



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

SUSCEPTIBILIDAD DE MOVIMIENTOS EN MASA DE ORIGEN GLACIAR EN LA
CUENCA DEL RÍO VOLCÁN, REGIÓN METROPOLITANA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN
CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

FELIPE IGNACIO UGALDE PERALTA

PROFESOR GUÍA:
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

INTEGRANTES DE LA COMISIÓN:
GINO CASASSA ROGAZINSKI
MARISOL LARA CASTILLO
SOFIA REBOLLEDO LEMUS

Este trabajo ha sido realizado con apoyo de Geoestudios Asesores S.A.

SANTIAGO DE CHILE

2023

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL
GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOLOGÍA**

POR: Felipe Ignacio Ugalde Peralta

FECHA: 2023

PROFESOR GUÍA: Sergio Sepúlveda Valenzuela

**SUSCEPTIBILIDAD DE MOVIMIENTOS EN MASA DE ORIGEN GLACIAR EN LA
CUENCA DEL RÍO VOLCÁN, REGIÓN METROPOLITANA**

Los Andes centrales de Chile han estado sometidos a un severo estrés hidrológico debido a la ininterrumpida megasequía de los últimos 13 años. La región es conocida por ser la zona más poblada del país, la cual alberga una gran variedad de glaciares junto con las mayores masas de hielo fuera de la Patagonia. Este trabajo presenta una evaluación de la susceptibilidad de movimientos en masa de origen glaciar en la cuenca del Río Volcán ($-32,82^{\circ}/-70,00^{\circ}$), ubicada a 40 km al este de la ciudad de Santiago. La región se caracteriza por poseer un rango de elevación entre 3.380 a más de 6.000 m s.n.m. en el Complejo Volcánico San José. Su cercanía a la capital favorece las actividades al aire libre, el turismo y el desarrollo urbano e hidroeléctrico. En la actualidad, se contabilizan 195 glaciares en la zona, de los cuales 47 son glaciares, 15 glaciares de montaña, 8 glaciares de valle y 125 glaciares rocosos.

Se evaluó la susceptibilidad ante 5 fenómenos diferentes basándose en un método de jerarquía analítica (AHP) mediante la definición de un índice de susceptibilidad (IS). Los múltiples procesos evaluados incluyen avalanchas de hielo, *surges*, deslizamientos catastróficos de glaciares, *GLOFs* y lahares primarios.

Los resultados muestran que, dentro de la cuenca del Río Volcán, 4 glaciares son altamente susceptibles a las avalanchas de hielo, 1 ante *surges*, 2 a deslizamientos catastróficos y 2 ante procesos *GLOFs*, mientras que 19 glaciares, principalmente glaciares (68%), son altamente susceptibles a los lahares primarios. Sólo el glaciar Loma Larga, de 7 km de longitud, es altamente susceptible ante 3 de los 5 procesos evaluados, excluyendo los lahares y avalanchas de hielo.

Se concluye que el método propuesto puede utilizarse en otras regiones una vez aplicados los ajustes relacionados a la escala de trabajo y al peso de los factores condicionantes a considerar.

ABSTRACT

The Chilean Central Andes have been under severe hydrological stress due to the uninterrupted megadrought for the last 13 years. The region is known for being the denser populated zone of the country and it hosts a wide variety of glaciers along with the largest ice masses outside Patagonia. This work presents a susceptibility assessment for glacier hazards in the Rio Volcan basin (-32.82°/-70.00°), located 40 km east of Santiago city. The region is characterized for elevation ranges from 3380 to over 6000 m a.s.l. at the active and glacier-covered San José Volcanic Complex. Its closeness to the capital favours outdoor activities, tourism, urban and hydroelectric power development. Nowadays, there are accounted 195 glaciers in the area, including 47 glaciarets, 15 mountain glaciers and 8 valley glaciers.

The susceptibility of 5 different phenomena is evaluated based on an analytical hierarchic process method through the determination of a susceptibility index. The multiple processes evaluated include ice avalanches, surges, low-angle glacier detachments, *GLOFs* and eruption-triggered lahars.

The results show that within the Rio Volcan basin 4 glaciers are highly susceptible for ice avalanches, 1 for surges, 2 for sudden low-angle detachments, 2 for *GLOFs* whereas 19 glaciers, mainly glaciarets (68 %), are highly susceptible for eruption-triggered lahars. Only the 7 km-long Loma Larga glacier is highly susceptible for 3 out of 5 assessed processes excluding lahars.

It is concluded that the proposed method can be used in other regions after adjustments regarding the work scale and conditioning factor's weight are applied.

TABLA DE CONTENIDO

Abstract	iii
Tabla de contenido	iv
1. Introducción.....	1
1.1. Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2. Hipótesis de trabajo	2
1.3. Objetivos.....	3
1.3.1. Objetivo general	3
1.3.2. Objetivos específicos.....	3
1.4. Ubicación y zona de estudio	4
1.5. Clima del área de estudio.....	10
1.6. Metodología.....	14
1.6.1. Trabajo de gabinete preterreno.....	14
1.6.2. Trabajo en terreno.....	14
1.6.3. Trabajo de gabinete posterreno.....	15
2. Marco geológico.....	16
2.1. Antecedentes tectónicos y morfoestructurales.....	16
2.2. Unidades estratificadas	18
2.2.1. Formación Nieves Negras (Álvarez <i>et al.</i> , 1999, 2000).....	20
2.2.2. Formación Río Colina (González, 1963).....	21
2.2.3. Formación Río Damas (Klohn, 1960)	21
2.2.4. Formación Lo Valdés (González, 1963)	21
2.2.4.1. Formación Baños Morales y redefinición de Lo Valdés.....	22
2.2.5. Formación Colimapu (Klohn, 1960)	22
2.2.5.1. Unidad Las Coloradas (Mardones, 2019)	23
2.2.6. Formación Abanico (Aguirre, 1960)	23
2.2.7. Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969).....	23
2.2.8. Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969)	24
2.3. Unidades intrusivas.....	24
2.3.1. Unidad Intrusiva I (Thiele, 1980).....	24
2.3.2. Unidad Intrusiva II (Thiele, 1980).....	24
2.4. Depósitos no consolidados.....	24
2.4.1. Depósitos fluviales, fluvioglaciales y aluviales.....	25
2.4.2. Depósitos lacustres	26

2.4.3.	Depósitos de remoción en masa	26
2.4.4.	Depósitos coluviales	26
2.4.5.	Depósitos glaciales	26
2.5.	Estructuras	26
2.5.1.	Falla Chacayes-Yesillo	27
2.5.2.	Falla El Diablo	27
2.5.3.	Falla Baños Colina	27
2.5.4.	Falla Estero Las Minas	27
2.6.	Sismicidad	27
2.7.	Volcanes en los Andes centrales	29
2.7.1.	Complejo Volcánico San José	30
2.8.	Glaciares en los Andes centrales	34
3.	Movimientos en masa de origen glaciar	39
3.1.	Glaciares, movimientos en masa y cambio climático	39
3.2.	Tipos de movimientos en masa	40
3.2.1.	Avalanchas de hielo	40
3.2.2.	<i>Surges</i>	45
3.2.3.	Deslizamientos catastróficos	50
3.2.4.	Inundaciones por vaciamiento de lagos glaciares (<i>GLOFs</i>)	54
3.2.5.	Lahares	60
3.3.	Factores condicionantes	63
3.3.1.	Avalanchas de hielo	63
3.3.2.	<i>Surges</i>	66
3.3.3.	Deslizamientos catastróficos	68
3.3.4.	<i>GLOFs</i>	70
3.3.5.	Lahares primarios	74
3.4.	Agentes desencadenantes	77
3.4.1.	Sismos	77
3.4.2.	Precipitación	78
3.4.3.	Temperatura	79
3.4.4.	Volcanismo	80
3.4.5.	Otros factores	81
3.5.	Evaluación de peligro	83
4.	Glaciares en el río Volcán	87
4.1.	Inventarios existentes	87
4.2.	Inventario Río Volcán 2022	90

4.3.	Tipos de glaciares	95
4.3.1.	Glaciares de montaña.....	96
4.3.2.	Glaciares de valle.....	99
4.3.3.	Glaciaretos	106
4.3.4.	Glaciares rocosos	107
4.4.	Variaciones y características generales.....	108
4.4.1.	Espesor	108
4.4.2.	Cambios de extensión.....	113
4.4.3.	Velocidad superficial	126
4.4.4.	Balance de masa	131
4.4.5.	Temperatura.....	135
4.4.6.	Hidrología.....	140
4.5.	Proyecciones futuras	142
5.	Análisis de susceptibilidad.....	147
5.1.	Susceptibilidad de movimientos en masa	147
5.2.	Metodología de análisis	149
5.2.1.	Escala de evaluación.....	150
5.2.2.	Ponderación de factores.....	152
5.2.2.1.	Avalanchas de hielo	153
5.2.2.2.	Surges	154
5.2.2.3.	Deslizamientos catastróficos	156
5.2.2.4.	GLOFs.....	158
5.2.2.5.	Lahares primarios	160
5.2.3.	Esquema de aplicación	162
6.	Resultados	164
6.1.	Catastro de movimientos en masa	164
6.2.	Mapas de susceptibilidad.....	168
6.2.1.	Área piloto I.....	168
6.2.2.	Área piloto II	172
6.2.3.	Subsubcuenca Río Volcán	176
6.2.3.1.	Avalanchas de hielo	176
6.2.3.2.	Surges	179
6.2.3.3.	Deslizamientos catastróficos	181
6.2.3.4.	GLOFs.....	183
6.2.3.5.	Lahares	185

7. Discusión	188
7.1. Evaluación de susceptibilidad.....	188
7.1.1. Avalanchas de hielo.....	190
7.1.2. <i>Surges</i>	192
7.1.3. Deslizamientos catastróficos	194
7.1.4. <i>GLOFs</i>	199
7.1.5. Lahares.....	203
7.2. Análisis crítico de la metodología	208
7.2.1. Factores condicionantes.....	209
7.2.2. Análisis simplificado	211
7.2.3. Comparación entre análisis.....	220
7.3. Aspectos generales.....	226
7.3.1. Insumos para su aplicación.....	226
7.3.2. Aplicabilidad a otras cuencas	228
7.3.3. Consideraciones finales	231
8. Conclusiones	233
8.1. Movimientos en masa de origen glaciar en los Andes centrales	233
8.2. Susceptibilidad ante movimientos en masa originados en glaciares	234
8.3. Recomendaciones y estudios futuros.....	237
Bibliografía.....	238
Anexos.....	260
Anexo A: Variabilidad climática del área de estudio	260
A.1. Cambios a escala global.....	261
A.2. Cambios a escala local.....	264
A.3. Comparativa ENSO	268
A.4. Alcances según tipo de movimiento en masa.....	272
Anexo B: Metodología para estimación de profundidad con radar para hielo (GPR)	274
Anexo C: Metodología para estimación de velocidad superficial con CIAS	278
Anexo D: Registro sísmico en el área de estudio	279
Anexo E: Inventario de glaciares Río Volcán 2022	281
Anexo F: Inventario de lagos glaciares Río Volcán 2022	281
Anexo G: Cálculo de IS por fenómeno (análisis detallado y simplificado)	283
Anexo H: Desglose factores condicionantes análisis simplificado	284
Anexo I: Ejemplo de aplicación del análisis de susceptibilidad.....	287
Anexo J: Imágenes satelitales y fotografías aéreas empleadas en el estudio	291

1. INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

En sus más de 4.000 km de cordillera, Chile tiene a la fecha 26.169 glaciares inventariados, de los cuales 1.264 se ubican en la cuenca del río Maipo, Región Metropolitana (DGA, 2022a). Solo en la subsubcuenca del río Volcán (Figura 1, en adelante señalada como cuenca del río Volcán), subcuenca Río Maipo Alto, se hallan 195 glaciares, entre los que se encuentran glaciares de montaña, glaciares de valle, glaciaretos y glaciares rocosos (DGA, 2022a). Estos cuerpos, junto con el Complejo Volcánico San José, coexisten con numerosos asentamientos urbanos, obras civiles en ejecución y diversos puntos de atracción turística y deporte aventura (Figura 1).

En el contexto del cambio climático al que está expuesto el territorio nacional, en particular la zona central, que ha experimentado más de 13 años ininterrumpidos con escasez de precipitaciones, período conocido como “megasequía” (Garreaud *et al.*, 2017, 2019), surge especial interés acerca de cómo la variabilidad del clima puede alterar el comportamiento habitual de un glaciar al afectar la estabilidad de los cuerpos de hielo de modo que estos sean más propensos a desencadenar fenómenos de movimiento en masa (Ding *et al.*, 2021; Allen *et al.*, 2022). Cobran especial relevancia aquellas crioformas cercanas a la presencia recurrente de personas, como es el caso de los glaciares existentes en la cuenca del río Volcán (Figura 1).

Actualmente, los movimientos en masa de origen glaciar se pueden clasificar en cinco grandes tipos: avalanchas de hielo, *surges*, deslizamientos catastróficos, o colapsos de glaciares, inundaciones por vaciamientos súbitos de lagos de origen glaciar (*GLOFs*, por sus siglas en inglés) y lahares. Estos últimos derivados de la interacción glaciovolcánica (Delgado Granados *et al.*, 2014; 2021). Considerando que los *surges* no involucran un desprendimiento de material *per sé*, a diferencia de los otros 4 procesos listados, se hace referencia a los fenómenos como “movimientos en masa” en vez de procesos de remoción en masa propiamente tal. Esta adaptación en la nomenclatura busca atender, además, cualquier ambigüedad que pueda surgir respecto a la definición de “remoción en masa”, pese a que la actual clasificación de remociones establecida por Hungr *et al.* (2014) sí considera las avalanchas de roca, avalanchas mixtas de roca-hielo y avalanchas de solo hielo.

La magnitud de los fenómenos antes listados varía de acuerdo a la naturaleza del mismo y a las dimensiones del glaciar que la origina, siendo el alcance del movimiento en masa aquel factor que más incide al momento de evaluar el peligro que puede constituir un glaciar. Tales eventos pueden incluir remociones en masa compuestas, mediante el represamiento de ríos, generación de grandes inundaciones, aluviones y, en numerosos casos, pueden derivar en el daño directo a personas e infraestructura.

Producto de lo anterior, este estudio pretende dilucidar si los glaciares ubicados aguas arriba del río Volcán son susceptibles a desencadenar fenómenos de movimiento en masa. Para dicho fin se escogen dos áreas piloto donde es posible identificar elementos propios en los glaciares y su entorno que puedan contribuir a desencadenar un movimiento en masa del tipo avalancha de hielo, *surges*, deslizamientos catastróficos, *GLOF* y lahares. En cada área se realiza un estudio detallado del fenómeno respectivo, empleando herramientas de teledetección, levantamientos topográficos y geofísicos, caracterización geológica del terreno y el modelamiento final de la susceptibilidad ante los movimientos en masa señalados. Dado el alcance del estudio, la investigación se enfoca

netamente en glaciaretos, glaciares de montaña y de valle, coloquialmente entendidos como glaciares “blancos” (cubiertos y descubiertos), o con mayor porcentaje de hielo, excluyendo las inestabilidades en glaciares rocosos y en suelo congelado.

Con la información colectada en los distintos sectores se extrapolan los resultados al resto de los glaciares de la cuenca del Río Volcán a fin de determinar si cumplen características que permitan desencadenar un evento de movimiento en masa y, así, estimar su susceptibilidad ante los fenómenos señalados.

1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO

I. El cambio climático es un agente desencadenante de movimientos en masa de origen glaciar.

De acuerdo a esta hipótesis se establece que el cambio climático afecta la variabilidad natural de los glaciares de los Andes centrales volviéndolos más propensos a desencadenar fenómenos de movimiento en masa.

II. Los glaciares de las dos áreas piloto son susceptibles a generar procesos de movimiento en masa.

De acuerdo a esta hipótesis se establece que los glaciares correspondientes a cada área piloto en la zona de estudio reúnen las características para desencadenar fenómenos de movimiento en masa.

III. El análisis realizado permite estimar la susceptibilidad de los glaciares del área de estudio a desencadenar fenómenos de movimiento en masa.

Bajo esta hipótesis se espera que los resultados del estudio en detalle de los glaciares en cada área piloto se puedan extrapolar a las características de los glaciares de la cuenca del río Volcán y estimar si estos son propensos a generar procesos de movimiento en masa.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo general

- ❖ Estimar la susceptibilidad ante la generación de procesos de movimiento en masa en los glaciares de la cuenca del río Volcán.

1.3.2. Objetivos específicos

- ❖ Identificar los tipos de movimientos en masa de origen glaciar ocurridos en Chile central.
- ❖ Esclarecer qué factores condicionantes y desencadenantes están involucrados en los fenómenos de movimiento en masa originados en glaciares.
- ❖ Dilucidar el rol del cambio climático en los fenómenos de movimiento en masa originados en glaciares de los Andes centrales.
- ❖ Elaborar un inventario de movimientos en masa de origen glaciar ocurridos en los Andes centrales (31-35°S).
- ❖ Caracterizar en detalle los glaciares y su entorno asociados en las dos áreas piloto.
- ❖ Identificar los factores que controlan la susceptibilidad de generación de movimientos en masa de origen glaciar en cada área piloto.
- ❖ Extrapolar las características de los glaciares de cada área piloto junto con sus factores condicionantes por tipo de movimiento en masa al resto de la cuenca del río Volcán.
- ❖ Elaborar mapas de susceptibilidad de los glaciares de la cuenca del río Volcán según tipo de movimiento en masa.

1.4. UBICACIÓN Y ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio se engloba dentro de los Andes centrales, segmento de la cordillera de Los Andes comprendido entre 31° y 35°S (Lliboutry, 1998; Masiokas *et al.*, 2009), como se ilustra en la Figura 1. En la vertiente chilena comprende desde la región de Coquimbo hasta la región del Maule, mientras que en la vertiente argentina abarca las provincias de San Juan y Mendoza. La altura geográfica varía desde ~5.530 m s.n.m. en el cerro Tapado por el norte hasta ~4.110 m s.n.m. en el cerro Azufre por el sur. Se incluyen grandes hitos geográficos como los cerros Aconcagua y Mercedario en Argentina, con alturas cercanas a 7.000 m s.n.m., el volcán Tupungato y los cerros Alto, Nevado de los Piuquenes y Marmolejo, todos limítrofes con alturas sobre 6.000 m s.n.m., siendo este último la cumbre más austral por sobre esa cota.

A nivel de detalle, la subsubcuenca del río Volcán se ubica 50 km al sureste de la comuna de Puente Alto, Región Metropolitana. Esta forma parte de la subcuenca Río Maipo Alto y colinda a su vez con el límite fronterizo con Argentina. La altitud de esta unidad hidrográfica varía desde los ~1.300 m s.n.m., en la confluencia del río Volcán con el río Maipo, hasta ~6.100 m s.n.m. en la cumbre del cerro Marmolejo. Para acceder al área de estudio se debe tomar la ruta G-25, también conocida como “Camino El Volcán”, hasta el entorno de la localidad de San Gabriel, ubicado en la confluencia de los ríos Volcán, Maipo y Yeso (Figura 1).

Como fuera indicado previamente, el análisis se concentra en dos áreas pilotos, I y II, distribuidas a lo largo de la cuenca del río Volcán. Estas áreas son indicadas en la Tabla 1, junto con los glaciares de referencia y los fenómenos de movimiento en masa a analizar. Su distribución en el área de estudio se indica en la Figura 1.

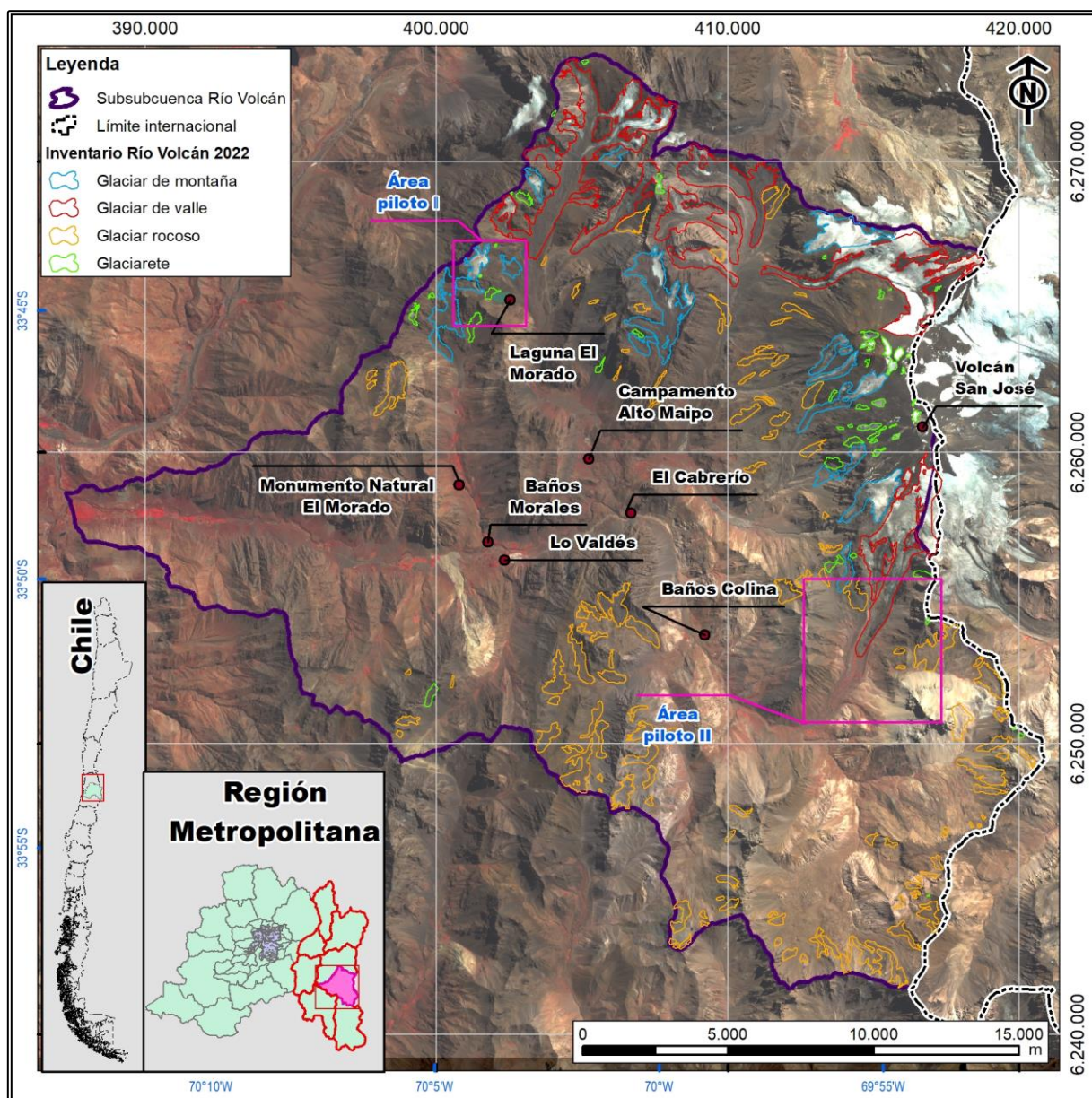


Figura 1. Áreas piloto I y II (en color rosado), glaciares y principales asentamientos en la cuenca del Río Volcán

Tabla 1. Movimiento en masa potencial y glaciar asociado según cada área piloto

Área piloto	Fenómeno	Glaciar	Observación
I	<i>GLOF</i> /avalancha de hielo/ <i>surge</i>	El Morado-Loma Larga	Lago con desborde potencial, glaciar colgante en el cerro El Morado
II	<i>Surge</i> /deslizamiento/lahar	Nieves Negras	Ubicado en el flanco sur del Volcán San José, <i>surge</i> reportado en 1927

Para acceder a las distintas zonas de estudio de detalle se procede como sigue:

- **Área piloto I:** si se accede en vehículo desde el sector de “El Cabrerío”, se continúa por el camino vehicular hasta la bifurcación con el control de ingreso del campamento Alto Maipo. Una vez en dicho punto se avanza por el camino occidental hasta alcanzar el estacionamiento vehicular. Desde ahí son, aproximadamente, dos horas de marcha para alcanzar el glaciar y laguna El Morado junto con el vecino glaciar Loma Larga.

- **Área piloto II:** esta corresponde al glaciar Nieves Negras, para lo cual se prosigue por el camino que va a Baños Colina. Una vez allí, se continúa a pie por alrededor de 3 horas hasta llegar al glaciar.

En la Figura 2, Figura 3 y Figura 4 se da cuenta de cada una de las áreas piloto para el estudio de detalle.

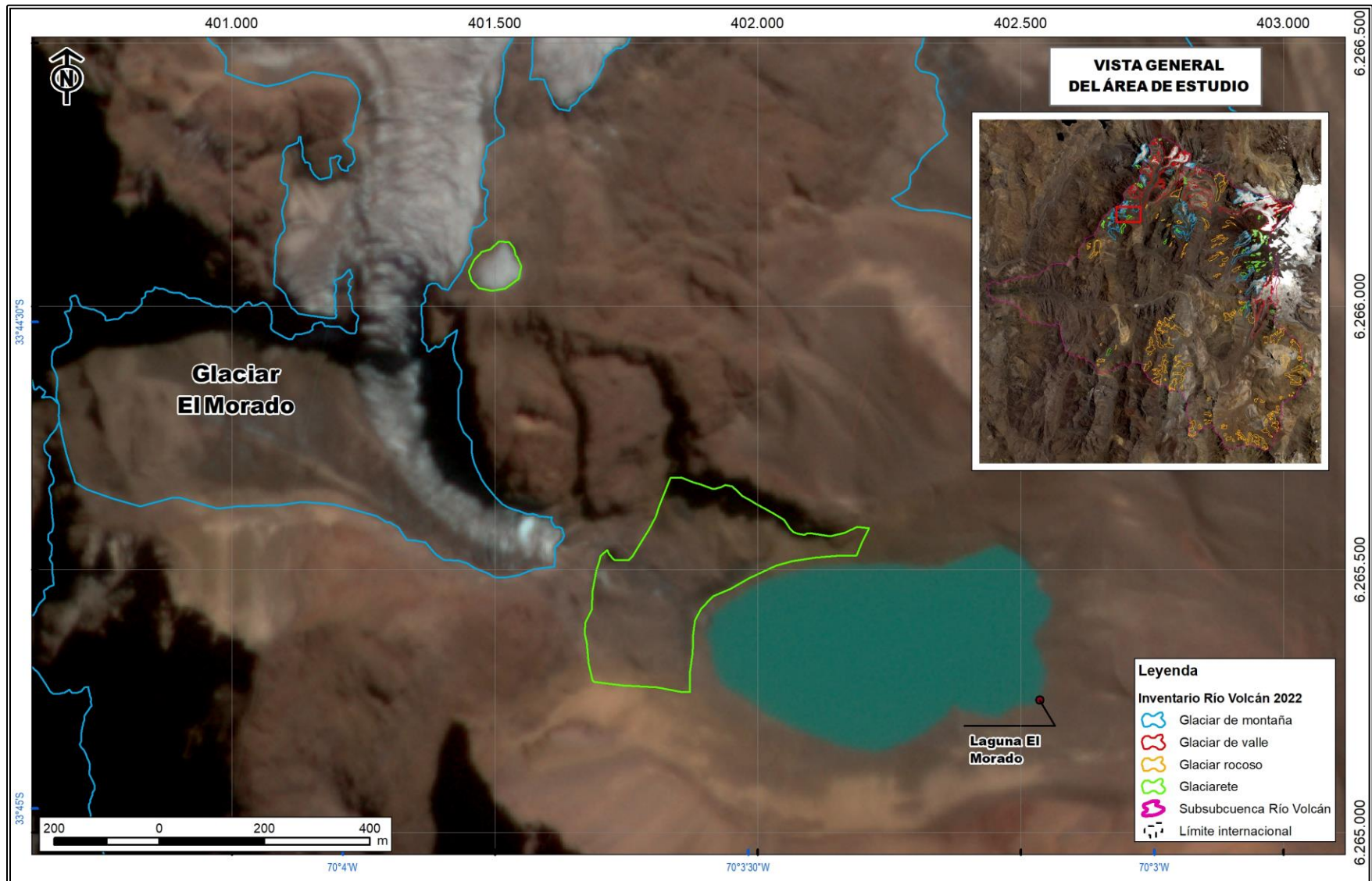


Figura 2. Área piloto Ia, correspondiente al análisis de avalancha de hielo y *GLOF* potencial del glaciar y laguna El Morado



Figura 3. Área piloto Ib, correspondiente al análisis del vecino glaciar Loma Larga al norte de la laguna El Morado

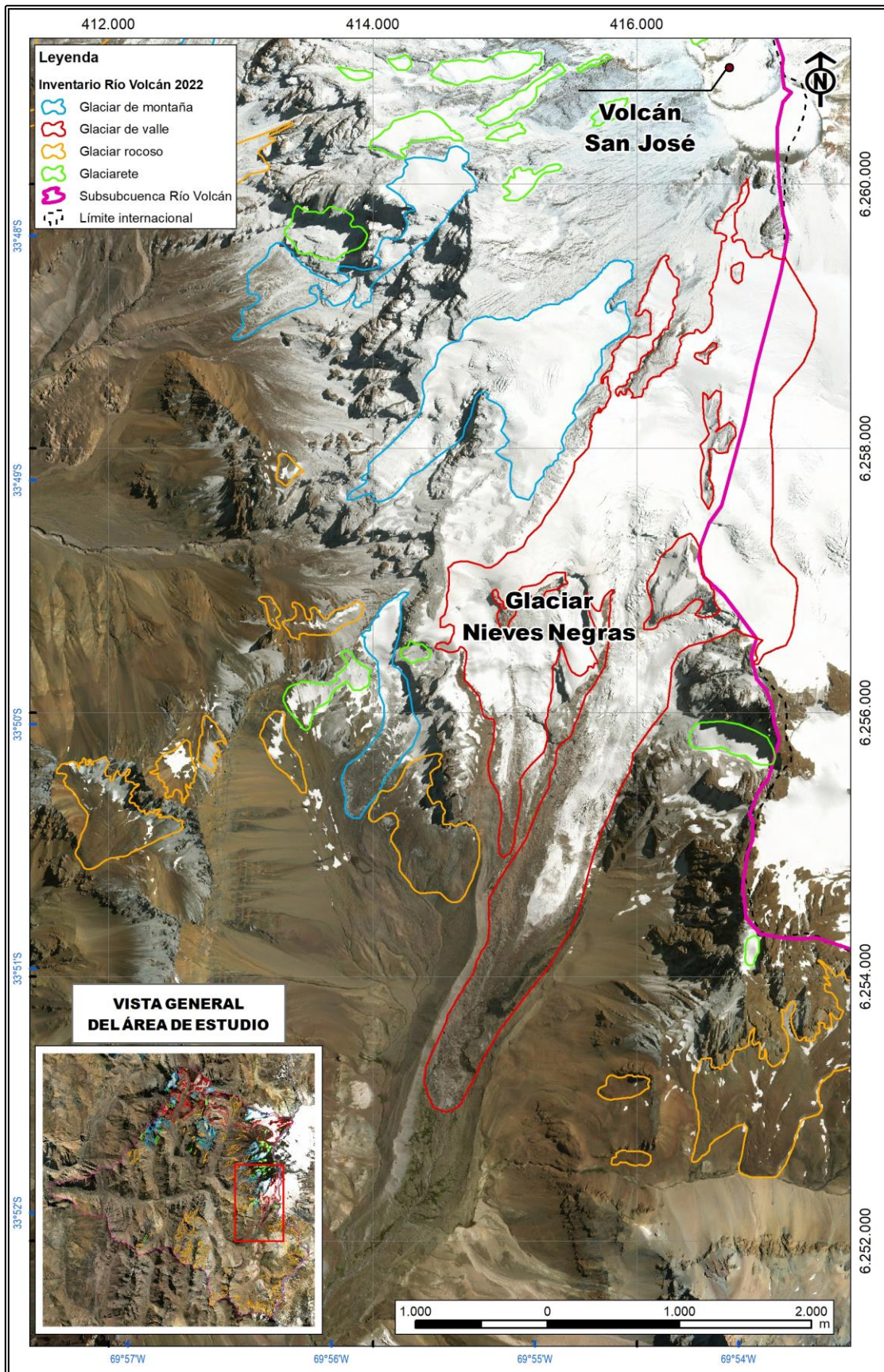


Figura 4. Área piloto II, correspondiente al análisis del surge y lahar potencial por fusión del glaciar Nieves Negras

1.5. CLIMA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El clima del área de estudio es de carácter mediterráneo, con una prolongada estación seca acorde a la clasificación de Köppen (Peel *et al.*, 2007) y precipitación predominantemente invernal (Carrasco *et al.*, 2008). Según Viale *et al.* (2019), en los Andes subtropicales, 25-35° S, la precipitación media anual es similar a ambos lados de la cordillera. No obstante, varía de tal modo que en la vertiente este precipita también de modo proveniente de nubes convectivas y estratiformes en el semestre cálido, mientras que en la vertiente oeste la precipitación proviene de nubes estratiformes en el semestre frío, principalmente en forma de partículas sólidas, como se indica en la Figura 5.

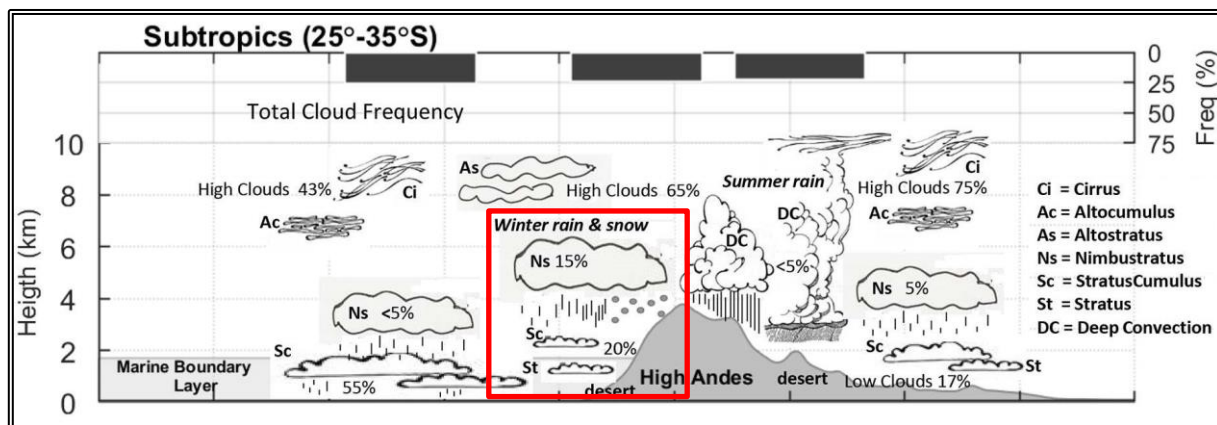


Figura 5. Representación esquemática de la frecuencia de nubes (panel superior) y el porcentaje relativo del tipo de nubes (panel inferior) para los Andes centrales de Chile y Argentina. Cuadrado rojo marca el segmento representativo del área de estudio caracterizado por precipitación líquida y sólida invernal. Modificado de Viale *et al.* (2019)

Los principales forzantes climáticos que rigen la variabilidad interanual del régimen de precipitación en el área de estudio corresponden a la posición del Anticiclón Subtropical del Pacífico y a la actividad del fenómeno ENSO, El Niño Oscilación del Sur, como sigue: Ante condiciones El Niño (fase cálida ENSO), la precipitación invernal tiende a ser superior a la media, por el contrario, en condiciones La Niña (fase fría ENSO), la precipitación invernal se registra bajo el promedio (Aceituno, 1988; Montecinos y Aceituno, 2003).

La variabilidad hidroclimática en el segmento norte de los Andes centrales está regida principalmente por la actividad ENSO. A su vez, a partir del año 1975, la influencia del fenómeno ENSO disminuye al sur de 34° S, siendo la Oscilación Interdecadal del Pacífico, o IPO según sus siglas en inglés (*Interdecadal Pacific Oscillation*), el forzante con mayor influencia al sur del área de estudio (González-Reyes *et al.*, 2017). Otros forzantes que también influyen en el régimen de precipitaciones son la Oscilación Decadal del Pacífico, PDO por sus siglas en inglés (*Pacific Decadal Oscillation*) y el Modo Anular del Sur, AAO, (González-Reyes, 2019). Este último relacionado con la migración al sur de los llamados “vientos del oeste”. Por otro lado, de acuerdo al capítulo 2 del reporte AR6 del IPCC (Gulev *et al.*, 2021), ambos índices PDO e IPO se encuentran cercanamente relacionados y se engloban por la Variabilidad Decadal del Pacífico, o PDV por sus siglas en inglés (*Pacific Decadal Variability*). En la Figura 6 se ilustra un resumen de los principales forzantes climáticos en el área de estudio.

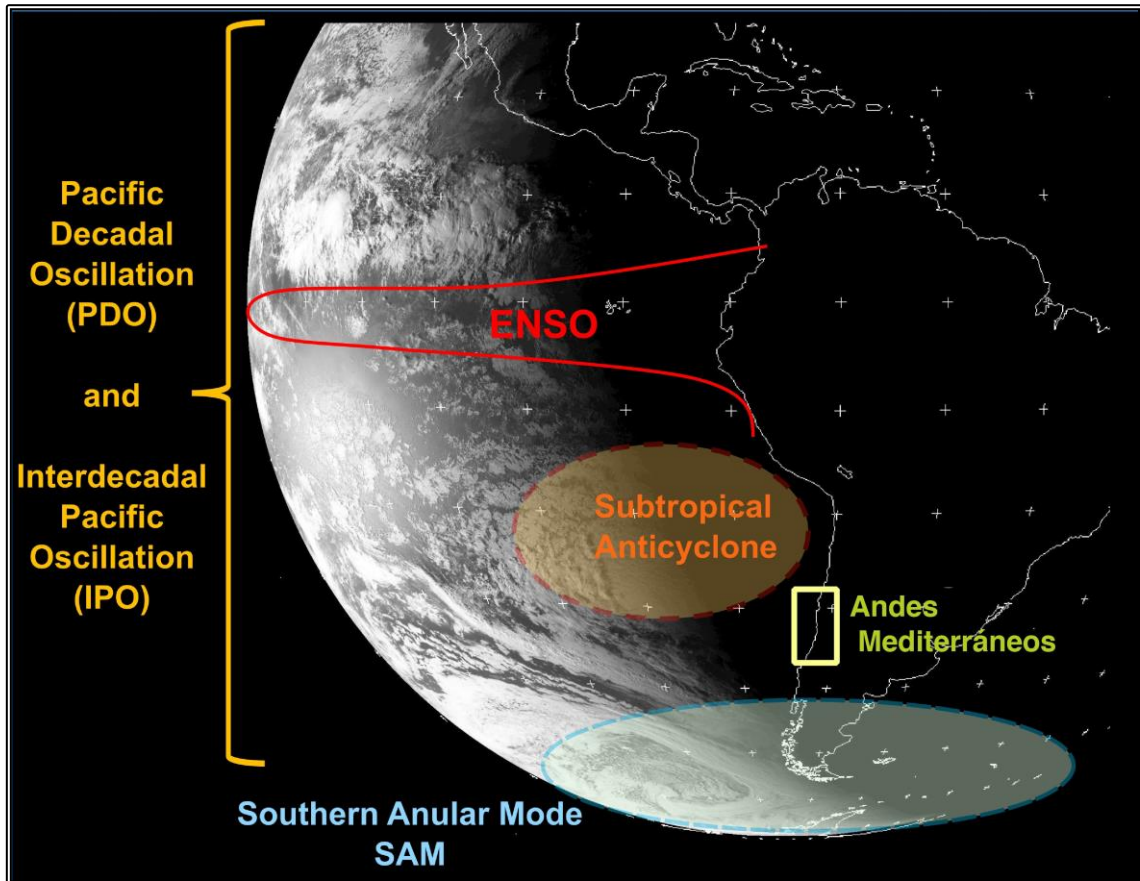


Figura 6. Principales forzantes climáticos con influencia sobre la variabilidad climática de los Andes centrales. PDO e IPO representados por la PDV (no incluido en la figura). Modificado de González-Reyes (2019)

A nivel de la cuenca del río Maipo, las tendencias de precipitación y temperatura han variado conforme a la actual megasequía de los Andes centrales (Garreaud *et al.*, 2017, 2019), en la forma de una disminución generalizada de la precipitación invernal junto con un aumento sostenido de la temperatura media del aire, como se muestra en la Figura 7.

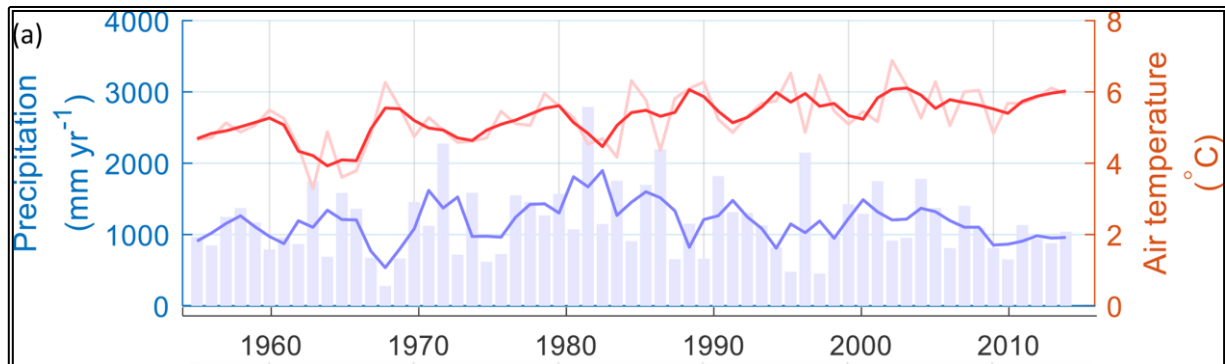


Figura 7. Variación de la temperatura media del aire (serie secundaria en rojo) y de la precipitación acumulada anual (serie primaria en azul) en la cuenca del río Maipo durante el período 1955-2016 a partir de una media móvil de tres años de toda la cuenca. Modificado de Ayala *et al.* (2020)

En el caso de la subsubcuenca Río Volcán, es posible corroborar las mismas tendencias. En efecto, de acuerdo a los datos disponibles en la plataforma CAMELS-CL (*Catchment Attributes and Meteorology for Large Sample Studies, Chile Dataset*, Álvarez-Garretón *et al.*, 2018), basados principalmente en el área de estudio a partir del registro de la estación DGA Río Volcán en Queltehues, la pluviosidad del área de estudio ha mantenido una tendencia sostenida a la baja a partir del año 2009, como se observa en la Figura 8.

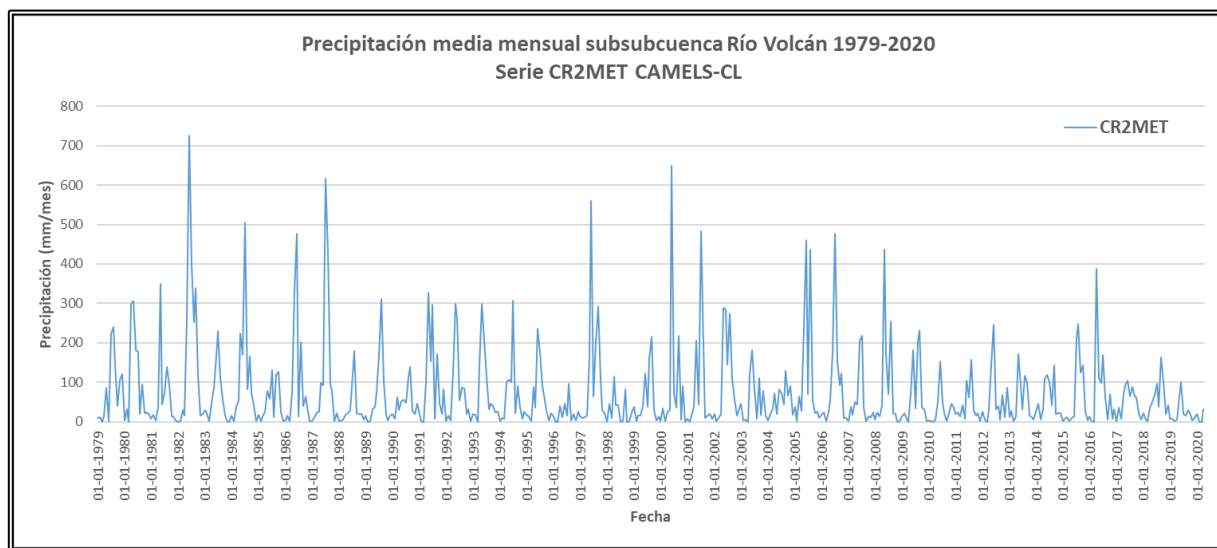


Figura 8. Variación de la precipitación mensual en el área de estudio durante el período 1979-2020. Elaborado a partir del registro de la estación DGA Río Volcán en Queltehues disponible en la plataforma CAMELS-CL

Si se lleva el análisis a escala anual, se aprecia que el promedio de la precipitación anual entre los años 2010-2019, igual a 301,9 mm/año, muestra un 36% de déficit versus el promedio 1979-2009, equivalente a 471,5 mm/año, valor que se condice con las tendencias reportadas a nivel nacional al año 2021 por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC, 2021).

El caso de la temperatura a nivel del área de estudio es análogo al reportado para la cuenca del río Maipo (ver Figura 7). Esta variable también es derivada de los datos de la estación DGA Río Volcán en Queltehues disponibles en la plataforma CAMELS-CL (Álvarez-Garretón *et al.*, 2018). A nivel anual, se aprecia una tendencia al aumento del orden de 0,0175°C por año, de la mano con la disminución de la precipitación acumulada, como se aprecia en la Figura 9.

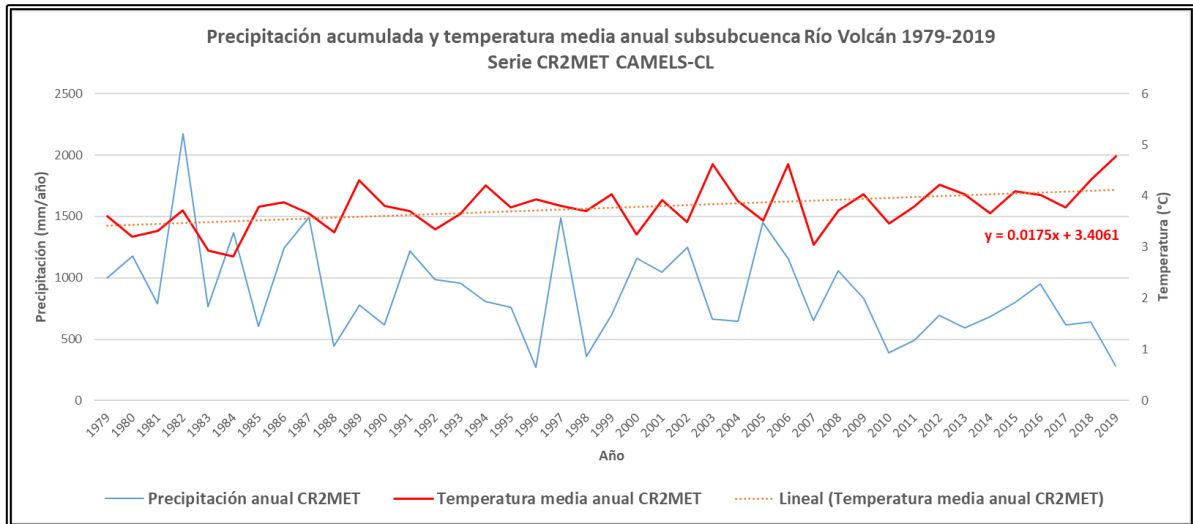


Figura 9. Variación de la precipitación acumulada y temperatura media anual en el área de estudio durante el período 1979-2019. Elaborado a partir del registro de la estación DGA Río Volcán en Queltehues disponible en la plataforma CAMELS-CL

En línea con lo anterior, en la Figura 10 se muestra la evolución del área con cobertura nival para toda la subcuenca Río Maipo Alto en el período 2000-2021. Esta es obtenida a partir del Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile, (IANIGLA-CONICET y (CR)², 2021). De la Figura 10 se desprende el efecto de la megasequía por cuanto los años en rojo presentan una media inferior al promedio de todo el período. Al mismo tiempo, se destacan los dos años consecutivos y en el promedio durante la megasequía, correspondientes a los años 2017 y 2016, respectivamente. En el capítulo Anexo se presenta una profundización de los cambios climáticos a escala global como local y su relación con los procesos de movimiento en masa originados en glaciares.

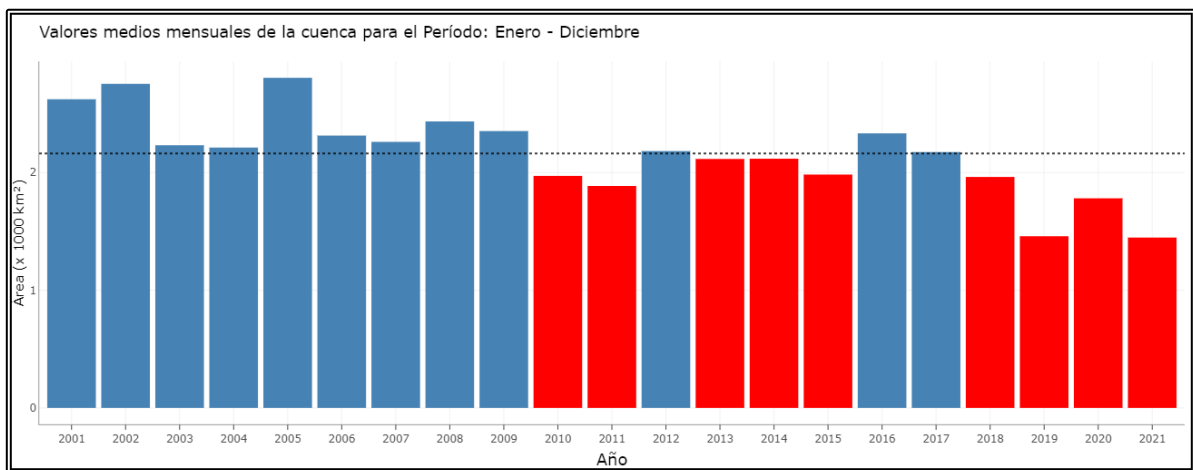


Figura 10. Promedio anual de la extensión de la cobertura nival para el período 2001-2021 (línea punteada) en la subcuenca Maipo Alto. Columnas azules y rojas marcan años sobre y bajo el promedio, respectivamente. Elaborado a partir de datos provenientes de los sensores MODIS Terra & Aqua, procesados por el Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile, (IANIGLA-CONICET y (CR)², 2021)

1.6. METODOLOGÍA

La metodología del presente estudio considera trabajo en terreno y en gabinete pre y post campañas de terreno. A continuación, se presenta un resumen de las actividades y metodologías a seguir. El detalle de parte de estas metodologías se presenta en el capítulo Anexo.

1.6.1. Trabajo de gabinete preterreno

- ❖ Elaboración de un catastro de movimientos en masa de origen glaciar ocurridas en los Andes centrales a partir de una revisión bibliográfica del área de estudio usando como base los catastros de remociones realizados por Iribarren Anacona *et al.* (2014), Falaschi *et al.* (2018b) y Barr *et al.* (2018).
- ❖ Recopilación de antecedentes bibliográficos que den cuenta de los factores condicionantes y agentes desencadenantes de movimientos en masa originados en glaciares.
- ❖ Compilación de antecedentes bibliográficos respecto a la variabilidad climática que han experimentado los Andes centrales desde principios del siglo XX.
- ❖ Correlación de las variables atmosféricas influenciadas por el cambio climático y los agentes desencadenantes de movimientos en masa de origen glaciar.
- ❖ Recolección de mapas cartográficos, imágenes aéreas, modelos digitales de elevación, imágenes satelitales, imágenes de radar y coberturas SIG del área de estudio. Revisión de bibliografía.
- ❖ Elaboración de ortofotos históricas del área de estudio a partir de fotografías aéreas Hycon 1955 y SAF correspondientes al vuelo GEOTEC de 1997, mediante el software *Agisoft Metashape Professional*.
- ❖ Delimitación de los glaciares de las áreas piloto y estimación de sus variaciones históricas a partir de los antecedentes SIG recopilados y generados para el estudio, a realizar en el software ArcGIS Pro 3.0.
- ❖ Delimitación de los lagos glaciares en el área de estudio, con énfasis en el área piloto I, mediante el software ArcGIS Pro 3.0.
- ❖ Estimación de la velocidad superficial de los glaciares del área piloto II mediante módulos CIAS en IDL 8.5 (Kääb y Vollmer, 2000).

1.6.2. Trabajo en terreno

- ❖ Caracterización geológica del entorno. Reconocimiento y cartografía de las principales unidades geomorfológicas con énfasis en el macizo rocoso y barrera morrénica circundante a los lagos presentes en las áreas piloto.
- ❖ Documentación *in situ* de las variaciones recientes de los glaciares presentes en las áreas piloto.

- ❖ Levantamiento con radar para hielo en el glaciar CL105702008, área piloto I, a fin de estimar su espesor y extensión.
- ❖ Levantamiento topográfico con dron Mavic Pro 2 Zoom en el glaciar Nieves Negras, área piloto II.

1.6.3. Trabajo de gabinete posterreno

- ❖ Procesamiento de los datos de radar con el software Reflexw, versión 7.5.8.
- ❖ Procesamiento de los datos de posicionamiento, profundidad proveniente del radar para hielo y datos de topografía superficial por medio de ArcGIS Pro 3.0.
- ❖ Procesamiento de la información de topografía e imágenes captadas por el sobrevuelo del dron en software *Agisoft Metashape Professional*.
- ❖ Incorporación de los datos de topografía del glaciar Nieves Negras y espesor del glaciar Muñiri (CL105702008), áreas piloto I y II, respectivamente, a su correspondiente caracterización.
- ❖ Correlación con mapas de distribución de espesor, velocidad superficial y cambio de elevación de los glaciares del área de estudio disponibles en la literatura (Braun *et al.*, 2019; Dussaillant *et al.*, 2019; Farinotti *et al.*, 2019; Millan *et al.*, 2022).
- ❖ Análisis de susceptibilidad de fenómenos de movimiento en masa estudiados acorde a una propuesta metodológica basada en la metodología de Lara (2007) según tipo de proceso.
- ❖ Elaboración de mapas de susceptibilidad de los glaciares del área de estudio en ArcGIS Pro 3.0.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. ANTECEDENTES TECTÓNICOS Y MORFOESTRUCTURALES

Fock (2005) da cuenta que entre los 32° S y 35° S el segmento andino comprende cinco unidades morfoestructurales principales, todas dispuestas en franjas norte-sur y distribuidas de oeste a este como sigue: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (Figura 11). Como se aprecia en la figura, en torno a los 33° S se observa la aparición de la depresión central en el continente, la cual es acompañada de una deflexión de la fosa oceánica y el antearco hacia el oeste, siendo la primera rellena con sedimentos debido al alto aporte continental (Yáñez *et al.*, 2002). Al mismo tiempo, al sur de los 33° S, Chile central se caracteriza por poseer un régimen de subducción inclinada, marcada por la reaparición del volcanismo. Este régimen da inicio a lo que se conoce como Zona Volcánica Sur, o ZVS (Cembrano y Lara, 2009). La cuenca Río Volcán está emplazada en la Cordillera Principal, cercana al flanco occidental de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (rectángulo celeste en la Figura 11).

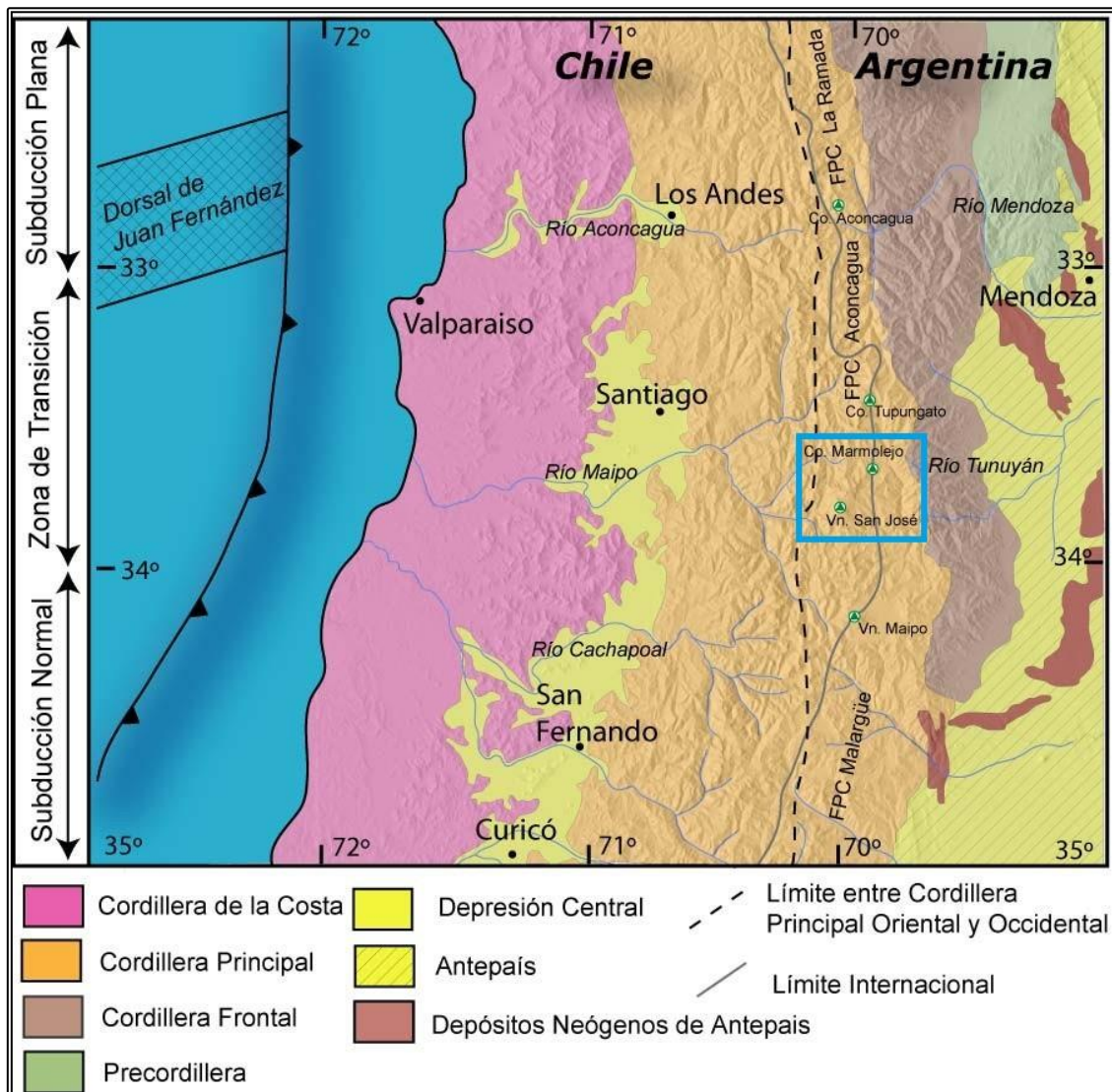


Figura 11. Principales unidades morfoestructurales en Chile central. Cuenca del río Volcán enmarcada por el rectángulo celeste. Modificado de Fock (2005)

Respecto a los dominios estructurales en el área de estudio, Fock (2005) describe cuatro dominios en los Andes de Chile central, de los cuales los dominios III y IV, aledaños al área del presente estudio e ilustrados en la Figura 12a), son descritos a continuación:

- ❖ Dominio Estructural III (D3): Se ubica en la parte oriental de la Cordillera Principal Occidental. Las estructuras afectan a la Formación Abanico principalmente, a través de fallas, pliegues anticlinales y sinclinales apretados de vergencia al oeste, asociados a retrocorrimientos de la falla más occidental (Falla El Diablo) de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Su límite oriental corresponde a la Falla El Diablo.
- ❖ Dominio Estructural IV (D4): Afecta a las rocas mesozoicas de Cordillera Principal Oriental y corresponde al comienzo de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Consiste, principalmente, en corrimientos de vergencia este, algunos fuera de secuencia, que afectan a estructuras desarrolladas previamente.

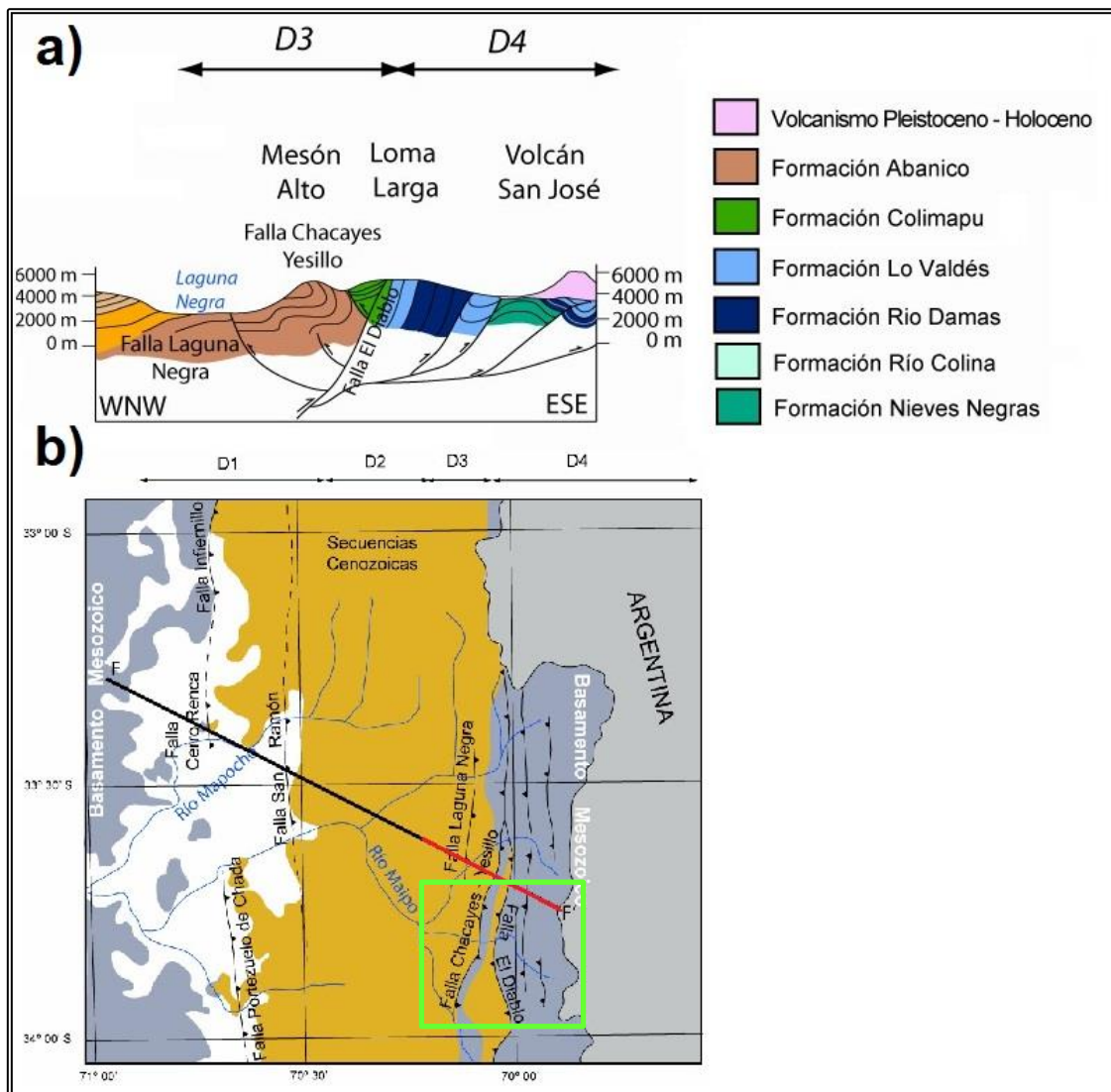


Figura 12. a) Dominios estructurales en el área de estudio según Fock (2005). b) Mapa geológico simplificado mostrando los dominios estructurales definidos por Fock (2005). Ubicación del extracto del perfil en a) se ilustra en rojo. Área de estudio destacada en verde. Modificado de Fock (2005)

Tales dominios se reflejan en la Figura 13, donde Mardones (2019) hace una revisión de las estructuras locales presentes en la cabecera del valle del río Volcán. En efecto, de la figura se desprende cómo las secuencias cenozoicas son principalmente afectadas por pliegues sinclinales y anticlinales, mientras que las secuencias mesozoicas poseen una fuerte presencia de corrimientos inversos e invertidos.

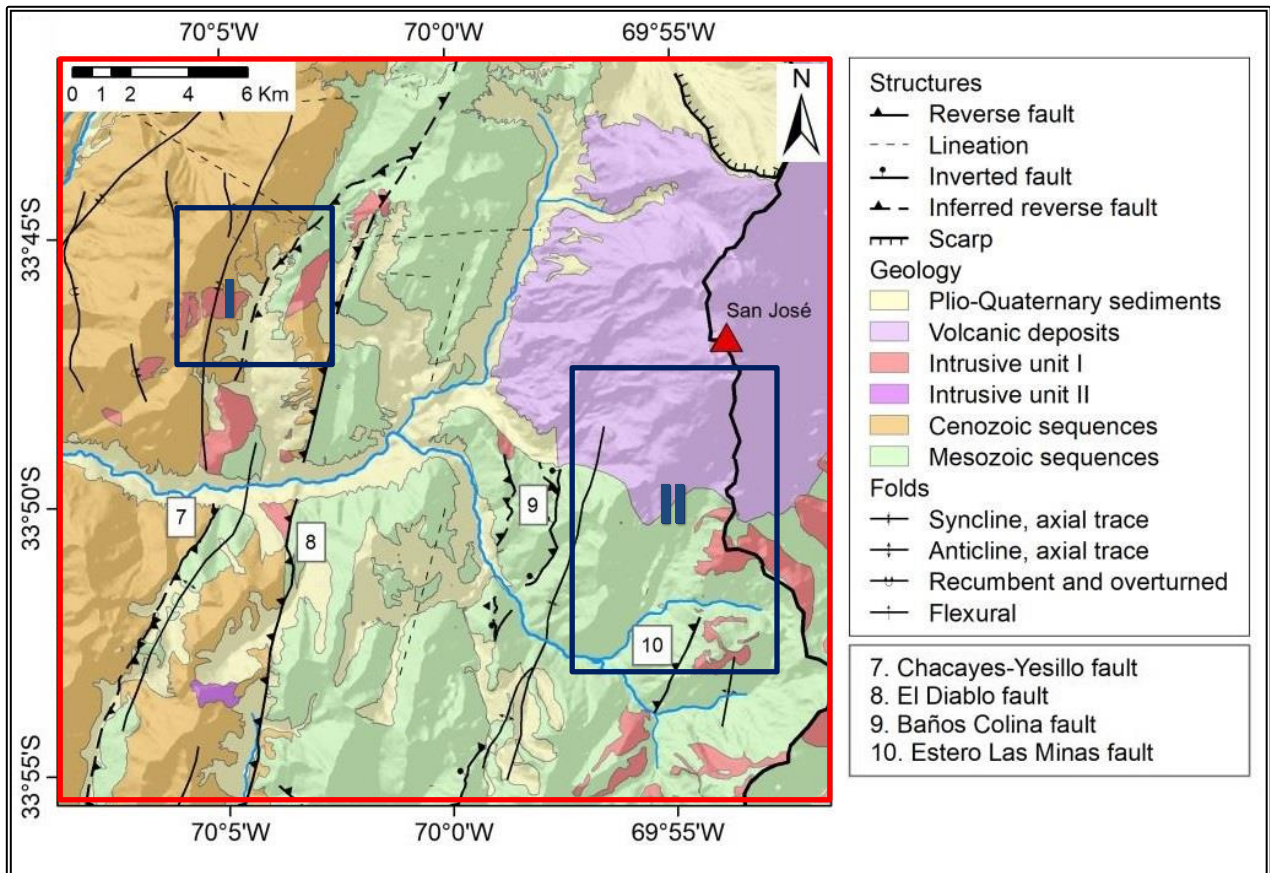


Figura 13. Mapa de estructuras principales del área de estudio (destacada en rojo). Áreas piloto indicadas en azul. Modificado de Mardones (2019)

2.2. UNIDADES ESTRATIFICADAS

En la cuenca del río Volcán aflora una serie de unidades volcanosedimentarias e intrusivas que conforman un paquete estratigráfico de más de 8.000 m de potencia, de acuerdo a los trabajos de quienes definieron las formaciones del área (Álvarez *et al.*, 1997, 2000; González, 1963; Klohn, 1960; Aguirre, 1960; Thiele y Katsui, 1960). De acuerdo a la recopilación hecha por Fock (2005), sumado a nuevos antecedentes reportados por Salazar y Stinnesbeck (2015) y Mardones (2019), las principales unidades reconocidas en la Cordillera Principal, donde se encuentra el área de estudio, se resumen en la Figura 14. Por otro lado, su distribución se muestra en la Figura 15.

A continuación, se presenta una descripción de cada unidad.

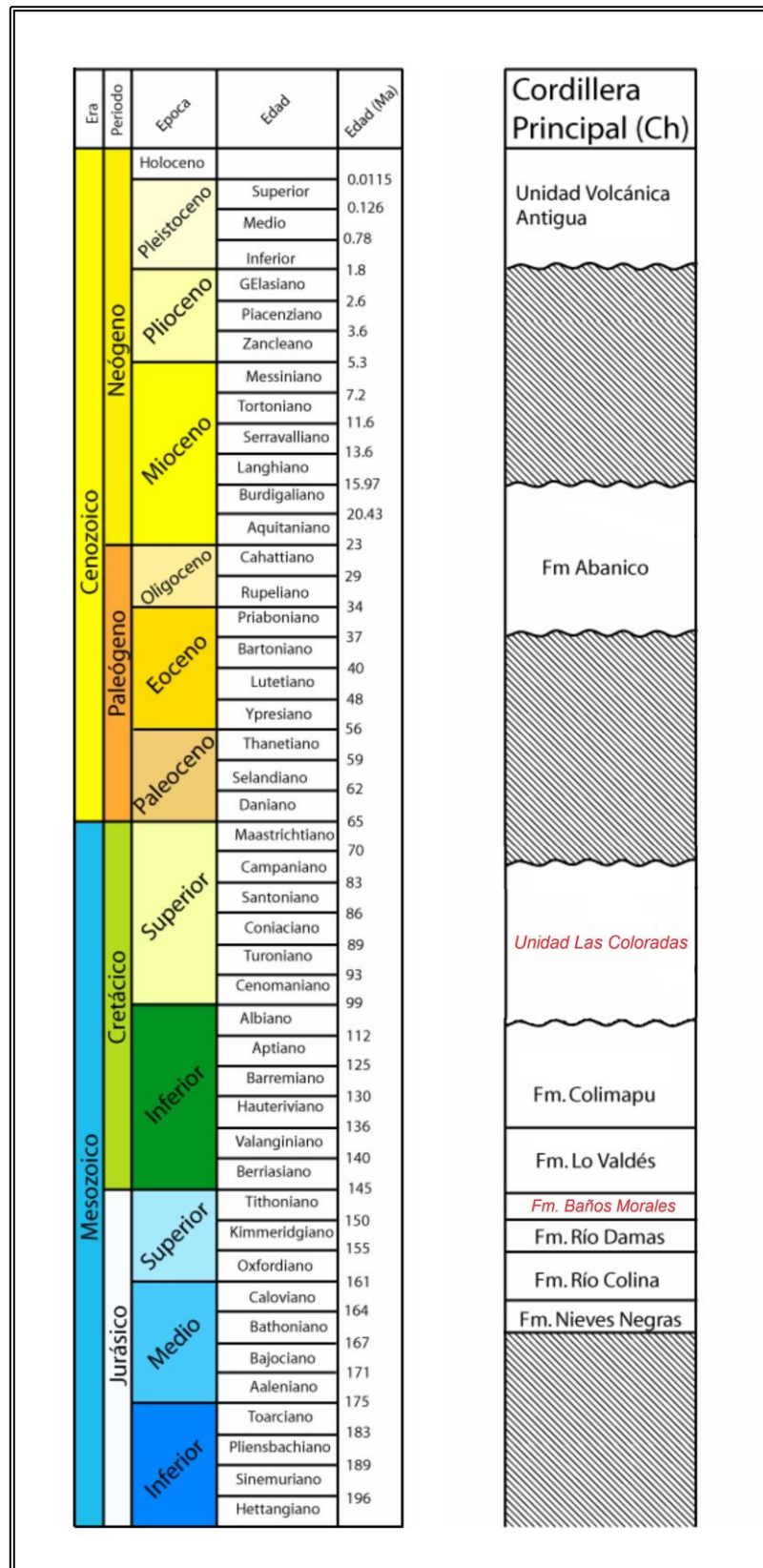


Figura 14. Principales unidades geológicas que afloran en el área de estudio. Incluye la Formación Baños Morales definida por Salazar y Stinnesbeck (2015) y la Unidad Las Coloradas, definida por Mardones (2019). Modificado de Fock (2005)

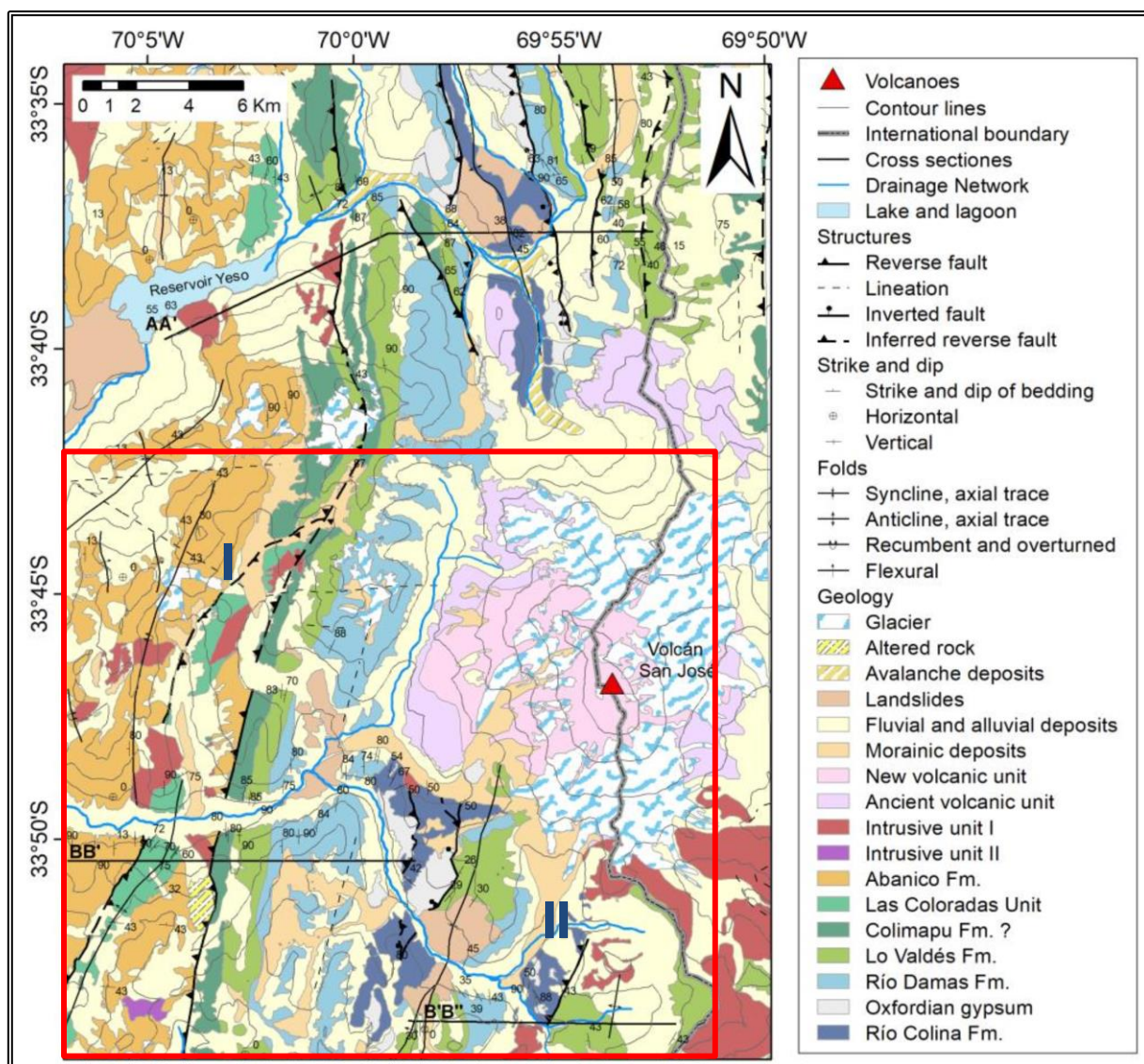


Figura 15. Mapa geológico 1:25.000 del área de estudio (en color rojo) y zonas adyacentes. Áreas piloto indicadas en azul. Modificado de Mardones (2019)

2.2.1. Formación Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 1999, 2000)

Secuencia de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limolitas y en forma subordinada niveles de brechas en su base, con una serie rítmica de niveles gruesos de areniscas gruesas y niveles delgados de limolitas en los niveles superiores (Álvarez *et al.*, 1997; Charrier *et al.*, 2002b).

A partir del material paleontológico encontrado se le asigna una edad Bathoniano – Caloviano Temprano (Álvarez *et al.*, 1997). Su base no aflora y su techo corresponde a la Formación Río Colina en concordancia. El espesor máximo aproximado es de 400 m y su ambiente de formación correspondería a una zona marina profunda (Godoy, 1993). De acuerdo al mapa geológico de Fock (2005) para el área de estudio, esta formación aflora en el flanco oriental del valle que contiene al glaciar Nieves Negras, área piloto II del presente estudio, aledaño a la frontera con Argentina.

2.2.2. Formación Río Colina (González, 1963)

Corresponde a una secuencia de sedimentitas marinas compuesta principalmente por calizas y lutitas calcáreas oscuras, lutitas visibles finamente estratificadas, areniscas y conglomerados finos, con algunas intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas. Además, presenta yeso interestratificado y domos diapíricos de yeso que intruyen la serie (Thiele, 1980).

Álvarez *et al.* (1997) describe tres miembros para la formación: un miembro inferior marino hipersalino, dado por los niveles de yeso evaporítico en la base, un miembro medio fluvial a marino litoral representado por las areniscas rojas y un miembro superior hipersalino correspondiente al yeso presente hacia el techo de la formación, nivel que marcaría el inicio del cierre de la cuenca y que correspondería al nivel de despegue de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Ramos *et al.*, 1997).

Aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal, en aparente concordancia sobre la Formación Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 1997; Bustamante *et al.*, 2010) y su techo corresponde al contacto concordante con la Formación Río Damas. La secuencia, definida como se expone más arriba, se reconoce en el Valle del Río Colina y en el Valle del Estero Azufre, localidades donde se ha podido estimar un espesor visible de hasta 800 m. De acuerdo a la fauna fósil encontrada, se le asigna una edad Caloviano – Oxfordiano. En el área de estudio esta formación se puede reconocer en el Valle de la Engorda y en el Valle del Río Colina.

2.2.3. Formación Río Damas (Klohn, 1960)

Definida por Klohn (1960), en el valle del río homónimo, como un “complejo de sedimentos clásticos, finos y gruesos y de esporádicos sedimentos químicos”. Thiele (1980) mantiene la misma denominación y la describe como una potente secuencia continental de casi 3.000 m de conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y pequeños niveles de yeso, expuestos en la parte oriental de la Cordillera Principal.

Esta formación está apoyada de manera concordante sobre la Formación Río Colina (Oxfordiano) y subyace concordantemente a las capas marinas titonianas de la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980). Mardones (2019) da cuenta de una recopilación de edades U-Pb de la Formación Río Damas que permiten asignarle una edad titoniana. No se han encontrado niveles fosilíferos a la fecha. El ambiente deposicional ha sido considerado continental, subaéreo y lacustre (Klohn, 1960) o fluvial (Álvarez *et al.*, 1999). En el área de estudio la formación se dispone en franjas con orientación norte-sur, de las cuales una atraviesa la cuenca del río Volcán en su totalidad, permitiendo así ser reconocida en el área piloto II.

2.2.4. Formación Lo Valdés (González, 1963)

Se define la Formación Lo Valdés como una secuencia de lavas andesíticas con algunas intercalaciones de sedimentos marinos en su miembro inferior y calizas, calizas fosilíferas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas en su miembro superior (Hallam *et al.*, 1986), expuestos en la Cordillera Principal Oriental (Fock, 2005). González (1963) establece que la Formación Lo Valdés corresponde a “un conjunto sedimentario fosilífero, constituido por tres miembros de los cuales el intermedio se compone de sedimentos clásticos”.

La base y el techo de esta formación son concordantes con las formaciones Río Damas y Colimapu, respectivamente (Thiele, 1980; Palma, 1991). Su espesor estimado es de 1.350 m, y se le asigna una edad mediante fósiles Titoniano – Hauteriviano (Biró, 1964; Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam *et al.*, 1986). Al igual que la Formación Río Damas, la Formación Lo Valdés se dispone en franjas norte-sur, lo cual permite su reconocimiento en gran parte del área de estudio. En particular, esta formación aflora en el flanco occidental del glaciar Loma Larga, frente al área piloto I.

2.2.4.1. Formación Baños Morales y redefinición de Lo Valdés

Una nueva definición de la Formación Lo Valdés es propuesta por Salazar y Stinnesbeck (2015), en la cual se asigna el miembro inferior “Spilitas”, definido por Biró (1964) como una nueva formación denominada Formación Baños Morales, de 760 m de espesor, compuesta predominantemente por andesitas porfíricas y brechas volcánicas, con algunas intercalaciones sedimentarias con niveles fosílicos de ammonites y otros moluscos, que permiten indicar una edad Titoniana temprana a media.

Acorde a lo anterior, la Formación Lo Valdés, consistente solo de rocas sedimentarias, en su localidad tipo (Cerro Catedral, ribera sur del río El Volcán) posee 539 m de espesor y sobreyace de manera concordante a la Formación Baños Morales y subyace del mismo modo a la Formación Colimapu. La composición litológica y el contenido biótico de la Formación Lo Valdés permiten interpretar ambiente costero, de transición a altamar y de altamar (Salazar y Stinnesbeck, 2015).

2.2.5. Formación Colimapu (Klohn, 1960)

Definida por Klohn (1960) en la quebrada homónima, afluente del río Maipo, como “un conjunto sedimentario de origen terrestre”, el cual subyace en discordancia angular la Formación Coya-Machalí (equivalente a la Formación Abanico). Expuesta en el límite occidental de la Cordillera Principal Oriental (Fock, 2005), corresponde a una secuencia continental predominantemente rojiza de areniscas y lutitas, conglomerados de matriz arenosa, con intercalaciones de tobas, lavas andesíticas y calizas, en capas discontinuas. Acorde a Thiele (1980), se superpone concordantemente y en transición paulatina a los estratos de la Formación Lo Valdés y subyace discordantemente a la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 1996; Charrier *et al.*, 2002a). Sin embargo, en la ladera sur del valle del río Volcán esta formación se encontraría en contacto concordante con la Unidad Las Coloradas (Mardones, 2019). El hiato temporal entre la Formación Colimapu y la Formación Abanico, al noroeste del área de estudio, sugiere que el techo de la primera constituye una importante superficie de erosión. Su espesor alcanza un valor aproximado de 2.000 m.

La edad mínima para esta formación, determinada mediante carófitas fósiles, sería albiana (Martínez y Osorio, 1963), y su edad máxima, de acuerdo a la edad asignada a la subyacente Formación Lo Valdés, correspondería al Hauteriviano (Thiele, 1980).

También dispuesta en franjas de orientación norte-sur, de acuerdo a los mapas de Fock (2005) y Mardones (2019), la Formación Colimapu aflora al oeste de la zona de estudio, pudiéndose observar junto con la Formación Lo Valdés en el valle del glaciar Loma Larga (área piloto I).

2.2.5.1. *Unidad Las Coloradas (Mardones, 2019)*

Definida por Mardones (2019), esta unidad se dispone en dirección norte-sur, de forma concordante con el techo de la Formación Colimapu y en paraconcordancia con la base de la Formación Abanico. Está compuesta por un miembro inferior de areniscas conglomerádicas con clastos fosilíferos, calcáreos, volcánicos y cuarcíferos, un miembro volcánico intermedio y un miembro superior de areniscas cuarcíferas y calcáreas. Sin fósiles guía a la fecha, su edad máxima de $73,8 \pm 4,2$ Ma, a partir de U-Pb en circones detríticos, permite asignar la Unidad Las Coloradas al Cretácico Superior (Tapia, 2015). En el área de estudio aflora junto a la Formación Abanico en el área piloto I.

2.2.6. Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Esta formación, definida por Aguirre (1960) en la provincia de Aconcagua, como “una secuencia de volcanitas y sedimentitas clásticas terrígenas de colores predominantes gris pardo y púrpura rojo-grisáceo” está constituida por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres), formando lentes de hasta 500 m de espesor (Charrier *et al.*, 2002a; Nyström *et al.*, 2003).

El espesor de todo el conjunto se estima en 3.000 m, aun cuando se acepta que éste aparece aumentado por las numerosas intrusiones de filones-manto y lacolitos andesíticos. Su base se encuentra en discordancia erosiva con la Formación Colimapu y la Unidad Las Coloradas (Mardones, 2019), mientras que su techo está marcado por una discordancia angular con la Formación Farellones (Thiele, 1980). Fock (2005) establece que el contacto con la sobreyacente Formación Farellones es transicional y con amplias variaciones norte – sur y este – oeste, reportándose en diversos sectores de manera discordante como pseudo-concordante (Charrier *et al.*, 2002a) o concordante o en contacto por falla (Godoy *et al.*, 1999).

Mediante dataciones radiométricas U-Pb en circones, la edad de la Formación Abanico se estima entre el Eoceno y el Mioceno Inferior (Jara y Charrier, 2014; Mardones, 2019). Su ambiente de deposición correspondería a una amplia cuenca de intra-arco (cuenca de Abanico), bajo un régimen extensional con volcanismo activo cuya signatura geoquímica no representaría un arco volcánico típico (Muñoz *et al.*, 2006; Jordan *et al.*, 2001). Dicha cuenca habría sido posteriormente invertida durante un proceso de inversión tectónica generalizado en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Charrier *et al.*, 2002a, 2005, 2007).

La Formación Abanico se observa al oeste del área de estudio y sobre ella se dispone el glaciar El Morado, foco del estudio en el área piloto I.

2.2.7. Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969)

Acorde a la definición de Thiele y Katsui (1969), esta unidad corresponde a los esqueletos de volcanes extintos, formados principalmente de coladas andesíticas y traquiandesíticas, asociadas a edificios volcánicos del Pleistoceno (Thiele, 1980), las cuales afloran en el área fronteriza, como el Volcán Tupungato y el Cerro Marmolejo, este último en el área de estudio.

Bustamante *et al.* (2010) sostiene que los depósitos del extinto volcán Marmolejo corresponden a una espesa sucesión de lavas de gran extensión y manto suave, con escasos depósitos piroclásticos y/o epiclásticos.

2.2.8. Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969)

Esta unidad agrupa los volcanes con manifestaciones históricas de actividad, tales como el volcán San José (área piloto II del presente estudio) y el volcán Tupungatito, al norte del área de estudio. Se encuentra sobrepuesta a la Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969) y se le ha asignado una edad Holocena (Thiele, 1980). Los depósitos de la Unidad Volcánica Nueva están formados principalmente por coladas andesíticas frescas, mantos de brechas intercalados y depósitos piroclásticos menores (Thiele, 1980).

2.3. UNIDADES INTRUSIVAS

2.3.1. Unidad Intrusiva I (Thiele, 1980)

Corresponde a los intrusivos de mayor extensión en el área de estudio, constituidos principalmente por granodioritas, monzogranitos y monzonitas cuarzíferas. Se considera relativamente contemporánea a la Formación Farellones (Thiele, 1980). Asociados a los intrusivos del Mioceno Superior descritos por Fock (2005) con edades entre 13 y 8 Ma.

2.3.2. Unidad Intrusiva II (Thiele, 1980)

Esta unidad se encuentra representada por cuerpos de menor extensión tales como stocks, lacolitos, filones-manto y diques, que cortan profusamente unidades mesozoicas en el área de estudio. Fock (2005) relaciona esta unidad con el grupo de intrusivos hipoabisales del Eoceno Superior – Mioceno Inferior, contemporánea a la Formación Abanico.

2.4. DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS

En el área de estudio existen diversos tipos de depósitos no consolidados, entre los que se incluyen depósitos fluviales, fluvioglaciales, glaciales, lacustres y de remoción en masa. Estos se presentan a lo largo de toda la cuenca del río Volcán, como fuera reconocido por Thiele (1980) en la Hoja Santiago. Herrera (2016) da cuenta de una recopilación de dichas unidades, indicada más adelante. Adicionalmente, en la Figura 16 se presenta el mapa geomorfológico del sector del valle de La Engorda elaborado por Herrera (2016), el cual actúa como base representativa para la geomorfología del área de estudio.

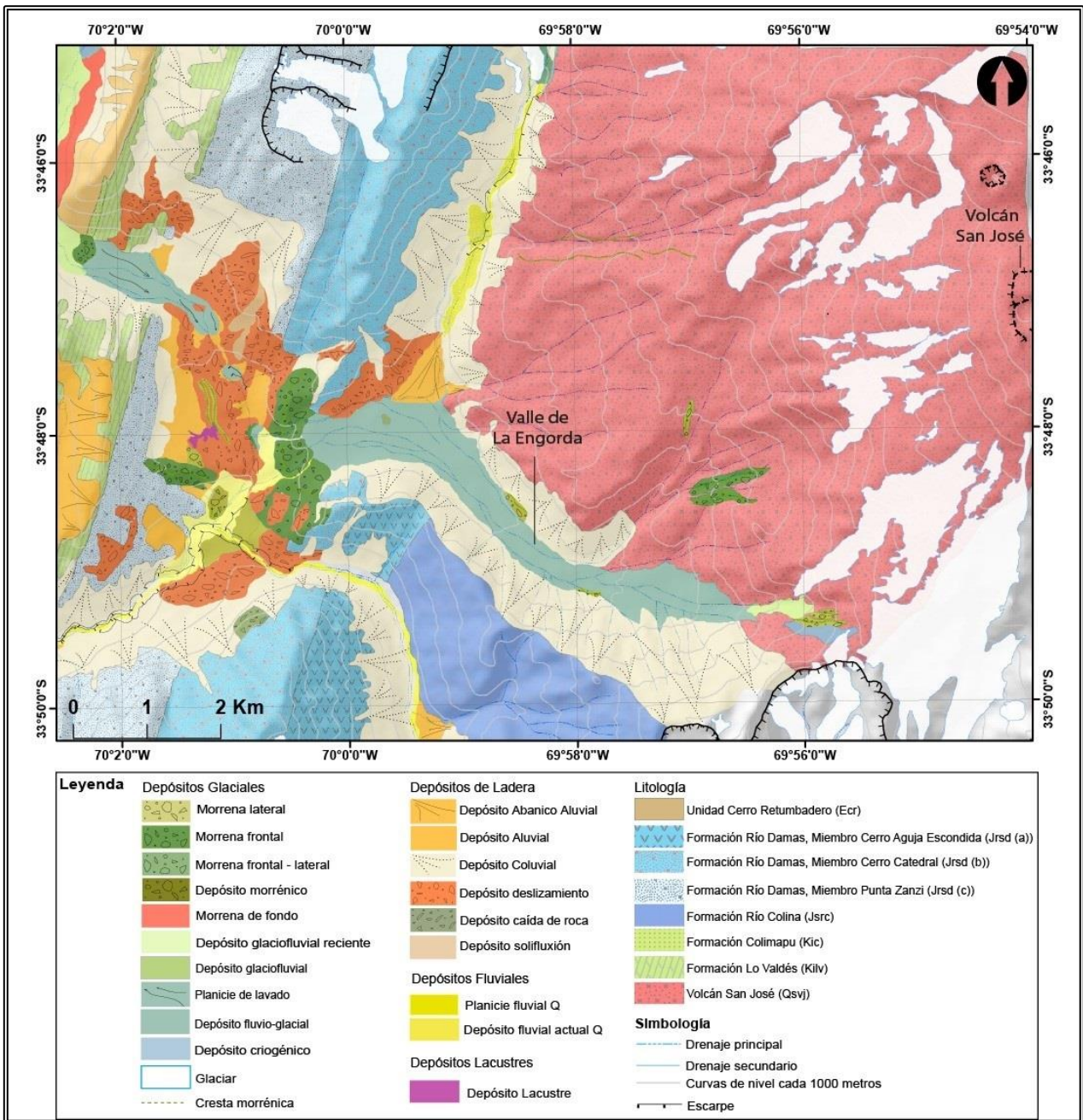


Figura 16. Mapa geomorfológico del valle de La Engorda ubicado en el flanco oriental del área de estudio. Modificado de Herrera (2016)

2.4.1. Depósitos fluviales, fluvio-glaciales y aluviales

Están compuestos por material de tamaño variado, con clastos cuya granulometría puede variar desde arcillas hasta bloques. La petrografía de estos clastos está relacionada a las distintas unidades litológicas definidas en el área de estudio (Thiele, 1980; Chiu, 1991). Estos depósitos constituyen el relleno del Valle central, al igual que de sus valles tributarios, siendo predominantes los depósitos del río Maipo junto con sus respectivas terrazas. Sobre 1.500 m s.n.m. los depósitos fluviales gradan a glaciofluviales (Thiele, 1980; Ormeño, 2007).

2.4.2. Depósitos lacustres

Estos depósitos figuran en reducidas dimensiones, acumulados en lagos formados detrás de morrenas frontales o de depósitos producidos por desmoronamientos en los valles del río Colina en el área de estudio. Se tratan esencialmente de depósitos de limos y arcillas con laminación fina (Thiele, 1980).

2.4.3. Depósitos de remoción en masa

Presentes a lo largo de toda el área de estudio. Los materiales asociados a los fenómenos más recientes se presentan sin consolidar, principalmente en forma de bloques disgregados de gran tamaño. Destacan los depósitos asociados a La Engorda en el río Colina y aquellos en el valle de Las Arenas y en el cerro Catedral (Thiele, 1980; Chiu, 1991; Sepúlveda *et al.*, 2008; Antinao & Gosse, 2009; González, 2010; Herrera, 2016; Mardones, 2019).

2.4.4. Depósitos coluviales

Depósitos ampliamente distribuidos en la zona de estudio. Se encuentran en ambas laderas del valle del río Volcán y a lo largo de los valles del río Colina y La Engorda. De acuerdo a Herrera (2016), se presentan como depósitos con estratificación interna poco definida y, en ocasiones, solo insinuada. Los depósitos con forma laminar se disponen en laderas y desarrollan pendientes entre 20° y 25°, mientras que los conos de deyección se ubican al pie de las laderas, pudiendo alcanzar varias decenas de espesor. Su origen está asociado a la meteorización vinculada al afecto de fuertes variaciones de temperatura en las rocas expuestas.

2.4.5. Depósitos glaciales

Herrera (2016) reconoce dos unidades con depósitos glaciales: los depósitos morrénicos antiguos y los depósitos morrénicos recientes. Los primeros se ubican en cotas que irían, aproximadamente, desde 1.450 hasta 1.550 m s.n.m. La edad de los depósitos correspondería al Pleistoceno Superior. En cambio, los depósitos morrénicos recientes se ubican entre las cotas 2.000 y 4.000 m s.n.m. y corresponden a morrenas laterales, frontales y de fondo (también conocido como till subglaciar). En los valles de los ríos Colorado, Volcán y esteros afluentes es posible encontrar evidencias de acumulaciones asociadas a morrenas terminales y de retroceso (Thiele, 1980).

2.5. ESTRUCTURAS

Por encontrarse inmersa en la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, las estructuras del área de estudio han sido revisadas en detalle en diversos trabajos, entre los que se incluyen Thiele (1980), Charrier *et al.* (2002a), Giambiagi y Ramos (2002), Fock (2005), Antinao y Rojas (2009) y, más recientemente, por Mardones (2016, 2019). En este último trabajo se da cuenta de nuevas estructuras identificadas en la zona, reflejadas en la Figura 13. A continuación, se describen las principales fallas del área de estudio. Otras estructuras descritas por Mardones (2019) corresponden a pliegues anticlinales y sinclinales, los cuales afectan en su mayoría a unidades cenozoicas. No obstante, también se aprecian plegamientos en unidades mesozoicas dispuestas, principalmente, en el valle del río Colina (Figura 13).

2.5.1. Falla Chacayes-Yesillo

Corresponde a una estructura inversa de alto ángulo con vergencia oeste. Posee un manteo aproximado de 80°E y rumbo de $\text{N}20^{\circ}\text{E}$, con una importante componente dextral. Según Mardones (2019), al sur del valle del río Volcán esta estructura pone en contacto limolitas y areniscas rojas de la Unidad Las Coloradas con andesitas de la Formación Abanico.

2.5.2. Falla El Diablo

Se trata de una estructura inversa, vergente al este y correlacionada con la falla Las Leñas al norte del área de estudio (Charrier *et al.*, 2002). Su orientación varía de $\text{N}20^{\circ}\text{E}$ a NE y su manteo es subvertical, con deformación de rumbo de tipo dextral (Mardones, 2019). A lo largo de su traza pone en contacto niveles de la Formación Colimapu a ambos lados de la falla y, específicamente, en el área de estudio genera un contacto por falla entre la Formación Abanico y la Formación Colimapu, esta última al este de la estructura.

2.5.3. Falla Baños Colina

Fue definida por Mardones (2016). Corresponde a una estructura inversa con vergencia este y observada en el valle del río Colina, aledaño al área piloto II del presente estudio. Posee un rumbo NNE y manteo subvertical. Es correlacionable con la falla Chacayal, definida por Giambiagi y Ramos (2002) al norte del área de estudio. Pone en contacto limolitas rojas de la Formación Río Colina con calcilitas de la Formación Lo Valdés.

2.5.4. Falla Estero Las Minas

Esta estructura, definida por Mardones (2016), corresponde a una falla inversa observada en el valle del río Colina, también correlacionable con la falla Chacayal definida al norte del área de estudio por Giambiagi y Ramos (2002). De vergencia este, presenta un rumbo NNE-SSW, con un manteo de 75°W . Pone en contacto unidades de la Formación Río Colina con niveles de la Formación Lo Valdés (Mardones, 2016).

2.6. SISMICIDAD

La sismicidad del área de estudio es, en su mayoría, producto de la subducción tanto en forma de sismos intraplaca e interplaca. Al mismo tiempo, se registran sismos de tipo cortical asociados a las principales fallas presentes, como lo son la falla Chacayes-Yesillo, sección 2.5.1, y la falla El Diablo, sección 2.5.2, Figura 13. A este respecto, cobran relevancia los eventos cosísmicos registrados en y cerca del área de estudio, tales como la avalancha de detritos en el cerro Catedral de Lo Valdés (Sepúlveda *et al.*, 2012) y el deslizamiento Las Cortaderas en la vecina cuenca del río Yeso, asociado al terremoto Las Melosas de 1958 (Sepúlveda *et al.*, 2008).

