relación entre el área del trapezoide T y la del rectángulo MNOP. Esto facilita el cálculo de la ablación total a partir de mediciones en baliza, que se calcula según la figura 103:

Figura 103.

DETALLE DE ESQUEMA DE MEDICIÓN DE PENITENTES. Fuente: Elaboración propia.



Considerando H la emergencia total de la baliza, medida desde la emergencia inicial E_0 hasta la base del penitente (independientemente de si la baliza llega a la base o intersecta el penitente), la ablación total sería la ablación de la región por encima de los penitentes más la razón entre el volumen de sección igual al trapecio T y el volumen de sección Ah (Volumen completo sin penitentes). Así, la ablación total por unidad de superficie sería:

Ecuación 16.

$$Abl = H - h + h \left(\frac{\frac{a+b}{2} h}{ah} \right)$$

Simplificando:

$$Abl = H + h \left(\left(\frac{A+b}{2A} \right) - 1 \right)$$

Donde

A: es la separación entre penitentes en la parte alta

B: es la separación en la base y

H: es la altura del penitente

Este cálculo es simplificado y es una aproximación válida, ya que en la mayoría de los casos los penitentes en el área representativa de una baliza son simétricos y están distribuidos regularmente.

APÉNDICE VI

GLACIARES MENCIONADOS EN EL TEXTO

| ID | Nombre | Latitud | Longitud | Continente o país |
|----|------------------------------------|---------|----------|-------------------|
| 1 | Cordón Centinela | -85.61 | -78.52 | Antártica |
| 2 | Wordie | -69.1 | -67.52 | Antártica |
| 3 | Quito | -62.45 | -59.78 | Antártica |
| 4 | Ross | -78.43 | -176.19 | Antártica |
| 5 | Ronne-Filchner | -77.79 | -47.25 | Antártica |
| 6 | Amery | -68.71 | 72.46 | Antártica |
| 7 | Shirase | -70.08 | 38.75 | Antártica |
| 8 | Piloto Este | -32.22 | -70.05 | Argentina |
| 9 | Martial Este | -54.78 | -68.4 | Argentina |
| 10 | Vinciguerra | -54.72 | -68.33 | Argentina |
| 11 | Martial central Sur | -54.78 | -68.4 | Argentina |
| 12 | Alvear Este | -54.69 | -68.07 | Argentina |
| 13 | Brown Superior | -29.98 | -69.64 | Argentina |
| 14 | Conconta Norte | -29.98 | -69.64 | Argentina |
| 15 | Los Amarillos | -29.29 | -69.99 | Argentina |
| 16 | White | 79.45 | -90.67 | Canadá |
| 17 | Hintereisferner | 46.8 | 10.77 | Austria |
| 18 | Kesselwandferner | 46.84 | 10.79 | Austria |
| 19 | Sonnbliekees | 47.13 | 12.6 | Austria |
| 20 | Huayna Potosí | -16.26 | -68.18 | Bolivia |
| 21 | Illimani | -16.63 | -67.78 | Bolivia |
| 22 | Zongo | -16.25 | -68.17 | Bolivia |
| 23 | Chacaltaya | -16.35 | -68.12 | Bolivia |
| 24 | Cordón Condoriri | -16.16 | -68.24 | Bolivia |
| 25 | Charquini Sur | -16.17 | -68.09 | Bolivia |
| 26 | Cerro Mercedario | -31.98 | -70.12 | Argentina |
| 27 | Grey | -51.02 | -73.2 | Chile |
| 28 | San Rafael | -46.68 | -73.85 | Chile |
| 29 | Cerro Tapado | -30.13 | -69.91 | Chile |
| 30 | Viedma | -49.45 | -73.2 | Chile-Argentina |
| 31 | Pío XI | -49.22 | -74.0 | Chile |
| 32 | Amarillo | -29.30 | -70.0 | Chile |
| 33 | Echaurren Norte | -33.58 | -70.13 | Chile |
| 34 | Pichillancahue (Volcán Villarrica) | -39.41 | -71.93 | Chile |
| 35 | Guanaco | -29.33 | -70 | Chile |
| 36 | Estrecho | -29.34 | -70.01 | Chile |
| 37 | Ortigas 1 | -29.38 | -70.05 | Chile |
| 38 | Glaciarete Esperanza | -29.33 | -70.03 | Chile |
| 39 | Olivares Alfa | -33.17 | -70.21 | Chile |
| 40 | Olivares Beta | -33.13 | -70.18 | Chile |
| 41 | Glaciarete Toro 1 | -29.33 | -70.02 | Chile |