El registro sísmico cercano al área de estudio ($33\text{-}35^{\circ}\text{S}$ y $69\text{-}71^{\circ}\text{O}$), obtenido a partir del catálogo del Centro Sismológico Nacional (CSN, 2022) da cuenta de al menos 59 sismos significativos en el registrados en el período 2015-2022, con magnitudes que varían entre 3 y 5,7. A su vez, la profundidad de los hipocentros fluctúa entre 8 y 190 km. Si bien no hay registros recientes de sismos dentro de la subsubcuenca Río Volcán, el sismo más cercano al área de estudio, registrado

el 12 de mayo de 2020, se ubica a 1,2 km al oeste de la cuenca, con una magnitud 3 y una profundidad de 15 km.

En la Figura 17 se presenta la distribución de los sismos cercanos al área de estudio, mientras que el detalle del registro se presenta en el Anexo.

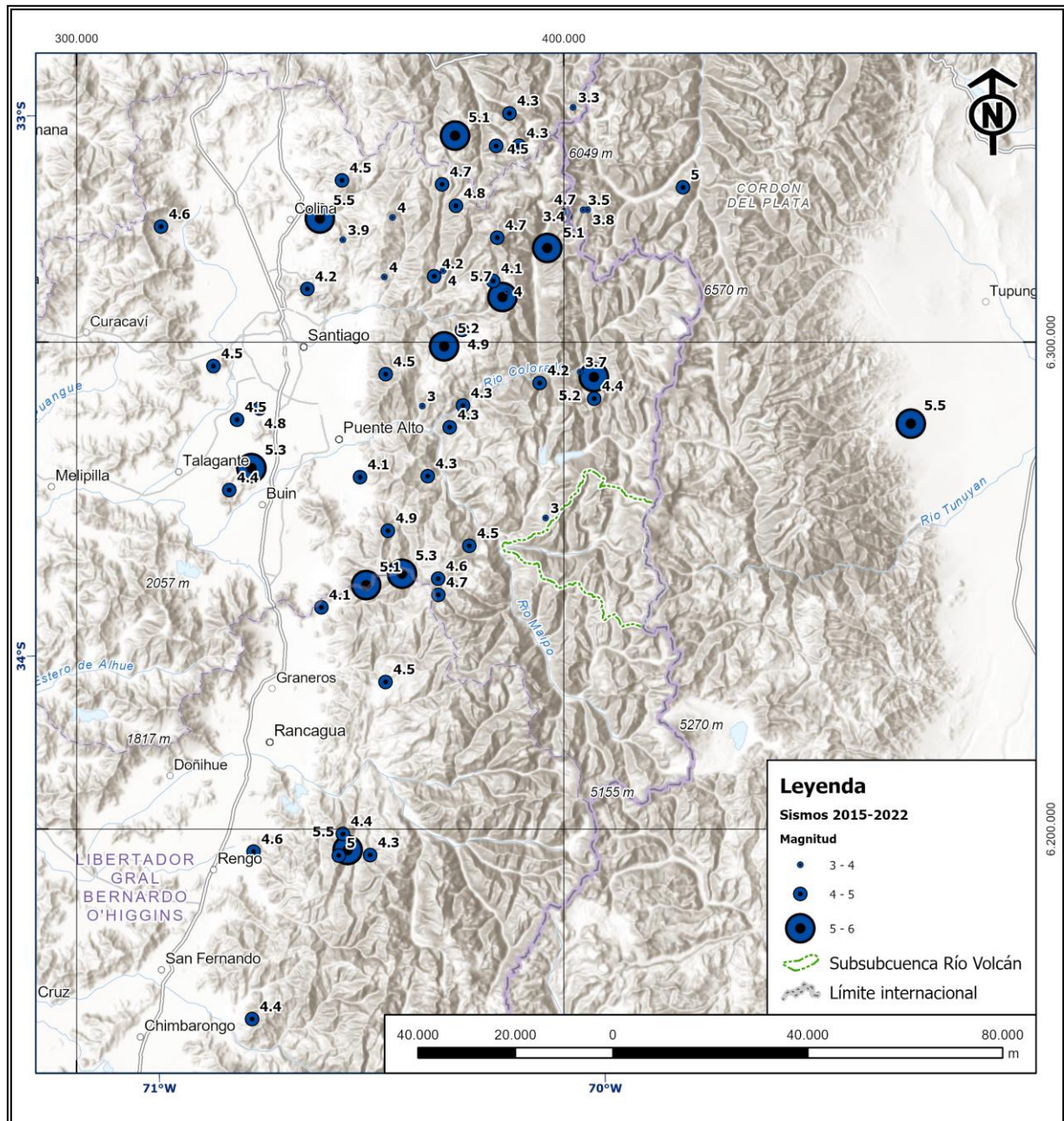


Figura 17. Sismos de magnitud significativa (igual o superior a 3) cercanos al área de estudio para el período 2015-2022. Fuente de los datos: CSN (2022)

2.7. VOLCANES EN LOS ANDES CENTRALES

A la fecha se reportan siete volcanes activos, o con actividad en el Holoceno, en los Andes centrales, Zona Volcánica Sur, de los cuales todos poseen glaciares en sus laderas. El más activo corresponde al Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, cuya última actividad se reporta al año 2011 (Reinthal *et al.*, 2019; SERNAGEOMIN, 2022). Este volcán, ubicado en el extremo sur de la zona de estudio corresponde al único edificio volcánico con actividad reciente en forma de fumarolas y emisiones de ceniza, por lo que se considera como el volcán más relevante para efectos de este estudio.

En la Figura 18 se presenta su ubicación relativa a otras zonas volcánicas de los Andes, mientras que en la Tabla 2 se da cuenta de la ubicación, altura, últimas erupciones y superficie englacada de acuerdo al estudio de Reinthal *et al.* (2019).

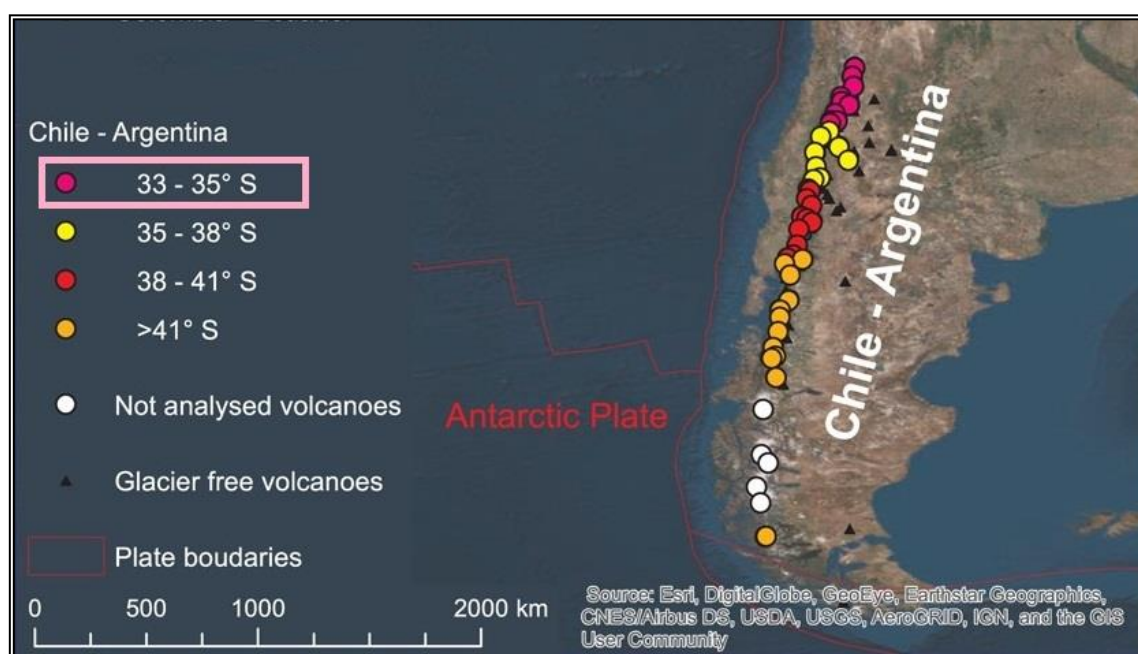


Figura 18. Zonas volcánicas en los Andes limítrofes de Chile y Argentina y segmento considerado para este estudio. Modificado de Reinthal *et al.* (2019)

Tabla 2. Características generales de los volcanes activos del área de estudio, según Reinthal *et al.* (2019) y SERNAGEOMIN (2022)

Volcán	Ubicación	País	Altura (m s.n.m.)	Erupciones últimos siglo	Área englacada a 2015 (km ²)
Tupungatito	33,43°S / 69,80°O	Limítrofe	5.660	1958-1961	112,8
San José	33,79°S / 69,90°O	Limítrofe	5.856	1960 ¹	104,4
Maipo	34,16°S / 69,83°O	Limítrofe	5.323	S/I	5,9
Palomo	34,61°S / 70,30°O	Chile	4.860	S/I	119,4
Tinguiririca	34,81°S / 70,35°O	Chile	4.280	S/I	19,6
Risco Plateado	34,91°S / 69,98°O	Argentina	4.999	S/I	2,1
Planchón-Peteroa	35,22°S / 70,57°O	Limítrofe	3.977	1991	12,8

¹Presunta actividad eruptiva entre 1822 y 1960 sin evidencia clara (SERNAGEOMIN, 2022)

2.7.1. Complejo Volcánico San José

El Complejo Volcánico San José (33,79°S / 69,90°O), también referido coloquialmente como “volcán San José”, corresponde a un macizo volcánico compuesto por varios centros de emisión de orientación noroeste y ubicados en plena frontera chileno-argentina, Figura 19. Con una elevación máxima de 5.856 m s.n.m., el complejo volcánico se ubica en la naciente del río Volcán, en plena divisoria de aguas, a una distancia aproximada de 80 km de Santiago y a 17 km de las localidades de Lo Valdés y Baños Morales. La subsubcuenca Río Volcán debe su nombre al macizo en cuestión, al tiempo que corresponde al único complejo volcánico del área de estudio, en vista de que los vecinos volcanes Maipo y Tupungatito se ubican al sur y al norte de la subsubcuenca de interés.

Los distintos centros de emisión dan forma a dos edificios volcánicos traslapados. El volcán sur, o volcán San José, es el cono principal activo. Este posee cuatro cráteres centrales que dan origen a una depresión de la cual se desprende actividad fumarólica casi ininterrumpida. El volcán norte posee un cráter más ancho junto con dos conos en sus flancos norte y sureste (Silva y Orozco, 2015). Los productos emanados del volcán son de composición andesítica y de carácter efusivo, principalmente. También se reconocen depósitos piroclásticos de caída en torno a sus cráteres. Es importante señalar que no se han reconocido depósitos laháricos en sus cercanías (Silva y Orozco, 2015). La actividad del volcán se remonta a 21 eventos posiblemente ocurridos entre 1822 y 1960 (Silva y Orozco, 2015; SERNAGEOMIN, 2022). A la fecha, no hay evidencia consistente de erupciones importantes ni actividad eruptiva reciente (SERNAGEOMIN, 2022).



Figura 19. Complejo Volcánico San José. Fotografía del autor. Fecha: 13/03/2021

Su morfología achatada, junto con lo elevado de sus cráteres, ha permitido el desarrollo de una importante cobertura glaciar. En efecto, al año 2015, los glaciares ubicados tanto en la vertiente oriental como occidental del Complejo, incluyendo el vecino cerro Marmolejo ubicado al norte del volcán, poseían una superficie aproximada de 104,4 km² (Reinthaler *et al.*, 2019). De estos cuerpos, destaca el glaciar Nieves Negras en cara sur del volcán, correspondiente al Área Piloto II del presente estudio.

Respecto a los peligros y riesgos asociados al Complejo Volcánico San José, se establece que estos corresponderían, en caso de una erupción futura, a caída de piroclastos, flujos de lava y lahares. En menor medida se establece el peligro por flujos piroclásticos y avalanchas volcánicas (Silva y Orozco, 2015; SERNAGEOMIN, 2022). En la Figura 20 se presenta una vista en detalle del mapa preliminar de peligros asociado al Complejo Volcánico San José. Es importante destacar que este considera múltiples escenarios con diferentes volúmenes de hielo para la modelación de lahares, elemento que será discutido a lo largo del presente estudio.

En el caso de la actividad geotermal en el cono del volcán San José, de acuerdo a Benavente *et al.* (2016) el flujo calórico en el macizo volcánico fluctuaría entre 160 y 180 mW/m².

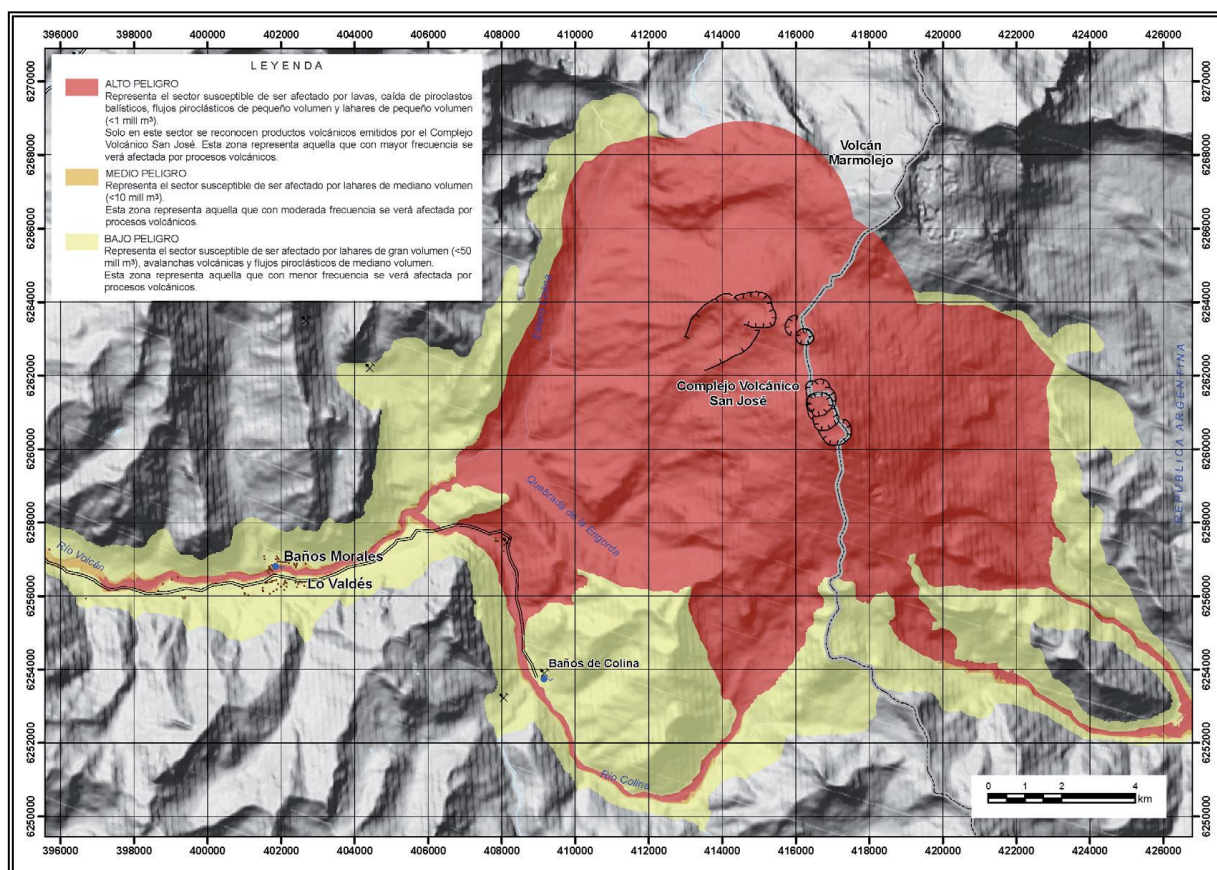


Figura 20. Mapa de peligros del Complejo Volcánico San José, sector proximal. Extraído de Silva y Orozco (2015)

En un estudio reciente, González *et al.* (2022) presentan una evaluación de la susceptibilidad ante amenazas volcánicas en la cuenca del río Maipo, específicamente en los volcanes Maipo,

Tupungatito y San José, como parte del proyecto SIGMA (Caracterización de la Multiamenaza de la Cuenca del río Maipo).

Para cada edificio volcánico se realiza un modelamiento de propagación de amenazas volcánicas a partir de la determinación de centros de emisión y escenarios eruptivos, como se ejemplifica en la Figura 21 y Tabla 3. Las amenazas evaluadas para cada escenario corresponden a:

- Flujos de lava
- Flujo piroclástico
- Flujos de lahares
- Caída de tefra (ceniza)
- Caída de proyectiles balísticos

La susceptibilidad es determinada de forma específica para cada amenaza a partir de modelos numéricos como VolcFlow, LaharFlow, TephraProb y Ballistics (más información en el trabajo de González et al., 2022). Como producto del estudio, se obtienen mapas de susceptibilidad, los que se presentan de forma conjunta en la Figura 22. Cabe señalar que, dado el objetivo del presente estudio, se omite el análisis de susceptibilidad ante flujo de lahares realizado por González et al. (2022), ya que este es abordado en el capítulo 6.2.3.5 de la Discusión.

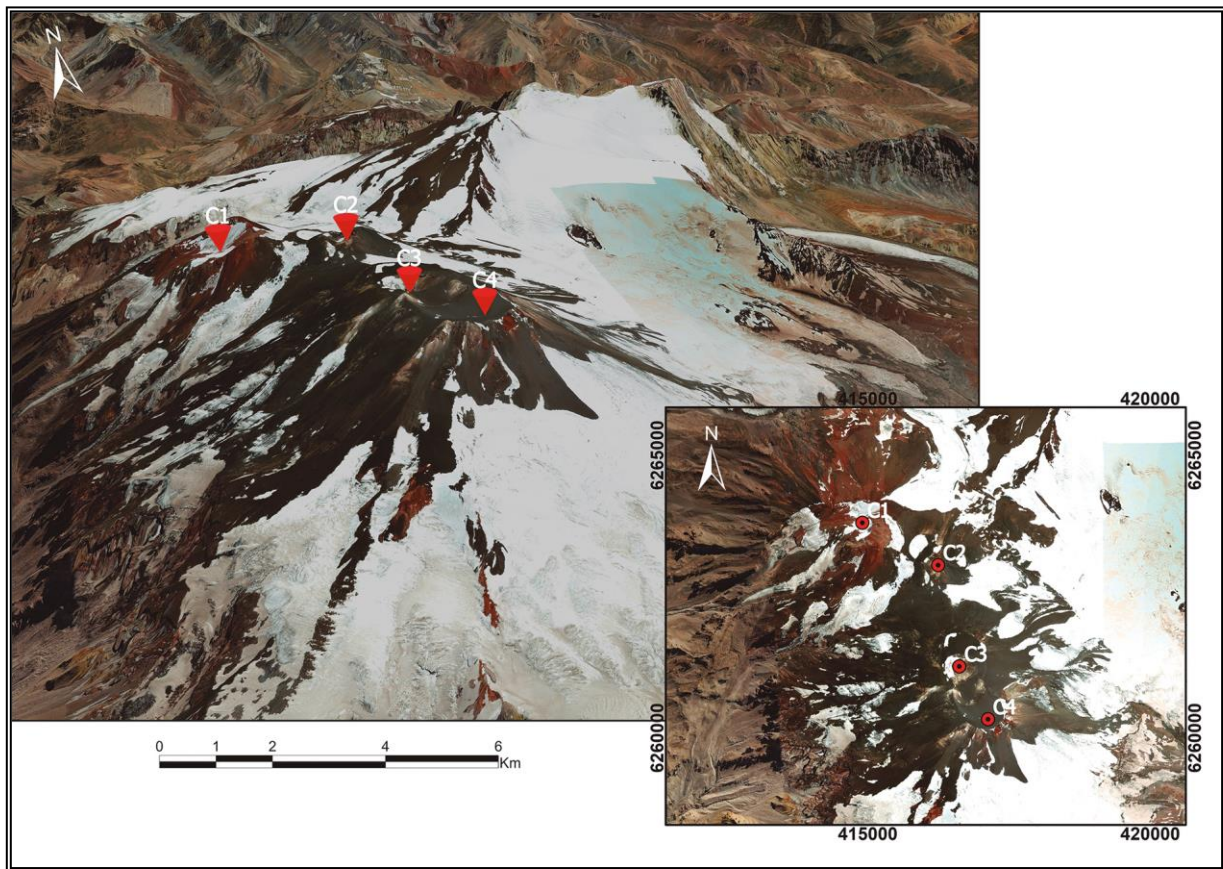


Figura 21. Centros de emisión identificados para el Complejo Volcánico San José en el proyecto SIGMA. Extraído de González *et al.* (2022)

Tabla 3. Coordenadas de los centros de emisión seleccionados para el análisis de susceptibilidad ante amenazas volcánicas en el Complejo Volcánico San José según González *et al.* (2022)

Cráter	Longitud	Latitud	Altura (m s.n.m)	Flujo de lava	Flujo piroclástico	Caída de tefra	Caída de balísticos
C1	69°55'9,40"	33°45'45,38"	5.338	X	X		
C2	69°54'17,61"	33°46'9,30"	5.651	X	X		
C3	69°54'0,79"	33°47'9,11"	5.716	X	X	X	X
C4	69°53'44,22"	33°47'38,10"	5.777	X	X		

En las últimas 4 columnas se indica qué amenaza específica se evaluó según el centro de emisión (González *et al.*, 2022)

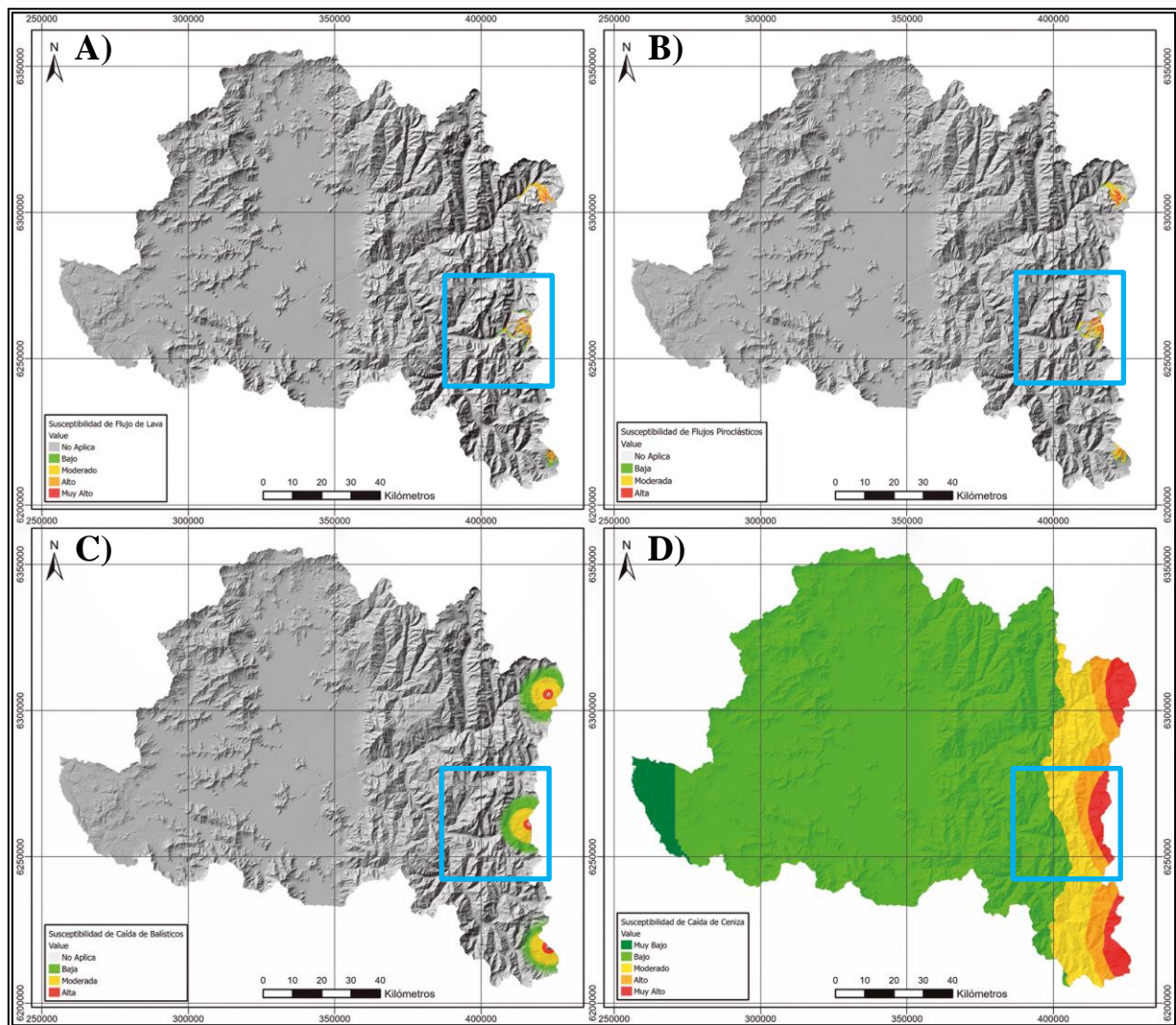


Figura 22. Mapas de susceptibilidad ante amenazas volcánicas en la cuenca del río Maipo. A) Susceptibilidad ante flujos de lava. B) Susceptibilidad ante flujos piroclásticos. C) Susceptibilidad ante caída de balísticos. D) Susceptibilidad ante caída de cenizas. Área de estudio destacada en el cuadrado celeste. Modificado de González *et al.* (2022)

2.8. GLACIARES EN LOS ANDES CENTRALES

En la región de estudio coexiste una amplia gama de glaciares, los que incluyen glaciares descubiertos, cubiertos y glaciares rocosos, siendo estos últimos predominantes al norte de 33° S en la vertiente chilena (DGA, 2022a). De acuerdo a la actualización 2022, versión 1, del Inventario Público de Glaciares (IPG2022_v1) elaborado por la Dirección General de Aguas, DGA, en Chile, con imágenes satelitales de fecha promedio 2017, entre las regiones de Coquimbo y el Maule se cuentan 3.971 glaciares los que ocupan una superficie igual a 994,7 km². Estos cuerpos varían, según su clasificación primaria, entre glaciares rocosos, glaciaretos, glaciares de montaña y glaciares de valle. El número de glaciares catastrados equivale al 15,2% de los 26.169 glaciares existentes en Chile (DGA, 2022a) y equivalen al 4,7% de toda la superficie englaciada en Chile, por encima del 4% reportado por Segovia y Videla (2017) como se muestra en el panel a de la Figura 23. Cabe señalar que Segovia y Videla (2017) reportan el primer Inventario Público de Glaciares, publicado en 2014, basado en imágenes satelitales de fecha promedio 2002.

Por su parte, en la vertiente argentina se contabilizan en total 16.078 criofomas, de acuerdo a los resultados oficiales publicados en 2018 (Zalazar *et al.*, 2020). Este inventario es realizado por el IANIGLA, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales y es referido como Inventario Nacional de Glaciares, ING. Cabe destacar que en el trabajo de Zalazar *et al.* (2020), se consideran como Andes centrales el segmento de la cordillera confinado entre 31° y 35° S. En dicha región se totalizan 8.076 glaciares con una superficie englaciada de 1.767 km² (30,6% de toda la región), al tiempo que la cantidad de glaciares catastrados corresponde al 50,2% de todo el inventario argentino, como se aprecia en el panel b de la Figura 23. Es necesario señalar que el Inventario Nacional de Glaciares en Argentina incluye manchones de nieve en vez de glaciaretos.

La clasificación empleada por la DGA corresponde a aquella estipulada por el proyecto *Global Land Ice Measurements from Space*, GLIMS (Rau *et al.*, 2005; Kargel *et al.*, 2014), el cual define directrices internacionales para la cartografía y monitoreo de glaciares y glaciares rocosos. Esta clasificación también se conoce como clasificación primaria. Además, en el caso de los glaciaretos, la DGA adopta la clasificación de Cogley *et al.* (2011), quienes definen un glaciarete como “un glaciar muy pequeño, menor a 0,25 km² (25 ha) de extensión, sin un patrón marcado de flujo visible en superficie” (Cogley *et al.*, 2011, en DGA, 2022b). Es importante señalar que esa definición también se adopta para el Inventario Río Volcán 2022 elaborado en este estudio.

El inventario argentino clasifica los glaciares según cobertura y, al mismo tiempo, los glaciares rocosos, o glaciares de escombros, de acuerdo al nivel de actividad en “activo” o “inactivo”. Esta última distinción se basa en la pendiente del frente (superior a 35°) y evidencias de flujo (lineamientos, cordones y surcos longitudinales como transversales) para el caso de glaciares activos, mientras que en los glaciares de escombros inactivos se reconoce una menor pendiente en el frente (inferior a 35°) y sin evidencias de flujo actual (Zalazar *et al.*, 2017).

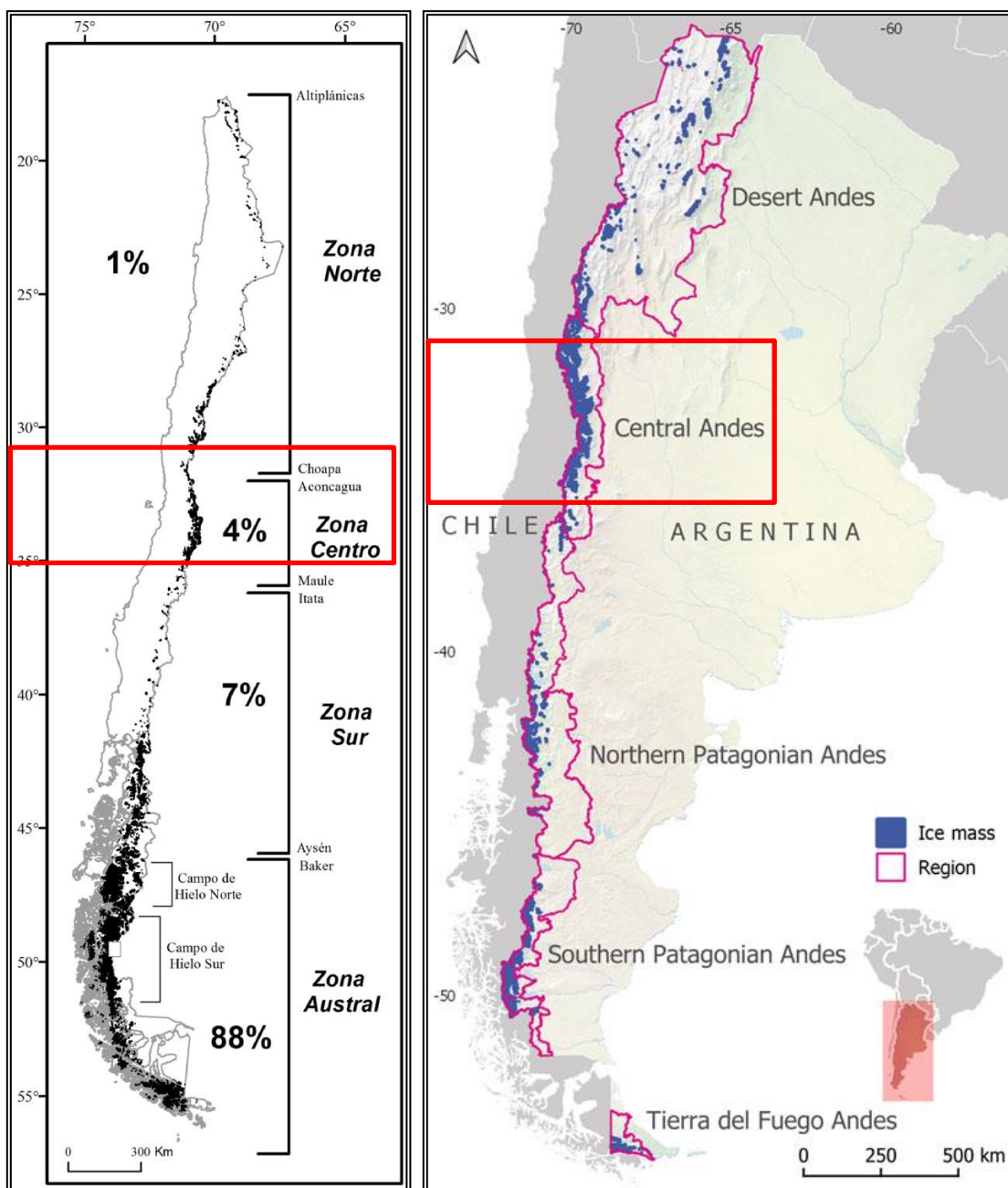


Figura 23. a) Distribución de glaciares en Chile según Inventario Público de Glaciares de 2014. El rectángulo rojo indica la región de estudio. Modificado de Segovia y Videla (2017). b) Distribución de masas de hielo y regiones empleadas para el Inventario Público de Glaciares de Argentina. El Rectángulo en rojo indica la región de estudio. Modificado de Zalazar *et al.* (2020)

En ambos casos los campos con información para efectos del catastro siguen recomendaciones del GLIMS (Segovia y Videla, 2017, DGA, 2022a; Zalazar *et al.*, 2017, 2020). En la Tabla 4 y Tabla 5 se presenta un resumen de los inventarios de glaciares en Chile y Argentina, respectivamente, para el área de estudio comprendida entre 31°S y 35°S. En el caso chileno, el desglose se muestra acorde a la clasificación morfológica, mientras que en el caso argentino el detalle es por cobertura.

Tabla 4. Cantidad y superficie de glaciares en la vertiente chilena del área de estudio (31°-35°S) según clasificación geomorfológica. Fuente: DGA (2022a)

Clasificación morfológica	Cantidad	Superficie (km²)	Porcentaje según superficie (%)
Glaciarete	909	45,1	5,0
Glaciar rocoso	1.858	298,7	32,9
Glaciar de montaña	238	235,3	25,9
Glaciar de valle	59	328,7	36,2
Total	3.064	907,8	100

Tabla 5. Cantidad y superficie de glaciares en la vertiente argentina del área de estudio según cobertura (Zalazar *et al.*, 2020)

Clasificación por cobertura	Cantidad	Superficie (km²)	Porcentaje según superficie (%)
Glaciar descubierto	1.362	652,8	38,9
Glaciar cubierto	417	184,8	11,0
Glaciar cubierto con glaciar de escombros*	362	260,6	15,5
Glaciar de escombros (activo e inactivo)	5.250	522,9	31,1
Manchón de nieve	1.501	58,2	3,5
Total	8.892	1.679,3	100

*Categorías propias del inventario de glaciares de IANIGLA (Zalazar *et al.*, 2020)

Para efectos de hacer una comparación entre ambos inventarios de glaciares en el área de estudio, se agrupan los glaciares de montaña y de valle reportados en el IPG2022_v1 en una sola categoría, referida, de forma informal, como glaciar “blanco”, entendiéndose por este último aquel con menor porcentaje de detritos que un glaciar rocoso tanto en superficie como en el interior del glaciar. Este término se emplea de forma coloquial para referirse a masas glaciares que no consideren glaciares rocosos.

En el caso del ING2018 se agrupan los glaciares descubiertos y cubiertos dentro de la categoría glaciares “blancos”, mientras que la categoría “glaciares rocosos” agrupa tanto glaciares de escombros activos, inactivos y aquellos clasificados como “glaciar cubierto con glaciar de escombros”. Finalmente, tanto los glaciaretes como los manchones de nieve en el IPG2022_v1 e ING2018, respectivamente, se consideran equivalentes. Los resultados se presentan en la Tabla 6, donde es posible apreciar que el porcentaje según superficie difiere en 12,3% para el caso de los glaciares “blancos”, siendo estos predominantes en la vertiente chilena. Por el contrario, los glaciares rocosos predominan por sobre un 13,8% en el lado argentino, mientras que la diferencia de 1,5% entre glaciaretes (o manchones de nieve) se considera poco significativa.

Tabla 6. Porcentaje según superficie en inventarios DGA 2022 y IANIGLA 2018 a partir de una clasificación simplificada por cobertura para la región entre 31° y 35°S

Clasificación morfológica	Inventario DGA 2022 Chile	Inventario IANIGLA 2018 Argentina	Diferencia porcentual
	Porcentaje según superficie (%)		
Glaciar blanco	62,1	49,9	12,3
Glaciar rocoso	32,9	46,7	-13,8
Glaciarete	5,0	3,5	1,5

Por otro lado, la distribución altitudinal de los glaciares y glaciares rocosos en Chile y Argentina difiere en alrededor de 1.000 m. En la vertiente chilena el desarrollo de glaciares y glaciares de rocas comienza en el área de estudio (31°-35°S) sobre 2.100 m s.n.m., alcanzado las altas cumbres sobre 6.000 m s.n.m, como se aprecia de manera esquemática en la Figura 24 (Segovia y Videla, 2017; DGA, 2022a). En cambio, en la vertiente oriental los glaciares y glaciares de escombros suelen ubicarse en promedio por encima de 3.200 m s.n.m. (Zalazar *et al.*, 2017, 2020). Una característica común de ambas regiones es la amplia diversidad de crioformas que se pueden encontrar, que van desde glaciares emplazados en altos circos montañosos, extensos glaciares de valle y una abundancia de glaciares rocosos que ocupan entre 33 y 47% en ambos casos (Tabla 6).

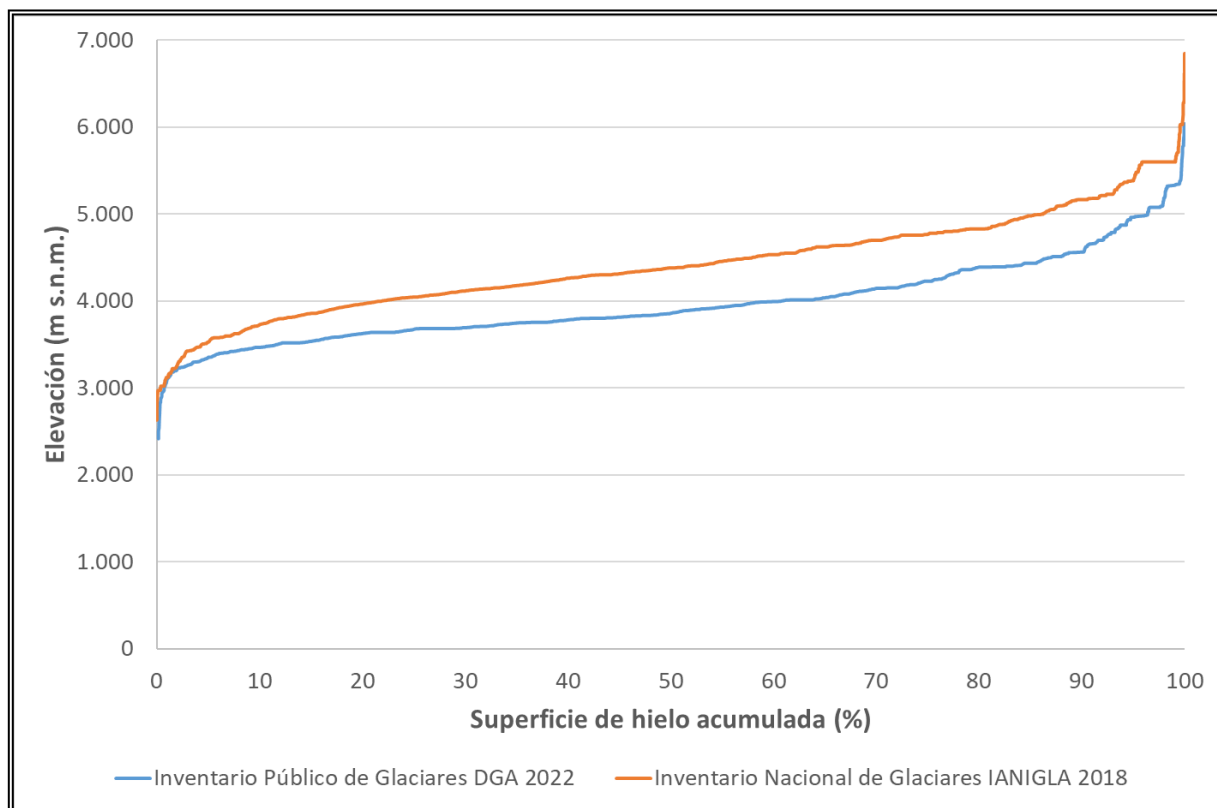


Figura 24. Altitud media de glaciares para el área de estudio. En azul glaciares en la vertiente chilena, en naranja glaciares en el lado argentino. Elaboración propia con datos de DGA (2022a) y Zalazar *et al.* (2020)

La tendencia actual de los glaciares en esta región es al declive de masa, como lo reflejan los últimos análisis de balance de masa superficial en el área (Falaschi *et al.*, 2018a; Braun *et al.*, 2019; Dussailant *et al.*, 2019; Farías-Barahona *et al.*, 2020a). En efecto, para el período 2000-2018, los glaciares “blancos” de la región manifiestan un patrón negativo de -0,31 m eq.a. al año (Dussailant *et al.*, 2019), de la mano con una reducción de área de 30% desde el año 1955 para el segmento contenido entre 32,9 y 33,4°S (Malmros *et al.*, 2016). Se prevé que dichas tendencias persistan en el futuro próximo, como así lo establece el último Reporte Especial del Océano y la Criósfera elaborado por el IPCC (Pörtner *et al.*, 2019).

A continuación, en el capítulo 3 se presentan los fundamentos para el entendimiento de los procesos de movimiento en masa derivados de la inestabilidad en glaciares, como son las avalanchas de hielo, *surges*, deslizamientos catastróficos, *GLOFs* y lahares. Estos últimos producto de la interacción glaciovolcánica, como sería el caso de una erupción del Complejo Volcánico San José hacia su cara sur, donde se alberga el glaciar Nieves Negras en el área piloto II. Se da cuenta de los factores condicionantes asociados a cada tipo de movimiento en masa, los que van estrechamente ligados a la caracterización glaciológica presentada en el capítulo 4 para la subsubcuenca Río Volcán.

3. MOVIMIENTOS EN MASA DE ORIGEN GLACIAR

3.1. GLACIARES, MOVIMIENTOS EN MASA Y CAMBIO CLIMÁTICO

La expresión cambio climático refiere principalmente a los rápidos y anómalos cambios en el clima contemporáneo (Cordero *et al.*, 2019a). En las últimas dos décadas el cambio climático se ha posicionado como un fenómeno contingente y reconocido por la comunidad científica, al punto que hoy ya es posible referirse al calentamiento global antropogénico (Powell, 2019; IPCC, 2021). Ambos fenómenos van de la mano en virtud de que los cambios climáticos evidenciados resultan como consecuencia del calentamiento anómalo del planeta (Cordero *et al.*, 2019a).

La criósfera, entendida como todos los componentes congelados del sistema Tierra, incluida la nieve, glaciares, mantos de hielo, icebergs, permafrost y otros, se ha visto sumamente afectada por el acelerado calentamiento de la Tierra. En efecto, a escala local estudios recientes dan cuenta de una significativa disminución de un 20% de la extensión del manto nivoso en la estación seca de los últimos 30 años entre los 18° y 40° S (Cordero *et al.*, 2019b). A su vez, en este período los glaciares de los Andes han experimentado un férreo adelgazamiento del orden de $-0,72 \pm 0,22$ m e.a. año⁻¹, metros equivalentes en agua por año (Dussaillant *et al.*, 2019), coincidente con la megasequía experimentada en Chile desde el año 2010 (Garreaud *et al.*, 2017; Garreaud *et al.*, 2019). En los Andes centrales estas condiciones de adelgazamiento y retroceso de los glaciares ya se habían evidenciado durante la primera década del 2000 (Rivera *et al.*, 2000; Rivera *et al.*, 2006a; Masiokas *et al.*, 2009) y en la actualidad una amplia gama de estudios da cuenta de la intensificación de estos procesos (Mernild *et al.*, 2015; Mernild *et al.*, 2016; Malmros *et al.*, 2016; Falaschi *et al.*, 2018a; Dussaillant *et al.*, 2019; Farías Barahona *et al.*, 2020).

Estos fenómenos derivan en cambios geomorfológicos que en ambientes de alta montaña pueden resultar en eventos catastróficos (Evans y Clague, 1994). De acuerdo a Iribarren Anacona *et al.* (2014), los efectos de estos cambios incluyen la desestabilización de laderas debido a la redistribución de esfuerzos tras el retroceso del glaciar, la generación de inundaciones por vaciamientos de cuerpos de agua y flujos de detritos como resultado de la formación y fallamiento de lagos represados por morrenas y/o hielo junto con la génesis de movimientos en masa como consecuencia de la degradación del permafrost, esta última incluida por tratarse de procesos propios de la criósfera. Junto con la interacción glaciovolcánica, lahares y *jökulhlaups* gatillados por erupciones volcánicas (definidos en lo que sigue), estos tipos de fenómenos, catalogados como movimientos en masa de origen glaciar, suelen poseer un largo alcance, ocurren en diferentes escalas de tiempo y pueden constituir un riesgo para poblaciones e infraestructura ubicada en un ambiente cordillerano (Haeberli y Whiteman, 2014; 2021).

De acuerdo a la literatura (Evans *et al.*, 2014; 2021), en las últimas décadas se ha sugerido que la respuesta de la criósfera al cambio climático ha propiciado el desarrollo de condiciones favorables para la génesis de movimientos en masa originados en glaciares, junto con un aumento de la frecuencia de estas (Evans y Clague, 1994; Huggel *et al.*, 2012; Stoffel y Huggel, 2012). Pese a lo anterior, estudios que enlacen el calentamiento global con un aumento en la magnitud y frecuencia de movimientos en masa de origen glaciar son escasos (Huggel *et al.*, 2012; Allen *et al.* 2021).

A raíz de lo anterior, esta sección busca dilucidar qué papel posee el cambio climático en los procesos de movimiento en masa originados en glaciares de los Andes centrales, tanto en la vertiente chilena como argentina, en un segmento acotado entre 31° y 35° S. Para ello se realiza una recopilación bibliográfica de la variabilidad climática de la región de estudio desde el siglo

XX a la fecha, la que es cotejada con el catastro de movimientos en masa de origen glaciar presentado en el apartado 6.1 del capítulo Resultados. A continuación, en la sección 3.2 se presenta el marco teórico que da cuenta de cada fenómeno analizado junto con sus causas y características principales.

3.2. TIPOS DE MOVIMIENTOS EN MASA

A grandes rasgos, los movimientos en masa de origen glaciar se pueden clasificar en cinco grandes tipos según la naturaleza del fenómeno: avalanchas de hielo, vaciamientos súbitos de lagos glaciares (*GLOF*, por sus siglas en inglés), *surges* (o avances súbitos), deslizamientos catastróficos, (o colapsos) de glaciares y lahares, estos últimos derivados de la interacción glaciovolcánica (Delgado Granados *et al.*, 2014; 2021). Si bien algunos autores establecen las avalanchas de hielo y deslizamientos catastróficos dentro de una sola categoría (Evans *et al.*, 2021), los avances recientes en la investigación de estos fenómenos apuntan a una clasificación independiente (Jacquermart *et al.*, 2020; Kääb *et al.*, 2021).

La magnitud de estos fenómenos varía de acuerdo a la naturaleza del mismo y a las dimensiones del glaciar que la origina, siendo el alcance del movimiento en masa aquel factor que más incide al momento de evaluar el peligro que puede constituir un glaciar. Tales eventos pueden desencadenar remociones en masa compuestas, o procesos en cadena, mediante el represamiento de ríos, generación de grandes inundaciones, aluviones y, en numerosos casos, pueden derivar en el directo daño a personas e infraestructura (Evans y Clague, 1994; Schneider *et al.*, 2011; Iribarren Anaconda *et al.*, 2014; GAPHAZ, 2017; Kääb *et al.*, 2021; Haeberli y Whiteman, 2021; Evans *et al.*, 2021; Shugar *et al.*, 2021). En lo que sigue se brinda una descripción de cada fenómeno junto con algunos casos globales recientes.

3.2.1. Avalanchas de hielo

Las avalanchas de hielo corresponden a grandes desprendimientos de hielo provenientes de un glaciar. De acuerdo a Evans *et al.* (2021), estos procesos se pueden originar en dos configuraciones: avalanchas de glaciares, principalmente en glaciares colgantes dispuestos en flancos empinados de un valle, y en despegues de gran escala originados en glaciares de valle de bajo ángulo, estos últimos calificados aquí como deslizamientos catastróficos, o colapsos, y descritos de manera independiente en el apartado 3.2.3. Es importante señalar que estos procesos se diferencian de las avalanchas de nieve tanto por el material que les da origen (hielo de origen glaciar en vez de nieve) además de los mecanismos que permiten su ocurrencia. En el caso de las avalanchas de nieve, estas se desencadenan ante la pérdida de estabilidad del manto nivoso tanto en la forma de nieve fresca como nieve húmeda (o primaveral), mientras que las avalanchas de hielo son procesos bastante más complejos cuyo origen responde a condiciones inestables intrínsecas del glaciar que desencadena el movimiento en masa.

Por otro lado, las avalanchas mixtas de hielo y roca (Evans *et al.*, 2021; Allen *et al.*, 2022) requieren una consideración adicional por cuanto su desencadenamiento repercute en un aumento de la movilidad de la masa de roca desplazada al punto de migrar a un flujo de detritos de proporciones catastróficas (Schneider *et al.*, 2011), como el caso del Nevado Huascarán, Perú, en 1962 y 1970 (Evans *et al.*, 2009a; Evans *et al.*, 2021) y del desastre de Chamoli, India, en 2021 (Shugar *et al.*, 2021), descrito en lo que sigue. En línea con lo anterior, si bien el proceso considerado en esta sección apunta principalmente a avalanchas de hielo glaciar, también se incluyen componentes de

la evaluación de la inestabilidad del macizo rocoso que sustenta al glaciar ante la posibilidad de generación de una avalancha de hielo y roca.

Avalanchas provenientes de un glaciar ocurren, por lo general, en laderas de alta pendiente, donde se suelen disponer glaciares colgantes (Alean, 1985). Tienden a involucrar una masa de hielo que se desprende del frente o del cuerpo principal del glaciar, o de segmentos del glaciar dispuestos en paredes muy empinadas. De acuerdo a Pralong y Funk (2006), los glaciares propensos a desencadenar avalanchas de hielo se pueden clasificar según la geometría de su lecho (acantilado o rampa) y, a su vez, al balance de masa ya sea si el glaciar se encuentra en equilibrio (gana y pierde masa de forma equivalente) como en desequilibrio, o desbalanceado, con énfasis en el escenario de que haya solo acumulación (ganancia de masa) en el glaciar, como se ilustra en la Figura 25. El escenario de solo acumulación (flechas solo para abajo en la Figura 25) apunta a condiciones en las que el glaciar se deforma con un engrosamiento hacia el frente previo a la ruptura (Pralong y Funk, 2006). Por otro lado, las fracturas pueden estar dadas por un plano inclinado o fractura en cuña, análogo al caso de los deslizamientos traslacionales (Figura 25). En el caso de los glaciares en rampa, su desprendimiento suele acotarse a planos inclinados sobre 20° para glaciares templados y 45° para glaciares fríos (Alean, 1985).

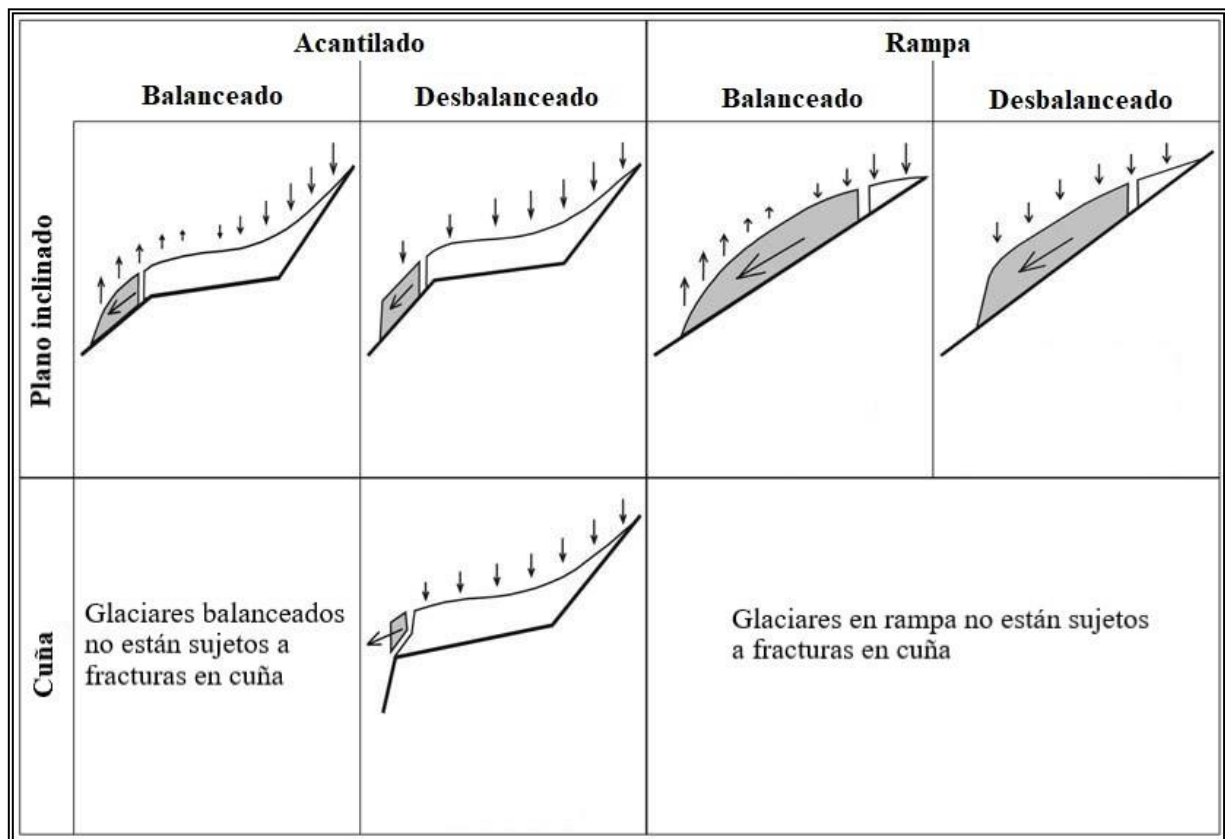


Figura 25. Resumen de la clasificación para glaciares propensos a desencadenar avalanchas de hielo. Área en gris representan la masa inestable. Flechas indican el régimen del balance de masa. Modificado de Pralong y Funk (2006)

Estos procesos se han documentados desde fines del siglo XIX en los Alpes europeos (Evans *et al.*, 2021), siendo los eventos de los glaciares Allalin y Altels, ambos en Suiza, dos de los más

documentados (Figura 26). En el caso del glaciar Allalin, la avalancha de hielo acaecida el 30 de agosto de 1965 acabó con la vida de 88 trabajadores de una represa alemana al frente del glaciar (Röthlisberger, 1978). El volumen estimado del movimiento en masa fluctúa entre 1 y 2 Mm^3 (Röthlisberger, 1978). En el año 2000 otra avalancha de hielo, de menor magnitud (1 Mm^3), tuvo lugar en el mismo glaciar (Faillettaz *et al.*, 2012), lo que da cuenta del potencial que tienen estos fenómenos para repetirse en el tiempo si las condiciones del glaciar lo permiten.

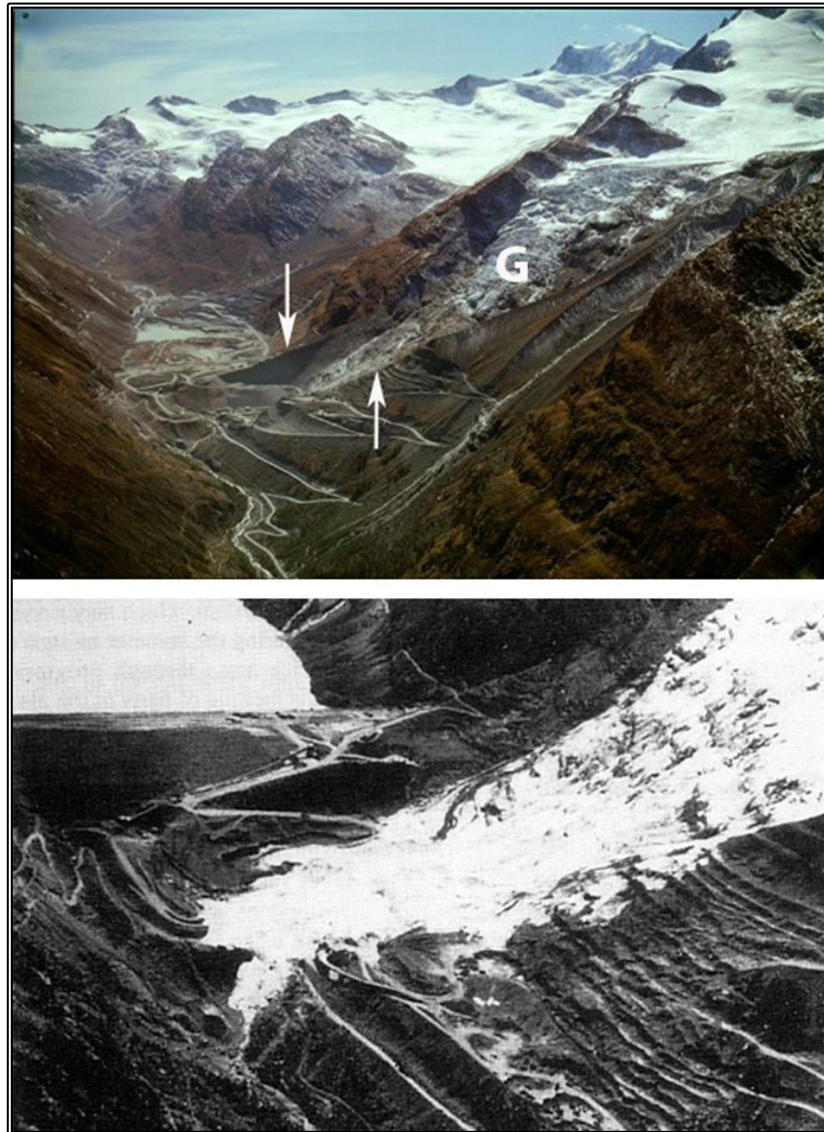


Figura 26. Avalancha de hielo en el glaciar Allalin (Alpes Suizos). Arriba, vista aérea antes del evento del 30 de agosto de 1965. Flechas verticales dan cuenta de las morrenas laterales correspondientes al estadio histórico de avance durante la Pequeña Edad de Hielo. Abajo, vista después de la avalancha. De Evans *et al.* (2021)

Una mención aparte merece la avalancha de hielo y roca ocurrida el 7 de febrero de 2021 en Chamoli, Uttarakhand, India. El evento consistió en la remoción de 27 Mm^3 de roca y hielo glaciar (en proporción 80%-20% para roca y hielo, respectivamente) proveniente de la cara norte del Pico Ronti, Figura 27. Shugar *et al.* (2021) dan cuenta que el desastre se desencadenó como una falla en

cuña cerca de la cima del Pico Ronti (6.063 m s.n.m.). El fenómeno migró rápidamente en un flujo de detritos capaz de transportar bloques de decenas de metros de diámetro y resultó en la muerte de más de 200 personas junto con la destrucción de dos centrales hidroeléctricas a lo largo del valle Dhauliganga. Adicionalmente, el depósito obstruyó el desagüe del valle Rishiganga, represando el río homónimo. Las condiciones del movimiento en masa fueron tales que constituyeron el peor escenario posible, tanto por los casi 2.000 m (5.500 a 3.700 m s.n.m.) de desnivel asociados al desprendimiento como al radio roca-hielo estimado en 4:1 (5 Mm³ de hielo glaciar desprendido, aproximadamente). Lo anterior sumado a la ubicación de dos centrales hidroeléctricas en construcción, permiten considerar este fenómeno como uno de los más desastrosos de su naturaleza (Shugar *et al.*, 2021).

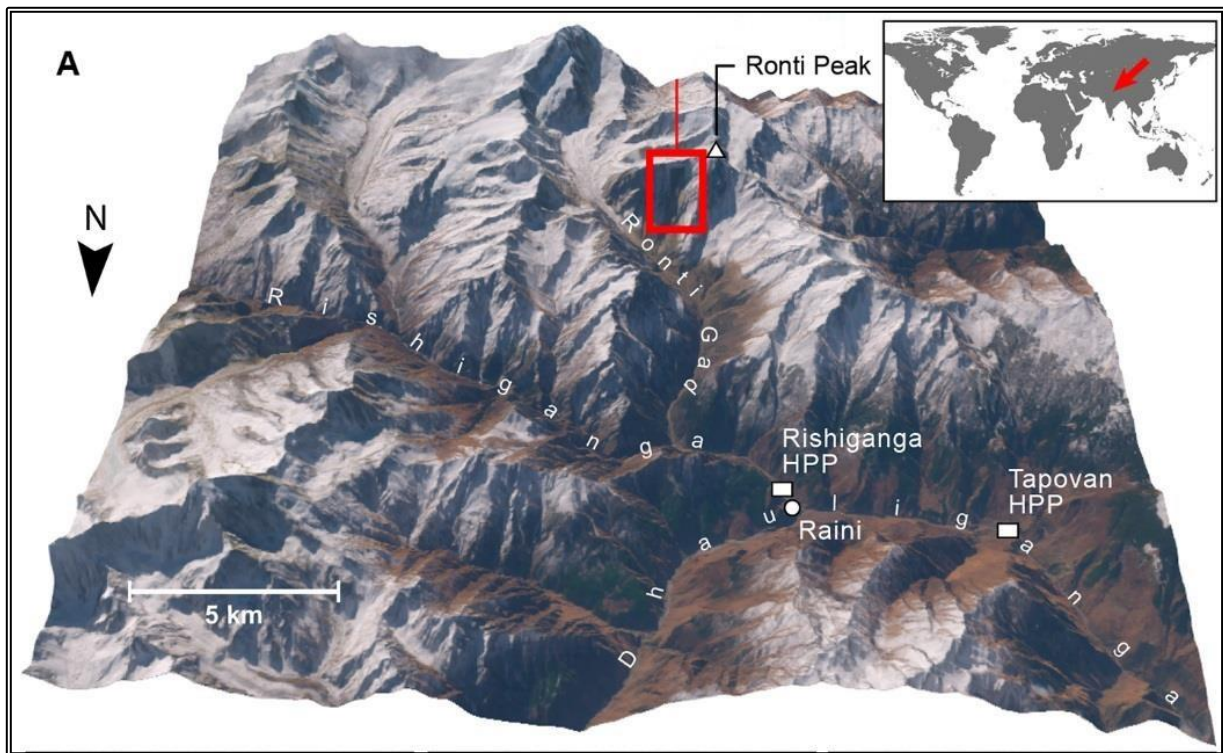


Figura 27. Vista 3D de la ubicación de la avalancha de roca y hielo ocurrida en Chamoli, India. HPP refiere al acrónimo en inglés de central hidroeléctrica. Modificado de Shugar *et al.* (2021)

El ejemplo anterior es uno de tantos casos que evidencian cómo las avalanchas de hielo, al igual que las avalanchas de hielo y roca, pueden constituir movimientos en masa compuestos (Deline *et al.*, 2021; Evans *et al.*, 2021). En primer lugar, son capaces de provocar olas destructivas tanto en fiordos como lagos proglaciares, dando origen a fenómenos *GLOFs*, apartado 3.2.4 (Figura 28). Por otro lado, las avalanchas provenientes de glaciares son capaces de represar ríos que generan grandes inundaciones aguas arriba tras el represamiento y, con el tiempo, dan origen a fenómenos *GLOFs* aguas abajo tras el rompimiento de la represa. Adicionalmente, una avalancha de hielo puede transformarse en una avalancha de detritos al captar suficiente material morrénico en su senda. En la medida que la masa desprendida fluye pendiente abajo, esta se desintegra formando un rápido flujo de hielo fragmentado, el cual puede incorporar sedimentos dispuestos a lo largo del valle y fluidizarse tanto por el derretimiento del hielo de origen glaciar como por la incorporación

de agua a lo largo de la quebrada, o valle, por donde pasa la avalancha (Deline *et al.*, 2021; Evans *et al.*, 2021).

Uno de los casos más emblemáticos de este tipo de fenómenos en los Andes se reporta en el Nevado del Huascarán, Perú, donde tuvieron lugar dos eventos catastróficos de avalanchas de hielo/roca derivados en flujos de detritos que arrasaron los poblados de Ranrahica en 1962 y Yungay y Ranrahica en 1970, este último tras un terremoto de magnitud 7,8 (Evans *et al.*, 2009a). En ambos casos se contó un alto número de fatalidades, cercano a 7.000 entre los dos fenómenos (Evans *et al.*, 2009a en Allen *et al.*, 2022).

En los Andes centrales no se han reportado eventos de avalanchas de hielo propiamente tal, con excepción del doble colapso del glaciar del flanco suroeste del volcán Tinguiririca en 1994 y 2006/2007 (Schneider *et al.*, 2011; Iribarren *et al.*, 2014). No obstante, como se indica más adelante, para efectos del presente estudio el evento en cuestión se califica como un deslizamiento catastrófico, dadas las características que se describen en el apartado 3.2.3. En el caso de los Andes patagónicos, se han estudiado las avalanchas de hielo en el glaciar Soler, las cuales fueron atribuidas al debilitamiento del hielo producto de la percolación de agua por fusión de hielo y nieve (Kobayashi y Naruse, 1987, e Izumi y Naruse, 2002, en Iribarren-Anaconda *et al.* 2014).

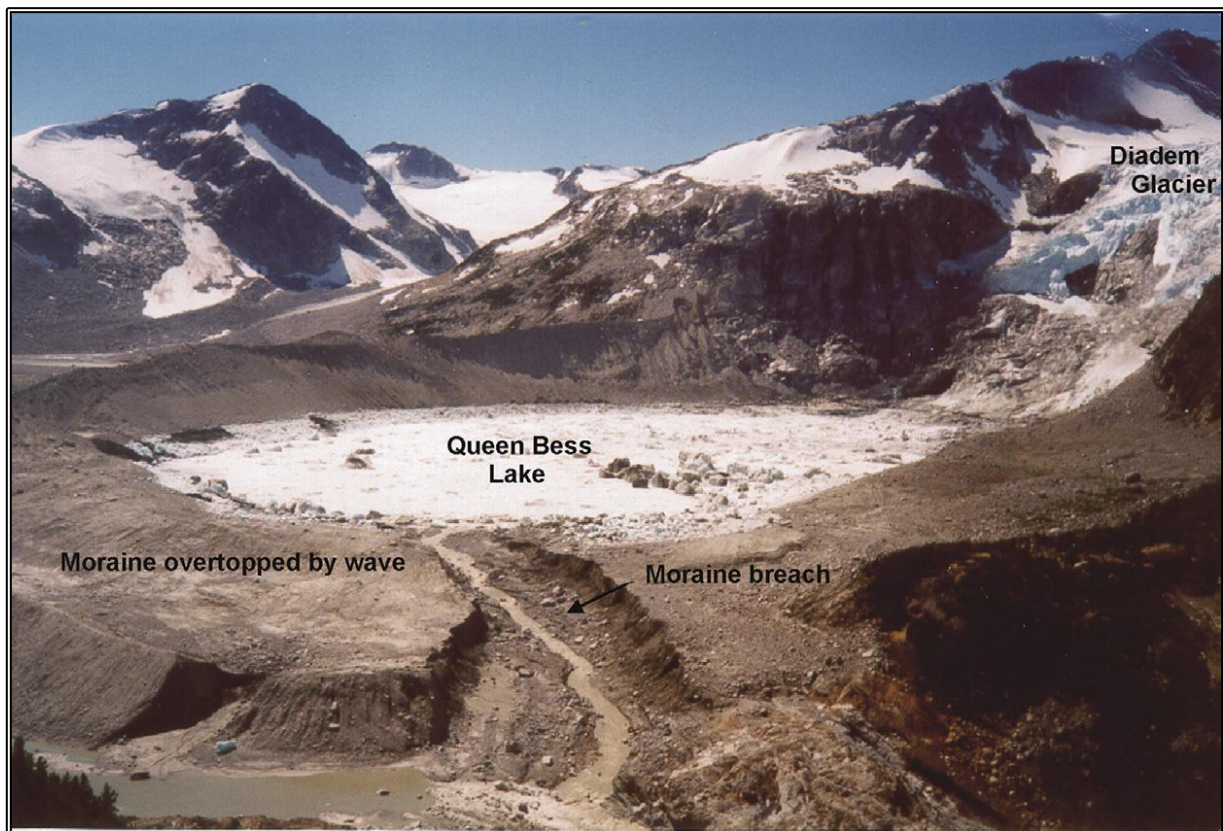


Figura 28. GLOF generado en el lago Queen Bess, Columbia Británica, tras la avalancha de hielo del glaciar Diadem en 1997. Extraído de Clague y O'Connor (2015)

3.2.2. *Surges*

Un *surge*, o surgencia glaciaria, es un tipo de inestabilidad interna en el glaciar derivada de un desbalance en el flujo de hielo (Truffer *et al.*, 2021), la cual resulta en un avance súbito con velocidades anormalmente altas en relación al comportamiento habitual del glaciar. Si bien aún existe discusión acerca de una definición que dé cuenta de los tipos y mecanismos asociados a los *surges* (Cuffey y Paterson, 2010; Jiskoot, 2011; Harrison *et al.*, 2015), hay cierto consenso respecto a los aspectos fundamentales que permiten identificar si un glaciar ha experimentado, o bien, podría experimentar, un *surge*. Avances en la literatura apuntan a una teoría unificada que agrupa la naturaleza de los glaciares surgentes a partir de la incapacidad que poseería un glaciar para disipar un exceso de energía, o bien, en la imposibilidad para liberar entalpía (Sevestre y Benn, 2015; Benn *et al.*, 2019). En lo que sigue, se da cuenta de algunos de los aspectos antes señalados junto con los mecanismos que sustentan el desarrollo del fenómeno.

Jiskoot (2011), da cuenta de dos grandes tipos de mecanismos para el desarrollo de un *surge*, basado en observaciones de glaciares surgentes de distintas regiones. El primer tipo corresponde a los *surges* tipo Alaska, de duración entre 1 y 3 años y períodos de quietud del orden de décadas, los cuales están basados en una inestabilidad hidrológica en glaciares temperados subyacidos por una capa débil y gatillados por un debilitamiento del till subglaciario sumado a un cambio en el patrón de drenaje del glaciar. La otra categoría corresponde a los *surges* tipo Svalbard, más duraderos (superior a tres años, con períodos de quietud que van desde varias décadas hasta siglos), generados ante una inestabilidad termalmente inducida del lecho en glaciares politermales. Dos casos se mencionan a continuación, uno por tipo de mecanismo, correspondientes al glaciar Variegated, Alaska, y al glaciar Monacobreen, Svalbard, de los cuales se dispone abundante información en la literatura (Cuffey y Paterson, 2010; Jiskoot, 2011; Harrison *et al.*, 2015). Es importante señalar que, además de los casos descritos, está establecida la existencia de grandes cúmulos de glaciares surgentes a lo largo del globo, los cuales se disponen en Alaska, el Ártico canadiense, Groenlandia, Svalbard (Noruega), las cordilleras Karakorum y Pamir y, en menor medida, los Andes (Sevestre y Benn, 2015; Falaschi *et al.*, 2018b).

El glaciar Variegated (Figura 29), ubicado en el sureste de Alaska, es un glaciar temperado, de aproximadamente 20 km de largo, 1 km de ancho y cientos de metros de espesor en promedio, subyacido principalmente por sedimento, el cual ha experimentado al menos siete *surges* en el último siglo, en los años 1906, 1947, 1964-1965, 1982-1983, 1995 y 2003-2004, con inicio en invierno, época en que el glaciar experimentaba menos drenaje y mayor presión de agua en la base. Estos *surges* son considerados de dos fases, con un aumento de espesor en la zona reservorio junto con un progresivo incremento de la velocidad seguido de una aceleración súbita y avance del frente del *surge*, para finalizar con una marcada desaceleración al final del *surge*. En el caso del evento de 1982-1983, se reportaron velocidades máximas de hasta 60 m/día, con un avance cercano a 2 km (Harrison *et al.*, 2015).

Por otro lado, el glaciar Monacobreen, Figura 30, ubicado en el archipiélago de Svalbard, Noruega, de 40 km largo, aproximadamente 200 m de espesor en promedio, y cuyo frente desemboca en el fiordo Liefdefjorden, al norte del archipiélago nórdico, experimentó su último *surge* en la década de 1990, en un proceso trifásico que empezó en septiembre de 1991 y culminó más allá de octubre de 1997. Tanto el inicio del *surge* como el final de este ocurrieron de manera bastante gradual, considerando que el aumento de la velocidad del glaciar tuvo lugar entre diciembre de 1995 y mayo de 1996. Si bien el inicio del evento fue gradual, acorde a Murray *et al.* (2013), este se produjo de manera simultánea en la zona inferior del glaciar para luego propagarse aguas arriba. El incremento

de la velocidad durante la fase de aceleración fue tres veces superior a aquella de disminución de velocidad, con velocidades máximas de 5 m/día. La duración total del *surge* está estimada entre 7 y 11 años (Murray *et al.*, 2013).

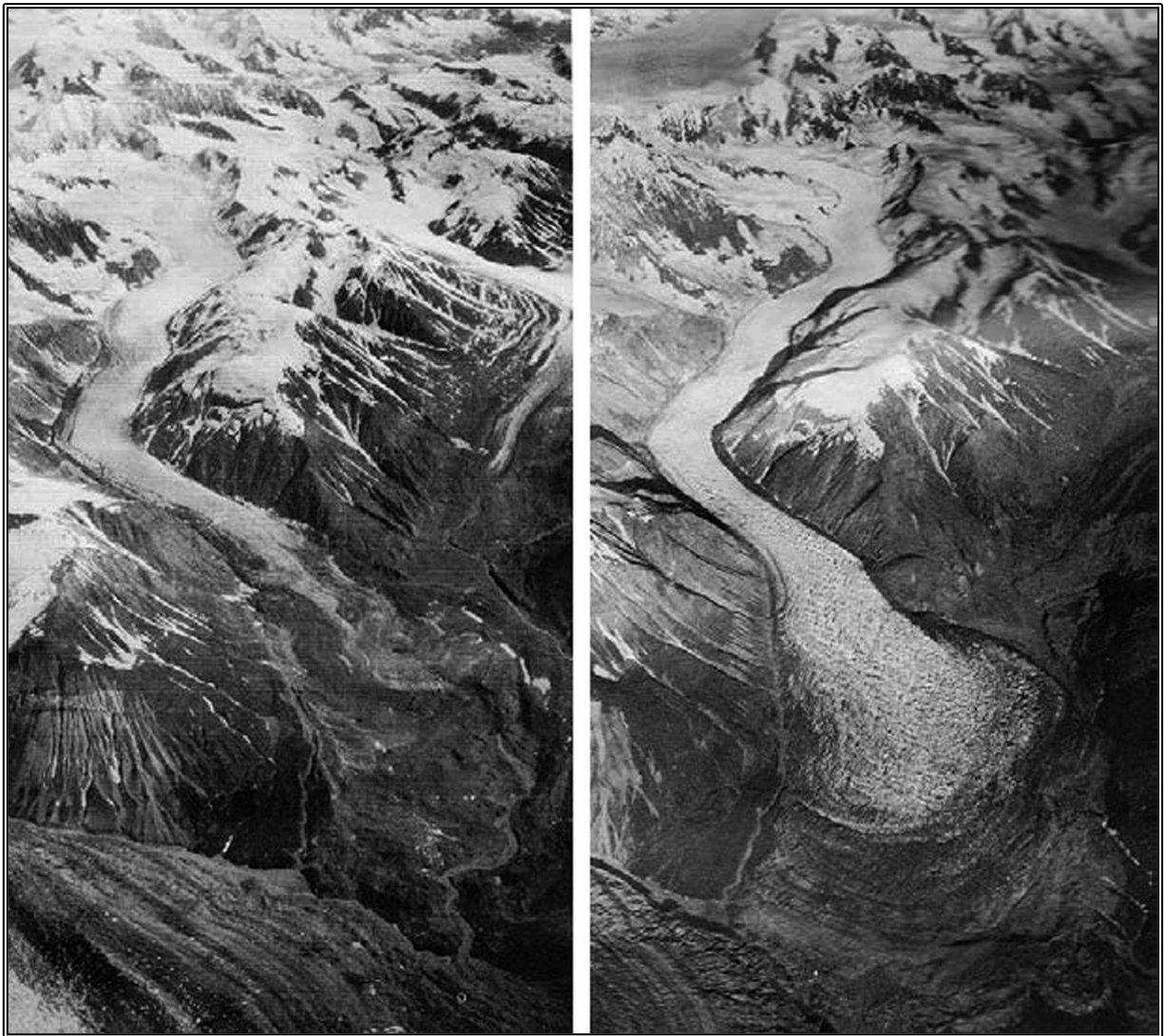


Figura 29. Surge de 1964-1965 en el glaciar Variegated, Alaska. Izquierda: imagen antes o al comienzo del surge (29 de agosto 1964). Derecha: imagen después del surge (22 de agosto de 1965). Fotografía de A. Post, USGS. Extraído de Harrison *et al.* (2015)

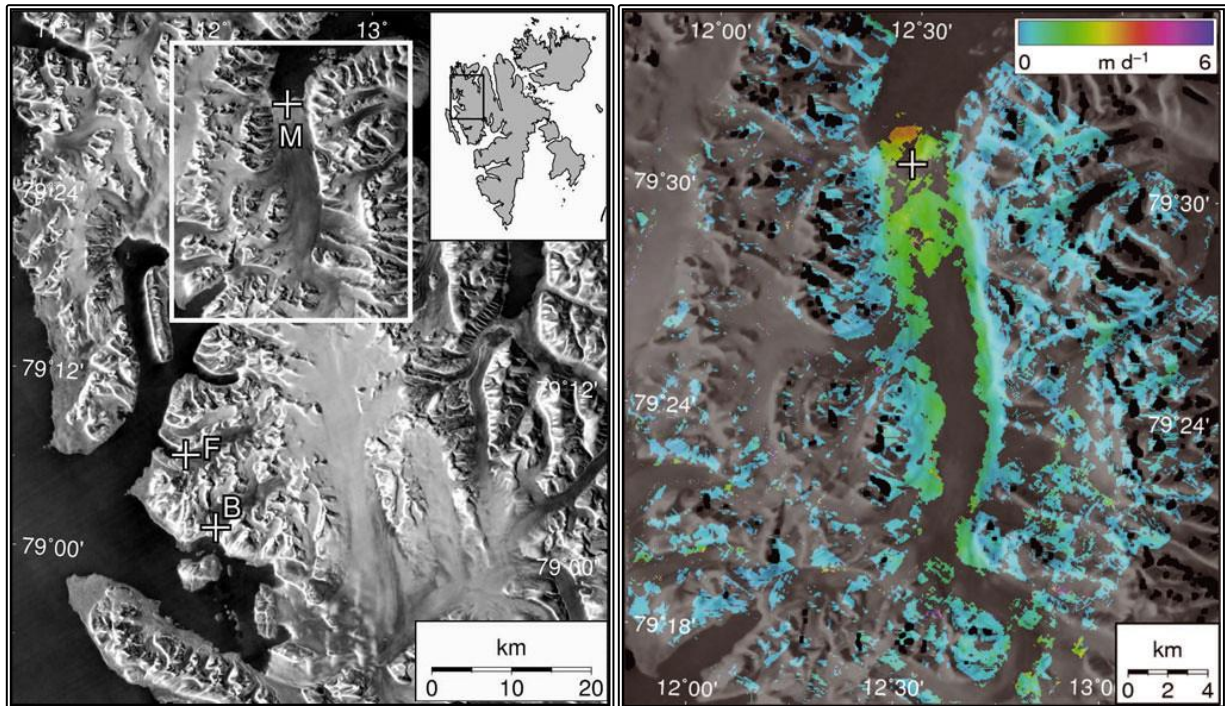


Figura 30. Izquierda: glaciar Monacobreen (identificado con M y encerrado en el rectángulo blanco). Derecha: velocidad superficial del glaciar Monacobreen durante el surge en 1995 (19/10/1995 al 23/11/1995). Modificado de Mansell *et al.* (2012)

Durante el desarrollo de un *surge* tiene lugar una transferencia de volumen de hielo desde un área superior, denominada área reservorio, a un área inferior, referida como área receptora. Dichas áreas no necesariamente han de coincidir con las zonas de acumulación y ablación del glaciar, ya que el *surge* puede tener lugar aguas arriba como aguas abajo de la línea de equilibrio del glaciar. Durante la transferencia de masa, la velocidad del glaciar puede ser del orden de 100 m/día durante períodos cortos, o bien, hasta del orden de 5 km/año en períodos de 1-2 años. Ambos órdenes de magnitud de velocidades, según el período en que se desarrollen, califican como un movimiento rápido del glaciar, en contraste con el movimiento normal que no suele ser de más de 10 a 100 m/año (Cuffey y Paterson, 2010).

Los glaciares surgentes son considerados motores de rápida erosión del sedimento subglaciar. Estos, a su vez, suelen estar subyacidos por una roca base débil y/o una base de sedimento deformable. Dicha roca basal puede o no estar acompañada de un arreglo de fallas. La base del glaciar juega un rol crucial dada la existencia de un acoplamiento entre las propiedades plásticas del sedimento subglaciar y la perturbación del sistema de drenaje subglaciar, el cual se estima que puede ser de dos tipos, en forma de una red de canales interconectados o una serie de túneles subglaciares que drenan hacia el frente del glaciar.

Dada la existencia de un fuerte cizalle basal en el glaciar, este debe tener un umbral crítico para la ocurrencia de *surges*. Dicho umbral puede estar condicionado por la presión intraglaciaria asociada a la masa de éste y al contenido de agua. En cierto punto, si la masa del glaciar se reduce lo suficiente, ya no se alcanza dicho umbral y deja de haber surgencia. Considerando el rol de la pendiente en la eficiencia del drenaje en un glaciar, aquellos glaciares más planos, de menor gradiente hídrico, tenderán a ser más propensos a surgir en la mayoría de los casos, producto de

una mayor presión por parte del agua intraglaciario. A su vez, aquellos glaciares más planos tienden a poseer una mayor proporción de sedimento en la base. Ambos puntos antes señalados son elementos en común para la ocurrencia de deslizamientos catastróficos, como se discute más adelante en el apartado 3.2.3.

Para efectos de identificar si un glaciar ha experimentado un *surge*, existe una serie de criterios morfológicos que deben emplearse en forma combinada, dado que por separado bien pueden responder a otros fenómenos propios de la dinámica puntual de cada glaciar. La geometría y gradiente superficial del glaciar, que incluye el aplanamiento de la zona inferior junto al desarrollo de un “bulbo” o frente del *surge*, *trimlines* o líneas remanentes de nieve, hielo y detritos colgantes en las laderas adenañas al glaciar junto con depósitos de avalanchas en el área adelgazada producto del *surge*. Estas estructuras suelen ser difíciles de evidenciar en terreno dado el amplio potencial que poseen para degradarse en el corto plazo, por lo que otros autores (Farnsworth *et al.*, 2016; Fernández *et al.*, 2022) sugieren atender morfologías adicionales como las *crevasse-squeeze ridges* (entendidas como cornisas de grietas de apretamiento) y flautas. No obstante, deben ser analizadas en el contexto de una surgencia glaciar.

Patrones superficiales pueden ser indicios de que un glaciar ha sufrido un *surge*, entre los que se incluyen arreglos caóticos de grietas a lo largo de gran parte del glaciar, con una concentración de estas en el frente del *surge*. Rimayas grandes en la cabecera también pueden ser un indicio del *surge*, producto de la fuerte depresión superficial que el glaciar experimenta tras el fenómeno. Un claro patrón superficial son las morrenas mediales contorsionadas y en forma de lóbulos, las cuales se desarrollan en glaciares surgentes con una marcada presencia de detritos superficiales y que sean alimentados por glaciares tributarios. El patrón más evidente son las morrenas mediales lobulares con forma de lágrima, Figura 31. Otros patrones superficiales son la existencia de abundantes lagos supraglaciares y depresiones puntuales, “*potholes*”, en la zona de ablación del glaciar, los cuales le otorgan un aspecto de “queso suizo”.

Fenómenos *surge*, o avances catastróficos (Milana, 2004), han ocurrido tanto en la vertiente chilena como en la vertiente argentina de los Andes centrales (Falaschi *et al.*, 2018b) desde que se tienen registros. Lliboutry (1956) reportó *surges* en los glaciares Juncal Sur y Nieves Negras, para posteriormente dar cuenta de un posible comportamiento afín en el glaciar Universidad, región de O’Higgins (Lliboutry, 1958). No obstante, de acuerdo a Fernández *et al.* (2022), se requiere mayor evidencia en terreno para dar cuenta del fenómeno al menos en los Andes centrales de Chile. Como fuera señalado antes, los fenómenos *surges* tienen como particularidad la existencia de una periodicidad, no necesariamente fija, que puede ser del orden de años a décadas, como es el caso del glaciar Grande Del Nevado del Plomo en Argentina, Figura 32 (Falaschi *et al.*, 2018b; Truffer *et al.*, 2021). A su vez, los glaciares *surgentes* suelen estar caracterizados por una alta presión de agua y un deslizamiento basal extremo al momento del evento. A raíz de lo anterior, el hielo basal debe estar en el punto de fusión.

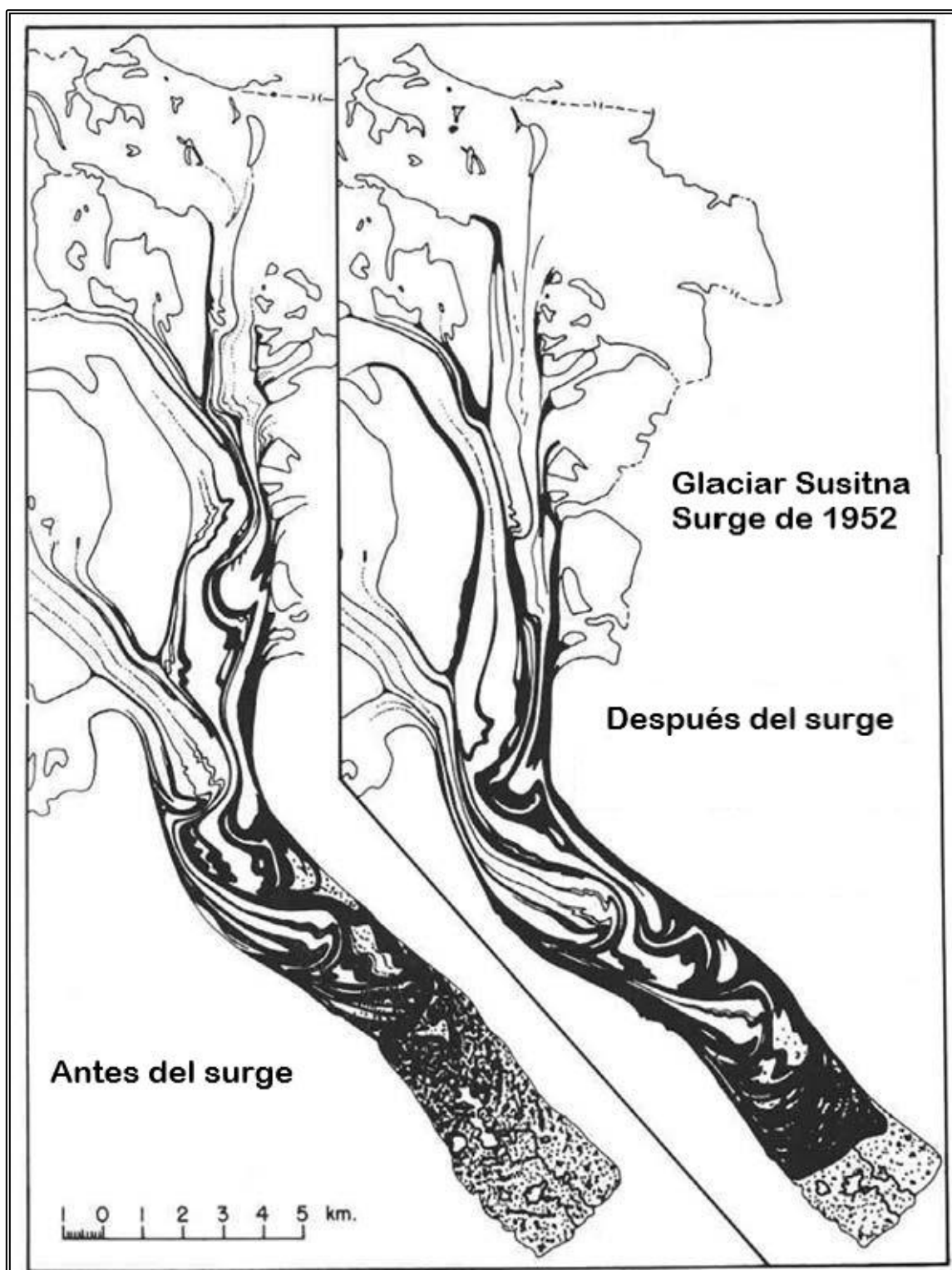


Figura 31. Representación esquemática del *surge* de 1952 del glaciar Susitna, Alaska. Se destaca el efecto del *surge* en las morrenas mediales del glaciar junto con el cuerpo tributario desde la izquierda. Modificado de Meier y Post (1969) en Truffer *et al.* (2021)

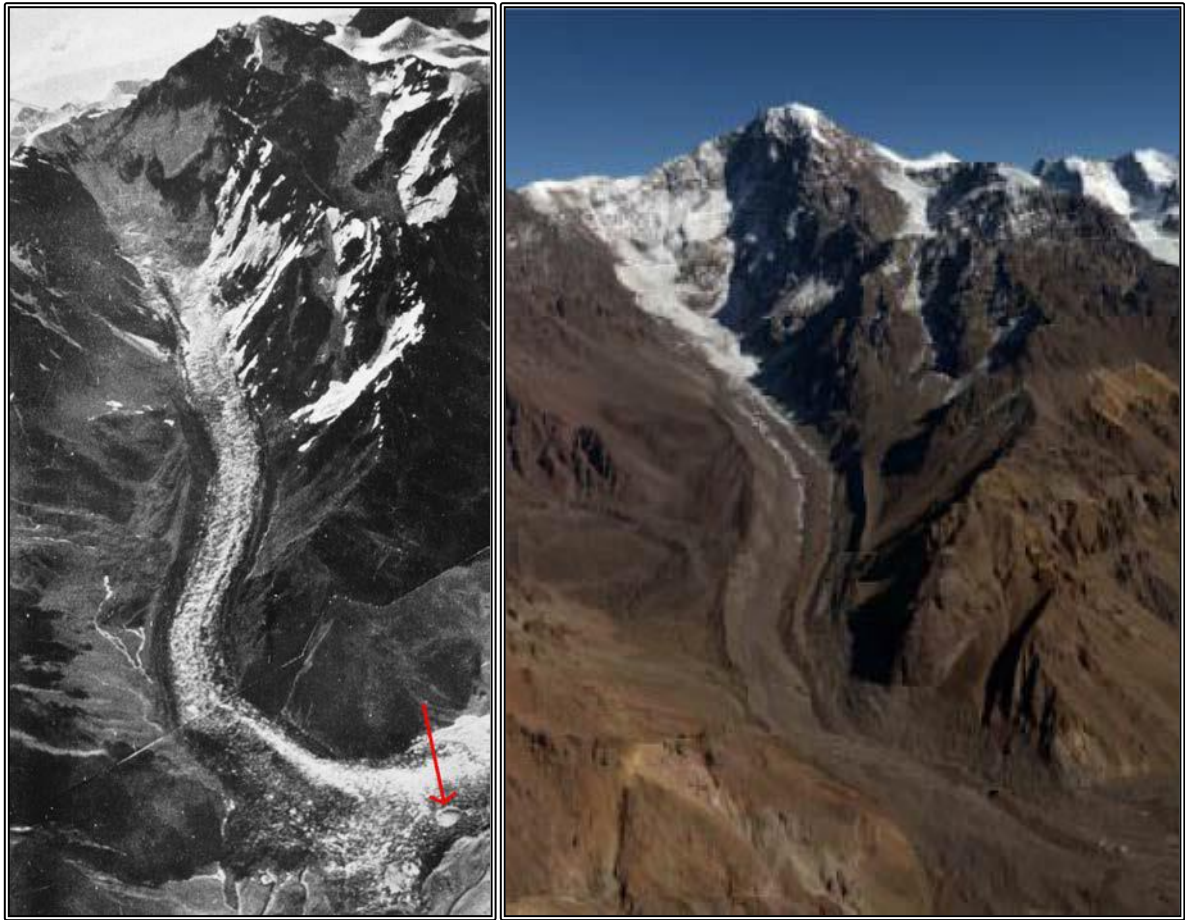


Figura 32. Izquierda: fotografía aérea del *surge* del glaciar Grande del Nevado del Plomo, Argentina, en 1934. Flecha roja apunta a una estructura de colapso en la represa de hielo por la cual la masa de hielo comenzó a degradarse dando paso al vaciamiento del lago represado por el *surge* junto con la posterior inundación. Derecha: vista del glaciar en abril de 2013 desde una fotografía tomada en helicóptero. Extraído de Truffer *et al.* (2021)

3.2.3. Deslizamientos catastróficos

Los colapsos o deslizamientos catastróficos de glaciares son el tipo de movimiento en masa de origen glaciar más raro y escasamente reportado en la literatura (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014; Jacquemart *et al.*, 2020; Kääh *et al.*, 2021; Evans *et al.*, 2021). Estos corresponden a eventos de gran escala y baja frecuencia que involucran el movimiento súbito de casi la totalidad del glaciar involucrado. Si bien se suelen relacionar a un tipo extremo de *surges* dada la rápida extensión y adelgazamiento del glaciar durante el evento, el hecho de que involucren un completo despegue de su lecho y glaciar de origen, sumado a una alta velocidad de recorrido, superior a 100 km/h, permite que sean tratados como un fenómeno aparte, un miembro intermedio entre avalanchas de hielo y *surges* ante condiciones específicas (Kääh *et al.*, 2021). Casos de este tipo se han reportado en Rusia, Mongolia, Tayikistán, China, Estados Unidos, Argentina y Chile, siendo los eventos del hemisferio norte aquellos de mayores dimensiones (Kääh *et al.*, 2021).

Kääh *et al.* (2021) presentan uno de los primeros estudios específicos de este tipo de fenómeno mediante la recopilación de más de 20 casos de deslizamientos catastróficos, referidos como

“desprendimientos súbitos de gran volumen de glaciares de bajo ángulo” ocurridos a nivel global. En algunos casos se cuenta con más de un evento por glaciar, lo que permite establecer una recurrencia similar a aquella de *surges*. Entre las conclusiones del estudio, se señala que los deslizamientos catastróficos combinan elementos de los *surges*, en cuanto un glaciar acomoda su geometría para satisfacer el balance de esfuerzos, con aquellos de las avalanchas de hielo, por cuanto un glaciar no es capaz de ajustarse de forma constante y controlada.

Cabe destacar que hasta el año 2015, el deslizamiento catastrófico más estudiado en la literatura científica internacional correspondía al colapso del glaciar Kolka, montañas del Cáucaso (Evans *et al.*, 2009b; Evans y Delaney, 2014; Evans *et al.*, 2021; Kääb *et al.*, 2021), Figura 33. El 20 de septiembre de 2002, se desprendieron aproximadamente 130 Mm³ del glaciar, acelerando valle abajo hasta alcanzar una velocidad aproximada de 230 km/h en 6 kilómetros de recorrido. La masa de hielo desprendida viajó en forma de un flujo de detritos por alrededor de 13 km con una velocidad promedio de 180 km/h (Evans *et al.*, 2009b). El evento tuvo un alcance total de 35 km, una vez que el flujo se depositó en la cuenca Karmadon. 120 personas fallecieron trágicamente por motivo del evento.



Figura 33. Colapso del glaciar Kolka, Cáucaso ruso, en 2002. Fotografía post evento de G.A. Dolgov, mirando hacia el NE. Extraído de Evans *et al.* (2009b)

No fue hasta el año 2016 que un nuevo evento catastrófico posicionó a los deslizamientos catastróficos de glaciares en la palestra investigativa. En julio y septiembre de 2016, dos glaciares colapsaron en el Tíbet occidental, China, con volúmenes de 68 y 83 Mm³, respectivamente (Figura 34). El despegue del primer glaciar, denominado Aru 1, ocurrido el 17 de julio de 2016, recorrió 6 km desde su frente en dirección al lago Aru, acabando con la vida de 9 granjeros y más de 400 animales de pastoreo (Tian *et al.*, 2017). El 21 de septiembre ocurrió el segundo colapso, correspondiente al glaciar Aru 2, inmediatamente al sur del glaciar Aru 1 (Figura 34). A diferencia del primer evento, este deslizamiento catastrófico consistió en dos flujos independientes, con 6 horas de desfase. La distancia recorrida fue de 5 km, en la misma dirección que el primer colapso (Kääb *et al.*, 2018). Los colapsos de julio y septiembre cubrieron áreas de 8-9 km² y 6-7 km², respectivamente. La velocidad promedio fue del orden de 108 a 144 km/h, con coeficientes de fricción bajos, inferiores a 0,14 (Kääb *et al.*, 2018).

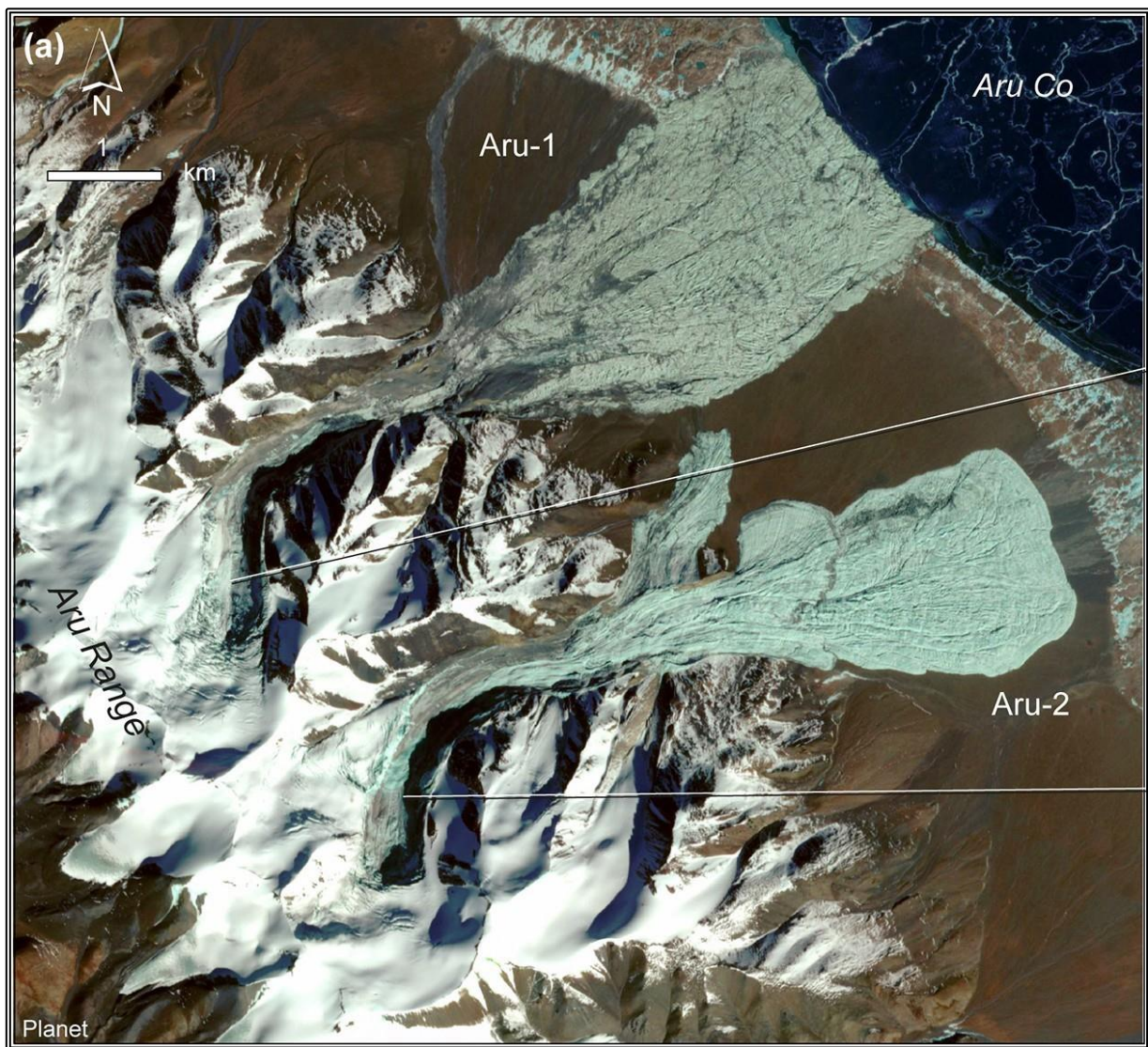


Figura 34. Colapso de los glaciares Aru 1 y Aru 2, China, en julio y septiembre de 2016, respectivamente. En la esquina superior derecha de la imagen se aprecia el lago Aru. Imagen orientada respecto al norte. Extraída de Kääb *et al.* (2021)

En los Andes centrales se han reportado a la fecha tres eventos de deslizamientos catastróficos de glaciares (Marangunic, 1997; Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014; Falaschi *et al.*, 2018c; Kääh *et al.*, 2021). El primero de ellos corresponde al colapso del glaciar Aparejo, región Metropolitana, Chile, ocurrido el 1 de marzo de 1980, Figura 35. Un pequeño glaciar de montaña, de 1,2 km de longitud, se desprendió súbitamente de su lecho obliterando el valle aguas abajo en un flujo cuyo volumen fue estimado en 7,2 Mm³. El glaciar recorrió 3,7 km a una velocidad estimada de 110 km/h y casi acaba con la vida de cinco andinistas que se encontraban en el área. Similar a lo sostenido por Kääh *et al.* (2018); una condición de extrema baja fricción se ha propuesto como factor condicionante del evento (Marangunic, 1997; Ugalde, 2016).

El siguiente evento reportado en Chile refiere a los dos colapsos del glaciar Tinguiririca, emplazado en el flanco sur del volcán del mismo nombre en los años 1994 y 2006/2007 (Iribarren-Anaconda y Bodin, 2010; Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014; Kääh *et al.*, 2021), Figura 35. En el evento de 2006/2007 el glaciar de 0,46 km² de extensión se desprendió completamente de su lecho, removiendo un volumen de hielo y detritos estimado entre 10 y 14 Mm³ (Iribarren-Anaconda y Bodin, 2010; Schneider *et al.*, 2011; Kääh *et al.*, 2021).

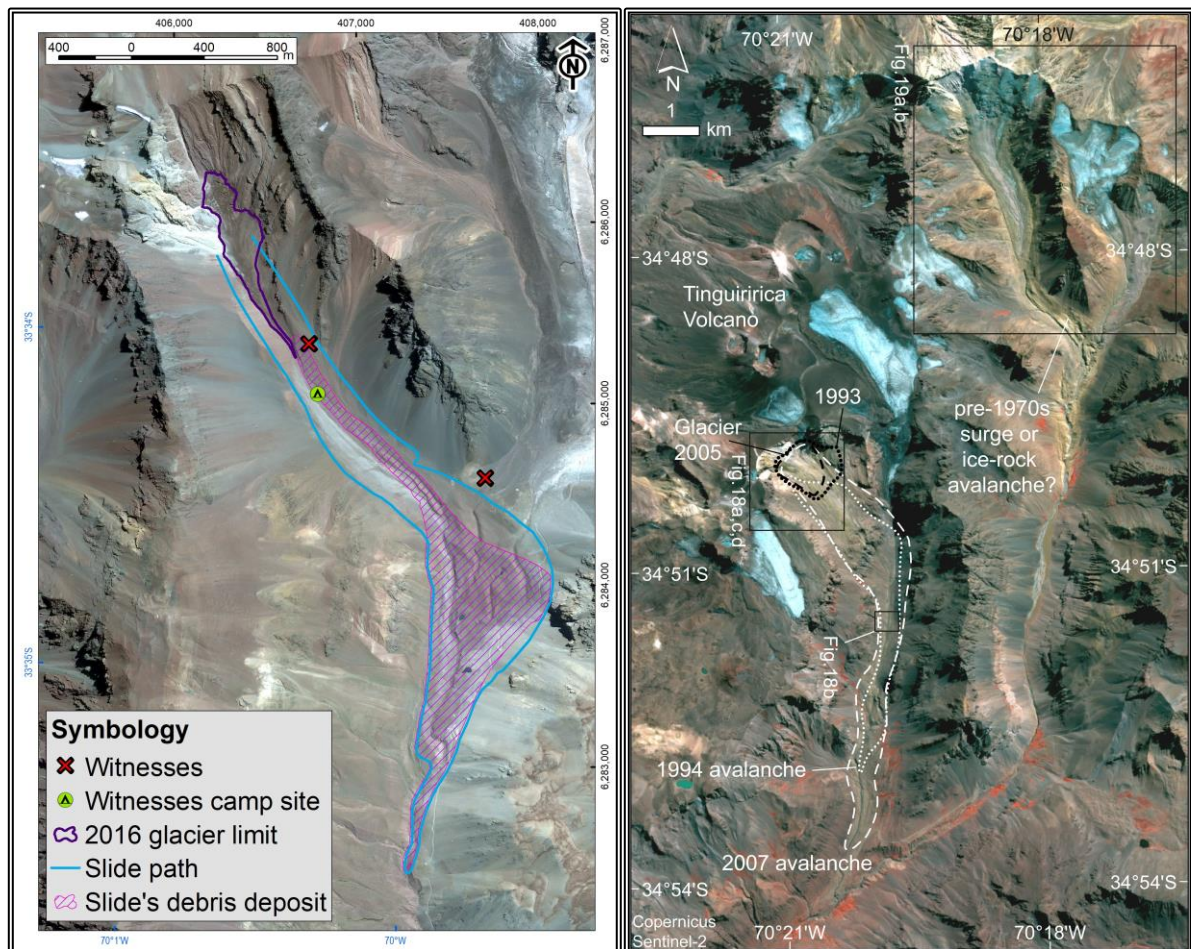


Figura 35. Izquierda: senda del deslizamiento catastrófico del glaciar Aparejo de 1980 (Ugalde *et al.*, 2019). Derecha: senda de los deslizamientos del glaciar Tinguiririca de 1994 y 2007 (línea punteada y línea segmentada, respectivamente). Extraído de Kääh *et al.* (2021)

En el mismo año del deslizamiento del glaciar Tinguiririca, ocurrió el último evento de este tipo reportado en los Andes centrales, correspondiente al desprendimiento del glaciar Las Leñas, Argentina (Falaschi *et al.*, 2018c; Käab *et al.*, 2021), Figura 36. El colapso removió un volumen cercano a $4,5 \text{ Mm}^3$ de hielo, el cual recorrió una distancia de 2 km, aproximadamente. Al igual que los dos casos señalados en Chile, no hubo fatalidades reportadas de este evento.

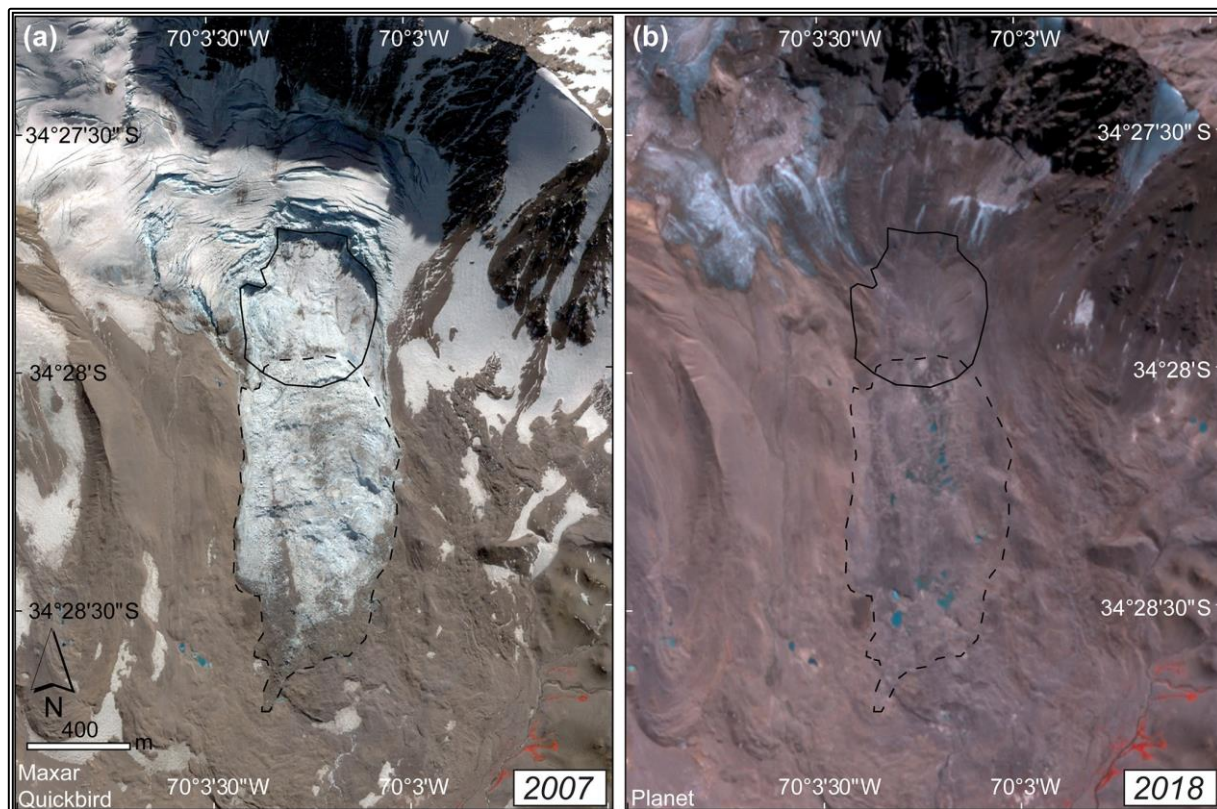


Figura 36. Imágenes de 2007 y 2018 del glaciar Las Leñas después de su colapso. Línea continua da cuenta de la porción desprendida, mientras que la línea segmentada delimita el depósito del deslizamiento catastrófico. Extraído de Käab *et al.* (2021)

3.2.4. Inundaciones por vaciamiento de lagos glaciares (*GLOFs*)

Las inundaciones por desborde de lagos glaciares, *GLOFs* por sus siglas en inglés (*Glacial Lake Outburst Flood*), constituyen descargas súbitas, y en ocasiones cíclicas, de agua por fusión de hielo glaciar, provenientes de lagos represados ya sea por el mismo glaciar o por la morrena de éste (Iturrizaga, 2011; Clague y O'Connor, 2021). Estos fenómenos suelen ser referidos también como “*jökulhlaup*”, término de Islandia proveniente de la conjunción de los vocablos “*jökull*” (glaciar) y “*hlaup*” (ráfaga) (Nye, 1976; Tweed, 2011). Dado su origen islandés, las referencias a *jökulhlaups* suelen estar asociadas a desbordamientos de lagos subglaciares generados por la fusión en la base producto de volcanismo subglaciar, como es el caso del volcán Katla bajo el glaciar Myrdalsjökull en Islandia. Este tipo de interacción glaciovolcánica se describe en mayor detalle en el apartado 3.2.5.

Para efectos de este estudio, el término empleado para el vaciamiento súbito de lagos glaciares es *GLOF*. Iturrizaga (2011) junto con Clague y O'Connor (2021) proveen una acabada descripción general de este tipo de fenómenos. Al respecto, algunos puntos relevantes se indican en lo que sigue.

El tamaño de los lagos glaciares puede variar considerablemente, al punto que estos cuerpos de agua pueden albergar hasta decenas de Mm^3 de agua. Los fenómenos *GLOFs* producen flujos de agua que pueden ser un orden de magnitud superior a la descarga máxima del flujo por agua de lluvia en un cauce promedio. Los impactos geomorfológicos de estos flujos se pueden extender desde decenas hasta cientos de kilómetros alejados del área fuente. A su vez, son capaces de transportar grandes cantidades de detritos, de modo que un *GLOF* puede constituir tanto un flujo hiperconcentrado (entre 20 y 50% de concentración de fracción sólida) como un flujo de detritos (más de un 50% de concentración de sólidos en el flujo). El fallamiento de una represa natural durante un fenómeno *GLOF* puede liberar el contenido de agua en períodos que van desde horas o días. Se han registrado descargas máximas de hasta $30.000 \text{ m}^3/\text{s}$ para lagos represados por morrenas. No obstante, evidencia da cuenta que la descarga llega a ser aun mayor para el rebalse de lagos con represas glaciares (Iturrizaga, 2011; Clague y O'Connor, 2021), con valores de hasta $105.000 \text{ m}^3/\text{s}$ o más (Iribarren-Anacona *et al.*, 2014; Clague y O'Connor, 2021; Figura 37).

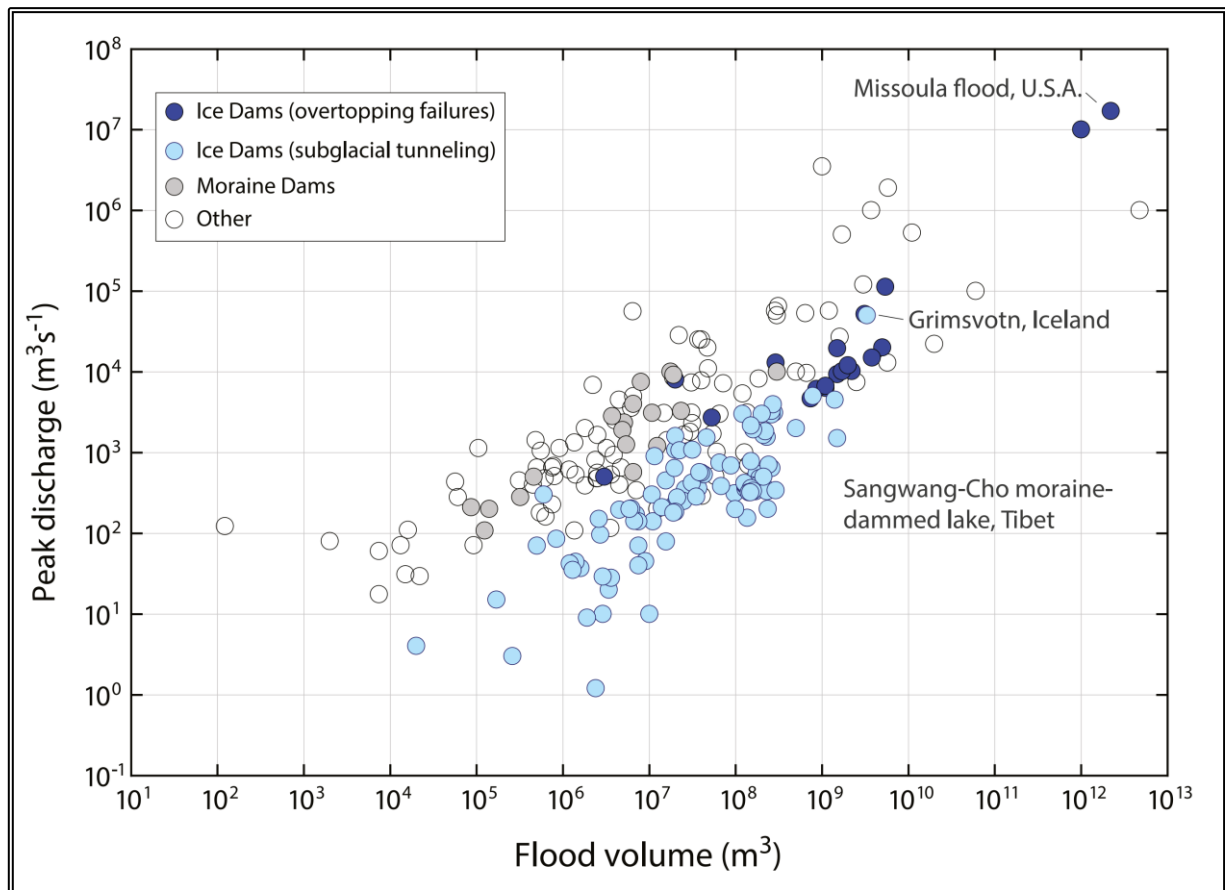


Figura 37. Eventos de inundaciones por vaciamientos súbitos de lagos donde es conocido el volumen de la inundación y la descarga máxima. Extraído de Clague y O'Connor (2021)

Las inundaciones por desbordamientos de lagos represados por glaciares ocurren cuando cuerpos de agua subglaciares, intraglaciares, supraglaciares o marginales, sufren una descarga súbita por la formación o ensanchamiento de túneles bajo, a través, sobre el glaciar, o en sus márgenes (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014; Clague y O'Connor, 2021; Figura 38). La descarga de agua es controlada por un umbral de excedencia en el sistema hidráulico del glaciar y está fuertemente relacionado a cambios morfológicos del glaciar, tales como su espesor, extensión, batimetría del lago, velocidad, ingreso de agua y condiciones termales.

Este tipo de fenómenos *GLOFs* ha sido documentado en al menos 15 sitios distintos a lo largo de los Andes extratropicales (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014), a pesar de que poseen registros a lo largo de todo el mundo (Clague y O'Connor, 2021). Los lagos afectados poseen áreas que van desde varios kilómetros cuadrados hasta pequeños cuerpos de menos de una hectárea. Más del 60% de estos eventos estaban ubicados en posiciones marginales respecto al glaciar, no obstante, lagos subglaciares y supraglaciares también se pueden vaciar (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014; Clague y O'Connor, 2021). En ocasiones estos procesos ocurren con cierta periodicidad (glaciar Colonia/Lago Arco, Región de Aysén, Winchester y Harrison, 1980) y en otros casos se pueden dar de manera irregular, como son los eventos del lago Cachet 2, Figura 39, y del glaciar Grande del Nevado del Plomo (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014; Truffer *et al.*, 2021). También estos eventos pueden ocurrir de manera puntual, como fue el caso del lago proglaciar en el glaciar Juncal Sur, Región Metropolitana, posterior al *surge* de 1947 reportado por Liboutry (1956).

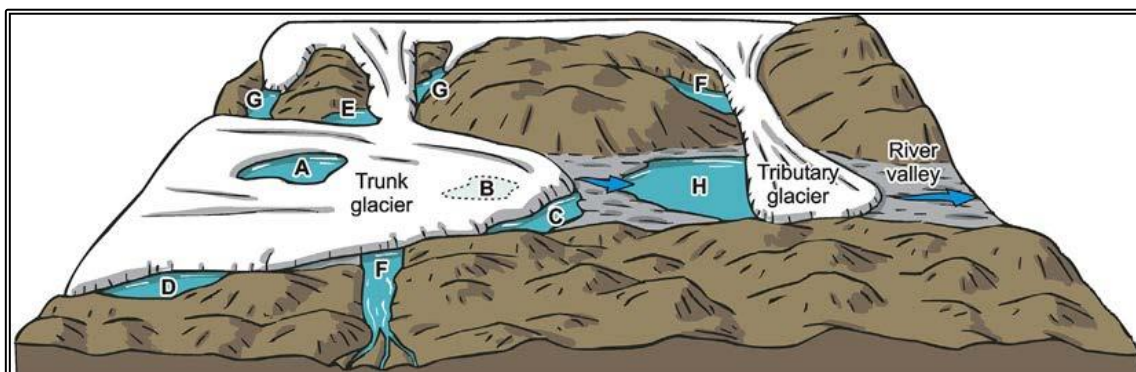


Figura 38. Tipos de cuerpos de agua represados por hielo glaciar. A) Lago supraglaciar. B) Lago subglaciar. C) Lago proglaciar. D) Embalsamiento en el margen del glaciar. E) Área donde dos glaciares coalescen. F y G) Valle tributario represado por uno o más glaciares. H) Valle principal adyacente a un glaciar tributario. Extraído de Clague y O'Connor (2021)

Los lagos represados por morrenas corresponden a una morfología relativamente joven. Están presentes a lo largo de todo el mundo y su desborde puede resultar en consecuencias devastadoras, que incluyen pérdidas de vidas humanas e infraestructura (Iturrizaga, 2011; GAPHAZ, 2017; Allen *et al.*, 2021; Clague y O'Connor, 2021). Este tipo de lagos se distribuyen en cadenas montañosas a lo largo de todo el globo, tanto en Himalayas, Alpes, Columbia Británica, Alaska y los Andes (Clague y O'Connor, 2021). En la Cordillera Blanca (Perú) se han reportado varios *GLOFs* provenientes de lagos represados por morrenas, entre ellos aquel del lago Palcacocha en 1941, el cual destruyó un tercio de la ciudad de Huaraz, acabando con la vida de más de 1.800 personas (GAPHAZ, 2017). Los desbordamientos de este tipo suelen ocurrir por una ruptura de la represa natural, o bien, por un rebalse producto del desplazamiento de la masa de agua tras el impacto de una remoción en masa, Figura 40 (GAPHAZ, 2017; Clague y O'Connor, 2021).

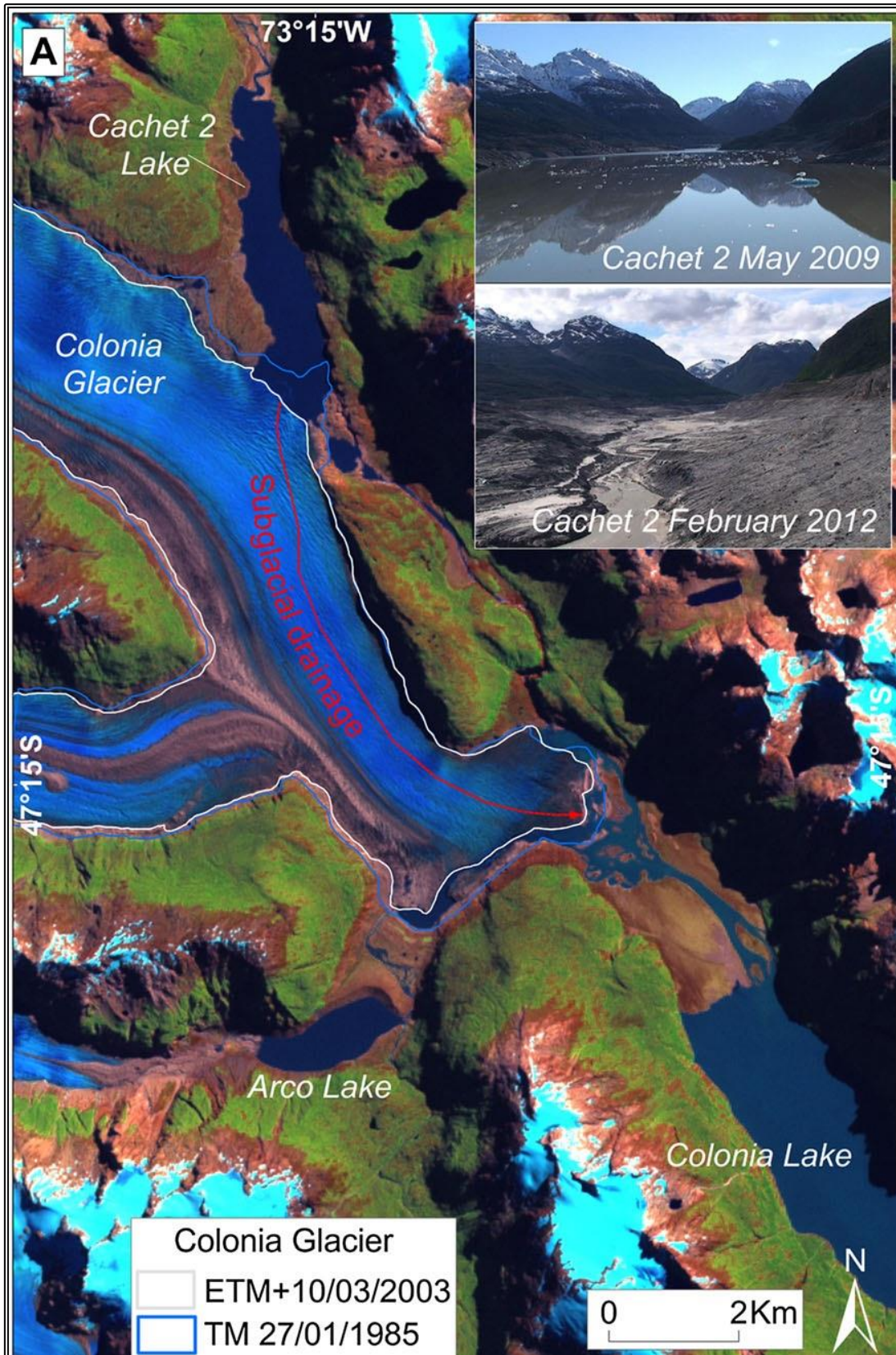


Figura 39. Cambios de extensión en el glaciar Colonia entre 1985 y 2003 y trazado del drenaje subglacial del lago Cachet 2 al lago Colonia. En cuadro pequeño se muestran fotografías del lago lleno en 2009 y vacío en 2012. Modificado de Iribarren-Anaconda *et al.* (2015)

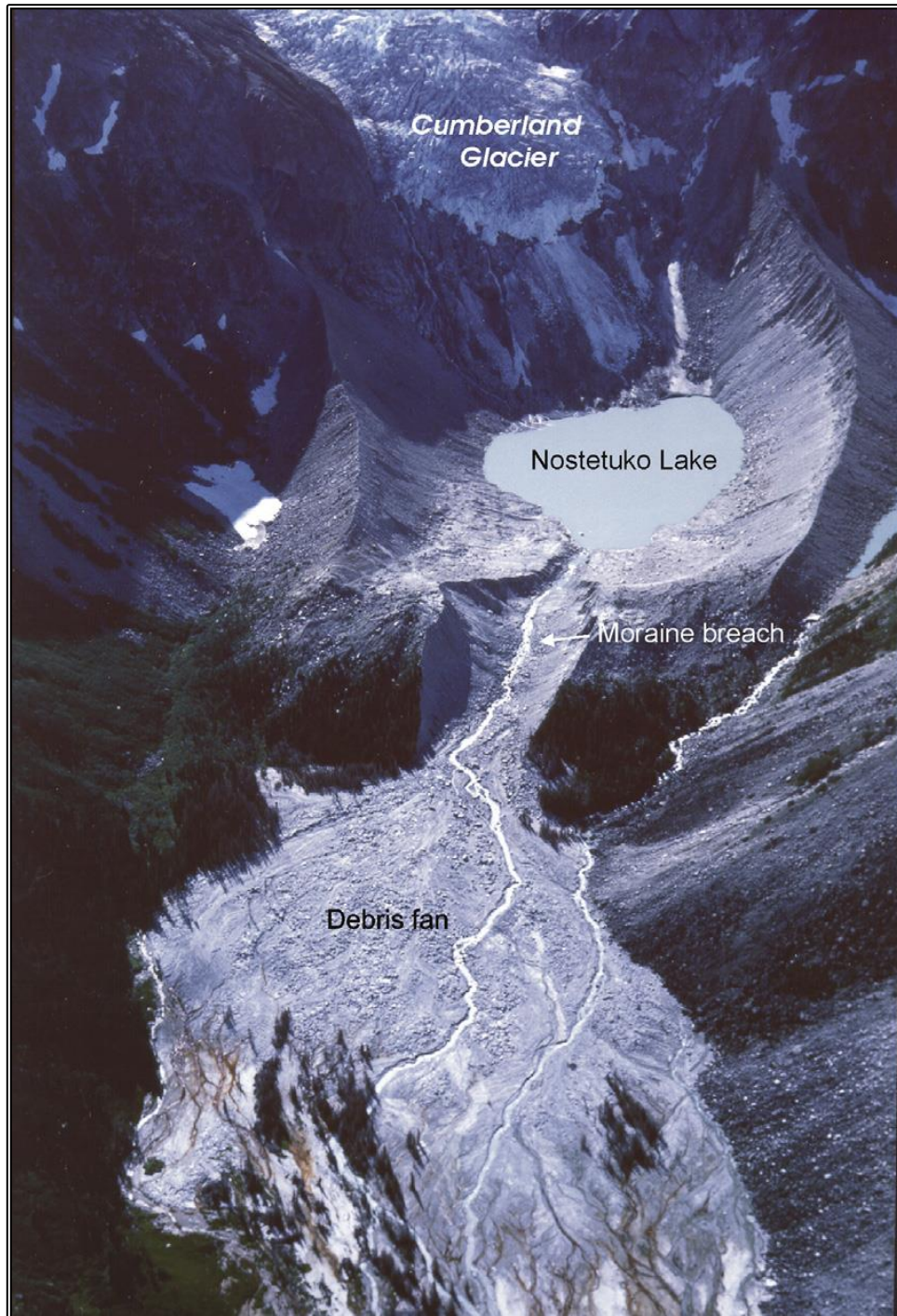


Figura 40. Ruptura de la morrena del glaciar Cumberland, Columbia Británica, correspondiente a un estadio de avance de la Pequeña Edad de Hielo, y vestigios del lago Nostetuko, tras el vaciamiento súbito por el desborde del lago tras el ingreso de una avalancha de hielo proveniente del glaciar. Fotografía de J.J. Clague. Extraído de Clague y O'Connor (2014)

La Figura 41 resume parte de los principales factores que se deben tener en cuenta al momento de atender el peligro ante el desborde de un lago de esta naturaleza, de acuerdo a GAPHAZ (2017).

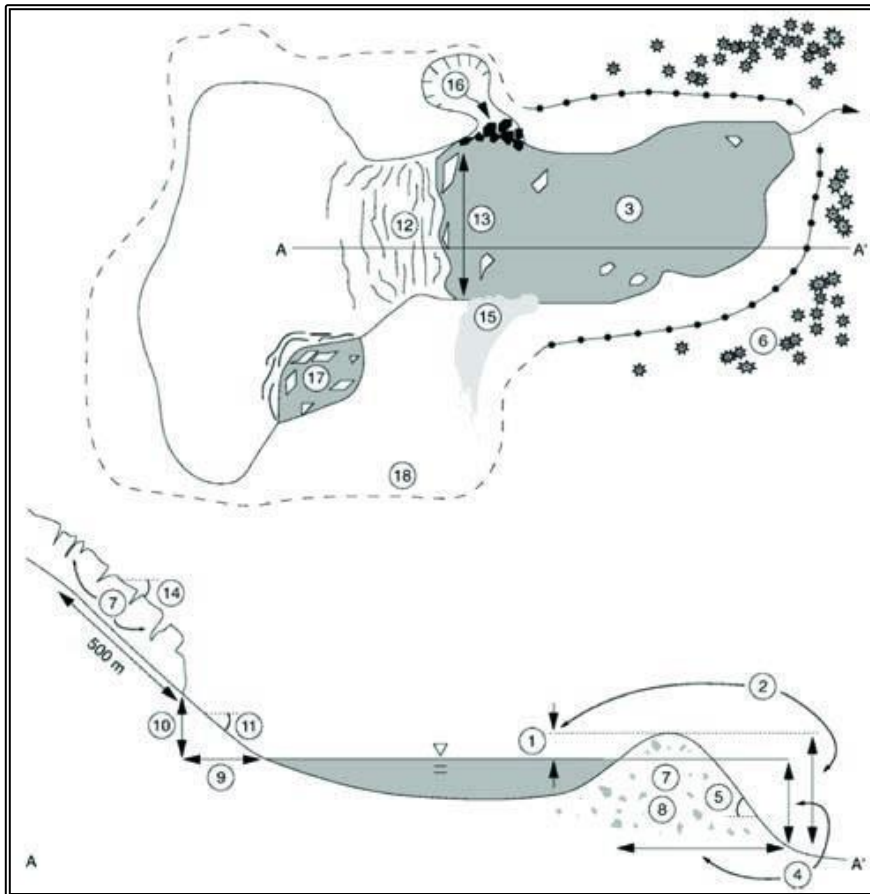


Figura 41. Factores relevantes para la evaluación de estabilidad de lagos glaciares represados por morrenas. (1) Borde libre entre el nivel del lago y la altura del dique (2) relación del borde libre del lago respecto a la altura del cordón morrénico, (3) área del lago, (4) radio altura/ancho de la morrena, (5) pendiente del talud morrénico aguas abajo, (6) cobertura vegetal de la morrena, (7) hielo presente dentro de la morrena, (8) litología de la morrena, (9) proximidad del lago al glaciar que le da origen (distancia horizontal) (10) desnivel del lago con respecto al glaciar (distancia vertical), (11) pendiente entre el lago y el glaciar, (12) frente agrietado del glaciar, (13) ancho del frente del glaciar con *calving*, (14) pendiente escarpada del frente del glaciar, (15) avalanchas de nieve, (16) deslizamiento de roca/suelo, (17) lago marginal aguas arriba del glaciar y (18) área de la cuenca glaciar. Extraído de GAPHAZ (2017)

A la fecha hay 16 casos históricos documentados en los Andes extratropicales, todos afectando lagos en la Patagonia, la cual concentra el mayor número de lagos represados por morrenas en esta región de los Andes (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014). Si bien no existen registros de fenómenos *GLOFs* provenientes de lagos represados por morrenas en la región de estudio, su ocurrencia no se puede descartar dada la actual existencia de dos lagos glaciares de dimensiones superiores a 1 ha, entre los que se incluyen la laguna El Morado, frente al glaciar homónimo, Región Metropolitana (Farías-Barahona *et al.*, 2020b) y el pequeño lago proglaciar inmediatamente al norte de esta última (Figura 3). Dado que el lago intermedio ubicado entre ambos cuerpos de agua se encuentra vacío tras el evento de enero 2022, como se indicase en el capítulo 2.6, no se considera para estos efectos.

3.2.5. Lahares

Un lahar es un flujo de sedimento y agua que se moviliza desde las laderas de volcanes y que fluye pendiente abajo en respuesta a la fuerza de gravedad. Durante los últimos siglos, los lahares han destruido más propiedad pública o privada que cualquier proceso volcánico y han sido los causantes de las pérdidas de miles de vidas humanas (González-Ferrán, 1995). Los lahares, junto con la caída de tefra, se consideran la principal causa de riesgo asociado a volcanes. Estos procesos no deben confundirse con un *jökulhlaup*, por cuanto este término es de carácter más genérico y aborda todo tipo de vaciamiento de lagos de origen glaciario (sección 3.2.4). No obstante, es común que el término *jökulhlaup* acompañe el análisis de lahares primarios por cuanto el origen del vocablo remonta al vaciamiento de lagos de origen glaciario generados comúnmente por la interacción glaciovolcánica en el caso de erupciones subglaciares en Islandia (Gudmundsson, 2015).

Los lahares fluyen como flujos en masa densos, transicionales o hiperconcentrados. Los flujos de lodo, o las crecidas, tienen una menor concentración de sedimento que los flujos hiperconcentrados y, principalmente, lo transportan como los cursos fluviales normales: con partículas finas en suspensión y las más gruesas como carga de fondo. Aunque algunos flujos de lodo o crecidas están genéticamente relacionados con eventos laháricos, la mayoría no lo están y, por lo tanto, el término lahar no debe incluir ese tipo de flujos. A diferencia de las avalanchas de detritos, los lahares son depósitos húmedos donde el agua influye tanto en la génesis como en el transporte de la masa movilizada (Vallance, 2000; Vallance & Iverson, 2015).

Los lahares pueden ser primarios, sincrónicos con la erupción, o secundarios, posteriores a la erupción o no relacionados con ninguna (Vallance, 2000; Vallance & Iverson, 2015). La génesis de un lahar requiere una adecuada fuente de agua, ya sea en estado sólido o líquido, como un lago, hielo, nieve, entre otros, junto con abundante material no consolidado que típicamente incluye flujos piroclásticos, piroclastos de caída, morrenas con hielo entrampado o núcleo de hielo, depósitos coluviales, suelos, otros, además de pendientes elevadas junto con un relieve importante en su zona de inicio y un mecanismo que lo desencadene. Los lahares pueden ocurrir debido a:

- Períodos de lluvia intensos, no necesariamente coincidiendo con períodos de actividad volcánica
- Fusión de glaciares y nieve en las partes altas de un volcán durante actividad volcánica
- Vacío de un lago hospedado en la cumbre de un volcán
- Desplome de ladera debido a la prolongada alteración hidrotermal o sismo

Entre los principales efectos derivados de la interacción glaciovolcánica se destaca la abrasión y fusión generada por flujos piroclásticos, fusión por flujos de lava, fusión basal de nieve y hielo, eyección de agua a partir de lagos en cráteres y deposición de tefra (Major y Newhall, 1989, en Delgado Granados *et al.*, 2021). Por otro lado, y de acuerdo a Major y Newhall (1989), la fusión de nieve y/o hielo durante erupciones históricas ha sido causada principalmente por corrientes de densidad piroclástica (principal fuente de lahares primarios) seguida de fenómenos derivados de la fusión basal (entre ellos los *jökulhaups*). Esto va de la mano con la capacidad que poseen las coladas de lava para fluir sobre o bajo un glaciario o manto de nieve (Edwards *et al.*, 2015), al punto de que ciertas coladas tienden a moverse demasiado rápido para derretir el hielo glaciario (Delgado Granados *et al.*, 2021).

Debido a la carga de detritos en los torrentes laháricos, estos poseen un gran poder erosivo, el que ocurre por sobreexcavación de taludes subverticales, terrazas escarpadas y por excavación del fondo del cauce. La erosión es más fuerte en pendientes elevadas formadas por materiales no consolidados, y más débil en zonas formadas por roca fresca o en zonas con pendientes suaves. El flujo lahárico puede arrasarlo todo a su paso, incorporando muchas veces material orgánico como hojas y troncos destrozados y, ocasionalmente, los cuerpos de animales o personas. Los depósitos de este tipo de flujos se caracterizan por tener mala selección y estratificación (Delgado Granados *et al.*, 2021).

La razón principal de que este tipo de eventos sea tan frecuente en los volcanes es que comúnmente las pendientes de los volcanes activos son cubiertas por abundantes fragmentos sueltos de roca principalmente volcánica que pueden mezclarse con el agua formando flujos descendentes. El movimiento de los lahares se debe principalmente a la acción de la gravedad y su velocidad depende fuertemente del ángulo de la pendiente en la cual se moviliza y de la viscosidad del lahar (Vallance, 2000; Vallance & Iverson, 2015). Las dimensiones del canal y la dureza de la superficie infrayacente al flujo parecen tener un efecto considerable sobre la movilidad del flujo. A su vez, la viscosidad está relacionada a la proporción de material sólido transportado por el agua, siendo algunos flujos predominantemente acuosos, mientras que otros llegan a contener casi el 95 % de sólidos (Vallance, 2000; Vallance & Iverson, 2015).

Si la pendiente es fuerte, el flujo tendrá un efecto principalmente erosivo sobre el cono. A medida que el flujo baja por las laderas del estratovolcán, la pendiente disminuye. Por lo tanto, pierde energía y empieza a dejar su carga sólida, formando depósitos de detritos de varios metros de espesor. En especial cuando las laderas del cono son muy empinadas los flujos bajan con gran velocidad y energía (velocidades cercanas a los 100 km/h) y pueden aprovechar el curso de los valles, sepultando vastas áreas topográficas y causando un efecto no despreciable sobre la configuración del relieve (Vallance, 2000; Delgado Granados *et al.*, 2021).

Este tipo de fenómenos tiene una injerencia remarcada en el relieve de un sector en específico. Puede causar cambios geomorfológicos en un volcán como la generación de cañadas (quebradas profundas); cambios en los cursos de los ríos, embancamiento en algunos sectores y fuertes inundaciones en otros; rellenos de valles fluviales y cuencas; entre otros (Vallance, 2000; Delgado Granados *et al.*, 2021).

Los flujos laháricos están compuestos generalmente por varios pulsos u oleadas espaciados en el tiempo (Iverson *et al.*, 1997). Esto produce necesariamente modificaciones en la topografía entre cada oleada, producto de la depositación que ocurre entre dos pulsos. A su vez, las direcciones que pueden tomar los pulsos subsiguientes influyen en las áreas que pueden ser inundadas.

Casos emblemáticos en el globo que dan cuenta del poder destructivo de los lahares como resultado de la fusión de nieve y hielo sobre un edificio volcánico son las erupciones del volcán Santa Helena, Estados Unidos, en 1980, el cual obliteró al menos tres glaciares en su cima, Figura 42, (Barr *et al.*, 2018); y del volcán Nevado del Ruiz, Colombia, en 1985 (Delgado Granados *et al.*, 2021). Este último registra uno de los mayores números de fatalidades asociados a un mismo evento, con más de 23.000 fallecidos (Schuster y Highland, 2001). Por su parte, en los Andes extratropicales al menos 33 volcanes activos poseen hielo en su cubierta (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014), de los cuales en Chile varios han generado lahares voluminosos y destructivos, tales como los volcanes Llaima, Villarrica, Calbuco, Chaitén y Hudson, Figura 43 (González-Ferrán, 1995; Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014; Barr *et al.*, 2018).

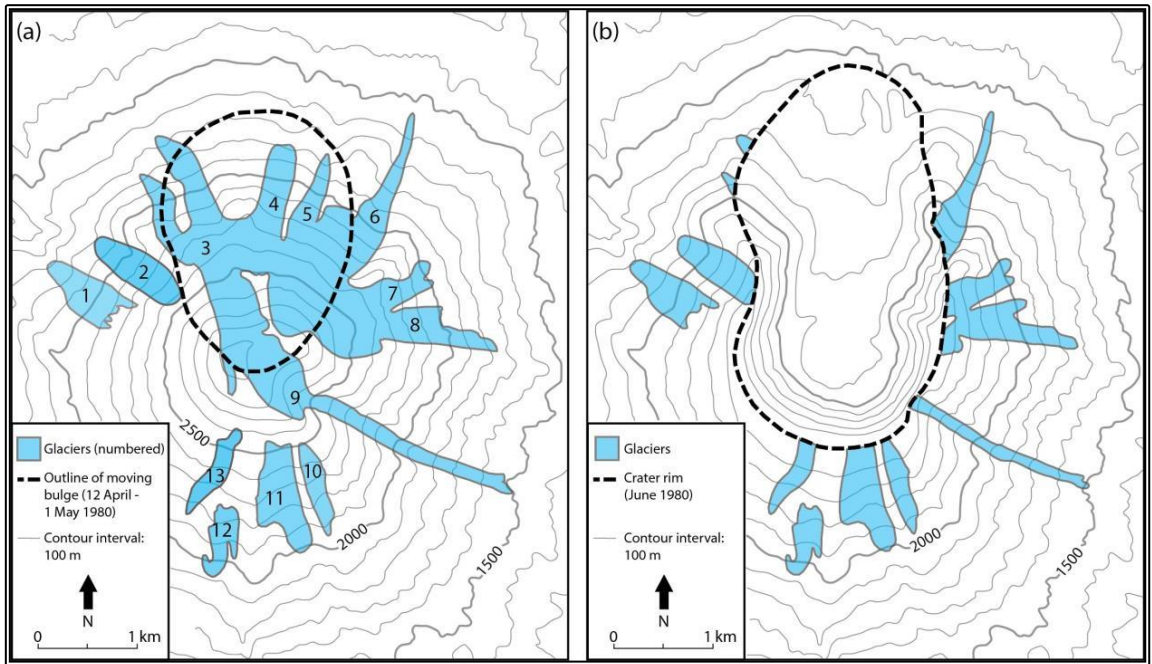


Figura 42. Glaciares ocupando el monte Santa Helena antes y después de la erupción de 1980. Extraído de Barr *et al.* (2018)



Figura 43. Erupción del volcán Villarrica de 1984. Columnas de vapor emanan en los límites del flujo de lava, el cual abrió un canal a través del glaciar. Fotografía de Hugo Moreno. Extraído de Delgado Granados *et al.* (2021)

3.3. FACTORES CONDICIONANTES

Considerando los fenómenos descritos, existe una amplia variedad de factores condicionantes para los distintos tipos de movimiento en masa. Estos no son necesariamente intrínsecos al glaciar que da origen a la remoción, sino también a agentes externos que incluyen tanto el clima y sus tendencias locales y regionales, la geología que caracteriza el entorno y lugar de emplazamiento de cada glaciar, como son los edificios volcánicos y tipos de erupción en el caso de los lahares, y a la naturaleza del tipo de represa natural en el caso de los fenómenos *GLOF*.

En la literatura reciente existen amplias aproximaciones a una descripción generalizada de los agentes que condicionan los procesos asociados a glaciares y suelo congelado que pueden llegar a constituir un peligro y, eventualmente, un riesgo a la población (Pralong y Funk, 2006; Schneider *et al.*, 2011; Failletaz *et al.*, 2012; Haeberli y Whitman, 2014; Iribarren-Anaconda *et al.*, 2015; GAPHAZ, 2017; Haeberli y Whitman, 2021; Allen, 2022). En particular, los trabajos de GAPHAZ (2017) (*Glacier and Permafrost Hazards in Mountains*) y Allen (2022) dan cuenta de un acabado resumen de factores condicionantes para inestabilidades en glaciares y permafrost, que van desde avalanchas de roca/hielo, *GLOFs*, flujos de detrito periglaciales, entre otros. Los autores desglosan los factores de acuerdo a procesos atmosféricos, criosféricos, geológicos y geomorfológicos y, en algunos casos, hidrológicos. Producto de lo anterior, se empleará el trabajo antes referido como guía para presentar la descripción de factores condicionantes.

Cabe destacar que, de acuerdo a lo estipulado por Kääb *et al.* (2021), los deslizamientos catastróficos se pueden considerar como un fenómeno que reúne características propias tanto de los fenómenos *surges* como de las avalanchas de hielo. Por lo tanto, es posible asumir una cierta similitud entre los factores condicionantes de los tres fenómenos antes mencionados. En lo que sigue se brinda una descripción de los factores condicionantes según los diferentes procesos, en el orden en que fueran expuestos en el subcapítulo 3.2 Tipos de movimientos en masa. Posterior a la respectiva descripción, se presenta un resumen de los factores condicionantes establecidos por cada fenómeno analizado. A partir de esta información, se establece el método de análisis de susceptibilidad del presente estudio, el cual se detalla en el capítulo 5.2 Metodología de análisis.

3.3.1. Avalanchas de hielo

Los factores que condicionan la ocurrencia de avalanchas de hielo y su magnitud son múltiples y pueden ser función de la temperatura y otras variables. Un primer factor corresponde al esfuerzo de cizalle en la base del glaciar, el cual es determinado por el grado de congelamiento y, por tanto, la adherencia en la interfaz glaciar-lecho junto con la presión de poros en la base del glaciar (Evans y Delaney, 2014). La inclinación y forma de la pendiente basal también juega un rol como factor condicionante (Pralong y Funk, 2006), incidiendo en la recurrencia que puede tener el fenómeno. Aquellos glaciares cuyo lecho sea irregular y/o aterrazado serán propensos a desencadenar rupturas de bloques más recurrentes en el tiempo, a diferencia de glaciares con lecho más uniforme. Por otro lado, el esfuerzo longitudinal del hielo glaciar también condiciona la generación de avalanchas de hielo puesto que, a mayor tensión entre las partículas de hielo, el glaciar posee más dificultad para la generación de grietas y, eventualmente, de rupturas hacia el frente. Algunos de estos factores son sensibles a la altitud, como lo son el caso de la pendiente y del congelamiento en la base, en la forma de que ambos aumentan con la altura geográfica (Alean, 1985). A continuación, se desglosan los factores como fuera sugerido por GAPHAZ (2017). Estos se resumen en la Tabla 7.

- Factores atmosféricos: estos consideran, principalmente, la temperatura por encima de la precipitación por ser esta última, en general, un agente desencadenante. Las sucesivas olas de calor junto con una elevada isoterma cero en el entorno condicionan la ocurrencia de avalanchas de hielo al favorecer una ablación más intensa junto con una mayor presencia de agua en la base del glaciar, como la recién ocurrida avalancha de hielo en el glaciar de la Marmolada, Alpes italianos (Murphy, 2022). La precipitación será un factor condicionante de este tipo de eventos en la medida de que vaya acompañada de una elevada temperatura al momento de su ocurrencia, favoreciendo la percolación de agua cálida y nieve fundida por medio de las fracturas y grietas en un glaciar (Evans *et al.*, 2021; Deline *et al.*, 2021; Allen *et al.*, 2022).
- Factores criosféricos: las condiciones termales del glaciar, o régimen termal del glaciar, o temperatura del núcleo de hielo (parámetro intrínseco cada glaciar como se señala en la sección 4.4.5), determinan si un glaciar tenderá a desencadenar una avalancha de hielo, por lo cual glaciares temperados serán más propensos que un glaciar frío, el cual se encuentra adosado a su lecho. El caso de los glaciares politermales tiene a ser un estado intermedio, inclinado a la mayor probabilidad de generar el fenómeno comparado con los glaciares fríos. La geometría del glaciar incidirá según el tipo de frente que este posea, ya sea en forma de risco, o acantilado, o de rampa con una pendiente más suave. En este caso, se considera de mayor susceptibilidad aquellos glaciares con frente en risco por cuanto pueden generar avalanchas de hielo más frecuentes, aunque de menor magnitud, que aquellas con frente en rampa menos usuales, pero de mayores dimensiones (Allen *et al.*, 2022). Glaciares con pendientes elevadas sobre 30° (Faillettaz *et al.*, 2015) tenderán a ser más propensos a desencadenar avalanchas de hielo que aquellos con frentes más suaves. La distribución de grietas dará cuenta de la condición de estabilidad del glaciar por cuanto su aparición repentina y de forma caótica hace referencia a una inestabilidad en desarrollo que puede conllevar el desprendimiento del glaciar, similar a lo ocurrido con la rimaya en el glaciar desprendido en el Pico Ronti, Chamoli, India (Shugar *et al.*, 2021). La topografía del lecho será determinante para la generación de avalanchas de hielo en la medida que el lecho sea más empinado y con menor presencia de irregularidades. Tal condición cobrará mayor peso siempre y cuando el glaciar sea de base temperada o, a lo menos, politermal. Pendientes del tipo convexo junto con un quiebre abrupto hacia el frente del glaciar serán elementos determinantes para condicionar el fenómeno. La hidrología del glaciar se considerará un factor condicionante en cuanto se aprecie una descarga anómala de agua producto de la fusión del hielo y/o infiltración de agua de lluvia o por fusión del manto nivoso. Cambios abruptos en el régimen de descarga serán indicios de una inestabilidad inminente. La velocidad superficial del glaciar será una precondición de las avalanchas de hielo por cuanto una aceleración repentina apuntará a una mayor contribución de velocidad en la base, y no solo por deformación, aspecto que va de la mano con la pérdida de resistencia en el lecho y/o una disminución de la fricción del mismo. A su vez, los cambios bruscos de elevación, así como los cambios extensionales del glaciar, determinarán la ocurrencia de avalanchas de hielo. Glaciares que retroceden de porciones más llanas tenderán a inclinarse a una condición de inestabilidad al perder sustento y soporte de dicha fracción del glaciar, como suele ser el caso de los ventisqueros colgantes. Finalmente, la ocurrencia previa de avalanchas de hielo apuntará a la eventual recurrencia del fenómeno, en la medida de que alguno de los factores antes mencionados persista.

- **Factores geológicos/geomorfológicos:** estos factores incluyen tanto la naturaleza de la roca donde se emplaza el glaciar, su grado de fracturamiento, la geometría y condición de las discontinuidades, la geometría del macizo rocoso (cóncavo, convexo), la relación de altura y pendiente con la ladera contigua, la existencia de fallas activas en el entorno, el grado de sismicidad que estas puedan representar y la ocurrencia previa de fenómenos de remoción en masa tales como caída de rocas, volcamientos, y/o deslizamientos (GAPHAZ; 2017). Su consideración está relacionada con la potencial ocurrencia de eventos de avalanchas mixtas de hielo y roca, como los casos emblemáticos en el Nevado Huascarán, Perú, en 1960 y 1970 (Evans *et al.*, 2009a; Evans *et al.*, 2021) y en Chamoli, India, el 7 de febrero de 2021 (Shugar *et al.*, 2021).

Tabla 7. Resumen de factores condicionantes para avalanchas de hielo

Tipo de factor	Factor condicionante	Variables evaluadas
Atmosférico	Temperatura	Temperatura media anual del aire, olas de calor, altura isoterma cero
	Precipitación	Lluvia cálida, lluvia sobre nieve
Crioférico	Régimen termal del glaciar	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)
	Geometría del glaciar	Frente en risco o en rampa
	Pendiente	Pendiente media del glaciar (sobre 30°)
	Presencia de grietas	Distribución y ocurrencia
	Topografía del lecho	Pendiente del lecho, presencia de asperezas, convexidad
	Hidrología del glaciar	Variaciones en la descarga de agua
	Velocidad superficial	Aceleración del glaciar
	Cambios de elevación	Adelgazamiento/engrosamiento
	Cambios de extensión	Avance, retroceso
	Ocurrencia previa de avalanchas	Otras avalanchas de hielo del glaciar
Geológico	Tipo de roca	Litología de la roca circundante
	Fracturamiento	Grado de fracturamiento del macizo
	Discontinuidades	Geometría, condición
	Geometría de la ladera	Desnivel, pendiente
	Estructuras geológicas	Existencia de fallas y sismicidad asociada
	Ocurrencia de procesos de remoción en masa	Otras remociones (deslizamientos, caídas de rocas)

3.3.2. Surges

Como se indica en el apartado 3.2.2, existen dos tipos de mecanismos para el desarrollo de un *surge*. Para los *surge* tipo Alaska se requiere la existencia de una capa débil en la base del glaciar y, a su vez, que el glaciar sea de carácter temperado junto con la abundante presencia de agua en la base. Por tanto, la temperatura del glaciar y el material del lecho constituyen dos factores condicionantes. Los *surges* lentos, o *surge* tipo Svalbard, se originan en glaciares politermales donde hay cambios graduales en la temperatura del hielo en la base del glaciar, de modo que también son condicionados por la temperatura del mismo. Una característica común de ambos tipos de glaciares surgentes es la existencia de un mecanismo de drenaje subglaciar, ya sea en forma de red de drenaje o en forma de conductos independientes (Jiskoot, 2011), el cual también constituye un factor condicionante. Pese a lo anterior, acorde a Jiskoot (2011), aún existen interrogantes respecto a los mecanismos que controlan el inicio, la propagación y el fin de los fenómenos *surges*, como fuera corroborado por Falaschi *et al.* (2018b) en el análisis del cúmulo de glaciares surgentes existentes en el área de estudio (Tabla 31). Los autores dan cuenta que no existe una relación directa entre el tipo de *surge* y la estacionalidad de su origen, pudiendo ocurrir surgencias tanto en época estival como invernal en una misma región. Si bien estudios recientes apuntan a una teoría unificada de la ocurrencia de fenómenos *surge*, en términos de la disipación de energía, o liberación de la entalpía del glaciar (Benn *et al.*, 2019), en este trabajo se acoge la segregación de *surges* tipo Alaska o Svalbard para efectos del recuento de sus factores condicionantes como se presenta a continuación. Un resumen de dichos factores se encuentra en la Tabla 8.

- Factores atmosféricos: la temperatura ambiente, o temperatura media del aire, juega un rol como agente condicionante en cuanto a los cambios de tendencia que posea en una determinada región y su efecto en los glaciares del entorno. Una elevada línea de equilibrio condicionada por altas temperaturas en el sector puede repercutir en el régimen termal del glaciar, ya sea frío, politermal o temperado, determinando así el mecanismo por el cual un glaciar podría o no experimentar un *surge* (Truffer *et al.*, 2021). La precipitación, en cambio, y similar al caso de las avalanchas de hielo, poseerá un rol menor supeditado al efecto de la temperatura, por cuanto el desbalance del glaciar que dé origen al *surge* estará sujeto a un exceso de acumulación en el área reservorio. Para ello se requiere suficiente precipitación en estado sólido y condiciones estacionales que permitan la persistencia de la nieve acumulada.
- Factores criosféricos: las condiciones termal del glaciar serán determinantes para condicionar la ocurrencia de un *surge* en términos del mecanismo en que éste podría ocurrir. Como fuera señalado antes, glaciares fríos o politermales tenderán a experimentar *surges* lentos, o tipo Svalbard, mientras que glaciares temperados serán más propensos a la ocurrencia de *surges* rápidos, o tipo Alaska. A modo general, un cambio en el régimen termal será determinante para la ocurrencia de un *surge* en virtud del desbalance energético que conlleva. La geometría del glaciar condiciona la ocurrencia del fenómeno por cuanto glaciares colgantes no suelen ser propensos a los *surges*, al contrario de los glaciares de baja pendiente (hasta 10°; Kääh *et al.*, 2021), por lo general correspondiente a glaciares de valle alargados con múltiples cuerpos tributarios y, en algunos casos, la porción inferior de glaciares de montaña. Es importante señalar que uno de los atributos de este fenómeno es el hecho de que el desbalance que da origen al *surge* se propaga a lo largo de todo el glaciar. Producto de lo anterior, es que los patrones caóticos de grietas son un claro indicio de la ocurrencia eventual, o en curso, de un *surge*, motivo por el cual también se consideran como

un factor condicionante, como es el caso del *surge* en curso del glaciar Muldrow en Alaska (Samsonov, 2022). La hidrología del glaciar, tal como se señalase antes, es fundamental para condicionar la ocurrencia de estos fenómenos, en particular para los *surges* rápidos o tipo Alaska: un aumento en la presión basal por mayor presencia de agua puede favorecer el desacoplamiento del glaciar con su lecho (mecanismo de pistón hidráulico, o “flotación catastrófica”, similar al caso de los deslizamientos catastróficos y algunos tipos de *GLOFs*, como se indicará más adelante). El efecto del despegue del glaciar de su lecho resulta en un aumento de la velocidad superficial del mismo. Como regla general, un glaciar se considerará en *surge* una vez que su velocidad superficial sea a lo menos 10 veces más alta que aquella considerada normal (Jiskoot, 2015) durante los ciclos de latencia (esto último en relación a que los *surges* tienden a ser fenómenos cíclicos). Por tanto, una aceleración repentina del glaciar se considera una condición propia de que el glaciar está experimentando el proceso de surgencia. Esto suele estar acompañado del avance repentino del glaciar, entendido como una variación positiva tanto en su extensión como en su espesor hacia el frente, o zona de ablación, aspecto que queda en evidencia para los glaciares surgentes de los Andes centrales en los estudios de Falaschi *et al.* (2018b) y Farías-Barahona *et al.* (2020a). Como corolario de lo anterior, se desprende que un glaciar relativamente llano que experimente un ajuste de geometría ya sea como variaciones frontales positivas y/o en forma de un engrosamiento en su porción inferior, será propenso a sufrir el *surge*. Dado que las surgencias glaciares se consideran fenómenos cíclicos y que tienden a ocurrir en cúmulos, la ocurrencia previa de este fenómeno se considera como un factor condicionante determinante para su evaluación.

- Factores geológicos/geomorfológicos: en vista de que los glaciares surgentes tienden a concentrarse en cúmulos a lo largo de las distintas regiones montañosas en el globo (Truffer *et al.*, 2021), la ubicación de un determinado glaciar en relación a otros glaciares que hayan experimentado un *surge* será un factor condicionante para su ocurrencia. Por otro lado, la mayor abundancia de till en la base del glaciar se considera como una condición adicional para los *surges*. Esto implica que se requieren rocas geotécnicamente débiles, erodables y/o asociadas a ciertos planos de debilidad (por ejemplo, fallas geológicas) que permitan el mayor desarrollo de sedimento en la base del glaciar. Cabe destacar que, de acuerdo a estudios recientes (Crompton *et al.*, 2018) la existencia de un lecho rocoso poco fracturado podría incidir en la mayor abundancia de till en la base y, por tanto, volver a un glaciar más propenso al *surge*. Esto, a su vez, se enlaza con la topografía del lecho que, al igual que la topografía superficial, ha de ser relativamente llana para condicionar el proceso de surgencia.

Tabla 8. Resumen de factores condicionantes para surges

Tipo de factor	Factor condicionante	Variables evaluadas
Atmosférico	Temperatura	Cambios de tendencia en la temperatura media anual, altura de la línea de equilibrio
	Precipitación	Estacionalidad, acumulación en invierno
Criosférico	Régimen termal del glaciar	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)
	Geometría del glaciar	Forma y largo del frente, pendiente del glaciar, existencia de glaciares tributarios
	Grietas	Ocurrencia y patrones de agrietamiento
	Hidrología del glaciar	Tipo de drenaje
	Velocidad superficial	Aceleración repentina, diferencia con velocidad normal del glaciar
	Variaciones del glaciar	Avance del frente
	Balance de masa	Engrosamiento hacia el frente del glaciar
	Ocurrencia previa de surges	<i>Surges</i> anteriores en el glaciar
Geológico	Tipo de roca	Litología de la roca basal
	Ubicación del glaciar	Presencia de otros glaciares surgentes
	Presencia de till en la base	Abundancia y distribución
	Resistencia del macizo en la base	Resistencia a la abrasión
	Presencia de planos de debilidad	Número y tipo de fallas y fracturas
	Topografía del lecho	Pendiente del lecho, rugosidad

3.3.3. Deslizamientos catastróficos

En virtud de la atención que han recibido los colapsos de los glaciares Kolka y Aru en 2002 y 2016, respectivamente, se han propuesto una serie de factores que dan cuenta de las condiciones previas a estos (Evans *et al.*, 2009b; Evans y Delaney, 2014; Gilbert *et al.*, 2018; Kääb *et al.*, 2018) y otros eventos similares a lo largo del globo (Jacquemat *et al.*, 2020; Kääb *et al.*, 2021). Análogo a lo sostenido por Marangunic, 1997, para el deslizamiento catastrófico del glaciar Aparejo en 1980, los eventos conocidos a la fecha tienen como factor común la presencia de un lecho débil, compuesto mayormente por till (Kääb *et al.*, 2021) o morrena de fondo (Marangunic, 1997). Al mismo tiempo, la pendiente juega un rol sustancial: 4 de los 5 casos descritos en el apartado 3.2.3, con excepción del colapso del glaciar Tinguiririca (Falaschi *et al.*, 2018c), se originaron en glaciares con un lecho relativamente plano, de pendiente inferior a 15°. Otro factor condicionante es la litología de la base. La presencia de arcillas y otros sedimentos de grano fino favorece la reducción de la fricción en el lecho con el aumento de la presión basal (Marangunic, 1997; Kääb *et al.*, 2018; Gilbert *et al.*, 2018; Falaschi *et al.*, 2018c; Kääb *et al.*, 2021). Finalmente, es de consenso entre los autores referidos que la temperatura del glaciar actúa como condicionante del evento en particular, dado que todos los glaciares desprendidos súbitamente a la fecha eran de carácter temperado u politermales (Kääb *et al.*, 2021). De los puntos antes señalados, es posible desprender de forma generalizada la idea planteada recientemente por Kääb *et al.* (2021): los deslizamientos catastróficos reúnen características tanto de las avalanchas de hielo como de los *surges* en la forma de una incapacidad para ajustar su geometría en respuesta a cambios en su régimen de esfuerzos como en la capacidad para propagar la inestabilidad inicial a través del glaciar, respectivamente. En consecuencia, se pueden interpretar como un miembro intermedio de ambos fenómenos. Producto de lo anterior, los factores condicionantes que a continuación se

desglosan están basados en gran medida en aquellos antes señalados en los puntos 3.3.1 y 0, como se resume en la Tabla 9.

- Factores atmosféricos: similar a los fenómenos antes descritos, la temperatura y la precipitación actúan como factores condicionantes de los deslizamientos catastróficos de forma conjunta. Sucesivos días de temperatura elevada pueden permitir la fusión de nieve y/o hielo sobre el glaciar junto con la posterior percolación de agua al interior y a la base del glaciar. Por otro lado, temporadas consecutivas de precipitación invernal pueden permitir el desarrollo de un frente de inestabilidad (o abultamiento) en el glaciar, análogo al caso de los *surges*, el cual, ante condiciones específicas del glaciar y el lecho como se detalla en lo que sigue, favorece la ocurrencia de este tipo de movimiento en masa.
- Factores criosféricos: análogo a las avalanchas de hielo y *surges*, las condiciones termales del glaciar son una condición esencial para la ocurrencia de deslizamientos catastróficos. En efecto, de los más de 20 casos analizados por Kääb *et al.* (2021), ninguno de los glaciares era de base fría, por el contrario, la gran mayoría eran de base temperada y, en algunos casos, politermales. Por otro lado, y como fuese adelantado anteriormente, la geometría del glaciar es determinante para condicionar los eventos de deslizamientos catastróficos: glaciares relativamente llanos, con pendiente superficial promedio entre 10° y 20° serán considerados aquellos más propensos, puesto que aquellos cuerpos más planos no reunirían las condiciones para exceder el umbral de esfuerzo necesario para el colapso (Figura 20 en Kääb *et al.*, 2021), mientras que glaciares con pendiente mayor a 20° tienden a sostener glaciares de menor espesor con diferente geometría dando origen, por tanto, a desprendimientos similares a las avalanchas de hielo. El agrietamiento repentino de la superficie del glaciar es otro factor condicionante que se ha reportado para este fenómeno, como fuera el caso de los glaciares Aru en 2016 (Kääb *et al.*, 2018). En efecto, en el estudio de Kääb *et al.* (2021) se reporta la presencia anormal de grietas en 7 de los 11 glaciares evaluados a lo largo de los múltiples eventos descritos. Análogo al caso de los *surges*, la hidrología glaciar es un factor condicionante por cuanto una mayor presencia de agua en la base del glaciar, disminuye la presión efectiva reduciendo así la fricción basal (Kääb *et al.*, 2021). De la mano con lo anterior, los signos de una aceleración anómala en el glaciar apuntan tanto a la potencial ocurrencia de un *surge* como a un deslizamiento catastrófico. A modo general, un aumento repentino de la velocidad del glaciar se considera como un comportamiento “*surge*-afín” (Kääb *et al.*, 2021). En esta misma línea, los cambios en la geometría del glaciar, en particular el abultamiento, se interpretan como otro factor que condiciona la ocurrencia del colapso del glaciar, similar a lo sugerido para el glaciar Tinguiririca 3 (Kääb *et al.*, 2021). Ello va de la mano con un cambio brusco en el régimen general de balance de masa del glaciar, como se evidenció en el caso de los glaciares Aru en 2016 (Kääb *et al.*, 2018). De igual modo, un avance repentino del glaciar, así como un engrosamiento anómalo por debajo de la línea de equilibrio, podría ser indicio tanto de un potencial *surge* como de un deslizamiento catastrófico según qué otros factores estén presentes al momento de evaluar el fenómeno. Finalmente, y al igual que para los otros procesos de movimiento en masa descritos, la ocurrencia previa de deslizamientos catastróficos, así como también *surges* en el glaciar evaluado, tendrá un rol clave como factor condicionante puesto que las condiciones conjuntas que llevaron a la ocurrencia de la inestabilidad podrían replicarse si el régimen glacioclimático así lo permitiese. Este último factor adquiere relevancia por cuanto la evolución temporal de los glaciares deriva en condiciones que pueden propiciar, como desfavorecer, la ocurrencia futura de colapsos.

- **Factores geológicos/geomorfológicos:** el principal factor condicionante ligado a la geología es la existencia de un lecho débil con amplia presencia de till en la base del glaciar. Esto va acompañado de una topografía subglaciar relativamente lisa, de modo tal que la fricción en la base tiende a ser baja producto de las escasas asperezas existentes (Kääb *et al.*, 2021). De igual forma, la ocurrencia de otros procesos de remoción en masa de hielo y/o roca en la superficie del glaciar, como el caso del glaciar Kolka (Evans *et al.*, 2009b; Kääb *et al.*, 2021) también se consideran como un factor condicionante. Una mención particular recae en la sismicidad. Si bien esta tiende a ser evaluada como un agente desencadenante, de acuerdo a Kääb *et al.* (2021), la ocurrencia de un terremoto M6,4 dos semanas antes del deslizamiento catastrófico de 1988 del glaciar Tsambagarav, Mongolia, permitió el desarrollo de una fractura en el glaciar. Esta última habría actuado como factor condicionante puesto que por medio de la misma se habría filtrado agua de fusión a la base del glaciar.

Tabla 9. Resumen de factores condicionantes para deslizamientos catastróficos

Tipo de factor	Factor condicionante	Variables evaluadas
Atmosférico	Temperatura	Temperatura media anual del aire, olas de calor, altura isoterma cero
	Precipitación	Estacionalidad, acumulación en invierno
Criosférico	Régimen termal del glaciar	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)
	Pendiente del glaciar	Pendiente media del glaciar (entre 10° y 20°)
	Presencia de grietas	Distribución y ocurrencia
	Hidrología del glaciar	Presencia de agua en la base del glaciar
	Velocidad superficial	Aceleración repentina, diferencia con velocidad normal del glaciar
	Geometría del glaciar	Existencia de un abultamiento en el glaciar
	Balance de masa	Engrosamiento hacia el frente
	Ocurrencia previa de colapsos	Deslizamientos catastróficos previos en el glaciar
Geológico	Tipo de roca	Litología de la roca basal
	Material en el lecho	Presencia y extensión de till
	Litología del lecho	Presencia de arcillas
	Topografía del lecho	Rugosidad y presencia de asperezas
	Procesos de remoción en masa	Deslizamientos sobre el glaciar
	Sismicidad	Desarrollo de fracturas

3.3.4. GLOFs

Los factores condicionantes de los fenómenos *GLOFs* varían, en primer lugar, de acuerdo a la naturaleza de la represa. Para los *GLOFs* originados en lagos represados por hielo, estos factores tienen relación con propiedades intrínsecas al glaciar, o factores criosféricos en su mayoría. Algunos mecanismos que condicionan la generación de vaciamientos súbitos en lagos represados por hielo son la existencia de drenaje subglaciar; el grado de deformación plástica del hielo en la

represa; el debilitamiento del hielo glaciar producto de actividad volcánica subglaciar, como suele ser el caso en los *jökulhlaups* de Islandia; la presencia de cavidades subglaciares; la existencia de brechas en la interfaz hielo/roca o hielo/suelo para el caso de los lagos marginales; represas de hielo con un alto nivel de fracturas, como lo es el caso de los lagos formados por el represamiento de ríos tras el avance súbito de un glaciar surgente (Iribarren *et al.*, 2014; Clague y O'Connor, 2021).

Por otro lado, en el escenario de un lago represado por una morrena, como es el caso de los lagos proglaciares, el drenaje súbito suele estar condicionado ante características propias del cuerpo de agua y su entorno, tales como la existencia de una brecha en la represa y su consecuente expansión tras el rebalse del cuerpo de agua. La estabilidad de las represas formadas por morrenas está sujeta a la geometría de ésta, a sus características internas como la presencia de hielo remanente en su interior y a la granulometría del material que la compone (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2015; Clague y O'Connor, 2021).

En lo que sigue, se presenta un desglose según tipo de factores, como sugiere GAPHAZ (2017). Un resumen de los mismos se encuentra en la Tabla 10.

- Factores atmosféricos: similar a otros fenómenos de movimiento en masa de origen glaciar, el incremento sostenido de la temperatura ambiente incide como precondition para los *GLOFs* dada su repercusión en las tasas de adelgazamiento y retroceso del glaciar, a la vez que actúa como agente desestabilizador de glaciares colgantes cuyas eventuales avalanchas de hielo pueden dar origen a vaciamientos repentinos del lago glaciar. En general, la tendencia que manifieste la temperatura media será una variable de relevancia ante la respuesta inmediata del glaciar en la forma de nuevos lagos en su superficie, márgenes, interior y/o lecho (Clague y O'Connor, 2021). Por otro lado, la precipitación jugará un rol secundario como factor condicionante en la generación de *GLOFs* por cuanto puede aumentar de forma gradual el volumen de agua del lago incidiendo en mayor presión hidrostática en la represa. A su vez, incide en la ocurrencia de otros procesos de remoción en masa que impacten el cuerpo de agua generando el vaciamiento.
- Factores criosféricos: en primer lugar, la existencia o no de un lago de origen glaciar es uno de los principales factores condicionantes. Cabe destacar que la no evidencia de un lago glaciar en superficie no permite descartar su existencia, puesto que este puede estar desarrollado en forma de un lago intraglaciario o subglaciario. Este último requiere particular atención en el caso de glaciares sobre edificios volcánicos activos ante la eventual ocurrencia de *jökulhlaups* producto de actividad volcánica subglaciario (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2015; Delgado Granados *et al.*, 2021). En el caso de ausencia de un lago glaciar en superficie, cobrará relevancia como factor condicionante el tipo de glaciar en evaluación: glaciares de valle y glaciares de montaña serán más propensos a originar lagos en sus frentes, márgenes y/o superficies, a diferencia de glaciaretos y glaciares de montaña colgantes. En particular, grandes glaciares de valle tenderán a represar los valles tributarios ante la generación de cordones morrénicos laterales (Clague y O'Connor, 2021). Dado lo anterior, la geometría del glaciar también será un factor condicionante que incidirá en el tipo de lago a originar. A su vez, el balance de masa acompañado del mecanismo de pérdida de masa del glaciar condicionará en gran medida el fenómeno *GLOF*: glaciares que pierdan masa en la forma de depresiones, socavones en superficie, taludes de hielo y/o fragmentación, serán propensos a generar lagunas en superficie, en el frente y en el margen mismo del glaciar (GAPHAZ, 2017). Por lo mismo, las condiciones termales del glaciar

también poseerán un rol como factor condicionante, por cuanto glaciares temperados y/o politermales son más propensos a generar lagos en todos los niveles del glaciar dada la fusión del hielo del mismo junto con la percolación de agua proveniente de fusión del manto nival y precipitación. Además, glaciares surgentes serán propensos a la ocurrencia de *GLOFs* dada su capacidad de represar esteros y ríos aledaños, como es el caso del glaciar Grande del Nevado del Plomo en Argentina (Truffer *et al.*, 2021). Si bien los procesos de *calving* son inusuales en la latitud del área de estudio, con excepción del glaciar y laguna El Morado durante el crecimiento del lago (Farías-Barahona *et al.*, 2020b), el desprendimiento de bloques de hielo acompañado del fracturamiento y generación de grietas en el frente del glaciar son condicionantes para el desborde del lago proglaciar y/o marginal ante la posibilidad de un desprendimiento que origine una ola con la capacidad de desbordar el lago.

En el caso de la existencia de un lago glaciar represado por hielo, sea cualquiera de sus múltiples configuraciones, Figura 38, la existencia de una red de drenaje glaciar que conecte el lago con el sistema hidráulico del glaciar condicionará la ocurrencia del vaciamiento ante el desarrollo y expansión del túnel por el cual drena el lago mediante el mecanismo de erosión termal o por la acumulación de agua en el lago al nivel que permita levantar el glaciar por flotación hidráulica (Clague y O'Connor, 2021). En este escenario, las dimensiones del lago, área, batimetría y volumen, serán condicionantes para la ocurrencia de fenómenos *GLOFs* por cuanto lagos más grandes son más propensos a generar vaciamientos tanto por la mayor probabilidad de impacto de una avalancha de roca y/o hielo como por la mayor influencia de la red de drenaje desde y hacia el lago. A este último respecto, la presencia de glaciares colgantes en el entorno del lago será otra condición para la ocurrencia de *GLOFs*, sin embargo, su efecto en la susceptibilidad estará dado por el mismo análisis del glaciar en cuestión ante la ocurrencia de desprendimientos de hielo. A su vez, la capacidad que posea el glaciar para restaurar la barrera de hielo que dio origen al lago en primer lugar estará dada por la tendencia del balance de masa (predominio de ablación o de acumulación) que presente el glaciar al momento de su evaluación junto con su inclinación al avance o retroceso del mismo.

- Factores geológicos/geomorfológicos: los factores ligados a la geología y geomorfología en el entorno del glaciar y lago en evaluación estarán condicionados en primer lugar por la existencia de un cuerpo de agua de origen glaciar. De manera general, aquellos factores geológicos considerados para la susceptibilidad de avalanchas de hielo (estabilidad del macizo rocoso, calidad de éste, presencia de fracturas y discontinuidades, existencia de depósitos de remoción en masa) serán elementos comunes para el caso del vaciamiento súbito de lagos, por cuando la ocurrencia de desprendimientos de roca sobre el cuerpo de agua dará origen a un *GLOF* independiente del tipo de represa (GAPHAZ, 2017, Allen *et al.*, 2022). El material que constituye la barrera del lago es determinante para la estabilidad de la misma represa y, por tanto, para la susceptibilidad del vaciamiento por cuanto represas de roca serán menos propensas a degradarse que barreras morrénicas, barreras morrénicas con núcleo de hielo y, en último lugar, represas de hielo glaciar. En el caso de lagos represados por morrenas, ya sean frontales en el caso de que sea el mismo glaciar que haya dado origen al lago como el caso del glaciar El Morado (Farías-Barahona *et al.*, 2020) o marginales cuando se trata de lagos represados por morrenas laterales de grandes glaciares de valle (Clage y O'Connor, 2021), los factores condicionantes estarán dados en gran medida por la geomorfología asociada al lago. Entre estos se considera la presencia de hielo entrampado en la morrena dado su potencial a ser degradado conforme al alza de la

temperatura media, condiciones similares a la evaluación de susceptibilidad por degradación de suelo congelado (GAPHAZ, 2017). La geometría de la represa y su relación con el nivel del lago será otro factor condicionante ante la mayor probabilidad de rebalse y desborde tras el impacto de un cuerpo o remoción en masa sobre el lago glaciar, como es el caso de los tsunamis por deslizamiento en lagos. Similar al caso de los lagos represados por hielo del glaciar, los lagos represados por morrenas serán más propensos a su vaciamiento ante la existencia de un gradiente hidráulico entre el lago y la barrera que permita el desarrollo de canales en la represa al punto de constituir un nivel freático en el material que represa el cuerpo de agua. Este factor condicionante incidirá en la forma de debilitar la barrera natural aumentando la susceptibilidad ante el rompimiento de la represa.

Por otro lado, la geomorfología de la microcuenca que alberga el lago glaciar incide en la susceptibilidad del *GLOF* de acuerdo a una serie de variables (GAPHAZ, 2017): el área de la cuenca por cuanto mayor superficie supone un mayor drenaje hacia el lago; la pendiente aguas arriba del glaciar y del lago ya que esta favorecerá el desplazamiento de agua y de procesos de remoción, o movimiento, en masa. A su vez, la densidad de la red de drenaje aguas arriba hará más propenso el vaciamiento en caso de que el lago reciba mayor alimentación tanto del glaciar como de la ladera. Del mismo modo, la existencia de otros lagos pendiente arriba, junto con la recurrencia de vaciamentos de este u otros lagos en el entorno, incidirá en la susceptibilidad ante la probabilidad de ocurrencia de eventos en cadena.

Tabla 10. Resumen de factores condicionantes para *GLOFs*

Tipo de factor	Factor condicionante	Variables evaluadas	Tipo de represa
Atmosférico	Temperatura	Temperatura media anual del aire, olas de calor	Hielo/morrena
	Precipitación	Precipitación acumulada e intensidad	Hielo/morrena
Crioférico	Existencia del lago	Presencia o no de un lago glaciar	Hielo/morrena
	Tipo de lago (represado por hielo)	Supraglaciar, intraglaciar, subglaciar, marginal	Represa de hielo
	Tipo de glaciar	Tipo de glaciar según su clasificación primaria (de montaña, de valle)	Hielo/morrena
	Geometría del glaciar	Tipo de frente del glaciar (colgante, de valle, de circo)	Hielo/morrena
	Balance de masa	Tendencia a la ablación o acumulación	Hielo/morrena
	Mecanismo de ablación	Tipo de pérdida de masa: depresiones, taludes, fragmentación, retroceso	Hielo/morrena
	Régimen termal del glaciar	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)	Hielo/morrena

Tipo de factor	Factor condicionante	VARIABLES EVALUADAS	Tipo de represa
	<i>Surges</i> en el glaciar	Represamiento de cauces por parte del glaciar, retroceso tras el <i>surge</i>	Represa de hielo
	Calving	Número y tamaño de bloques desprendidos	Represa morrénica
	Drenaje subglaciar	Tipo y caudal de drenaje	Represa de hielo
	Geometría del lago	Dimensiones (área, batimetría, volumen)	Hielo/morrena
	Presencia de otros glaciares colgantes	Eventual ocurrencia de avalanchas de hielo en el lago	Hielo/morrena
	Variaciones del glaciar	Avances y/o retrocesos del glaciar	Hielo/morrena
Geológico	Tipo de lago (represado por morrena)	Si el lago es o no represado por una morrena del glaciar	Represa morrénica
	Tipo de roca	Litología de la roca circundante	Hielo/morrena
	Fracturamiento	Grado de fracturamiento del macizo	Hielo/morrena
	Discontinuidades	Geometría, condición	Hielo/morrena
	Geometría de la ladera	Desnivel, pendiente	Hielo/morrena
	Estructuras geológicas	Existencia de fallas y sismicidad asociada	Hielo/morrena
	Ocurrencia de procesos de remoción en masa	Deslizamientos o caídas de rocas sobre el lago	Hielo/morrena
	Tipo de material en la barrera	Roca, morrena, morrena con hielo, solo hielo	Hielo/morrena
	Tipo de morrena	Terminal, frontal, marginal,	Represa morrénica
	Geometría de la represa	Desnivel y pendiente respecto al lago y al entorno	Represa morrénica
	Gradiente hidráulico en la represa	Existencia de un nivel freático en la represa	Hielo/morrena
	Área del circo/microcuenca	Superficie de drenaje aguas arriba del glaciar y lago	Hielo/morrena
	Densidad de la red de drenaje hacia el glaciar	Número de cursos de agua hacia el lago	Hielo/morrena
	Presencia de lagos aguas arriba	Existencia de otros cuerpos de agua a mayor elevación	Hielo/morrena
	Ocurrencia de otros <i>GLOFs</i>	Reportes de vaciamientos previos	Hielo/morrena

3.3.5. Lahares primarios

Los flujos laháricos, por su naturaleza y origen, requieren la presencia de un sustrato volcánico poco cohesivo y que sea de rápida incorporación al flujo. A su vez, en el caso de los lahares primarios, o sincrónicos, la fase fluida del lahar verá su origen en la nieve y/o hielo presente en el

edificio volcánico. Por tanto, la presencia de glaciares con o sin manto nivoso es otro factor condicionante para la génesis de lahares. Puesto que los lahares fluyen por acción de la gravedad, la pendiente del volcán que desencadena la erupción también constituye un factor condicionante (Vallance, 2000; Vallance & Iverson, 2015). Estratovolcanes con cubiertas de hielo serán más propensos a generar lahares que volcanes escudo (edificios volcánicos de laderas menos pronunciadas, hasta 10°, y producidos por la acumulación casi exclusiva de lavas basálticas, SERNAGEOMIN, 2022) con glaciares en su superficie, dada la diferencia de pendiente existente en ambos tipos de morfología (Delgado Granados *et al.*, 2021).

En esta oportunidad, para el desglose de los factores condicionantes como fuese propuesto por GAPHAZ (2017), se contemplan, además, factores propios de los flujos de detritos en ambientes de alta montaña, como se detalla a continuación y se resumen en la Tabla 11.

- Factores atmosféricos: si bien la susceptibilidad a la ocurrencia de lahares por fusión de nieve/hielo está dada en gran medida por factores geológicos, la temperatura y precipitación poseen un rol menor como factores condicionantes distinto a los otros fenómenos descritos, por cuanto una menor temperatura media del aire favorece los eventos de precipitación sólida tanto en el volcán como en los glaciares sobre el edificio volcánico. Una capa de nieve más espesa al momento de la erupción podrá tener un rol dual ya sea como inhibidor de la fusión del hielo (solo fusión del manto nivoso), o bien, favoreciendo la inestabilidad del glaciar tras la percolación de agua de fusión de nieve una vez que esta interactúa con el producto volcánico (caída de tefra, corriente de densidad piroclástica, colada de lava, impactos por bloques balísticos) según el escenario eruptivo (Delgado Granados *et al.*, 2021). Pese a que ambos factores actúan de forma conjunta, se presentan de forma independiente en el planteamiento de los factores condicionantes (Tabla 11).
- Factores criosféricos: de la mano con lo anterior, la presencia o no de nieve al momento de la erupción condicionará la ocurrencia de lahares por sobre la cobertura glaciar en el volcán. La menor densidad de la nieve, el espesor del manto junto con su mayor exposición a los productos volcánicos permite que ésta sea más propensa a la fusión que el hielo glaciar, el cual puede o no estar cubierto por depósitos de caída, tefra o lapilli. Las características del glaciar condicionarán la ocurrencia de lahares en la medida que el glaciar se encuentre, en primer lugar, al alcance de fenómenos como coladas de lava, flujos u oleadas piroclásticas, caída de tefra y/o impactos balísticos. De lo anterior es posible desprender que glaciares más cercanos al centro eruptivo tenderán a ser más propensos a generar lahares tras la fusión del hielo. A este respecto, la geometría del glaciar será determinante en tanto que una mayor superficie y espesor se traducirán en mayor disponibilidad de volumen de hielo para su fusión como consecuencia de la interacción glaciovolcánica (Delgado Granados *et al.*, 2021). Del mismo modo, la pendiente del glaciar favorece la ocurrencia de los flujos laháricos en tanto una mayor pendiente permitirá desestabilizar más rápido el material del cono volcánico una vez disponible el agua por fusión del hielo. En esta línea, glaciares cuya tendencia de balance de masa sea a la ablación, tenderán a ser menos propensos en el tiempo a desencadenar lahares al punto de desaparecer del edificio volcánico, como es el caso del glaciar en el flanco noreste del volcán Popocatepetl en México (Reinthal *et al.*, 2019). Por el contrario, y en menor medida, los procesos de ablación diferenciada derivados de la interacción del glaciar con la tefra pueden desestabilizar secciones del glaciar al aumentar la pendiente de los bloques de hielo, y su posterior fusión, condicionando así la ocurrencia de lahares de menor magnitud (Delgado Granados *et al.*, 2021). La existencia de una cobertura detrítica en el glaciar incidirá en la susceptibilidad en la forma en que una

cobertura más espesa dificultará la interacción glaciovolcánica en la superficie, disminuyendo la probabilidad de ocurrencia de lahares. La aparición anormal de grietas en un glaciar sobre un edificio volcánico se considera otro factor condicionante por cuanto este fenómeno suele ser indicativo de la deformación por aumento del flujo de calor hacia el glaciar. Al mismo tiempo, la fusión en la base del glaciar producto de la perturbación hidrotermal, y controlada por la permeabilidad dinámica del lecho hielo-sustrato volcánico, favorecerá la ocurrencia de lahares tras la acumulación de agua en la base. Cabe destacar que este proceso es más lento que la fusión por interacción con productos emanados tras la erupción (Delgado Granados *et al.*, 2021). Finalmente, es importante señalar que tanto la temperatura como la hidrología del glaciar tendrán un rol más incidente en los procesos de erupción subglaciar dado que la mayor disponibilidad de agua por fusión del hielo (en el caso de glaciares temperados o politermales) favorecerá erupciones más explosivas (Smellie, 2000, en Delgado Granados *et al.*, 2021).

- Factores geológicos/geomorfológicos: como fuera adelantado anteriormente, el tipo de volcán que subyace al glaciar en evaluación influirá su susceptibilidad a la generación de lahares por cuanto volcanes de tipo escudo tenderán a ser menos propensos que los estratovolcanes dada la diferencia de pendiente en sus laderas junto con la estabilidad y disponibilidad del material dispuesto en las mismas. La actividad reciente del volcán también será relevante en virtud de que a partir de este registro se determina el tipo y magnitud de la erupción a considerar para la evaluación; glaciares sobre volcanes sin registro eruptivo reciente serán considerados menos propensos a la generación de lahares. Por otro lado, de acuerdo al registro eruptivo histórico que se conozca en cada edificio volcánico, el estilo y mecanismo de erupción serán determinantes al momento de evaluar la susceptibilidad dado que mientras más explosiva sea la erupción y, por tanto, mayor diversidad de productos volcánicos (corrientes de densidad piroclástica, coladas de lava, caída de tefra, impactos balísticos) puedan ser emitidos, mayor la probabilidad de fusión de nieve/hielo y, en consecuencia, de la ocurrencia de lahares (Delgado Granados *et al.*, 2014; 2021). La interacción de la tefra con el hielo descubierto del glaciar será condicionante según el espesor que alcance el depósito de la misma. Sobre un umbral de 2 a 3 cm la ablación del glaciar se verá inhibida y el material volcánico pasará a cumplir un rol protector en el glaciar (Delgado Granados *et al.*, 2021). En el caso de erupciones efusivas o con emanación de lava, entre otros productos volcánicos, la velocidad de la colada de lava será condicionante para la generación de lahares por cuanto la lava tenderá a moverse más rápido que la tasa a la que se derrite el hielo (Edwards *et al.*, 2015). Erupciones explosivas que den origen a corrientes de densidad piroclástica (flujos u oleadas) serán más propensas a generar lahares en vista de que este producto volcánico, dadas sus propiedades (temperatura, tamaño, densidad) tiende a ser el de mayor efectividad al momento de fundir hielo y nieve sobre el volcán, con un 42% de los casos en erupciones históricas (Major y Newhall, 1989 en Delgado Granados *et al.*, 2021). La probabilidad de impactos balísticos sobre el glaciar, sujeta al tipo de erupción y distancia del glaciar al punto de emisión, también actuará como factor condicionante en la medida que una mayor chance de impacto repercutirá en mayor fusión de nieve y hielo en cuanto el material balístico interactúe con el hielo glaciar (Delgado Granados *et al.*, 2021). Finalmente, la existencia de actividad geotermal condicionará la ocurrencia de lahares en la medida que esta favorezca la fusión del hielo en la base del glaciar, la cual será mayor en el caso de glaciares temperados o politermales.

Tabla 11. Resumen de factores condicionantes para lahares

Tipo de factor	Factor condicionante	Variables evaluadas
Atmosférico	Temperatura	Temperatura media anual del aire
	Precipitación	Tipo de precipitación
Criosférico	Presencia de nieve	Densidad, espesor, distribución
	Ubicación del glaciar	Distancia respecto al centro eruptivo
	Dimensiones del glaciar	Superficie, espesor, volumen
	Pendiente del glaciar	Pendiente media del glaciar
	Balance de masa	Ablación versus acumulación en el glaciar
	Mecanismo de ablación	Existencia de ablación diferenciada por caída de tefra
	Cobertura del glaciar	Tipo, área y espesor de la cobertura
	Presencia de grietas	Aparición anormal, patrón de agrietamiento
	Régimen termal del glaciar	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)
	Hidrología del glaciar	Presencia de agua por fusión en la base
Geológico	Edificio volcánico	Tipo de volcán
	Actividad volcánica reciente	Magnitud de la erupción
	Tipo de erupción	Mecanismo, estilo de erupción
	Caída de tefra	Espesor de tefra en el cono
	Presencia de lava	Velocidad del flujo de lava
	Ocurrencia de corrientes de densidad piroclástica	Volumen, temperatura y dirección
	Emanación de material balístico	Cantidad y distribución
	Actividad geotermal en el cono	Intercambio de calor con el glaciar

3.4. AGENTES DESENCADENANTES

A diferencia de los factores condicionantes, los agentes desencadenantes son variables en el tiempo y pueden ser comunes a más de un tipo de fenómeno. Por tanto, a diferencia del punto anterior, el desglose de estos agentes se presenta de manera independiente, dando cuenta qué tipo de movimiento en masa de origen glaciar puede ser gatillado por acción del proceso.

3.4.1. Sismos

Terremotos suelen ser un agente desencadenante genérico de fenómenos de remoción en masa (González de Vallejo *et al.*, 2002). El caso de los movimientos en masa originados en glaciares no es la excepción. Grandes avalanchas de hielo reportadas en la literatura han sido gatilladas por acción de terremotos (van der Woerd *et al.*, 2004; GAPHAZ, 2017), siendo una de las más catastróficas aquella que afectó el glaciar del macizo Nevado Huascarán en 1970 (Evans *et al.*, 2009a), desencadenada por un terremoto magnitud 7,8 (ver apartado 3.2.1).

Fenómenos *GLOFs* también han sido gatillados por terremotos, en forma de desestabilización o fallamiento de la barrera natural, sea esta un glaciar o una morrena, por causa de un sismo (Iturrizaga, 2011). De manera indirecta, los terremotos pueden desencadenar *GLOFs* debido al

drenaje por *piping* postsismo (Lliboutry *et al.*, 1977), el cual consiste en la remoción de sedimento fino de la barrera por parte de agua subterránea (Reynolds, 1992).

No se ha documentado una relación directa entre *surges* y la ocurrencia de terremotos (Jiskoot, 2011). No obstante, existe un nexo indirecto entre sismos y *surges* mediante los deslizamientos cosísmicos. De acuerdo a Hewitt (2009), grandes deslizamientos depositados sobre glaciares pueden incrementar el esfuerzo de cizalle basal a un valor crítico tal que incremente el deslizamiento del glaciar, provocando aceleraciones en este, afines a un *surge*.

A la fecha no se han atribuido sismos como agente desencadenante en ninguno de los deslizamientos catastróficos de glaciares reportados en la literatura (Marangunic, 1997; Evans *et al.*, 2009b; Schneider *et al.*, 2011; Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014; Kääb *et al.*, 2018, Gilbert *et al.*, 2018; Kääb *et al.*, 2021). Sin embargo, en virtud de que el colapso del glaciar Kolka estuvo relacionado con una continua y paulatina sobrecarga en su superficie, cabe la posibilidad que, ante sucesivas remociones en masa sobre un glaciar producto de un enjambre sísmico, se pueda alcanzar una de las tantas condiciones propicias (Kääb *et al.*, 2018) para un deslizamiento catastrófico.

Pequeños lahares inducidos por el colapso de edificios volcánicos pueden ser gatillados por terremotos (Vallance, 2000; Vallance & Iverson, 2015). Los sismos pueden causar múltiples fallas en las laderas del volcán, que eventualmente coalescen dando origen a lahares no eruptivos. La asunción de un terremoto como factor gatillante de una erupción volcánica, y eventualmente un lahar, sigue siendo especulativa (Andrews, 2019).

3.4.2. Precipitación

Según la altitud de la isoterma cero, en ambientes de alta montaña la precipitación suele ser predominantemente de carácter sólido. Pese a ello, como se indica a continuación tanto la precipitación sólida como líquida actúa como agente desencadenante en movimientos en masa de origen glaciar.

Las avalanchas de hielo, por su génesis en laderas empinadas o en frentes de glaciares colgantes, suelen ser altamente sensibles a las condiciones meteorológicas (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014; GAPHAZ, 2017). La percolación de agua de lluvia puede inducir el fallamiento en taludes al reducir el esfuerzo de cizalle de estos, al aumentar la presión hidrostática en fracturas de roca y/o al disminuir la adhesión entre rocas cementadas por hielo (Harris *et al.*, 2001; Gruber y Haeberli, 2007; GAPHAZ, 2017).

GLOFs pueden ser gatillados por fenómenos de precipitación intensa que deriven en el directo *rebalse* del lago represado y su consecuente fallamiento en caso de que la represa esté constituida por hielo o material morrénico (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014). La abundancia de nieve derretida también se ha atribuido como factor desencadenante de *GLOFs* (Clague y Evans, 2000), no obstante, en este caso la precipitación juega un rol secundario, puesto que la temperatura incide en mayor medida en la fusión de la nieve. Eventos atmosféricos extremos suelen ser acompañados de fuertes ráfagas de viento, las cuales pueden generar olas suficientemente grandes como para sobrepasar la represa natural del lago glaciar (Clague y O'Connor, 2021).

Dado que los *surges* están condicionados por el drenaje subglaciar y la presión que este produce en el glaciar (Jiskoot, 2011), la infiltración de agua de lluvia puede ser considerado un agente

desencadenante, con la salvedad de que requiere un período extenso, del orden de meses, sino años, para gatillar el *surge*. Por otra parte, los glaciares surgentes suelen manifestar un desequilibrio en su balance de masa a consecuencia del *surge*, con adelgazamiento en la zona alta y engrosamiento en la zona baja (Falaschi *et al.*, 2018b). Este desequilibrio puede estar relacionado con sucesivos eventos de alta precipitación nival en la cabecera del glaciar actuando como agente gatillante. Dichos eventos de precipitación sólida son seguidos de una anómala transferencia de masa hacia el frente del glaciar, como parte de la fase de aceleración del *surge*.

Los deslizamientos catastróficos de glaciares tienen una fuerte relación con la precipitación. Marangunic (1997) reporta que un día antes del colapso del glaciar Aparejo los testigos presenciaron un evento de precipitación cálida. Por su parte, Kääb *et al.* (2018) mencionan que eventos de precipitación líquida precedieron los deslizamientos de ambos glaciares Aru 1 y Aru 2. En el caso del glaciar Aru 1, el evento de precipitación tuvo lugar durante los dos días inmediatamente previos al colapso, con altas condiciones de fusión de nieve en la zona alta del glaciar. Así, los autores sugieren que el ingreso de agua al glaciar proveniente de la fusión de la nieve y de la precipitación líquida habría aumentado el contenido de agua en el glaciar, aumentando la presión efectiva dentro de este. Gilbert *et al.* (2018) dan cuenta de lo anterior, asegurando que el rol de la precipitación líquida como agente desencadenante habría iniciado entre 5 a 6 años antes de ambos deslizamientos catastróficos. Ello permite establecer el doble rol de la precipitación tanto como agente condicionante y gatillante.

Según el tipo de flujo lahárico, la precipitación líquida puede actuar como un agente desencadenante de acción inmediata. En el caso de los lahares sincrónicos, la presencia de nieve constituye mayormente un factor condicionante. Por otro lado, en lahares secundarios, estos son gatillados por la precipitación líquida sin necesidad de que haya una erupción. Vallance (2000) sostiene que aquellas lluvias intensas que tengan lugar posterior a una erupción con abundantes productos piroclásticos, como detritos no consolidados en forma de depósitos de flujos piroclásticos o de caída alrededor del volcán, potencialmente se incorporarán a la escorrentía generando un flujo lahárico, como fue el caso del lahar generado tras la erupción del volcán Chaitén en 2008 (Pierson *et al.*, 2013). Típicamente este tipo de lahares son pequeños, pero frecuentes en períodos lluviosos (Vallance, 2000; Vallance & Iverson, 2015).

3.4.3. Temperatura

Ya sea se considere la temperatura del aire o del glaciar, esta variable juega un rol como agente desencadenante en los tipos de movimientos en masa descritos. Los glaciares son de por sí morfologías sensibles a variables climáticas como la temperatura ambiente, por tanto, es de esperar que exista una relación según el fenómeno de remoción que se considere.