CONTINUACIÓN

| ID | Nombre | Latitud | Longitud | Continente o país |
|-----------|-----------------------------------|----------------|-----------------|--------------------------|
| 42 | Glaciarete Toro 2 | -29.33 | -70.02 | Chile |
| 43 | Glaciarete Ortigas 2 | -29.39 | -70.04 | Chile |
| 44 | Juncal Norte | -33.03 | -70.01 | Chile |
| 45 | Juncal Sur | -33.08 | -70.1 | Chile |
| 46 | Valenzuela | -33.22 | -70.25 | Chile |
| 47 | Universidad | -34.7 | -70.33 | Chile |
| 48 | Volcán Lonquimay | -38.37 | -71.58 | Chile |
| 49 | Volcán Osorno | -41.1 | -72.49 | Chile |
| 50 | San Quintín | -46.87 | -74.08 | Chile |
| 51 | CHN | -47 | -73.5 | Chile |
| 52 | Choshuenco | -39.92 | -72.03 | Chile |
| 53 | Volcán Mocho-Choshuenco | -39.92 | -72.03 | Chile |
| 54 | Conejeras del Nevado Santa Isabel | 4.82 | -75.37 | Colombia |
| 55 | Volcán Nevado del Ruiz | 4.89 | -75.32 | Colombia |
| 56 | Sierra Nevada de El Cocuy | 7.2 | -72.4 | Colombia |
| 57 | Antizana 15 Alpha | -0.47 | -78.15 | Ecuador |
| 58 | Los Crespos | -0.46 | -78.15 | Ecuador |
| 59 | Volcán Chimborazo | -1.47 | -78.82 | Ecuador |
| 60 | Volcán Carihuairazo | -1.41 | -78.75 | Ecuador |
| 61 | Sarenes | 45.14 | 6.14 | Francia |
| 62 | Saint-Sorlin | 45.16 | 6.16 | Francia |
| 63 | Citlaltépetl (Pico de Orizaba) | 19.03 | -97.27 | México |
| 64 | Popocatépetl | 19.02 | -98.62 | México |
| 65 | Storbreen | 61.57 | 8.13 | Noruega |
| 66 | Bahía del Diablo | -63.82 | -57.43 | Antártica |
| 67 | Yanamarey | 9.65 | -77.27 | Perú |
| 68 | Coropuna | -15.05 | -72.01 | Perú |
| 69 | Artesonraju | -8.95 | -77.62 | Perú |
| 70 | Rhone | 46.62 | 8.4 | Suiza |
| 71 | Claridenfirn | 46.85 | 8.9 | Suiza |
| 72 | Haut Glacier d'Arolla | 45.98 | 7.5 | Suiza |
| 73 | South Cascade | 48.37 | -121.05 | EEUU |

Figura 104.
GLACIARES MENCIONADOS EN EL TEXTO. Fuente: Elaboración propia.

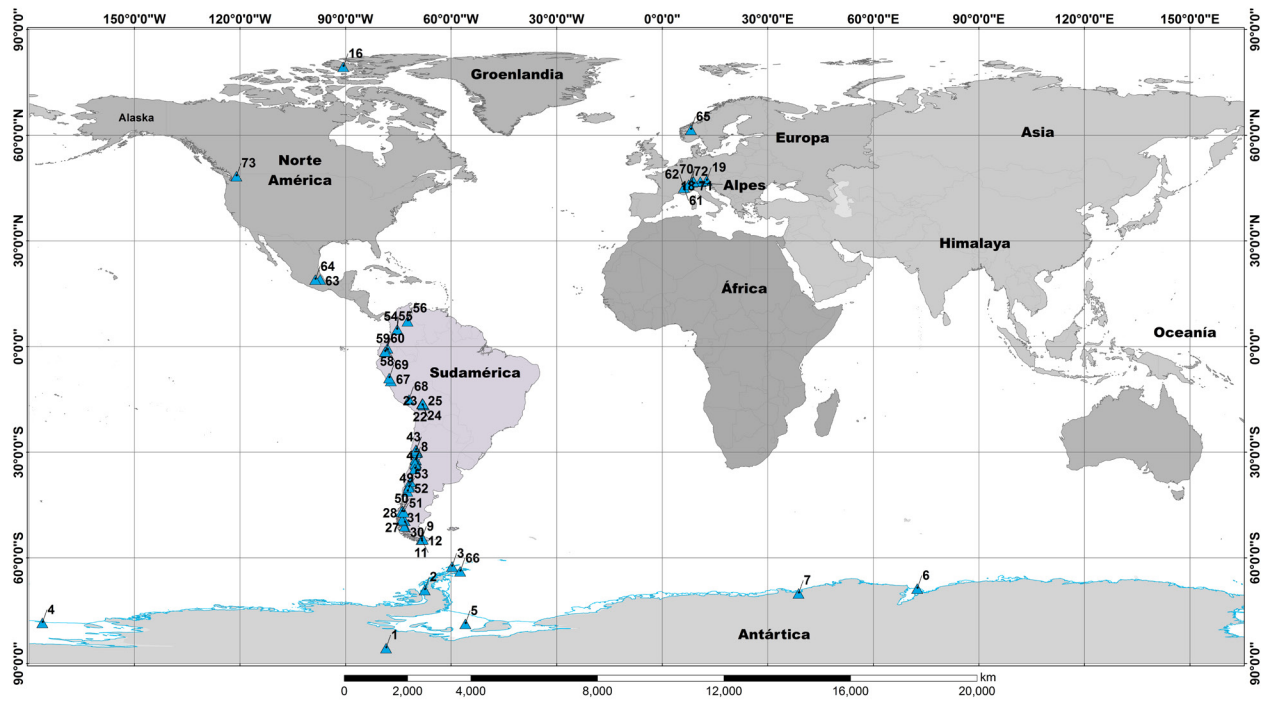
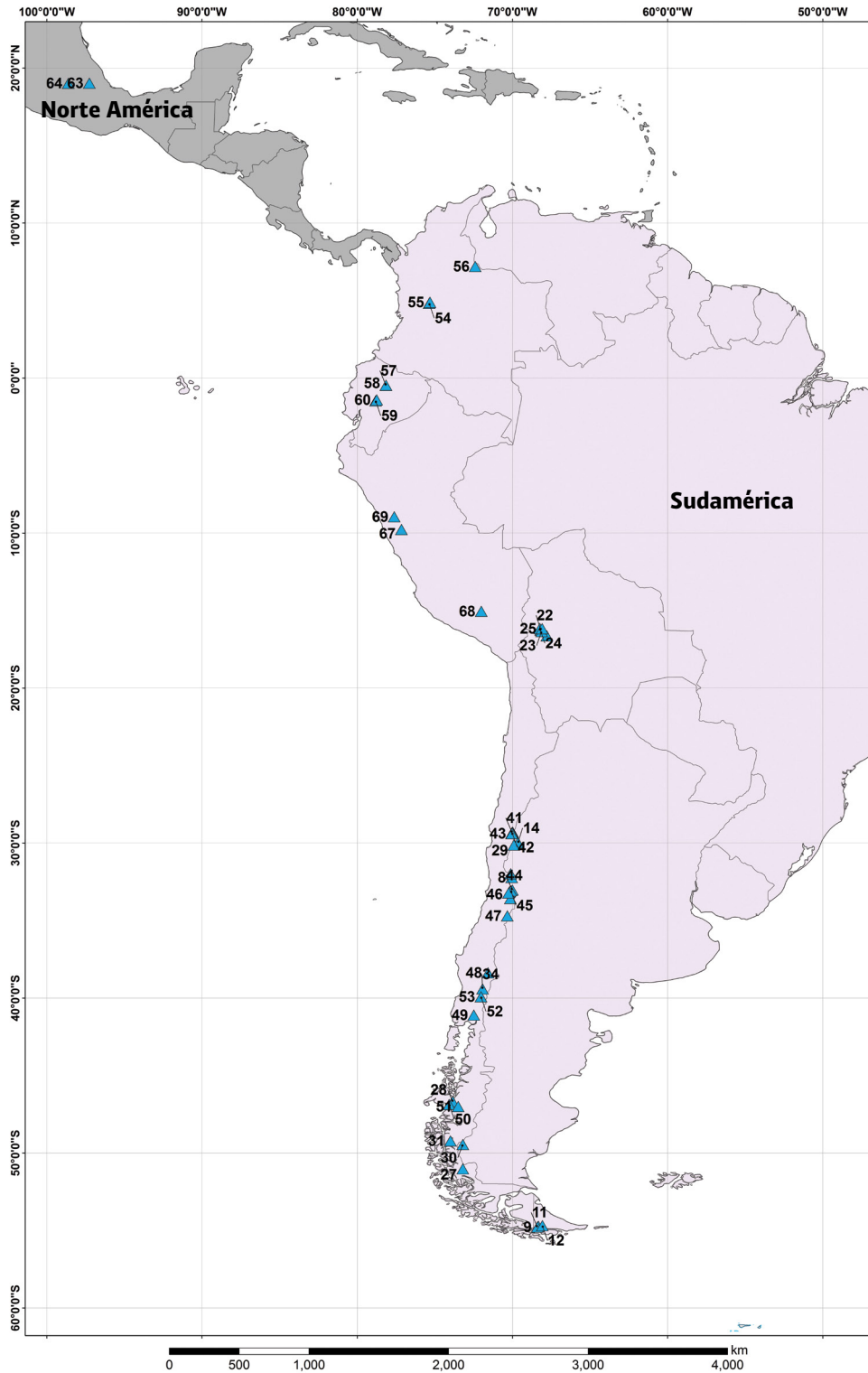