Similar al papel de la precipitación, la temperatura incide en la generación de avalanchas de hielo por medio de la degradación del permafrost, o suelo congelado, en el entorno de glaciares colgantes o taludes fuertemente empinados (Iribarren-Anacona *et al.*, 2014; GAPHAZ, 2017). Por otro lado, los desprendimientos de bloques de hielo, o seracs, están controlados principalmente por la pendiente y la temperatura basal del glaciar de origen (Alean, 1985). En algunos casos, avalanchas de hielo pueden estar sincronizadas con la variación de la temperatura del aire (Izumi y Naruse, 2002). Un caso emblemático del rol de la temperatura como agente desencadenante es el recién ocurrido desprendimiento del glaciar de la Marmolada en las Dolomitas, Alpes italianos. De

acuerdo a los medios, la temperatura atmosférica en la cumbre del cerro homónimo, 3.343 m s.n.m., era de 10°C al momento de la avalancha de hielo (Murphy, 2022).

El rol de la temperatura varía según el tipo de *GLOF* abordado. En el caso de lagos represados por una barrera morrénica, el alza de la temperatura puede desencadenar un *GLOF* en la medida que ingrese más agua por fusión al lago (Clague y Evans, 2000; Jiskoot, 2011). En lagos represados por parte de un glaciar, la temperatura incide en el mismo modo que para los lagos represados por morrenas y, además, puede contribuir a debilitar paulatinamente la barrera de hielo glaciar mediante ciclos de congelamiento y descongelamiento durante la interacción con el lago (Bell *et al.*, 2013).

No es directo el comportamiento de la temperatura como factor gatillante en la generación de *surges*. A la fecha tampoco es claro qué factores desencadenantes inciden en estos fenómenos (Jiskoot, 2011), pese a ello, se tiene certeza respecto a la influencia de la temperatura en el tipo de *surge* que puede sufrir un glaciar. Glaciares temperados experimentarán *surges* cortos, o tipo Alaska, mientras que glaciares politermales tenderán a manifestar *surges* lentos, o tipo Svalbard. Clarke *et al.* (1984), sostienen que algunos glaciares surgentes poseen un régimen termal tipo “anillo frío”, el cual consiste en un núcleo de hielo temperado rodeado por una zona de hielo frío adherido al lecho rocoso.

Se ha postulado que los deslizamientos catastróficos de los glaciares Aru 1 y Aru 2 fueron desencadenados por un compendio de agentes desencadenantes, entre los que se incluyen la reducción de fricción basal por aumento de presión en la base tras la infiltración de agua de lluvia y agua por fusión de nieve, la morfología del glaciar, la inclinación de la superficie, la pendiente y material en la base y la estructura politermal del glaciar (Kääb *et al.*, 2018; Kääb *et al.*, 2021). La temperatura posee un rol crucial en el primer y último factor antes indicado, siendo la reducción de la fricción en la base debido al incremento de la presión basal un elemento común para el caso del glaciar Aparejo (Marangunic, 1997; Kääb *et al.*, 2021) y el glaciar Kolka (Evans *et al.*, 2009b; Kääb *et al.*, 2021). En base a lo anterior, es posible sostener que el aumento de temperatura, con el consecuente derretimiento de nieve e infiltración de ésta en el glaciar previo a su remoción, califica como un agente desencadenante.

En la interacción de nieve y hielo con material candente durante una erupción volcánica, la temperatura está involucrada como mecanismo gatillante en la antesala de la generación de un lahar en diferentes formas (Iribarren-Anacona *et al.*, 2014): los piroclastos calientes eyectados pueden penetrar y fundir parte del manto nivoso en un edificio volcánico; la cubierta de nieve y/o hielo puede ser erodada mecánicamente y termalmente debido a oleadas piroclásticas (Pierson, 1998). Cabe destacar que dada la naturaleza de la interacción glaciovolcánica, no se aprecia mayor relación entre la temperatura atmosférica y la generación de este fenómeno.

3.4.4. Volcanismo

La interacción glaciovolcánica está bien documentada en la literatura (Delgado Granados *et al.*, 2014, 2021; Barr *et al.*, 2018). Al respecto, es directo que la génesis de lahares está directamente relacionada al volcanismo, pese a la existencia de cierto tipo de lahares que no requieren una erupción para su desencadenamiento (Vallance, 2000; Vallance & Iverson, 2015). Como fuera expuesto en el apartado 3.2.4, en los Andes extratropicales existen más de 33 volcanes con cobertura de hielo. Con tal densidad de glaciares dispuestos sobre edificios volcánicos en la región,

es de esperar que al menos un tipo de movimiento en masa de origen glaciar pueda ser gatillado por acción del volcanismo.

A la fecha no han sido reportadas en la literatura científica avalanchas de hielo gatilladas de manera directa por volcanismo. El fenómeno de mayor similitud reportado corresponde a las sucesivas avalanchas de hielo originadas en el volcán Iliamna, Alaska (Huggel *et al.*, 2007; Schneider *et al.*, 2011), siendo la última aquella ocurrida en junio de 2019 (Toney *et al.*, 2020). En este caso particular más de 10 desprendimientos de hielo han sido reportados desde 1960, sin una erupción involucrada.

Además de los lagos represados en cráteres de volcanes activos, el volcanismo puede desencadenar fenómenos *GLOFs* mediante un debilitamiento de la represa de hielo producto de la actividad volcánica subglaciar sumado a un ensanchamiento de conductos sub o intraglaciares debido a la erosión termal (Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014). A este tipo particular de *GLOF*, derivado del volcanismo subglaciar, se le suele referir comúnmente como *jökulhlaups* (Nye, 1976), pese a que este vocablo islandés corresponde, por definición, a un término equivalente a *GLOF* (Cuffey y Paterson, 2010).

El estudio de fenómenos *surge* en Islandia ha permitido descartar la posible relación entre *surges* y volcanismo, manifestándose este último en forma de flujo geotermal en la base del glaciar (Björnsson *et al.*, 2003). *Surges* en esta región corresponden mayoritariamente a *surges* tipo *Svalbard*, vale decir, *surges* lentos en glaciares politermales (Jiskoot, 2011) y no tendrían relación con el volcanismo intrínseco de la isla.

De los cerca de 20 casos reportados de deslizamientos catastróficos a lo largo del globo (Kääb *et al.*, 2021), solo aquel del glaciar Tinguiririca podría estar relacionado con volcanismo, considerando que el glaciar se emplaza sobre el volcán del mismo nombre. Para el evento de 2006/2007 no se reportó actividad volcánica (Iribarren-Anaconda y Bodin, 2010; Schneider *et al.*, 2011; Iribarren-Anaconda *et al.*, 2014; Kääb *et al.*, 2021). Sin embargo, pese a no existir publicaciones en detalle acerca del evento de 1994, Iribarren-Anaconda *et al.* (2014), dan cuenta que dicho colapso tuvo lugar escasos meses después de la última erupción documentada del volcán.

3.4.5. Otros factores

Como fuera mencionado antes, movimientos en masa de origen glaciar pueden ser desencadenadas por acción de terremotos, degradación del permafrost, infiltración de agua de lluvia y/o agua por fusión de nieve en laderas adyacentes al glaciar de origen e interacción con volcanes. Una vez enumerados estos agentes desencadenantes, surge la interrogante respecto a qué otros factores pueden gatillar este tipo de movimientos en masa originados en glaciares.

El factor desencadenante más directo son las mismas remociones en masa, o eventos en cadena o en cascada. Estos últimos entendidos como la interacción espacio-temporal de más de un proceso de remoción, o movimiento, en masa. La interacción entre los procesos involucrados puede ser inmediata (segundos a minutos, Allen *et al.*, 2022). Un ejemplo de ello son los *GLOFs* generados por acción de avalanchas de hielo, ver apartado 3.2.1. Casos de este tipo se han documentado en más de una ocasión en Alaska (Evans y Delaney, 2014; 2021) y en Columbia Británica, siendo uno de los eventos más recientes aquel del lago Elliot en 2020 (Geertsema *et al.*, 2022). El deslizamiento catastrófico del glaciar Kolka también es un ejemplo de cómo procesos de remoción,

o movimiento, en masa pueden desencadenar este tipo de eventos. En efecto, se ha reportado que semanas antes de su colapso, varios millones de metros cúbicos de roca y hielo fueron depositados sobre la superficie del glaciar Kolka, contribuyendo a aumentar la carga del glaciar (Evans *et al.*, 2009b; Kääb *et al.*, 2021). Un escenario similar es el que reporta el deslizamiento catastrófico del glaciar Sedongpu, Tíbet, en octubre de 2018, el cual habría sido desencadenado en parte como consecuencia de una avalancha de roca depositada en su superficie un año antes, en 2017 (Kääb *et al.*, 2021).

Hasta ahora se ha mencionado es más de una ocasión cómo la reducción de la fricción en la base del glaciar como consecuencia del incremento de la presión basal por acción del agua es un elemento clave para desencadenar deslizamientos catastróficos de glaciares. De ello se desprende un complejo agente desencadenante para este tipo de fenómenos el cual corresponde a la pérdida de resistencia en la base del glaciar debido a la alta presión de poros (Evans *et al.*, 2009b), proceso denominado “flotación catastrófica” (Krenke y Kotlyakov, 1985). Este proceso va de la mano con variaciones de corto plazo en el sistema hidrológico subglaciar inducido por alto ingreso de agua derivado de lluvia y fusión de la nieve (Kääb *et al.*, 2018; 2021) y se asemeja al mecanismo de flotación hidrostática propuesto como gatillante en el vaciamiento de lagos represados por glaciares (Iturrizaga, 2011).

En esa misma línea, otro agente desencadenante propuesto para los deslizamientos catastróficos de los glaciares Aru 1 y Aru 2, elemento común para los fenómenos *surge*, corresponde a cambios en la geometría del glaciar, en particular, el aumento de la pendiente hacia el frente del glaciar por acción de un desequilibrio en el régimen de balance de masa (Kääb *et al.*, 2018).

Otro mecanismo propuesto para *GLOFs* en lagos represados por morrenas es el calving. Glaciares cuyo frente esté dispuesto sobre cuerpos de agua, como es el caso del glaciar El Morado en Chile (Farías-Barahona *et al.*, 2020b), pueden estar sujetos a este tipo de procesos. El desprendimiento de bloques de hielo en el frente es capaz de generar olas y aumentar la altura de agua en el lago, pudiendo desencadenar su vaciado súbito por sobre la represa natural (Iturrizaga, 2011).

3.5. EVALUACIÓN DE PELIGRO

Cuando se hace referencia al estudio de los procesos de remoción en masa, o movimientos en masa en el caso de este estudio, asoma, por lo general, como primer concepto la idea de “peligro”. Se entenderá por peligro geológico a la probabilidad de ocurrencia de un proceso, con una magnitud determinada, dentro de cierto periodo de tiempo y en un área específica (Varnes, 1984). También se podrá referir como la amenaza o peligrosidad.

Evaluar el peligro requiere determinar ciertas variables probabilísticas que permitan simular la ocurrencia de determinados procesos de remoción, o movimiento, en masa. Estas variables corresponden a los agentes desencadenantes, también conocidos como factores gatilladores, gatillantes o *triggers*. Para el caso de los procesos abarcados en este estudio, los agentes desencadenantes se desglosan en el apartado 3.4. La evaluación se hace, finalmente, mediante programas específicos de modelamiento, los que dependerán de la naturaleza del fenómeno que se busca analizar. En lo que respecta a la evaluación de peligro según los fenómenos abordados en este estudio, existen avances parciales de acuerdo al tipo de movimiento en masa, como se detalla a continuación.

En el caso de las avalanchas de hielo, la evaluación del peligro se ha llevado a cabo mediante modelos numéricos (Faillettaz *et al.*, 2011) y modelos 2D en RAMMS, concebido inicialmente para el análisis de avalanchas de nieve (Margreth *et al.*, 2017). En general, el análisis de tal amenaza supone un constante desafío que requiere estudios de detalle para caracterizar aspectos tales como las propiedades mecánicas del hielo, la estratigrafía del glaciar, su temperatura, la presencia de agua, la trayectoria y sinuosidades del glaciar, así como la existencia de asperezas en el lecho (Marangunic y Ugalde; 2022). La Figura 44 da cuenta de dichos elementos para su evaluación.

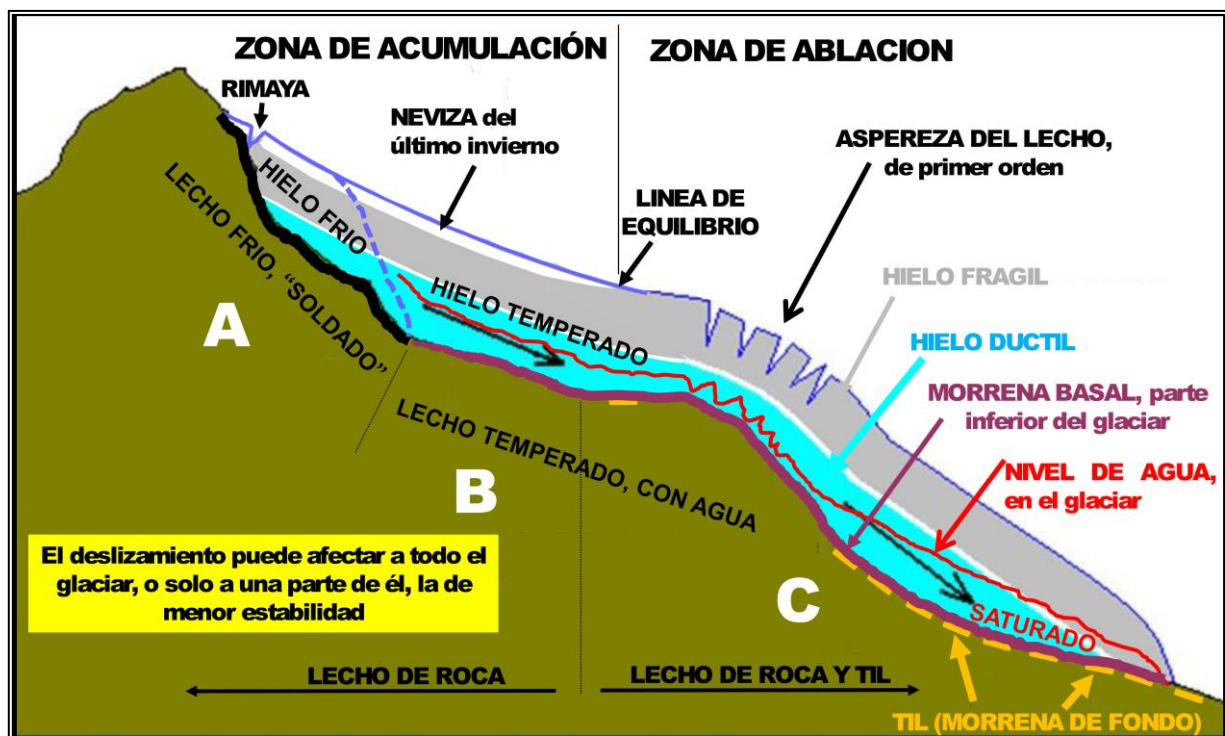


Figura 44. Elementos presentes en un glaciar que deben ser incorporados en un modelo de estabilidad mecánica. Modificado de Marangunic y Ugalde (2022)

GAPHAZ (2017), en su documento técnico de orientación para la evaluación de peligros por glaciares y permafrost en regiones de montaña, recomienda la inclusión del ángulo de alcance (entre el punto inicial y el punto final del movimiento en masa) como indicador indirecto del peligro. En el caso de los Alpes europeos, los autores dan cuenta de un ángulo de 17° para las avalanchas de hielo y 11° para flujos de detritos, mientras que eventos de mayor movilidad alcanzarían ángulos menores de 6° (Huggel *et al.*, 2004 y Schneider *et al.*, 2011; en GAPHAZ, 2017). La estimación de una probabilidad de ocurrencia estará dada según distintos escenarios. En una aproximación simplificada, GAPHAZ (2017) recomienda asumir una probabilidad de ocurrencia baja para eventos de elevada magnitud (grandes avalanchas de hielo de $1 \times 10^6 \text{ m}^3$, o más) y, en el otro extremo, una probabilidad de ocurrencia alta para eventos de menor magnitud, como es el caso de avalanchas de hielo pequeñas en el caso de glaciares con frentes colgantes.

Respecto a los deslizamientos catastróficos de glaciares, Ugalde (2016) realiza una evaluación de la estabilidad mecánica del glaciar Aparejo, desprendido súbitamente el 1 de marzo de 1980 en la cuenca del río Yeso, como primera aproximación a la evaluación del peligro (Figura 45). Si se tiene en cuenta los escasos reportes a nivel global de este tipo de fenómenos (Kääb *et al.*, 2021), es posible sostener que la probabilidad de ocurrencia es baja. No obstante, la magnitud de los eventos catastrados por Kääb *et al.* (2021), en términos de su volumen, es superior a 1 Mm^3 en todos los casos, elemento que se debe tener en cuenta de cara a la evaluación del peligro. Como complemento, en la sección 7.2.2 del capítulo Discusión se presenta un modelo simplificado de evaluación de estabilidad de glaciares ante deslizamientos catastróficos propuesto por Kääb *et al.* (2021) a partir de la pendiente basal junto con el ancho medio del glaciar evaluado (Figura 123).

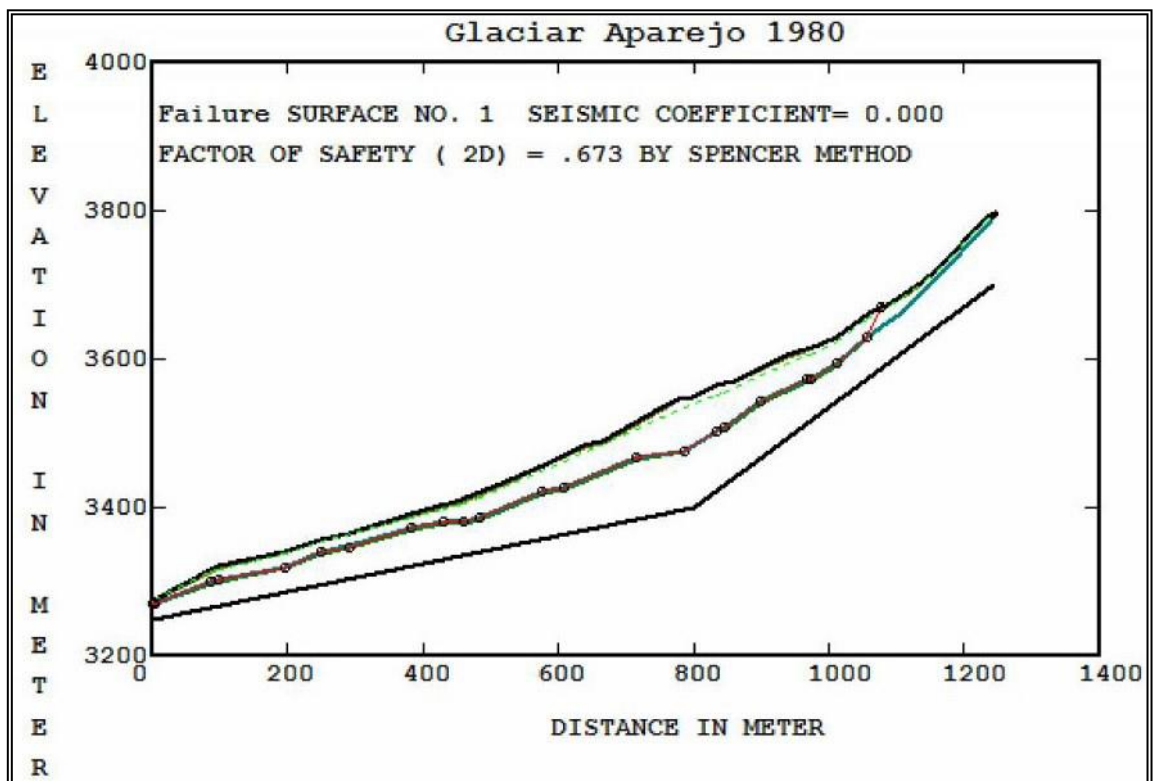


Figura 45. Perfil longitudinal del glaciar Aparejo, Región Metropolitana, generado para evaluación de estabilidad mecánica en REAME2012 con un Factor de Seguridad igual a 0,67. Extraído de Ugalde (2016)

Para el análisis de peligro de fenómenos *GLOFs* se realiza una evaluación similar al caso de los flujos de detritos, donde la principal variable a estimar corresponde al volumen de agua desplazada en el vaciamiento (GAPHAZ, 2017). Esto requiere prestar especial atención al tipo de barrera que posea la laguna, ya sea morrena o hielo. En el caso de una barrera morrénica, el peligro estará sujeto a la probabilidad de ruptura del dique, sujeto a su geometría y, por tanto, susceptibilidad. En el caso de barreras de hielo, el peligro se deberá evaluar considerando tanto la ruptura del dique como la posibilidad de desarrollo de un canal de drenaje subglaciar o marginal. Como compendio de lo anterior, la intensidad del fenómeno, en términos de la descarga y altura del flujo estará sujeta al tipo de ruptura y al volumen vaciado (GAPHAZ, 2017). Para efectos de la estimación del peligro, la evaluación de estabilidad se deberá aplicar tanto a la resistencia de la barrera morrénica o glaciar y/o a la estabilidad del macizo rocoso aguas arriba del lago o del glaciar susceptible a desencadenar avalanchas de hielo que impacten el cuerpo de agua.

De la mano con lo anterior, el principal peligro que puede representar un *surge* es el posterior vaciamiento súbito de un cuerpo de agua represado por el avance anómalo del glaciar, similar a lo ocurrido tras el avance del glaciar Grande del Nevado del Plomo en 1934 (Figura 32). En estos casos, dada la inestabilidad propia del frente surgente del glaciar, el peligro se considerará elevado ante la alta probabilidad de ruptura y posterior vaciamiento súbito del lago represado (Harrison *et al.*, 2015 en GAPHAZ, 2017).

La evaluación de peligro por lahares primarios, en cambio, estará sujeta a la evaluación probabilística del evento eruptivo que permita la génesis del flujo lahárico. González *et al.* (2022) presentan una evaluación probabilística para el caso del volcán San José, ubicado en la cuenca del río Volcán, además de los vecinos volcanes Maipo y Tupungatito. Para caracterizar la amenaza se debe realizar el modelamiento de los lahares primarios considerando el volumen de hielo disponible y la intensidad del flujo en la forma de su alcance y espesor. GAPHAZ (2017) dan cuenta de un acabado resumen de programas de modelamiento de flujos (aplicables tanto a lahares como *GLOFs*), entre los que se cuentan RAMMS, MSF, FLO-2D, *r.avaflow* y LAHARZ.

Por otro lado, la probabilidad de ocurrencia de la amenaza volcánica se caracteriza atendiendo las frecuencias eruptivas conocidas para el volcán Tupungatito junto con el modelamiento de los diferentes productos volcánicos (flujos piroclásticos, coladas de lava, lahares, entre otros). En la Figura 46 se presenta el mapa de probabilidad por amenaza volcánica resultante para la cuenca del río Maipo considerando un período de recurrencia de 10 años, de acuerdo a González *et al.* (2022). De la figura se desprende que la probabilidad es baja (con un máximo de 18,3%), lo que va de la mano con la baja recurrencia ilustrada en el ejemplo.

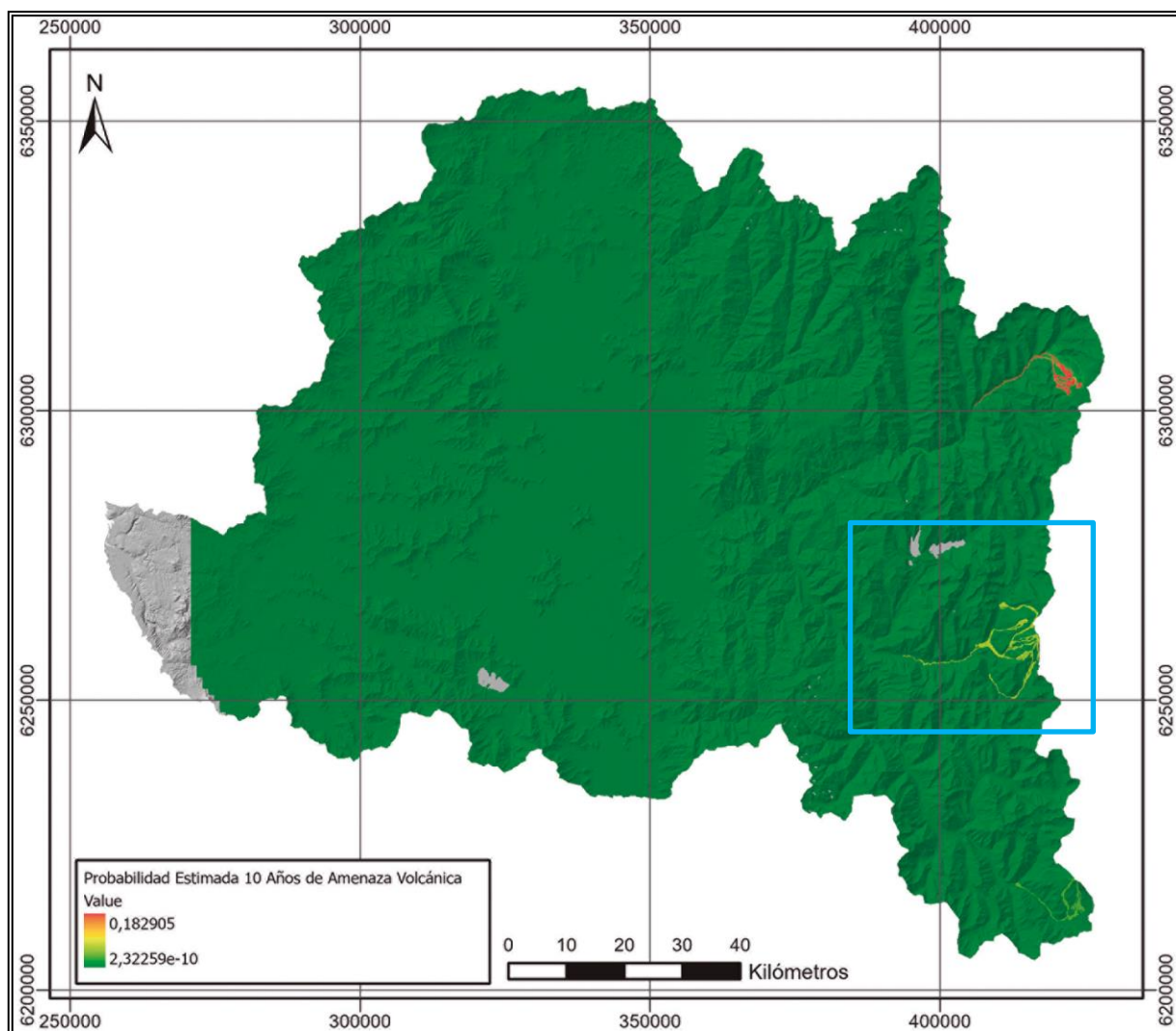


Figura 46. Mapa de probabilidad de amenaza volcánica en la cuenca del río Maipo estimada a 10 años. Área de estudio, subsubcuenca Río Volcán, destacada en el rectángulo celeste. Modificado de González *et al.* (2022)

4. GLACIARES EN EL RÍO VOLCÁN

En sus más de 500 km² de extensión, la subsubcuenca Río Volcán posee las condiciones ideales para el desarrollo de glaciares. Por un lado, la topografía juega un rol favorable con sus múltiples cumbres sobre 5.000 m s.n.m., entre las que se incluyen los cerros Mesón Alto, Loma Larga y el Volcán San José. A su vez, la intrincada geología estructural ha favorecido el desarrollo de planos de debilidad (Fock, 2005) en los que se han asentado varios de los principales glaciares del área de estudio, como el glaciar Loma Larga, San Francisco, Cortaderas y Nieves Negras desde el Último Máximo Glacial (García *et al.* 2014; Herrera, 2016).

Varios de los glaciares existentes valle arriba del río Volcán han sido considerados atractivos turísticos desde las primeras excursiones a la región. En general, la gran mayoría de las rutas de ascenso a los principales cerros del valle implican, o implicaban en los primeros ascensos, progresar por uno o más glaciares. Ejemplo de ello son los cerros El Morado, Loma Larga y Cortaderas, con sus respectivos glaciares homónimos. Hoy por hoy los registros de la primera mitad del siglo XX se emplean para fines comparativos y estimación de sus variaciones recientes, como se ilustra en el trabajo de Farías-Barahona *et al.* (2020b) al contrastar una fotografía de 1932 del glaciar El Morado con registros actuales. Por otro lado, al menos tres de los glaciares en el área de estudio están catalogados como “geositios” por parte del Proyecto Geoparque Cajón del Maipo, entre los que se incluyen los glaciares San Francisco, El Morado y Nieves Negras (FUNDES, 2019).

En lo que sigue, se presenta una descripción de los glaciares presentes en el área de estudio junto con una revisión de los tipos de glaciares existentes, sus variaciones recientes y las proyecciones futuras esperadas ante la actual megasequía que afecta a Chile central (Garreaud *et al.*, 2019). Si bien la caracterización se presenta de forma genérica para los glaciares presentes, en determinadas secciones se hará énfasis en los glaciares de las dos áreas piloto establecidas para este estudio.

4.1. INVENTARIOS EXISTENTES

En la subsubcuenca Río Volcán se disponen de varios inventarios de glaciares. Estos provienen de distintas iniciativas y épocas. No obstante, todos apuntan al mismo objetivo que es dar cuenta de la cantidad y tipo de glaciares existentes en la zona.

El primer inventario disponible para el área de estudio corresponde al inventario de glaciares de la hoya del río Maipo, elaborado por Marangunic (1979). Si bien ya existía una cartografía de los glaciares en los Andes centrales elaborada por Lliboutry (1956), el inventario de Marangunic refiere al primer esfuerzo en completar un inventario siguiendo las recomendaciones establecidas por UNESCO. Como base cartográfica y topográfica se emplearon las fotografías aéreas Hycon de 1955-1956 junto con las curvas de nivel disponibles por el IGM. En total, se inventariaron 190 glaciares y glaciaretos entre las hoyas Río Yeso, Río Volcán y Estero San José. De estos cuerpos, 85 fueron clasificados como glaciares rocosos. En la Figura 47 se muestra un extracto de la cartografía presentada en el inventario de Marangunic (1979) para la hoya Río Volcán.

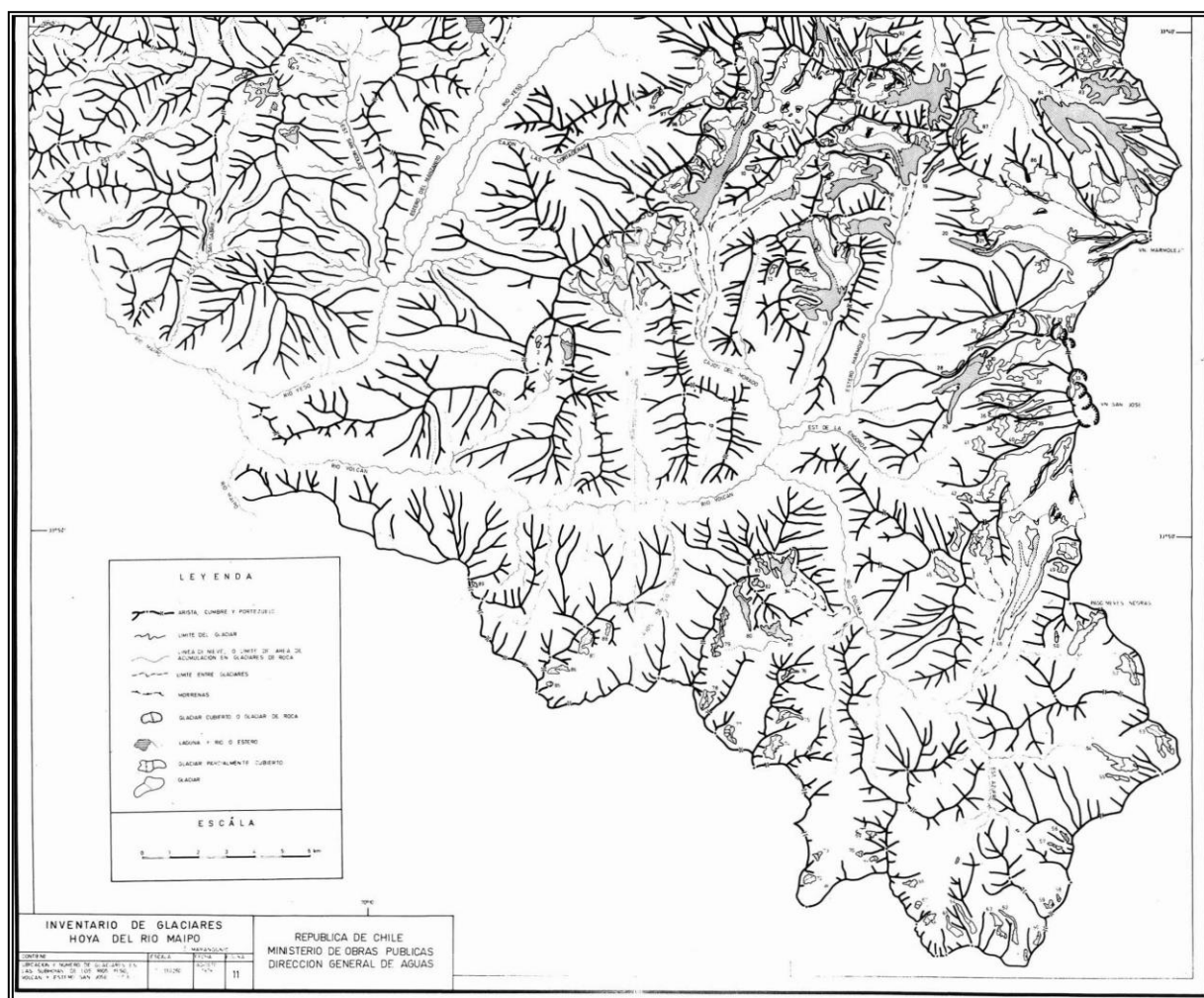


Figura 47. Mapa del inventario de glaciares en la hoya del río Volcán. Extraído de Marangunic (1979)

El siguiente inventario de glaciares para el área de estudio corresponde al Inventario Público de Glaciares de la DGA publicado en 2014 (Segovia y Videla, 2017). De acuerdo a dicha versión del inventario, en el área de estudio se reconocen 114 glaciares, los que se desglosan como sigue: 60 glaciares rocosos, 24 glaciares de montaña, 18 glaciaretos y 10 glaciares de valle. Estos fueron mapeados a partir de imágenes Landsat 7 ETM y SPOT-5, cuyas fechas varían entre el 31 de marzo del año 2000 y el 19 de diciembre de 2003.

Posteriormente, en mayo de 2022 se oficializó la publicación del Inventario Público de Glaciares en su versión actualizada al año 2022. El inventario, referido también como IPG2022_v1, fue elaborado por la DGA, específicamente por la Unidad de Glaciología y Nieves, UGN. Esta versión del inventario corresponde a la cartografía oficial de glaciares para todo tipo de estudios que involucren la componente ambiental de glaciares, como aquellos presentados al Servicio de Evaluación Ambiental a partir de la fecha de publicación del inventario. En el caso del área de estudio, se reconocen 188 glaciares, desglosados como se detalla a continuación: 108 glaciares rocosos, 57 glaciaretos, 16 glaciares de montaña y 7 glaciares de valle. Respecto a la superficie, predominan los glaciares de valle con el 46% de la superficie total cubierta por los glaciares, la cual asciende a 73,7 km², equivalente al 14% del área de estudio. En la Figura 48 se presenta un

resumen de la cantidad y superficie de acuerdo al inventario de glaciares acotado a la subsubcuenca Río Volcán.

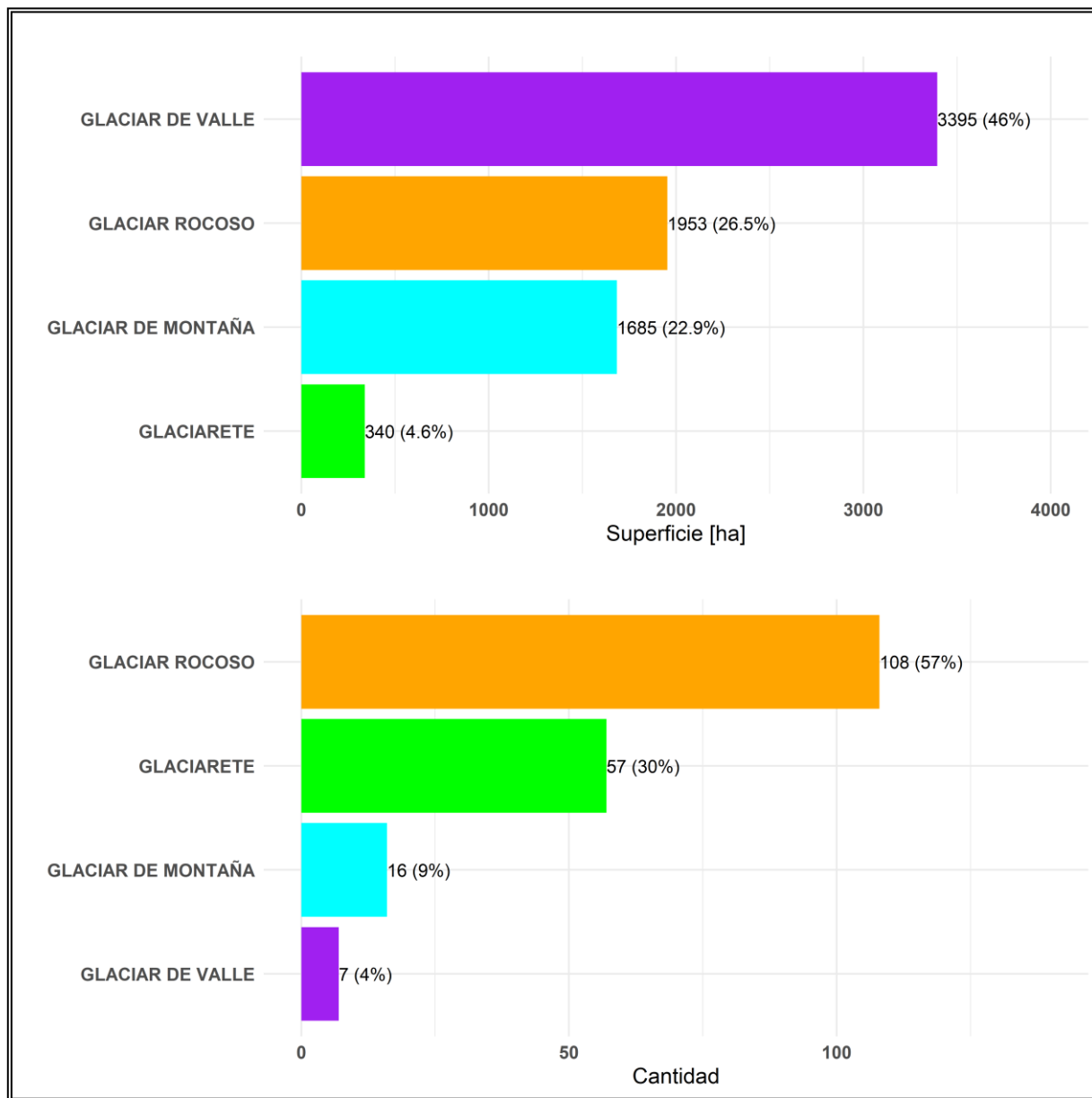


Figura 48. Cantidad y superficie de glaciares según clasificación primaria a partir del IPG2022_v1 en el área de estudio

De acuerdo a la metodología empleada para la elaboración del IPG2022_v1 (DGA 2022b), todos los cuerpos fueron delimitados de forma manual. En el caso de la zona de estudio, el mapeo de glaciares se llevó a cabo a partir de una amplia gama de imágenes satelitales (Landsat 8 OLI, Sentinel 2, PlanetScope, Spot 6, GeoEye, WV2 y WV3) junto con una ortoimagen LiDAR de 2019. Este último insumo refiere al producto de mayor resolución espacial, 10 cm por píxel, y permite realizar el mapeo a una escala aproximada de 1:500.

Las fechas de las imágenes del IPG2022_v1, para la cuenca del río Volcán, varían desde el 30 de enero de 2015 hasta el 29 de febrero de 2020. Este último punto es de particular sensibilidad en vista de que, como se discute en el apartado 4.3, algunos glaciares del área de estudio han presentado importantes variaciones en su extensión, como es el caso del glaciar El Morado (Farías-Barahona *et al.*, 2020b).

4.2. INVENTARIO RÍO VOLCÁN 2022

En virtud del propósito del análisis de susceptibilidad a desarrollar en este estudio, es necesario disponer de un inventario lo más actualizado posible que permita dar cuenta del estado actual de los glaciares.

Producto de lo anterior, y para efectos de este análisis, se realiza en este trabajo una versión actualizada del inventario de glaciares en el río Volcán, referido de ahora en adelante como Inventario Río Volcán 2022, Figura 1. Este inventario se basa, principalmente, en una imagen PlanetScope de 3 m de resolución espacial con fecha 15 de marzo de 2022 junto con observaciones realizadas en terreno. El empleo de esta fuente digital para el inventario permite realizar un mapeo a escala aproximada de 1:14:000. Además, se analizaron fotografías aéreas Hycon de 1955 para analizar las variaciones del glaciar El Morado en el área piloto I (Figura 81). De igual modo, se emplearon imágenes Landsat 4, 5, 7 y 8 en el rango 1986 a 2022, además de imágenes Sentinel 1 y 2, junto con los modelos digitales de elevación SRTM y ALOS PaSAR, para la determinación de las variaciones y características generales de los glaciares identificados en el presente inventario, como se indica en la sección 4.4. El detalle de los insumos satelitales y fotografías aéreas empleados se presenta en el capítulo Anexo.

Es importante señalar que no fue actualizada la extensión de todos los glaciares del IPG2022_v1, sino la de aquellos glaciares de montaña, glaciares de valle y glaciaretos cuya extensión de hielo descubierto había disminuido de forma significativa en los últimos dos años y, además de los cuales se contaba con evidencia e insumos suficientes para establecer sus variaciones recientes, como es el caso de los glaciares en las áreas piloto I y II.

En el Inventario Río Volcán 2022 se reconocen 195 glaciares en el área de estudio, los que totalizan una superficie de 69,5 km². De estos, 125 corresponden a glaciares rocosos, 47 glaciaretos, 15 glaciares de montaña y 8 glaciares de valle. Este último tipo de glaciar es aquel de superficie predominante, con 32,4 km², seguido de los glaciares rocosos (20,6 km²). Glaciares de montaña (13,8 km²) y luego los glaciaretos, con 2,8 km². En la Figura 49 se resume la superficie y cantidad de glaciares según clasificación primaria, análogo a lo presentado para el IPG2022_v1 en el área de estudio (Figura 48).

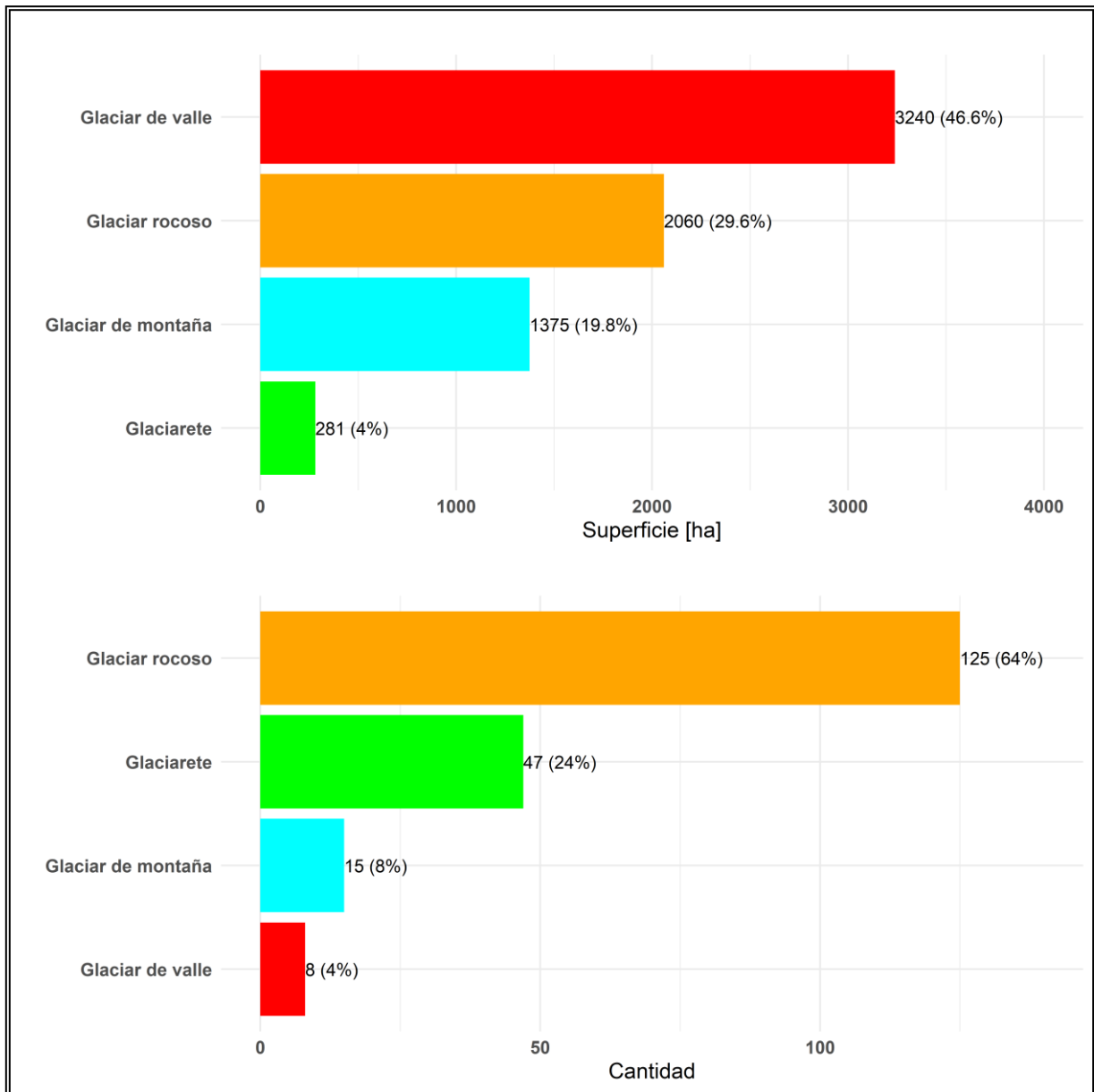


Figura 49. Superficie y cantidad de glaciares según clasificación primaria a partir del Inventario Río Volcán 2022

Respecto a la elevación de los glaciares existentes, estos se disponen en un rango que varía desde 2.500 m s.n.m. (glaciar San Francisco) hasta sobrepasar los 6.000 m s.n.m. en el caso del glaciar Marmolejo. En general, los glaciares rocosos son aquellos concentrados a menor elevación, entre 3.000 y 4.500 m s.n.m. Por otro lado, los glaciares de montaña se disponen sobre el mismo límite inferior y alcanzan los 5.500 m s.n.m. Los glaciares de valle, de mayor superficie en el área de estudio, abordan, aproximadamente, desde 3.000 a 6.000 m s.n.m, similar a los glaciaretes, con la diferencia que estos son de menor dimensión, como se señala en la Figura 49. En la Figura 50 se presenta un resumen del rango de elevación de los glaciares del área de estudio según tipo y superficie.

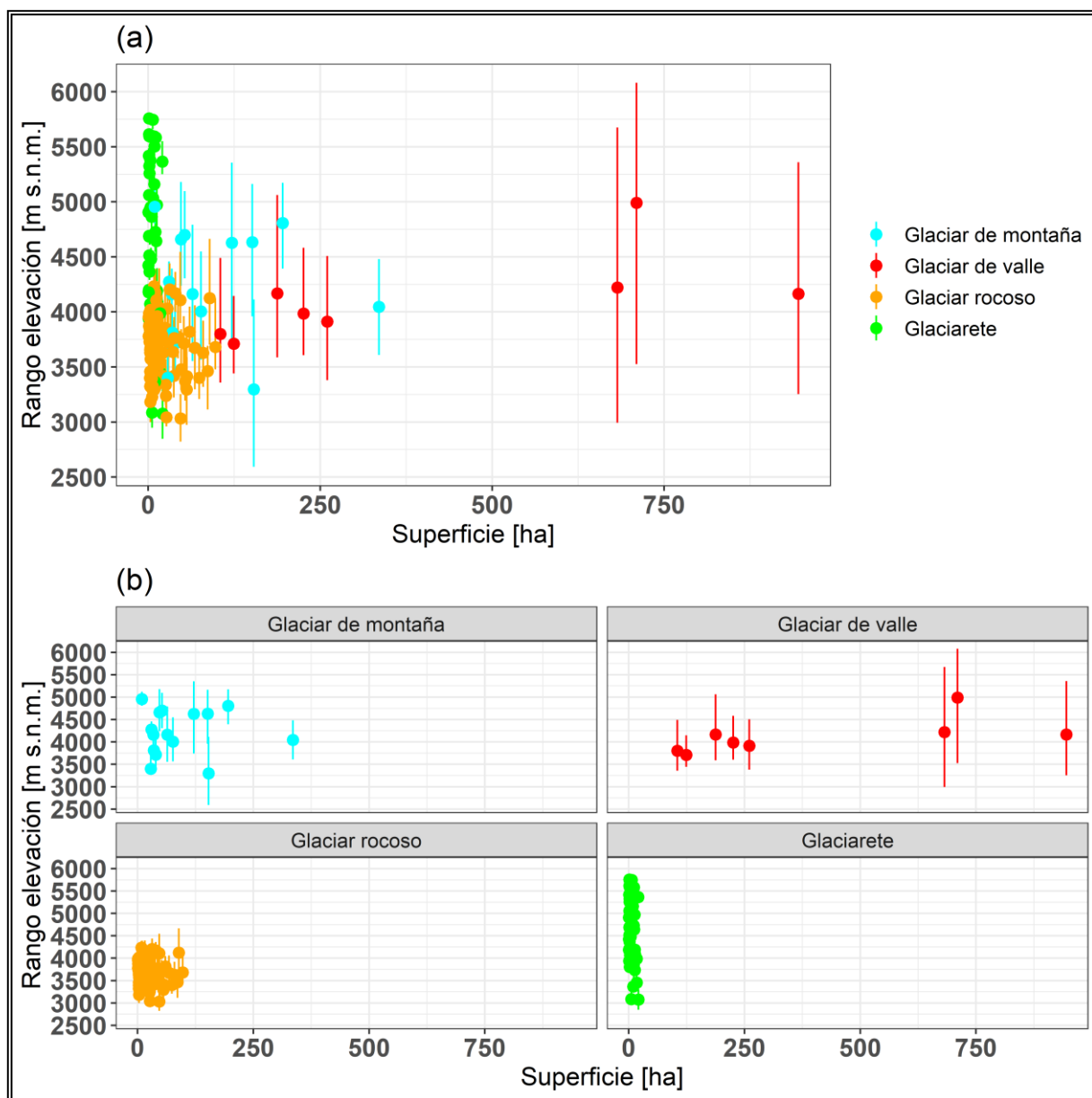


Figura 50. Rango de elevación del Inventario Río Volcán 2022 según tipo y superficie

Similar a la elevación, la pendiente media de los glaciares en el área de estudio es variada. Esta abarca un rango de 7° a 50° , siendo los glaciaretes aquellos de mayor amplitud en el rango de pendiente media. Los glaciares rocosos, en cambio, varían desde 11° a 42° . Los glaciares de montaña poseen un rango de pendiente media menos amplio, de 15° a 32° . Finalmente, los glaciares de valle poseen el rango más acotado, el cual fluctúa entre 19° y 23° , Figura 51.

En el caso de la orientación, Figura 52, se aprecia que los glaciares de montaña se disponen preferentemente en el rango de orientación suroeste a sureste, con solo 3 cuerpos en orientación este-oeste, similar a los glaciares de valle, los que predomina la orientación sur. Los glaciaretes se disponen preferentemente hacia el suroeste, sur y sureste, mientras que los glaciares rocosos se disponen en todas las orientaciones, con predominio al noroeste, suroeste, oeste y este.

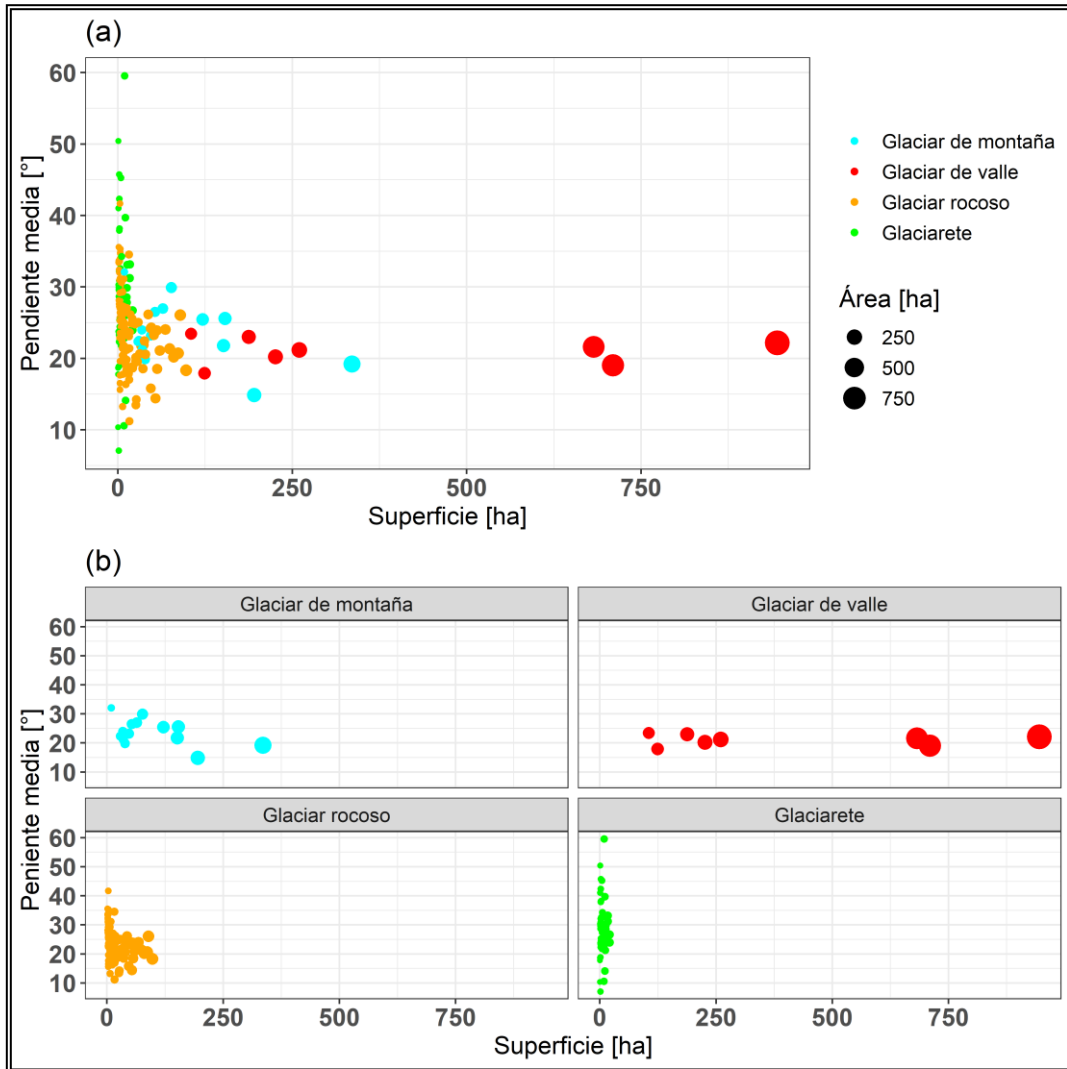


Figura 51. Rango de pendiente media del Inventario Río Volcán 2022 según tipo y superficie

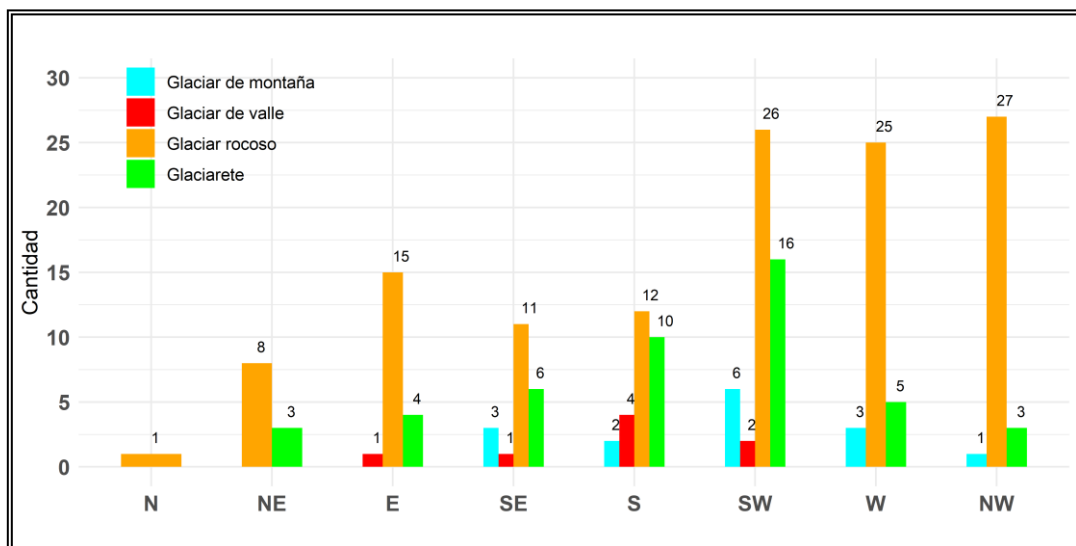


Figura 52. Orientación preferencial del Inventario Río Volcán 2022 según tipo y cantidad

Respecto a la distribución de los glaciares en el área de estudio, Figura 1, 95 cuerpos se ubican en la vertiente sur del río Volcán. De estos, el 89% (85 cuerpos) corresponde a glaciares rocosos. En menor medida, se observan 8 glaciaretos junto con 1 glaciar de montaña y 1 glaciar de valle. En contraste, en la porción norte del área de estudio los glaciares rocosos y glaciaretos se presentan en similar proporción (40 y 38 cuerpos, respectivamente). De similar forma, se encuentran 15 glaciares de montaña y 7 glaciares de valle.

Esta diferencia en la distribución norte-sur de glaciares a lo largo del valle del río Volcán guarda relación con la hipsometría del área de estudio. En efecto, la porción sur del área de estudio posee un rango de elevación que va desde 1.288 a 5.785 m s.n.m. En cambio, en la porción norte se alcanzan elevaciones por sobre 6.000 m s.n.m., correspondiente al macizo del cerro Marmolejo, lo que favorece el desarrollo de masas de hielo descubierto como es el caso de los glaciares de montaña y glaciaretos. Al mismo tiempo, los glaciares de valle se concentran en el límite norte de la subsubcuenca, Figura 1, en plena divisoria con la subsubcuenca Río Yeso. En este sector se concentran cimas prominentes sobre 5.500 m s.n.m. (cerros Cortaderas, Mesón Alto y Loma Larga) las que, junto con lo empinado de sus taludes rocosos, permiten el desarrollo de procesos de remoción en masa que favorecen la extensa cobertura detrítica de los glaciares de valle. Los glaciares de montaña, por su parte, se disponen preferentemente en un segmento acotado al norte del área de estudio coincidente con una traza imaginaria que une los cerros Morado y San Francisco, la cabecera de la microcuenca del estero Placas, o Mesoncito, y el volcán San José, Figura 1.

En línea con lo anterior, la porción oriental del área de estudio alberga el 30% de los glaciares de la subsubcuenca Río Volcán, los que se concentran en lo alto del Complejo Volcánico San José (entre los que se incluye el glaciar Nieves Negras, área piloto II) y en el cerro Marmolejo, el cual alberga el glaciar homónimo. A su vez, solo en esta porción de la subsubcuenca se ubican 30 de los 46 glaciaretos catastrados en el Inventario Río Volcán 2022.

Respecto a la comparación con el IPG2022_v1, en la Figura 53 se presenta un ejemplo de la diferencia existente entre ambos inventarios para el caso de los glaciares El Morado y Muñiri. En el IPG2022_v1 ambos glaciares fueron delimitados a partir del ortomosaico LiDAR 2019 del monitoreo de glaciares para el Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo. Dicho levantamiento corresponde a un vuelo del mes de abril de 2019, por lo que al comparar ambos inventarios se constata no solo una diferencia operativa en el mapeo, sino el transcurso de 3 años entre la fuente de una delimitación y otra. Corroborando lo anterior, en la Figura 53 se aprecia, además, la desafectación de un pequeño glaciarete de 0,4 ha del IPG2022_v1 el cual ya no se evidenciaba al año 2022 en el Inventario Río Volcán 2022.

Solo en la extensión de la Figura 53, existe una diferencia de 30 ha entre ambas delimitaciones, lo que permite suponer una reducción de área en dicha magnitud en 3 años, equivalente a 0,1 km² menos por año en el entorno del glaciar El Morado. A nivel del área de estudio, la diferencia en superficie de ambos inventarios es de 2,4 km². Otras zonas donde se presentan importantes variaciones en la extensión de glaciares de montaña y glaciaretos corresponde a las laderas del volcán San José, incluyendo los glaciares Nieves Negras y Marmolejo Oeste, en la cabecera del glaciar Loma Larga, glaciar Cortaderas y glaciar Mesoncito. Estas variaciones son abordadas en mayor detalle en el apartado 4.3.

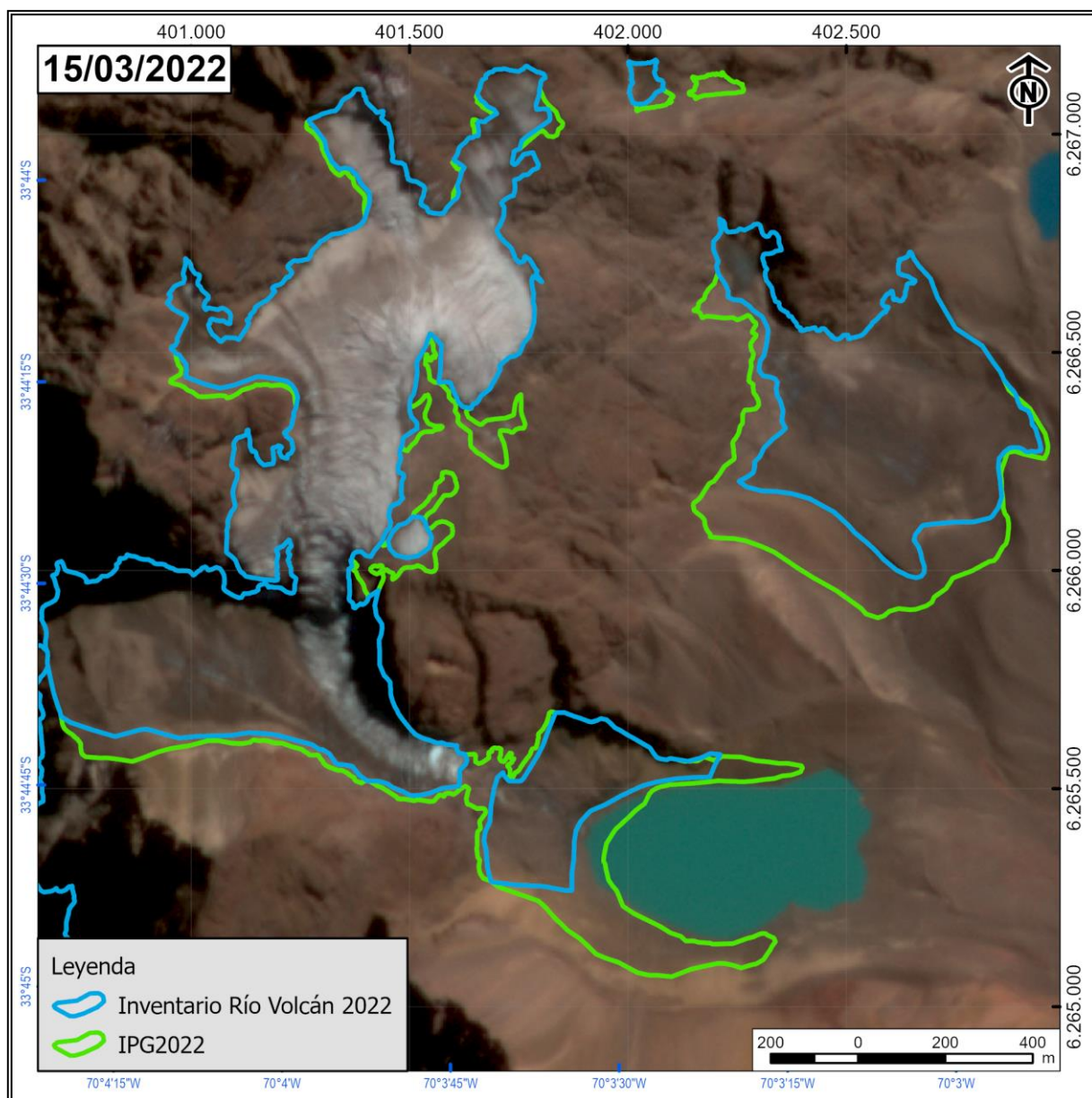


Figura 53. Ejemplo de comparación entre Inventario Río Volcán 2022 (este estudio) y DGA 2022 (IPG2022_v1). Glaciares El Morado y Muñiri (CL105702008). Imagen de fondo: PlanetScope del 15/03/2022 en combinación falso color infrarrojo

4.3. TIPOS DE GLACIARES

Como ya se ha adelantado en los subcapítulos anteriores, en la cuenca del río Volcán coexisten glaciares de montaña, glaciares de valle, glaciares rocosos y glaciaretos. En lo que sigue, se presenta una revisión de los principales glaciares del área de estudio a partir de la información recabada en terreno como de forma remota. Cabe señalar que la nomenclatura aquí utilizada para el Inventario Río Volcán 2022 no corresponde a la toponimia oficial del Instituto Geográfico Militar, IGM, sino a referencias locales empleadas por habitantes de la zona y visitantes del área de estudio en general. En efecto, en el IPG2022_v1 se reconoce como oficiales los nombres de los siguientes glaciares: Loma Larga, Marmolejo, Mesón Alto, Mirador del Morado, San Francisco y Volcán San José.

4.3.1. Glaciares de montaña

En la subsubcuenca Río Volcán se encuentran 16 glaciares de montaña los que suman una superficie de 13,8 km², Figura 49. Estos se caracterizan por tener la mayor parte de su superficie de hielo descubierta, salvo contadas excepciones como es el caso del glaciar San Francisco. Entre los principales cuerpos de hielo de este tipo se cuentan los glaciares El Morado, San Francisco, Marmolejo, Mesoncito y aquellos en el flanco oeste del volcán San José.

El glaciar El Morado, código IPG2022_v1 CL105702007A, de 0,77 km² de superficie, se ubica en lo alto del cerro del mismo nombre, Figura 54. Posee un lago proglaciar homónimo, el cual comenzó a formarse en la década de 1950 (Farías-Barahona *et al.*, 2020b). En la actualidad consta de dos frentes colgantes, de los cuales el más reciente se constituyó como tal en el mes de diciembre de 2021 tras separarse de la porción inferior que daba origen al lóbulo frontal donde se formó el lago. Este glaciar se caracteriza, además, por desencadenar avalanchas de hielo desde lo alto del macizo rocoso donde se sostiene.

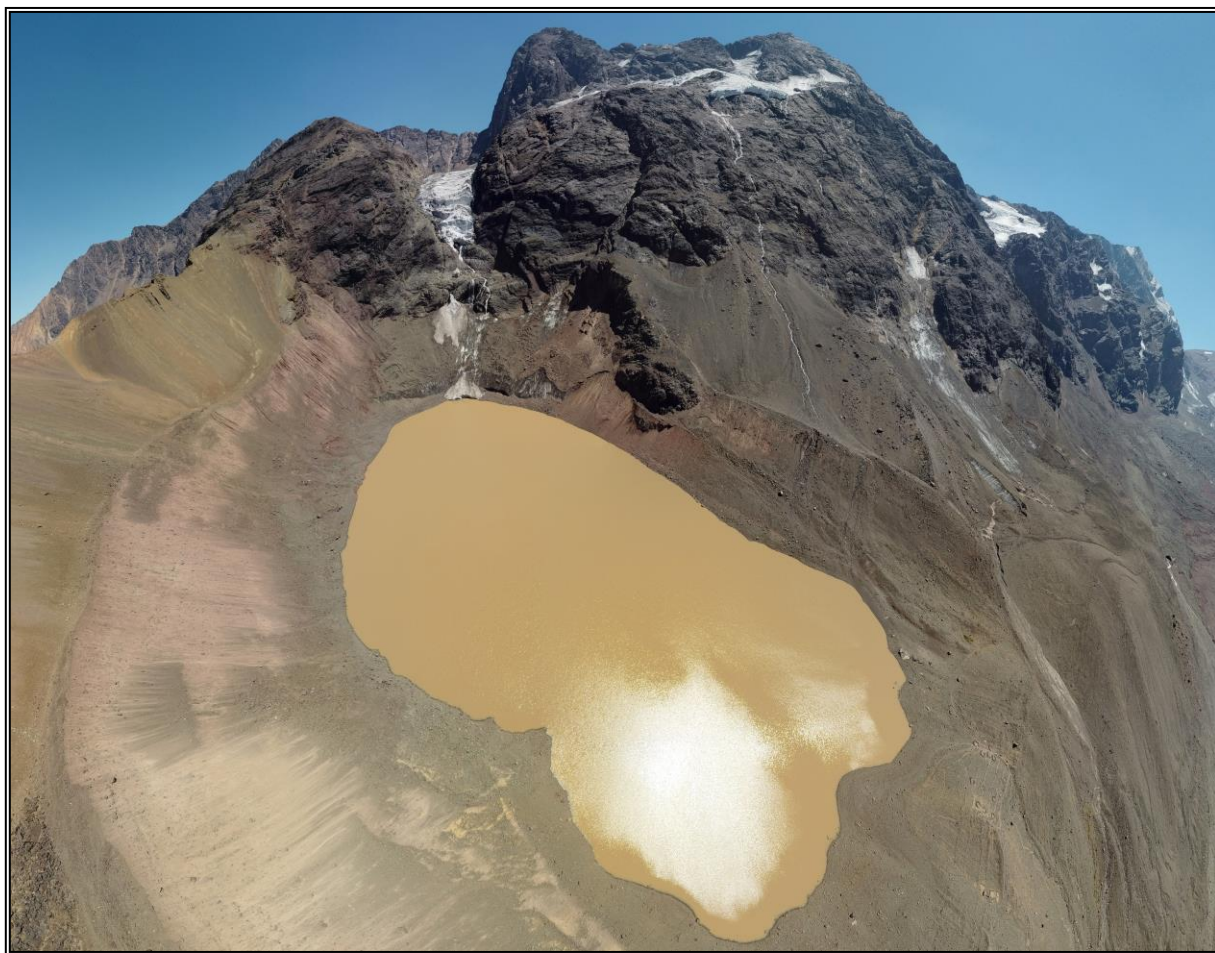


Figura 54. Glaciar y laguna El Morado. Fotografía del autor. Fecha: 19/02/2022

El vecino glaciar San Francisco, código IPG2022_v1 CL105702004, de 1,5 km² de superficie, se ubica en la cabecera de la quebrada Morales, Figura 55. Es parte del Monumento Natural El Morado administrado por CONAF, del cual el glaciar constituye uno de sus mayores atractivos. El

glaciar se emplaza en la cara sureste del cerro homónimo y en el sector alto del valle Morales. Este cuerpo de hielo tiene su cabecera en la pared sur del cerro El Morado al igual que parte del glaciar del mismo nombre. Si bien el glaciar es reconocido por su impactante efecto paisajístico, hoy se encuentra cada vez más cubierto de detritos, lo que dificulta distinguirlo a simple vista, como se discute en el subcapítulo 4.4 Variaciones y características generales.

Inmediatamente al norte del glaciar El Morado, se ubica el glaciar Muñiri (código IPG2022_v1 CL105702008), Figura 56. Este cuerpo de 0,28 km² de extensión se ubica a los pies del cerro El Morado, aguas arriba del estero que drena del glaciar Loma Larga. Se caracteriza por poseer una cubierta de detritos en ambos márgenes del glaciar junto con el esporádico desarrollo de un lago supraglaciar el cual, como se discute más adelante, se drenó en enero del año 2022. El glaciar no posee una marcada zona de acumulación, sino más bien se mantiene producto de sucesivas avalanchas de nieve y hielo provenientes del cerro El Morado y su glaciar homónimo.



Figura 55. Glaciar San Francisco y pared sur del cerro El Morado. Fuente: Geoestudios (2011). Fecha: 08/02/2011

Hacia el centro del área de estudio, aguas arriba de la quebrada Las Placas, se ubica el glaciar Mesoncito, código IPG2022_v1 CL105702024A, de 3,4 km² de superficie. Este glaciar posee tres cabeceras separadas en sentido oeste-este por las cumbres localmente conocidas como Morro Escondido y Punta Chile, Figura 57. El glaciar se caracteriza por poseer una superficie descubierta acotada a la zona de acumulación, mientras que la zona de ablación es de naturaleza cubierta. Junto con el glaciar San Francisco, es de los pocos casos en ser considerado un glaciar cubierto, pese a ser un glaciar de montaña. La porción inferior del glaciar posee características morfológicas similares a las de un glaciar rocoso, como surcos y depresiones longitudinales, pese a que adolece del característico talud frontal de los glaciares rocosos. En la actualidad se reconocen al menos 8 lagos supraglaciares en la zona cubierta del glaciar, incluyendo un cuerpo de agua en la cabecera noroeste.



Figura 56. Glaciar Muñiri, código IPG2022_v1 CL105702008. Fotografía del autor. Fecha: 19/02/2022

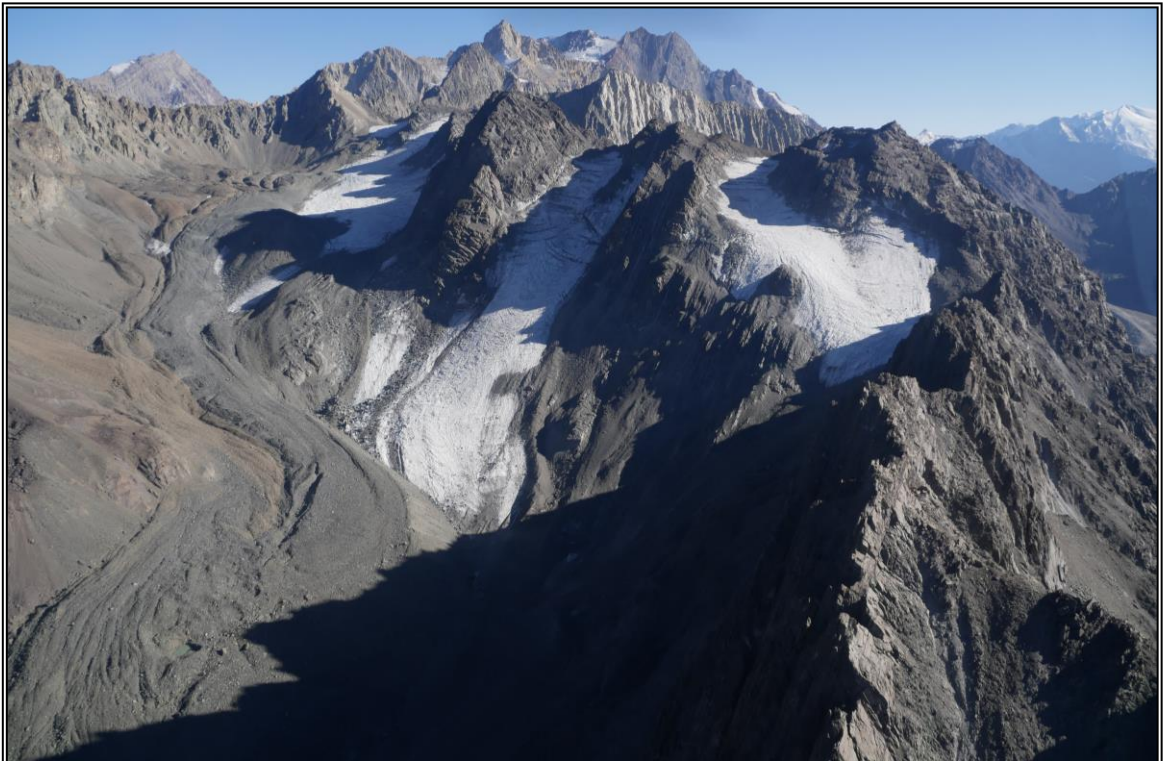


Figura 57. Cabecera del glaciar Mesoncito. Fotografía del autor. Fecha: 17/02/2022

Los glaciares de montaña en la vertiente oeste del volcán San José suman una superficie de 4,5 km². Estos se caracterizan por poseer una cobertura detrítica de origen volcánico en la porción inferior de cada glaciar además de una marcada superficie agrietada en el tramo superior, Figura 58. Coexisten con glaciaretos y manchones de nieve, estos últimos de naturaleza esporádica en las laderas del volcán.



Figura 58. Glaciar de montaña en la cara oeste del volcán San José, código IPG 2022 CL105702046A. Fotografía de Pablo López. Fecha: 2/11/2019

4.3.2. Glaciares de valle

En el área de estudio se encuentran 8 glaciares de valle los que suman una superficie de 32,4 km². Estos se caracterizan por representar la mayor superficie englacada de la subsubcuenca Río Volcán, con un 46,6% de toda la superficie cubierta por glaciares, Figura 49. Todos los glaciares son de naturaleza cubierta, con la porción de hielo descubierto aflorando en su zona de acumulación. Entre los principales cuerpos de hielo de este tipo se cuentan los glaciares Loma Larga, Cortaderas, Marmolejo y Nieves Negras, además de 4 glaciares de valle de menores dimensiones ubicados en la vertiente occidental del cordón que separa el estero Marmolejo, al este, del valle del glaciar Cortaderas por el oeste, Figura 1 y en la cabecera del estero Marmolejo.

El glaciar Loma Larga, código IPG2022_v1 CL105702016A, de 9,5 km² de superficie, se ubica a lo largo del valle del mismo nombre en la porción norte del área de estudio. Con sus más de 7 km de longitud, es considerado un glaciar cubierto por lo extensa de su cobertura detrítica, Figura 59. Al mismo tiempo, posee varios tributarios de naturaleza descubierta en su porción superior, dos de los principales provienen del cerro homónimo, Figura 60. La dirección de su flujo es noreste-suroeste. Además de sus dimensiones, el glaciar se caracteriza por poseer una superficie agrietada con severas depresiones de dimensiones métricas, lagunas supraglaciares y taludes de hielo en superficie. A su vez, algunos autores (Falaschi *et al.*, 2018b) sostienen que el frente del glaciar tendría “hielo muerto”, una morfología propia de glaciares cubiertos en los que un segmento deja de recibir aportes del cuerpo principal al estancarse y, por tanto, comienza a perder masa, (Fernández *et al.*, 2022).

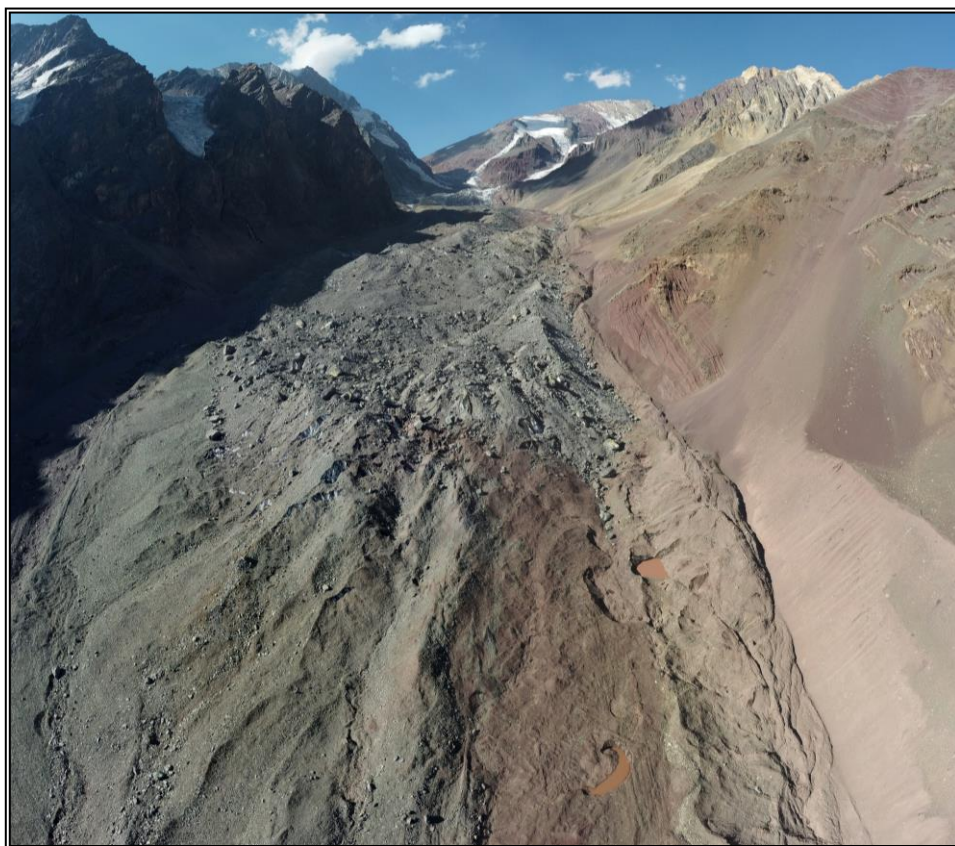


Figura 59. Glaciar cubierto Loma Larga. Fotografía del autor. Fecha: 19/02/2022

En efecto, tanto la presencia de hielo muerto como el desarrollo de lagunas supraglaciares y taludes de hielo descubiertos son elementos característicos de glaciares cubiertos que actúan como mecanismo de pérdida de masa, similar a lo reportado por Farías-Barahona *et al.* (2020a) en el vecino glaciar Pirámide en la subsubcuenca Río Yeso. Dicho glaciar posee amplios atributos en común con el glaciar Loma Larga, entre las que se incluye su longitud, cobertura y tipo de glaciar. Finalmente, cabe destacar la presencia de importantes depósitos de remoción en masa hacia la cabecera del glaciar. Estos, por lo general, son difíciles de observar dada la constante presencia de nieve en la zona. No obstante, la seguidilla de años particularmente secos, 2019 y 2021, han permitido destacar estas morfologías en la porción superior del glaciar, como se aprecia en la Figura 61.



Figura 60. Cerro Loma Larga, derecha, y glaciares tributarios al glaciar Loma Larga. Fotografía del autor. Fecha: 17/02/2022



Figura 61. Depósitos de remoción en masa en la cabecera del glaciar Loma Larga (delineado en rojo). Fuente: Google Earth. Fecha de la imagen: abril de 2022

El glaciar Cortaderas, código IPG2022_v1 CL105702020, posee una superficie de 1,9 km². El glaciar se dispone en sentido noreste-suroeste y nace en lo alto de la cara suroeste del cerro del mismo nombre, Figura 62. Posee una longitud superior a 4,2 km y su rango altitudinal va de 3.587 a 5.062 m s.n.m. Junto con una agrietada superficie en su zona de acumulación, el glaciar se caracteriza, además, por el desarrollo de esteros, taludes de hielo y depresiones en su superficie. Estas morfologías son características de su naturaleza como glaciar cubierto. A su vez, la porción superior del glaciar destaca por la presencia de hielo descubierto, coincidente con la zona de mayor pendiente, Figura 63.

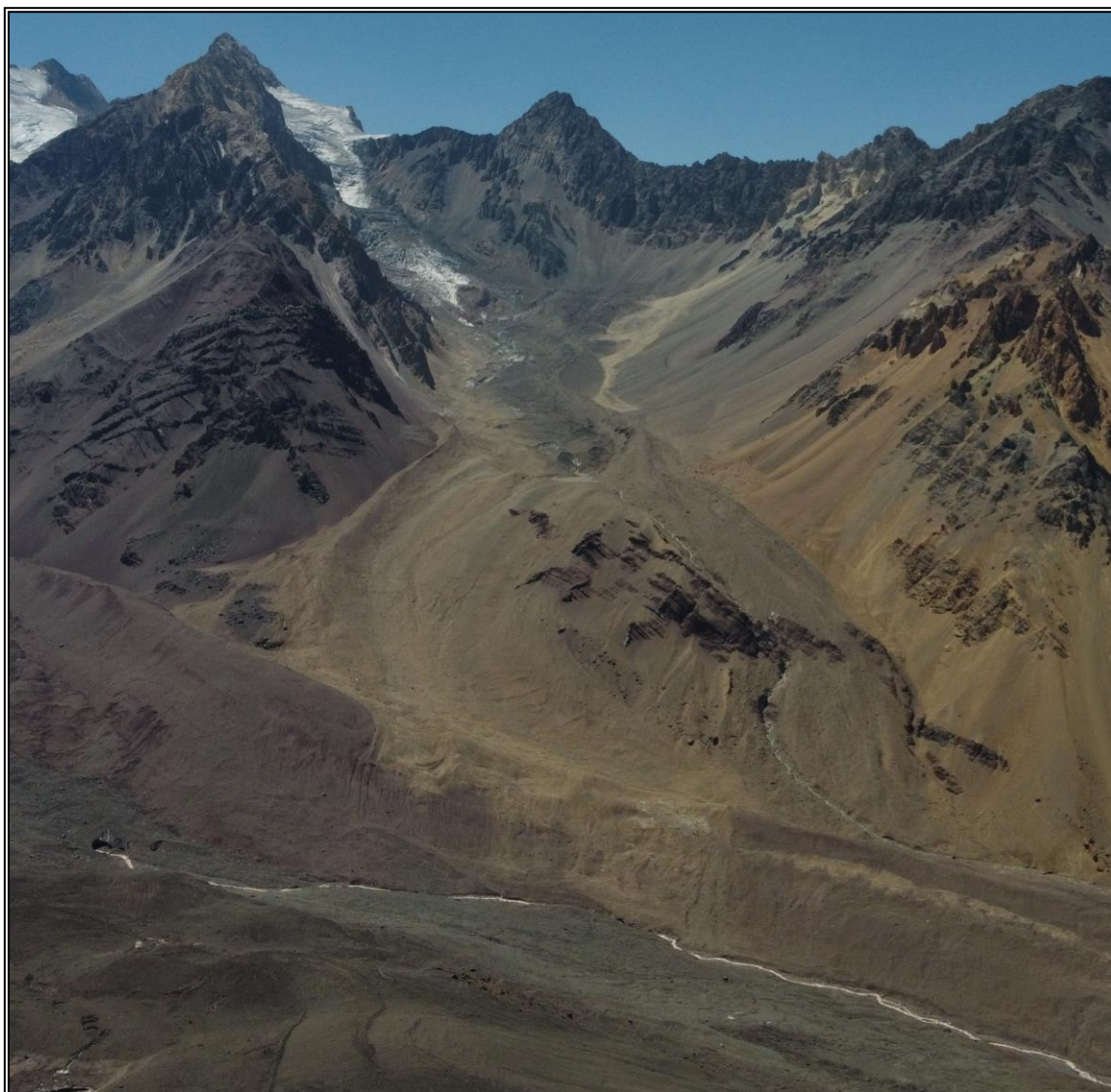


Figura 62. Glaciar Cortaderas y cima del cerro homónimo. Al centro de la imagen, la imponente Punta Italia. Fotografía del autor. Fecha: 17/02/2022

El frente del glaciar destaca por la abundancia de till junto con sucesivos cordones morrénicos frontales y estrías de flujo. Ello permite suponer que el glaciar Cortaderas tributaba al glaciar Loma Larga en tiempos recientes, como se da cuenta también en el estudio de García *et al.* (2014).

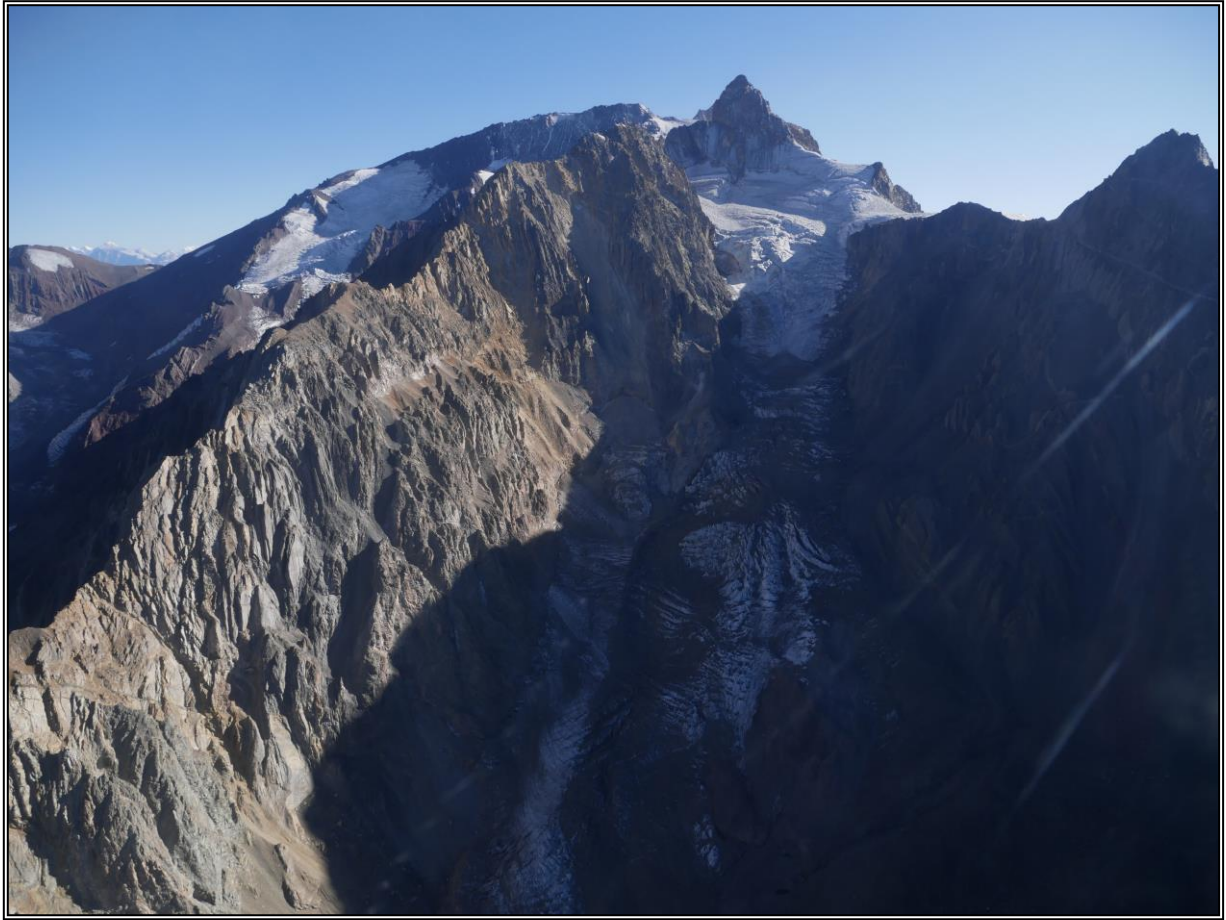


Figura 63. Cabecera del glaciar Cortaderas y cima del cerro homónimo. A la derecha, la imponente Punta Italia. Fotografía del autor. Fecha: 17/02/2022

Al oeste del área de estudio destaca el glaciar Marmolejo, código IPG2022_v1 CL105702034A, de 7,1 km² de superficie. Este glaciar está separado del contiguo glaciar de montaña del mismo nombre (código IPG2022_v1 CL105702149) por una divisoria glaciar en los faldeos del cerro Marmolejo. Posee un rango de elevación que va desde 3.525 m s.n.m. hasta alcanzar los 6.081 m s.n.m, con una longitud aproximada de 7,8 km.

Si bien en lo alto del macizo homónimo el glaciar guarda las características de un glaciar de montaña, Figura 64, en su porción inferior el glaciar está flanqueado por lavas del Complejo Volcánico San José por el sur y por la Unidad Volcánica Antigua hacia el norte, en los faldeos del cerro Marmolejo. En la angostura de ambas unidades volcánicas, el glaciar posee un marcado quiebre de pendiente con una superficie muy agrietada para luego desembocar en un caótico complejo morrénico pendiente arriba del estero del mismo nombre, Figura 65. En la porción cubierta del glaciar, este manifiesta el desarrollo de esteros en su superficie al igual que algunos escasos taludes de hielo.



Figura 64. Tramos medio y superior del glaciar de valle Marmolejo. Fotografía del autor. Fecha: 17/02/2022



Figura 65. Frente del glaciar Marmolejo. Fotografía de David Valenzuela. Fecha: 8/05/2021

En la cara sur del volcán San José se emplaza el glaciar Nieves Negras, código IPG2022_v1 CL105702067. Este glaciar de valle de más de 7 km de longitud posee un rango de elevación entre 2.994 y 5.675 m s.n.m., con una superficie de 6,8 km². Similar al caso del glaciar Marmolejo, posee su zona de acumulación descubierta, Figura 66, mientras que la porción inferior, de menor pendiente y ocupando el valle, está cubierta por detritos gruesos de tonalidades oscuras de origen volcánico y sedimentario (Formación Nieves Negras), Figura 67. Además de sus magnitudes, es importante destacar el reporte hecho por Lliboutry (1956) acerca de un *surge* experimentado por

el glaciar el año 1927. De acuerdo Lliboutry, el glaciar habría avanzado entre 4 y 5 km, hasta alcanzar la confluencia entre los ríos Azufre y Colina (Lliboutry, 1956). No obstante, a la fecha no se dispone de un estudio detallado que permita acotar dicho evento. Si bien García *et al.* (2014) reconocen tres frentes morrénicos asociados a avances y retrocesos del glaciar Nieves Negras, no disponen de dataciones para acotar tales variaciones.

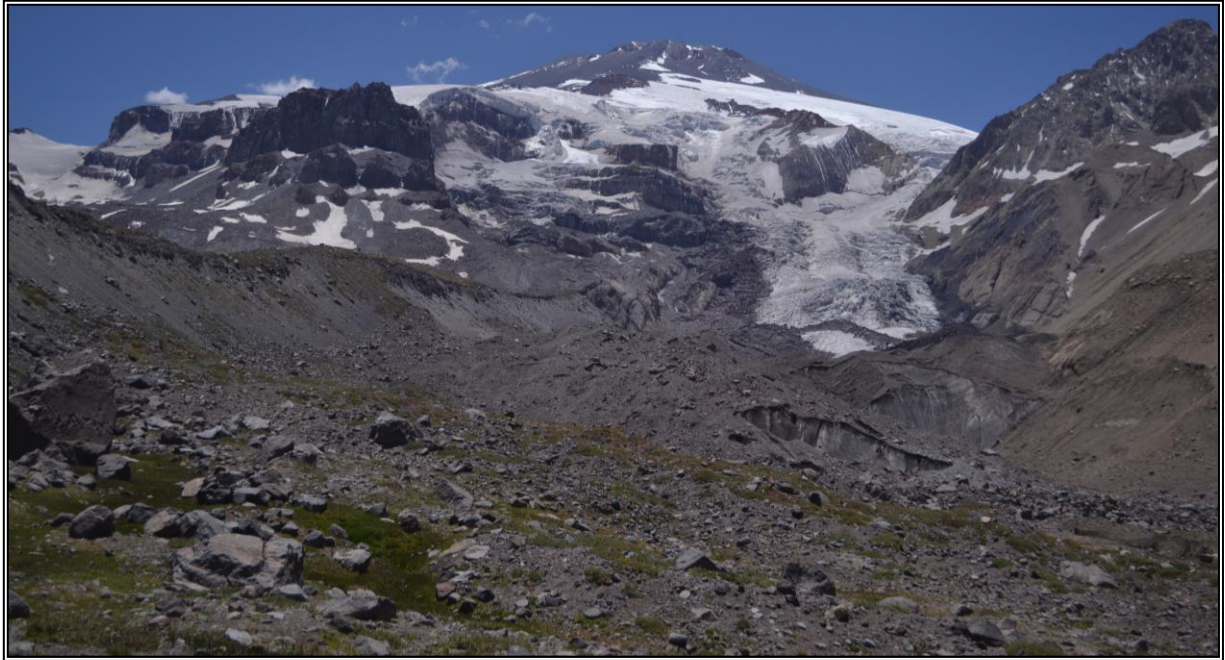


Figura 66. Glaciar Nieves Negras en la cara sur del volcán San José. Vista al norte. Fotografía de Raúl Ugalde. Fecha: 5/12/2020

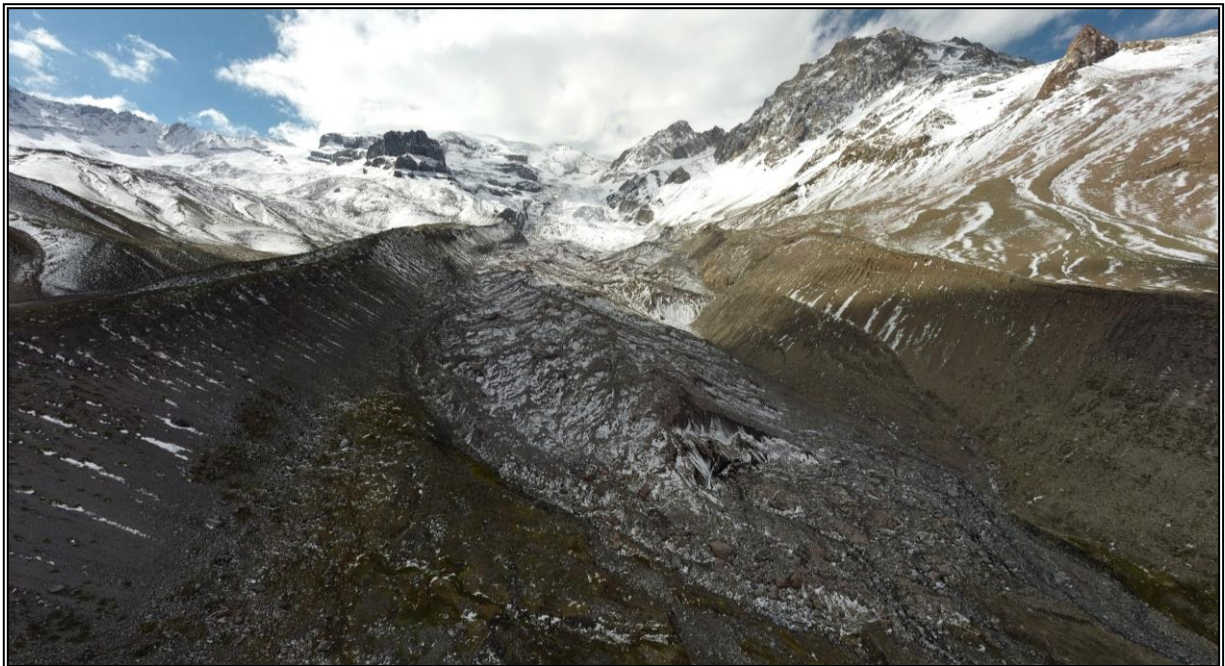


Figura 67. Frente del glaciar Nieves Negras. Vista al norte. Fotografía del autor. Fecha: 20/03/2021

4.3.3. Glaciaretes

En el área de estudio existen 46 glaciaretes, Figura 49, los que suman una superficie acumulada de 2,8 km². Como fuera antes señalado, estos se disponen en un amplio rango altitudinal desde 2.846 a 5.795 m s.n.m., Figura 50. Se ubican en su mayoría a lo largo del Complejo Volcánico San José. Al mismo tiempo, algunos se disponen en el flanco noroeste del área de estudio, específicamente en el cordón que une los cerros San Francisco y Mesón Alto. Entre estos cuerpos se cuentan los glaciaretes Mirador del Morado, El Morado C y Loma Larga B y C. Estos últimos resultantes de la fragmentación de los glaciares de montaña y de valle, respectivamente, del mismo nombre.