Figura 105.
GLACIARES LATINOAMERICANOS MENCIONADOS EN EL TEXTO. Fuente: Elaboración propia.



ÍNDICE ANALÍTICO

- AAR**, 40, 94, 155, 162, 180. Véase también *línea de equilibrio*.
- Ablación**, 39-42, 49-50, 55-56, 61, 66, 72-75, 79, 81-84, 90, 92, 94-95, 124, 130, 136-138, 142, 146-147, 152-153, 155, 157-158, 160, 162, 180, 184, 186, 195, 197. Véase también *zonas*.
- Acumulación**, 38-42, 44, 48-50, 54-56, 58, 61-62, 66, 72-75, 82-83, 89-92, 94, 102, 105, 124, 127, 129-130, 133, 136-138, 142, 146-147, 150, 152-153, 155, 157-158, 160-163, 180, 184-186. Véase también *zonas*.
- Albedo**, 131, 133. Véase también *piranómetro*.
- ANA**, 23-24, 32, 34, 36.
- Andes**, 8, 21-26, 31, 34, 35, 67, 75-76, 146-149, 159, 162-163.
- Anemómetro**, 117, 132-133, 188. Véase también *AWS*.
- Antártica**, 8, 21, 23, 31, 36, 42, 44, 50-52, 64-65, 75, 84, 89, 147, 148, 198-199.
- Año hidrológico**, 39, 49, 72-74, 82, 85, 136-137, 147, 152, 155, 157-159, 163, 180, 193. Véase también *ciclo hidrológico*.
- Argentina**, 7, 22-25, 31, 33-34, 36, 39, 56, 75-76, 84, 89, 101, 147, 149, 198.
- Artesonraju**, 31, 32, 34, 110, 199.
- ASTER**, 53, 96, 99. Véase también *imágenes satelitales*.
- Atmósfera**,
Temperatura, 25-26, 31, 34, 42, 44, 46, 64, 66, 68, 75, 102-103, 106, 116, 129-130, 132-133, 146-149, 153, 159-160, 162-163, 181-182.
- Avalanchas**, 36, 39-40, 42, 46, 58-60, 75, 94, 105, 124, 188, 189.
- AWS**, 33-35, 129-130, 132, 141, 158, 159.
- Balance de energía**, 33, 38, 64, 79, 128, 146-147, 163.
- Balance de masa específico**, 49, 72-74, 155.
- Balance hídrico**, 79.
- Baliza**, 33-34, 36, 45, 49, 72, 78, 80-85, 89-90, 92, 94, 121, 124-127, 136-138, 140-142, 163, 192, 194, 195.
- Bandas espectrales**, 96, 97, 142, 143.
- Basal**. Véase *subglacial y deslizamiento basal*.
- Bolivia**, 7, 22-24, 26, 31, 33-34, 36, 56-57, 198.
- Calicata**, 72, 78, 85-87, 90, 138. Véase también *pozo*.
- Calving**, 49, 63-64, 77. Véase también *ablación*.
- Cambio climático**, 6-7, 21, 25-26, 30-31, 33-34, 36, 98, 146-148, 161-164.
- Cambios de elevación**, 26-27, 61, 98-99, 155. Véase también *topografía*.
- CEAZA**, 36.
- CECs**, 5, 6, 32, 35-36, 68-69, 80, 82, 91, 108, 125, 139, 158, 163.
- Chacaltaya**, 31, 34, 159, 198.
- Charquini Sur**, 32, 34, 159, 198.
- Chile**, 6-8, 22-26, 31, 33-36, 39, 41, 54-58, 62, 68-69, 75, 77, 83-84, 91, 95, 107-108, 110, 112-115, 118-119, 125-127, 129, 136, 139-141, 147, 149, 156-162, 198, 199.
- CHN**, 24-25, 64, 75, 199.
- CHS**, 23, 25, 27, 63, 75, 95, 108-109, 112-115, 199.
- Ciclo hidrológico**, 80, 136, 181. Véase también *año hidrológico*.
- Circo**, 54, 56-57, 75, 92.
- Colombia**, 7, 22-24, 28, 31-33, 35, 76, 78, 82, 126, 148, 199.
- Conejeras**, 31-32, 126, 199.
- Cordillera Blanca**, 24, 28, 34-35, 110.
- Cordillera Real**, 24, 26.
- Cornisa**, 75, 105.
- Creep**. Véase *deformación de hielo*.
- Criósfera**, 6, 20-21.
- Cuenca**, 35-36, 54, 56, 61-62, 75, 79, 101, 125, 150, 163-164.
- Datos**,
planilla, 136-137, 166.
análisis, 7, 82, 84, 123, 136, 150, 152, 155, 158-160, 166, 167.
interpretación, 7, 86, 142, 146, 159.
- Deflación**, 42, 73, 75.
- Deformación (de hielo)**, 46-48, 65-66.
- DEM**, 99, 142, 155. Véase también *topografía*.
- Detritos**, 38, 72, 75, 133, 146. Véase *Rocoso (Glaciar)*.
- DGA**, 7, 23-25, 32, 35-36, 39, 50, 119, 156-157, 166.
- Diagénesis**, 42-43, 45, 47. Véase también *densidad*.
- Echaurren Norte**, 31-32, 35, 157-159, 198.
- Ecuador**, 7, 22-24, 28, 31, 33-34, 36, 148, 199.
- El Niño**, 34, 147-149, 162. Véase también *ENOS*.
- ELA**, 39-42, 49-50, 66, 94, 130, 153, 155, 162, 180, 184, 185. Véase también *línea de equilibrio*.
- ENOS**, 147-149, 158-159, 162.
- Equivalente en agua**, 21, 27, 31-32, 36, 74, 85, 138, 141, 153, 155, 157-158.
- Escarcha**, 40, 43, 46, 129.
- Escombros (Glaciar de)**. Véase *Rocoso (Glaciar)*.
- Escorrentía**, 36, 75, 79, 163.
- Estaca**. Véase *baliza*.
- Estratigrafía**, 72.
- Evaporación**, 79, 150.
- Exposición (ángulo de)**, 87, 98, 133, 137, 152-153, 163.
- Exutorio**, 79.
- Frío (glaciar)**, 47-48, 50, 65-66, 75, 100, 128. Véase también *temperatura*.
- Fusión**, 38, 40, 42, 45, 47, 48, 50, 52, 63, 65, 66, 79, 92, 106, 138.
- GHOST**, 36.
- Glaciación**, 20, 25-26, 31
- Glaciar**,
acceso, 94, 104, 109, 126, 136, 141.
definición, 38-39.
frente, 26, 34-35, 39, 42, 49, 51, 54, 63-64, 79, 94, 97, 146, 155, 160.
lengua, 53-56, 59, 61, 62, 64, 160
lóbulo, 54, 59, 61
rocoso (o de escombros), 38, 58-59, 61.
zonas, 39-42, 44-45, 47, 49, 55-56, 61-62, 66, 94, 124, 127, 142, 155, 162.
- Glaciarete**, 35, 58, 68, 84, 127.
- Gliding**, 48.
- GLIMS**, 22, 35, 38.
- GLOF**, 119
- GPS**, 34, 49, 56, 90, 99-101, 103, 116, 120, 188, 190.
- GTNH**, 33.
- Guanaco**, 31-32, 35, 68-69, 129, 158, 198.
- Hielo**,
burbujas de aire, 42, 44, 46, 138.
color, 87, 138, 192.
densidad, 42-46, 48, 65, 78, 127, 138, 180, 182.