En el caso del glaciarete Mirador del Morado, este cuenta con una superficie de 0,2 km² y, al igual que el vecino glaciar San Francisco, se emplaza en el Monumento Natural El Morado, aguas arriba de la Quebrada Morales. El glaciarete se dispone en la cara sureste del cerro del mismo nombre, Figura 68, y, junto con ser un hito paisajístico del Monumento Natural, destaca por poseer el frente a la menor cota de todos los glaciaretes del área de estudio, en torno a 2.850 m s.n.m.

Respecto a la pendiente media de los glaciaretes, aquellos con pendientes sobre 30° se disponen a lo largo de toda el área de estudio sin una ubicación preferencial. Por el contrario, aquellos con pendiente inferior a 30° se ubican mayoritariamente sobre el volcán San José, Figura 69.

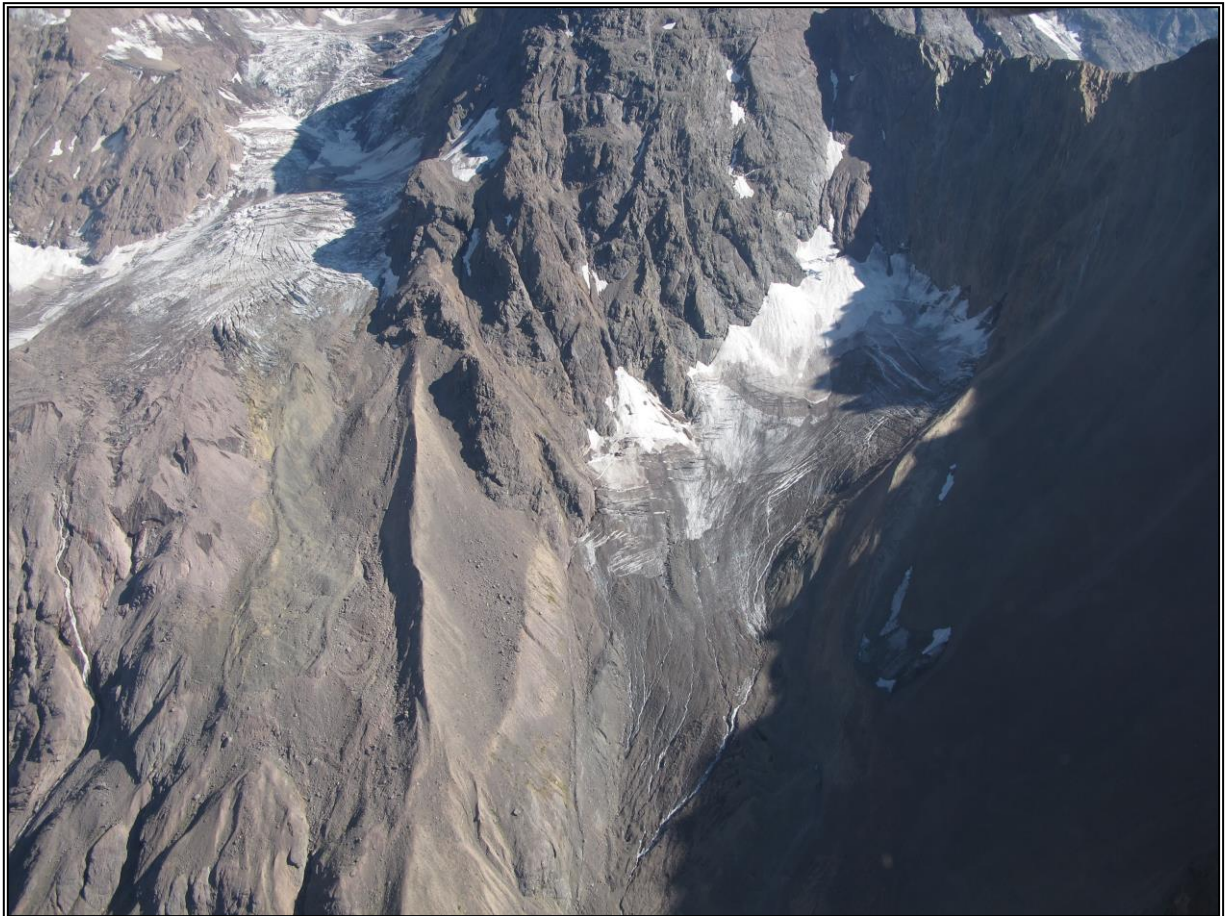


Figura 68. Glaciarete Mirador del Morado. Fuente: Geoestudios (2011). Fecha: 08/02/2011



Figura 69. Cara suroeste del volcán San José. Se aprecian los glaciaretos en lo alto del volcán sobre 4.740 m s.n.m. Vista hacia el este. Fotografía de David Valenzuela. Fecha: 13/03/2021

4.3.4. Glaciares rocosos

En la subsubcuenca Río Volcán se encuentran 125 glaciares rocosos. Estos totalizan una superficie de 20,6 km², Figura 49. El rango de elevación ocupado por estas crioformas es bastante acotado y supera los 4.500 m s.n.m. en solo dos cuerpos. Los 123 glaciares rocosos restantes se disponen entre 2.820 y 4.500 m s.n.m, Figura 50. Como fuera señalado antes, estos glaciares se disponen preferentemente al sur del río Volcán, específicamente en la porción sureste del área de estudio, Figura 1, al punto que el 89% de las crioformas allí presentes son glaciares rocosos. En la vertiente norte del área de estudio, por el contrario, se disponen solo 40 glaciares de este tipo tanto en los valles del estero Loma Larga, Marmolejo, en la ladera occidental del volcán San José, Figura 70, y a los pies del cerro Arenas.



Figura 70. Vista al valle del estero Marmolejo. Glaciares rocosos al centro y costado derecho de la imagen. Vista hacia el norte. Fotografía del autor. Fecha: 13/03/2021

Un pequeño conjunto de glaciares rocosos a destacar se ubica al oeste del área de estudio en la cabecera de la quebrada Los Lunes. Se trata de tres glaciares rocosos de dimensión variable, entre 0,05 y 0,86 km² con una elevación máxima de 3.690 m s.n.m. para el glaciar de mayor extensión (código IPG2022_v1 CL105702002). Estos corresponden a los glaciares más occidentales de todo el Inventario Río Volcán 2022, Figura 71.

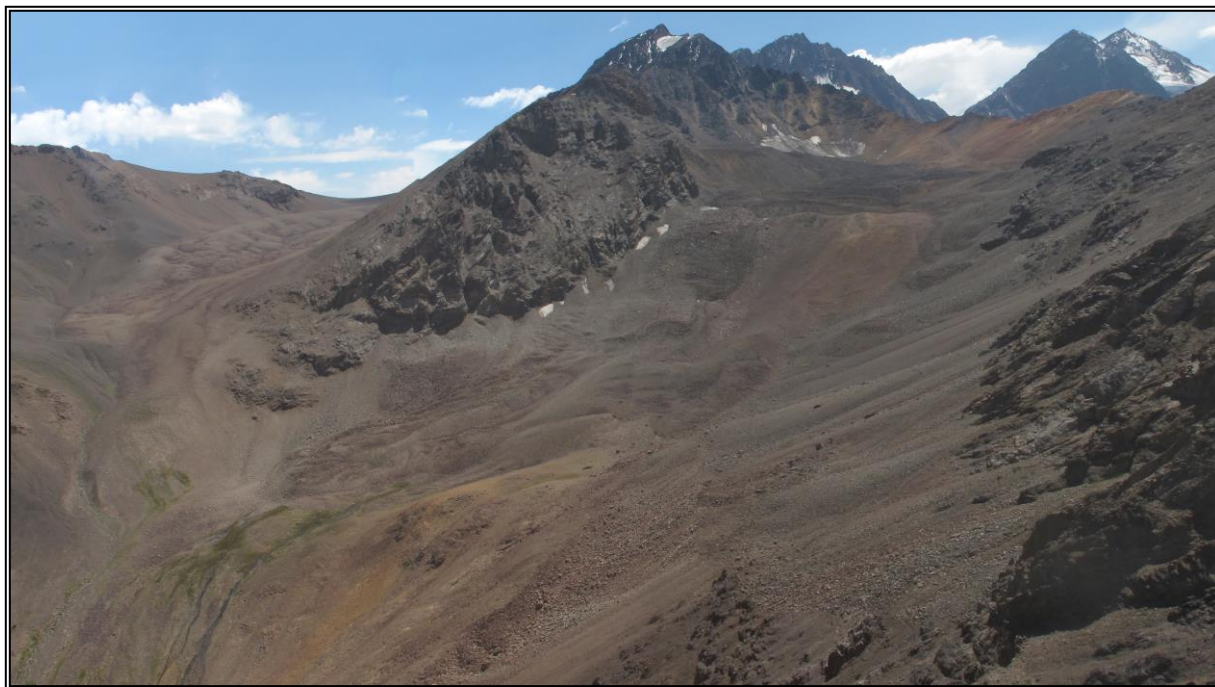


Figura 71. Glaciares rocosos aguas arriba de la quebrada Los Lunes. Fuente: Geoestudios (2011). Fecha: 4/03/2011

4.4. VARIACIONES Y CARACTERÍSTICAS GENERALES

Como parte de la caracterización de los glaciares del área de estudio, a continuación, se presentan los cambios recientes de geometría (cambios de extensión y balance de masa) junto con las características generales que inciden en mayor medida en los factores condicionantes del modelo de susceptibilidad propuesto en este estudio.

4.4.1. Espesor

De acuerdo a la metodología empleada por la DGA en su Inventario Público de Glaciares 2022 versión 1 (DGA, 2022b) el espesor se aproxima de forma empírica mediante el uso de la fórmula paramétrica establecida por Chen y Ohmura (1990). Esta considera la superficie en km² para estimar el espesor medio según la ecuación mostrada a continuación:

$$\text{Espesor medio (m)} = 28,5 \times \text{Superficie (km}^2\text{)}^{0,357}$$

Del mismo modo, el volumen se calcula como el producto del espesor medio y la superficie. Finalmente, el volumen equivalente en agua se obtiene al ponderar el volumen por una densidad

de $0,85 \text{ g/cm}^3$ asumiendo un 100% de presencia de hielo en el glaciar. En el caso de los glaciares rocosos, este volumen se obtiene al ponderar el volumen del glaciar por una fracción de 0,6, correspondiente al porcentaje de hielo (60%) estimado para los glaciares rocosos según los antecedentes contemplados por DGA (2022b). Con esta aproximación, de acuerdo a DGA (2022a), el volumen acumulado de hielo de todos los glaciares del área de estudio es de $2,84 \text{ km}^3$. El volumen equivalente en agua totaliza $2,30 \text{ km}^3 \text{ eq.a.}$, mientras que el espesor promedio sería de 14,5 m. Sin embargo, dada la amplia naturaleza de tipos de glaciares en la subsubcuenca Río Volcán, es recomendable analizar el espesor, y en consecuencia el volumen, según tipos de glaciares, como se muestra en la Tabla 12.

Tabla 12. Espesor medio, volumen acumulado y volumen equivalente en agua según tipos de glaciares en el área de estudio a partir del IPG2022_v1 y fórmula paramétrica de Chen y Ohmura (1990)

Tipo de glaciar	Espesor medio (m)	Volumen acumulado (km^3)	Volumen equivalente en agua ($\text{km}^3 \text{ eq.a.}$)
Glaciar de montaña	27,2	0,557	0,474
Glaciar de valle	47,8	1,847	1,570
Glaciarete	9,1	0,043	0,036
Glaciar rocoso	13,3	0,398	0,219

Al aplicar el mismo cálculo a la superficie actualizada de los glaciares del área de estudio según el Inventario Río Volcán 2022, se obtiene una disminución generalizada del espesor medio consecuente con la reducción en superficie experimentada por los glaciares de montaña y glaciares de valle en el sector. En el caso de los glaciaretes la media aumenta puesto que se consideran menos cuerpos en el presente inventario, no obstante, el volumen acumulado es inferior para este tipo de glaciar. En la Tabla 13 se presenta un resumen del cálculo antes mencionado.

Tabla 13. Espesor medio, volumen acumulado y volumen equivalente en agua según tipos de glaciares en el área de estudio a partir del Inventario Río Volcán 2022 y fórmula paramétrica

Tipo de glaciar	Espesor medio (m)	Volumen acumulado (km^3)	Volumen equivalente en agua ($\text{km}^3 \text{ eq.a.}$)
Glaciar de montaña	24,5	0,449	0,381
Glaciar de valle	43,9	1,719	1,462
Glaciarete	9,2	0,034	0,029
Glaciar rocoso	13,0	0,399	0,204

El volumen total para el Inventario Río Volcán 2022 es de $2,6 \text{ km}^3$, un 8,5% menos que en el inventario DGA 2022. Al mismo tiempo, de la comparación entre la Tabla 12 y Tabla 13 se desprende la disminución generalizada de espesor en casi todos los tipos de glaciares del área de estudio, con excepción de los glaciaretes como fuera antes explicado. A su vez, el leve aumento en el volumen acumulado de los glaciares rocosos refiere a la consideración de dos cuerpos que eran

catalogados como parte de glaciares de valle en el IPG2022_v1 y que para efectos de este estudio son analizados como glaciares rocosos por separado.

La otra fuente de espesor considerada en este análisis corresponde al modelo global de distribución de espesor elaborado por Farinotti *et al.* (2019) a partir de la revisión de 5 modelos específicos de espesor de glaciares indicados en su estudio. En los Andes centrales se consideran 3 modelos en particular, los cuales refieren a los trabajos de Huss y Farinotti (2012), Frey *et al.* (2014) y Maussion *et al.* (2019). En general, todos los modelos empleados infieren la distribución del espesor de hielo a partir de parámetros topográficos como la elevación y la pendiente. Además, se toman en consideración leyes asociadas al flujo del hielo y la renovación de la masa de hielo del glaciar producto de su balance de masa, proceso conocido en inglés como *mass turnover*.

El modelo integrado de Farinotti *et al.* (2019) se basa en el inventario de glaciares Randolph versión 6.0, o RGI 6.0 por sus siglas en inglés (Arendt *et al.*, 2017; RGI, 2017). Dado que el inventario RGI es de cobertura global, existen severas discrepancias en la geometría de los glaciares abarcados al compararlo con el inventario DGA 2022 y con el inventario de glaciares de Argentina (Zalazar *et al.*, 2020). A su vez, este inventario solo considera cuerpos de hielo descubierto y cubierto, vale decir, glaciares de montaña, de valle y glaciaretes. Producto de lo anterior, la información de espesor proveniente del modelo de Farinotti *et al.* (2019) se aplica a todos los glaciares del área de estudio, con excepción de los glaciares rocosos.

Para extraer la información de espesor del modelo en cuestión se cruzan los polígonos del RGI 6.0 con aquellos del Inventario Río Volcán 2022. Una vez identificados los modelos de espesor aplicables a cada glaciar, se recortan a la delimitación del presente estudio y se extrae la estadística descriptiva. En total, se pudo extraer la información de espesor del modelo de Farinotti *et al.* (2019) a 57 de los 69 glaciares “blancos” (glaciares no rocosos) del área de estudio, equivalente al 83% de los mismos. En la Tabla 14 se presenta un resumen del espesor medio, volumen acumulado y equivalente en agua a partir del modelo de Farinotti *et al.* (2019), mientras que en la Figura 72 se ilustra la distribución espacial del espesor para los glaciares “blancos” (montaña, valle y glaciaretes) del Inventario Río Volcán 2022.

Tabla 14. Espesor medio, volumen acumulado y volumen equivalente en agua según tipos de glaciares en el área de estudio a partir del Inventario Río Volcán 2022 y el modelo de Farinotti *et al.* (2019)

Tipo de glaciar	Espesor medio (m)	Volumen acumulado (km³)	Volumen equivalente en agua (km³ eq.a.)
Glaciar de montaña	56,4	0,744	0,633
Glaciar de valle	69,4	2,199	1,869
Glaciarete	44,5	0,096	0,081

A partir de la comparación de los resultados de la Tabla 14 con aquellos obtenidos mediante fórmula paramétrica para el Inventario Río Volcán 2022, Tabla 13, se desprende que el modelo de espesor propuesto a escala global por Farinotti *et al.* (2019) sobreestima en cerca de un 50% tanto el espesor como el volumen de los glaciares de montaña del área de estudio. Por otro lado, en el caso de los glaciares de valle la relación pareciera ser bastante cercana, con una diferencia aproximada de 27,5% entre el espesor con fórmula paramétrica y aquel del modelo señalado. En el

caso de los glaciaretos, el espesor medio del modelo de Farinotti excede al triple del obtenido con fórmula paramétrica, resultado similar para los volúmenes acumulado y equivalente en agua. Si bien este modelo se considera bastante completo por cuanto se presenta de forma distribuida para aquellos glaciares con cobertura en el área de estudio, Figura 72, se estima que sobreestima los espesores de los glaciaretos y glaciares de montaña, no así de los glaciares de valle. Esto último en vista de que los fundamentos de ley de flujo, como la Ley de Glenn, a partir de los cuales se estima el espesor, se ajustan mejor a glaciares con movimiento más significativo como es el caso de los glaciares de valle a diferencia de los glaciares de montaña y glaciaretos.

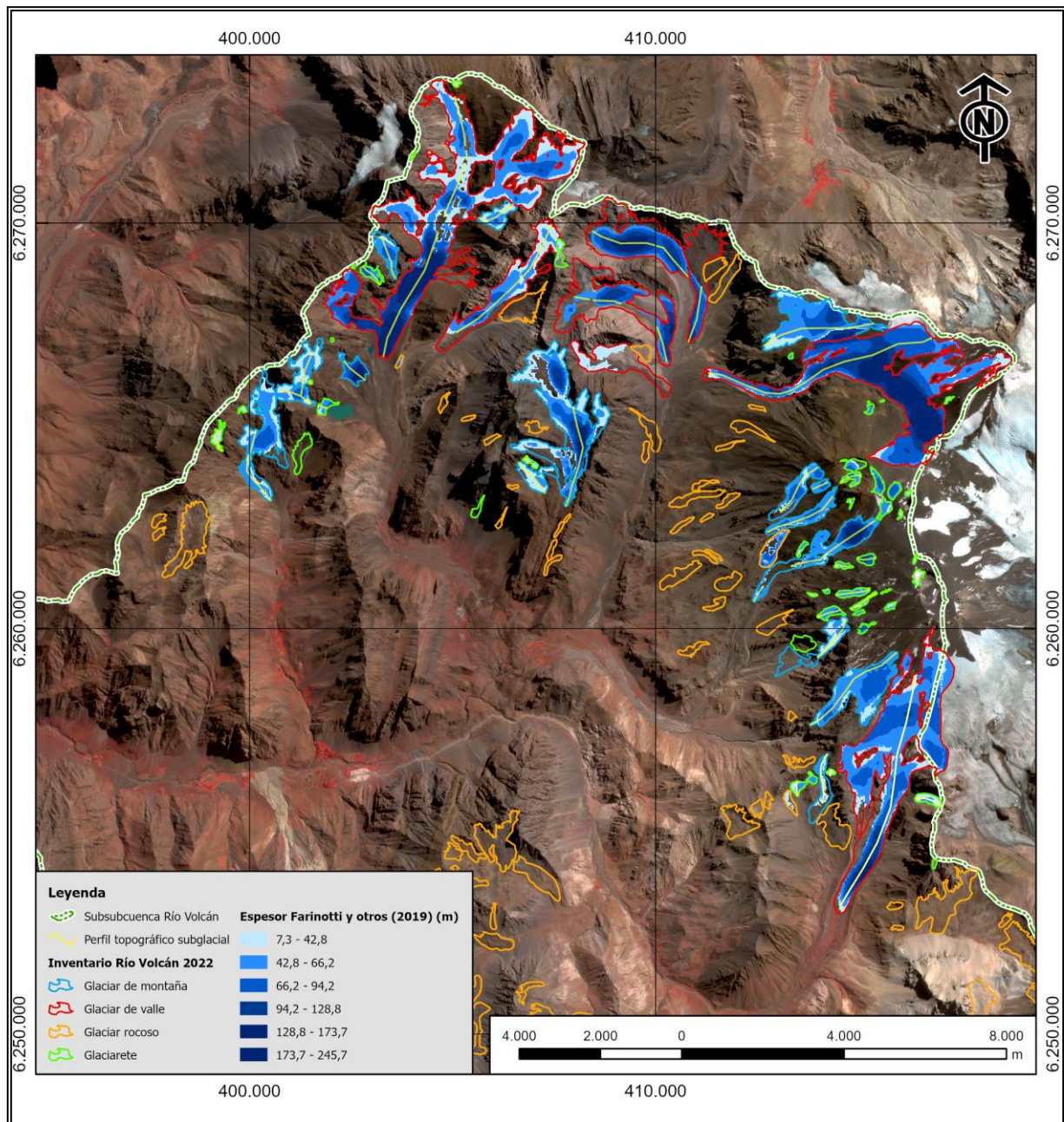


Figura 72. Distribución del espesor de los glaciares “blancos” del área de estudio según Farinotti *et al.* (2019)

Finalmente, se dispone de datos de espesor de una campaña de radar para hielo realizada en el glaciar Muñiri, código IPG2022_v1 CL105702008, obtenidos en la campaña de terreno del día 27 de marzo de 2021. Se realizó un levantamiento con radar de penetración (GPR por sus siglas en inglés) para hielo en la porción sureste del glaciar en la que se recorrieron 940 m en el frente del glaciar, Figura 73. La profundidad máxima determinada fue de 53 m, Figura 74, mientras que la profundidad media a lo largo del levantamiento fue de 27,8 m. Este valor es levemente superior a aquel determinado con fórmula paramétrica para el glaciar (20,7 m) y muy por debajo del espesor medio obtenido del modelo de Farinotti *et al.* (2019), correspondiente a 129,2 m.



Figura 73. Levantamiento con radar de penetración para hielo en el glaciar Muñiri, código IPG2022_v1 CL105702008. Fotografía de David Valenzuela. Fecha: 27/03/2021

En la Figura 74 se da cuenta de la distribución de los valores de profundidad obtenida a lo largo del levantamiento. Se observa en la figura que la zona de mayor espesor se encuentra hacia el centro del glaciar, mientras que las secciones de menor profundidad se proyectan hacia el margen suroeste y hacia el lago supraglaciar visible en la imagen. El desarrollo de este cuerpo de agua se discute en la sección 4.4.2 a continuación.

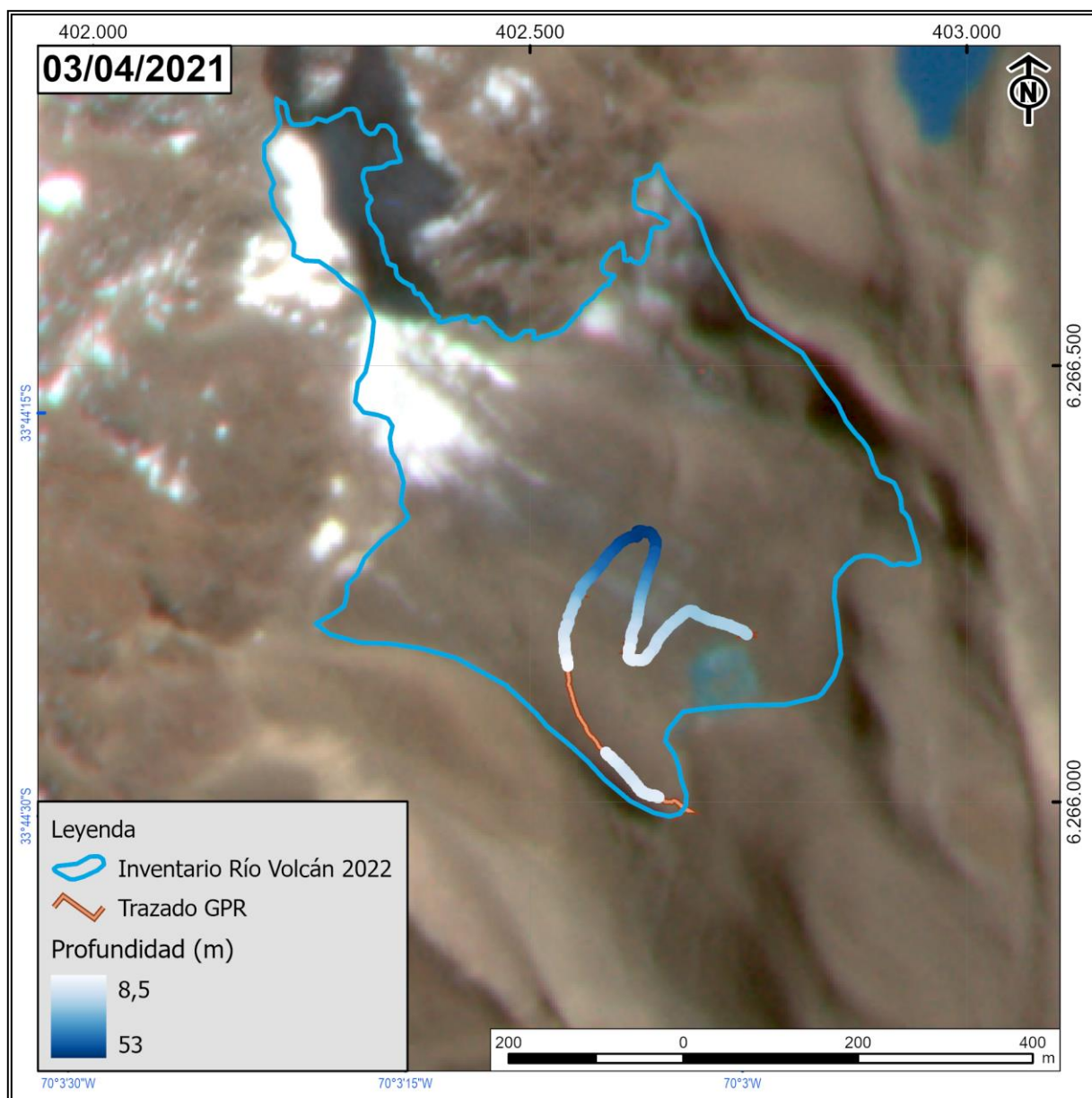


Figura 74. Espesor medido con GPR en el glaciar Muñiri, código IPG2022_v1 CL105702008. Imagen de fondo: PlanetScope del 3/04/2021

4.4.2. Cambios de extensión

En la literatura se reportan sucesivos análisis de los cambios de extensión de los glaciares del área de estudio. En particular, los estudios de Reinthaler *et al.* (2019) y Farías-Barahona *et al.* (2020b) dan cuenta de variaciones en los glaciares del Complejo Volcánico San José y del glaciar y laguna El Morado, respectivamente. A su vez, el trabajo de Farías-Barahona *et al.* (2020a) da cuenta de la superficie de los glaciares de la subsubcuenca Río Volcán al año 1955 como parte del análisis de balance de masa presentado.

En el caso del estudio de Reinthaler *et al.* (2019), el análisis de los glaciares ubicados en ambas vertientes de los volcanes San José y Cerro Marmolejo, elaborado a partir de imágenes Landsat, da

cuenta de una superficie acumulada de 119 km² al año 1986, 118 km² al año 2001 y de 104 km² al año 2015, lo que totaliza una pérdida del 12,5% de la superficie original en 29 años. La Figura 75 da cuenta de los cambios de extensión entre los años indicados.

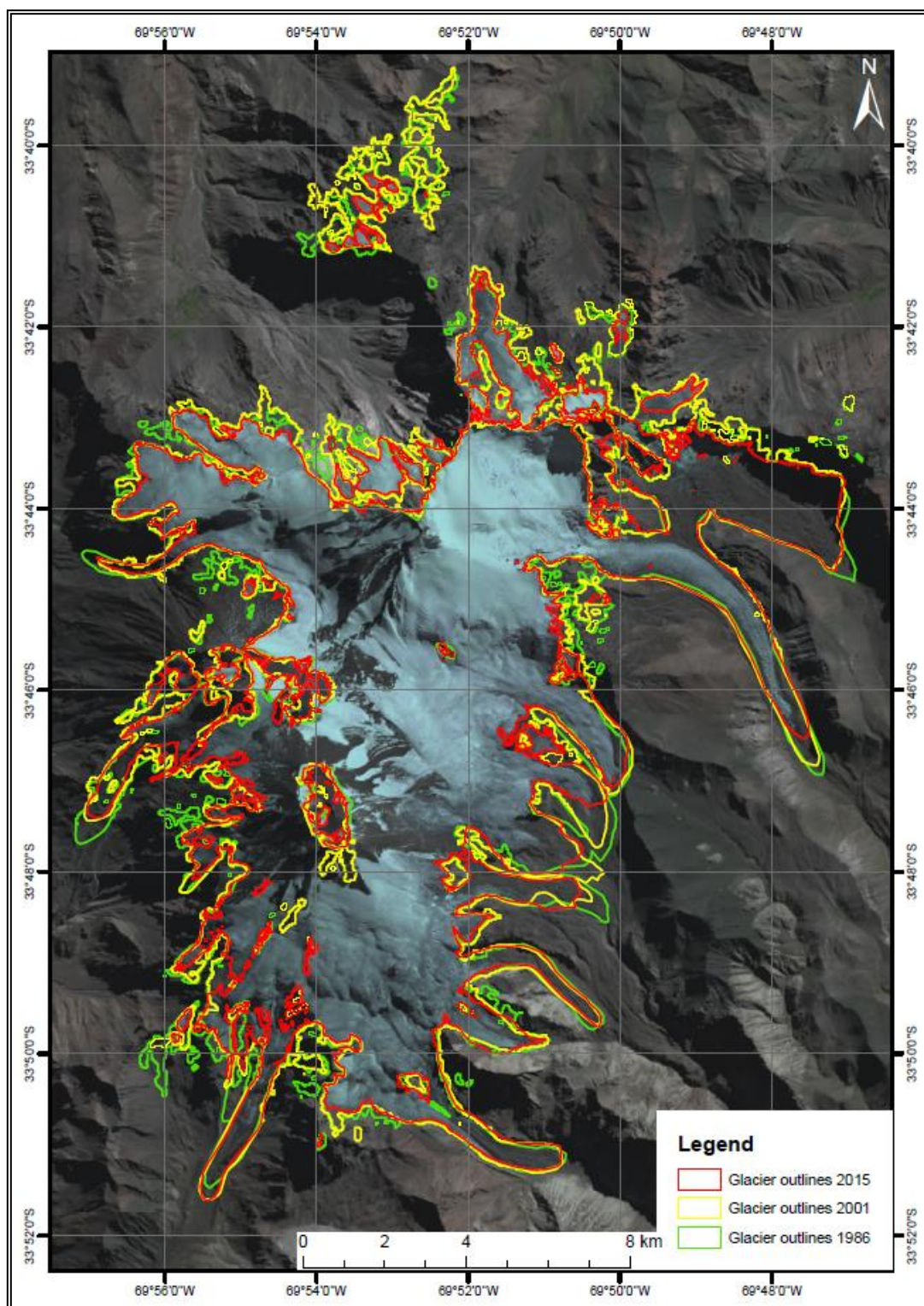


Figura 75. Extensión de los glaciares del Complejo Volcánico San José y cerro Marmolejo en los años 1989, 2001 y 2015. Extraído de Reinthaler *et al.* (2019)

Por otro lado, el análisis integrado de los inventarios de glaciares DGA2022 y IANIGLA 2018, sección 2.8, enfocado en el mismo macizo volcánico, da cuenta de una superficie acumulada de 97,6 km² (excluyendo los glaciares rocosos). Si bien las fechas de las imágenes con que fueron delimitadas las crioformas en ambos inventarios varían entre sí, se puede estimar un promedio representativo del año 2018. Ello permite determinar que la variación de superficie promedio entre 1986 y 2018 sería del orden de un 18%. En la actualidad, y de acuerdo al Inventario Río Volcán 2022, la superficie de glaciares “blancos” del Complejo Volcánico San José, incluyendo el cerro Marmolejo, que drenan hacia la zona de estudio, es de 22,5 km². Si se consideran además los glaciares rocosos en el área, dicha superficie asciende a 26,7 km². Esta variación es de particular interés por cuanto considera al glaciar Nieves Negras, representativo del área piloto II.

En el flanco occidental del área de estudio se encuentra el glaciar El Morado (área piloto I), código IPG2022_v1 CL105702007A, Figura 54. Este glaciar de montaña es particularmente conocido por dar origen al lago proglaciar del mismo nombre, cuyo desarrollo tuvo lugar a partir de la década de 1950 (Farías-Barahona *et al.* 2020b). Al año 1955 el glaciar El Morado poseía una superficie aproximada de 1,6 km², mientras que al final del período de análisis en el referido estudio el glaciar tenía una superficie de 0,89 km². Las variaciones de extensión del glaciar han resultado en una reducción de superficie de 0,61 km² en el período 1955 a 2019, sumado a un aumento del tamaño del lago proglaciar de 0,01 a 0,19 km² en dicho período, Figura 76 (Farías-Barahona *et al.* 2020b).

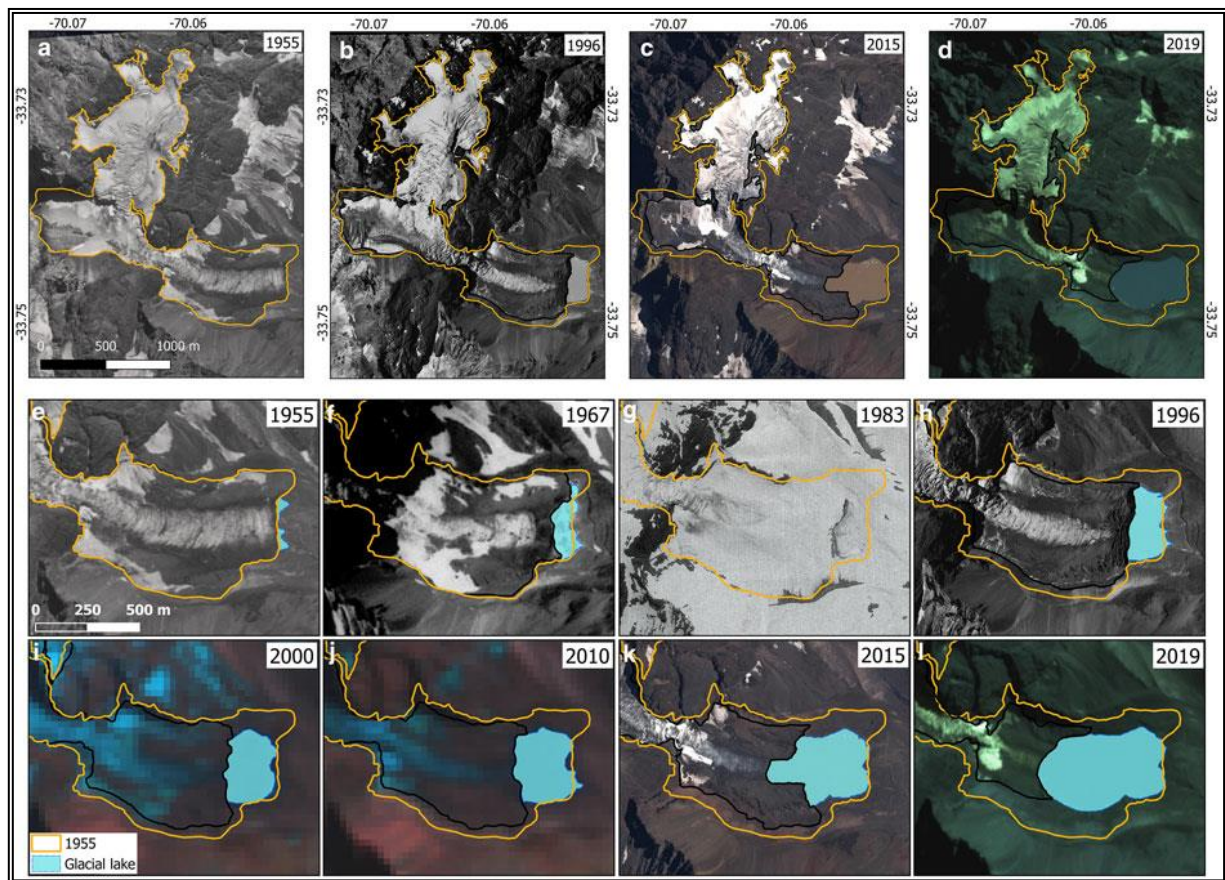


Figura 76. Cambio de superficie del glaciar El Morado (paneles a-d) y del lóbulo frontal y lago proglaciar (paneles e-l) entre 1955 y 2019. Extraído de Farías-Barahona *et al.* (2020b)

Posterior al año 2019, el glaciar ha continuado su reducción de superficie a un total de 0,868 km² al año 2022, de la mano de un ininterrumpido crecimiento del lago proglaciar, como se muestra en la Figura 77, a partir del análisis de fotografías aéreas Hycon y SAF (1955 y 1990, respectivamente), además de imágenes Landsat para el resto de los años. Esto permite suponer una reducción de superficie del glaciar entre 1955 y 2022 equivalente al 54,2% del área inicial. Los resultados expuestos se ajustan a aquellos de la Figura S5 de Farías-Barahona *et al.* (2020b).

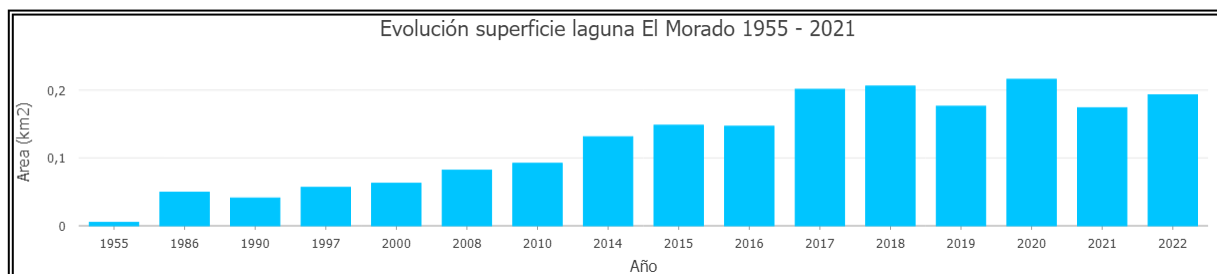


Figura 77. Evolución de la superficie de la laguna El Morado entre 1955 y 2022

De la Figura 77 es posible desprender que el tamaño del lago no debiese aumentar en el tiempo puesto que ha alcanzado una superficie estable del orden de 20 ha. Al mismo tiempo, y como se aprecia en la Figura 54, la porción inferior del glaciar ya no está en contacto con el cuerpo de agua, de modo que el retroceso del glaciar El Morado no supone una expansión en superficie del lago, sino un eventual aumento de la altura del nivel de agua sujeto a procesos de infiltración.

Por otro lado, la variación negativa del glaciar ha conllevado una fragmentación en tres cuerpos de diferentes dimensiones, dos de los cuales son catalogados como glaciarete en el Inventario Río Volcán 2022 tras presentar una superficie cercana de 0,007 km² y 0,095 km², mientras que el otro cuerpo clasificado como glaciar de montaña posee una superficie de 0,766 km². En la Figura 78 se muestra distribución de los cuerpos que componen hoy el glaciar El Morado sobrepuestos al límite de 1955 según Farías-Barahona *et al.* (2020b).

El cuerpo que más llama la atención es el remanente de hielo aguas abajo del frente colgante del glaciar, Figura 79. Esta antigua porción inferior del glaciar El Morado, hoy clasificada como un glaciarete dado lo acotadas de sus dimensiones (< 25 ha), contrasta en demasía con el estado del glaciar hasta el año 2019, como se da cuenta en la Figura S6 del estudio de Farías-Barahona *et al.* (2020b). La separación del cuerpo principal habría tenido lugar en el mes de diciembre de 2021, estimado a partir de observaciones en terreno y mediante el seguimiento del explorador de imágenes satelitales de la misión Planet (Planet, 2017).

La fragmentación de la cascada de hielo del glaciar El Morado es de particular importancia por cuanto la pérdida de sustento que experimenta el frente colgante del glaciar al desconectarse del cuerpo inferior, como se discute en el apartado 3.3.1, favorece la ocurrencia de avalanchas de hielo en el glaciar. De acuerdo a la experiencia del autor, cuya primera visita al sector data del mes de octubre de 2011, las avalanchas de hielo, de pequeñas dimensiones, suelen ser comunes en el frente colgante ubicado al este del glaciar, Figura 78. Sin embargo, y como se abordará en los subcapítulos siguientes, la condición actual del glaciar El Morado permite el desarrollo de avalanchas tanto en dicho frente como en aquel proveniente de la cascada de hielo, la que alguna vez alimentó el lóbulo frontal de cuyo retroceso se originó la laguna del mismo nombre.

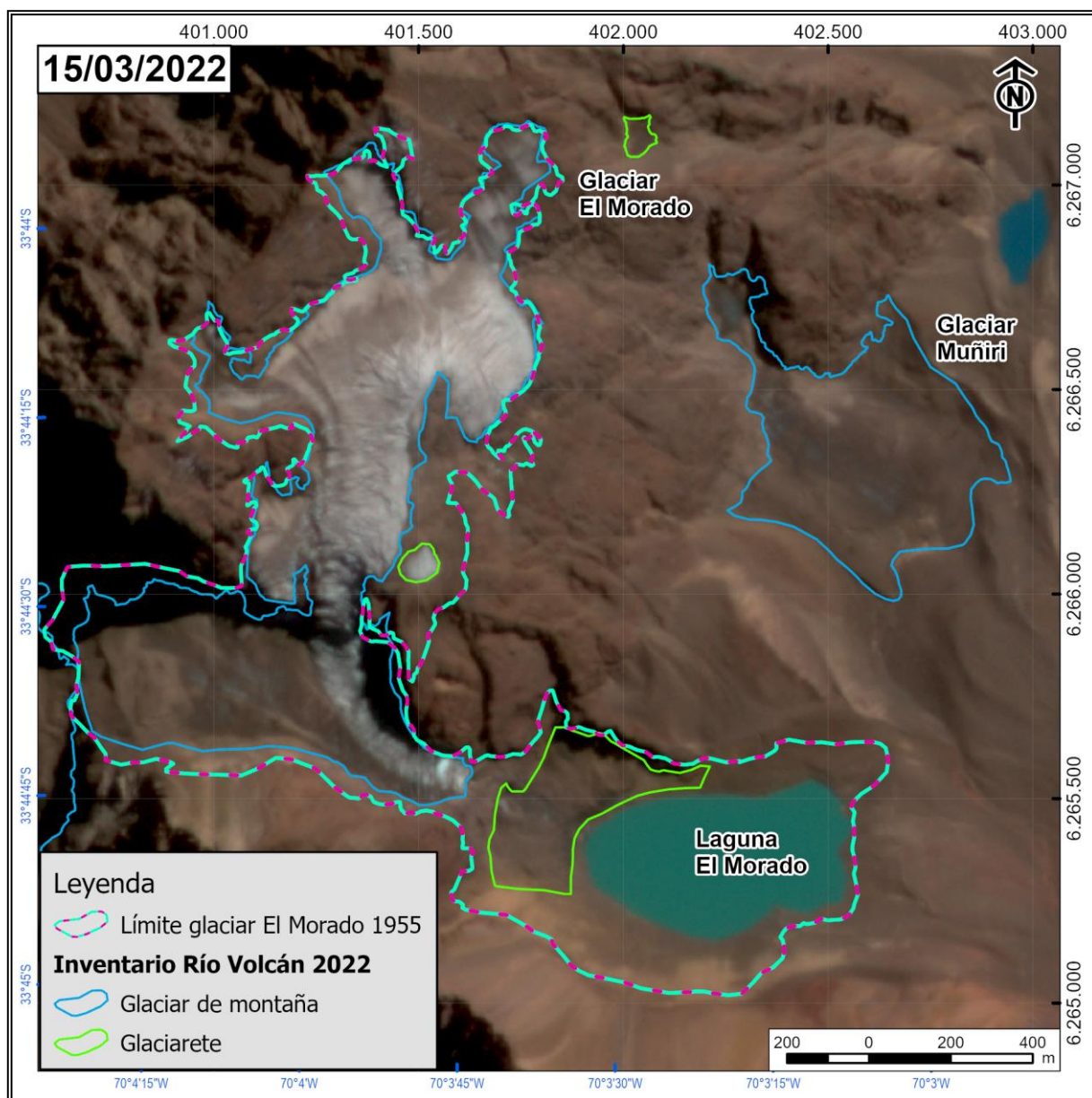


Figura 78. Glaciar El Morado fragmentado en 3 cuerpos (un glaciar de montaña y dos glaciaretos) en el Inventario Río Volcán 2022. Imagen de fondo: PlanetScope del 15/03/2022 en combinación falso color infrarrojo

De la Figura 78 es importante destacar la existencia de un lago ubicado al noreste del glaciar El Morado, conocido coloquialmente como lago “San Martín”, Figura 3. Si bien hoy no se distinguen registros de glaciar que dio origen al lago, más allá de las morfologías glaciares características del entorno, se ha constatado en terreno la existencia de afloramientos de hielo en el borde norte del cuerpo de agua, Figura 80. Esto sugiere que el lago se habría formado tras el retroceso de un glaciar que fluía en sentido norte-sur, paralelo al glaciar Loma Larga. En efecto, este cuerpo de agua de 0,02 km² existe como tal en el área de estudio al menos desde el año 1955, como lo revelan las fotografías aéreas Hycon de la época (Figura 81).



Figura 79. Fragmentación del glaciar El Morado en dos cuerpos: el inferior en forma de un glaciarete aledaño a la laguna homónima, y el superior en forma de un glaciar de montaña con frente colgante. Fotografía del autor. Fecha: 19/02/2022



Figura 80. Afloramiento de hielo al norte del lago San Martín. Fotografía de Raúl Ugalde. Fecha: 30/03/2019

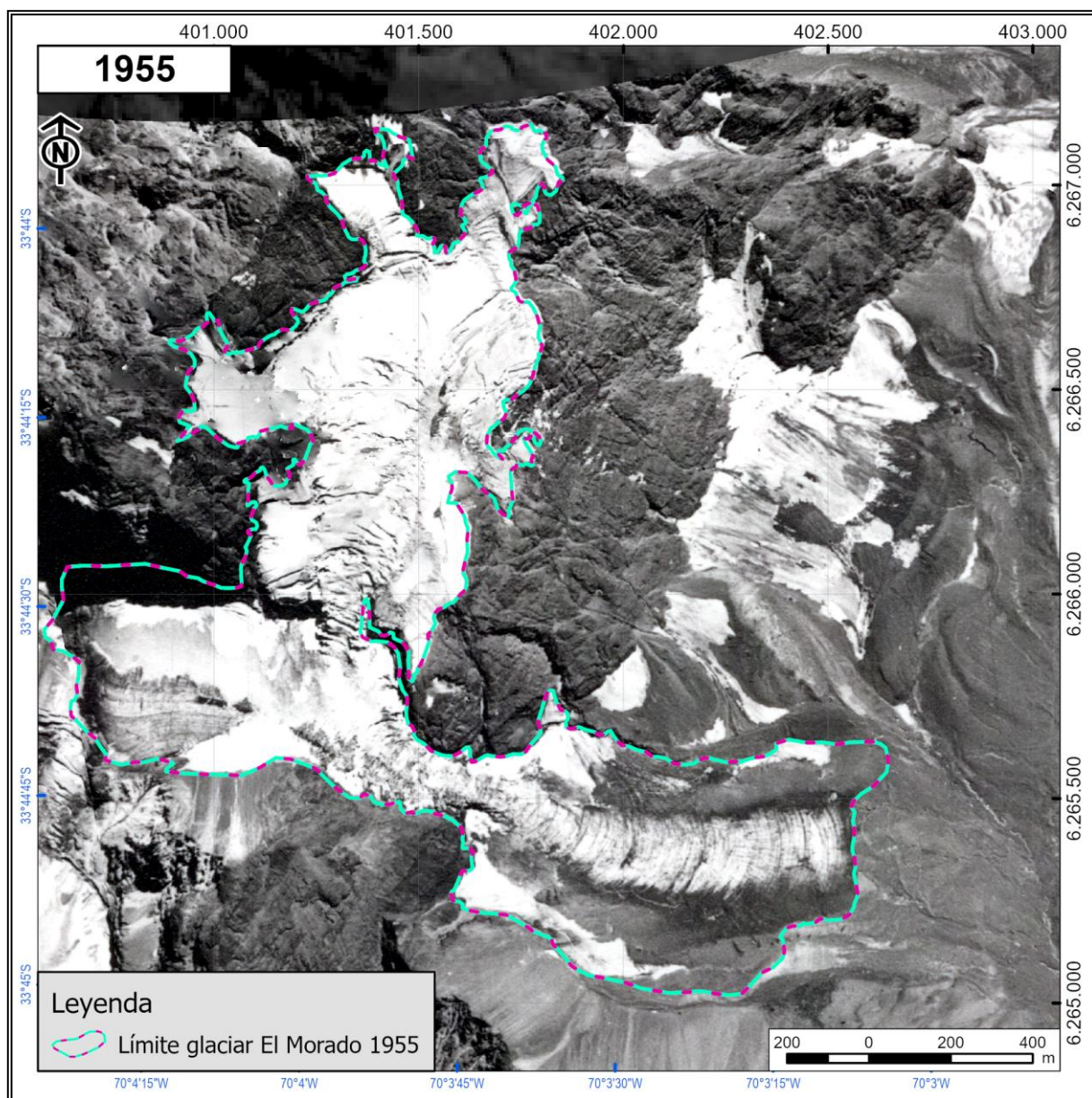


Figura 81. Glaciar El Morado y cuerpos vecinos al año 1955. Imagen de fondo: fotografía aérea Hycon del 24/02/1955. El lago San Martín se ubica al noreste del glaciar El Morado (esquina superior derecha de la figura)

Respecto a los glaciares de valle en el área de estudio, a partir de los resultados de Reinthaler *et al.* (2019), Figura 75, para el glaciar Nieves Negras (área piloto II, Figura 4), se aprecia como el límite de los años 2001 y 2015 se establece por delante del trazado del frente del glaciar al año 1986. Ello implica una variación positiva del glaciar en un contexto donde se esperan, principalmente, retrocesos para los glaciares del área de estudio, como el caso del glaciar El Morado, Figura 78. En esa línea, se estimaron las variaciones frontales de 5 glaciares cubiertos (o semicubiertos según otros autores, García *et al.*, 2014). De los cuerpos analizados, 4 corresponden a glaciares de valle y solo uno a un glaciar de montaña. Este último correspondiente al glaciar San Francisco, Figura 56. Los glaciares de valle, 4.3.2 corresponden a los glaciares Cortaderas, Marmolejo, Nieves Negras y uno adicional en la vertiente oriental del cerro Cortaderas, referido como Cortaderas Este.

Para llevar a cabo el análisis se delimitaron los frentes de cada glaciar en al menos 4 años distintos a partir del año 1986. Se emplearon imágenes Landsat 4 y 5 para abarcar el período 1986-1998. Posteriormente, se complementó la serie temporal al delimitar el frente de los glaciares en cuestión en los años 2014 y 2020, además de la posición del glaciar en el Inventario Río Volcán 2022.

Los resultados obtenidos dan cuenta de un avance en la posición del frente en 1 glaciar de montaña y 4 glaciares de valle evaluados en el período 1986-1998 en al menos 110 m, para el caso del glaciar San Francisco, lo que supone una tasa mínima de cambio positivo de 9,2 m/año en promedio. El avance máximo evidenciado corresponde al glaciar Cortaderas Este, el cual muestra una variación frontal positiva cercana a 400 m entre 1986 y 1998, lo que supone una tasa de avance del orden de 33,3 m/año, como se resume en la Tabla 15.

Tabla 15. Avance frontal de los glaciares analizados entre 1986 y 1998

Glaciar	Código IPG2022_v1	Clasificación primaria	Avance del frente respecto a 1986 (m)			Tasa de variación promedio (m/año)
			1990	1997	1998	
San Francisco	CL105702004	Glaciar de montaña	90	100	110	9,2
Cortaderas	CL105702020	Glaciar de valle	160	170	170	14,2
Cortaderas Este	CL105702028	Glaciar de valle	345	400	400	33,3
Marmolejo	CL105702034A	Glaciar de valle	60	250	270	22,5
Nieves Negras	CL105702067	Glaciar de valle	200	S/I	260	21,7

Uno de los puntos a destacar de este análisis es la sincronía en que ocurrieron los avances de cada uno de los glaciares evaluados. En efecto, en la literatura se han reportado variaciones similares en el mismo período para los glaciares Universidad (Fernández *et al.*, 2022) y Cachapoal (Iturrizaga y Charrier, 2021), ambos en la cuenca del río Rapel. A su vez, el caso del glaciar Nieves Negras también es abordado en el estudio de Falaschi *et al.* (2018b), el cual reporta un avance de 400 m en la segunda mitad de la década de 1980, 53% por encima de los resultados del presente análisis.

En la Figura 82 se ilustran las variaciones analizadas de los glaciares San Francisco y Cortaderas, mientras que en la Figura 83 se muestra el caso de los glaciares Cortaderas Este, Marmolejo y Nieves Negras. Como se muestra en la Figura 82, el caso del glaciar San Francisco corresponde al único frente que ha retrocedido significativamente desde su avance en la segunda mitad de la década de 1980. Por el contrario, la posición del término de los glaciares de valle se ha mantenido relativamente estático desde su último estadio de avance. No obstante, y como se aprecia en la Figura 67 y Figura 84 para el caso del glaciar Nieves Negras, el frente de estos glaciares se ha degradado paulatinamente mediante el desarrollo de socavones, lagunas supraglaciares, esteros y taludes de hielo, como parte del proceso de “deshielo” o *de-icing* sostenido por García *et al.* (2014) y Fernández *et al.* (2022).

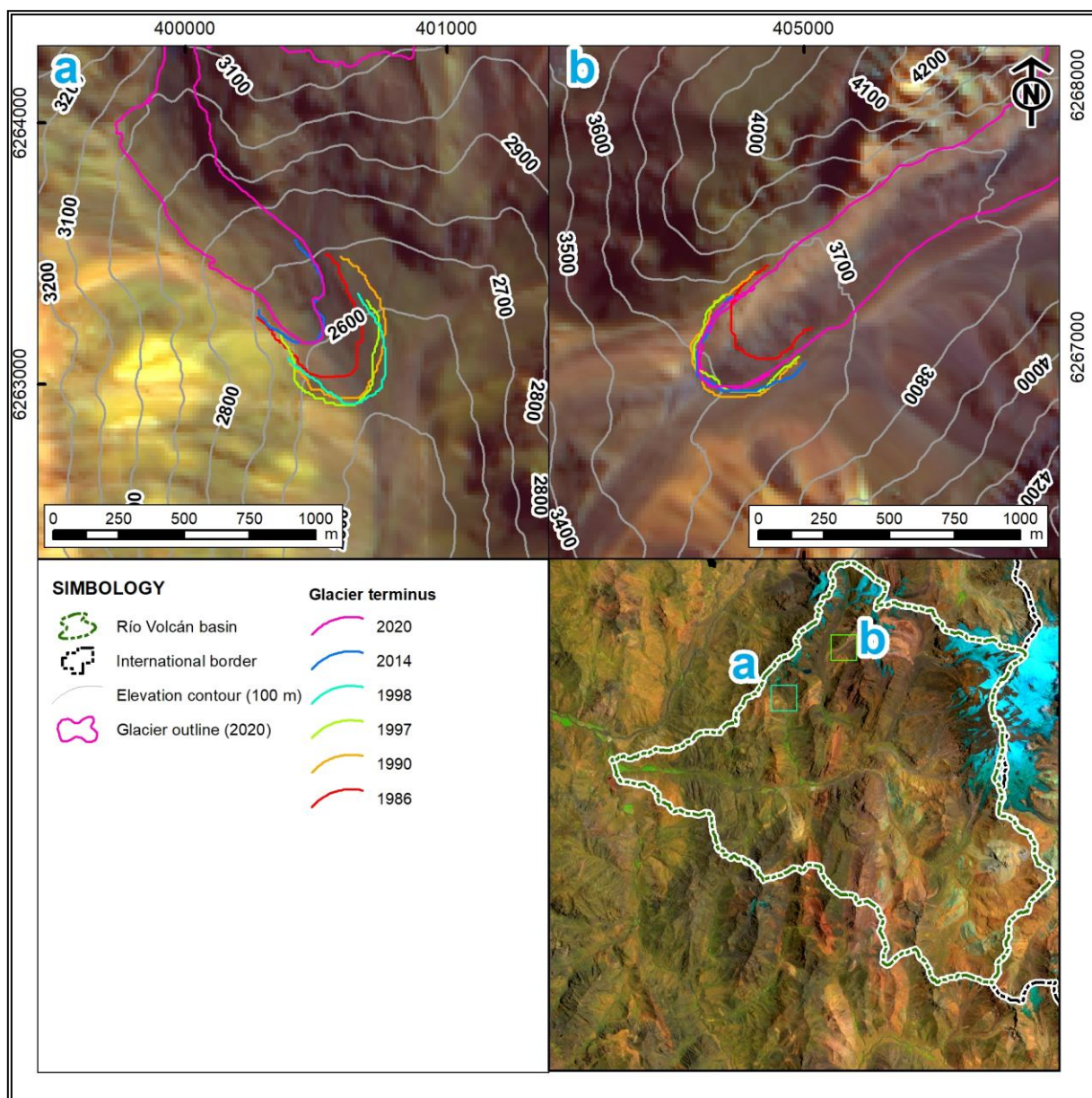


Figura 82. Variación frontal del glaciar de montaña San Francisco (panel A) y glaciar de valle Cortaderas (panel B) en el período 1986-2022

Uno de las particularidades del glaciar San Francisco, además de haber manifestado un avance reciente seguido de un ininterrumpido retroceso como se muestra en la Figura 82, es que corresponde al único glaciar de montaña en el área de estudio que ha experimentado tal nivel de fluctuaciones. Fuera de la subsubcuenca Río Volcán sólo se conoce el registro del glaciar Oeste del Cerro Alto, código IPG2022_v1 CL105705107, ubicado al sur del glaciar Tupungatito, en la cabecera de la cuenca del Río Colorado, Región Metropolitana. De acuerdo a Falaschi *et al.* (2018b), este glaciar habría avanzado 90 m entre 2007 y 2012, a razón de 30 m/año.

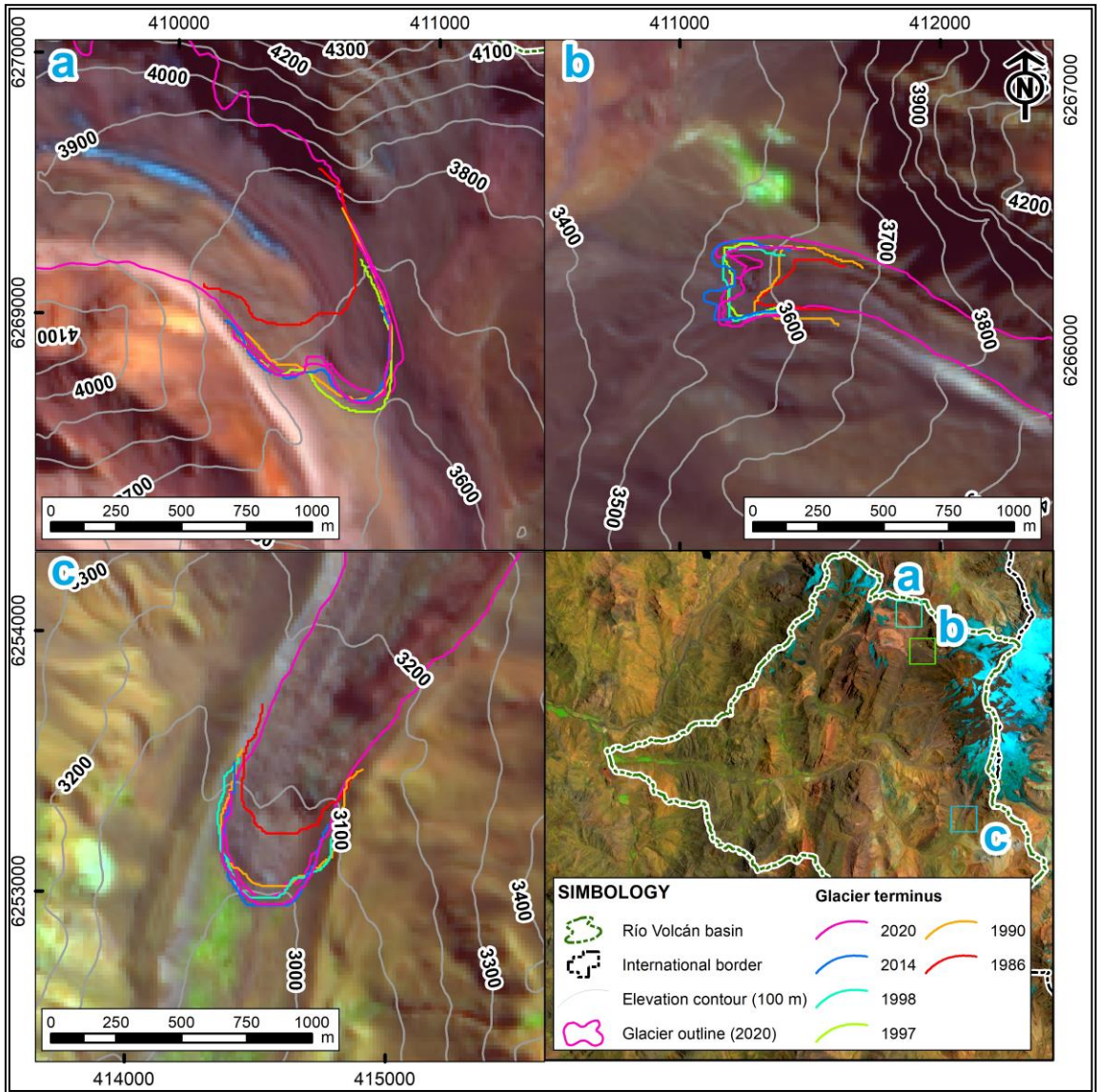


Figura 83. Variación frontal de tres glaciares de valle en el período 1986-2022. A) Glaciar Cortaderas Este. B) Glaciar Marmolejo. C) Glaciar Nieves Negras

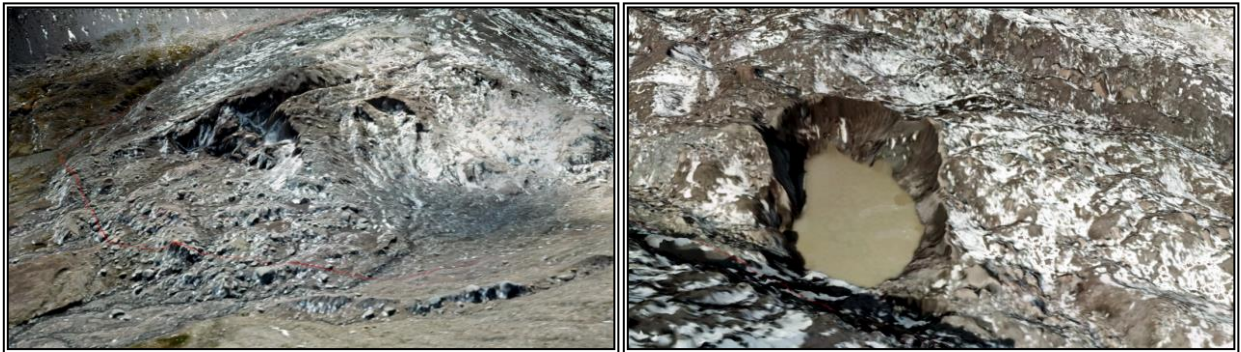


Figura 84. Procesos de deshielo en el glaciar Nieves Negras. Izquierda: detalle del frente del glaciar con desarrollo y retroceso de un talud de hielo. Derecha: laguna supraglaciar en el margen occidental del glaciar. Modelo fotogramétrico a partir de un levantamiento con dron del 20/03/2021

Además de los cambios experimentados por los glaciares de valle analizados, Tabla 15, de acuerdo al estudio de Falaschi *et al.* (2018b) el glaciar Loma Larga habría experimentado un avance de 176 m entre los años 2004 y 2015, el cual va de la mano con una estimación de balance de masa positivo para la lengua activa de dicho glaciar, detallado en el apartado 3.4.4.

En sus más de 7 km de longitud, el glaciar Loma Larga posee una morfología característica en su frente conocida como “hielo inactivo” o “hielo muerto”. Esto corresponde a una porción de hielo cubierto que no fluye solidariamente con el movimiento del glaciar, sino que se degrada constantemente en forma de socavones, depresiones, esteros, taludes de hielo, entre otras, equivalente al proceso de deshielo (Fernández *et al.* 2022). Morfologías de este tipo se encuentran también en el frente de los glaciares Universidad (Fernández *et al.*, 2022) y Cachapoal (Falaschi *et al.*, 2018b; Iturrizaga y Charrier, 2021) al sur del área de estudio.

Es en la porción inferior del glaciar Loma Larga, donde, al no verse mayormente afectada por los avances del cuerpo principal, es posible hacer un seguimiento de la variación frontal. El análisis se lleva a cabo a partir de imágenes disponibles en la plataforma Google Earth del año 2010 en adelante junto con imágenes satelitales PlanetScope (3 m de resolución espacial) del año 2019 al año 2022. Como complemento al análisis, se estima la posición del frente en 1955 y 1996 basado en fotografías aéreas Hycon y SAF-GEOTEC, respectivamente. La Tabla 16 da cuenta del retroceso experimentado, mientras que en la Figura 85 se ilustra la posición del frente en los años analizados.

Tabla 16. Retroceso del frente de del glaciar Loma Larga desde 1955 a 2022

Año	Variación (m)	Tasa de retroceso (m/año)
1996	280	6,8
2013	69	4,1
2014	13	13,0
2019	15	3,0
2020	13	13,0
2021	6	6,0
2022	40	40,0

La fotografía área Hycon de 1955 da cuenta de dos estadios distintos de la posición del frente del glaciar Loma Larga, Figura 86. Por un lado, se evidencia el frente del glaciar al año 1955 dada la existencia de una marcada red de drenaje que emerge en la forma de dos cursos de agua. A su vez, se distingue una salida de agua valle abajo la cual está antecedida por un presunto puente de hielo, círculo rojo en la Figura 86. Esta morfología correspondería al remanente de un frente histórico del glaciar Loma Larga, la cual se encuentra aproximadamente 1,1 km aguas abajo de la posición del frente del glaciar a 1955, coincidente con la posición del glaciar referida como “frente actual” en el trabajo de García *et al.* (2014).

Si se asume una tasa de retroceso constante equivalente a aquella del período 1955-1996, Tabla 16, de 6,8 m por año, la posición del frente histórico del glaciar se remontaría a principios de siglo XIX, coincidente con el segundo pulso de la Pequeña Edad de Hielo en los Andes centrales (Espizúa y Pitte, 2009).

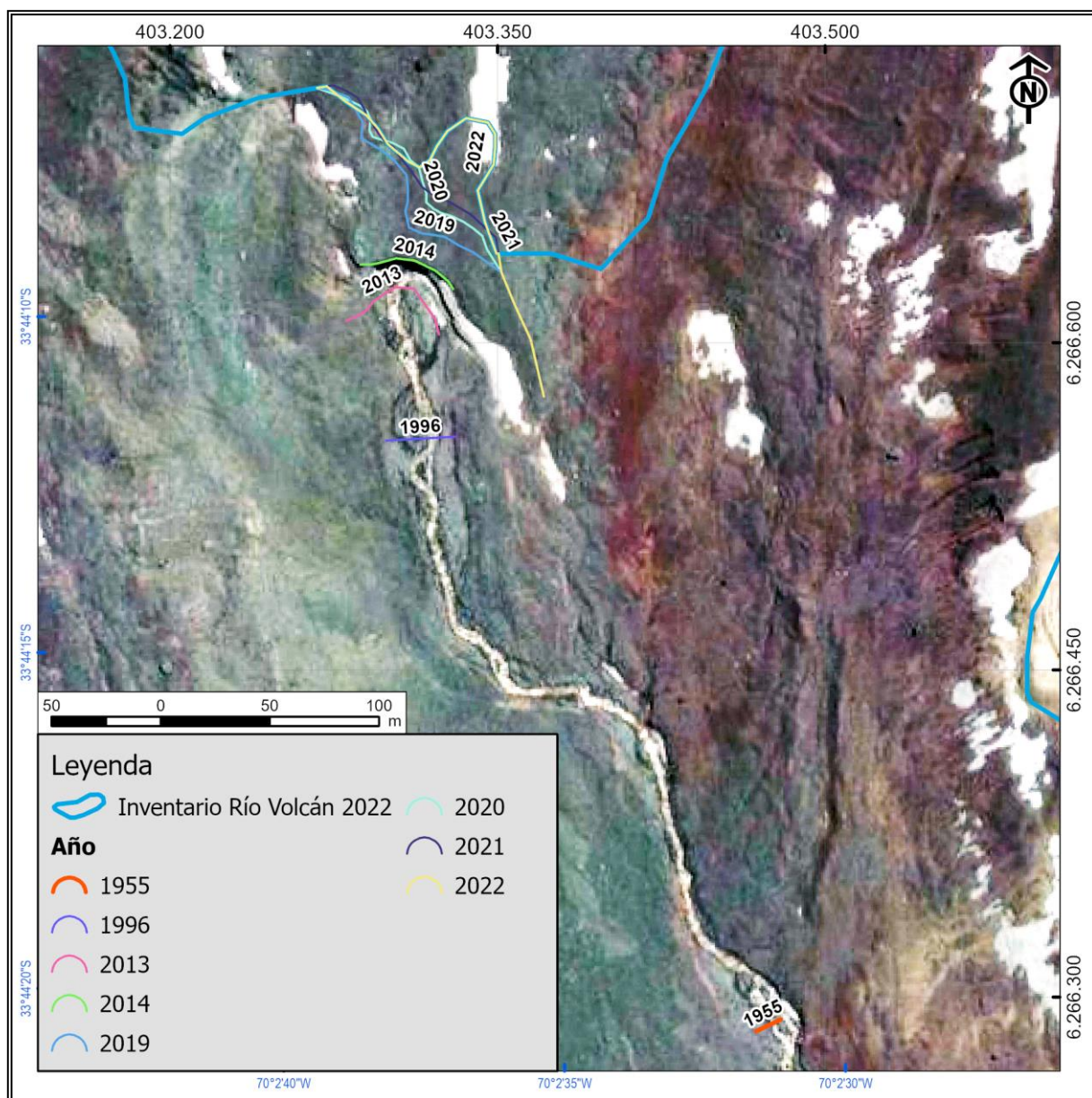


Figura 85. Posición del frente del glaciar Loma Larga desde 1955 a 2022

Finalmente, en la Figura 87 y Figura 88 se presenta un mosaico de fotografías en terreno que dan cuenta de la posición del frente del glaciar Loma Larga en los años 2019, 2021 y 2022. Cabe señalar que solo entre dichos años el glaciar experimentó un retroceso cercano a 60 m, Tabla 16. El análisis de variaciones del glaciar Loma Larga es de especial interés por cuanto se ha reportado en la literatura el comportamiento tipo *surge* del glaciar en las últimas dos décadas (Falaschi *et al.*, 2018; Farías-Barahona *et al.*, 2020a). Este aspecto se aborda en mayor profundidad en el apartado 4.4.4 Balance de masa.

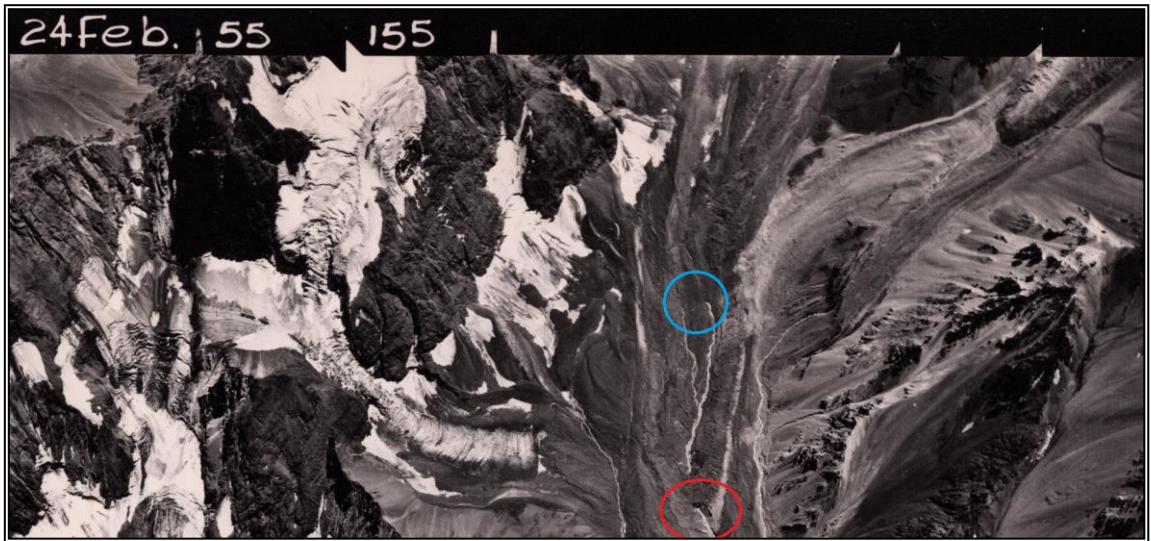


Figura 86. Frente del glaciar Loma Larga a 1955 (círculo azul) y posición del frente histórico (círculo rojo) sobre fotografía aérea Hycon de 1955



Figura 87. Frente del glaciar Loma Larga al año 2019. Fotografía del autor. Fecha: 30/03/2019

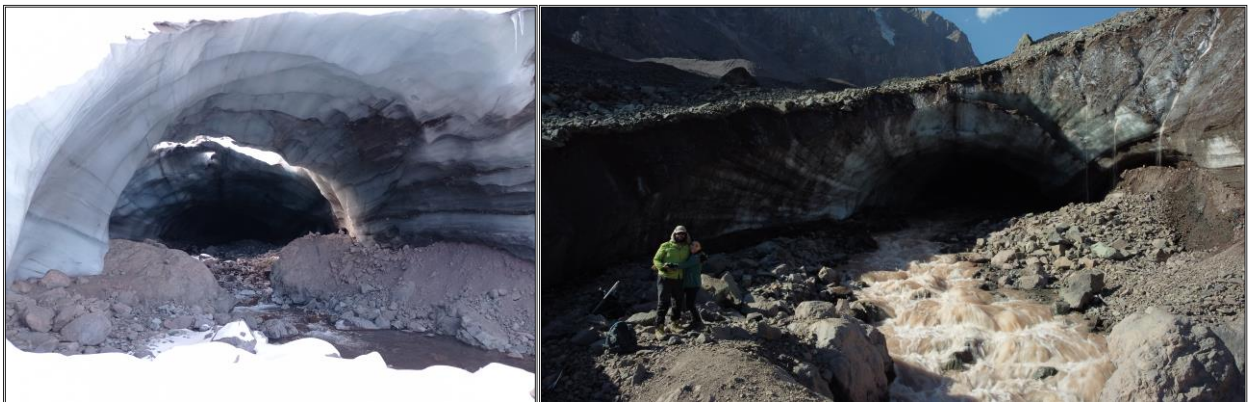


Figura 88. Izquierda: frente del glaciar Loma Larga en 2021. Derecha: frente del glaciar al año 2022. Fotografía del autor. Fechas: 09/05/2021 y 19/02/2022

4.4.3. Velocidad superficial

La velocidad superficial de un glaciar es entendida como la expresión resultante de la suma entre la velocidad basal (o tasa de deslizamiento del glaciar sobre su lecho) y la velocidad de deformación. En el caso de glaciares fríos, solo prima la última, de modo que la velocidad superficial es equivalente a la deformación del glaciar. En cambio, los glaciares temperados se mueven producto de ambas componentes. Un caso aparte son los glaciares politermales los que, en consecuencia, poseen zonas con y sin deslizamiento basal.

El análisis que se presenta a continuación se basa en el estudio de Millan *et al.* (2022), el cual provee de un conjunto global de datos de velocidad superficial estimados para el período 2017-2018 a partir de la comparación y seguimiento de patrones morfológicos en imágenes satelitales ópticas y de radar de apertura sintética (SAR, por sus siglas en inglés). El procesamiento es enmascarado a partir del inventario de glaciares Randolph (RGI) versión 6.0 (Arendt *et al.*, 2017; RGI, 2017), por lo que, al igual que para el análisis de espesor, no considera glaciares rocosos. A su vez, dadas las diferencias existentes entre el RGI e inventarios locales como el DGA 2022 y aquel elaborado para el presente estudio, se constatan zonas sin cobertura de datos.

En el área de estudio, los glaciares identificados presentan, en general, distintas tasas promedio de velocidad superficial según la clasificación primaria de los cuerpos. En efecto, según los resultados de Millan *et al.* (2022), los glaciares de montaña poseen la mayor velocidad superficial promedio, la que asciende a 22,3 m/año, equivalente a 6,1 cm/día. Los glaciares de valle, por su parte, presentan una velocidad promedio máxima de 20,5 m/año, equivalente a 5,6 cm/día. Los glaciaretes se ubican en una posición intermedia, con una velocidad promedio máxima de 21,4 m/año. En la Tabla 17 se da cuenta de un resumen del análisis de velocidad superficial para el período 2017-2018 según los resultados de Millan *et al.* (2022), mientras que en la Figura 89 se presenta la distribución de la velocidad superficial en los glaciares del área de estudio.

Tabla 17. Velocidad promedio 2017-2018 por tipo de glaciar en el área de estudio de acuerdo a los resultados de Millan *et al.* (2022)

Tipo de glaciar	Mínimo (m/año)	Promedio (m/año)	Máximo (m/año)
Glaciar de montaña	8,0	14,1	22,3
Glaciar de valle	6,4	12,1	20,5
Glaciarete	4,6	11,2	21,4

Además de la distribución de la velocidad superficial en el período señalado, es relevante conocer el caso de aquellos glaciares que han experimentado una aceleración en su desplazamiento en un momento determinado. Este aspecto da cuenta de potenciales inestabilidades como *surges*, avalanchas de hielo y/o deslizamientos catastróficos.

Para abordar el punto en cuestión, se analiza la distribución de velocidad superficial de 3 glaciares cubiertos del área de estudio que han experimentado cambios significativos en su extensión y/o tienen reportado un *surge* en la literatura, como es el caso del glaciar Loma Larga (Falaschi *et al.*, 2018b; Farías-Barahona *et al.*, 2020a), junto con el glaciar Nieves Negras (Lliboutry, 1956) y el glaciar Cortaderas Este.

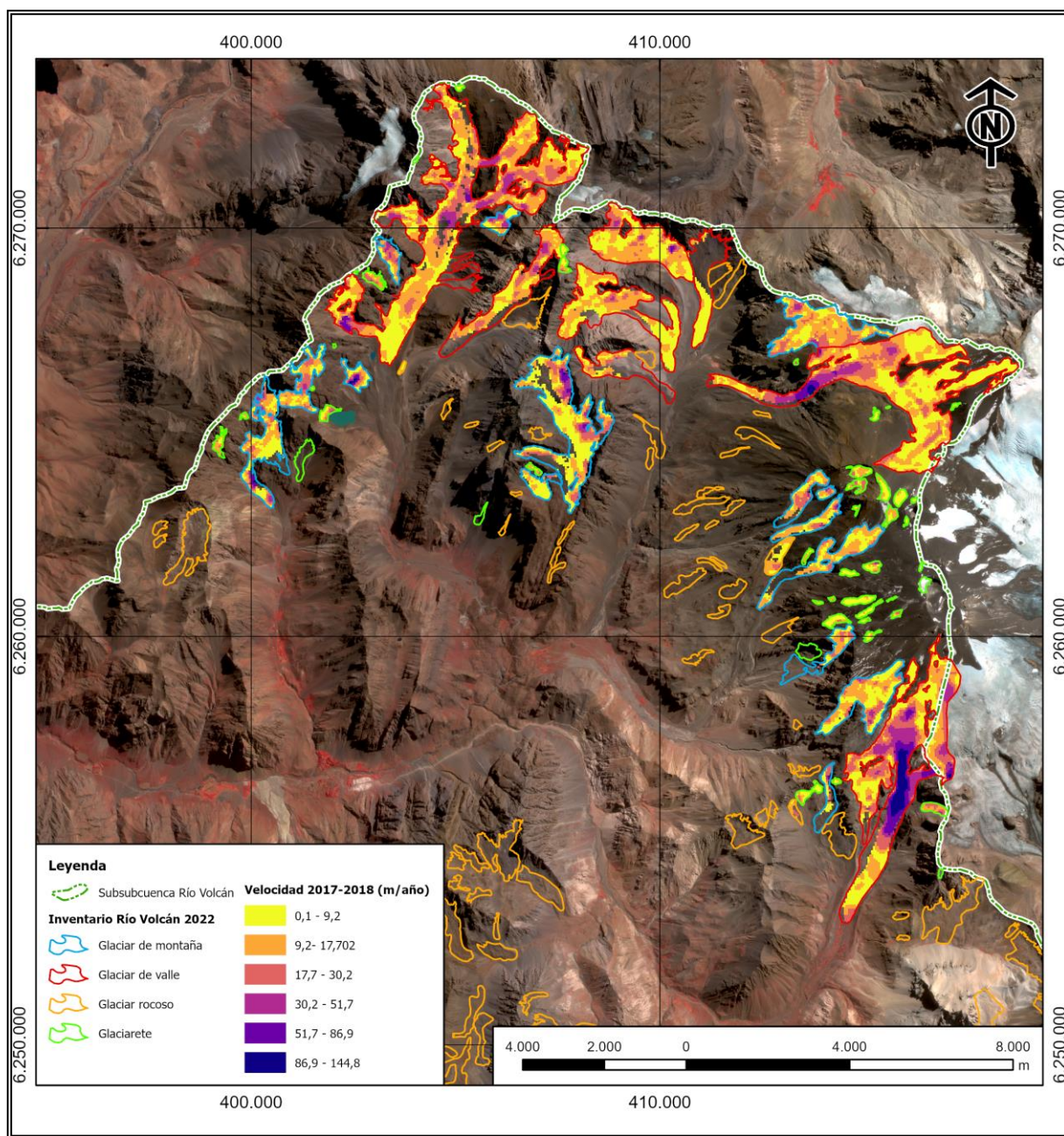


Figura 89. Distribución de velocidad superficial de los glaciares del área de estudio para el período 2017-2018 de acuerdo a Millan *et al.* (2020)

Como fuera señalado en la sección anterior, los glaciares Nieves Negras y Cortaderas Este manifestaron un avance de entre 260 y 400 m en el período 1986-1998, Tabla 15. El cambio de extensión conlleva una tasa de desplazamiento superior que el avance considerado “normal” del glaciar, como es el caso del glaciar Universidad entre los años 1985 y 1986, con máximos de 280 m/año (Wilson *et al.*, 2016). Para estimar la velocidad superficial de los glaciares señalados, se emplea el algoritmo CIAS (Kääb y Vollmer, 2000), el cual realiza una correlación cruzada entre patrones identificados a lo largo de los píxeles de dos imágenes satelitales cuya fecha de adquisición es conocida. Para los años en cuestión, se emplean imágenes Landsat, específicamente la banda azul de cada escena adquirida. Los períodos evaluados para cada glaciar son 1986-1990,

1990-1997 y, a modo de comparación con la actualidad, los períodos 2014-2018 y 2018-2020. En la Figura 90 y Figura 91 se muestran los resultados obtenidos para los glaciares Cortaderas Este y Nieves Negras, respectivamente.

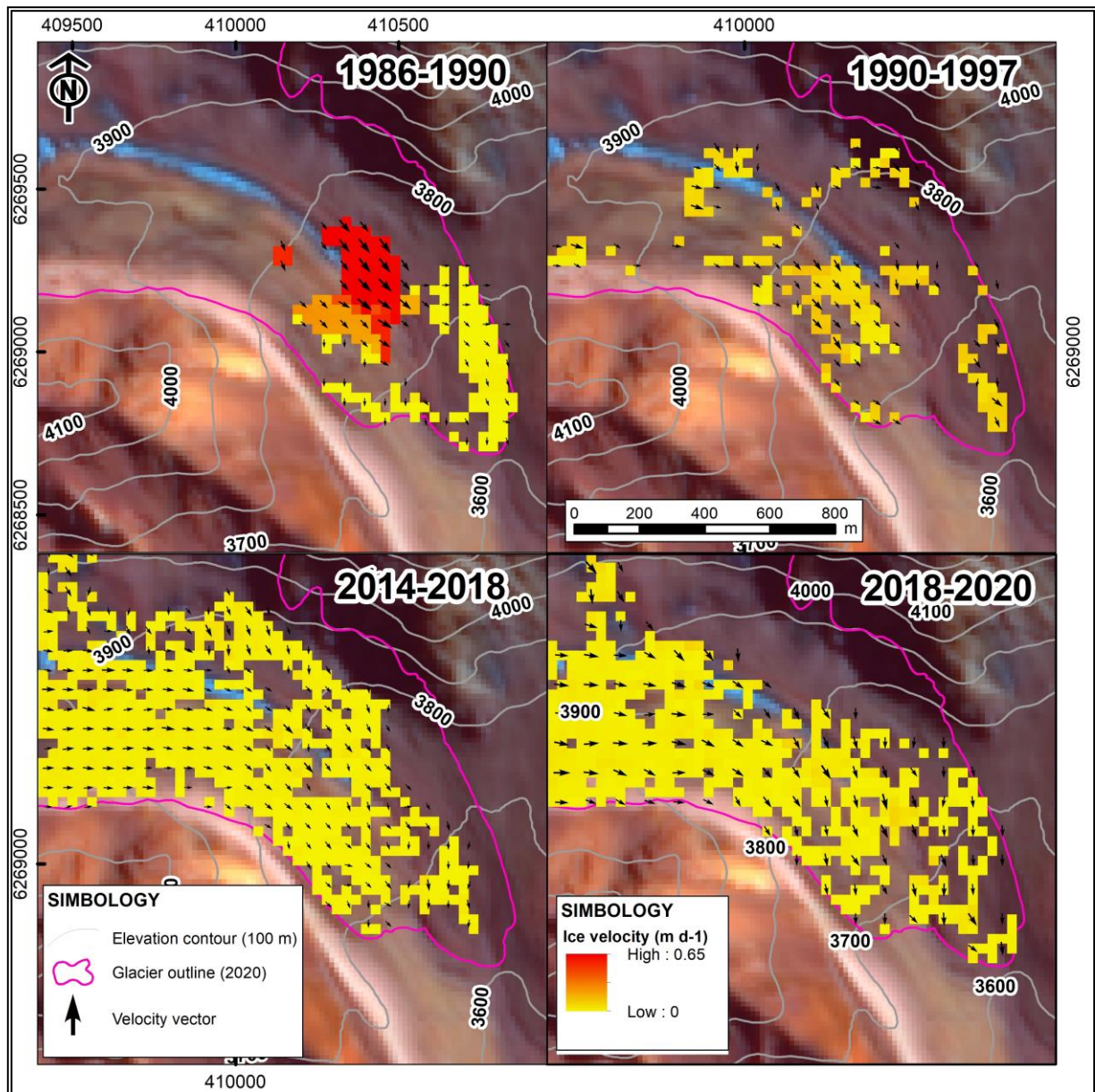


Figura 90. Velocidad superficial del glaciar Cortaderas Este entre los períodos 1986-1990, 1990-1997, 2014-2018 y 2018-2020 a partir de la estimación con CIAS

Como se aprecia en la Figura 90, el glaciar Cortaderas Este presenta su mayor velocidad superficial en el período 1986-1990, correspondiente a la etapa de mayor avance, Tabla 15. La magnitud de la velocidad cercana al frente alcanza valores de 0,65 m/día, equivalente a 237 m/año, muy por encima de la velocidad máxima registrada en el período 2017-2018 según Millan *et al.* (2022), Figura 89, y de 36,5 m/año, estimada como la máxima velocidad en el período 2018-2020.

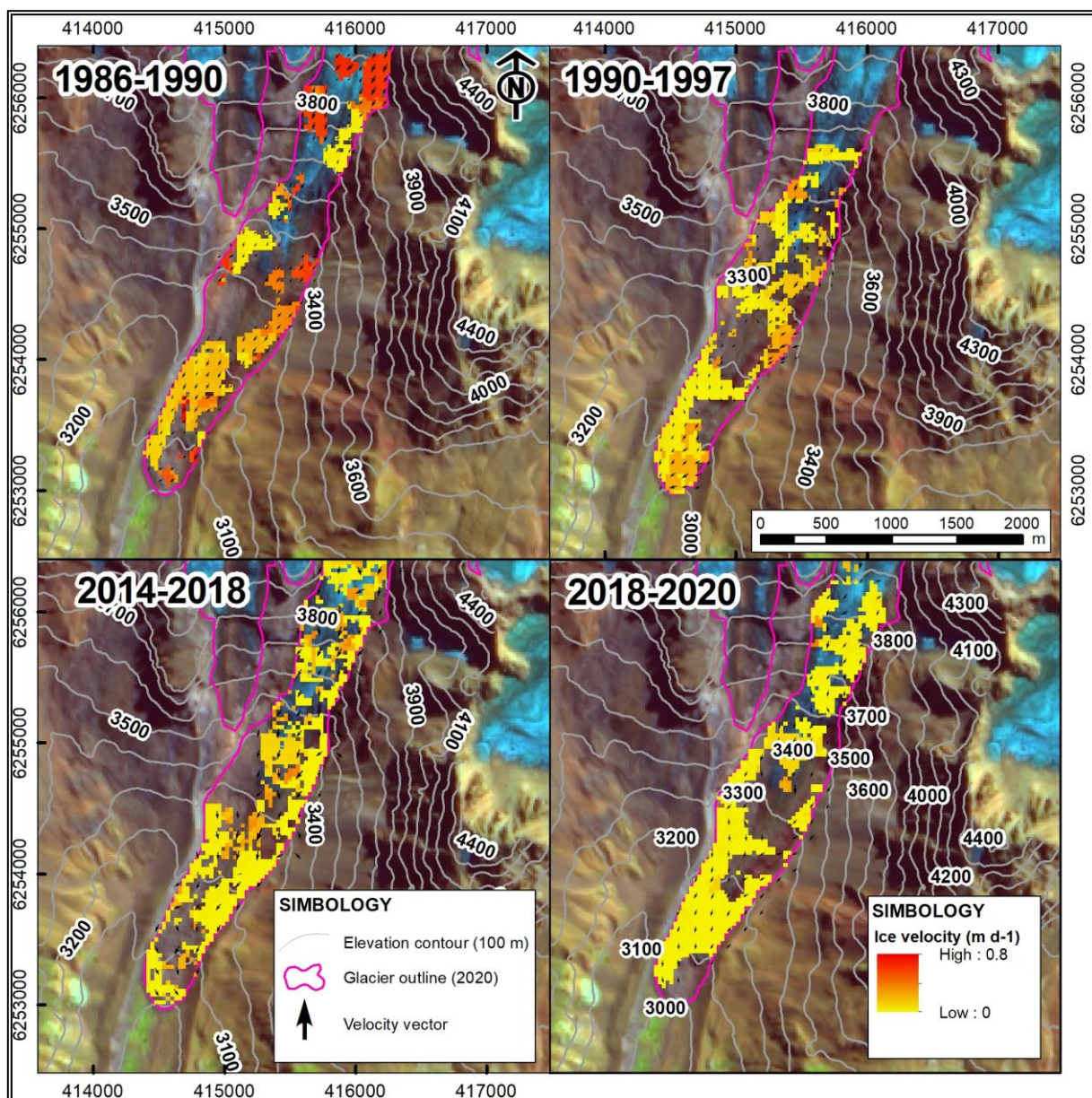


Figura 91. Velocidad superficial del glaciar Nieves Negras entre los períodos 1986-1990, 1990-1997, 2014-2018 y 2018-2020 a partir de la estimación con CIAS

En el caso del glaciar Nieves Negras, se determina un escenario análogo al anterior en la forma de que el período 1986-1990, de mayor avance del glaciar acorde a la Tabla 15, presenta las velocidades más elevadas. En efecto, en el período en cuestión la velocidad máxima del glaciar se estima en el orden de 292 m/año en el área de hielo descubierto y de mayor pendiente en el glaciar, como se aprecia en el panel superior izquierdo de la Figura 91. Esta tendencia decrece significativamente en los períodos posteriores (1990-1997, 2014-2018 y 2018-2020), con valores máximos cercanos a 0,4 m/día, equivalente a 146 m/año, de la mano con lo reportado por Millan *et al.* (2022) para el período 2017-2018.

Finalmente, en la Figura 92 se presenta la estimación de la velocidad superficial del glaciar Loma Larga en los períodos 2014-2018, 2018-2019 y 2019-2020.

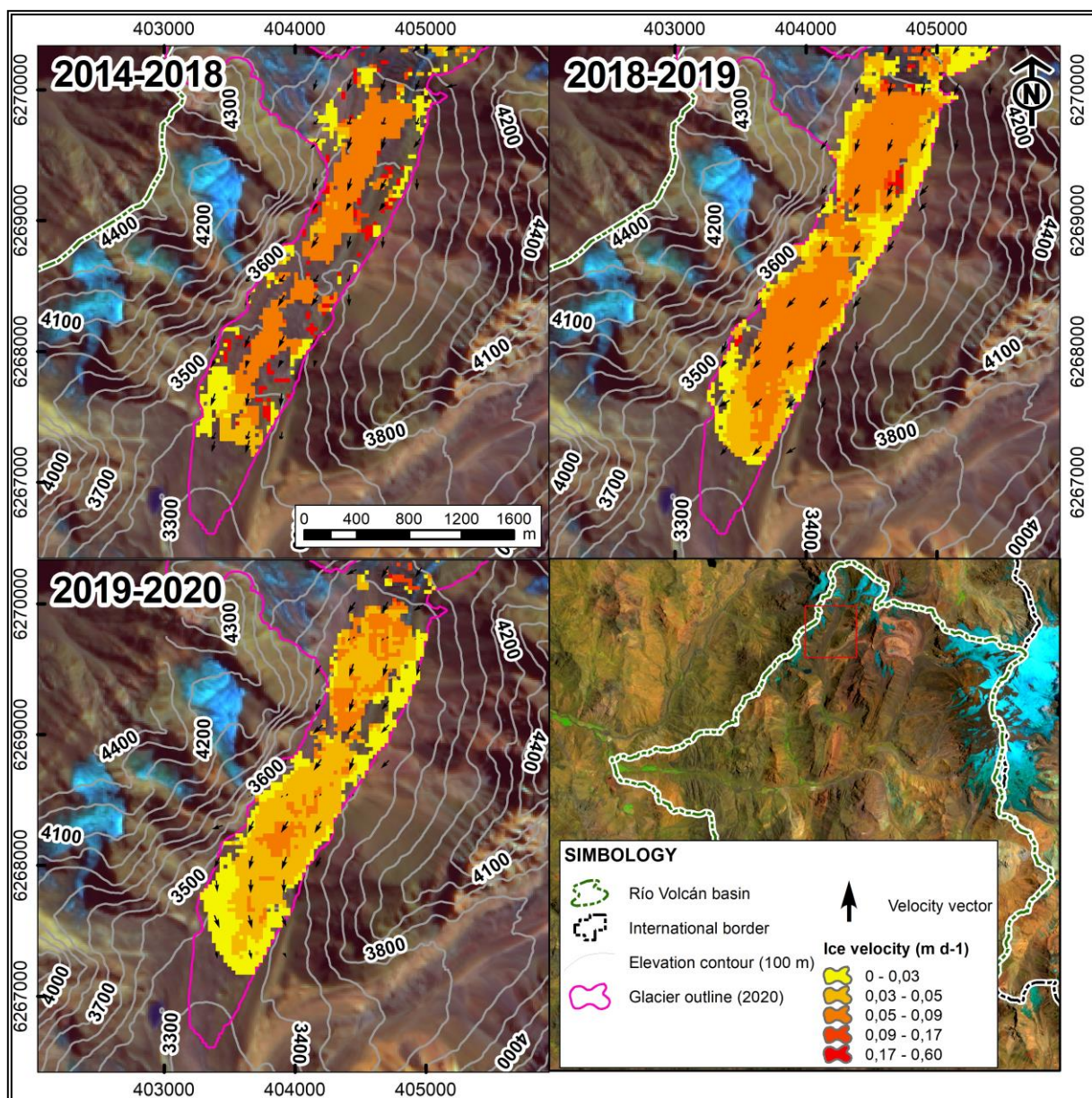


Figura 92. Velocidad superficial del glaciar Loma Larga entre los períodos 2014-2018, 2018-2019 y 2019-2020 a partir de la estimación con CIAS

De la Figura 92, es posible apreciar cómo el perfil de velocidad superficial del glaciar Loma Larga manifiesta valores significativamente mayores que los otros glaciares de valle evaluados, Cortaderas Este y Nieves Negras. La velocidad máxima estimada es de 0,6 m/día, equivalente a 219 m/año. En promedio, el período 2014-2018 es aquel de mayor velocidad superficial, con un valor medio de 36,5 m/año, muy por encima de los períodos posteriores evaluados, 2018-2019 y 2019-2020, del orden de 20 m/año. Esta desaceleración evidenciada es afín al comportamiento tipo *surge* del glaciar Loma Larga reportado en la literatura por Falaschi *et al.* (2018b) y Farías-Barahona *et al.* (2020a). Si bien este glaciar ha experimentado un retroceso paulatino de su frente de hielo “muerto”, Tabla 16, la aceleración y desaceleración antes descrita, junto con el avance de una porción engrosada en la zona de ablación del glaciar, como se detalla en la siguiente sección 4.4.4 Balance de masa, son elementos propios de un proceso afín a un *surge*.

4.4.4. Balance de masa

En el contexto del calentamiento global y cambio climático, la tendencia de pérdida de masa generalizada que experimentan los glaciares en todo el mundo está ampliamente documentada, al punto que hoy se considera que el proceso se ha acelerado en lo que va del siglo XXI (Hugonnet *et al.*, 2021). A nivel global, se estima que solo entre los años 2000 y 2019 los glaciares han experimentado un cambio de elevación promedio de 0,5 m/año, con una tasa de pérdida de masa equivalente a 267 Gt/año (Hugonnet *et al.*, 2021). De acuerdo al citado estudio, en el caso de los Andes del sur la tasa de adelgazamiento asciende a -0,84 m/año para el mismo período, valor que se acerca al reportado por Dussaillant *et al.* (2019) en el período 2000-2018 para todos los Andes, con un valor de adelgazamiento de -0,72 m eq.a./año, equivalente a -0,85 m/año, y un balance de masa de -22,9 Gt/año. En esa misma línea, según Dussaillant *et al.* (2019), los Andes centrales habrían experimentado un adelgazamiento promedio de -0,36 m/año entre el año 2000 y 2018, valor que triplica en magnitud la tasa de adelgazamiento de -0,1 m/año, reportada para el período 2000-2013 por Braun *et al.* (2019). Lo anterior permite dar cuenta del efecto de la megasequía (Garreaud *et al.*, 2017; 2019) de los Andes centrales de Chile y Argentina.

A nivel del área de estudio, Farías-Barahona *et al.* (2020a) da cuenta de un adelgazamiento generalizado de todos los glaciares de la cuenca del río Maipo para los períodos 1955-2000 y 2000-2013, con valores de -0,13 y -0,18 m/año, respectivamente. En contraste, para la subsubcuenca Río Volcán, específicamente, se reportan cambios de masa de 0,14 m eq.a./año para el período 1955-2000 (balance de masa positivo) y de -0,17 m eq.a./año en el período 2000-2013 (balance de masa negativo). De acuerdo a los autores, este comportamiento inverso del balance de masa para el área de estudio podría ser atribuido a al incremento de precipitación reportado por González-Reyes (2017) al sur de los 34°S para el período 1955-2000. Ya a nivel de detalle, cabe destacar el balance de masa reportado para todo el glaciar El Morado de -0,39 m eq.a./año en el período 1955-2015 (Farías-Barahona *et al.*, 2020b).

Para contrastar los cambios de elevación antes señalados en los glaciares de la subsubcuenca Río Volcán, se recurre a los conjuntos de datos globales disponibles para los estudios de Braun *et al.* (2019) y Dussaillant *et al.* (2019), los que abordan los períodos 2000-2013 y 2000-2018, respectivamente. En el primer caso, se compara el modelo digital de elevación (MDE) SRTM del año 2000 con una serie de MDEs de la misión alemana Tandem-X entre los años 2011 y 2015. En el segundo estudio, en cambio, se compara el modelo SRTM del año 2000 con una serie de MDEs estereométricos elaborados a partir de imágenes satelitales ópticas ASTER. Las metodologías de cálculo se detallan en los respectivos estudios. Adicionalmente, replicando la metodología empleada por Dussaillant *et al.* (2019), se compara el período referido como “megasequía” entre los años 2010 y 2021 a partir de MDEs reconstruidos de imágenes ASTER (Geoestudios, 2022).

Análogo a lo realizado para el análisis de velocidad superficial y espesor en las secciones anteriores, se presentan los resultados solo para glaciares de montaña, glaciares de valle y glaciaretos. Además, se consideran los límites del Inventario Río Volcán 2022 elaborado en este estudio. La Tabla 18 resume los valores promedio de cambios de elevación para los glaciares del área de estudio agrupados según su clasificación primaria y para cada uno de los períodos 2000-2013, 2000-2018 y 2010-2021. A modo de complemento, en la Figura 93, Figura 94 y Figura 95 se presenta la distribución de los cambios de elevación en los glaciares del área de estudio de manera respectiva para cada período antes señalado.

Tabla 18. Cambios de elevación de los glaciares del río Volcán para los períodos 2000-2013, 2000-2018 y 2010-2021. Elaborado según datos de Braun *et al.* (2019), Dussailant *et al.* (2019) y Geostudios (2022)

Período/tipo de glaciar	Cambio de elevación promedio (m/año)		
	2000-2013	2000-2018	2010-2021
Glaciar de montaña	-0,43	-0,50	-0,40
Glaciar de valle	-0,06	-0,25	-0,61
Glaciarrete	-0,24	-0,25	0,20
Total	-0,27/-0,30*	-0,31/-0,41*	-0,03/-0,47*

*Excluyendo los glaciaretos, o cuerpos con superficie inferior a 25 ha de acuerdo a Cogley *et al.* (2011)

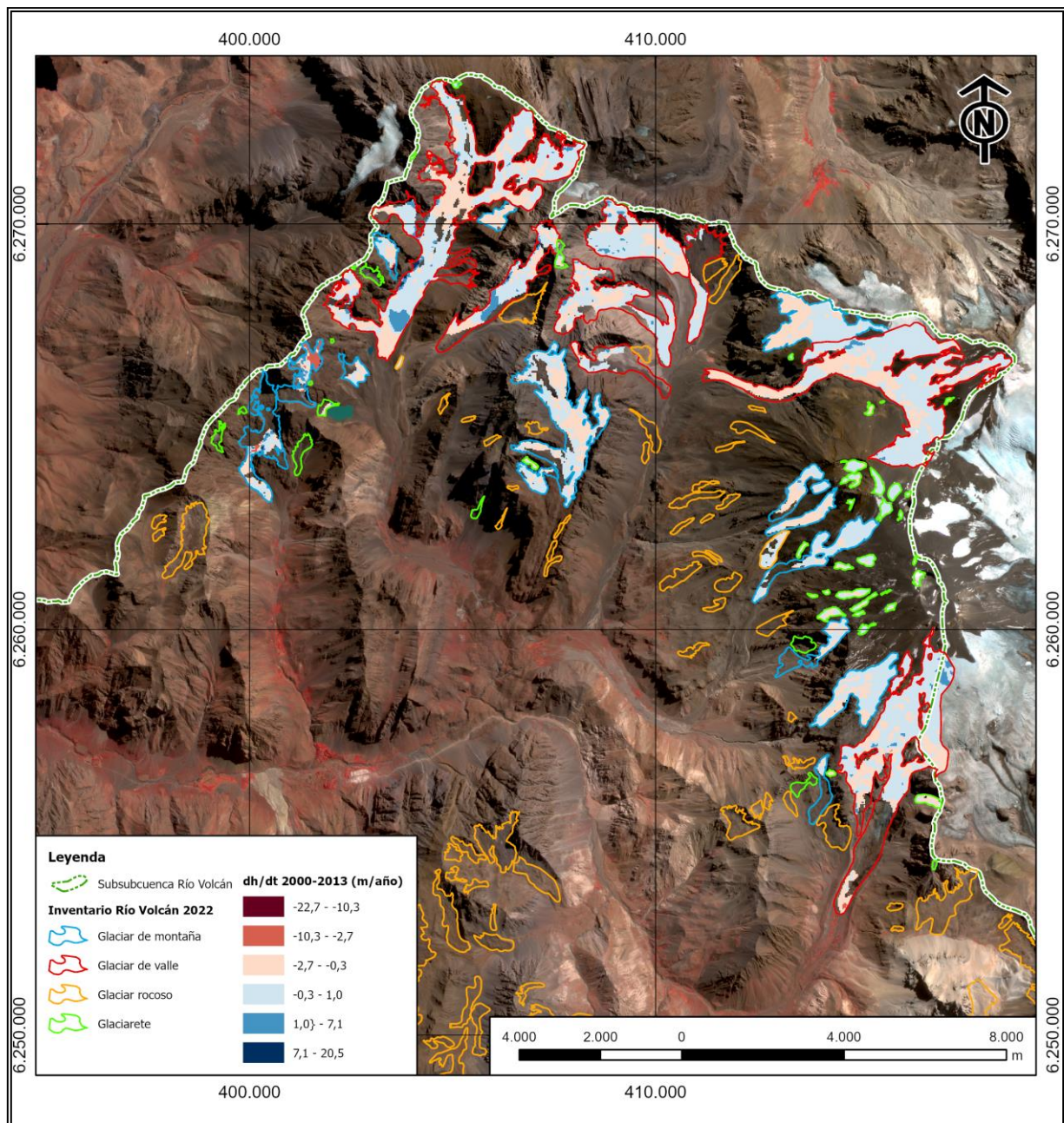


Figura 93. Distribución de los cambios de elevación para el período 2000-2013 en los glaciares del área de estudio. Elaborado con datos de Braun *et al.* (2019)

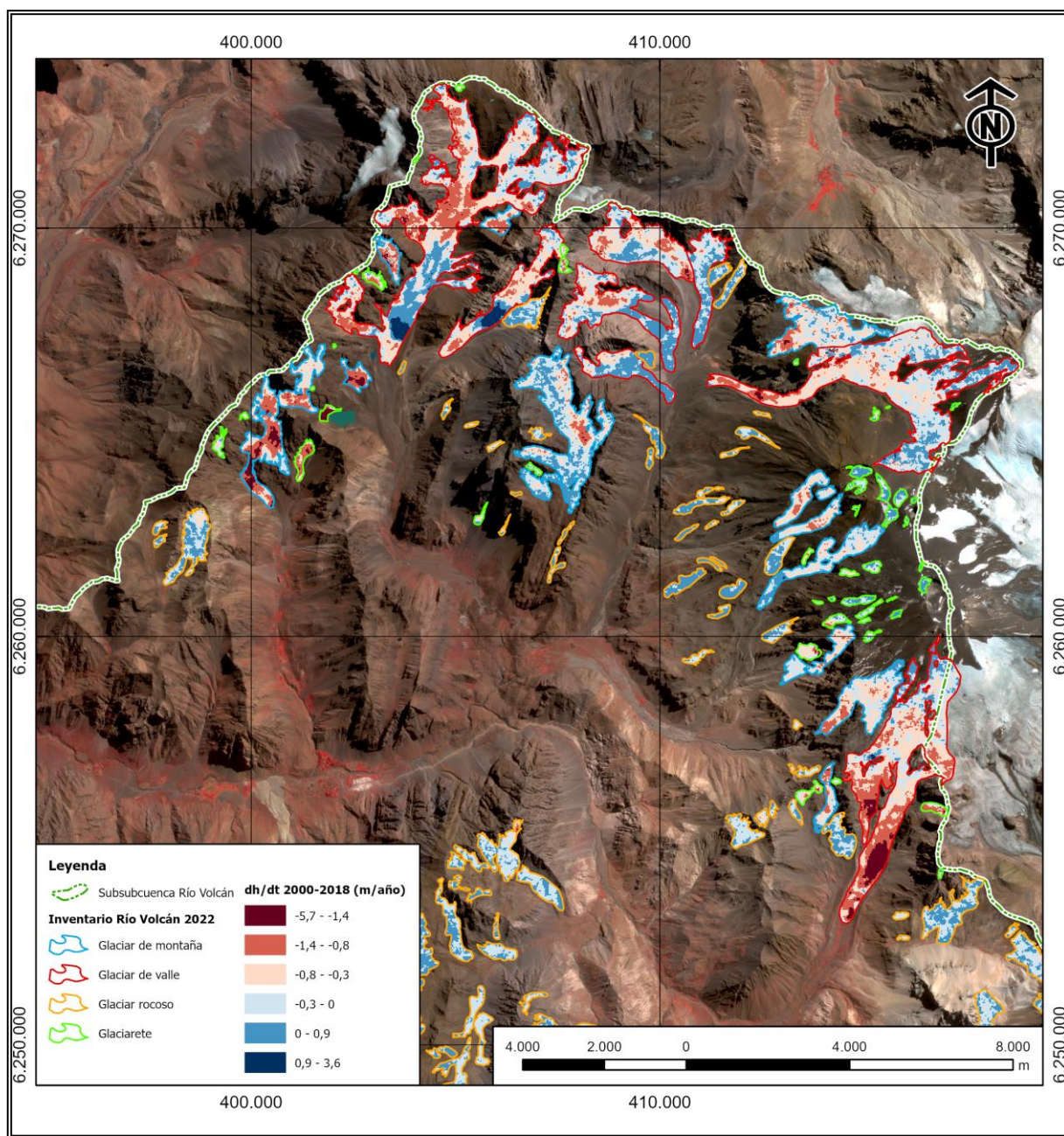


Figura 94. Distribución de los cambios de elevación para el período 2000-2018 en los glaciares del área de estudio. Elaborado con datos de Dussailant *et al.* (2019)

De la Tabla 18 se desprende que los glaciares del área de estudio han aumentado la magnitud de sus tasas de adelgazamiento conforme se abarcan más años de la megasequía. La única excepción se considera para el caso de los glaciaretes en el período 2010-2021, cuya tendencia se atribuye a la presencia de valores aberrantes de cambios de elevación inclinados al engrosamiento en zonas de elevada pendiente. Los glaciares de valle son el tipo de cuerpo de hielo que manifiesta de forma más significativa el aumento del adelgazamiento en promedio, con un aumento del 69% en magnitud al pasar del período 2000-2018 al período 2010-2021. En cualquier caso, si se analizan los cambios en promedio de los glaciares de montaña y de valle en conjunto, se aprecia el alza del adelgazamiento conforme se consideran años más recientes en el análisis.

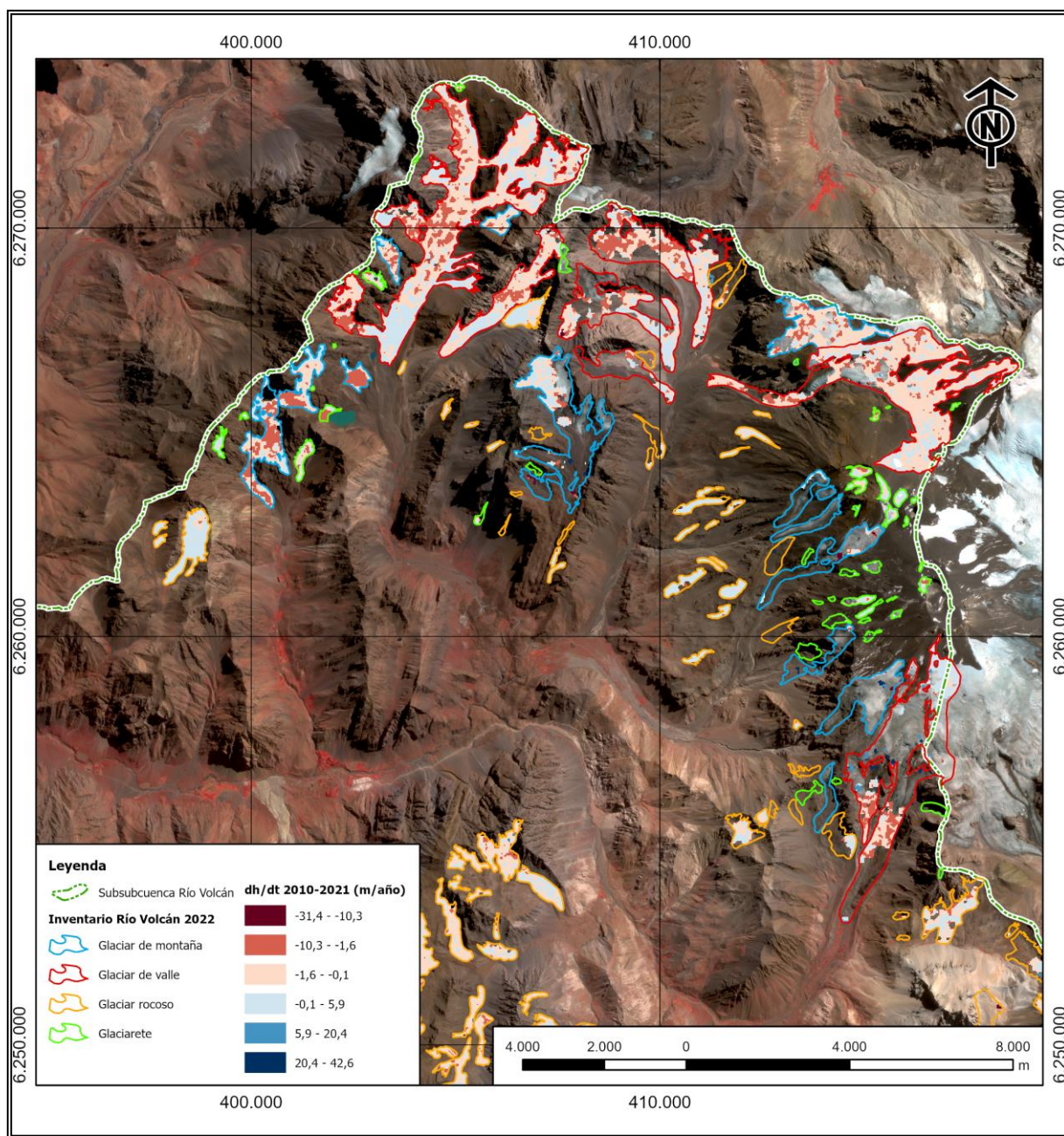


Figura 95. Distribución de los cambios de elevación para el período 2010-2021 en los glaciares del área de estudio. Elaborado con datos de Geostudios (2022)

De la distribución de los cambios de elevación, es posible señalar a partir de las figuras anteriores que el adelgazamiento intenso se concentra de sobremanera en los glaciares de montaña San Francisco, El Morado, Muñiri (área piloto I) y Nieves Negras (área piloto II). En el caso de este último cuerpo, en su zona alta coincidente con la porción descubierta del glaciar. Mismo fenómeno se aprecia para el glaciar Marmolejo. En contraste, llama la atención la marcada región con engrosamiento (colores azules en las figuras) existente en el glaciar Loma Larga en todos los períodos. Este fenómeno también se distingue, en menor de medida, en el glaciar Cortaderas. Semejante cambio positivo de elevación en la zona de acumulación del glaciar es propio de glaciares en *surge*, como fuera reportado también por Falaschi *et al.* (2018b) y Farías-Barahona *et*

al. (2020a) en el glaciar Loma Larga. Al mismo tiempo, es posible apreciar que el frente de engrosamiento, también referido como abultamiento del glaciar en el caso de un *surge*, se encuentra cada vez más cerca del frente del glaciar en la medida que se evalúan cambios de elevación hasta los años 2013, 2018 y 2021. Lo anterior, permite suponer que tanto el glaciar Loma Larga, como el glaciar Cortaderas, estarían experimentado un comportamiento afín a un *surge*, pese al retroceso sostenido del frente del glaciar Loma Larga el cual, como se señaló en el punto 4.4.2 Cambios de extensión, corresponde a una porción de hielo “muerto” en proceso de deshielo, o *de-icing* según Fernández *et al.* (2021).

La ablación sostenida de los glaciares del área de estudio, determinada a partir del marcado adelgazamiento evidenciado en los períodos aquí descritos, va de la mano con la tendencia al aumento de la temperatura y alza de la altura de la isoterma 0°C, como se describe en la sección a continuación.

4.4.5. Temperatura

Para estimar el régimen termal de un glaciar es necesario conocer la temperatura del mismo a lo largo de un perfil vertical e, idealmente, en varios puntos. Este procedimiento se suele realizar en la forma de un pozo somero donde se instala una sarta de sensores para registrar la temperatura del glaciar (Geoestudios, 2008). En el caso de glaciares rocosos y glaciares cubiertos, el procedimiento es similar, con la salvedad de que se considera, además, la estimación del gradiente termal en la cubierta de detritos. En el mejor de los escenarios, se apunta a capturar la temperatura en la base del glaciar. Ello permite indicar con mayor certeza si el glaciar corresponde a un glaciar frío (bajo 0° C), temperado (a 0°C) o politermal (parches y secciones del glaciar con ambos regímenes termales). Las implicancias del régimen termal son de directa aplicación al estudio de los movimientos en masa originados en glaciares, por cuanto glaciares termales, en general, son más proclives a desestabilizarse (GAPHAZ, 2017). Al mismo tiempo, el conocer la temperatura del núcleo de hielo de un glaciar provee de información relevante para estimar el caudal emergente del glaciar producto de la fusión del hielo (Geoestudios, 2008).

En vista de que en el área de estudio no se dispone de datos de temperatura al interior de los glaciares analizados, se realiza una aproximación indirecta a partir de la temperatura media del aire. El principio de este análisis supone que aquellos glaciares ubicados por sobre la altura de la isoterma 0°C estimada a nivel anual, corresponderían a glaciares fríos, mientras que aquellos bajo dicha cota serían, con mayor probabilidad, glaciares de tipo temperado. Por otro lado, si la altura de la isoterma 0°C se dispone en torno a la línea de equilibrio del glaciar (zona de igual pérdida y ganancia de masa), este será considerado politermal. Esta aproximación se sustenta en el principio físico de que el agua en la base de los glaciares se encuentra congelada bajo la altura de la isoterma 0°C, y viceversa, lo que apoya la premisa de la existencia de glaciares fríos sobre tal cota.

A fin de elaborar un modelo orográfico de la temperatura, que considere tanto el gradiente de temperatura media anual del aire y la topografía del área de estudio, se procede como sigue: en primer lugar, se construye un gradiente de temperatura representativo del área de estudio mediante el análisis del registro de seis estaciones meteorológicas en el entorno. La ubicación de las estaciones empleadas se ilustra en la Figura 96, mientras que el detalle de las mismas se presenta en la Tabla 19. La obtención de los datos se realizó desde el portal “Estadística hidrológica en línea” de la Dirección General de Aguas, DGA.

Con tal de evaluar una condición representativa del escenario actual del área de estudio, se consideran los registros de los últimos 5 años, vale decir, el período 2017-2021.



Figura 96. Estaciones meteorológicas escogidas para el análisis orográfico de la temperatura media anual del aire

En la Tabla 19 se presentan los promedios anuales para cada estación, con los cuales se construye el gradiente orográfico. Este último se plasma sobre el modelo digital de elevación ALOS PaISAR, a resolución espacial de 12,5 m, con el cual es posible obtener una curva de nivel representativa de la altura de la isoterma 0°C. El gradiente obtenido es de la forma:

$$Temperatura (^{\circ}C) = -0,00505 \times Elevaci3n (m s.n.m.) + 20,07829$$

La ecuaci3n anterior posee un valor de R^2 de 0,9712 y se ilustra de forma gr1fica en la Figura 97.

Tabla 19. Estaciones meteorol3gicas empleadas para el an1lisis de temperatura media anual del aire del per3odo 2017-2021

Estaci3n	Este UTM	Norte UTM	Cota	A1o habilitaci3n	Temperatura media anual 2017-2021 (C°)
R3o Maipo en Ret3n	374.166	6.277.328	943		14,27
R3o Volc1n en Queltehues	387.971	6.258.289	1.365	1966	13,25
Glaciar San Francisco en Aguas Panim1vida	400.956	6.258.861	2.238		9,49
El Yeso Embalse	399.081	6.273.246	2.475	1963	8,77
Termas del Plomo	415.923	6.280.296	3.000	2016	5,14
Portezuelo Echaurren	395.238	6.284.227	3.840	2015	-0,38

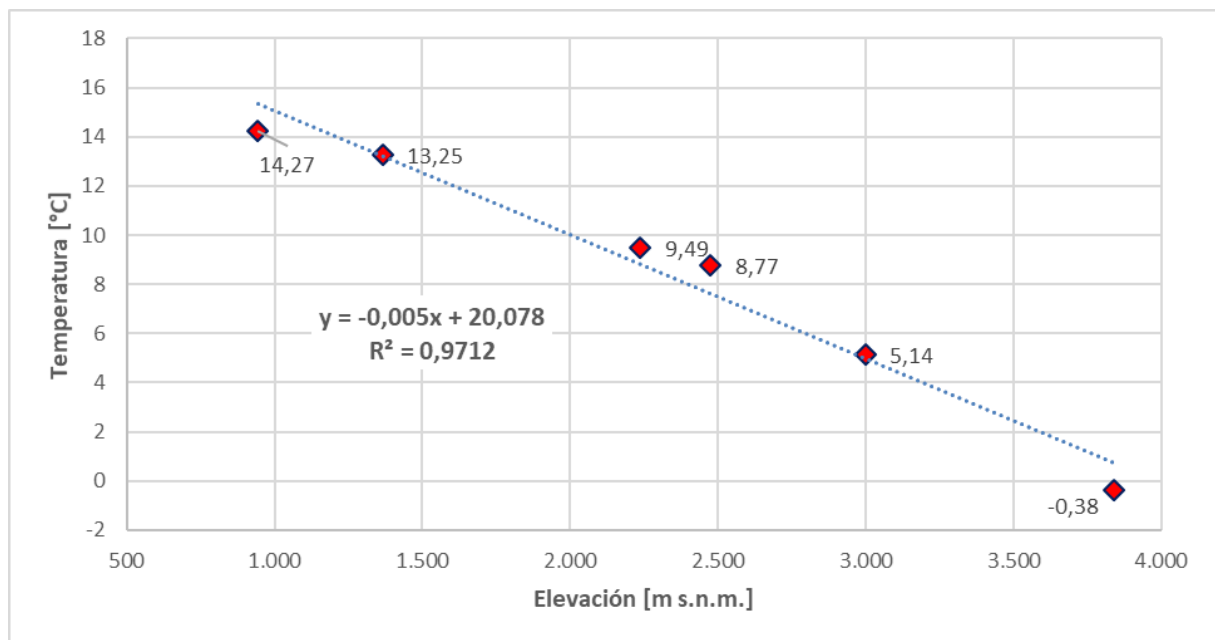


Figura 97. Gradiente orogr1fico de la temperatura media anual del aire a partir de estaciones meteorol3gicas de la DGA para el per3odo 2017-2021

El gradiente obtenido para la variaci3n altitudinal de la temperatura es similar al gradiente adiab1tico h1medo, de entre $-3,6$ a $-5,5^{\circ}C/km$, en contraste con el valor del gradiente adiab1tico seco de $-9,8^{\circ}C/km$ (Gino Casassa, comunicaci3n personal). Este resultado es esperable para un 1rea cordillerana, como es el caso de la cuenca del r3o Volc1n.

Con el gradiente de la Figura 97, se estima la posici3n de la altura de la isoterma $0^{\circ}C$, correspondiente a una elevaci3n de 4.016 m s.n.m. Al mismo tiempo, se estima el valor para las isotermas -2 y $-5^{\circ}C$, requeridas para realizar una aproximaci3n determin3stica a la presencia de

permafrost en el área de estudio. Las elevaciones de las isoterma -2 y -5°C son de 4.416 y 5.016 m s.n.m., respectivamente. Su distribución en el área de estudio se muestra en la Figura 98, mientras que en la Figura 99 se presenta la distribución de los glaciares del área de estudio de acuerdo a la estimación de su régimen termal.

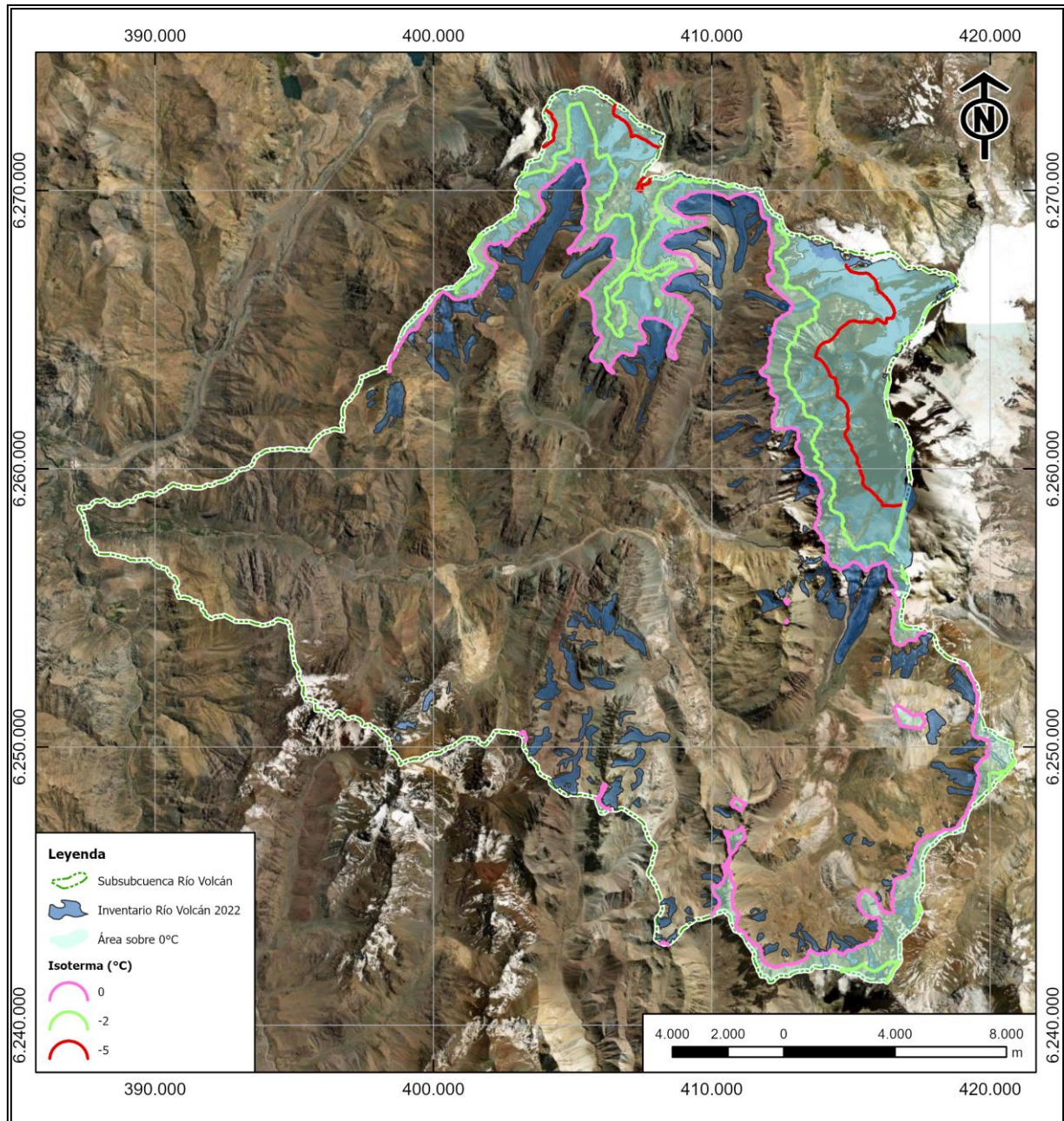


Figura 98. Distribución de la altura de la isoterma 0°C , promedio anual 2017-2021, en la cuenca del río Volcán

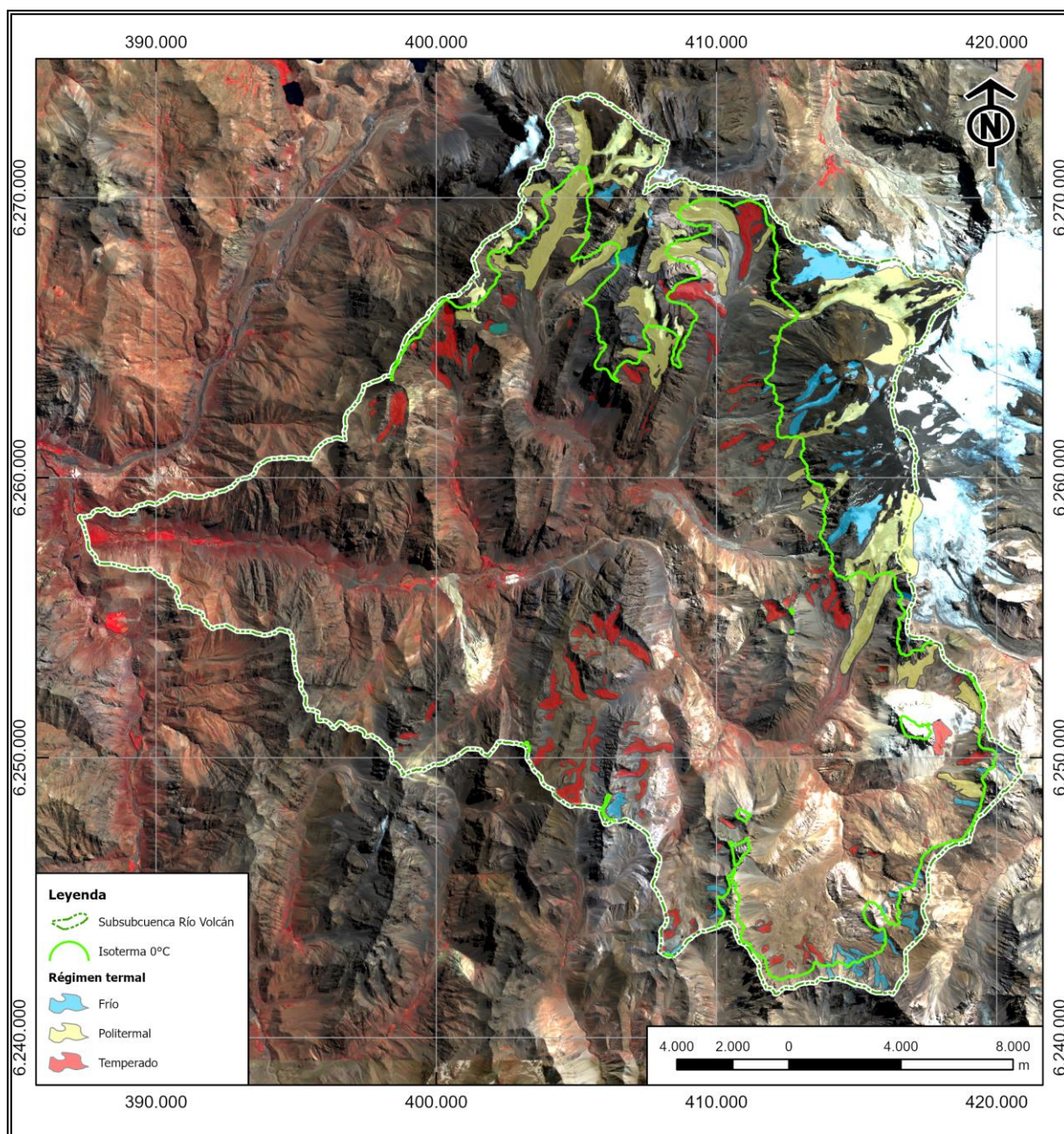


Figura 99. Distribución de los glaciares del área de estudio según el régimen termal estimado a partir de la altura de la isoterma 0°C correspondiente a la media anual de la temperatura del aire en el período 2017-2021

Al relacionar la disposición de los glaciares del área de estudio con la posición de la altura de la isoterma 0°C, Figura 99, es posible realizar una estadística del número y tipo de glaciar considerado frío y temperado. En el caso de los glaciares politermales, se estima que aquellos cuya zona de acumulación (área del glaciar con balance de masa positivo por acumulación de nieve o neviza al final de la época de ablación) se encuentre sobre la altura de la isoterma 0°C son clasificados como tales. La Tabla 20 presenta un resumen del análisis anterior.

Tabla 20. Cantidad y tipo de glaciar según régimen termal

Régimen termal	Glaciar de montaña	Glaciar de valle	Glaciarete	Glaciar rocoso	Total
Frío	6	0	36	26	68
Politermal	5	6	1	10	22
Temperado	4	2	10	89	105

De acuerdo a la Tabla 20, la mayoría de los glaciares de valle calificarían como politermales. Esto se considera razonable en virtud de que sus múltiples cabeceras y/o cuerpos tributarios suelen consistir en formas de hielo descubierto, similares a un glaciar de montaña. Al mismo tiempo, la gran mayoría de los glaciaretes correspondería a glaciares fríos, como es el caso de los cuerpos dispuestos sobre el volcán San José, Figura 98 y Figura 99. En el caso de los glaciares temperados, predominan los glaciares rocosos por sobre cualquier otro régimen termal con escasos glaciaretes de este tipo. A su vez, entre los glaciares de montaña temperados se cuentan los glaciares El Morado (cuerpo de mayor tamaño, en el Inventario Río Volcán 2022, código IRVCL105702007A) y Muñiri (CL105702008), ambos con presencia de lagos glaciares en su frente y superficie, respectivamente, al igual que el glaciar San Francisco (CL105702004), Figura 99.

4.4.6. Hidrología

La hidrología de los glaciares se suele abordar en función del tipo de drenaje que presente un cuerpo de hielo y donde se ubique este respecto al glaciar en sí. En ese sentido, los glaciares son sistemas hidrológicos complejos en los que se pueden encontrar redes en la superficie (supraglaciares), en el interior (intraglaciares), en la base (subglaciares), en los márgenes y/o en el frente (proglaciares) (Cuffey y Paterson, 2010). Además de determinar el caudal emergente de un glaciar, es relevante conocer la naturaleza del drenaje, vale decir, si es trezado, continuo, si emerge de la base, del margen, del frente, entre otros.

Es importante señalar que la hidrología cambiará según la estacionalidad. En el contexto de la actual megasequía en Chile central (Garreaud *et al.*, 2019), los glaciares suelen carecer de su cubierta nival ya a mediados del verano, por lo que a fines del año hidrológico (meses de febrero y marzo), el aporte hídrico de las cuencas nivoglaciales, si bien es sostenido, disminuye en magnitud producto de que el aporte se vuelve principalmente de tipo glaciar (Casassa *et al.*, 2015; Ayala *et al.*, 2020). Si esto se acopla a la reducción de área y espesor que experimentan los glaciares a nivel global, regional y, en particular, en la zona de estudio (Ayala *et al.*, 2020, Farías-Barahona *et al.*, 2020a), es posible determinar que el aporte hídrico de los glaciares del río Volcán disminuiría en más de un 50% hacia fines de siglo en un escenario de condiciones climáticas similares a las de los últimos 20 años (Ayala *et al.*, 2020).

La hidrología glaciar será determinante por cuanto ciertos procesos de movimiento en masa originados en glaciares, como se aborda en el capítulo 3, estarán condicionados dependiendo del tipo de drenaje y de los cambios que esta variable pueda experimentar en el glaciar. Por lo general, aquellos glaciares de tipo temperado y politermales tendrán un drenaje sostenido producto de la fusión en la base. Esto se produce dada la temperatura de 0°C, temperatura de fusión, que se alcanza en el lecho del glaciar. Dado lo anterior, es de interés conocer el tipo de drenaje de los más de 120 glaciares temperados y politermales que existen en el área de estudio, como fuera estimado en el

apartado 4.4.5. Si se excluyen los glaciares rocosos de dicho análisis, será de interés abordar la hidrología de 27 glaciares, entre los que se cuentan los 8 glaciares de valle del área de estudio.

Como no se dispone de información medida en terreno acerca de los caudales de salida de los glaciares de la cuenca del río Volcán, se realiza una estimación del aporte hídrico a partir del balance de masa calculado para los cambios de elevación del período 2010-2021, sección 4.4.4, Figura 95. Los resultados de este cálculo son complementados con una aproximación visual del tipo de drenaje evidenciado a partir de imágenes satelitales y de documentación obtenida en terreno.

Para el cálculo del balance de masa geodésico 2010-2021, primero se obtiene la variación volumétrica anual al ponderar los cambios de elevación, en m/año, por el área en m² de cada glaciar. Posteriormente, para obtener la variación de masa en unidades equivalentes en agua este resultado es ponderado por la densidad del hielo de 850 kg/m³ sugerida por Huss (2013). Finalmente, el valor es convertido a unidades de l/s al ponderar el resultado del cálculo anterior por la equivalencia en m³ (1.000 litros por cada m³) junto con la equivalencia en segundos de un año (365 días por 24 horas por 3.600 segundos). Cabe señalar que este cálculo corresponde a una aproximación, la cual se realiza solo para los glaciares cuyo cambio de elevación promedio para el período indicado sea negativo.

En el caso del glaciar Loma Larga, este posee un drenaje principal en su frente, Figura 87 y Figura 88, con un caudal significativo, el cual, derivado del balance de masa 2010-2021, es igual a 133,3 l/s. Este drenaje se presenta en forma de una sola red que converge hacia el frente del glaciar, Figura 85, dando origen al estero principal del sector, también referido como estero Morado, aguas abajo de la confluencia con la escorrentía proveniente de la laguna y glaciar El Morado.

En el caso del glaciar El Morado, Figura 79, su drenaje es en la forma de múltiples cursos de agua que emergen de sus frentes colgantes. Este tipo de drenaje se ha potenciado desde que ocurrió la fragmentación del glaciar con su porción lobular remanente, a los pies del cerro El Morado, Figura 54. Previo a tal separación, gran parte de la escorrentía del glaciar alimentaba directamente la laguna del mismo nombre, sin escurrir de forma superficial. A partir del balance de masa 2010-2021, se estima un caudal medio de salida del glaciar igual a 16,6 l/s.

El glaciar de montaña código IPG2022_v1 CL105702008, también referido como glaciar “Muñiri”, Figura 56, poseía a febrero de 2022 una red hídrica supraglaciar caótica, con múltiples esteros aportando hacia el frente y centro del glaciar, en una depresión marcada por la existencia de un lago supraglaciar hasta enero del año 2022. Pese a lo anterior, hoy se aprecia salida principal del caudal del glaciar en la forma de un estero en la porción suroeste del margen, como se observa en la Figura 100. El caudal estimado de este glaciar para el período 2010-2021 es igual a 17,2 l/s, el cual es particularmente elevado si se considera que el glaciar posee una superficie de tan solo 28,3 ha.

El vecino glaciar de valle Cortaderas, Figura 62, junto con el glaciar Nieves Negras, Figura 67, se caracterizan, al igual que el glaciar Loma Larga, por poseer una salida principal de su drenaje subglaciar. Los caudales de salida representativos del período 2010-2021 para ambos glaciares, Cortaderas y Nieves Negras, se estiman en 30,9 y 76,9 l/s, respectivamente.

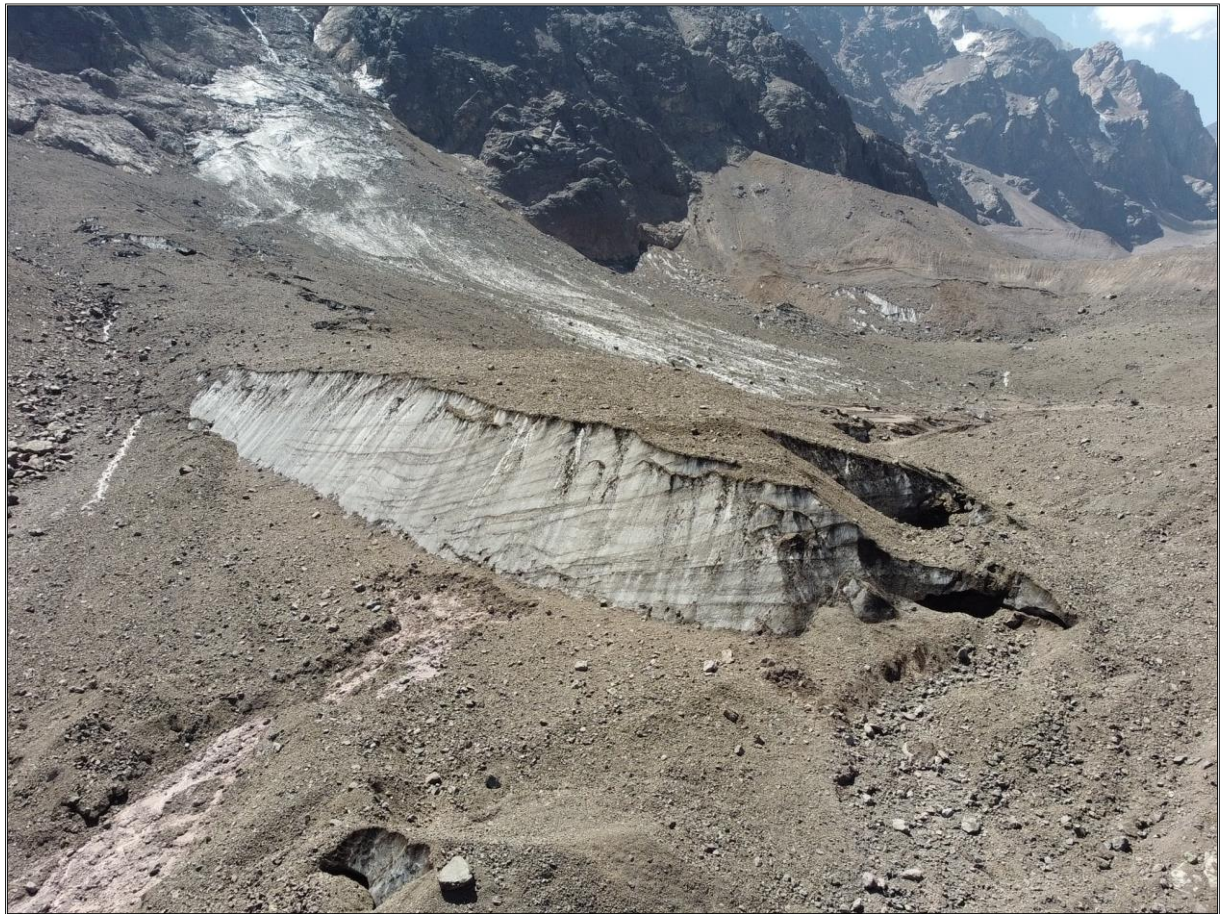


Figura 100. Drenaje del glaciar Muñiri, código IPG2022_v1 CL105702008. Fotografía del autor. Fecha: 19/02/2023

Finalmente, y en línea con la clasificación termal de los glaciares del área de estudio, sección 4.4.5, es posible establecer que para los glaciares “blancos” (glaciares de montaña, de valle y glaciares) de la subsubcuenca Río Volcán, los glaciares politermales serán aquellos de mayor aporte hídrico al área de estudio, con un valor promedio de 58,9 l/s para el período 2010-2021, muy por encima de los 16,3 l/s para los glaciares templados y de 2,1 l/s para los glaciares fríos.

4.5. PROYECCIONES FUTURAS

A partir de los análisis presentados en la sección anterior, 4.4 Variaciones y características generales, y en línea con las tendencias generales de balance de masa tanto a nivel global como regional (Braun *et al.*, 2019; Dussailant *et al.*, 2019; Farías-Barahona *et al.*, 2020a; Farías-Barahona *et al.*, 2020b; Hugonnet *et al.*, 2021), es posible establecer lineamientos específicos para el comportamiento futuro de los glaciares de la subsubcuenca Río Volcán.

En primer lugar, es posible desprender de los trabajos antes citados, junto con los resultados del análisis de balance de masa 2010-2021 expuesto en la sección 4.4.4, que la mayoría de los glaciares de la cuenca del río Volcán están experimentando un balance de masa negativo significativo y, a su vez, acentuado por la actual megasequía en Chile central. Los mecanismos de ablación que

resultan en el balance de masa negativo generalizado son múltiples y varían según los tipos de glaciares.

En el caso de los cuerpos de hielo descubierto, entre los que se incluyen glaciares de montaña, glaciaretos y la cabecera de los glaciares de valle, la pérdida de masa se manifiesta en la forma de adelgazamiento sostenido (Figura 95), reducción de superficie (Figura 53, Figura 75 y Figura 76) y, consecuentemente, en la fragmentación en cuerpos menores, como ocurrió en el emblemático caso del glaciar El Morado (Figura 78 y Figura 79). Es de esperar que dicho comportamiento persista en los glaciares descubiertos y glaciaretos, de modo tal que aquellos cuerpos de menores dimensiones, como los glaciaretos de superficie inferior a 1 ha sobre el volcán San José y el cerro El Morado (Figura 1) no perduren más allá del presente lustro. Al mismo tiempo, la fragmentación en cuerpos menores permitirá un aumento de la cantidad de crioformas presentes en el área de estudio pese a que la superficie acumulada sea menor conforme transcurran años secos y cálidos como aquellos de la presente megasequía (Garreaud *et al.*, 2019).

Este fenómeno se constató a nivel nacional al comparar los resultados de los inventarios de glaciares de la DGA en sus versiones de los años 2014 (Barcaza *et al.*, 2017; Segovia y Videla, 2017) y 2022 (DGA, 2022a). En el primer caso, se disponía de 24.114 glaciares ocupando una superficie de 23.641,7 km², mientras que en la actualización del inventario público de glaciares se contabilizaron cerca de 26.169 glaciares para una superficie de 21.009,8 km².

Es de esperar que en el área de estudio los glaciares de menores dimensiones se extingan y predominen, principalmente, formas con hielo cubierto como glaciares rocosos y glaciares de valle del tipo cubierto. En el caso de estos últimos, se espera un retroceso sostenido como el que se ha constatado para el glaciar Loma Larga, Figura 85. A su vez, los glaciares con frente cubierto experimentarán procesos de deshielo como aquellos constatados en el glaciar Nieves Negras, Figura 84, y Loma Larga, Figura 59, en la forma de desarrollo de lagos supraglaciares, taludes de hielo, morrenas con núcleo de hielo, socavones, entre otros, análogo a lo reportado por Fernández *et al.* (2022) para el glaciar Universidad en la región de O'Higgins. Se espera que el proceso de deshielo en los glaciares de valle sea acompañado de una reducción paulatina de la velocidad superficial de estos cuerpos por cuanto la masa glaciar sería menor conforme se mantengan los cambios negativos de elevación experimentados por estos.

Respecto al desarrollo de lagos en los glaciares del área de estudio, es importante señalar que durante la elaboración del Inventario Río Volcán 2022 se realizó una inspección de aquellos glaciares con presencia de lagos en su superficie, pudiendo constatarse que en 13 de los 195 glaciares existen cuerpos de agua del tipo supraglaciar y proglaciar, este último en el caso del glaciar El Morado. Esto es equivalente al 6,7% de los glaciares de la subsubcuenca Río Volcán. La formación de lagos supraglaciares es respuesta directa a los procesos de ablación intensa, como el experimentado por el glaciar Muñiri, código IPG2022_v1 CL105702008, en el área piloto I. Este glaciar de montaña dio origen a fines del año 2019 a un lago supraglaciar en su frente sureste. El cuerpo de agua alcanzó una extensión cercana a 1 ha y experimentó al menos dos procesos de vaciamiento entre los años 2020 y 2022, Figura 101. El último vaciamiento habría ocurrido entre los días 21 y 23 de enero de 2022 (Ugalde, 2022), producto del colapso del drenaje subglaciar proveniente del mismo lago, Figura 100. El vaciamiento, el cual no tuvo reporte alguno tras su ocurrencia, dejó como remanente un pequeño cuerpo de agua de dimensiones métricas (menos de 0,01 ha) en el frente del glaciar (Figura 56).

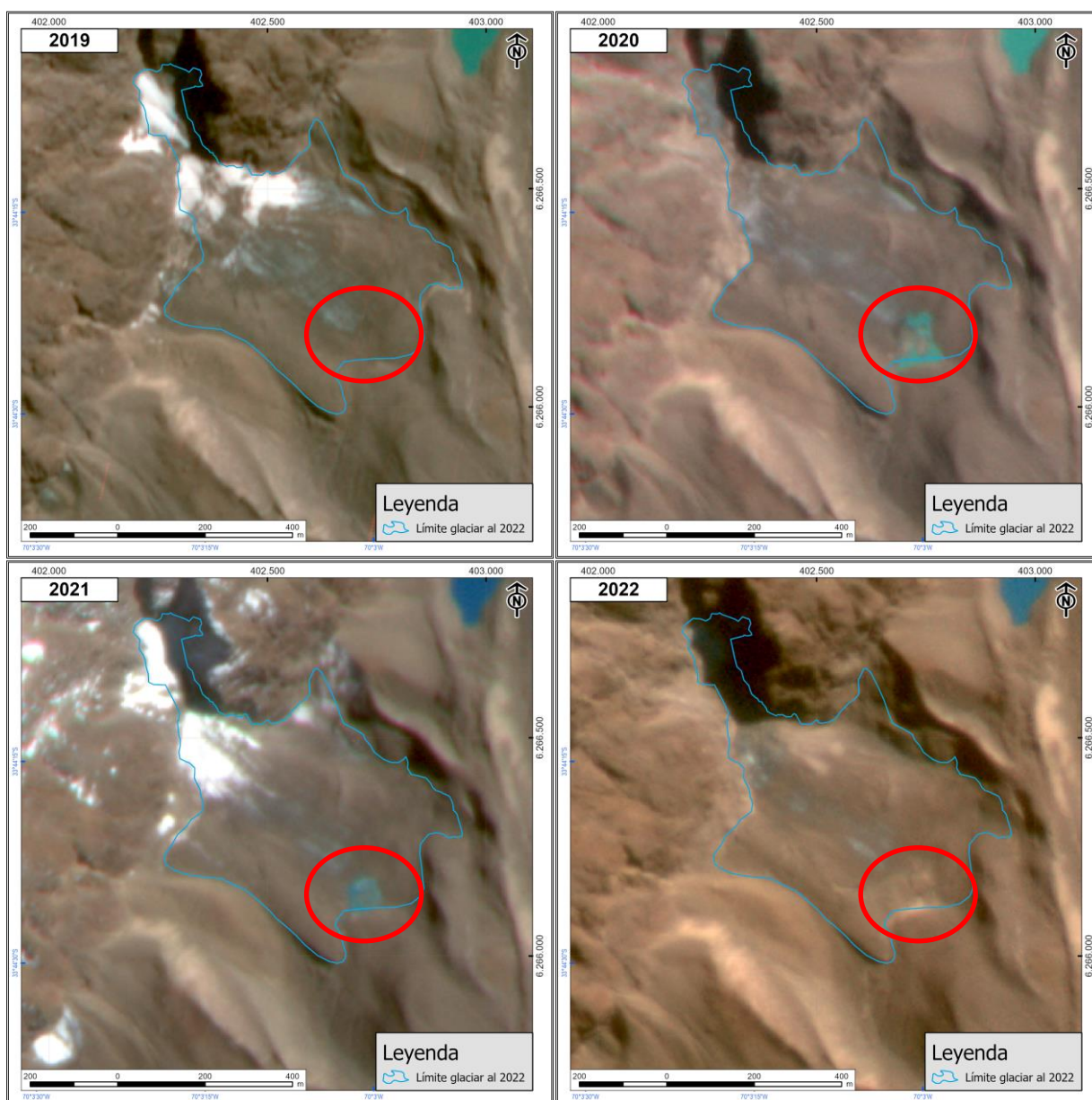


Figura 101. Evolución del lago supraglacial en el glaciar Muñiri, código IPG2022_v1 CL105702008, entre los años 2019 y 2022. Ubicación del lago en óvalo rojo. Contorno celeste indica el límite del glaciar. Imágenes de fondo: PlanetScope ®

De acuerdo a las tendencias recientes de la temperatura media anual del aire en el área de estudio, es de esperar que la elevación de la isoterma 0°C continúe aumentando, como fuera señalado por González-Reyes (2019) para los Andes Mediterráneos entre 30 y 37°S para los períodos 1958-2015 y 2000-2015. En línea con lo anterior, en la medida que la altura de la isoterma 0°C sea mayor, es de esperar que más glaciares del área de estudio cambien su régimen termal de frío a temperado. Se espera una variación similar para los glaciares politermales que cambiarían al tipo temperado. Ello traerá como consecuencias una mayor tasa de fusión en la base de estos glaciares, lo que favorecerá la ocurrencia de avalanchas de hielo en los cuerpos de hielo colgante, como es el caso del glaciar El Morado en el área piloto I.

El glaciar de montaña El Morado posee hoy dos frentes colgantes principales en al sur y al norte de su flanco sureste. Estos han dado origen a sucesivas avalanchas de hielo de acotadas dimensiones, las cuales no han sido reportadas a la fecha en la literatura. Una de estas avalanchas fue presenciada por el autor en el mes de julio de 2011. La avalancha de hielo provino del frente colgante superior en el norte del flanco oriental del glaciar. A su vez, el frente colgante originado tras la fragmentación del glaciar El Morado con su porción inferior, Figura 78 y Figura 79, ha permitido el desarrollo de una serie de avalanchas de hielo concentradas en el período estival. En concreto, estas se han desencadenado en los meses de enero y febrero, como se muestra en la Figura 102 y Figura 103 para los años 2020 y 2022, respectivamente. En las figuras las avalanchas de hielo se presentan en la forma de un depósito similar al de una avalancha de nieve en términos de textura y extensión. No obstante, la ausencia de nieve, propio de la época estival, permite suponer que se trata de desprendimientos de parte del glaciar y no del manto nivoso, similar al caso ocurrido en Kirguistán el 8 de julio de 2022 (Taylor, 2022) y en el glaciar de la Marmolada, Dolomitas, Alpes italianos, del 3 de julio de 2022 (Olivieri y Bettanini, 2023).



**Figura 102. Avalancha de hielo en el glaciar El Morado (destacado en el óvalo rojo).
Imagen PlanetScope del 06/02/2020**



**Figura 103. Avalancha de hielo en el glaciar El Morado (destacado en el óvalo rojo).
Imagen PlanetScope del 19/01/2022**

A modo de corolario, es posible asumir que los dos últimos procesos aquí expuestos, generación de lagos glaciares y ocurrencia de avalanchas de hielo, tendrán a ser más recurrentes conforme los glaciares de la subsubcuenca Río Volcán continúen disminuyendo su extensión, espesor y volumen sumado a las tendencias decrecientes de precipitación y aumento de temperatura en el área de estudio.

En lo que sigue, en el capítulo 5 se presenta la propuesta metodológica para el análisis de susceptibilidad de movimientos en masa de origen glaciar aplicado a los glaciares de la cuenca del río Volcán. La metodología considera los factores condicionantes descritos en la sección 3.3 para cada proceso de movimiento en masa junto con los resultados de la caracterización glaciológica desarrollada en el presente capítulo 4.

5. ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD

5.1. SUSCEPTIBILIDAD DE MOVIMIENTOS EN MASA

Previo a toda evaluación de peligro, es de interés caracterizar qué zonas, o unidades geomorfológicas, de una determinada región de estudio son más o menos propensas a generar un proceso de remoción en masa. Para ello, se recurre al concepto de susceptibilidad, la cual será entendida como la posibilidad que ocurra o no una remoción, o movimiento, en masa en un área determinada y en función de las condiciones locales del terreno (Brabb *et al.*, 1984), o bien, como la mayor o menor tendencia del terreno a la generación de estos procesos (Brabb *et al.*, 1972; Irigaray, 1995). Otros autores definen la susceptibilidad como una medida cualitativa, o cuantitativa relativa, de la condición o potencialidad de que una amenaza ocurra en un determinado lugar de la Tierra (González *et al.*, 2022).

Por condiciones locales del terreno se interpretan aquellas que puedan favorecer, o condicionar, la ocurrencia de un determinado proceso de remoción, o movimiento, en masa. De esa acepción se desprende el concepto de factor condicionante, elemento intrínseco para toda evaluación de susceptibilidad. Para el caso de los movimientos en masa originados en glaciares, en la sección 3.3 se presenta un listado y descripción de estos factores.

Hoy por hoy existen múltiples tipos de evaluación de la susceptibilidad. Estos se desglosan, a grandes rasgos, en análisis cualitativos, como la evaluación en terreno a juicio del llamado “criterio experto”, y en análisis cuantitativos mediante métodos probabilísticos, determinísticos y redes neuronales (Aleotti y Chowdhury, 1999). Los métodos cualitativos, además de la evaluación geomorfológica en terreno, consideran la aplicación de análisis ponderados en que se sobreponen capas índices que refieren a distintos factores condicionantes según el tipo de remoción. Es criterio de la persona que haga la evaluación de susceptibilidad el determinar qué peso, o ponderación, tendrá cada factor condicionante, proceso que puede ser guiado a través de una pauta de evaluación. Este corresponde al caso del presente estudio.

Uno de los análisis ponderados más común en el estudio de la susceptibilidad ante remociones, o movimientos, en masa corresponde al método de jerarquía analítica de Saaty (1990), o AHP por sus siglas en inglés (*Analytic Hierarchy Process*). Este consiste en realizar una comparación de pares mediante una matriz de comparación entre los factores considerados. En concreto, cada factor es comparado por medio de una escala cuyo puntaje es definido como parte de la evaluación. El objetivo del análisis es discriminar la importancia relativa entre partes ante la susceptibilidad de una determinada amenaza. Ejemplo de lo anterior es la caracterización multiamenaza de la cuenca del río Maipo, elaborado por González *et al.* (2022).

En el caso de los métodos cuantitativos, se maneja la aplicación de análisis estadísticos (bivariados, multivariados) que comparen la distribución de procesos de remoción en masa con los factores considerados (Aleotti y Chowdhury, 1999). Este tipo de análisis busca disminuir la subjetividad asociada a la aplicación del juicio experto que prevalece en los análisis ponderados o cualitativos. Otra forma de análisis cuantitativo corresponde a los modelos geotécnicos de tipo determinístico y probabilístico. Estos modelos contemplan la obtención de un Factor de Seguridad, FS, el cual permite aproximar la condición de estabilidad de una determinada ladera o unidad geomorfológica. La distinción con una evaluación de peligro propiamente tal está dada por la inclusión de la variable probabilística para los factores desencadenantes en la obtención del FS (Aleotti y Chowdhury, 1999). El enfoque probabilístico se basa en la evaluación de la probabilidad de obtener una

condición inestable para la generación de un determinado proceso de remoción en masa. Al incluir variables probabilísticas, como el catálogo sísmico, probabilidad de falla, propiedades geotécnicas que varíen en función del tiempo, entre otras, se busca disminuir la incertidumbre del análisis de susceptibilidad (Aleotti y Chowdhury, 1999).

Finalmente, la aplicación de redes neuronales, o métodos de *Machine Learning*, en el análisis de susceptibilidad se basa en algoritmos de entrenamiento para la evaluación de procesos de remoción en masa. En concreto, se realizan iteraciones en distintos niveles de procesamiento con el fin de obtener un solo resultado de la evaluación. Este es calibrado de acuerdo a información de otras remociones, en lo que se refiere como “prueba de aprendizaje” (Aleotti y Chowdhury, 1999). Uno de los atributos de las redes neuronales es que permiten recibir múltiples datos de entrada, entre los que se incluyen información obtenida en terreno, resultados de ensayos de laboratorio y evaluaciones cualitativas por parte de expertos a procesos de remoción en masa similares al que se busca evaluar. En estudios recientes (Phong *et al.*, 2019; Van Dao *et al.*, 2020; Sepúlveda, 2022), el empleo de las redes neuronales se considera una de varias alternativas de inteligencia artificial aplicables a análisis de susceptibilidad tales como *Machine* y *Deep Learning* junto con las máquinas de vectores de soporte (también referido como algoritmos de clasificación supervisada), regresiones logísticas y árboles de decisión reducidos para el recorte de errores (REPT por sus siglas en inglés, *reduced error-pruning tree*).

Independiente del método de análisis que se emplee, el resultado siempre se deberá reflejar en la forma de un mapa, o cartografía, de susceptibilidad. Highland y Bobrowsky (2008) proveen una descripción concisa al respecto. El mapa de susceptibilidad debe estar, en la medida de lo posible, asociado a un mapa de inventario de remociones, o movimientos, en masa. Lo anterior por cuanto la ocurrencia previa de eventos de remoción, o movimiento, en masa da pistas de qué unidades geológicas y del relieve serán más propensas a desestabilizarse. De esta manera, la información obtenida se puede extrapolar a otras áreas donde se desee predecir movimientos en masa potenciales (Highland y Bobrowsky, 2008).

Los mapas de susceptibilidad se reflejan, por lo general, de forma cualitativa a partir de rangos establecidos según qué método se emplee para la estimación. Ejemplo de ello es representar la susceptibilidad de un área específica mediante el esquema tipo “semáforo”: color verde para susceptibilidad baja, amarillo para susceptibilidad media y rojo para susceptibilidad alta, como se observa en la figura B2 en la guía de Highland y Bobrowsky (2008). Esta forma relativamente simple de representar la susceptibilidad ante movimientos en masa es ampliamente utilizada en Estudios de Impacto Ambiental, específicamente en lo que concierne a las líneas de base de geología y peligros geológicos (HÉMERA, 2019). Si se desea añadir más rangos para representar la susceptibilidad de forma más continua, se puede recurrir a otras formas de representación, como es el caso de los estudios de Sepúlveda (1998) y Lara (2007).

Como fuera indicado en la metodología general del estudio, sección 1.6.3, el resultado del análisis se refleja a partir de mapas de susceptibilidad según cada fenómeno específico y de forma cualitativa en tres rangos: bajo, medio y alto. En lo que sigue, se presenta el fundamento teórico del análisis en cuestión.

5.2. METODOLOGÍA DE ANÁLISIS

Como fuera señalado en el apartado anterior, la metodología de análisis se basa, principalmente, en la propuesta metodológica de Lara (2007) para distintos tipos de remociones en masa, derivada, a su vez, del estudio de Sepúlveda (1998) para flujos de detritos. Este método ha sido ampliamente empleado en publicaciones y estudios afines para la evaluación de susceptibilidad y peligro ante remociones en masa del tipo flujo de detritos, caída de rocas y deslizamientos tanto en la Región Metropolitana y de Valparaíso (Lara y Sepúlveda, 2010; Muñoz, 2013; Celis, 2018; Lara *et al.*, 2018).

A diferencia de los trabajos antes señalados, donde el análisis es aplicado a remociones en masa generadas en unidades geomorfológicas tales como laderas y taludes rocosos, en el presente estudio se realiza una adaptación del método de Lara (2007) para su aplicabilidad en movimientos en masa originados en glaciares. Los principales cambios aplicados son:

- I. Los procesos de movimiento en masa a evaluar corresponden a aquellos de la sección 3.2, específicamente, a avalanchas de hielo, *surges*, deslizamientos catastróficos, *GLOFs* y lahares.
- II. Las unidades geomorfológicas a evaluar corresponden a glaciares “blancos”, vale decir, glaciares de montaña, de valle y glaciaretos (según su clasificación primaria), o bien, a glaciares descubiertos, cubiertos y glaciaretos (según su clasificación por cobertura).

Complementando el punto anterior, en ambos tipos de clasificación se excluyen los glaciares rocosos porque el tipo de inestabilidad que suelen manifestar no se condice con aquellas del punto I. Las inestabilidades de este tipo de glaciares se dan, principalmente, en la forma de aceleración, agrietamiento, desarrollo de escarpes y, en contadas ocasiones, en colapsos de una porción del glaciar rocoso (Bodin *et al.*, 2017; Marcer *et al.*, 2019). Por otro lado, la evaluación de susceptibilidad propuesta se establece para el año en que se actualizó el inventario de glaciares del área de estudio, vale decir, el año 2022. No obstante, dado el dinamismo que poseen los glaciares por naturaleza, ciertas características registradas en años anteriores (como la velocidad superficial o el balance de masa, por ejemplo), se estiman representativas para evaluar cada glaciar.

Una vez señaladas las consideraciones anteriores, el punto en común de la metodología planteada con aquella de Lara (2007) es el mecanismo de evaluación. En concreto, se contempla determinar un índice de susceptibilidad, *IS*, a partir de la suma de puntajes ponderados para los diferentes factores condicionantes expuestos para cada fenómeno detallado en la sección 3.3. Cabe señalar que la suma ponderada de los factores condicionantes será igual o menor a 100. De acuerdo a lo anterior, la expresión que rige el cálculo del índice de susceptibilidad según los distintos puntajes ponderados es como sigue:

$$IS = \left(\sum_{i=1}^n fc_i \right) \times fc_{G,M}$$

Donde “*IS*” refiere al Índice de Susceptibilidad, “*fc*” al factor condicionante previamente ponderado y “*n*” al número de factores a considerar por fenómeno. El factor condicionante que se encuentra por fuera de la sumatoria en la ecuación anterior corresponde a un factor binario, o condicional, cuya aplicabilidad es atingente a los fenómenos GLOF, como se detalla en la sección

5.2.2.4. En concreto, el subíndice “G” refiere a lagos represados por barreras de hielo, mientras que “M” apunta a lagos represados por barreras morrénicas.

La ponderación de cada factor condicionante según tipo de fenómeno es obtenida mediante criterio experto con base en la revisión bibliográfica y estudio de casos presentada en el capítulo 3. A su vez, la clasificación de algunos factores, principalmente aquellos de tipo criosféricos como se muestra en la sección 3.3, es realizada de acuerdo a la información recabada en cada área piloto junto con la información asociada al inventario de movimientos en masa de origen glaciar presentado más adelante en la sección 6.1.

Para representar la categorización de los grados de susceptibilidad en niveles bajo, medio y alto, se emplea la siguiente clasificación de los valores obtenidos para el Índice de Susceptibilidad:

- IS 0-50: susceptibilidad baja
- IS 51-70: susceptibilidad media
- IS 71-100: susceptibilidad alta

Esta reclasificación de los valores de susceptibilidad corresponde a una primera aproximación para la presentación de los resultados a obtener en la forma de cartografía de susceptibilidad para las áreas piloto I y II como para toda el área de estudio. Su aplicabilidad y validez, según los valores de IS obtenidos, se discute en el subcapítulo 7.2.

A continuación, se presenta el detalle para la determinación de la escala de trabajo en el presente estudio junto con la ponderación de los factores condicionantes considerados para el análisis. A su vez, se da cuenta del desglose de cada factor en rangos o categorías según corresponda.

5.2.1. Escala de evaluación

Determinar la escala cartográfica de evaluación para el presente análisis no es una tarea sencilla. Lara (2007) recomienda para el empleo de la metodología de evaluación de susceptibilidad de remociones en masa, propuesta en su estudio, un rango de escalas de trabajo entre 1:25.000 y 1:50.000. A su vez, Muñoz (2013) sugiere que para el análisis de susceptibilidad en zonas urbanas se debe emplear una escala entre 1:5.000 y 1:10.000. Finalmente, González *et al.* (2022) emplean una escala 1:100.000 para el análisis de susceptibilidad presentado para toda la cuenca del río Maipo.

A nivel del área de estudio, por un lado, se deben cotejar gran parte de los antecedentes empleados para la caracterización glaciológica en la subsubcuenca Río Volcán, tales como las dimensiones de los glaciares, la base topográfica utilizada, imágenes satelitales, fotografías aéreas, entre otros. Por otro lado, la geología del área de estudio, junto con el detalle de la información disponible, impone una condición de borde al momento de establecer la escala.

Respecto a los antecedentes de la geología del área de estudio, se dispone del mapa geológico 1:25.000 elaborado por Mardones (2019), Figura 15, el cual que engloba toda la porción de la subsubcuenca Río Volcán con presencia de glaciares “blancos”. A su vez, este se complementa con el mapa geomorfológico elaborado por Herrera (2016), Figura 16, cuya escala de trabajo no es señalada en el estudio referido.

Como base topográfica, el presente estudio se sustenta, principalmente, en el modelo digital de elevación (MDE) SRTM del año 2000 (Farr *et al.*, 2007). Este corresponde a un levantamiento topográfico global llevado a cabo mediante interferometría de radar. Se dispone a una resolución espacial de 1 arcosegundo, equivalente a 30 m de tamaño píxel. Es complementado con un modelo digital de elevación provisto por la misión ALOS PalSAR, a una resolución espacial de 12,5 m.

Por otro lado, la imagen satelital base para el estudio corresponde a una imagen PlanetScope con fecha 15 de marzo de 2022. Esta posee una resolución espacial de 3 m, lo que permite realizar un mapeo de los glaciares del área de estudio a una escala aproximada de 1:14.000, como fuera señalado en el apartado 4.2. De forma complementaria se utilizan imágenes satelitales de alta resolución espacial disponibles en la plataforma SASPlanet. Si bien las fechas de adquisición son difíciles de estimar, dado que la plataforma no provee dicha información, la resolución espacial bordea los 30 cm, equivalente a una escala de trabajo de 1:1.200.

Finalmente, respecto a las dimensiones del área y unidades del estudio, la subsubcuenca Río Volcán posee una superficie de 527,7 km², de los cuales 48,9 km² (9,3 %) están cubiertos por glaciares de montaña, de valle y glaciaretos. De estos, las dimensiones varían entre 0,003 y 9,451 km². Solo para el mapeo de detalle de los glaciares de menores dimensiones (superficie inferior a 1 ha) se requiere cuanto menos una escala de trabajo de 1:2.000.

Como compendio de lo anterior, para la metodología de análisis de susceptibilidad elaborada en este estudio se propone una escala de trabajo en el rango de 1:10.000 a 1.25.000. Su elección es realizada considerando la cantidad y calidad de los datos disponibles, como la escala del mapa geológico disponible para el área de estudio junto con el amplio rango de valores de resolución espacial para los insumos geospaciales empleados, entre los que se incluye el MDE, imágenes satelitales y los conjuntos de datos globales de velocidad, espesor y balance de masa empleados en la sección 4.4 Variaciones y características generales, como fuera listado anteriormente

A nivel de las áreas piloto I y II, se emplea una escala de trabajo 1:10.000. Esto en vista de los estudios de detalle llevados a cabo en cada área en particular. En el caso del área piloto I se dispone de un levantamiento con radar para hielo en el glaciar “Muñiri” (código IPG 2022 CL105702008), detallado en la sección 4.4.1, junto con sucesivas visitas al sector para actualizar la delimitación de la extensión de los glaciares El Morado, Muñiri y Loma Larga, como se ilustra en la sección 4.4.2. Para el área piloto II se dispone del levantamiento fotogramétrico en el frente del glaciar Nieves Negras (Figura 84), junto con un análisis detallado de los cambios de extensión del glaciar en cuestión (sección 4.4.2).

En el caso de la subsubcuenca Río Volcán, se considera una escala de trabajo para el análisis de susceptibilidad de 1:25.000. Este valor se adopta tanto por las recomendaciones establecidas en trabajos previos (Lara, 2007; Lara y Sepúlveda, 2010). No obstante, para efectos del análisis crítico de la metodología propuesta, la evaluación de susceptibilidad aquí planteada se aplica de forma íntegra a la escala de trabajo 1:10.000 a los 70 glaciares no rocosos del área de estudio.

Como complemento, en el apartado 7.2.2, Análisis simplificado, del capítulo Discusión, se muestra un análisis de sensibilidad simplificado de la escala de trabajo con una evaluación de susceptibilidad propuesta a escala 1:25.000, o superior, para los glaciares del área de estudio.

5.2.2. Ponderación de factores

Una vez definida la escala de trabajo, el paso posterior es establecer la ponderación de los factores condicionantes según tipo de factor y fenómeno al cual corresponden, como se señala en las respectivas secciones del subcapítulo 3.3.

En vista de la escala de trabajo 1:25.000, es necesario revisar los insumos requeridos para la aplicación del modelo. En el caso de los factores criosféricos, y como se indica en la sección anterior, se dispone del modelo digital de elevación SRTM de 30 m de resolución espacial (empleado para la caracterización geométrica de los glaciares en estudio), mapas de velocidad superficial, espesor, cambios de elevación multitemporales y análisis de cambios de extensión para cada glaciar. Al mismo tiempo, y como se da cuenta en la sección 4.4.5, se dispone de una estimación de régimen termal de los glaciares de la subsubcuenca Río Volcán. Este, a su vez, da cuenta de las tendencias climáticas locales recientes en el área de estudio.

Todos los factores condicionantes antes señalados tienen la particularidad de poder ser estimados de forma remota. Sin embargo, existen algunos factores que requieren una evaluación de detalle, por lo general realizada en terreno, y cuya incorporación puede escapar al alcance de la escala 1:25.000. Ejemplo de ello es la distribución y ocurrencia de grietas, las variaciones en la descarga de agua de cada glaciar y el tipo de red de drenaje subglaciar.

Respecto a los factores condicionantes geológicos, a partir de la información recabada en el capítulo 2, es posible establecer el tipo de roca presente y las principales estructuras geológicas cercanas a los glaciares en evaluación. Al mismo tiempo, la geometría de las laderas circundantes a cada glaciar es determinada a partir de la base topográfica empleada para todo el estudio. La sismicidad del área de estudio es determinada según el registro sísmico del Centro Sismológico Nacional (CSN, 2022), como se muestra en la Figura 17.

Aquellos factores geológicos que no son determinables de forma remota, dada la escala de trabajo, corresponden en su mayoría al grado de fracturamiento, la presencia y tipo de discontinuidades junto con la resistencia del material en la base del glaciar. Esta información se requiere estimar a nivel de detalle. Para el caso de las áreas piloto, se dispone de evidencia parcial que da cuenta de los factores antes señalados. En esa línea, los factores condicionantes geológicos concernientes al Complejo Volcánico San José son estimados en función de los estudios existentes en el sector, como se detalla en la sección 2.7.1. Para el caso de las amenazas volcánicas específicas, se emplean los mapas de susceptibilidad realizados por González *et al.* (2022), resumidos en la Figura 22.

Conforme a lo antes señalado, aquellos factores que no pueden ser determinados a la escala de trabajo 1:25.000 (o escala nivel subsubcuenca, como es el caso del área de estudio) no son desglosados en el detalle de las ponderaciones y se presentan de forma conjunta en las tablas referentes a las ponderaciones máximas por fenómeno.

En las secciones siguientes se presenta la máxima ponderación para cada factor condicionante junto con la consecuente categorización de los mismos a partir de rangos cuantitativos, o cualitativos, según corresponda. Los valores aquí expuestos se basan en el criterio experto del autor. A su vez, los valores porcentuales presentados en el desglose de cada factor se sustentan en la revisión bibliográfica, en el inventario de movimientos en masa originados en glaciares de los Andes centrales, sección 6.1, junto con los antecedentes recabados en cada área piloto y presentados en el capítulo 4. Es necesario destacar que el desglose presentado aplica, principalmente, a la evaluación

de los glaciares analizados en cada área piloto I y II. La reclasificación de valores, o categorización cualitativa cuando corresponda, es extrapolada al resto de los glaciares del área de estudio.

5.2.2.1. *Avalanchas de hielo*

En la Tabla 21 se presenta el máximo porcentaje otorgado a los factores condicionantes de avalanchas de hielo según tipo de factor, mientras que en la Tabla 22 se muestran los factores desglosados en rangos cuantitativos y cualitativos según corresponda.

Tabla 21. Ponderación máxima de factores condicionantes de avalanchas de hielo

Tipo de factor	Factor condicionante	Porcentaje factor (%)	Porcentaje tipo (%)
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	10	15
	Precipitación (f ₂)	5	
Crioférico	Régimen termal del glaciar (f ₃)	5	45
	Geometría del glaciar (f ₄)	7	
	Pendiente (f ₅)	7	
	Presencia de grietas (f ₆)	2	
	Topografía del lecho (f ₇)	4	
	Hidrología del glaciar (f ₈)	2	
	Velocidad superficial (f ₉)	3	
	Cambios de elevación (f ₁₀)	5	
	Cambios de extensión (f ₁₁)	5	
	Ocurrencia previa de avalanchas (f ₁₂)	5	
Geológico	Tipo de roca (f ₁₃)	10	40
	Fracturamiento/Discontinuidades (f ₁₄)	5	
	Geometría de la ladera (f ₁₅)	10	
	Estructuras geológicas (f ₁₆)	10	
	Ocurrencia de procesos de remoción en masa (f ₁₇)	5	

Tabla 22. Desglose de los factores condicionantes de avalanchas de hielo originadas en glaciares

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	Temperatura media anual del aire: altura isoterma cero	Sobre el glaciar	10
			Al medio	7
			Bajo el glaciar	3
	Precipitación (f ₂)	Eventos de lluvia cálida sobre el glaciar	Reciente (últimos 5 años)	5
Sin información			0	
Crioférico	Régimen termal del glaciar (f ₃)	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)	Temperado	5
			Politermal	3
			Frío	1
	Geometría del glaciar (f ₄)	Frente en risco o en rampa	Acantilado	7
			Rampa	1
	Pendiente (f ₅)	Pendiente media del glaciar (sobre 30°)	0°-10°	1
			10°-20°	3
20°-30°			5	

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
	Presencia de grietas (f ₆)	Distribución y ocurrencia	> 30°	7
			Caótico	2
			Normal	1
			No evidente	0
	Topografía del lecho (f ₇)	Pendiente del lecho: convexidad y/o concavidad	Lecho convexo	4
			Lecho cóncavo	0
	Hidrología del glaciar (f ₈)	Variaciones en la descarga de agua	Descarga anómala	2
			Sin cambios	1
			No observado	0
	Velocidad superficial (f ₉)	Aceleración del glaciar	Aumento anómalo	3
			Sin cambios	1
			No observado	0
	Cambios de elevación (balance de masa) (f ₁₀)	Adelgazamiento (ablación)/ engrosamiento (acumulación)	Adelgazamiento	5
			Equilibrio	3
Engrosamiento			1	
Cambios de extensión (f ₁₁)	Avance/retroceso del glaciar en los últimos 5 años	Retroceso	5	
		Avance	3	
		Sin cambios	0	
Ocurrencia previa de avalanchas (f ₁₂)	Otras avalanchas de hielo del glaciar	Reportado	5	
		No observado	0	
Geológico	Tipo de roca (f ₁₃)	Litología y resistencia aparente según tipo de roca	Secuencias volcano-sedimentarias marinas	10
			Secuencias volcano-sedimentarias continentales/ Metamórficas pelíticas	8
			Unidades volcánicas	6
			Unidades intrusivas	4
	Fracturamiento/ Discontinuidades (f ₁₄)	Condición del macizo según el grado de fracturamiento y la presencia de discontinuidades	Favorable a deslizar	5
			Medianamente favorable	3
			Poco favorable	1
	Geometría de la ladera (f ₁₅)	Pendiente promedio del talud bajo el glaciar	> 30°	10
			15°-30°	5
			< 15°	1
	Estructuras geológicas (f ₁₆)	Distancia del glaciar a fallas cercanas	Sobre la falla	10
			0-1 km	5
			1-2 km	3
			> 2 km	1
Ocurrencia de procesos de remoción en masa (f ₁₇)	Otras remociones (deslizamientos, caídas de rocas)	Reportado	5	
		No observado	0	

5.2.2.2. Surges

En la Tabla 23 se presenta el máximo porcentaje otorgado a los factores condicionantes para la ocurrencia de *surges* según tipo de factor, mientras que en la Tabla 24 se muestran los factores desglosados en rangos cuantitativos y cualitativos según corresponda.

Tabla 23. Ponderación máxima de factores condicionantes para la ocurrencia de surges

Tipo de factor	Factor condicionante	Porcentaje factor (%)	Porcentaje tipo (%)
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	10	15
	Precipitación (f ₂)	5	
Crioférico	Régimen termal del glaciar (f ₃)	4	50
	Geometría del glaciar (f ₄)	5	
	Grietas (f ₅)	5	
	Hidrología del glaciar (f ₆)	3	
	Velocidad superficial (f ₇)	10	
	Variaciones del glaciar (f ₈)	8	
	Balance de masa (f ₉)	10	
	Ocurrencia previa de surges (f ₁₀)	5	
Geológico	Tipo de roca/ presencia de till en el lecho (f ₁₁)	10	35
	Ubicación del glaciar (f ₁₂)	10	
	Fracturamiento/discontinuidades (f ₁₃)	5	
	Topografía del lecho (f ₁₄)	10	

Tabla 24. Desglose de los factores condicionantes ante la ocurrencia de surges

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rango s	Porcentaje (%)	
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	Temperatura media anual del aire: altura isoterma cero	Sobre el glaciar	10	
			Al medio	7	
			Bajo el glaciar	3	
	Precipitación (f ₂)	Presencia de nieve al final del año hidrológico	Reciente (últimos 10 años)	5	
			Sin información	0	
Crioférico	Régimen termal del glaciar (f ₃)	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)	Temperado	4	
			Politermal	3	
			Frío	2	
	Geometría del glaciar (f ₄)	Pendiente media del glaciar (0-10°)	0°-10°	5	
			10°-20°	4	
			> 20°	2	
	Grietas (f ₅)	Distribución y ocurrencia	Caótico	5	
			Normal	3	
			No evidente	0	
	Hidrología del glaciar (f ₆)	Tipo de drenaje	No evidente	0	
			1 salida de agua	1	
			2 o más	2	
				Sin descarga	3
	Velocidad superficial (f ₇)	Aceleración del glaciar (diferencia con velocidad "normal")	Sobre 10 veces	10	
			Entre 1 y 10	7	
			Sin cambios	1	
	Variaciones del glaciar (f ₈)	Avance/retroceso del glaciar en los últimos 5 años	Avance	8	
			Sin cambios	2	
Retroceso			0		
Balance de masa (f ₉)	Engrosamiento hacia el frente del glaciar	Engrosamiento	10		
		Sin cambios	0		
		Adelgazamiento	-2		
Ocurrencia previa de surges (f ₁₀)	Surges anteriores en el glaciar	Reportado	5		
		No observado	0		

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rango s	Porcentaje (%)
Geológico	Tipo de roca (f ₁₁)	Litología y resistencia aparente según tipo de roca (erodabilidad)	Secuencias volcano-sedimentarias marinas	10
			Secuencias volcano-sedimentarias continentales/ Metamórficas pelíticas	8
			Unidades volcánicas	6
			Unidades intrusivas	4
	Ubicación del glaciar (f ₁₂)	Cercanía a otros glaciares surgentes	Contiguo o < 0,1 km	10
			0,1-10 km	7
			10-50 km	5
			> 50 km	2
	Fracturamiento/ Discontinuidades (f ₁₃)	Presencia de fracturas y distancia del glaciar a fallas cercanas	Fracturado cercano a fallas (< 5 km)	5
			Fracturado distante de fallas (> 5 km)	4
			Sin fracturamiento aparente y cercano a fallas (< 5 km)	3
			Sin fracturamiento ni fallas cercanas (> 5 km)	0
	Topografía del lecho (f ₁₄)	Pendiente del lecho	0°-10°	10
			10°-20°	8
> 20°			5	

5.2.2.3. Deslizamientos catastróficos

En la Tabla 25 se presenta el máximo porcentaje otorgado a los factores condicionantes ante deslizamientos catastróficos de glaciares, o colapsos glaciares, según tipo de factor, mientras que en la Tabla 26 se muestran los factores desglosados en rangos cuantitativos y cualitativos según corresponda.

Tabla 25. Ponderación máxima de factores condicionantes ante deslizamientos catastróficos de glaciares

Tipo de factor	Factor condicionante	Porcentaje factor (%)	Porcentaje tipo (%)
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	10	15
	Precipitación (f ₂)	5	
Crioférico	Régimen termal del glaciar (f ₃)	7	45
	Pendiente del glaciar (f ₄)	10	
	Presencia de grietas (f ₅)	5	
	Hidrología del glaciar (f ₆)	3	
	Velocidad superficial (f ₇)	8	
	Cambios de elevación/geometría del glaciar (f ₈)	8	
	Ocurrencia previa de colapsos (f ₉)	4	
Geológico	Tipo de roca/ presencia de till en el lecho (f ₁₀)	15	40
	Topografía de la base (f ₁₁)	10	
	Procesos de remoción en masa (f ₁₂)	10	
	Sismicidad (f ₁₃)	5	

Tabla 26. Desglose de los factores condicionantes ante la ocurrencia deslizamientos catastróficos de glaciares

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	Temperatura media anual del aire: altura isoterma cero	Sobre el glaciar	10
			Al medio	7
			Bajo el glaciar	3
	Precipitación (f ₂)	Presencia de nieve al final del año hidrológico	Reciente (últimos 5 años)	5
Sin información			0	
Crioférico	Régimen termal del glaciar (f ₃)	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)	Temperado	5
			Politermal	3
			Frío	0
	Pendiente del glaciar (f ₄)	Pendiente media del glaciar (10°-20°)	0°-10°	7
			10°-20°	12
			20°-30°	5
			> 30°	3
	Presencia de grietas (f ₅)	Distribución y ocurrencia	Caótico	6
			Normal	4
			No evidente	0
	Hidrología del glaciar (f ₆)	Tipo de drenaje	No evidente	0
			1 salida de agua	1
			2 o más	2
			Sin descarga	3
	Velocidad superficial (f ₇)	Aceleración del glaciar (diferencia con velocidad "normal")	Sobre 10 veces	9
			Entre 1 y 10	6
			Sin cambios	0
	Cambios de elevación/geometría del glaciar (f ₈)	Engrosamiento y/o abultamiento hacia el frente	Engrosamiento en el frente	8
			Engrosamiento generalizado	4
			Sin cambios aparentes	0
Adelgazamiento generalizado			-2	
Ocurrencia previa de colapsos (f ₉)	Deslizamientos catastróficos previos en el glaciar	Reportado	2	
		No observado	0	
Geológico	Tipo de roca (f ₁₀)	Litología y resistencia aparente según tipo de roca (erodabilidad)	Secuencias volcano-sedimentarias marinas	15
			Secuencias volcano-sedimentarias continentales/ Metamórficas pelíticas	10
			Unidades volcánicas	7
			Unidades intrusivas	5
	Topografía del lecho (f ₁₁)	Pendiente del lecho	0°-20°	12
			20°-30°	7
			> 30°	3
	Procesos de remoción en masa (f ₁₂)	Deslizamientos sobre el glaciar	Recientes (< 5 años)	10
			Reportados (> 5 años)	5
			Sin evidencias	0
Sismicidad (f ₁₃)	Sismos M6, o superior, en los últimos 5 años cercanos al glaciar (< 50 km)	Reportados	3	
		Sin evidencias	0	

5.2.2.4. GLOFs

En la Tabla 27 se presenta el máximo porcentaje otorgado a los factores condicionantes para la evaluación de vaciamientos súbitos de lagos de origen glaciar (*GLOFs*) según tipo de factor, mientras que en la

Tabla 28 se muestran los factores desglosados en rangos cuantitativos y cualitativos según corresponda. Cabe señalar que en total se consideran 21 factores para *GLOFs* originados en lagos represados por hielo y 22 factores en el caso de lagos represados por morrenas.

Tabla 27. Ponderación máxima de factores condicionantes para la evaluación de fenómenos *GLOFs*

Tipo de factor	Factor condicionante	Porcentaje factor (%)	Porcentaje tipo (%)
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	7	10
	Precipitación (f ₂)	3	
Criosférico	Existencia del lago (f ₃)	8	45 (H)/ 40 (M)
	Tipo/geometría de glaciar (f ₄)	5	
	Balance de masa y mecanismo de ablación (f ₅)	6	
	Régimen termal del glaciar (f ₆)	5	
	Geometría del lago (f ₇)	4	
	Presencia de glaciares colgantes (f ₈)	5	
	Variaciones del glaciar (f ₉)	5	
	Calving (M) (f ₁₀)	2	
	Drenaje subglaciar (H) (f ₁₁)	3	
	<i>Surges</i> en el glaciar (H) (f ₁₂)	4	
	Tipo de lago (represado por hielo)	H	
Geológico	Tipo de lago (represado por morrena)	M	40 (H)/ 45 (M)
	Tipo de roca (f ₁₃)	7	
	Fracturamiento/ Discontinuidades (f ₁₄)	5	
	Geometría de la ladera (f ₁₅)	5	
	Estructuras geológicas (f ₁₆)	6	
	Ocurrencia de procesos de remoción en masa (f ₁₇)	3	
	Tipo de morrena (M) (f ₁₈)	3	
	Geometría de la represa (M) (f ₁₉)	2	
	Gradiente hidráulico en la represa (f ₂₀)	2	
	Área del circo/microcuenca (f ₂₁)	2	
	Densidad de la red de drenaje hacia el glaciar (f ₂₂)	2	
	Presencia de lagos aguas arriba (f ₂₃)	3	
	Ocurrencia de otros <i>GLOFs</i> (f ₂₄)	5	

(H) aplica solo a glaciares con lago represado por hielo. (M) aplica solo a lagos represados por morrenas

Tabla 28. Desglose de los factores condicionantes ante la ocurrencia de fenómenos *GLOFs* en lagos represados por hielo o morrenas

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	Temperatura media anual del aire: altura isoterma cero	Sobre el glaciar	7
			Al medio	5
			Bajo el glaciar	3
	Precipitación (f ₂)	Eventos de lluvia cálida sobre el glaciar	Reciente (últimos 5 años)	3
			Sin información	0
Criosférico	Existencia del lago (f ₃)	Presencia o no de un lago glaciar	Existente	8
			Sin evidencia	0
	Tipo/geometría de glaciar (f ₄)	Tipo de glaciar según su clasificación primaria (de montaña, de valle)	Glaciar de montaña	5
			Glaciar de valle	3
			Glaciarete	1
	Balance de masa y mecanismo de ablación (f ₅)	Tipo de pérdida de masa: depresiones, taludes, fragmentación, retroceso	Ablación en depresiones	6
			Ablación generalizada	5
			Sin cambios	0
			Acumulación	-2
	Régimen termal del glaciar (f ₆)	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)	Temperado	5
			Politermal	3
			Frío	1
	Geometría del lago (f ₇)	Dimensiones: área (ha)	Sin lago	0
			0-1	2
			1-10	3
			>10 ha	4
	Presencia de otros glaciares colgantes (f ₈)	Glaciares aguas arriba del glaciar en evaluación	Glaciares aguas arriba	5
			Sin glaciares aguas arriba	0
	Variaciones del glaciar (f ₉)	Avance/retroceso del glaciar en los últimos 5 años	Avance	5
			Sin cambios	3
Retroceso			0	
Calving (M) (f ₁₀)	Ocurrencia o no del proceso en el lago	Reportado	2	
		No observado	0	
Drenaje subglaciar (H) (f ₁₁)	Tipo de drenaje	2 o más salidas de agua	3	
		1 salida de agua	2	
		Sin descarga	1	
		No observado	0	
<i>Surges</i> en el glaciar (H) (f ₁₂)	Capacidad de originar un lago represado por hielo	Reportado	4	
		No observado	0	
Tipo de lago (represado por hielo) (f _H)	Supraglaciar, intraglaciar, subglaciar, marginal	Factor condicional (H)	N/A	
Geológico	Tipo de lago (represado por morrena) (f _M)	Si el lago es o no represado por una morrena del glaciar	Factor condicional (M)	N/A
	Tipo de roca (f ₁₃)	Litología y resistencia aparente según tipo de roca	Secuencias volcano-sedimentarias marinas	7
			Secuencias volcano-sedimentarias continentales/ Metamórficas pelíticas	5
			Unidades volcánicas	3
			Unidades intrusivas	2
	Fracturamiento/ Discontinuidades (f ₁₄)	Condición del macizo según el grado de fracturamiento y la presencia de discontinuidades	Favorable a deslizar	5
			Medianamente favorable	3
Poco favorable			1	
Geometría de la ladera (f ₁₅)	Pendiente promedio del talud arriba del glaciar	> 30°	5	
		15°-30°	4	

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
			< 15°	1
	Estructuras geológicas (f ₁₆)	Distancia del glaciar a fallas cercanas	Sobre la falla	6
			0-1 km	5
			1-2 km	3
			> 2 km	1
	Ocurrencia de procesos de remoción en masa (f ₁₇)	Remociones (deslizamientos, caídas de rocas) que puedan impactar el lago	Reportado	3
			No observado	0
	Tipo de morrena (M) (f ₁₈)	Terminal/frontal, marginal	Frontal/terminal	3
			Marginal	2
			Sin lago	0
	Geometría de la represa (M) (f ₁₉)	Desnivel entre la superficie del lago y el fondo de la morrena	Menor a la profundidad del lago	2
			Mayor a la profundidad del lago	1
			Sin presencia de lago	0
	Gradiente hidráulico en la represa (f ₂₀)	Existencia de un nivel freático en la represa	Reportado	2
			No observado/sin lago	0
	Área del circo/microcuenca (f ₂₁)	Superficie de drenaje aguas arriba del glaciar y lago	Mayor o igual a la mitad de área del glaciar	2
			Menor a la mitad del área del glaciar	1
			Sin superficie sobre el glaciar (llega a la divisoria)	0
	Densidad de la red de drenaje hacia el glaciar (f ₂₂)	Número de cursos de agua hacia el lago	Dos o más	2
			1 curso de agua	1
			No observado	0
	Presencia de lagos aguas arriba (f ₂₃)	Existencia de otros cuerpos de agua a mayor elevación	Reportado	3
			Sin evidencia	0
	Ocurrencia de otros GLOFs (f ₂₄)	Reportes de vaciamientos previos	Reportado	5
			Sin evidencia	0

5.2.2.5. Lahares primarios

En la Tabla 29 se presenta el máximo porcentaje otorgado a los factores condicionantes para la ocurrencia de lahares primarios según tipo de factor, mientras que en la Tabla 30 se muestran los factores desglosados en rangos cuantitativos y cualitativos según corresponda.

Tabla 29. Ponderación máxima de factores condicionantes para la evaluación de lahares primarios originados en glaciares

Tipo de factor	Factor condicionante	Porcentaje factor (%)	Porcentaje tipo (%)
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	5	10
	Precipitación (f ₂)	5	
Criosférico	Presencia de nieve (f ₃)	4	40
	Ubicación del glaciar (f ₄)	8	
	Dimensiones del glaciar (f ₅)	8	
	Pendiente del glaciar (f ₆)	4	
	Balance de masa/mecanismo de ablación (f ₇)	4	
	Cobertura detrítica del glaciar (f ₈)	4	
	Presencia de grietas (f ₉)	3	
	Régimen termal del glaciar (f ₁₀)	3	
	Hidrología del glaciar (f ₁₁)	2	
Geológico	Edificio volcánico (f ₁₂)	7	50
	Actividad volcánica reciente* (f ₁₃)	8	
	Tipo de erupción* (f ₁₄)	8	
	Caída de tefra** (f ₁₅)	5	
	Emisión de lava** (f ₁₆)	5	
	Ocurrencia de corrientes de densidad piroclástica** (f ₁₇)	8	
	Emanación de material balístico** (f ₁₈)	5	
	Actividad geotermal en el cono (f ₁₉)	4	

*Según registro histórico del volcán. **Según mapas de susceptibilidad de González *et al.* (2022), Figura 22

Tabla 30. Desglose de los factores condicionantes para la evaluación de lahares primarios

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	Temperatura media anual del aire: altura isoterma cero	Bajo el glaciar	5
			Al medio	4
			Sobre el glaciar	2
	Precipitación (f ₂)	Presencia de nieve al final del año hidrológico	Reciente (últimos 10 años)	5
			Sin información	0
Criosférico	Presencia de nieve (f ₃)	Porcentaje de superficie del glaciar con nieve	50-100	1
			10-50	3
			0-10	4
	Ubicación del glaciar (f ₄)	Distancia respecto al centro eruptivo (km)	0-1	8
			1-10	5
			> 10	1
	Dimensiones del glaciar (f ₅)	Superficie del glaciar	0-0,1 km ²	2
			0,1-1 km ²	5
			1-10 km ²	8
	Pendiente del glaciar (f ₆)	Pendiente media del glaciar	0°-15°	2
			15°-30°	3
			> 30°	4
	Balance de masa/ Mecanismo de ablación (f ₇)	Tipo de pérdida de masa (ablación diferenciada por tefra) o acumulación	Ablación generalizada	-2
			Ablación diferenciada	2
			Sin cambios	1
Acumulación			4	
			50-100	2

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
	Cobertura detrítica del glaciar (f ₈)	Porcentaje de superficie del glaciar cubierta de detritos	10-50	3
			0-10	4
	Presencia de grietas (f ₉)	Presencia y patrón de grietas	Aciculares	3
			Caóticas	2
			Normales	1
			Sin información	0
	Régimen termal del glaciar (f ₁₀)	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)	Temperado	3
			Politermal	2
			Frío	1
	Hidrología del glaciar (f ₁₁)	Presencia de agua por fusión en la base	Drenaje observable	0
			Sin evidencias	2
Geológico	Edificio volcánico (f ₁₂)	Tipo de volcán	Estratovolcán	5
			Tipo escudo	3
			Glaciar fuera del volcán	0
	Actividad volcánica reciente* (f ₁₃)	Erupciones en los últimos 50 años	Últimos 10 años	10
			Últimos 50 años	6
			Más de 50 años	2
			Glaciar fuera del volcán	0
	Tipo de erupción* (f ₁₄)	Mecanismo, estilo de erupción	Pliniana/fisural	5
			Vulcaniana	4
			Estromboliana	3
			Hawaiana	2
			Glaciar fuera del volcán	0
	Caída de tefra (f ₁₅)	Susceptibilidad de caída de ceniza**	Alto-muy alto	5
			Moderado	3
			Muy bajo-bajo	1
	Emisión de lava (f ₁₆)	Susceptibilidad de flujo de lava**	Alto-muy alto	5
			Moderado	4
			Bajo	1
			Sin información	0
	Ocurrencia de corrientes de densidad piroclástica (f ₁₇)	Susceptibilidad de flujos piroclásticos**	Alto	10
			Moderado	6
Bajo			3	
Sin información			0	
Emanación de material balístico (f ₁₈)	Susceptibilidad de caída de balísticos**	Alto	5	
		Moderado	3	
		Bajo	1	
		Sin información	0	
Actividad geotermal en el cono (f ₁₉)	Intercambio de calor con el glaciar	Reportado	5	
		Sin evidencias	1	
		Glaciar fuera del volcán	0	

*Según registro histórico del volcán. **Según mapas de susceptibilidad de González *et al.* (2022), Figura 22

5.2.3. Esquema de aplicación

Con el fin de orientar la aplicabilidad de la metodología, a continuación, en la Figura 104 se presenta un esquema generalizado con las bases metodológicas para la evaluación de susceptibilidad propuesta. Como complemento, en el capítulo Anexo se presenta un ejemplo de aplicación por fenómeno evaluado para un glaciar de cada área piloto I y II.