- derretimiento**, 26, 42, 45, 48, 59, 64, 65-66, 75, 79, 91, 129, 133, 146, 147, 153, 163. Véase también *fusión*.
- deslizamiento basal**, 38, 47-48, 66.
- espesor**, 27, 44, 48, 50, 51-52, 61, 65-66, 68, 85, 98, 100, 161, 180.
- flujo**, 27, 38-39, 47-50, 52, 54-56, 58-60, 62, 64-65, 72, 79, 84, 101. Véase también *velocidades*.
- grietas**, 46, 52, 65-66, 91, 98, 101, 105, 111-112, 115, 118, 124, 141, 190, 192.
- lente**, 40, 42, 66, 87.
- porosidad**, 46, 87, 138.
- temperatura**, 47-48, 50, 64-69, 98, 181, 182.
- testigo**, 64, 66, 85, 127, 147.
- velocidades**, 26-27, 47-50, 52, 56, 59, 62. Véase también *flujo*
- volumen**, 21, 25, 28, 30, 39, 44, 46, 49, 58, 100.
- Higrómetro**, 133.
- Hipsometría**, 125, 146, 154, 162.
- Humedad relativa**, 130, 132, 147. Véase también *AWS*.
- IAA**, 36.
- IAE**, 36.
- IANIGLA**, 23-25, 32, 34, 36.
- IDEAM**, 23-24, 28, 32-33, 35.
- IDW**, 78, 139-140, 153. Véase también *interpolación*.
- IGEMA**, 36.
- IHH**, 36.
- Imágenes satelitales**, 21, 39, 94-97, 99, 101, 150-151.
- INGEOMINAS**, 35.
- Insolación**, 75, 85.
- Interpolación**, 74, 100, 138-143, 153.
- Intraglacial**, 38-40, 59, 65, 72, 100.
- IRD**, 33-34, 36.
- Kriging**, 78, 139-141. Véase también *interpolación*.
- La Niña**, 147-148. Véase también *ENOS*.
- Lagos subglaciares**, 51, 65.
- Lahares**, 28, 60.
- LANDSAT**, 39, 96-97, 150. Véase también *imágenes satelitales*.
- LIA**, 25-26.
- LiDAR**, 99. Véase también *topografía*.
- Línea de equilibrio**, 39-42, 49-50, 66, 130, 153, 155, 162, 180, 184-185. Véase también *ELA*.
- Línea de nieve**. Véase *ELA*.
- Logística**,
- equipamiento**, 7, 86, 88, 94, 102-104, 109, 111-112, 116-124, 126-130, 187-191.
- campamento**, 103-104, 116-118, 121-122.
- terreno**, 7, 39, 46, 78, 82, 84, 87, 90, 92, 94, 100-102, 105, 109, 111, 115-125, 129, 138, 186-187, 189, 191, 193.
- seguridad**, 7, 94, 101-102, 109, 112, 115-116, 118, 124-126, 136, 163, 187-188, 190-191.
- Martial Este**, 31-32, 34, 36, 84, 89, 198.
- MODIS**, 96, 150. Véase también *imágenes satelitales*.
- Monte Rosa**, 89-90, 138, 192.
- Morrena**, 61.
- México**, 7, 22, 23-24, 28, 31, 33, 35, 82, 199.
- Nieve**,
- densidad**, 44-46, 78, 80-81, 85-90, 127, 138, 192-193.
- derretimiento**, 38, 42, 45, 66, 75.
- recristalización**, 39, 46.
- temperatura**, 87-88, 193.
- Nieves eternas**. Véase *hielo*.
- Norte chico (Chile semiárido)**, 26, 58, 68-69, 91, 126,
- NSIDC**, 35.
- Olivares**, 35, 62, 107, 125, 139-141, 198.
- O'Higgins**, 77, 108, 112, 113, 119, 130.
- Patagonia**, 23-25, 27, 75, 77, 105, 149, 155.
- PDO**, 147-148, 158-159.
- Penitentes**, 75-76, 90, 136, 192, 194-195, 197.
- Perito Moreno**, 26-28
- Permafrost**, 20, 59, 100.
- Perú**, 7, 22-26, 28, 31-35, 110, 119, 148, 199.
- Pico de Orizaba**, 24, 33, 199.