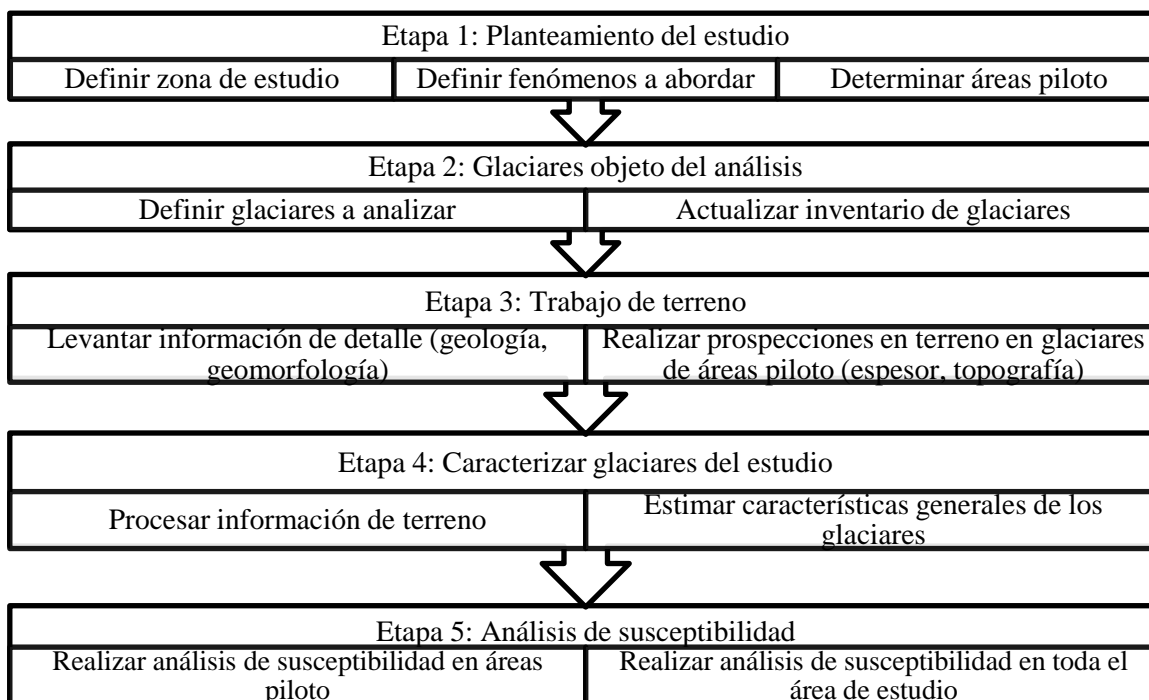


Figura 104. Esquema de aplicación del método en un área de estudio tipo

Del esquema de la Figura 104 se destaca que la mayoría de las etapas corresponde a trabajo de gabinete, mientras que solo la etapa 3 refiere a trabajo en terreno. Esto guarda relación con el hecho de que la caracterización de los glaciares se puede llevar a cabo, en gran medida, de forma remota mediante herramientas de teledetección.

No obstante, para efectos de la caracterización a nivel de áreas piloto se recomienda el levantar información en terreno tal como espesor (mediante GPR, sísmica de refracción, tomografía de resistividad eléctrica) y topografía (por medio de levantamientos con dron UAV, LiDAR u otro). Adicionalmente, es recomendable disponer de más de un levantamiento topográfico de alta resolución espacial (submétrica). De este modo, se pueden realizar análisis posteriores como estimación de velocidad superficial (a partir de la comparación de patrones morfológicos, o *feature tracking*) junto con el cálculo del balance de masa geodésico (a partir de los cambios de elevación obtenidos mediante la resta de dos modelos digitales de elevación).

6. RESULTADOS

A continuación, en los apartados siguientes se presentan los resultados obtenidos en el presente estudio. El apartado 6.1, da cuenta del inventario de movimientos en masa de origen glaciar realizado para los Andes centrales en el segmento 31°-35°S. Dichos resultados se ilustran a partir de una cartografía resumida y de forma tabulada.

En lo que respecta a los mapas de susceptibilidad, sección 6.2, estos se presentan de forma separada tanto para las áreas piloto I y II, como para toda la subsubcuenca Río Volcán. En cada caso, la cartografía refleja la susceptibilidad de movimientos en masa según los fenómenos considerados de manera independiente para cada glaciar evaluado del área de estudio.

6.1. CATASTRO DE MOVIMIENTOS EN MASA

El inventario de movimientos en masa de origen glaciar en los Andes entre los 31° y 35° S es realizado de acuerdo a la información disponible en los trabajos de Iribarren-Anacona *et al.* (2014); Falaschi *et al.* (2018b), Barr *et al.* (2018) y Kääb *et al.* (2021). Los resultados se reflejan en la Figura 105, mientras que en la Tabla 31 se presenta un resumen del catastro. Cabe destacar que los deslizamientos catastróficos, o colapsos, de glaciares y avalanchas de hielo fueron agrupados en una sola categoría. A su vez, se incluyen solo resultados de tiempos históricos, posteriores al siglo XVII.

Algunas observaciones a partir del compendio de movimientos en masa realizado:

- Solo se reportan *GLOFs* en lagos represados por glaciares en el área de estudio.
- No hay evidencias de fenómenos *GLOFs* en los últimos 35 años.
- Los *GLOFs* reportados están acotados entre 33 y 34° S.
- Glaciares con reportes de fenómenos *GLOFs* son glaciares surgentes.
- *Surges* son los fenómenos más abundantes, con 20 glaciares reportados.
- Los *surges* se distribuyen a lo largo de todo el rango latitudinal entre 32 y 34° S.
- Surgencias glaciares son más recurrentes en Argentina, con hasta 5 reportes del fenómeno en un solo glaciar (glaciar Grande del Nevado del Plomo).
- *Surge* más antiguo reportado data de fines del siglo XVIII.
- Dos deslizamientos catastróficos, Tinguiririca y Las Leñas, ocurrieron el mismo año en latitudes similares a ambos lados de la cordillera.
- Solo se reporta un evento de lahares, ubicado al sur del área de estudio en el volcán Planchón-Peteroa.

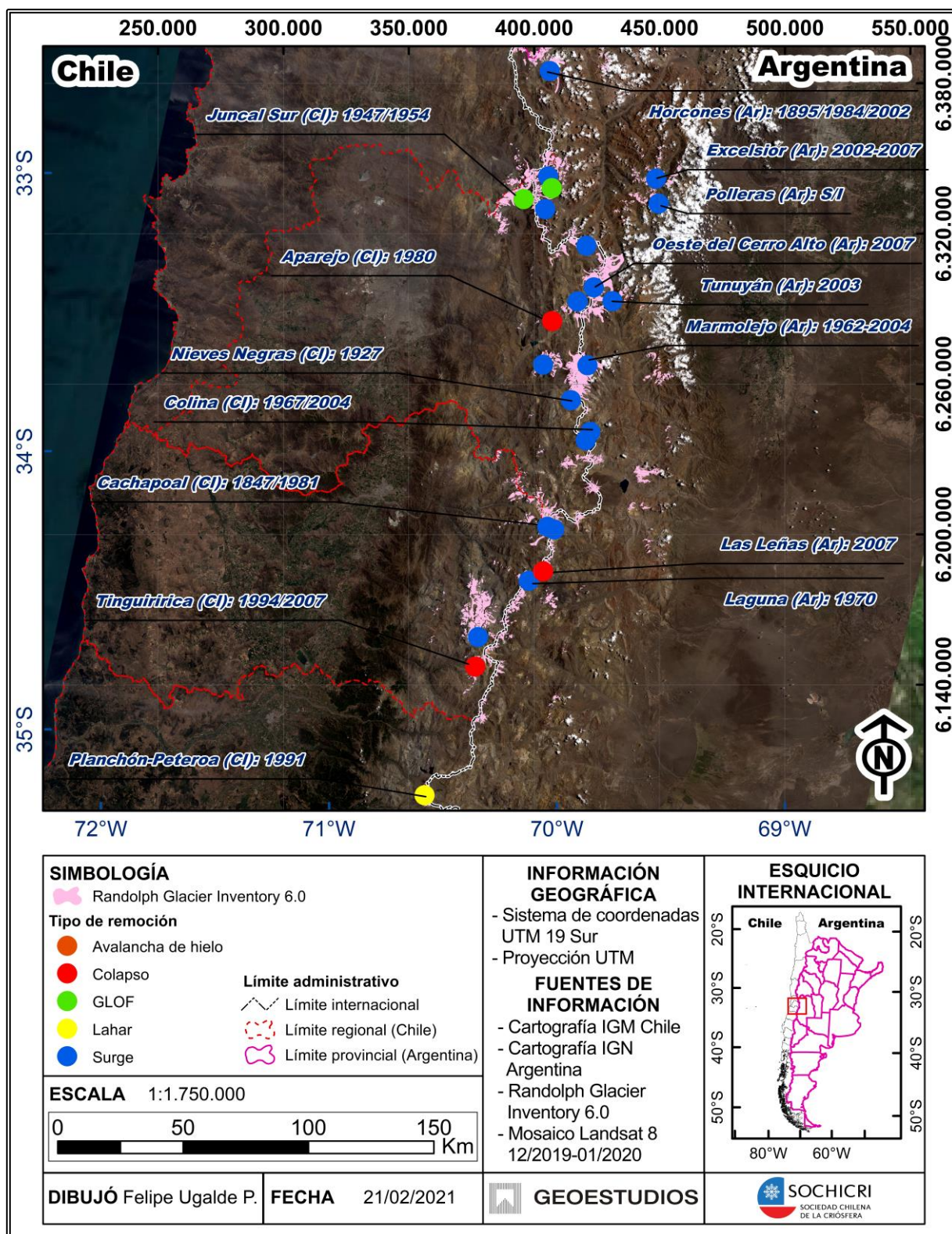


Figura 105. Inventario de movimientos en masa de origen glaciar entre 30° y 35°S. Elaboración propia

Tabla 31. Catastro de movimientos en masa de origen glaciar en los Andes centrales, 31°-35°S, de Chile y Argentina

Nombre de glaciar	País	Ubicación	Fenómeno	Año/Período	Referencia
Grande del Nevado del Plomo	Argentina	33,12°S / 70,98°O	<i>GLOF</i>	1788	
				1934	
Juncal Sur	Chile	34,39°S / 70,21°O	<i>GLOF</i>	1985	Iribarren <i>et al.</i> (2014)
				1954	
Cachapoal	Chile	34,31°S / 70,03°O	<i>GLOF</i>	1847	
				1981	
Barroso	Argentina	34,32°S / 70,00°O	<i>Surge</i>	1986-2015	
				1967-1976	
Colina	Chile	33,97°S / 69,84°O	<i>Surge</i>	2004-2013	
				1986-2015	
Colina Sur	Chile	34,00°S / 69,86°O	<i>Surge</i>	1848	
				2004-2015	
Cachapoal	Chile	34,31°S / 70,03°O	<i>Surge</i>	1848	
				2004-2015	
Loma Larga	Chile	33,69°S / 69,96°O	<i>Surge</i>	1962-1976	
				2004-2007	
Marmolejo	Chile	33,73°S / 69,85°O	<i>Surge</i>	1895-1924	
				1984-1990	
Horcones Inferior	Argentina	32,67°S / 70,00°O	<i>Surge</i>	2002-2007	
				1910	
Grande del Juncal	Argentina	33,05°S / 70,08°O	<i>Surge</i>	1934-1955	Falaschi <i>et al.</i> (2018b)
				1962-1974	
Oeste del Cerro Alto	Argentina	33,45°S / 69,82°O	<i>Surge</i>	2006-2011	
				2007-2012	
Sierra Bella	Chile	33,30°S / 69,85°O	<i>Surge</i>	1998-2012	
				2003-2007	
Tunuyán	Argentina	33,50°S / 69,74°O	<i>Surge</i>	2000-2007	
				2000-2007	
Excelsior	Argentina	33,06°S / 69,55°O	<i>Surge</i>	1943	
				1947	
Universidad	Chile	34,39°S / 70,21°O	<i>Surge</i>	1927	
				1970-1982	
Juncal Sur	Chile	34,39°S / 70,21°O	<i>Surge</i>	1927	
				1970-1982	
Nieves Negras	Chile	33,49°S / 69,54°O	<i>Surge</i>	1927	
				1970-1982	
Laguna	Argentina	34,29°S / 70,06°O	<i>Surge</i>	1970-1982	
				1986-1991	
Innominado	Argentina	33,09°S / 70,03°O	<i>Surge</i>	1986-1991	Falaschi <i>et al.</i> (2018b)
				1786	
Grande del Nevado del Plomo	Argentina	33,12°S / 70,98°O	<i>Surge</i>	1786	

Nombre de glaciar	País	Ubicación	Fenómeno	Año/Período	Referencia
Grande del Nevado del Plomo				1912-1934	
				1962-1974	
				1984	
				2004-2007	
Río Museo	Chile	33,50°S / 69,89°O	<i>Surge</i>	1935	
Polleras	Chile	33,15°S / 69,54°O	<i>Surge</i>	S/I	
			Deslizamiento	1994	
Tinguiririca*	Chile	34,81°S / 70,35°O	catastrófico/Avalancha de hielo	2006/2007	Iribarren <i>et al.</i> (2014)
Aparejo	Chile	33,57°S / 70,00°O	Deslizamiento catastrófico	1980	Marangunic (1997)
Las Leñas	Argentina	34,47°S / 70,05°O	Deslizamiento catastrófico	2007	Falaschi <i>et al.</i> (2018c)
Planchón-Peteroa	Chile	35,27°S / 70,58°O	Lahares	1991	Barr <i>et al.</i> (2018)

*Figura tanto como avalancha de hielo y deslizamiento catastrófico en la literatura (Schneider *et al.*, 2011; Iribarren-Anacona *et al.*, 2014; Evans y Delaney, 2021).

6.2. MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD

A continuación, se presentan los mapas de susceptibilidad resultantes para cada fenómeno evaluado a nivel de área piloto y para toda la subsubcuenca Río Volcán. Como fuera resumido en la Tabla 1, en el área piloto I se abordan los fenómenos *GLOFs*, avalanchas de hielo y *surges*, mientras que en el área piloto II se evalúan los procesos *surge*, deslizamientos catastróficos de glaciares y, además, lahares.

6.2.1. Área piloto I

De acuerdo con lo señalado en la Tabla 1, en el área piloto I se evaluaron los glaciares El Morado y Loma Larga. De forma complementaria, se incluyeron los glaciaretos aledaños al glaciar El Morado junto con el glaciar Muñiri (código IPG2022_v1 CL105702008), por encontrarse en medio de los dos cuerpos principales.

En la Tabla 32 se presentan los índices de susceptibilidad obtenidos para cada glaciar evaluado en el área piloto I según los distintos fenómenos analizados. El detalle de la ponderación resultante para cada factor se presenta en el capítulo Anexo.

Tabla 32. Índices de susceptibilidad obtenidos para el área piloto I

Nombre	Código IPG2022_v1	Avalanchas de hielo	<i>Surges</i>	<i>GLOFs</i>
El Morado	CL105702007A	82	45	43
El Morado	CL105702007B	60	44	69
El Morado	CL105702007C	50	43	43
Muñiri	CL105702008	61	49	75
S/N	CL105702009A	42	39	22
Loma Larga	CL105702016A	60	74	72

En la Figura 106, Figura 107 y Figura 108 se presenta el resultado del análisis de susceptibilidad aplicado a avalanchas de hielo, *surges* y fenómenos *GLOFs*, respectivamente, en el área piloto I.

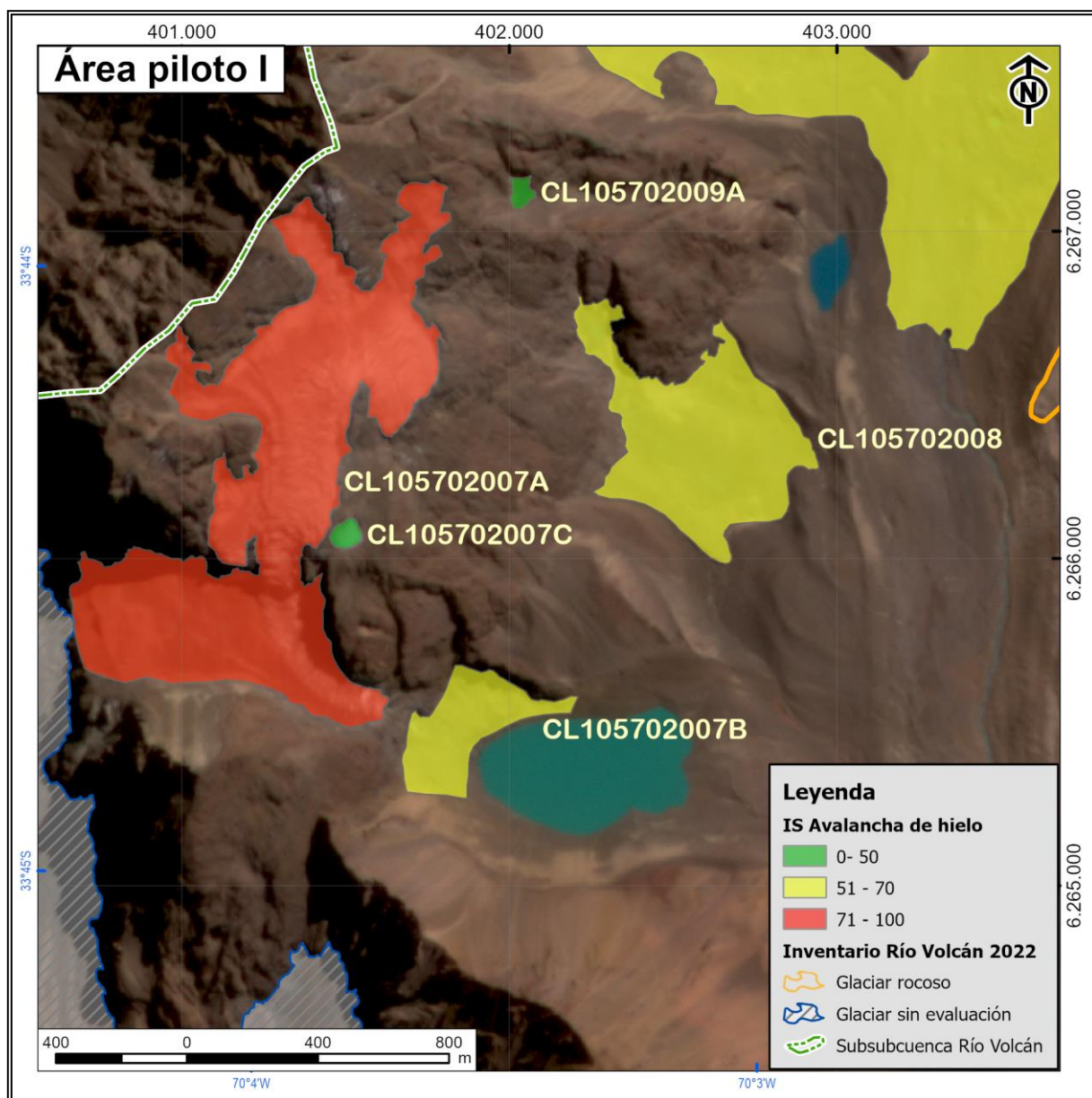


Figura 106. Índice de Susceptibilidad avalanchas de hielo área piloto I

De la Figura 106 se desprende que sólo el cuerpo principal del glaciar El Morado (CL105702007A) poseería un alto grado de susceptibilidad ante avalanchas de hielo, al tiempo que el cuerpo inferior del glaciar El Morado (CL105702007B), Loma Larga (CL105702016A) y Muñiri (CL105702008) poseerían susceptibilidad media y, finalmente, los dos glaciaretos aledaños al glaciar El Morado (CL105702007C y CL105702009A) calificarían como susceptibilidad baja. Lo anterior es consistente con la ocurrencia de avalanchas de hielo constatadas para el glaciar El Morado (Figura 102), con susceptibilidad alta, junto con el régimen termal frío para el glaciar CL105702009A, con susceptibilidad baja, además de la baja pendiente promedio del glaciarete derivado del glaciar El Morado (CL105702007C), con un valor aproximado de 24° (susceptibilidad baja).

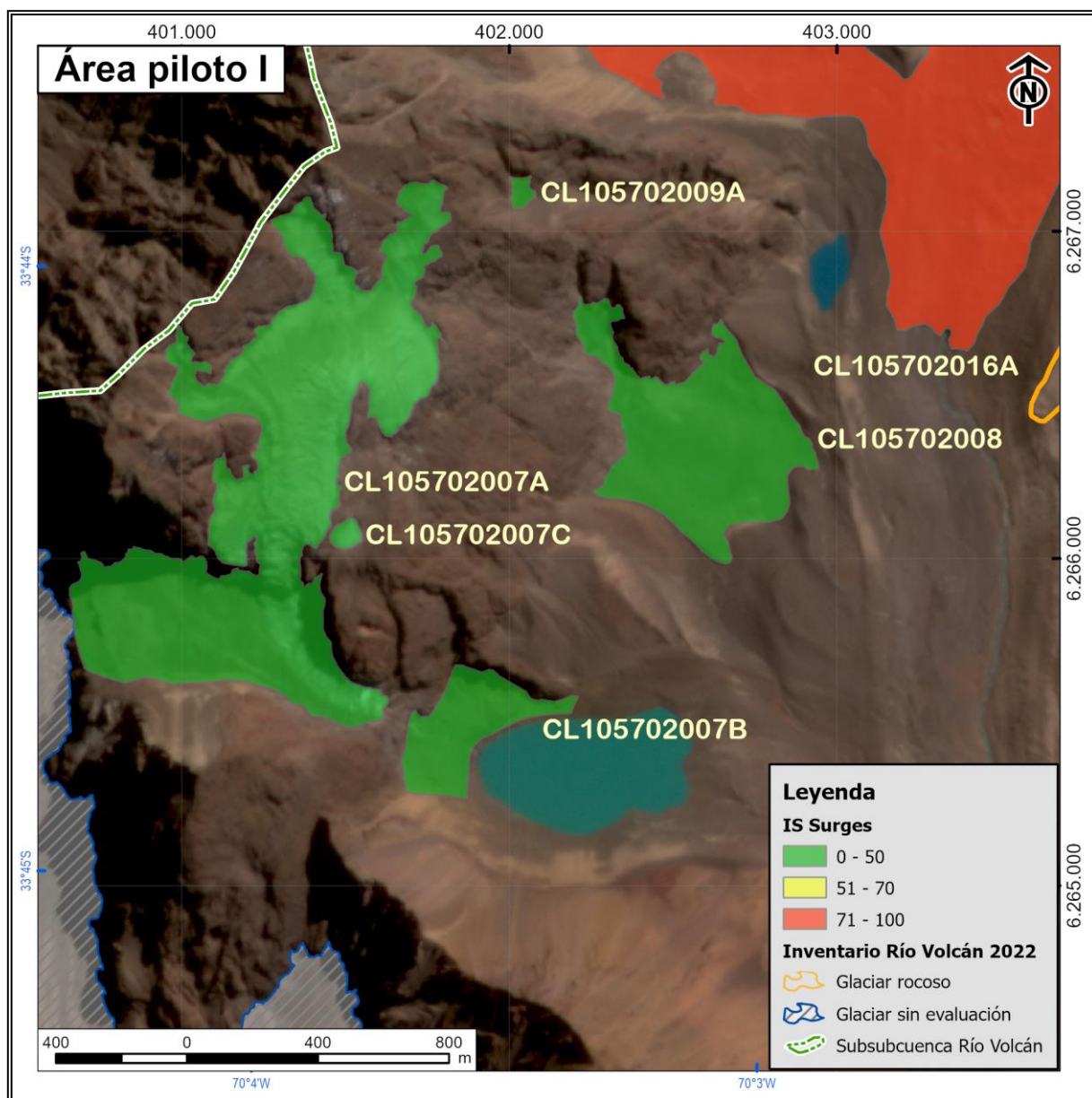


Figura 107. Índice de Susceptibilidad surges área piloto I

En la Figura 107 se aprecia que el único cuerpo con susceptibilidad alta ante fenómenos *surges* corresponde al glaciar Loma Larga (CL105702016A), lo cual es coherente con el engrosamiento que el glaciar ha experimentado hacia su frente desde el año 2000 en adelante (Figura 93, Figura 94 y Figura 95), junto con la aceleración evidenciada en el glaciar entre los años 2014 y 2018 (Figura 92), además de los diversos reportes en la literatura (Falaschi *et al.*, 2018b; Farías-Barahona *et al.*, 2020a). Por el contrario, el resto de los glaciares del área piloto I, El Morado (CL105702007A), Muñiri (CL105702008) además de los otros cuerpos aledaños, poseen una susceptibilidad baja ante fenómenos *surges* dado el tipo y geometría del glaciar por tratarse de glaciares de montaña y glaciaretos de menores dimensiones, 0,01 a 0,76 km², confinados en y bajo el macizo del cerro El Morado y sujetos a una ablación generalizada (Figura 93, Figura 94 y Figura 95).

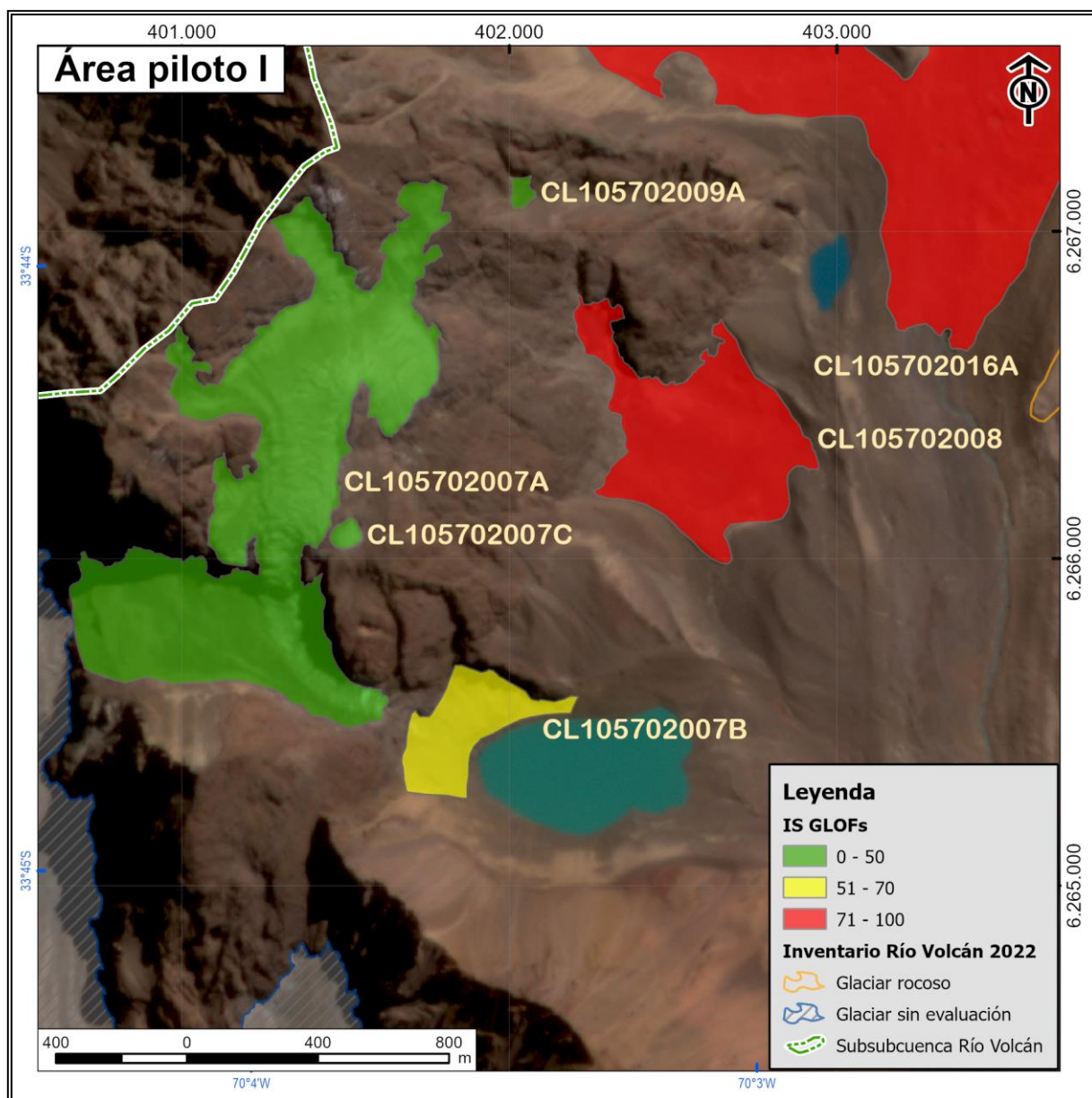


Figura 108. Índice de Susceptibilidad *GLOFs* área piloto I

En la Figura 108 es posible observar cómo dos de los tres glaciares del área piloto I poseen susceptibilidad alta ante vaciamientos súbitos de lagos de origen glaciar. Este es el caso de los glaciares Loma Larga (CL105702016A) y Muñiri (CL105702008). En el primer caso, es clara la presencia una red de lagos supraglaciares (Figura 59), mientras que en el caso del glaciar Muñiri ya se ha reportado un vaciamiento súbito como parte de este estudio (Figura 101). En el caso del cuerpo inferior del glaciar El Morado (CL105702007B), correspondiente a un glaciarete dada su superficie de 9,5 ha, este posee susceptibilidad media cercana al umbral de susceptibilidad alta (IS igual a 69), lo que está dado por la existencia del lago proglaciar homónimo analizado en detalle en el estudio de Farías-Barahona *et al.* (2020b). Los cuerpos restantes poseen baja susceptibilidad al estar dispuestos en su totalidad en lo alto del cerro El Morado con una geometría colgante (en el caso del glaciar El Morado) y baja extensión, 0,01 km² para el caso de los dos glaciaretes, CL105702007C y CL105702009A. Ello impide el desarrollo de lagos en su frente y superficie.

6.2.2. Área piloto II

Como se indicara en la Tabla 1, en el área piloto II se evaluó la susceptibilidad de movimientos en masa de origen glaciar en el glaciar Nieves Negras. Además, se incluyeron 5 cuerpos aledaños que comprenden la microcuenca en la cara sur del volcán San José.

En la Tabla 33 se presentan los índices de susceptibilidad obtenidos para cada glaciar evaluado en el área piloto II según los distintos fenómenos evaluados, mientras que el detalle de la ponderación resultante para cada factor se presenta en el capítulo Anexo.

Tabla 33. Índices de susceptibilidad obtenidos para el área piloto II

Nombre	Código IPG2022_v1	<i>Surges</i>	Deslizamientos catastróficos	Lahares
S/N	CL105702063	50	45	50
S/N	CL105702064	70	73	54
S/N	CL105702065	41	26	52
Nieves Negras	CL105702067	61	51	75
S/N	CL105702068	49	25	53
S/N	CL105702070	32	21	49

Sigue que, análogo al área piloto I, en la Figura 109, Figura 110 y Figura 111 se presenta el resultado del análisis de susceptibilidad aplicado a *surges*, deslizamientos catastróficos y lahares primarios, respectivamente, en el área piloto II.

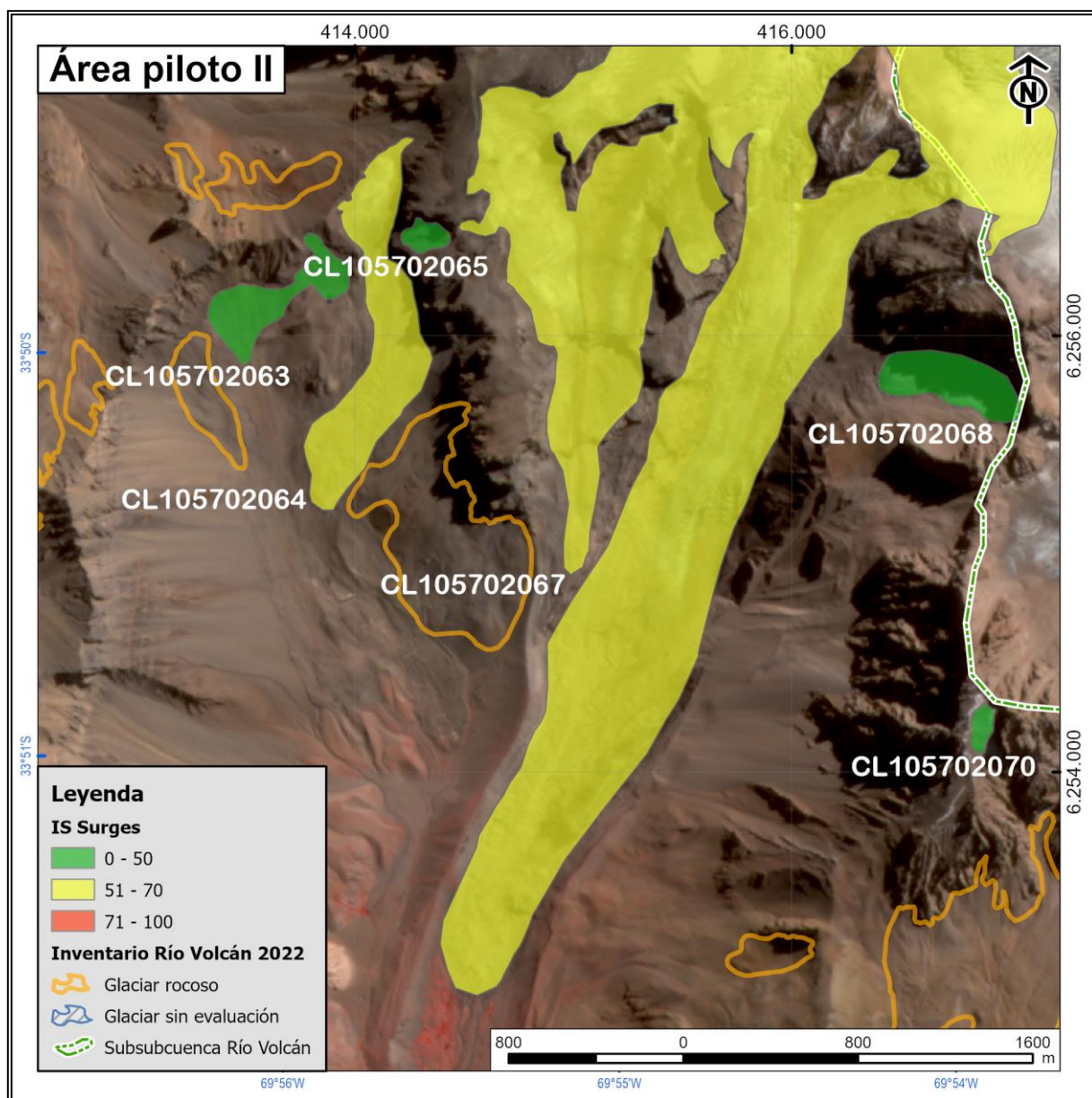


Figura 109. Índice de Susceptibilidad *surges* área piloto II

De la Figura 109 se desprende, en primera instancia, que no hay glaciares con susceptibilidad alta ante fenómenos *surges* en el área piloto II. Por otro lado, los dos glaciares con susceptibilidad media, Nieves Negras (CL105702067) y CL105702064 se caracterizan por su geometría alargada en su zona inferior (de la mano con la categorización de glaciar de valle en el caso del glaciar Nieves Negras) y sumado a una zona de acumulación con un desnivel cercano al 50% del rango altitudinal en ambos casos. A su vez, se reporta la ocurrencia de un *surge* en el glaciar Nieves Negras para el año 1927 de acuerdo a Lliboutry (1956). Los otros cuatro glaciares no rocosos del área piloto II (CL105702063, CL105702065, CL105702068 y CL105702070) corresponden en su totalidad a glaciaretos confinados en lo alto de los filos rocosos que circundan la cara sur del volcán San José y se encuentran sujetos a una ablación generalizada en toda su extensión (Figura 94). Cabe señalar que los glaciares sin cálculo de IS corresponden a glaciares rocosos cuya evaluación no fue considerada en el presente estudio.

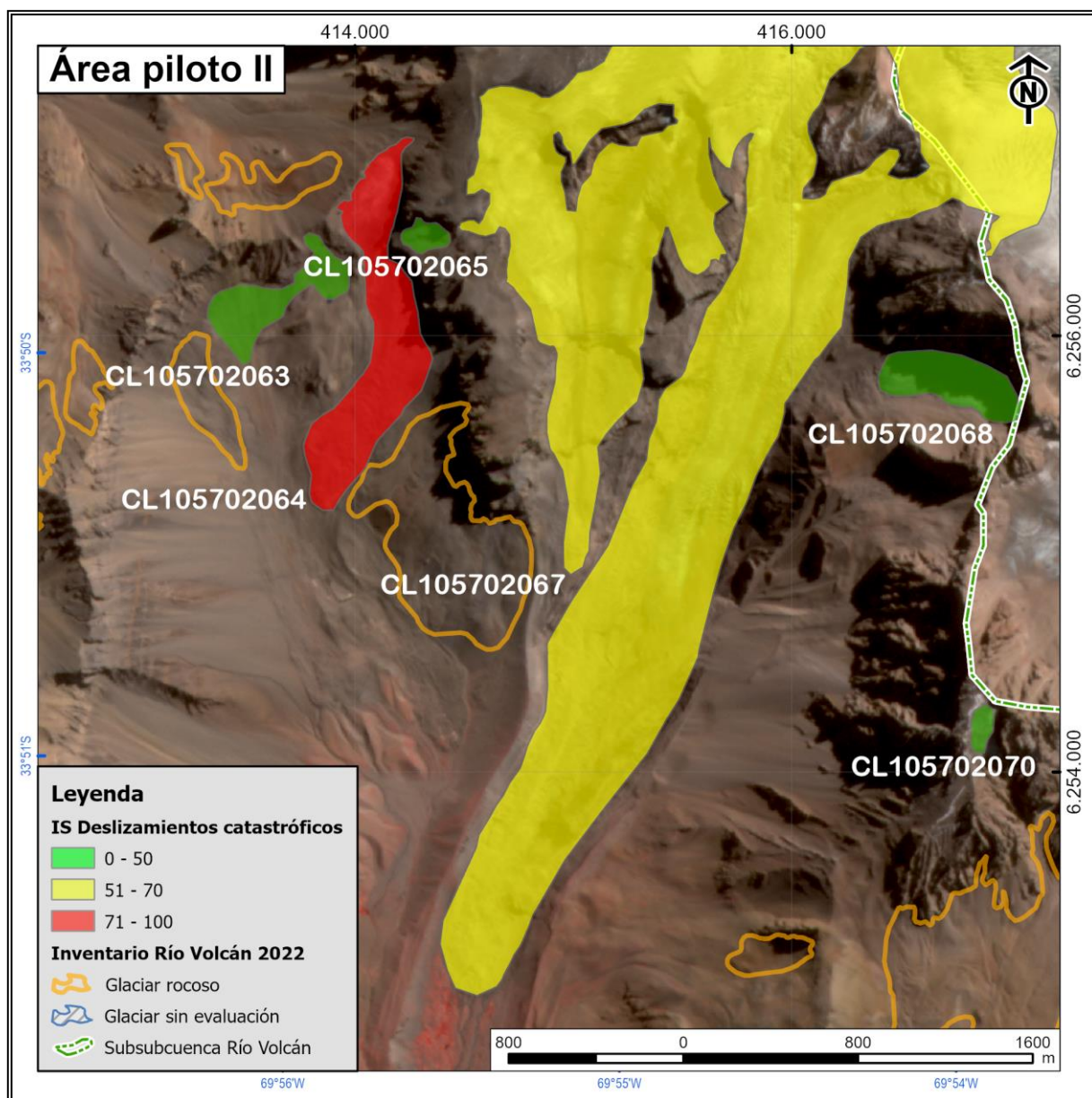


Figura 110. Índice de Susceptibilidad deslizamientos catastróficos área piloto II

En la Figura 110 es posible apreciar que un solo glaciar posee susceptibilidad alta ante deslizamientos catastróficos, o colapsos, correspondiente al glaciar CL105702064. Esto está dado, principalmente, por la pendiente promedio del glaciar, cercana a 20° , sumado a un lecho débil y erodable constituido en su mayoría por rocas de la Formación Lo Valdés. En el caso de la susceptibilidad media, solo el glaciar Nieves Negras (CL105702067) posee ese grado, atribuido en parte a su porción inferior de baja pendiente, inferior a 20° , que rellena el valle del mismo nombre. Análogo al caso de los *surges*, los 4 glaciaretos del área piloto II (CL105702063, CL105702065, CL105702068 y CL105702070) no reúnen condiciones geométricas que permitan que sean susceptibles ante deslizamientos catastróficos, por lo que su susceptibilidad es baja ante dicho fenómeno. Finalmente, los glaciares sin cálculo de IS corresponden a glaciares rocosos, los cuales no fueron considerados en el presente estudio.

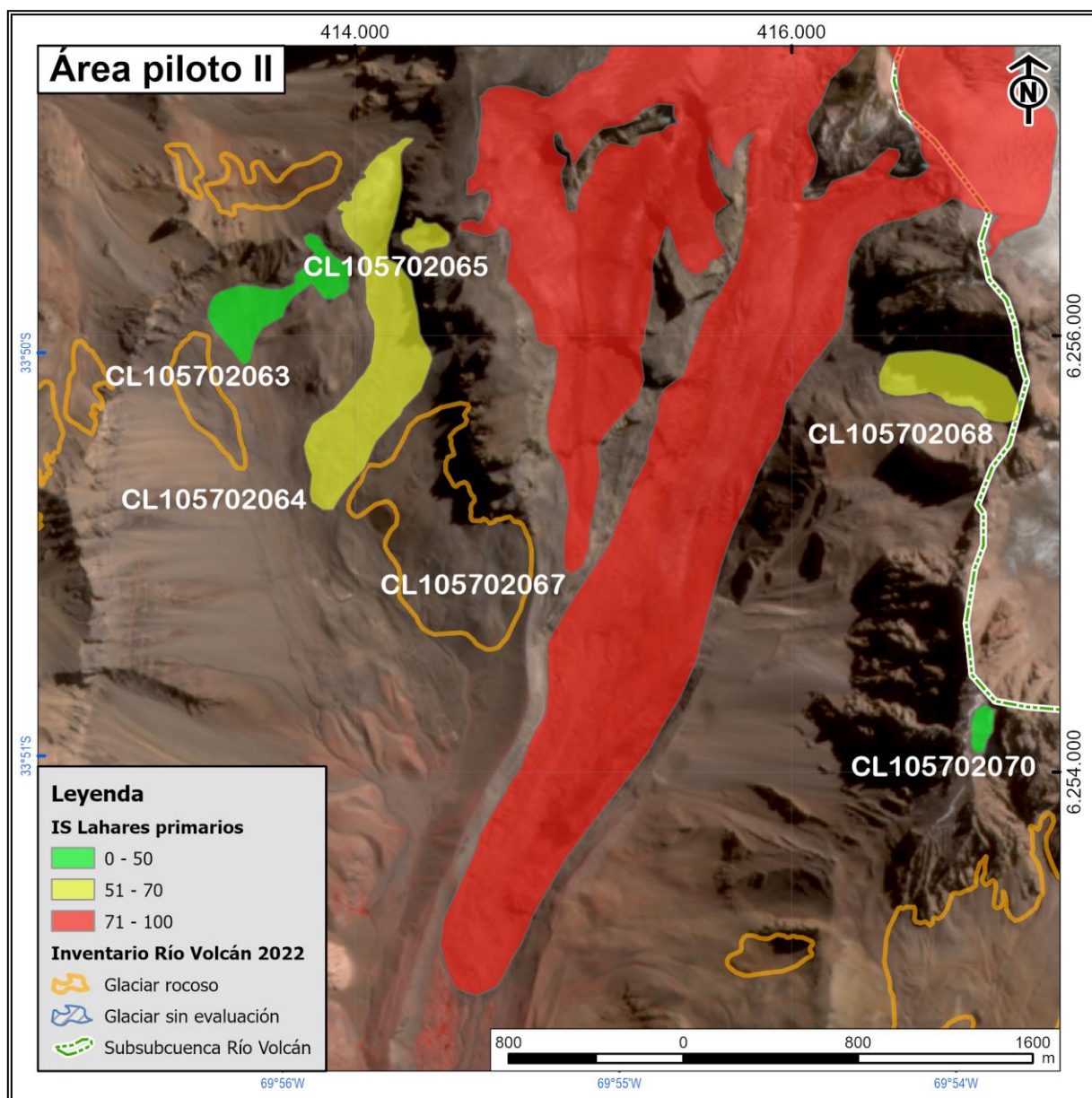


Figura 111. Índice de Susceptibilidad lahares primarios área piloto II

En el caso de la susceptibilidad ante la generación de lahares primarios, de la Figura 111 se desprende que solo el glaciar Nieves Negras (CL105702067) posee alta susceptibilidad dada por su ubicación, cercanía al centro eruptivo más al sur del volcán (Figura 22) y, principalmente, por el volumen estimado del glaciar estimado en $0,4 \text{ km}^3$ con fórmula paramétrica (sección 4.4.1). En el caso de los 3 cuerpos con susceptibilidad media (CL105702064, CL105702065 y CL105702068), el grado de susceptibilidad está influenciado en gran medida a la cercanía de los cuerpos al macizo volcánico sumado a su exposición a productos volcánicos como caída de ceniza e impactos balísticos. En esa misma línea, los dos glaciaretos más distantes en el área piloto II (CL105702063 y CL105702070) poseen una susceptibilidad baja dado su bajo volumen y menor exposición a los productos propensos a ser emanados por el volcán de acuerdo a la modelación del proyecto SIGMA (González *et al.*, 2022). Los glaciares sin evaluación corresponden a glaciares rocosos cuyo análisis escapa al alcance de este estudio.

6.2.3. Subsubcuenca Río Volcán

Para la visualización de los resultados a nivel de la subsubcuenca Río Volcán se escoge una escala 1:120.000. Esta permite reflejar la susceptibilidad determinada para 69 de los 70 glaciares evaluados.

Cabe señalar que solo el glaciar CL105702115 queda fuera del despliegue presentado. Este cuerpo se ubica al extremo sur del área de estudio y su superficie de 0,4 ha no permite su visualización en la escala seleccionada. El resultado de su análisis de susceptibilidad es bajo para todos los fenómenos evaluados, con valores entre 21 y 41, correspondiente a deslizamientos catastróficos y avalanchas de hielo, respectivamente, como se presenta en detalle en el capítulo Anexo.

La presentación de los resultados se realiza de forma separada para cada fenómeno. A su vez, se da cuenta del número de glaciares determinados para cada rango de susceptibilidad y se identifican aquellos cuerpos cuyo resultado es de IS mayor a 50, vale decir, susceptibilidad media a alta.

6.2.3.1. *Avalanchas de hielo*

En la Tabla 34 se resumen los resultados del análisis de susceptibilidad ante avalanchas de hielo originadas en glaciares en la subsubcuenca Río Volcán. La distribución de los mismos a lo largo del área de estudio se presenta en la Figura 112.

Tabla 34. Resumen de resultados de IS obtenidos ante avalanchas de hielo originadas en glaciares en el área de estudio

Susceptibilidad	Número de glaciares	Mínimo IS	Máximo IS	Promedio IS	Rango IS
Baja	32	29	50	42,5	21
Media	34	51	68	57,1	17
Alta	4	72	82	77,0	10

De la Tabla 34 se desprende que, de los 70 glaciares evaluados, 38 poseen un IS superior a 50. Ello implica que el 54,3% de los glaciares “blancos” del área de estudio poseen susceptibilidad media-alta ante la ocurrencia de avalanchas de hielo. La identificación de dichos glaciares con IS superior a 50 se presenta en la Tabla 35.

Tabla 35. Glaciares con IS > 50. Avalanchas de hielo originadas en glaciares

Código glaciar	Nombre	Clasificación primaria	IS
CL105702003A	S/N	Glaciarete	77
CL105702004	San Francisco	Glaciar de montaña	55
CL105702005	S/N	Glaciarete	68
CL105702006	Mirador del Morado	Glaciarete	54
CL105702007A	El Morado	Glaciar de montaña	82
CL105702007B	El Morado	Glaciarete	60
CL105702008	Muñiri	Glaciar de montaña	61
CL105702012	S/N	Glaciarete	72

Código glaciar	Nombre	Clasificación primaria	IS
CL105702013	S/N	Glaciar de montaña	78
CL105702016A	Loma Larga A	Glaciar de valle	59
CL105702016B	Loma Larga B	Glaciarete	57
CL105702017	S/N	Glaciar de montaña	52
CL105702020	Cortaderas	Glaciar de valle	61
CL105702022A	S/N	Glaciar de montaña	52
CL105702022B	S/N	Glaciarete	57
CL105702027B	S/N	Glaciarete	63
CL105702034A	Marmolejo A	Glaciar de valle	53
CL105702040A	Volcán San José	Glaciar de montaña	60
CL105702040B	Volcán San José	Glaciar de montaña	61
CL105702042	Volcán San José	Glaciar de montaña	63
CL105702044	S/N	Glaciarete	52
CL105702045	Volcán San José	Glaciarete	51
CL105702046A	S/N	Glaciar de montaña	61
CL105702051	S/N	Glaciarete	54
CL105702055A	S/N	Glaciar de montaña	53
CL105702055B	S/N	Glaciarete	54
CL105702055E	S/N	Glaciarete	51
CL105702060A	S/N	Glaciar de montaña	55
CL105702063	S/N	Glaciarete	58
CL105702065	S/N	Glaciarete	59
CL105702067	Nieves Negras	Glaciar de valle	51
CL105702068	S/N	Glaciarete	59
CL105702070	S/N	Glaciarete	55
CL105702076	S/N	Glaciarete	57
CL105702109	S/N	Glaciarete	61
CL105702152	S/N	Glaciarete	53
CL105702173	S/N	Glaciarete	64
CL105702202	S/N	Glaciarete	56

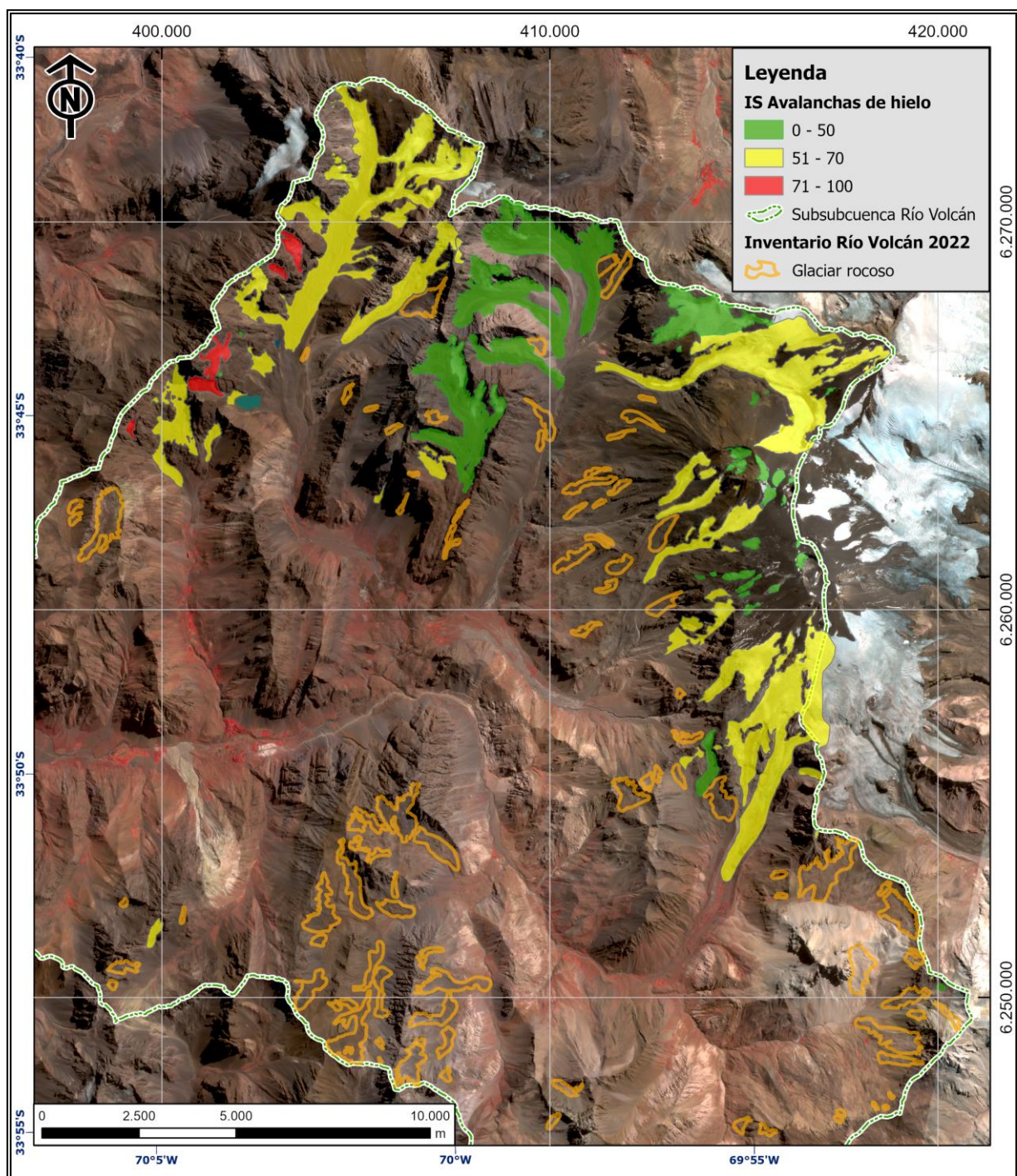


Figura 112. Índice de Susceptibilidad de avalanchas de hielo en la subsubcuenca Río Volcán

6.2.3.2. Surges

En la Tabla 36 se resumen los resultados del análisis de susceptibilidad ante avalanchas de hielo originadas en glaciares en la subsubcuenca Río Volcán. La distribución de los mismos a lo largo del área de estudio se presenta en la Figura 113.

Tabla 36. Resumen de resultados de IS obtenidos ante fenómenos *surge* en el área de estudio

Susceptibilidad	Número de glaciares	Mínimo IS	Máximo IS	Promedio IS	Rango IS
Baja	58	29	50	38,6	21
Media	11	51	70	56,2	19
Alta	1	74	74	74	N/A

De la Tabla 36 se desprende que, de los 70 glaciares evaluados, 12 poseen un IS superior a 50. Ello supone que el 17,1% de los glaciares “blancos” del área de estudio poseen susceptibilidad media-alta ante la ocurrencia de fenómenos *surges*. La identificación de dichos glaciares con IS superior a 50 se presenta en la Tabla 37.

Tabla 37. Glaciares con IS > 50. Fenómenos *surge*

Código glaciar	Nombre	Clasificación primaria	IS
CL105702004	San Francisco	Glaciar de montaña	54
CL105702006	Mirador del Morado	Glaciarete	51
CL105702016A	Loma Larga A	Glaciar de valle	74
CL105702016C	Loma Larga C	Glaciarete	53
CL105702020	Cortaderas	Glaciar de valle	57
CL105702024A	Mesoncito	Glaciar de montaña	51
CL105702027A	S/N	Glaciar de valle	53
CL105702028A	S/N	Glaciar de valle	58
CL105702028B	S/N	Glaciar de valle	52
CL105702034A	Marmolejo A	Glaciar de valle	58
CL105702064	S/N	Glaciar de montaña	70
CL105702067	Nieves Negras	Glaciar de valle	61

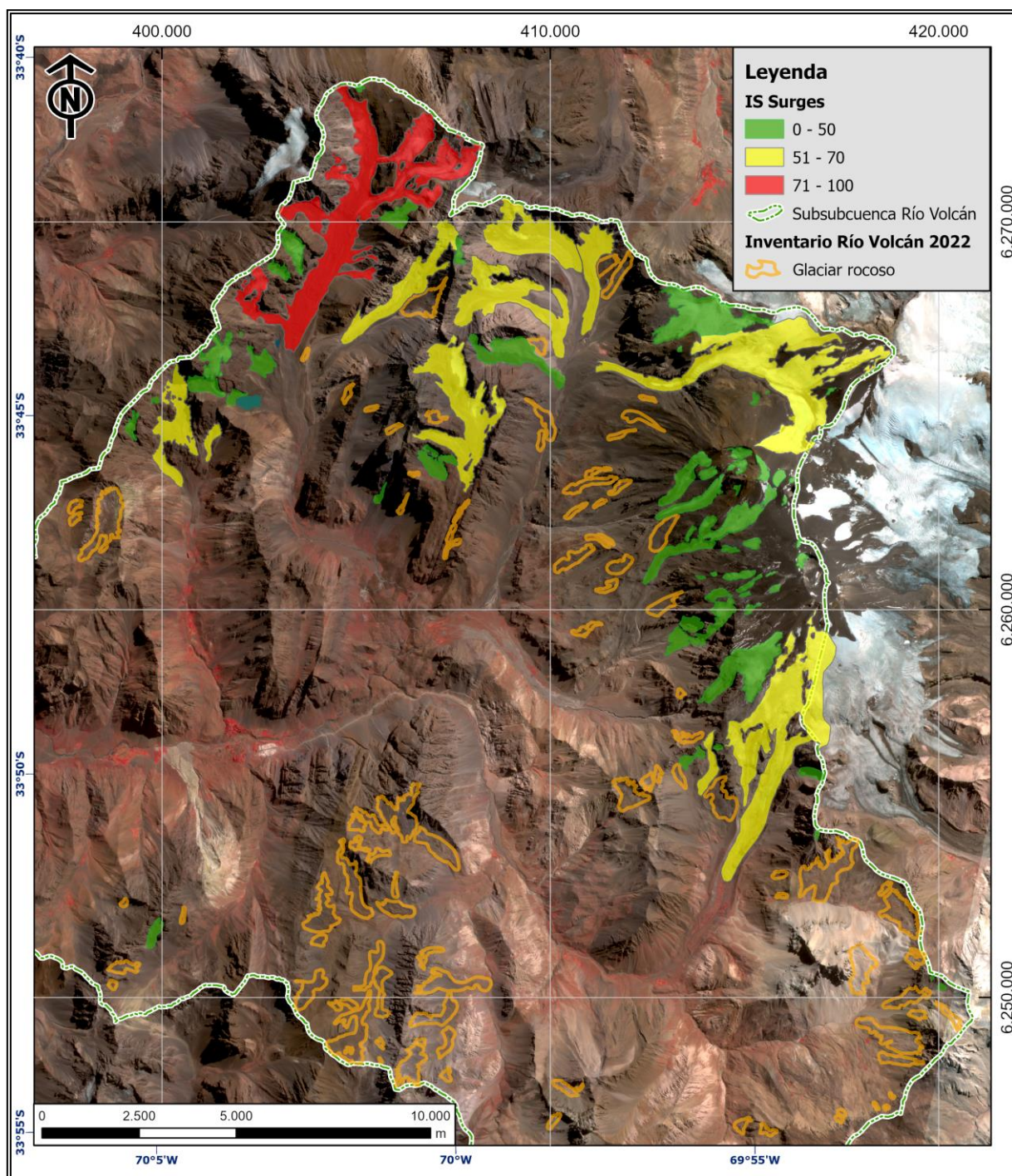


Figura 113. Índice de Susceptibilidad de *surges* en la subsubcuenca Río Volcán

6.2.3.3. Deslizamientos catastróficos

En la Tabla 38 se resumen los resultados del análisis de susceptibilidad ante avalanchas de hielo originadas en glaciares en la subsubcuenca Río Volcán. La distribución de los mismos a lo largo del área de estudio se presenta en la Figura 114.

Tabla 38. Resumen de resultados de IS obtenidos ante deslizamientos catastróficos de glaciares en el área de estudio

Susceptibilidad	Número de glaciares	Mínimo IS	Máximo IS	Promedio IS	Rango IS
Baja	61	16	48	31,8	32
Media	7	51	60	55,1	9
Alta	2	73	73	73	N/A

De la Tabla 38 se desprende que, de los 70 glaciares evaluados, 9 poseen un IS superior a 50. Ello implica que el 12,9% de los glaciares “blancos” del área de estudio poseen susceptibilidad media-alta ante deslizamientos catastróficos. La identificación de dichos glaciares con IS superior a 50 se presenta en la Tabla 39.

Tabla 39. Glaciares con IS > 50. Deslizamientos catastróficos

Código glaciar	Nombre	Clasificación primaria	IS
CL105702004	San Francisco	Glaciar de montaña	60
CL105702016A	Loma Larga A	Glaciar de valle	73
CL105702020	Cortaderas	Glaciar de valle	53
CL105702024A	Mesoncito	Glaciar de montaña	51
CL105702028A	S/N	Glaciar de valle	58
CL105702028B	S/N	Glaciar de valle	53
CL105702034A	Marmolejo A	Glaciar de valle	60
CL105702064	S/N	Glaciar de montaña	73
CL105702067	Nieves Negras	Glaciar de valle	51

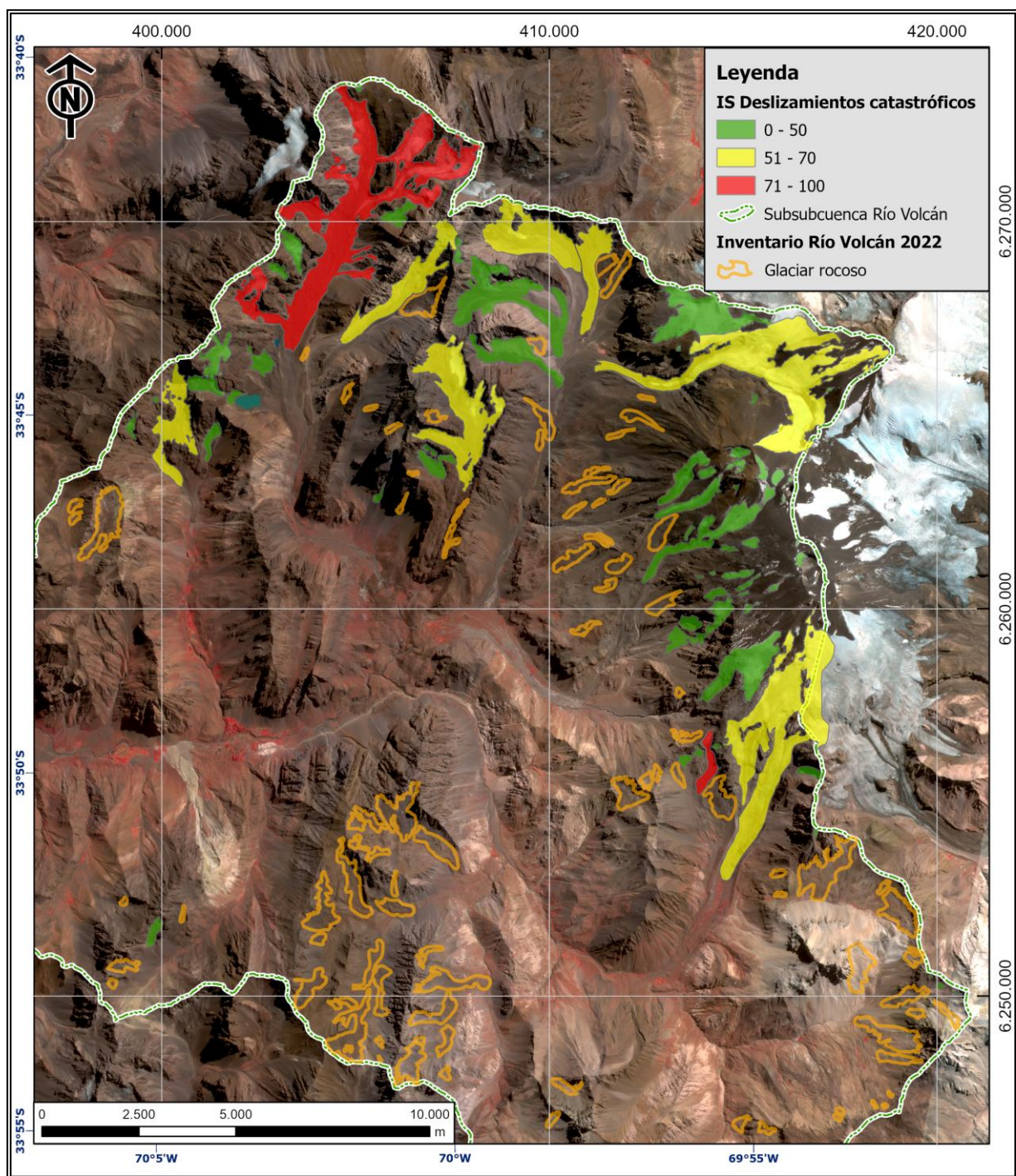


Figura 114. Índice de Susceptibilidad de deslizamientos catastróficos de glaciares en la subsubcuena Río Volcán

6.2.3.4. GLOFs

En la Tabla 40 se resumen los resultados del análisis de susceptibilidad ante vaciamientos súbitos de lagos glaciares en la subsubcuenca Río Volcán. La distribución de los mismos a lo largo del área de estudio se presenta en la Figura 115.

Tabla 40. Resumen de resultados de IS obtenidos ante GLOFs en el área de estudio

Susceptibilidad	Número de glaciares	Mínimo IS	Máximo IS	Promedio IS	Rango IS
Baja	59	12	46	29,8	34
Media	9	53	69	58,6	16
Alta	2	72	75	73,3	3

De la Tabla 40 se desprende que, de los 70 glaciares evaluados, 11 poseen un IS superior a 50. Ello permite establecer que el 15,7% de los glaciares “blancos” del área de estudio poseen susceptibilidad media-alta ante la ocurrencia de GLOFs. La identificación de dichos glaciares con IS superior a 50 se presenta en la Tabla 41.

Tabla 41. Glaciares con IS > 50. Vaciamientos súbitos de lagos glaciares

Código glaciar	Nombre	Clasificación primaria	IS
CL105702004	San Francisco	Glaciar de montaña	53
CL105702007B	El Morado	Glaciarete	69
CL105702008	Muñiri	Glaciar de montaña	75
CL105702016A	Loma Larga A	Glaciar de valle	72
CL105702020	Cortaderas	Glaciar de valle	62
CL105702022A	S/N	Glaciar de montaña	60
CL105702024A	Mesoncito	Glaciar de montaña	56
CL105702025	S/N	Glaciar de valle	56
CL105702063	S/N	Glaciarete	57
CL105702064	S/N	Glaciar de montaña	58
CL105702067	Nieves Negras	Glaciar de valle	56

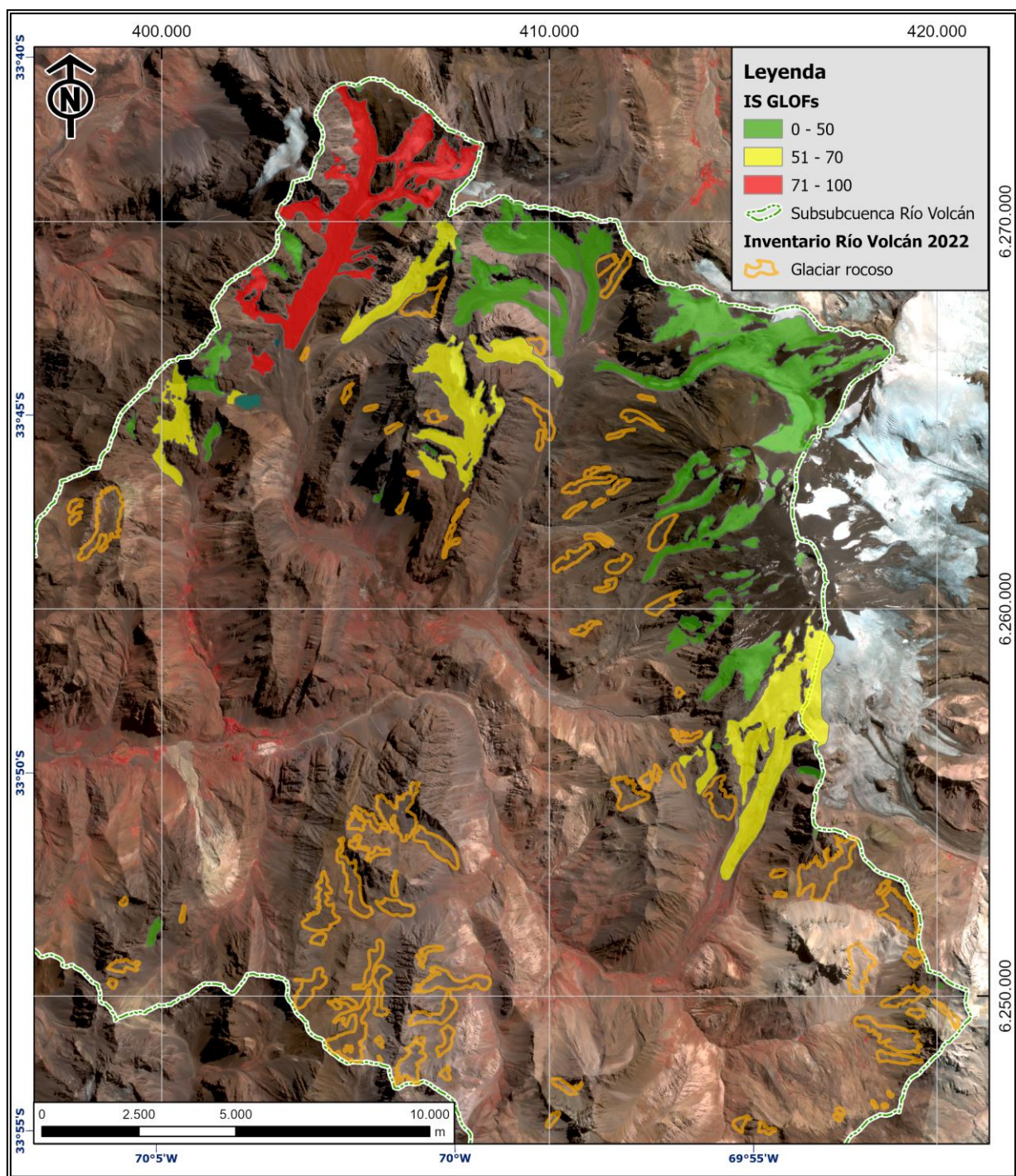


Figura 115. Índice de Susceptibilidad de *GLOFs* en la subsubcuenca Río Volcán

6.2.3.5. Lahares

En la Tabla 42 se resumen los resultados del análisis de susceptibilidad ante lahares primarios originadas en glaciares en la subsubcuenca Río Volcán. La distribución de los mismos a lo largo del área de estudio se presenta en la Figura 116.

Tabla 42. Resumen de resultados de IS obtenidos ante lahares primarios en el área de estudio

Susceptibilidad	Número de glaciares	Mínimo IS	Máximo IS	Promedio IS	Rango IS
Baja	33	22	50	31,8	28
Media	18	52	70	61,4	18
Alta	19	71	80	73,1	11

De la Tabla 42 se desprende que, de los 70 glaciares evaluados, 37 poseen un IS superior a 50. Ello implica que el 52,9% de los glaciares “blancos” del área de estudio poseen susceptibilidad media-alta ante la generación de lahares primarios. La identificación de dichos glaciares con IS superior a 50 se presenta en la Tabla 43.

Tabla 43. Glaciares con IS > 50. Lahares primarios originados en glaciares

Código glaciar	Nombre	Clasificación primaria	IS
CL105702034A	Marmolejo A	Glaciar de valle	71
CL105702034C	Marmolejo C	Glaciarete	52
CL105702035A	S/N	Glaciarete	57
CL105702036	S/N	Glaciarete	61
CL105702040A	Volcán San José	Glaciar de montaña	73
CL105702040B	Volcán San José	Glaciar de montaña	72
CL105702041	Volcán San José	Glaciarete	73
CL105702042	Volcán San José	Glaciar de montaña	73
CL105702044	S/N	Glaciarete	67
CL105702045	Volcán San José	Glaciarete	57
CL105702046A	S/N	Glaciar de montaña	75
CL105702046B	S/N	Glaciarete	62
CL105702046C	S/N	Glaciarete	75
CL105702047	S/N	Glaciarete	74
CL105702048	S/N	Glaciarete	75
CL105702049	S/N	Glaciarete	71
CL105702050	S/N	Glaciarete	67
CL105702051	S/N	Glaciarete	66
CL105702052A	S/N	Glaciarete	63
CL105702052B	S/N	Glaciarete	69
CL105702053	S/N	Glaciarete	80
CL105702054	S/N	Glaciarete	71
CL105702055A	S/N	Glaciar de montaña	65

Código glaciar	Nombre	Clasificación primaria	IS
CL105702055B	S/N	Glaciarete	70
CL105702055C	S/N	Glaciarete	71
CL105702055D	S/N	Glaciarete	71
CL105702055E	S/N	Glaciarete	72
CL105702056	S/N	Glaciarete	71
CL105702057	S/N	Glaciarete	73
CL105702060A	S/N	Glaciar de montaña	69
CL105702064	S/N	Glaciar de montaña	54
CL105702065	S/N	Glaciarete	52
CL105702067	Nieves Negras	Glaciar de valle	75
CL105702068	S/N	Glaciarete	53
CL105702113	S/N	Glaciarete	72
CL105702149	Marmolejo	Glaciar de montaña	55
CL105702173	S/N	Glaciarete	67

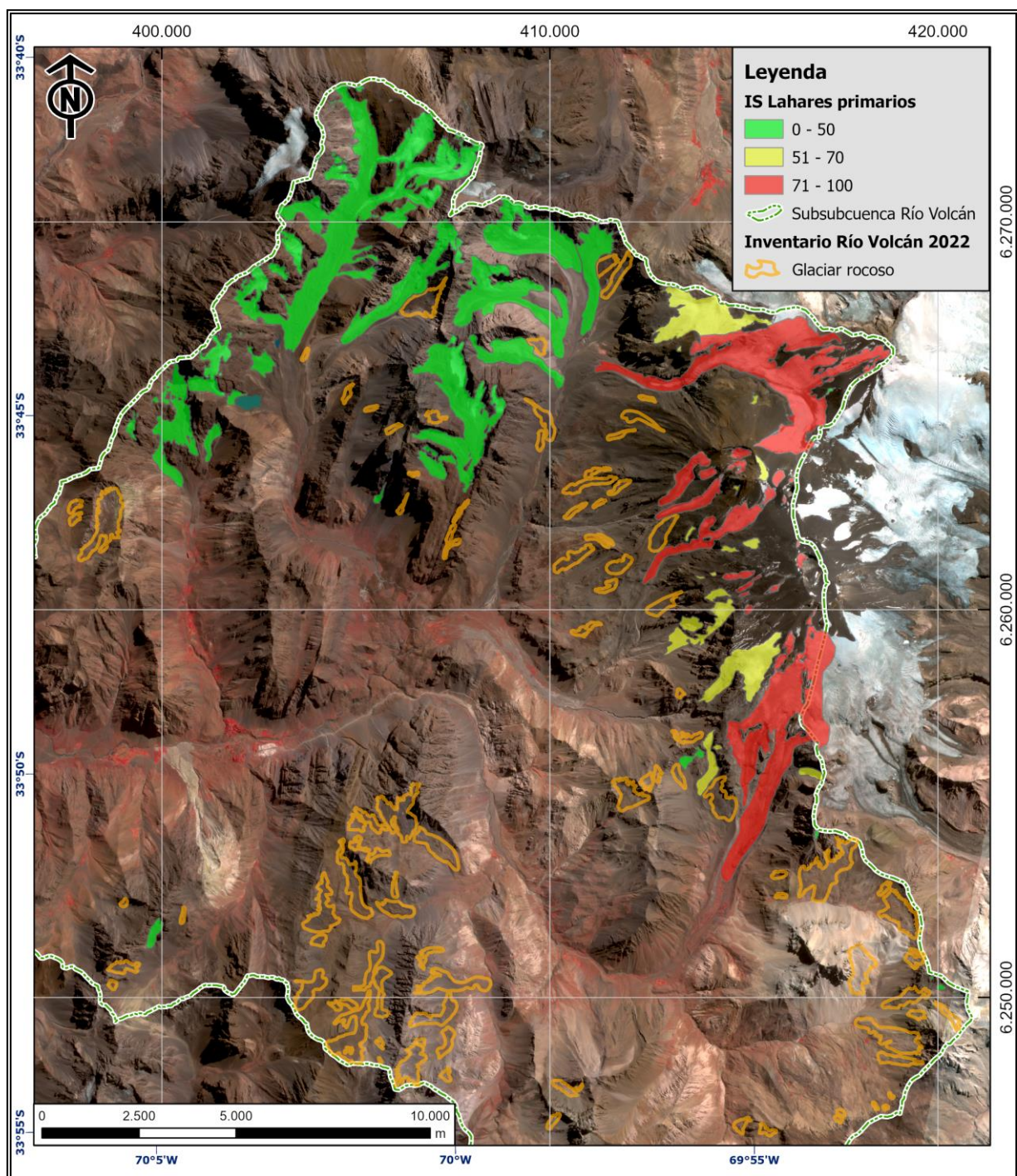


Figura 116. Índice de Susceptibilidad de lahares primarios originados en glaciares en la subsubcuenca Río Volcán

7. DISCUSIÓN

7.1. EVALUACIÓN DE SUSCEPTIBILIDAD

Uno de los mayores desafíos de la metodología empleada para el análisis de susceptibilidad es la aplicación a unidades geomorfológicas dinámicas, en el tiempo y el espacio, como lo son los glaciares. Como fuera descrito en el capítulo 4 Glaciares en el río Volcán, en el área de estudio coexisten glaciares de montaña, de valle, glaciaretos y glaciares rocosos. Estos últimos fueron excluidos del presente análisis tanto por el alcance de la investigación como por la naturaleza de las inestabilidades que estos suelen presentar, como se describe en la sección 5.2 Metodología de análisis. La heterogeneidad de las características propias de los glaciares evaluados junto con la multiplicidad de los fenómenos analizados en cada glaciar implica que la comparación entre resultados, en la forma de índices de susceptibilidad, sea una tarea dificultosa y extensa.

Producto de lo anterior, en lo que sigue se presenta una discusión para los distintos tipos de movimiento en masa abarcados en el estudio tanto de forma integrada como de manera independiente. Luego se realiza un análisis crítico de la metodología propuesta con miras a proponer mejoras al método tanto en su implementación como en su aplicación a las dos subsubcuencas vecinas con presencia de volcanes activos.

En la Tabla 44 se presenta el total de glaciares por tipo de remoción para cada grado de susceptibilidad establecido en la metodología del análisis (bajo, medio y alto, sección 5.2). A su vez, se da cuenta del porcentaje de glaciares con IS superior a 50 (susceptibilidad media y alta) e IS superior a 70 (susceptibilidad alta).

Tabla 44. Número de glaciares según el grado de susceptibilidad obtenido para los fenómenos evaluados en el área de estudio

Fenómeno	Susceptibilidad			% IS	
	Baja	Media	Alta	> 50	> 70
Avalanchas de hielo	32	34	4	54,3	5,7
<i>Surges</i>	58	11	1	17,1	1,4
Deslizamientos catastróficos	61	7	2	12,9	2,9
<i>GLOFs</i>	59	9	2	15,7	2,9
Lahares	33	18	19	52,9	27,1

De la Tabla 44 es directo inferir que los lahares primarios originados en glaciares son el fenómeno con mayor número de glaciares con susceptibilidad alta, muy por encima de los otros 4 procesos evaluados. Al mismo tiempo, tanto las avalanchas de hielo como los lahares poseen un porcentaje similar de glaciares con susceptibilidad media a alta, con 38 y 37 glaciares, respectivamente. Por otro lado, los fenómenos *surges*, deslizamientos catastróficos y *GLOFs* están representados por una marcada predominancia de susceptibilidad baja, con más del 80% de los glaciares evaluados en ese rango.

Si se tiene en cuenta que la gran mayoría de los glaciaretos del área de estudio se encuentran en el macizo del Complejo Volcánico San José (Figura 1, sección 4.3.3), el elevado número de glaciares con valores de IS sobre 50 se condice con su ubicación y relación con el volcán. De igual forma,

el alto número de glaciares con susceptibilidad media y alta en el caso de las avalanchas de hielo está dado, en primera instancia, por la abundancia de glaciares de geometría colgante y con frentes, o porciones del glaciar, de elevada pendiente sobre 30°. Este último atributo es común de los glaciares del área de estudio dado lo escarpado del relieve característico en la subsubcuenca Río Volcán, al igual que en otras cordilleras con condiciones favorables al desarrollo de glaciares colgantes, como lo son la Cordillera Blanca (Perú), los Alpes e Himalayas (Evans *et al.*, 2021).

En el caso de los *GLOFs*, *surges* y colapsos, estos están inclinados a un mayor número de glaciares con baja susceptibilidad (sobre 58 para cada fenómeno) lo cual se condice con lo escasos y aislados que tienden a ser estos procesos. En efecto, Kääh *et al.* (2021) da cuenta de no más de 20 eventos de deslizamientos catastróficos reportados en todo el mundo en el período 1776-2019. Esto guarda relación con lo particular de las características que deben tener los glaciares surgentes, descritas en la sección 3.2.2, lo que deriva en que estos se manifiesten en cúmulos, como es el caso de la vertiente argentina del área de estudio (Falaschi *et al.*, 2018b). Para los vaciamientos súbitos de lagos glaciares, es importante señalar que, si bien en los Andes centrales de Chile y Argentina son numerosos los cuerpos de agua de origen glaciar identificados, los reportes de vaciamiento de los mismos son escasos (Wilson *et al.*, 2018; Tabla 31).

En relación a los resultados para cada fenómeno, a partir de los mapas de susceptibilidad presentados en la sección 6.2.3, es posible desprender que ningún glaciar es altamente propenso a la ocurrencia de los 5 procesos evaluados por igual. Solo el cuerpo principal del glaciar Loma Larga (CL105702016A) posee susceptibilidad alta para 3 fenómenos: *surges*, deslizamientos catastróficos y *GLOFs*, esto último dada la marcada presencia de lagos supraglaciares en su superficie (Figura 59).

Al mismo tiempo, y de acuerdo al resultado de la modelación, no hay otro glaciar que califique con susceptibilidad alta para dos o más fenómenos a la vez. En el caso de susceptibilidad media, tampoco se constata la existencia de un glaciar que sea igualmente susceptible en ese rango a todos los fenómenos. Solo los glaciares San Francisco (CL105702004), Cortaderas (CL105702020), Mesoncito (CL105702024A) y Nieves Negras (CL105702067) presentan susceptibilidad media a 4 de 5 fenómenos, excluyendo la generación de lahares.

En línea con lo anterior, y como se aprecia en la Tabla 44, el amplio número de glaciares con susceptibilidad alta a la generación de lahares es un claro reflejo de la influencia que ejerce la ubicación de cada glaciar respecto al macizo volcánico y a la exposición a los productos susceptibles de ser emitidos en caso de una erupción. Ello permite establecer que la susceptibilidad estimada para el caso de los lahares no necesariamente guarda relación con el grado de susceptibilidad que posean los glaciares ante los otros fenómenos considerados en este estudio. Prueba de ello es que el glaciar Loma Larga, único con susceptibilidad alta en 3 de los 5 fenómenos de movimiento en masa evaluados, posee susceptibilidad baja ante la ocurrencia de lahares.

A continuación, se profundiza la discusión del análisis de susceptibilidad para cada uno de los fenómenos abordados en el presente estudio de forma independiente.

7.1.1. Avalanchas de hielo

Tal como se presenta en la sección 6.2.3.1, más del 50% de los glaciares “blancos” (cubiertos y descubiertos) del área de estudio poseen susceptibilidad media a alta ante avalanchas de hielo. Si bien 4 de los 70 glaciares evaluados (5,7%) presenta susceptibilidad alta ante este fenómeno, el elevado porcentaje de glaciares con IS mayor a 50 es un punto que debe ser atendido con precaución. Si bien las avalanchas de hielo son un fenómeno que, por lo general, posee corto alcance, la creciente afluencia de público al área de estudio conlleva un aumento del riesgo ante la falta de un análisis del peligro que pueden representar dichos glaciares, entre los que se incluyen los más icónicos del río Volcán: San Francisco, Cortaderas, Mesoncito, Nieves Negras, Loma Larga y el glaciar El Morado, el cual posee susceptibilidad alta.

Es importante señalar que, de los glaciares antes mencionados con susceptibilidad media, 3 corresponden a glaciares de valle (Loma Larga, Cortaderas y Nieves Negras), mientras que el resto consisten en glaciares de montaña. A su vez, y como se aprecia en la Tabla 35, los glaciares de susceptibilidad alta ante avalanchas de hielo son glaciares de montaña y glaciaretos. Esto se resume en la Figura 117.

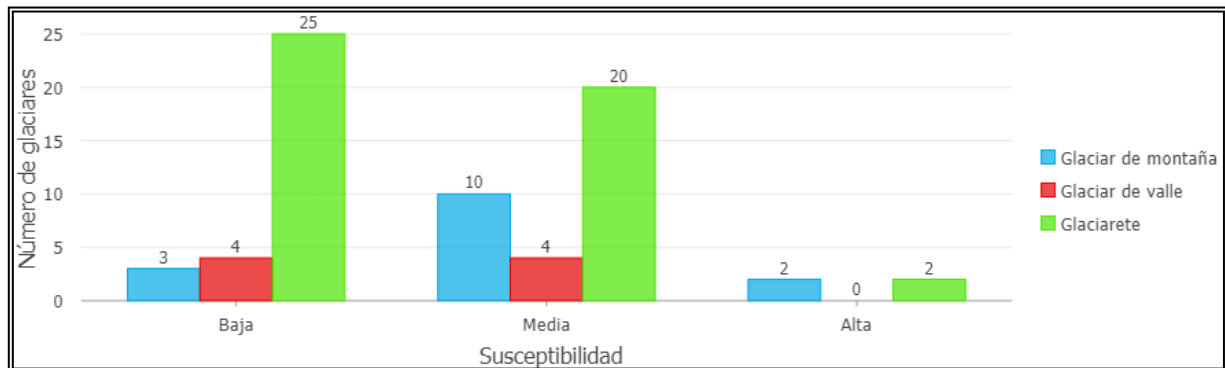


Figura 117. Número de glaciares susceptibles ante avalanchas de hielo originadas en glaciares según clasificación primaria

De la Figura 117 es posible, en primer lugar, que los glaciares de valle se distribuyen en igual número entre susceptibilidad baja y media. Además de los 3 glaciares antes mencionados, el cuarto cuerpo de este tipo con susceptibilidad media corresponde al glaciar Marmolejo (CL105702034A). Por otro lado, se observa una tendencia decreciente del número de glaciaretos conforme aumenta la susceptibilidad ante avalanchas de hielo. Esto se atribuye al elevado número de glaciaretos dispuestos sobre el volcán San José, de los cuales su geometría tipo rampa y menor pendiente (bajo 30°) incide en una menor susceptibilidad. En cambio, aquellos glaciaretos de susceptibilidad media, caracterizados por poseer frentes más escarpados y elevada pendiente (mayor a 30°) se disponen de forma generalizada a lo largo del área de estudio. En el caso de los glaciaretos de susceptibilidad alta, estos corresponden a dos cuerpos de geometría colgante por encima de los glaciares San Francisco y Loma Larga. En el caso del glaciarete CL105702003A, es de especial relevancia su alto valor de susceptibilidad por encontrarse en plena cabecera del Monumento Natural El Morado, corresponde a uno de los hitos más visitados dentro del área de estudio y, por tanto, constituye un elevado riesgo ante la amenaza que puede representar la potencial avalancha de hielo en el sector.

Los glaciares de montaña de baja susceptibilidad se caracterizan por la ausencia de un frente colgante y una pendiente inferior a 30° . Contrario a la tendencia de los glaciaretos, el número de glaciares de montaña aumenta a una susceptibilidad media. Estos cuerpos se distribuyen a lo ancho del área de estudio e incluyen los glaciares de montaña dispuestos sobre el volcán San José. Los dos glaciares de montaña con susceptibilidad alta corresponden al glaciar El Morado y al glaciar de montaña CL105702013 ubicado 3,5 km al noreste del anterior. Este cuerpo drena al margen noroeste del glaciar Loma Larga, Figura 118. Similar al caso del glaciarete CL105702003A, la alta susceptibilidad del cuerpo principal del glaciar El Morado supone un peligro y riesgo potencial dado la alta afluencia de público a la laguna del mismo nombre.



Figura 118. Glaciares de susceptibilidad alta (círculo rojo) ante avalanchas de hielo originadas en glaciares. De izquierda a derecha: glaciarete CL105702012 y glaciar CL105702013 ubicados 3 y 3,5 km, respectivamente, al NE del glaciar El Morado. Fotografía del autor. Fecha: 30/03/2019

Respecto a la calibración con las áreas piloto, en este caso se evaluó preliminarmente la susceptibilidad ante avalanchas de hielo en el área piloto I. Esta área se escogió, en particular, dada la ubicación del glaciar El Morado. Este glaciar de montaña, como fuera señalado en la sección 4.5, ha desencadenado avalanchas de hielo por parte de sus dos frentes colgantes (Figura 102 y Figura 103), de los cuales uno se considera aun más propenso al fenómeno tras la separación del cuerpo remanente del lóbulo principal que dio origen al lago homónimo (Figura 78). En efecto, el glaciar en cuestión reportó la susceptibilidad más alta con un valor de IS igual a 84 (Tabla 35)

En relación a otros modelos de susceptibilidad existentes para la evaluación de avalanchas de hielo, es necesario recalcar que los factores condicionantes aquí propuestos se basan en gran parte en las recomendaciones del Grupo de Trabajo Permanente sobre Peligros Glaciares y Permafrost en Alta

Montaña (GAPHAZ, por sus siglas en inglés), expuestos en el documento técnico de orientación “Evaluación de peligros por glaciares y permafrost en regiones de montaña” (GAPHAZ, 2017) y en el trabajo de Allen *et al.* (2022). En efecto, la implementación del modelo aquí planteado recaba tanto factores recomendados para las avalanchas de hielo como para avalanchas de rocas según GAPHAZ (2017). Estos últimos son considerados como parte de los factores geológicos del presente modelo (Tabla 21 y Tabla 22).

7.1.2. Surges

Muy en contraste con el fenómeno anterior, aproximadamente el 17% de los glaciares evaluados posee susceptibilidad media a alta ante la ocurrencia de surgencias glaciares (sección 6.2.3.2). De los 12 glaciares en cuestión, solo 1 posee susceptibilidad alta, correspondiente al glaciar de valle Loma Larga (CL105702016A), con un valor de IS igual a 74.

En la Figura 119 se presenta el grado de susceptibilidad ante fenómenos *surge* para los glaciares del área de estudio según su clasificación primaria. Además del único glaciar con susceptibilidad alta, se reconocen 11 glaciares con susceptibilidad media. De estos, 3 corresponden a glaciares de montaña, 6 a glaciares de valle y 2 a glaciaretes.

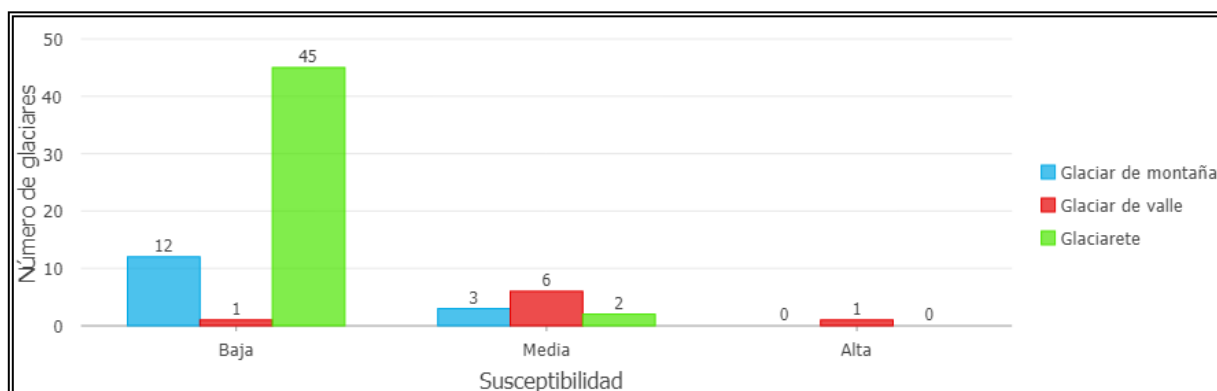


Figura 119. Número de glaciares susceptibles ante fenómenos *surge* según clasificación primaria

En una tendencia análoga a aquella de la susceptibilidad ante avalanchas de hielo para los glaciares de montaña (Figura 117), los glaciares de valle del área de estudio aumentan en número en el nivel de susceptibilidad media ante fenómenos *surge*. En efecto, los 6 glaciares de valle con susceptibilidad media incluyen los glaciares Marmolejo (CL105702034A), Cortaderas (CL105702020) y Nieves Negras (CL105702067), además del glaciar cubierto CL105702028A. Además de su clasificación, una característica común de estos 4 cuerpos es haber experimentado un avance anómalo entre 1986 y 1990, como se expone en la sección 4.4.2 Cambios de extensión. Si bien este proceso de variación positiva data de más de 30 años y no necesariamente se puede atribuir a un evento tipo *surge* (Lv *et al.*, 2020), la naturaleza del fenómeno da cuenta de condiciones específicas de geometría, desnivel y acumulación para estos glaciares que no necesariamente se dan en los otros cuerpos vecinos. De igual manera, entre los 3 glaciares de montaña con susceptibilidad media se cuenta el glaciar San Francisco (CL105702004), el cual también manifestó un avance significativo en el mismo período antes descrito (Tabla 15).

De los dos glaciaretos con susceptibilidad media, uno corresponde al glaciar Mirador del Morado (CL105702006, Figura 68), con un valor de IS igual a 51. Este reúne características parciales que favorecen su susceptibilidad a la ocurrencia de procesos *surges*, entre los que destaca principalmente su cercanía al glaciar Loma Larga, calificado como glaciar surgente en la literatura (Falaschi *et al.*, 2018b; Farías-Barahona *et al.*, 2020a). El otro glaciarete con susceptibilidad media corresponde al glaciar referido como Loma Larga C (CL105702016C), Figura 120. Este pequeño cuerpo de 0,37 ha de superficie no cumple las características morfológicas para la ocurrencia de un *surge* (como geometría, velocidad, hidrología, entre otras), salvo por la pendiente media (17,8°). Con un valor de IS igual a 53, se establece que su susceptibilidad estaría sobreestimada. Ello tendría relación con dos factores condicionantes: balance de masa y la cercanía a otros glaciares surgentes (factores 9 y 12 en la Tabla 25). En efecto, de acuerdo a los resultados del balance de masa geodésico presentados en la sección 4.4.4, el pequeño glaciarete daría cuenta de un leve engrosamiento cercano a 0,7 m/año para el período 2010-2021. A su vez, su cercanía a la cabecera de uno de los cuerpos tributarios del glaciar Loma Larga (a 60 m) incide en un elevado puntaje para el factor en cuestión. Es importante señalar que hoy el glaciarete CL105702016C se encontraría virtualmente extinto en virtud de que ya no posee afloramientos de hielo en superficie. De existir hielo remanente, este se encontraría completamente cubierto de detritos, lo que permite suponer que el engrosamiento estimado con el método geodésico sería una sobreestimación dentro del error propio del método, o bien, respuesta a la acumulación detrítica y no a un engrosamiento del glaciar por acumulación nival. En cualquier escenario, el caso del glaciarete CL105702016C supone la necesidad de revisar la ponderación de los factores condicionantes considerados para no incurrir en una sobreestimación de la susceptibilidad junto con la determinación de un umbral de superficie mínima para su aplicabilidad según tipo de fenómeno. En este caso, de acuerdo a los resultados, una superficie de 1 ha supone un valor adecuado para los *surges*. De igual modo, se hace necesario revisar la delimitación y estado del glaciar, acción que escapa al alcance de este estudio por sus acotadas dimensiones y por encontrarse fuera de las áreas piloto donde se enfatizó el trabajo de revisión de límites.

La calibración con áreas piloto se llevó a cabo en ambas áreas pilotos I y II. Esto guarda relación con los reportes existentes en la literatura acerca del *surge* que habría experimentado el glaciar Nieves Negras, área piloto II, en 1927 (Lliboutry, 1956) y el comportamiento tipo *surge* del glaciar Loma Larga, área piloto I, que habría experimentado entre 2000 y 2013 de acuerdo a Farías-Barahona *et al.* (2020a) y también, previamente, reportado por Falaschi *et al.* (2018b). En el caso del glaciar Nieves Negras, este es catalogado con susceptibilidad media ante procesos *surge* con un valor de IS igual a 61 (Tabla 37), lo cual guarda estrecha relación con la tendencia generalizada a la ablación que ha experimentado el glaciar al menos hasta el año 2021 (Figura 94 y Figura 95). Por el contrario, y en concordancia a lo reportado en la literatura, el glaciar Loma Larga aún manifiesta un comportamiento afín a un fenómeno *surge* en desarrollo dada la acelerada velocidad superficial que se ha reportado (de hasta 219 m/año, Figura 92) junto con el engrosamiento observado hacia el frente del glaciar (Figura 93, Figura 94 y Figura 95).



Figura 120. Estado y ubicación del glaciarete CL105702016C. Fotografía del autor. Fecha: 17/02/2022

A la fecha no existe en la literatura un modelo de susceptibilidad para la ocurrencia de glaciares surgentes que permita establecer un marco de referencia y un punto de comparación con el análisis aquí presentado. Como fuera señalado en la sección 3.2.2, estudios recientes (Sevestre y Benn, 2015; Benn *et al.*, 2019) atribuyen la ocurrencia de *surges* a la imposibilidad de liberar entalpía. Si bien el analizar la entalpía es un estudio que requiere un extenso trabajo en detalle, la aproximación de la susceptibilidad mediante sensores remotos puede llevarse a cabo en la medida que se dispongan insumos de suficiente resolución espacial y temporal para evaluar tanto los cambios de extensión, elevación, velocidad y variación de los patrones superficiales como se realiza en el análisis comparativo de glaciares surgentes y glaciares con variación positiva en el Karakoram por parte de Lv *et al.* (2020), similar a la comparación de tres glaciares surgentes contiguos hecho por Paul *et al.* (2022) en la misma región.