- Piloto Este**, 31, 34, 198.
- Pináculos de hielo**. Véase *penitentes*.
- Piranómetro**, 131.
- Pirgéometro**, 131.
- Politermal (glaciar)**, 65-66, 75. Véase también *temperatura*.
- Pozo**, 72, 78, 85-88, 90, 92, 138, 141, 193. Véase también *calicata*.
- Precipitación**, 26, 31, 34, 42, 52, 75, 79, 105, 119, 138, 146-150, 153, 159-160, 162.
- Punto de fusión**, 42, 45, 47-48, 50, 65-66.
- Radar**, 28, 94, 97-100, 102, 142. Véase también *RES*.
- Radiación (solar)**, 34, 46, 75, 129-133, 146
- Randolph inventory**, 21.
- Rango altimétrico**, 34, 125, 147, 152, 156, 162, 185.
- Recongelación**, 40, 42, 44, 47, 66, 75, 138.
- RES**, 100-101. Véase también *radar*.
- Riesgos**, 34, 36, 94.
- SENAMHI**, 36.
- Séracs**, 94.
- Sierra Nevada de Mérida**, 25.
- Snow Pillow**, 129-130.
- Sonda**, 90-91.
- SRTM**, 97, 99. Véase también *topografía*.
- Subglacial**, 40, 47, 48, 60, 66, 67, 98.
- Sublimación**, 42, 45-46, 48, 63, 73, 75, 79, 133, 147.
- Tapado**, 35, 67, 198.
- Témpanos**, 26, 38, 42, 48-49, 63, 77. Véase también *calving*.
- Temperado (glaciar)**, 48, 65-66, 100. Véase también *temperatura*.
- Termómetro**, 87, 133, 188. Véase también *temperatura*.
- Thiessen**, 78, 139, 141. Véase también *interpolación*.
- Tierra del Fuego**, 24, 26, 34, 36.
- TIN**, 78, 139. Véase también *interpolación*.
- Topografía**, 26, 33, 38-39, 50, 55-56, 58, 75, 98-99, 117-118, 120, 146, 153, 162.
- Umbría**, 87, 124.
- UMSA**, 36.
- UNAM**, 35.
- UNTDF**, 32, 36.
- Upsala**, 26,
- Varilla**. Véase *sonda*.
- Venezuela**, 7, 22-23, 25, 28, 33, 148.
- Viedma**, 63, 198.
- Volcán Antizana**, 24, 28, 31-32, 34, 159, 199.
- Volcán Citlaltépetl**, 24, 33, 199. Véase también *Pico de Orizaba*.
- Volcán Iztaccíhuatl**, 24, 28.
- Volcán Mocho-Choshuenco**, 35, 60, 86-87, 153, 199.
- Volcán Nevado Santa Isabel**, 24, 33, 199.
- Volcán Nevados del Ruiz**, 24, 76, 199.
- Volcán Popocatépetl**, 28, 33, 199.
- Volcán Villarrica**, 61, 198.
- WGMS**, 27, 30-32, 34-35, 158, 166, 184.
- Yanamarey**, 31-32, 34, 199.
- Zongo**, 31-32, 34, 56-57, 159, 198.





© PABLO ZENTENO

Este
libro se
imprimió en abril
**de 2016. En su composición,
la diseñadora Mariana Muñoz H.
utilizó la tipografía chilena Antú, de
Rodrigo Ramírez, en casi todas sus variantes.
La impresión se realizó en Comercial M&R Ltda.
Alejandro Belmar preparó la primera edición digital corregida.
Primera edición digital corregida, Agosto 01, 2017**

Este libro es el resultado de una iniciativa internacional que busca incrementar la capacidad de estudiantes, técnicos y profesionales de habla castellana, para lidiar con la creciente necesidad de datos e información sobre el estado actual de la criósfera andina y de sus posibles respuestas a los cambios climáticos en curso.

Publicado por



Con apoyo de