7.1.3. Deslizamientos catastróficos

La evaluación de susceptibilidad ante deslizamientos catastróficos lidia con la dificultad de analizar un fenómeno raro y escaso en el mundo (Kääb *et al.*, 2021), pero que, al mismo tiempo, reúne elementos tanto de las avalanchas de hielo como de los fenómenos *surge* (Kääb *et al.*, 2021).

A partir del análisis de susceptibilidad, se determina que 9 de los 70 glaciares evaluados (12,9%) poseen susceptibilidad media a alta (sección 6.2.3.3). De estos, solo 2 glaciares presentan susceptibilidad alta, ambos con un valor de IS igual a 73, muy cercano al límite superior establecido para susceptibilidad media de IS igual a 70 (sección 5.2), como se aprecia en la Figura 121, en la que se presenta el grado de susceptibilidad ante deslizamientos catastróficos para los glaciares del área de estudio según su clasificación primaria.

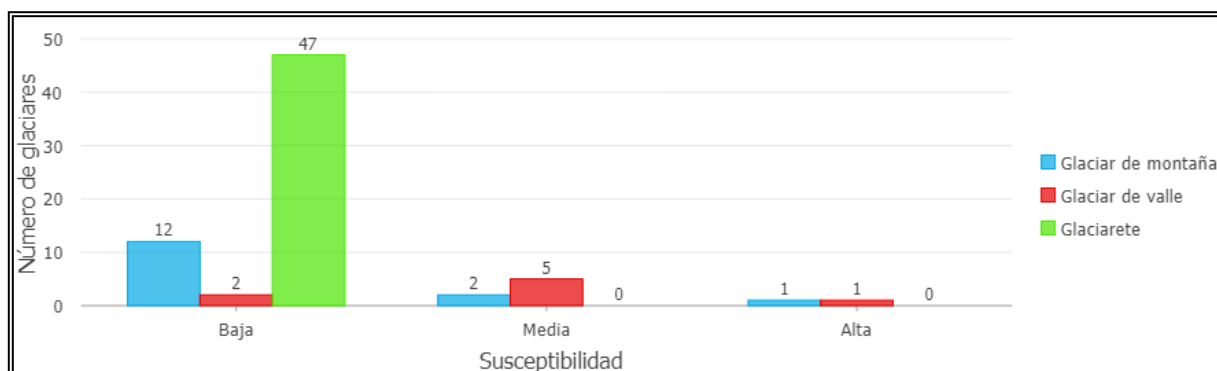


Figura 121. Número de glaciares susceptibles ante deslizamientos catastróficos según clasificación primaria

De la Figura 121 es directo inferir que, además de los escasos glaciares con susceptibilidad media (con 2 glaciares de montaña y 5 glaciares de valle con susceptibilidad media), todos los glaciaretes de la subsubcuenca Río Volcán poseen susceptibilidad baja. El resto de los glaciares con baja susceptibilidad lo componen 12 glaciares de montaña junto con 2 glaciares de valle. Los factores condicionantes que inciden en la baja susceptibilidad de estos glaciares son, principalmente, los factores 6, 7, 8, 9, 12 y 13, correspondientes a la hidrología, velocidad superficial, balance de masa, ocurrencia previa de colapsos, reportes de remociones en masa y sismicidad, respectivamente, como se detalla en la Tabla 25 y Tabla 26. De estos, la gran mayoría arroja valores nulos para los glaciares en cuestión. En efecto, tanto la ocurrencia previa de deslizamientos catastróficos como el reporte de sismos con magnitud M 6, o superior, cercanos a los glaciares del área de estudio es nula para todos los glaciares evaluados.

En línea con lo anterior, cabe señalar que el rango de valores de IS estimado para aquellos glaciares con susceptibilidad baja es de 32, con un mínimo de 16 y máximo de 48 para ese segmento (Tabla 38), solo superado por la amplitud del IS obtenido para los glaciares de baja susceptibilidad en el caso de los fenómenos *GLOFs* con valores de IS de 12 a IS de 46 (Tabla 40). Ello supone que la evaluación es bastante representativa de la diversidad de glaciares y glaciaretes presentes en el área de estudio.

Respecto a los glaciares con susceptibilidad alta, estos corresponden al glaciar de valle Loma Larga (CL105702016A) y al glaciar de montaña CL105702064. En el caso del glaciar Loma Larga, su susceptibilidad está condicionada en gran parte por la ocurrencia de remociones en masa hacia su cabecera (Figura 61) junto con una topografía subglaciar relativamente llana, entre 0 y 20°, determinada a partir del modelo de espesor de Farinotti *et al.* (2019, Figura 72). Por otro lado, el glaciar CL105702064 (Figura 122), ubicado al oeste del glaciar Nieves Negras en la cabecera del estero Colina, está condicionado principalmente por su baja pendiente, de 19,8°, la cual corresponde a uno de los factores más característicos de los glaciares que han desencadenado eventos de colapsos en el mundo de acuerdo a Kääh *et al.* (2021). A su vez, y de acuerdo con la geología de la zona (capítulo 2, Figura 15) este glaciar se dispone sobre rocas de la Formación Lo Valdés, considerada la unidad geológica más propensa a ser erodada y, por tanto, a facilitar la generación de till bajo el glaciar, como es el caso del vecino glaciar Aparejo en la subcuenca Río Yeso (Marangunic, 1997; Kääh *et al.*, 2021).

En el caso de los glaciares con susceptibilidad media, y análogo a lo observado para la susceptibilidad ante fenómenos *surge*, 5 de los 7 glaciares de montaña y glaciares de valle

corresponden a los cuerpos que experimentaron un episodio de avance a fines del siglo XX (Tabla 15). En específico, se trata de los glaciares San Francisco, Cortaderas, Marmolejo, Nieves Negras y el glaciar de valle CL105702028A (Tabla 39), también referido como glaciar Cortaderas Este (Tabla 15). Además, 6 de los 7 glaciares con susceptibilidad media (a excepción del glaciar Cortaderas), comparten el hecho de que su topografía subglaciar (según el modelo de Farinotti *et al.*, 2019) estaría en el rango 0° a 20° . Al mismo tiempo, 4 de los 7 glaciares poseen una pendiente superficial que promedia entre 10° y 20° , con excepción de los glaciares San Francisco, Nieves Negras y Cortaderas. Cabe destacar el caso de los glaciares Nieves Negras (CL105702067) y Mesoncito (CL105702024A, Figura 57). Ambos poseen el menor IS del segmento, con un valor igual a 51. Ello implica que su grado de susceptibilidad podría estar sujeto a cambios ante leves variaciones en su velocidad superficial y/o balance de masa (factores 7 y 8 en la Tabla 26).

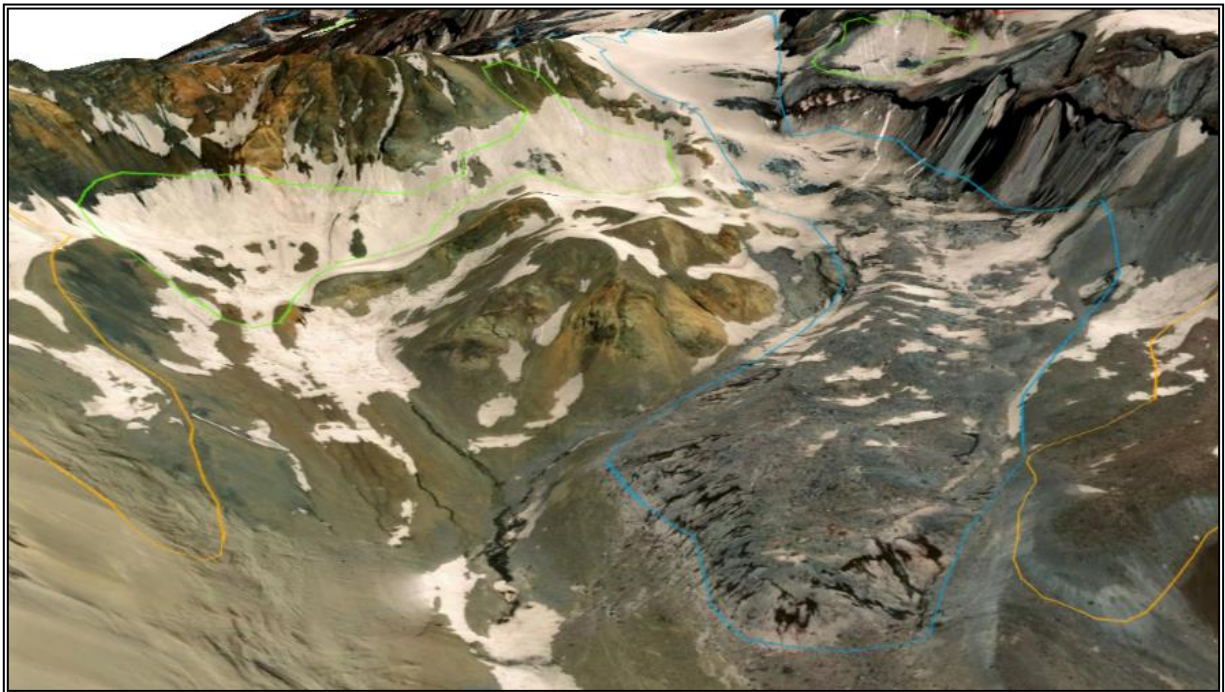


Figura 122. Proyección 3D del glaciar de montaña CL105702064 (en límite celeste) en la cabecera del estero Colina, flanco sur del volcán San José. Mapa base con fecha 17/01/2013 (de acuerdo a repositorio Google Earth) proyectada sobre el MDE global de ESRI

Pese a que no hay registros de deslizamientos catastróficos en el área de estudio, en este caso la calibración a partir de áreas piloto fue llevada a cabo en el área piloto II (Figura 110). Esta área piloto fue escogida por sobre el área piloto I en vista de la presencia de al menos dos glaciares con características similares, como lo son el glaciar Nieves Negras (Figura 67) y su vecino glaciar CL105702064 (Figura 122), de susceptibilidad media y alta, respectivamente, de acuerdo al presente análisis. Como fue señalado antes, ambos glaciares poseen una pendiente media relativamente similar (entre 20° y 22°) y se encuentran sobre un lecho sedimentario débil, como lo son las Formaciones Lo Valdés y Río Damas para el glaciar CL105702064 y Nieves Negras, respectivamente. Se estima que el ajuste con el área piloto fue favorable por cuanto los 4 glaciaretos aledaños reportaron valores de susceptibilidad bajos (Tabla 33).

Los estudios que abordan los deslizamientos catastróficos son, en general, escasos. Esto está dado en su mayoría producto de que el énfasis se da a fenómenos *GLOFs*, *surges* y avalanchas de hielo (Evans *et al.*, 2021; Truffer *et al.*, 2021; Allen *et al.*, 2022) No obstante, avances recientes en la literatura han apuntado a esclarecer un poco más la naturaleza de estos colapsos catastróficos, tanto en la forma del primer catastro global (Kääb *et al.*, 2021) como en el primer modelo de facies propuesto (Jacquemart *et al.*, 2022).

En esa misma línea, Kääb *et al.* (2021) proponen un modelo de estabilidad que, de acuerdo a los autores, puede constituir una aproximación inicial a la evaluación cuantitativa de la susceptibilidad ante deslizamientos catastróficos. Como bien describen Jacquemart y Cicoira (2022), el modelo de estabilidad propuesto por Kääb *et al.* (2021) compara las fuerzas gravitacionales y resistivas que actúan en el glaciar (Figura 123).

En concreto, se plantea una ecuación que relaciona la pérdida de fricción necesaria para superar el esfuerzo de cizalle lateral (fuerza resistiva) que sostiene el peso del glaciar (fuerza gravitacional) mediante la siguiente expresión:

$$\tau_d = \frac{W\rho g \sin \alpha}{2} \left(1 - \frac{\tau_b}{\tau_0}\right)$$

Donde τ_d es el esfuerzo de cizalle lateral expresado en pascuales (Pa), τ_b/τ_0 expresa la pérdida de fricción basal en condiciones inestables (τ_b) respecto a condiciones estables (τ_0). W es el ancho del glaciar en metros, ρ es la densidad del hielo, g la aceleración de gravedad y α la pendiente media del glaciar. Además de la ecuación antes planteada, el modelo considera un cizalle lateral crítico (τ_c) de 0,28 MPa determinado por Gilbert *et al.* (2018) para el deslizamiento catastrófico de los glaciares Aru (Tíbet) en 2016.

Para aplicar el modelo de la Figura 123 al glaciar Loma Larga, único glaciar de valle con susceptibilidad alta ante deslizamientos catastróficos en el presente estudio, se asume un ancho promedio de 600 m junto con una pendiente promedio de 22,2°. Considerando dicha geometría, para que el glaciar experimentase una condición de inestabilidad, de acuerdo al modelo de Kääb *et al.* (2021), la pérdida de fricción basal debiese ser cercana al 30%, muy por debajo de la pérdida de fricción estimada para los casos analizados en el estudio de Kääb *et al.* (2021). En efecto, las envolventes del radio τ_b/τ_0 en el panel B de la Figura 123 consideran una pérdida de la fricción basal superior al 40%. Ello supone que, ante los supuestos aquí empleados, el glaciar Loma Larga sí sería propenso a experimentar un deslizamiento catastrófico. No obstante, esto sería representativo de la porción inferior del glaciar, ya que el ancho promedio empleado no considera la tensión adicional que ejercen los múltiples glaciares tributarios que alimentan el cuerpo principal en el valle.

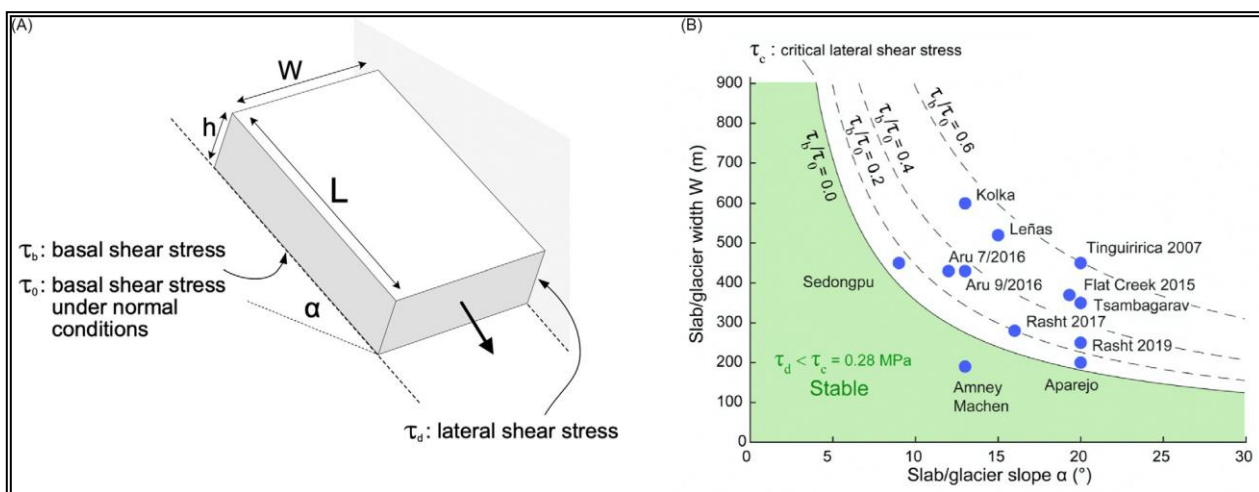


Figura 123. A) Modelo simplificado para el análisis de estabilidad ante deslizamientos catastróficos. B) Diagrama de estabilidad para las condiciones de ancho y pendiente basal en que un glaciar mantendría su estabilidad ante una completa pérdida de la fricción basal (área verde) asumiendo un cizalle lateral crítico (τ_c) de 0,28 MPa. El diagrama muestra, además, distintos radios de pérdida de fricción. Puntos azules son el resultado de la ecuación del modelo para el catastro de deslizamientos catastróficos de glaciares de Kääb *et al.* (2021). Extraído de Jacquemart y Cicoira (2022) a partir de Kääb *et al.* (2021)

De igual forma, si se aplica el modelo de la Figura 123 al glaciar CL105702064, único glaciar de montaña con susceptibilidad alta ante deslizamientos catastróficos de acuerdo a este estudio, se obtiene que la pérdida de fricción en la base debiese ser cercana al 70%. Para ello se asume un ancho promedio de 250 m junto con la pendiente media del glaciar aproximada a 20°. Este resultado se ajusta a dos de los casos expuestos en el estudio de Kääb *et al.* (2021), particularmente, al caso del vecino glaciar Aparejo (con una pendiente basal de 20° y reducción de la fricción basal superior al 90%), y al evento de 2019 en el valle de Rasht (Tayikistán), Figura 123.

En la Tabla 45 se resumen los supuestos empleados junto con los resultados obtenidos para la aplicación del modelo de Kääb *et al.* (2021) a los dos glaciares con susceptibilidad alta ante deslizamientos catastróficos de glaciares de acuerdo a este estudio. Si se tiene en cuenta que el glaciar Loma Larga posee, al mismo tiempo, susceptibilidad alta ante la ocurrencia de fenómenos *surge*, es razonable suponer que la pérdida de fricción en la base de 30% sería más fácil de alcanzar que en el caso del glaciar CL105702064. No obstante, este último glaciar requiere más estudios en detalle que permitan caracterizar sus dimensiones y comportamiento actual para evaluar qué tan factible es que experimente una reducción de la fricción basal cercana al 70%.

Tabla 45. Resultados de la aplicación del modelo de Kääb *et al.* (2021) a los glaciares con susceptibilidad alta ante deslizamientos catastróficos en la cuenca del río Volcán

Glaciar	Código	Tipo	Ancho promedio [m]	Pendiente media [°]	τ_d (MPa) (0% fricción basal)	τ_b/τ_0	Reducción fricción basal [%]
Loma Larga	CL105702016A	Glaciar de valle	600	22,2	1,02	0,73	27,45
S/N	CL105702064	Glaciar de montaña	250	20	0,39	0,27	72,73

7.1.4. GLOFs

El análisis de susceptibilidad aplicado a inundaciones por vaciamientos súbitos de lagos de origen glaciar corresponde al proceso con mayor multiplicidad de factores condicionantes para su evaluación. Descontando el factor condicionante que considera el tipo de lago en el análisis (Tabla 27), se aplica un total de 24 factores, de los cuales 5 son heredados de la evaluación de susceptibilidad ante avalanchas de hielo. Este enlace entre metodologías deriva de las recomendaciones de GAPHAZ (2017), las que sostienen que la susceptibilidad ante *GLOFs* está estrechamente ligada a la susceptibilidad de avalanchas de hielo y roca, dado que ambos fenómenos serían desencadenantes de un *GLOFs* en caso de impactar un lago. En vista de que el presente análisis busca incorporar las características intrínsecas de cada glaciar para evaluar la susceptibilidad ante vaciamientos de lagos, se hace necesario la inclusión de los factores condicionantes que incidan tanto en la generación de un lago glaciar como en su eventual y posterior vaciamiento.

De acuerdo a los resultados del análisis de susceptibilidad, sección 6.2.3.4, se desprende que de los 11 glaciares (15,7%) con susceptibilidad media a alta (IS mayor a 50), 2 glaciares son altamente susceptibles a la ocurrencia de *GLOFs*, consistentes en el glaciar Muñiri (CL105702008) y el glaciar Loma Larga (CL105702016A). Este último corresponde al único glaciar de valle con susceptibilidad alta, a diferencia de los otros dos clasificados como glaciares de montaña (Tabla 41). Los valores de IS obtenidos van de 72 a 75. Por otro lado, los 9 glaciares con susceptibilidad media poseen valores de IS que varían entre 53 y 69 (Tabla 40). Estos corresponden a 4 glaciares de montaña, 3 glaciares de valle y 2 glaciarete, entre los que se incluye el cuerpo fragmentado inferior del glaciar El Morado (El Morado B, CL105702007B), como se resume en la Figura 124.

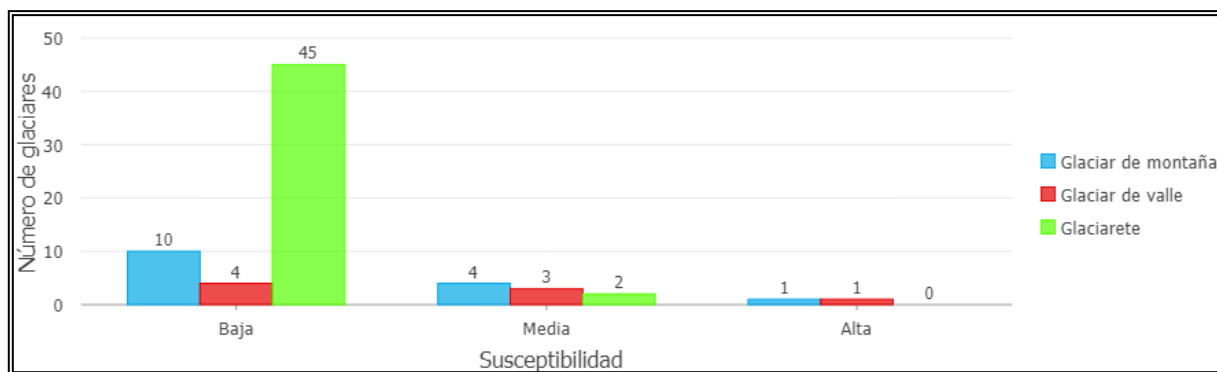


Figura 124. Número de glaciares susceptibles ante fenómenos *GLOFs* según clasificación primaria

De la Figura 124 cabe destacar que, si bien 2 glaciaretes poseen susceptibilidad media, los 45 glaciaretes restantes en el área de estudio poseen susceptibilidad baja ante fenómenos *GLOFs*. Este escenario es muy similar a aquel constatado para el análisis de susceptibilidad ante deslizamientos catastróficos (sección 7.1.3), con la salvedad de que en ese caso todos los glaciaretes poseen susceptibilidad baja (Figura 121). Los glaciares restantes que poseen baja susceptibilidad ante la ocurrencia de *GLOFs* consisten en 10 glaciares de montaña y 4 glaciares de valle. Como fuera señalado anteriormente, otra similitud con el análisis de susceptibilidad ante deslizamientos catastróficos es el rango de valores obtenidos de IS para el segmento de baja susceptibilidad, los que varían entre 12 y 46 (Tabla 40).

Una particularidad del resultado del presente análisis guarda relación con los diferentes aspectos que caracterizan los 2 glaciares con susceptibilidad alta, los que se ubican íntegramente en el área piloto I. El rango de valores obtenidos para el IS es acotado (entre 72 y 75). En esa línea, la susceptibilidad alta estimada para el glaciar Loma Larga guarda relación, principalmente, con la existencia de lagos y el comportamiento afín a un *surge* que presenta el glaciar (factores 3 y 12, Tabla 28). Como se aprecia en la Figura 59, el glaciar Loma Larga posee un abundante desarrollo de lagunas supraglaciares, las que responden a un mecanismo de ablación diferenciada propio de glaciares cubiertos, similar a lo reportado por Farías-Barahona *et al.* (2020a) para el vecino glaciar Pirámide en la cuenca del río Yeso. Pese a que la existencia de estos lagos va de la mano con una pérdida de masa focalizada, al mismo tiempo el glaciar Loma Larga presenta un notable engrosamiento hacia su frente el que se ha registrado tanto entre 1955 y 2000 (Farías-Barahona *et al.*, 2020a) como en los análisis compilados en este estudio (Figura 95, sección 4.4.4). Como se señalara en la sección 3.3.4, esta característica intrínseca de glaciares surgentes favorece la susceptibilidad a la ocurrencia de *GLOFs* por cuanto un eventual avance anómalo del glaciar Loma Larga producto del *surge* podría represar los cursos de agua provenientes de los glaciares Muñiri (CL105702008) y Cortaderas (CL105702020) y así, eventualmente, dar origen a un *GLOF*, como ocurrió en los cercanos glaciares Cachapoal y Juncal Sur, en Chile, y en el glaciar Grande del Nevado del Plomo en Argentina (Tabla 31).

Respecto al glaciar Muñiri (CL105702008), su susceptibilidad alta está dada en gran parte por la ocurrencia previa de *GLOFs*, no reportados aún en la literatura, entre los años 2020 y 2022 (Figura 101, sección 4.5). Si bien hoy este glaciar cuenta con un cuerpo de agua de muy escasas dimensiones en su superficie (Figura 56), la recurrencia del fenómeno supone un factor de peso para la susceptibilidad. Al mismo tiempo, este glaciar ha experimentado una intensa ablación generalizada a toda su extensión (Figura 95, sección 4.4.4), lo que permite suponer que su retroceso daría origen a un nuevo lago en su superficie, o bien, en su zona frontal. Esto se refuerza dada la morfología cóncava que posee el frente del glaciar cuyo arco morrénico frontal es muy similar a aquel del glaciar El Morado, como se aprecia en la Figura 125.

En el caso de los glaciares con susceptibilidad media, el factor condicionante de mayor peso corresponde a la existencia de un lago asociado al glaciar (factor número 8, Tabla 28). El caso más representativo corresponde al cuerpo inferior del glaciar El Morado (CL105702007B), el cual posee un lago proglaciar, correspondiente al glaciar El Morado (Figura 54). En efecto, este cuerpo de agua, de, aproximadamente, 20 ha de superficie en la actualidad (Figura 77), es un lago represado por una prominente barrera morrénica y, a la fecha, no ha registrado eventos de vaciamiento (Farías-Barahona *et al.* 2020b). En esa línea, la elevada susceptibilidad del glaciarete (IS igual a 69) en relación a los otros glaciares de susceptibilidad media, está dada tanto por las dimensiones del lago, la ocurrencia de procesos de calving (Farías-Barahona *et al.* 2020b), la geometría de la barrera morrénica junto con su relación con la altura del nivel de agua y por la presencia de un glaciar colgante pendiente arriba, como es el caso del cuerpo principal del glaciar El Morado (CL105702007A, Figura 79). No obstante, la geometría en rampa del glaciarete El Morado, junto con la ausencia de un frente colgante, son factores que derivan en una susceptibilidad media y no alta ante la ocurrencia de *GLOFs* asociados a ese cuerpo en particular.

De los 9 glaciares con IS entre 50 y 70, solo el glaciar San Francisco (CL105702004) carece de la existencia de un lago de origen glaciar. Con un valor de IS igual a 53, su susceptibilidad está condicionada principalmente a la presencia de un glaciar colgante pendiente arriba, correspondiente al glaciarete CL105702003A el cual, de acuerdo a este estudio, posee susceptibilidad alta ante la ocurrencia de avalanchas de hielo originadas en glaciares (Tabla 35).

Los otros 7 glaciares con susceptibilidad media poseen al menos un cuerpo de agua catastrado al año 2022, lo que supone un aumento de su susceptibilidad. Cabe señalar que el mapeo de lagos existentes en el área de estudio se realiza paralelo a la revisión de los límites de los glaciares en las áreas piloto y zonas aledañas. El detalle se presenta en el capítulo Anexo. La naturaleza de los cuerpos de agua identificados es de tipo supraglaciario en todos los casos, con excepción de la laguna El Morado, de carácter proglaciario. Por lo mismo, la superficie de dichos cuerpos es relativamente baja, de hasta 1 ha. Esto implica que la susceptibilidad no será tan alta como en el caso del glaciar y lago El Morado (IS de 44)

Resta señalar que la gran mayoría de los glaciares con susceptibilidad baja (58 de 59), de acuerdo a este estudio, carecen de la existencia de un lago de origen glaciar. Al mismo tiempo, todos los glaciares con IS inferior a 30 corresponden a glaciares que se ubican, mayoritariamente, en el macizo del volcán San José. De igual modo, 7 de los 10 glaciares de montaña con susceptibilidad baja se emplazan en lo alto del volcán. El resto corresponde al cuerpo principal del glaciar El Morado y a los dos glaciares de montaña que se encuentran aguas arriba de los flancos del glaciar Loma Larga (CL105702013 y CL105702017, Figura 1). La geometría y ubicación de estos glaciares, con pendiente media superior a 20° en todos los casos, impide el desarrollo de lagos en su superficie.



Figura 125. Laguna El Morado y glaciar Muñiri (CL105702008), en óvalo azul. Fotografía del autor. Fecha: 5/12/2022

Los cuatro glaciares de valle con susceptibilidad baja se ubican en la cabecera del estero Marmolejo. De estos, solo el glaciar CL105702028B posee un pequeño cuerpo de agua de 0,08 ha reconocido al año 2022, el cual calificaría como una laguna supraglaciar. La baja susceptibilidad de estos glaciares está dada en gran parte por la ausencia de un cuerpo de agua y, de forma secundaria, por la morfología misma que impide el desarrollo de una red de drenaje que aporte al pequeño cuerpo de agua en el caso del glaciar CL105702028B, junto con la no ocurrencia de fenómenos *surge* en el glaciar.

Los procesos *GLOFs* corresponden a un fenómeno cada vez más estudiado y reportado en la literatura (Emmer *et al.*, 2022b). En efecto, Emmer *et al.* (2022b) proveen de una completa revisión acerca del aumento de los estudios que abordan esta temática junto con los diversos modelos que analizan la susceptibilidad ante *GLOFs*. Por un lado, se da cuenta de la existencia de estudios basados en el método de jerarquía analítica, o AHP (como aquel propuesto en el presente estudio) entre los que se incluyen los trabajos de Aggarwal *et al.* (2017) para la región de Sikkim en el Himalaya oriental, Muneeb *et al.* (2021) en la cuenca del río Hunza en el Karakorum occidental y Rinzin *et al.* (2021), quienes abordan la susceptibilidad ante *GLOFs* en el Himalaya de Bután. En todos los casos antes descritos se presenta un inventario de lagos de origen glaciar junto con su respectivo análisis de susceptibilidad. Respecto a los análisis con enfoque estadísticos, Emmer *et al.* (2022b) señala que estos son escasos. No obstante, se mencionan los avances sustanciales tanto en el mapeo regional de lagos, como los trabajos de Wilson *et al.* (2018) y Correas-González *et al.* (2021), inventarios globales de lagos de origen glaciar (Shugar *et al.*, 2020) e inventarios regionales y globales de fenómenos *GLOFs*, entre los que se incluyen los estudios de Emmer *et al.* (2022a) y Veh *et al.* (2022), respectivamente. Todos los trabajos analizan la susceptibilidad respecto a los lagos en sí, más que a otras unidades geomorfológicas. Solo un estudio recientemente publicado, Yu *et al.* (2023) aborda de forma integrada el peligro de un GLOF ante el impacto de una avalancha de hielo en un lago represado por morrena. Este trabajo se aborda en el Himalaya y en la cordillera occidental de Norte América.

Otro estudio a destacar de acuerdo a Emmer *et al.* (2022b) es el trabajo de Kougkoulos *et al.* (2018), quienes presentan un método de análisis de decisión multicriterio para abordar el riesgo asociado a *GLOFs* a partir de insumos de libre acceso. Los autores identifican 79 indicadores distintos para el análisis de *GLOFs*, de los cuales determinan el uso de 13 para su modelo mediante un filtrado según exhaustividad, redundancia y consistencia. Entre los factores escogidos se incluyen la actividad sísmica regional, la precipitación y temperatura estacional, el tipo de represa, pendiente aguas arriba, distancia al glaciar más cercano, volumen del lago junto con el potencial de pérdida de vidas humanas e infraestructura, entre otros (Kougkoulos *et al.*, 2018). Los autores validan el modelo aplicándolo en 25 lagos de origen glaciar en Bolivia, de los cuales 3 se identifican con riesgo medio o alto.

Finalmente, cabe señalar que los factores condicionantes aquí propuestos para el análisis de susceptibilidad se basan las recomendaciones establecidas por GAPHAZ (2017) y Allen *et al.* (2022), análogo al caso de las avalanchas de hielo originadas en glaciares (sección 7.1.1), con la salvedad de que su aplicabilidad apunta principalmente a los glaciares del área de estudio, unidades geomorfológicas para efectos del análisis de susceptibilidad, con o sin la existencia de un lago de origen glaciar, a diferencia de los estudios antes listados.

7.1.5. Lahares

Como se aprecia en la sección 6.2.3.5, los resultados del análisis de susceptibilidad ante la generación de lahares primarios dan cuenta de un factor condicionante esencial para la evaluación: la ubicación de los glaciares evaluados respecto al Complejo Volcánico San José (CVSJ). En efecto, los 37 glaciares con IS mayor a 50 (susceptibilidad media a alta) se ubican sobre el volcán o, a lo menos, en los faldeos de este (Figura 116).

Al mismo tiempo, los glaciares con susceptibilidad baja más cercanos a los centros eruptivos considerados para el volcán San José según González *et al.*, 2022 (Figura 21) corresponden a los glaciaretos CL105702034B, CL105702070 y CL105702063. Los respectivos valores de IS obtenidos para estos glaciares son 47, 49 y 50, en el límite con el umbral propuesto para la susceptibilidad media con un rango de IS entre 51 y 70 (sección 5.2). En estos tres casos y, en particular, en el glaciarete CL105702063 modelado en el área piloto II (Figura 111, sección 6.2.2), la susceptibilidad resultante estaría dada por el bajo volumen y escasa exposición a los productos propensos a ser emanados por el volcán. A su vez, la distancia resultante a los centros eruptivos es igual o inferior a 6 km en los tres casos, lo que da cuenta de la influencia de la cercanía al Complejo Volcánico San José. Por otro lado, los 30 glaciares restantes con susceptibilidad baja ante la ocurrencia de lahares primarios se encuentran a una distancia igual o superior a 5 km de los centros eruptivos antes referidos y, de igual modo, todos se encuentran fuera del Complejo Volcánico San José.

La Figura 126 resume la distribución de la susceptibilidad según la clasificación primaria de los glaciares del área de estudio. En el caso de los glaciares de montaña con susceptibilidad alta, estos corresponden a cuatro glaciares ubicados en la cara oeste del volcán y que drenan hacia el estero La Engorda (Figura 58). Todos los cuerpos se encuentran en la zona de alta susceptibilidad a caída de tefra, emisión de lava y ocurrencia de corrientes de densidad piroclástica (factores 15, 16 y 17 en la Tabla 30) según González *et al.* (2022). Por otro lado, los dos glaciares de valle con susceptibilidad alta corresponden a los glaciares Marmolejo (CL105702034A) y Nieves Negras (CL105702067, área piloto II) los cuales, además de su ubicación sobre el volcán junto con la cercanía a los centros eruptivos considerados, poseen la mayor superficie de los glaciares con IS sobre 50. En efecto, ambos glaciares, Marmolejo y Nieves Negras, poseen superficies de 7,1 y 6,8 km², respectivamente, equivalentes a la segunda y tercera mayor extensión de los glaciares de toda la subsubcuenca Río Volcán, solo superados por el glaciar Loma Larga (CL105702016A), el cual posee 9,5 km² de área. Lo anterior apunta al peso que incide el mayor volumen de estos glaciares, cercano a 0,4 km³ en ambos casos, según la estimación con fórmula paramétrica descrita en la sección 4.4.1). En el caso de los 13 glaciaretos con susceptibilidad alta, todos se ubican en lo alto de la cara oeste del volcán San José (Figura 69). A su vez, se encuentran expuestos en gran medida a la susceptibilidad alta ante caída de tefra, emisión de lava y ocurrencia de corrientes de densidad piroclástica de acuerdo a los resultados de González *et al.* (2022), con solo una excepción para la emisión de lava y flujos piroclásticos.

Respecto a los glaciares de montaña con susceptibilidad media, estos corresponden a 4 glaciares ubicados en los extremos norte y sur del CVSJ. En el caso más septentrional, se trata del glaciar CL105702149, con un área de 1,95 km² y expuesto a la susceptibilidad alta ante caída de tefra, según González *et al.* (2022). De los tres cuerpos restantes, el glaciar de montaña CL105702064 (área piloto II, Figura 111) posee el IS más bajo del segmento analizado, con un IS igual a 54. Además de su cercanía al volcán, se encuentra en la zona de alta susceptibilidad ante caída de tefra.

Los otros dos glaciares de montaña con susceptibilidad media (CL105702055A y CL105702060A) se disponen en el flanco suroeste del CVSJ y se encuentran expuestos a los segmentos con susceptibilidad alta ante caída de tefra y emisión de lava según González *et al.* (2022) y, a su vez, al rango de susceptibilidad moderada ante flujos piroclásticos y emisión de material balístico de acuerdo a los resultados del proyecto SIGMA (González *et al.*, 2022), lo que sostiene los elevados valores de IS (65 y 69) dentro del rango de susceptibilidad media.

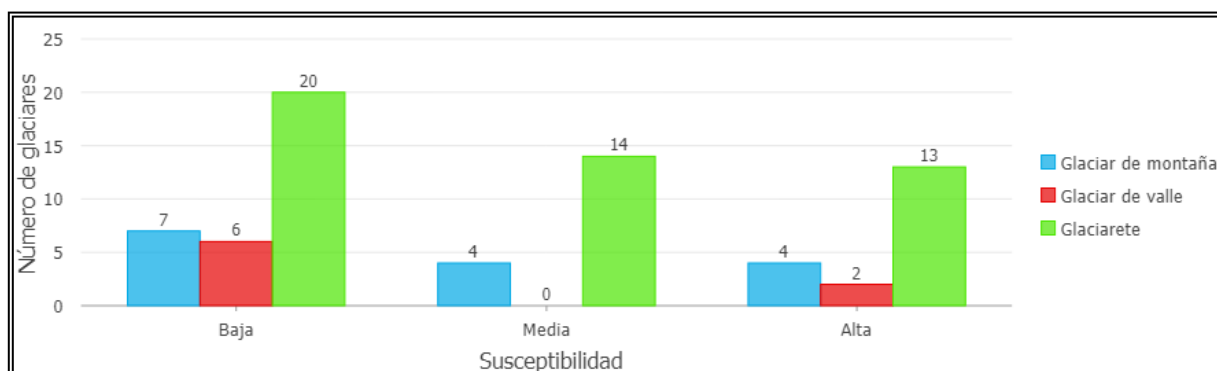


Figura 126. Número de glaciares susceptibles ante la ocurrencia de lahares según clasificación primaria

En el caso de los 14 glaciaretes con susceptibilidad media, los valores obtenidos de IS 52 a 70 abordan casi todo el rango de valores de IS para el segmento, como se refleja en la Tabla 42, solo superado por la modelación de la susceptibilidad ante fenómenos *surge* (con valores de IS 51 a 70 para el segmento de susceptibilidad media, Tabla 36). La principal característica en común de estos glaciaretes, además de la cercanía a los centros eruptivos considerados, tiene que ver con la exposición a la susceptibilidad alta ante caída de tefra, como fuera modelado por González *et al.* (2022; Figura 22 (D)). De igual forma, un aspecto que llama la atención de la Figura 126 es la tendencia decreciente del número de glaciaretes a mayor susceptibilidad, lo que se encuentra estrechamente ligado a la distancia de estos con el volcán San José.

En relación con la calibración en áreas piloto, para el caso de la susceptibilidad ante lahares se consideró el área piloto II por tratarse de la cara sur del volcán San José (Figura 4) y por abarcar al tercer glaciar más grande del área de estudio, correspondiente al glaciar Nieves Negras (Figura 66 y Figura 67). A partir de la revisión de la susceptibilidad obtenida por tipo de glaciar (Figura 126), es posible establecer que los resultados obtenidos a nivel subsubcuenca (Figura 116) se ajustan con aquellos calibrados en el área piloto II (Figura 111).

Uno de los aspectos relevantes de la modelación de susceptibilidad aquí realizada tiene que ver con el hecho de que el volcán San José no tiene reportado la ocurrencia de lahares a la fecha (SERNAGEOMIN, 2022). No obstante, y como se indica en la sección 2.7.1, González *et al.* (2022) presenta una modelación de la susceptibilidad ante la ocurrencia de lahares en los volcanes activos de la Región Metropolitana (Tupungatito, San José y Maipo) en el marco del proyecto SIGMA.

A modo de comparación, en la Figura 127 se presenta un extracto del mapa de susceptibilidad ante lahares elaborado por el proyecto SIGMA para el volcán San José junto con el resultado del presente análisis de susceptibilidad aplicado en los glaciares del río Volcán.

De la Figura 127 se desprende que solo 7 glaciares se sobrepone a las zonas con susceptibilidad alta ante lahares según González *et al.* (2022). De estos, 4 poseen susceptibilidad alta de acuerdo al análisis aquí realizado, los que corresponden a los glaciares Nieves Negras, Marmolejo junto con dos glaciares de montaña nominados como “Volcán San José” de acuerdo a DGA (2022a). Sus valores de IS van entre 71 y 75. Por otro lado, los 3 glaciares restantes, con susceptibilidad media según este estudio, corresponden a dos glaciares de montaña y un glaciarete cuyos valores de IS fluctúan entre 65 y 69. Estos se ubican en la cara suroeste del volcán San José.

González *et al.* (2022) sostienen que la ocurrencia de lahares está condicionada a aquellos glaciares que se vean afectados por emanaciones de lava y flujos piroclásticos, a diferencia de lo considerado en el presente análisis al tomar en cuenta, además, la susceptibilidad ante caída de tefra e impactos balísticos dentro de los factores condicionantes para la evaluación planteada de acuerdo a lo señalado por Delgado Granados *et al.* (2021, sección 3.3.5). En ese sentido, de los 7 glaciares que intersecan la susceptibilidad alta según el proyecto SIGMA, todos se sobrepone al área de susceptibilidad alta a muy alta ante emisión de lava de acuerdo a González *et al.* (2022), mientras que solo 3 glaciares (Nieves Negras junto con los dos glaciares “Volcán San José”, CL105702040A y CL105702040B) están expuestos al área de alta susceptibilidad ante flujos piroclásticos de acuerdo a los referidos autores. En este último caso, la susceptibilidad ante lahares es calificada como alta tanto por el proyecto SIGMA como por este estudio para dichos tres glaciares.

Son 15 los glaciares restantes con susceptibilidad alta según el presente análisis que no coinciden con las zonas de alta susceptibilidad según González *et al.* (2022), como se aprecia en la Figura 127. De estos, todos se encontrarían sobre las proyecciones de susceptibilidad alta ante emisión de lava y flujos piroclásticos de acuerdo a la modelación del proyecto SIGMA, lo que sugiere que el acoplamiento entre el inventario de glaciares Río Volcán 2022 junto con los mapas de susceptibilidad de González *et al.* (2022), expuestos en la Figura 22, requiere de un mayor ajuste, o bien, que el mapeo de glaciares elaborado por los autores (a partir de imágenes satelitales disponibles en el programa Google Earth Pro junto con recopilación bibliográfica) no se condice con el Inventario Público de Glaciares de la DGA 2022 (DGA, 2022a), a partir del cual se realizó el inventario del presente estudio. En ese sentido, es importante destacar que los 7 glaciares solapados a la zona con susceptibilidad alta ante lahares según González *et al.* (2022) poseen una extensión igual, o superior, a $0,09 \text{ km}^2$, lo que los ubica dentro del 50% de glaciares con mayor superficie y susceptibilidad media a alta según este estudio.

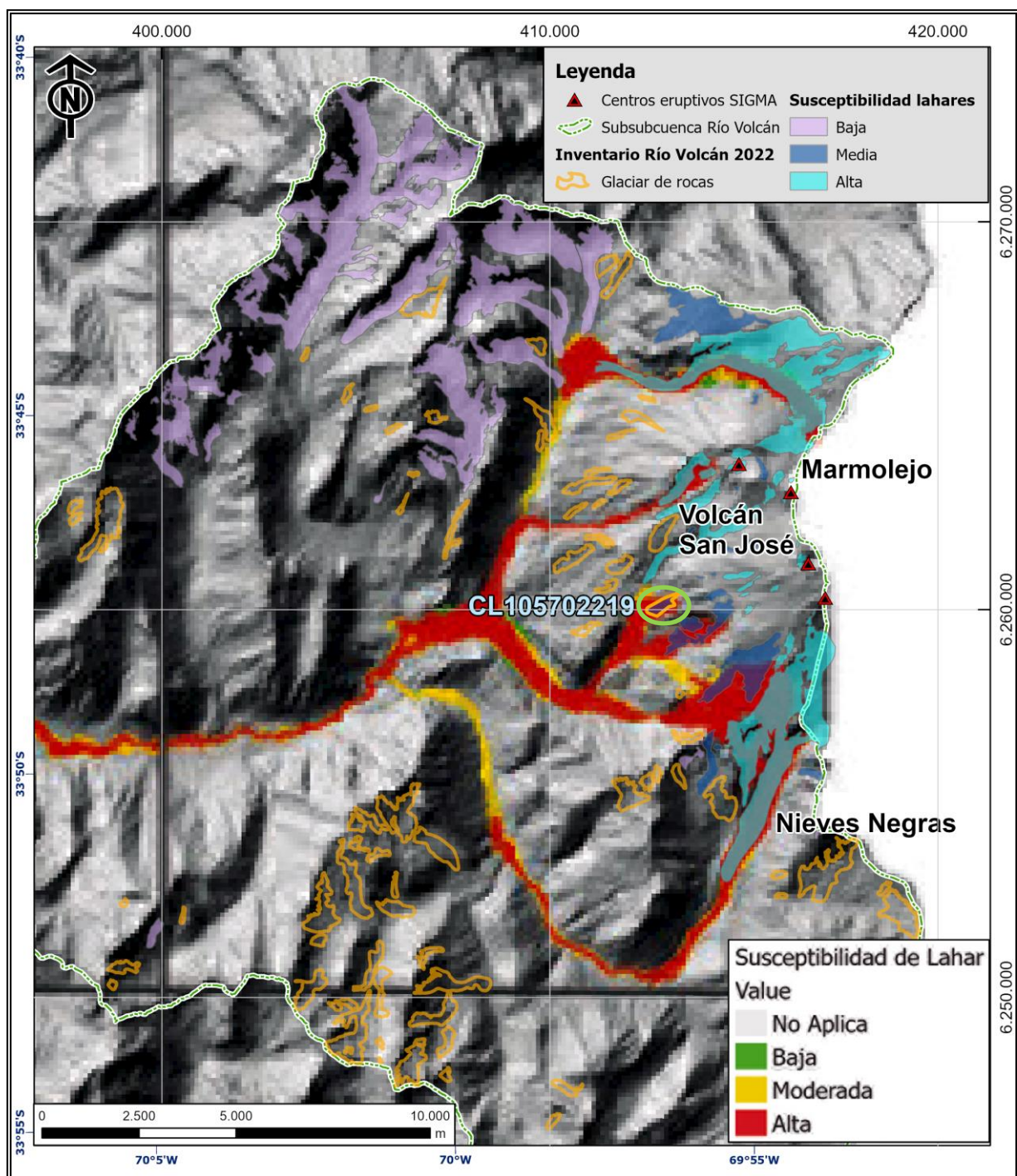


Figura 127. Mapa de susceptibilidad ante lahares en la subsubcuenca Río Volcán elaborado por el proyecto SIGMA (escala verde, amarillo y rojo) y susceptibilidad ante lahares en glaciares del río Volcán a partir de este estudio (escala rosa, azul y cian). Círculo verde destaca el glaciar rocoso CL105702219. Elaboración propia a partir de resultados de González *et al.* (2022)

Cabe señalar la presencia del glaciar rocoso CL105702219 (destacado en círculo verde en la Figura 127). Este glaciar de 0,2 km² se ubica en una zona de alta susceptibilidad ante lahares según González *et al.* (2022). Al aplicar el modelo de susceptibilidad planteado en este estudio a dicho

glaciar se obtiene un valor de IS igual a 66, equivalente a susceptibilidad media. Este resultado es esperable dada la extensa y profunda cobertura detrítica que caracteriza a los glaciares rocosos la cual, en este caso, abarca toda la extensión del glaciar CL105702219. Este nivel superior del glaciar actuaría como un inhibidor de la fusión del hielo subsuperficial en caso de la interacción entre el glaciar con productos volcánicos emanados durante una erupción, disminuyendo su susceptibilidad versus el caso de un glaciar cubierto o descubierto como los analizados en este estudio. La ponderación obtenida para cada factor condicionante se presenta en el Anexo.

A partir de lo anterior, es posible señalar que el ajuste entre ambos modelos de susceptibilidad ante lahares es adecuado y, al mismo tiempo, establece la necesidad de reanalizar el ajuste entre la delimitación considerada de los glaciares en este estudio con los otros modelos de susceptibilidad ante productos volcánicos según el proyecto SIGMA.

Finalmente, la relación con otros modelos de susceptibilidad que evalúen lahares primarios es escasa. En efecto, los modelos de susceptibilidad ante lahares son más comunes para aquellos desencadenados por lluvias (lahares secundarios, Mead *et al.*, 2016; Baumann *et al.*, 2019), más que el caso de lahares originados por la fusión de nieve y/o hielo. Baumann *et al.* (2018; 2019) dan cuenta de lo anterior y, a la vez, presentan un modelo de estabilidad de taludes ante la ocurrencia de lahares secundarios en erupciones de larga duración junto con un modelo probabilístico de susceptibilidad ante lahares secundarios. Por otro lado, Gudmundsson (2015) recomienda atender el conocimiento local y antecedentes históricos para aquellos volcanes con cubierta de hielo propensos, por defecto, a la generación de lahares y *jökulhlaups* derivados del volcanismo subglaciar. Es producto de lo anterior que gran parte de los estudios que abordan lahares primarios se enfocan derechamente en el peligro mediante la modelación del alcance e intensidad del flujo lahárico, como los trabajos de Castruccio y Clavero (2015) y Bertín *et al.* (2019). Como se discute en la sección a continuación, el resultado obtenido en el presente análisis, en la forma de aquellos glaciares con susceptibilidad media y alta ante lahares primarios (Tabla 43 y Figura 116, sección 6.2.3.5) permite sentar las bases para un estudio que aborde el peligro ante la ocurrencia de lahares en el volcán San José de forma focalizada teniendo en cuenta el volumen efectivo de hielo presentado en este y en otros inventarios de glaciares existentes en el área de estudio.

7.2. ANÁLISIS CRÍTICO DE LA METODOLOGÍA

La metodología empleada consiste, en esencia, en una propuesta metodológica para la evaluación de susceptibilidad de movimientos en masa de origen glaciar inspirada en la metodología de Lara (2007). Dicha metodología se centra en la evaluación de remociones en masa en unidades geomorfológicas como taludes de roca y suelo. En este caso, al adaptarse la metodología para su aplicación en unidades geomorfológicas constituidas por glaciares, el enfoque empleado es principalmente glaciológico.

Producto de lo anterior, es necesario complementar los antecedentes bibliográficos de los fenómenos abordados, presentados en el capítulo 3, con los aspectos relevantes que caracterizan los movimientos en masa de origen glaciar ocurridos en una configuración glacioclimática similar a aquella del área de estudio. Por lo tanto, la realización de un catastro de movimientos en masa para los Andes centrales de Chile y Argentina, como el presentado en la sección 6.1, cobra relevancia puesto que sus resultados establecen una primera aproximación a las condiciones que caracterizaban los glaciares que dieron origen a este tipo de procesos. Ejemplos como el deslizamiento catastrófico del glaciar Aparejo en la cuenca del río Yeso en 1980 junto con el *surge*, y posterior *GLOF*, experimentado por el glaciar Juncal Sur en la cuenca del río Olivares en 1947 son claros referentes de eventos de esta naturaleza en glaciares cercanos a la subsubcuenca Río Volcán. En esa misma línea, la definición de los factores condicionantes debe ir de la mano de una caracterización de los glaciares del área de estudio, como aquella presentada en el capítulo 4 para la cuenca del río Volcán.

Sin embargo, existen analogías al enfoque utilizado por Lara (2007) para el análisis de susceptibilidad de remociones en masa. Una de ellas guarda relación con el valor crítico del Índice de Susceptibilidad, IS, igual a 50. Este es propuesto en el presente estudio de forma preliminar y cotejado, posteriormente, con los resultados obtenidos de la evaluación de los fenómenos en cada área piloto. Al respecto, solo los fenómenos *surges* fueron calibrados al evaluarse en ambas áreas piloto I y II, a diferencia del resto de los movimientos en masa abarcados, los cuales se analizaron de forma separada en cada área piloto. En efecto, se evaluaron avalanchas de hielo y *GLOFs* en el área piloto I, mientras que los deslizamientos catastróficos y lahares primarios fueron atendidos, en principio, en el área piloto II.

De acuerdo a la discusión de los resultados presentada en la sección 7.1 (en particular en el caso de los lahares, Figura 127), junto con el conocimiento recabado del área de estudio en las sucesivas visitas a terreno y presentado en el capítulo 4 Glaciares en el río Volcán, se estima que los valores críticos de $IS = 50$ e $IS = 70$ son satisfactorios para determinar aquellos glaciares con susceptibilidad media y alta, respectivamente, ante cada fenómeno evaluado. En el caso de que se estableciera un umbral de $IS = 80$ para determinar aquellos glaciares con susceptibilidad alta, solo un glaciar tendría tal nivel de susceptibilidad ante avalanchas de hielo, correspondiente al glaciar El Morado (área piloto I, Figura 106), mientras que los otros 4 fenómenos no tendrían glaciares con susceptibilidad alta. Como una oportunidad para refinar la metodología en una etapa posterior, se pueden reanalizar los casos documentados de movimientos en masa originados en glaciares presentadas en el catastro realizado en este estudio (sección 6.1) y calibrar los valores umbrales de IS para cada proceso analizado. En tal escenario, cada tipo de movimiento en masa de origen glaciar tendría sus propios umbrales para los distintos niveles de susceptibilidad.

Otro aspecto a considerar de la metodología propuesta, es el hecho de que las unidades geomorfológicas objeto del estudio, en este caso los glaciares, son evaluados de forma íntegra e

individual. Atendiendo la dinámica intrínseca de los glaciares, como la diferente configuración de extensión y espesor que puede tener un glaciar a lo largo de su recorrido aguas abajo, así como las fluctuaciones de velocidad que experimenta un glaciar según su geometría, se debe considerar evaluar de forma seccionada aquellos glaciares con secciones particularmente inestables en relación al resto del glaciar. Ejemplo de ello son los glaciares con múltiples cuerpos tributarios, como es el caso del glaciar Loma Larga en el área piloto I (Figura 59 y Figura 60). Las cascadas de hielo que descienden al glaciar de valle desde lo alto de los cerros Mesón Alto y Loma Larga se podrían considerar propensas a desencadenar avalanchas de hielo dada la elevada pendiente, sobre 30°, que poseen. Así mismo, aquellos glaciares con una variación significativa del tipo de cobertura (con hielo descubierto en su cabecera y una pronunciada cobertura detrítica en su frente) debiesen ser considerados para efectos de una evaluación diferencial de su susceptibilidad, como el caso del glaciar Nieves Negras en el área piloto II (Figura 66) para la evaluación de lahares primarios. En cualquier caso, la evaluación de subdivisiones de un glaciar corresponde a un trabajo de detalle que debe ser abordado en una profundización del presente estudio enfocado en glaciares específicos definidos según los objetivos de la continuación del estudio.

7.2.1. Factores condicionantes

Además de la definición de glaciares como unidades geomorfológicas para la evaluación de susceptibilidad, el enfoque glaciológico de la metodología propuesta se sustenta en la consideración de factores condicionantes de origen criosférico, los cuales tienden a ser mayor en número que los factores geológicos y atmosféricos en la gran mayoría de los casos, como se resumen en la Tabla 46. Cabe señalar que los factores condicionantes fueron agrupados en dichas tres categorías de acuerdo a las recomendaciones de GAPHAZ (2017) y Allen (2022) para la evaluación de avalanchas de hielo y *GLOFs*.

Tabla 46. Número y tipo de factor concionante para cada fenómeno abordado en el estudio

Fenómeno	Tipo de factor			Total
	Atmosférico	Criosférico	Geológico	
Avalanchas de hielo	2	10	5	17
<i>Surges</i>	2	8	4	14
Deslizamientos catastróficos	2	7	4	13
<i>GLOFs</i>	2	10	12	24
Lahares	2	9	8	19

Como fuera indicado anteriormente, los numerosos factores condicionantes considerados en el presente estudio se sustentan en la literatura y en los casos reportados de los distintos movimientos en masa originados en glaciares (sección 3.3 y Tabla 31), incluyendo aquellos del catastro de movimientos en masa realizado para el presente estudio (sección 6.1). Estos factores fueron propuestos y evaluados en primera instancia para cada área piloto presentada en las secciones 6.2.1 y 6.2.2. No obstante, a diferencia de la propuesta metodológica de Sepúlveda (1998), en esta oportunidad no se realiza una consulta a expertos respecto a qué factores condicionantes, además de su ponderación, se deben considerar para el análisis de susceptibilidad. Lo anterior guarda relación, principalmente, con la cantidad de fenómenos abordados en el presente estudio junto con el tiempo que cada proceso requiere para su análisis, además de una mayor cantidad de literatura disponible.

Con miras a refinar el método propuesto, se puede consultar, en primera instancia, a expertos en aquellos fenómenos que adolecen, a la fecha, de otro modelo semicuantitativo de susceptibilidad, como es el caso de los *surges* y los deslizamientos catastróficos. Otra alternativa es evaluar la implementación de un análisis jerárquico de procesos (AHP) mediante la comparación de pares (asignación de un peso, o importancia, a un atributo relativo a otro) entre factores condicionantes para un fenómeno en específico (como los *surges*), similar a lo realizado por Muñoz (2018) ante flujos de detritos en el estero San Alfonso, Región Metropolitana, y comparar los resultados desde un punto de vista determinístico. Esta combinación entre métodos se debiese llevar a cabo, preferentemente, a nivel de áreas piloto para luego extrapolar los resultados a toda la subsubcuenca, o área, en estudio.

Respecto a la ponderación máxima asignada según tipo de factor condicionante, la Tabla 47 presenta el resumen por fenómeno analizado a partir del desglose elaborado en la sección 5.2.2 Ponderación de factores.

Tabla 47. Resumen de la ponderación máxima asignada según tipo de factor condicionante y fenómeno abordado en el estudio

Fenómeno	Tipo de factor/Ponderación máxima		
	Atmosférico	Criosférico	Geológico
Avalanchas de hielo	15	45	40
<i>Surges</i>	15	50	35
Deslizamientos catastróficos	15	45	40
<i>GLOFs</i>	10	45/40	40/45
Lahares	10	40	50

De la Tabla 47 es directo que la ponderación máxima asignada a los factores criosféricos es superior en 3 de los 5 fenómenos evaluados. Las excepciones corresponden, en primer lugar, a los lahares primarios, en los cuales se asignó mayor peso a aquellos factores geológicos ligados al volcán San José presente en el área de estudio. A su vez, en el caso de los *GLOFs*, los factores condicionantes geológicos adquieren mayor ponderación solo para el escenario de un lago represado por morrena. Este caso aplica solo a un glaciar de la zona de estudio, correspondiente al glaciarete El Morado (CL105702007B) en el área piloto I (Figura 2, Figura 54), por lo que en la mayoría de los casos evaluados predominan los factores criosféricos por sobre los geológicos al analizar la susceptibilidad ante *GLOFs*.

En vista de que las ponderaciones máximas asignadas según tipo de factor condicionante son parte de la propuesta establecida para la presente metodología, estas podrían variar según la macrorregión donde se quiera realizar el análisis. En caso de efectuar una evaluación de la susceptibilidad en glaciares ubicados en el extremo norte, o sur, de Chile, la ponderación máxima de los factores atmosféricos podría disminuir, o aumentar, según sea el caso. De igual forma, si se quisiera implementar el análisis en una zona cuya geología sea compleja y, al mismo tiempo, esté condicionada por una tectónica dinámica bajo el constante movimiento de fallas activas como es el caso de los Alpes del Sur en Nueva Zelanda (Langridge *et al.*, 2016), los factores geológicos podrían tener una mayor ponderación.

En cualquier caso, el método de análisis aquí propuesto requiere destinar una elevada cantidad de tiempo tanto para la definición de factores condicionantes, junto con sus respectivas ponderaciones, y, posteriormente, para la aplicación de los mismos previo al cálculo del Índice de Susceptibilidad. En ese sentido, y como se muestra en la Tabla 46, es posible desprender que el total acumulado de factores condicionantes propuesto para los 5 fenómenos asciende a la suma de 87, lo que supone un total de 6.090 estimaciones para los factores condicionantes en los 70 glaciares evaluados. Si bien algunos factores como el régimen termal del glaciar, la ubicación de la altura isoterma 0° en relación al glaciar y la geología del lecho, entre otras, son comunes para cada proceso de movimiento en masa evaluado, en cualquier caso, supone un cálculo exhaustivo y demoroso.

Con el fin de ahondar en el análisis crítico a la metodología de evaluación de susceptibilidad propuesta en este estudio, a continuación, se presenta una alternativa simplificada de la metodología de análisis. Esta es aplicada a los 70 glaciares no rocosos de la subsubcuenca Río Volcán. Su escala de aplicación se estima en el miembro superior del rango propuesto para la metodología, equivalente a una escala 1:25.000.

7.2.2. Análisis simplificado

Para proceder con la simplificación del método de análisis, en primer lugar, se omiten los factores condicionantes atmosféricos en todos los fenómenos evaluados. Lo anterior por cuanto el rol de la altura de la isoterma 0°C, estimada como la media anual para los años 2017-2021, se tiene en cuenta en el régimen termal del glaciar (sección 4.4.5). De similar modo, el rol de la precipitación se estima secundario para todos los tipos de movimiento en masa abordados, con hasta un 5% de ponderación, como se aprecia en las tablas de la sección 5.2.2, por lo que es desestimado del análisis.

De modo similar, y para el caso de las avalanchas de hielo y *GLOFs*, se omiten todos los factores geológicos con el propósito de atender la influencia intrínseca de cada glaciar tanto en el desarrollo de una fractura que genere un desprendimiento parcial del glaciar, caso de las avalanchas de hielo, como en la posibilidad de que el glaciar evaluado origine un lago glaciar que de por sí sea propenso a la ocurrencia de un *GLOF*. Por el contrario, en el caso de los *surges*, deslizamientos catastróficos y lahares primarios, se mantienen los factores geológicos por cuanto estos son determinantes para la generación de un sustrato débil que favorezca inestabilidades del tipo *surge*, y/o colapsos, así como por la influencia del volcanismo para la generación de lahares.

Por otro lado, y consecuente a la escala 1:25.000 representativa del análisis simplificado propuesto, en cada fenómeno se omiten, como regla general, los factores condicionantes, ya sea de origen criosférico como geológico, cuya máxima ponderación inicial, sección 5.2.2, sea igual o inferior a 4%. Ello significa que la hidrología del glaciar, así como la presencia de grietas, es desestimada para todos los fenómenos. De manera puntual, en algunos fenómenos se omitieron factores con ponderación de hasta 6%, como es el caso de la ocurrencia previa de *surges* y la presencia de grietas en el caso de los deslizamientos catastróficos. En el caso de los lahares primarios, se omitieron los factores condicionantes geológicos asociados a los tipos de productos volcánicos específicos (caída de tefra, emisión de lava, ocurrencia de flujos piroclásticos e impactos de material balístico). Ello con el fin de evaluar la sensibilidad del método en caso de no contar con información de detalle respecto a la erupción del edificio volcánico considerado en el análisis.

Finalmente, el número de factores condicionantes se redujo a 6 para las avalanchas de hielo, 7 para los deslizamientos catastróficos y *GLOFs*, y 8 para los *surges* y lahares primarios, como se resume en la Tabla 48. La ponderación resultante se normalizó a 100% manteniendo el desglose presentado en la sección 5.2.2. Solo en algunos casos se acomodaron los valores de la ponderación máxima a valores múltiplos de 5 con el fin de simplificar aún más el cálculo del Índice de Susceptibilidad resultante.

Tabla 48. Número y tipo de factor concionante para cada fenómeno abordado en el estudio en el análisis simplificado

Fenómeno	Tipo de factor		Total
	Criosférico	Geológico	
Avalanchas de hielo	6	0	6
<i>Surges</i>	5	3	8
Deslizamientos catastróficos	4	3	7
<i>GLOFs</i>	7	0	7
Lahares	5	3	8

A continuación, en la Tabla 49 se presenta el listado reducido de factores condicionantes para cada fenómeno evaluado junto con su respectiva ponderación máxima. El desglose de las ponderaciones, junto con el resumen de los resultados obtenidos, se presenta en el capítulo Anexo.

Tabla 49. Ponderación máxima de factores condicionantes en el análisis simplificado. Numeración del factor heredado del análisis completo

Fenómeno	Tipo de factor	Factor condicionante	Porcentaje factor (%)
Avalancha de hielo	Criosférico	Régimen termal del glaciar (f_3)	15
		Geometría del glaciar (f_4)	20
		Pendiente (f_5)	20
		Cambios de elevación (f_{10})	15
		Cambios de extensión (f_{11})	15
		Ocurrencia previa de avalanchas (f_{12})	15
<i>Surges</i>	Criosférico	Condiciones termales (f_3)	6
		Geometría del glaciar (f_4)	7
		Velocidad superficial (f_7)	15
		Variaciones del glaciar (f_8)	12
		Balace de masa (f_9)	15
	Geológico	Tipo de roca (f_{11})	15
		Ubicación del glaciar (f_{12})	15
Deslizamientos catastróficos	Criosférico	Topografía del lecho (f_{14})	15
		Condiciones termales (f_3)	10
		Pendiente del glaciar (f_4)	20
		Velocidad superficial (f_7)	10
	Cambios de elevación/geometría del glaciar (f_8)	10	
Geológico	Tipo de roca (f_{10})	20	

Fenómeno	Tipo de factor	Factor condicionante	Porcentaje factor (%)
		Topografía de la base (f ₁₁)	15
		Procesos de remoción en masa (f ₁₂)	15
<i>GLOFs</i>	Criosférico	Existencia del lago (f ₃)	20
		Tipo/geometría de glaciar (f ₄)	15
		Balance de masa y mecanismo de ablación (f ₅)	15
		Condiciones termales (f ₆)	15
		Geometría del lago (f ₇)	10
		Presencia de glaciares colgantes (f ₈)	10
		Variaciones del glaciar (f ₉)	15
Lahares primarios	Criosférico	Ubicación del glaciar (f ₄)	15
		Dimensiones del glaciar (f ₅)	15
		Pendiente del glaciar (f ₆)	10
		Balance de masa/mecanismo de ablación (f ₇)	10
	Geológico	Cobertura detrítica del glaciar (f ₈)	10
		Edificio volcánico (f ₁₂)	10
		Actividad volcánica reciente* (f ₁₃)	20
		Tipo de erupción* (f ₁₄)	10

A continuación, se presenta el resultado del análisis de susceptibilidad simplificado en la cuenca del río Volcán. Para representar la susceptibilidad de forma cualitativa, en categorías baja, media y alta, se emplean los mismos rangos del Índice de Susceptibilidad descritos en la sección 5.2. En la Figura 128 se presenta el resumen de resultados según la clasificación primaria empleada en el Inventario Río Volcán 2022. Respecto a la distribución de los grados de susceptibilidad de acuerdo al análisis simplificado, la Figura 129 presenta el resultado para avalanchas de hielo, la Figura 130 para *surges*, Figura 131 para deslizamientos catastróficos, Figura 132 para *GLOFs* y la Figura 133 para lahares primarios.

En la Tabla 50 se resumen los resultados en términos del número de glaciares según el grado de susceptibilidad junto con el máximo valor de IS obtenido para cada proceso.

Tabla 50. Resumen de resultados de IS obtenidos para el análisis simplificado de susceptibilidad en el área de estudio

Susceptibilidad	Avalanchas de hielo	<i>Surges</i>	Deslizamientos catastróficos	<i>GLOFs</i>	Lahares primarios
Baja	22	60	64	58	44
Media	38	9	4	5	23
Alta	10	1	2	7	3
Máximo IS	89	73	73	81	73

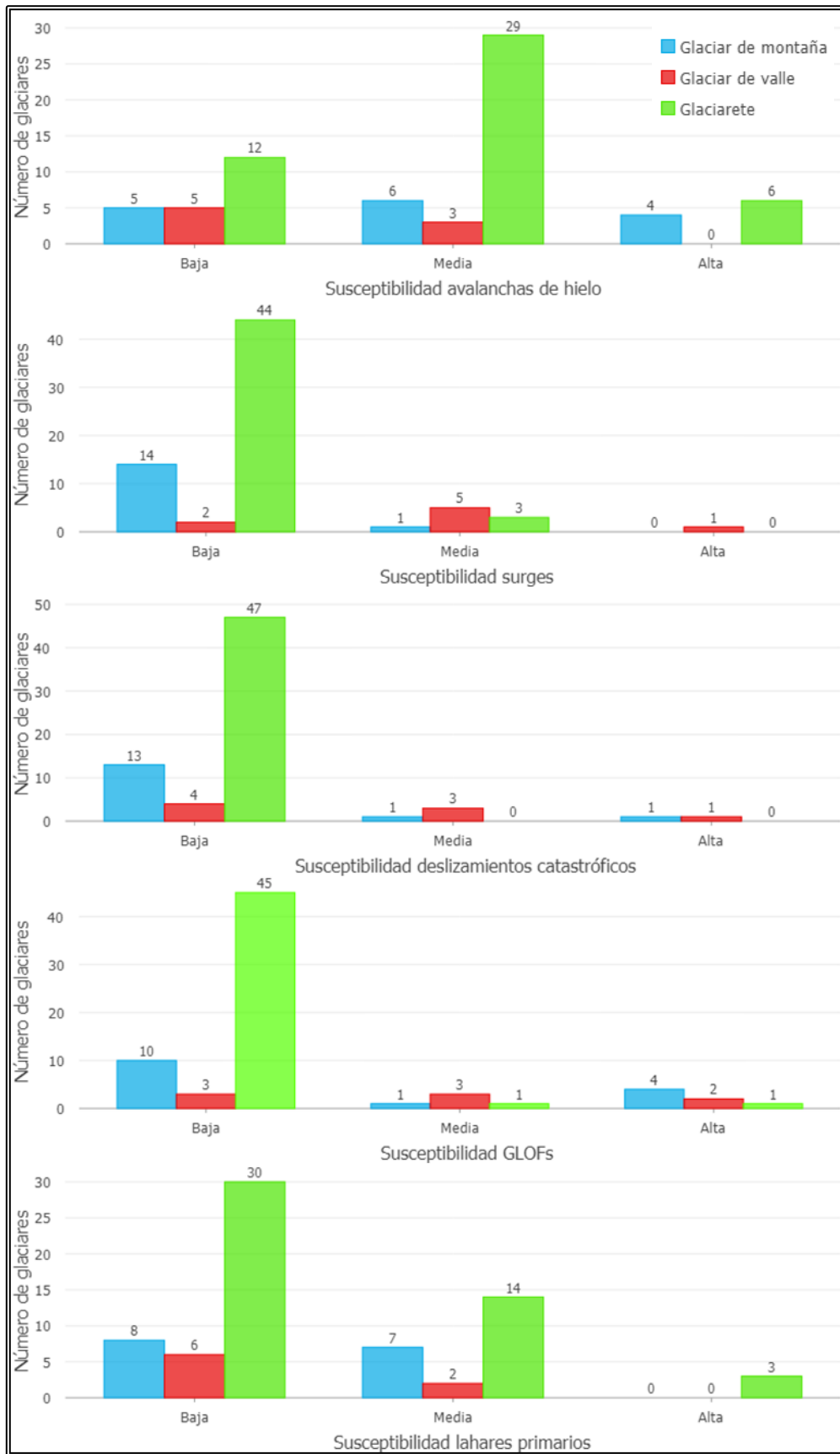


Figura 128. Número de glaciares susceptibles ante movimientos en masa según clasificación primaria en el análisis simplificado

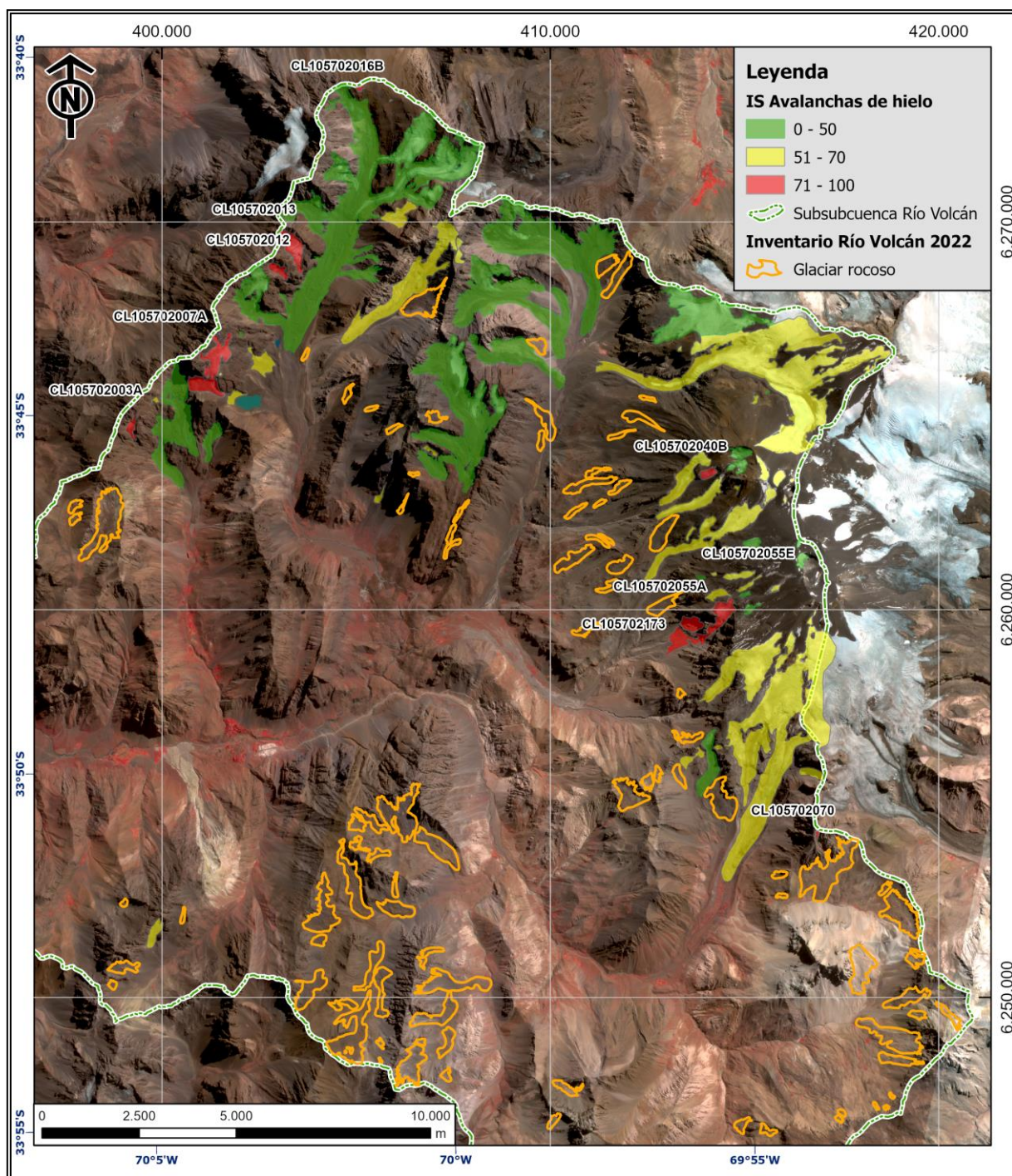


Figura 129. Índice de Susceptibilidad de avalanchas de hielo en la subsubcuenca Río Volcán. Análisis simplificado

De la Figura 129 se observan 6 glaciares adicionales con susceptibilidad alta de avalanchas de hielo, correspondientes a los glaciaretos CL105702016B (aguas arriba del glaciar Loma Larga), CL105702070 al sur del volcán San José (área piloto II), junto con los glaciaretos CL105702055E y CL105702173 y los glaciares de montaña CL105702040 y CL105702055A en el flanco oeste del volcán San José. Los otros 4 glaciares no listados, en el margen noroeste del área de estudio, corresponden a glaciares con susceptibilidad alta en el análisis propuesto, Figura 112.

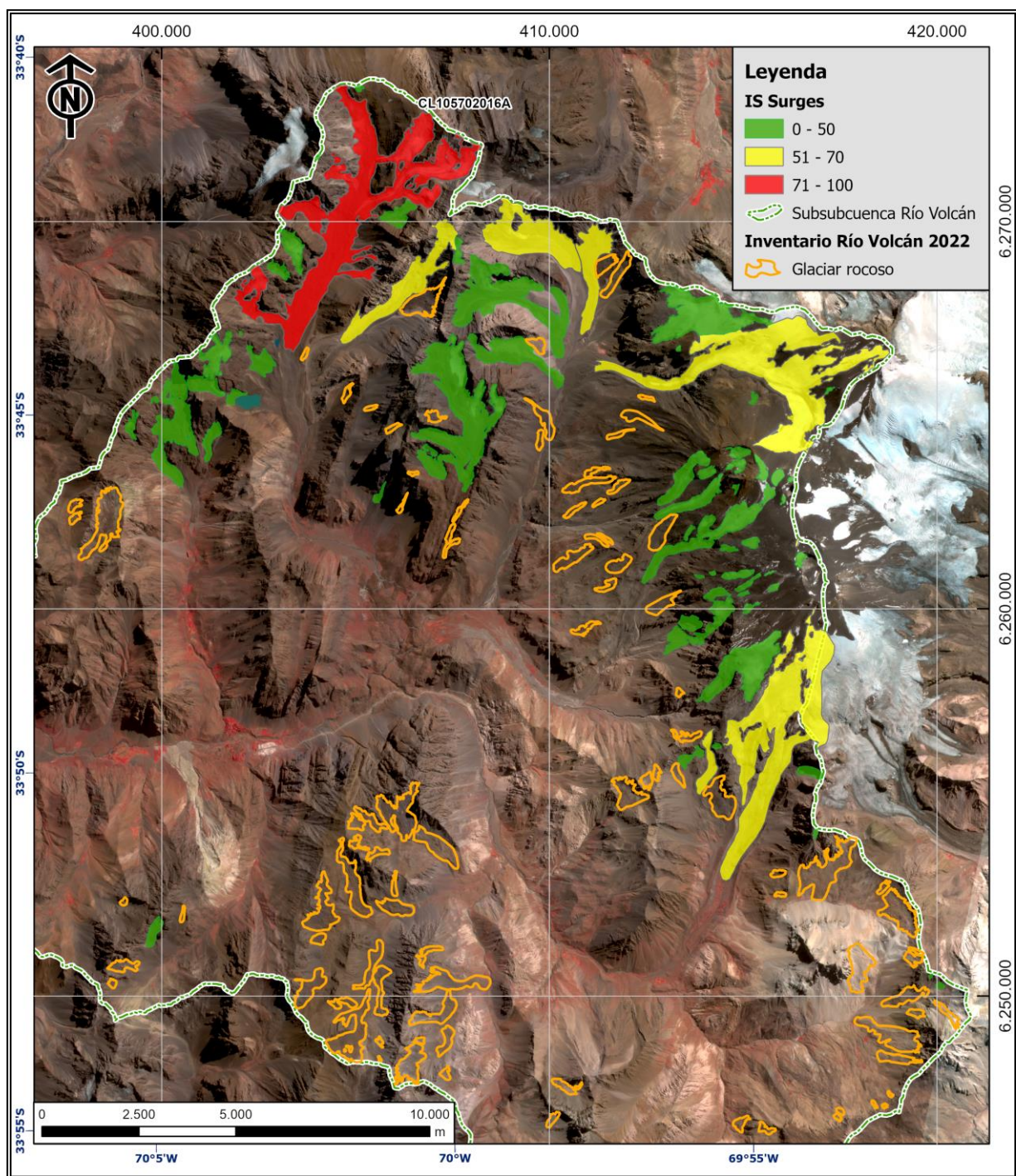


Figura 130. Índice de Susceptibilidad de *surges* en la subsubcuenca Río Volcán. Análisis simplificado

De la Figura 130 se desprende que solo el cuerpo principal del glaciar Loma Larga (CL105702016A) mantiene susceptibilidad alta ante *surges* en el área de estudio, similar al resultado obtenido en el análisis propuesto (Figura 130). Por otro lado, se aprecian diferencias en el número y distribución de glaciares con susceptibilidad media, las que son discutidas más adelante en la sección 7.2.3.

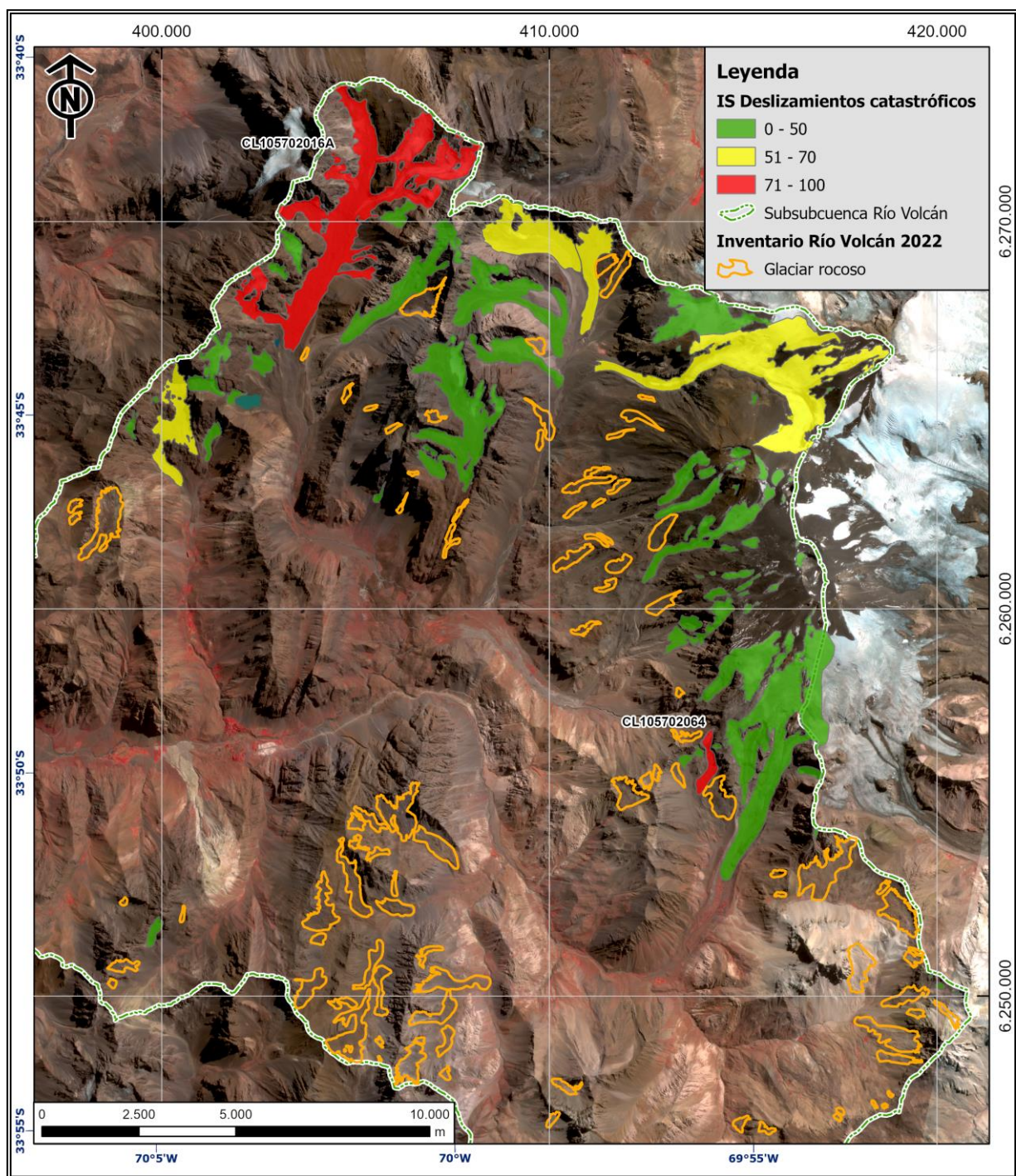


Figura 131. Índice de Susceptibilidad de deslizamientos catastróficos en la subsubcuenca Río Volcán. Análisis simplificado

Similar al caso anterior, en la Figura 131 se observa cómo los dos glaciares con susceptibilidad alta en el análisis propuesto, Figura 114, mantienen su categoría en el análisis simplificado. Se aprecian cambios menores en el número de glaciares con susceptibilidad media, lo que se detalla en la sección 7.2.3.

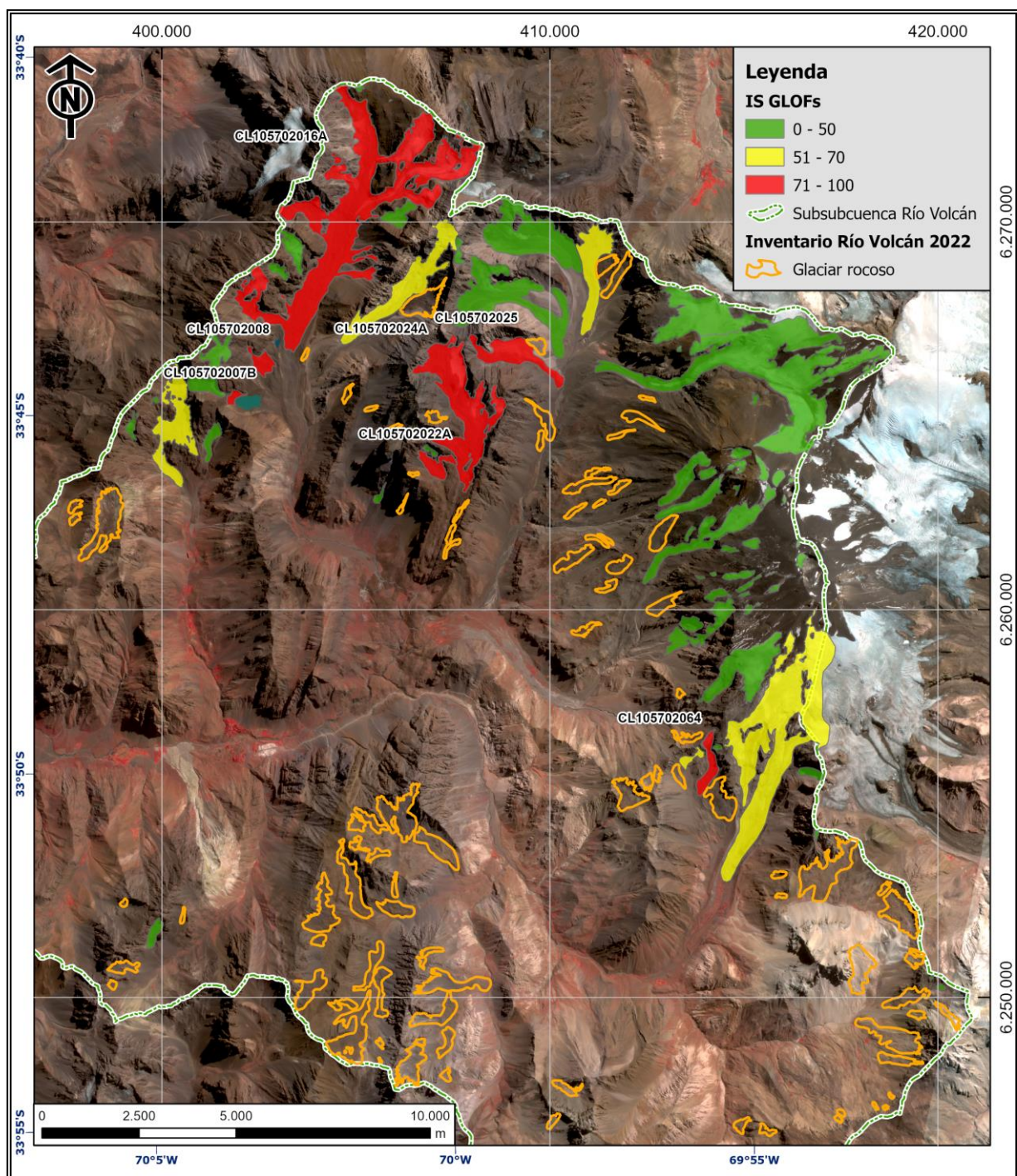


Figura 132. Índice de Susceptibilidad de *GLOFs* en la subsubcuenca Río Volcán. Análisis simplificado

Respecto a los fenómenos *GLOFs*, Figura 132, se observan 5 glaciares adicionales con susceptibilidad alta respecto al análisis propuesto (Figura 115). Estos corresponden al glaciarete El Morado B (CL105702007B, área piloto I), a los glaciares de montaña CL105702024A y CL105702022A en la cabecera del estero Mesoncito, al glaciar de valle CL105702025 en la microcuenca del estero Marmolejo y al glaciar de montaña CL105702064, en el área piloto II. La característica en común de todos estos glaciares es la existencia de un lago glaciar.

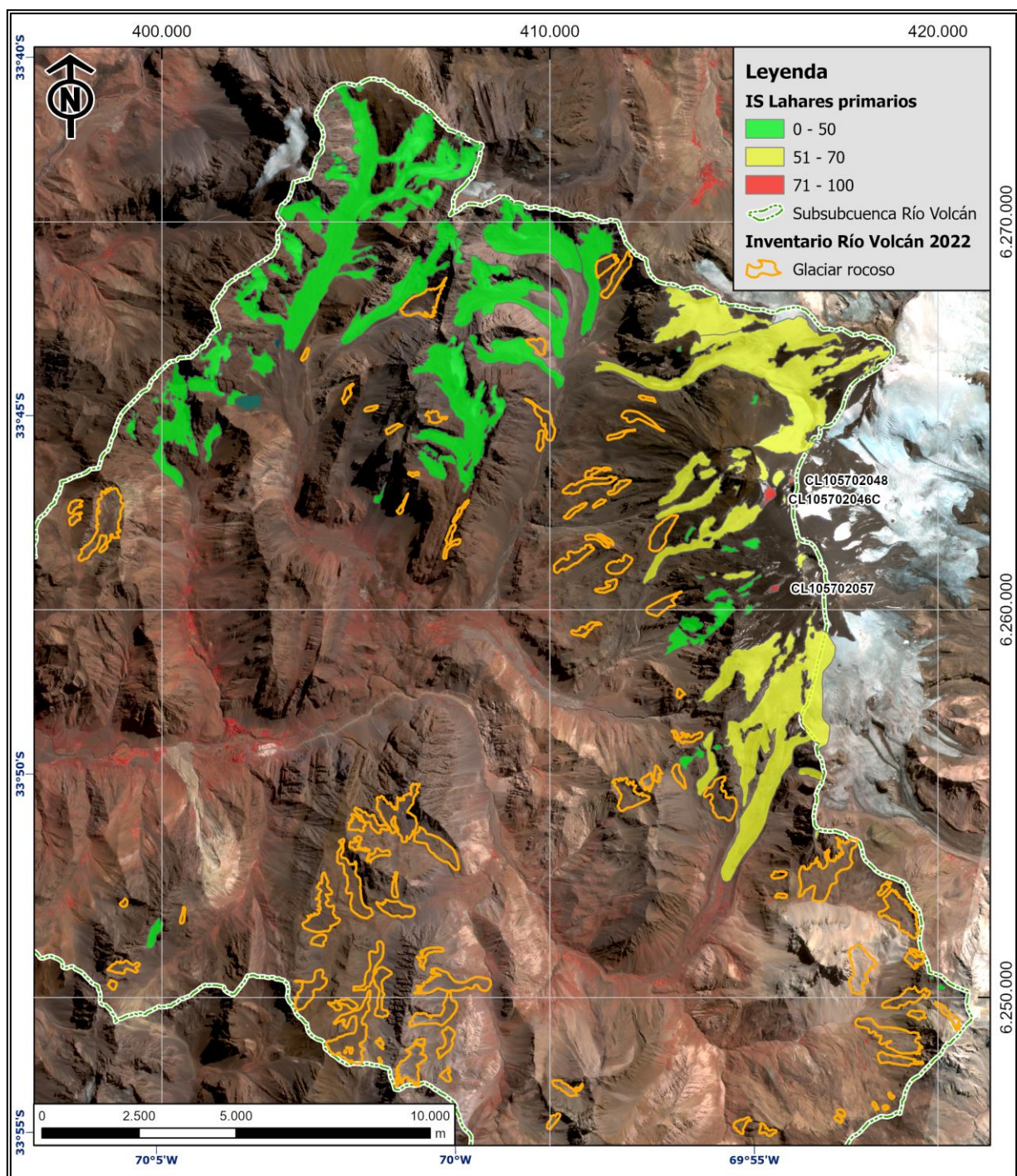


Figura 133. Índice de Susceptibilidad de lahares primarios en la subsubcuenca Río Volcán. Análisis simplificado

De la Figura 133 se desprende que el resultado del análisis simplificado de lahares primarios otorga un bajo número de glaciares con susceptibilidad alta. En concreto, se trata de tres glaciaretos ubicados en lo alto del volcán San José. El resto de los glaciares emplazados en el complejo volcánico, poseen en su mayoría susceptibilidad media, con excepción de algunos cuerpos con susceptibilidad baja, los que en el análisis propuesto poseían susceptibilidad media (Figura 116).

7.2.3. Comparación entre análisis

Para realizar una comparación con los resultados del análisis propuesto de susceptibilidad, presentado en el capítulo 5.2.3, se toma en consideración cuántos glaciares variaron su grado de susceptibilidad en cada proceso de movimiento en masa evaluado. De modo similar, se grafica la variabilidad del Índice de Susceptibilidad (IS) originalmente calculado, o propuesto, con aquel resultante del análisis simplificado.

En el caso de las avalanchas de hielo, la Figura 134 ilustra la comparación entre el número de glaciares según susceptibilidad en ambos análisis, propuesto y simplificado, así como la relación entre el IS obtenido para el análisis simplificado versus el IS obtenido en el análisis propuesto.

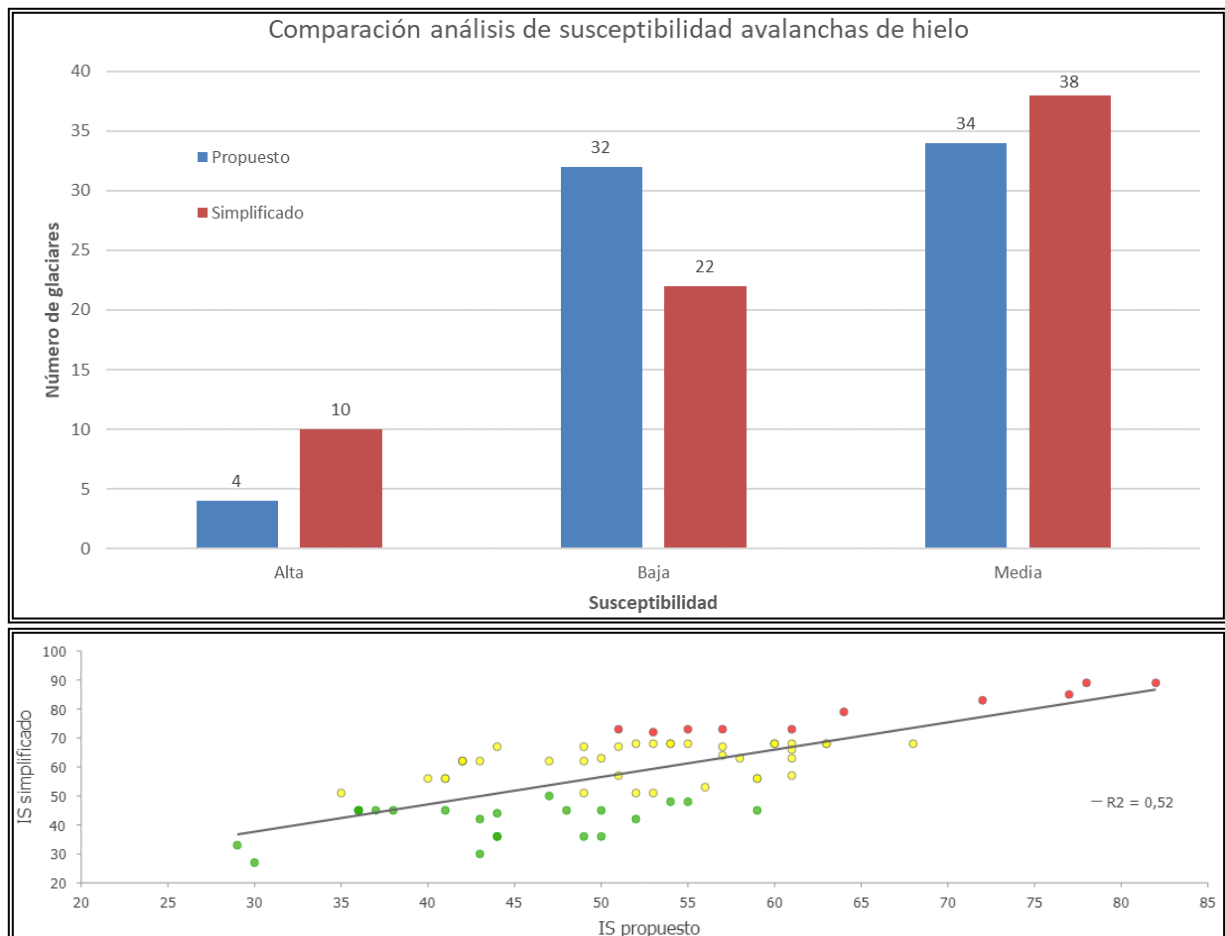


Figura 134. Comparación de análisis de susceptibilidad propuesto y simplificado para avalanchas de hielo. Panel superior: número de glaciares según susceptibilidad. Panel inferior: IS obtenido en ambos análisis. Escala de colores refiere a la susceptibilidad del análisis simplificado (Figura 129)

De la Figura 134 se desprende que el análisis simplificado sobreestima la susceptibilidad respecto al análisis propuesto, principalmente, en aquellos glaciares con IS mayor a 50. Esto también se constata en la Figura 129 al observar un mayor número de glaciares con susceptibilidad alta versus el análisis propuesto, Figura 112. Puesto que el análisis simplificado estima menos glaciares con

susceptibilidad baja, el ajuste entre ambos cálculos de IS reporta un bajo R^2 (igual a 0,52), donde la ecuación lineal que relaciona ambos IS, simplificado y propuesto, es de la forma:

$$IS_{Simplificado} = 0,936 \times IS_{Propuesto} + 9,727$$

Lo anterior permite inferir que los 6 factores condicionantes considerados para el análisis simplificado de avalanchas de hielo originados en glaciares (condiciones termales, geometría, pendiente, cambios de elevación y extensión junto con la ocurrencia previa del fenómeno, Tabla 49), tienden a sobreestimar la susceptibilidad en relación al modelo propuesto a escala 1:10.000. No obstante, dado que el resultado obtenido en el análisis simplificado sí considera los glaciares con susceptibilidad alta según el modelo propuesto, se estima que este análisis es suficiente para trabajar a una escala 1:25.000 y que, a su vez, permite desestimar la incidencia de los factores de origen geológico en la evaluación.

Respecto a los *surges*, en la Figura 135 se presenta la comparación entre el número de glaciares según susceptibilidad en ambos análisis, propuesto y simplificado, así como la relación entre el IS obtenido para el análisis simplificado versus el IS obtenido en el análisis propuesto.

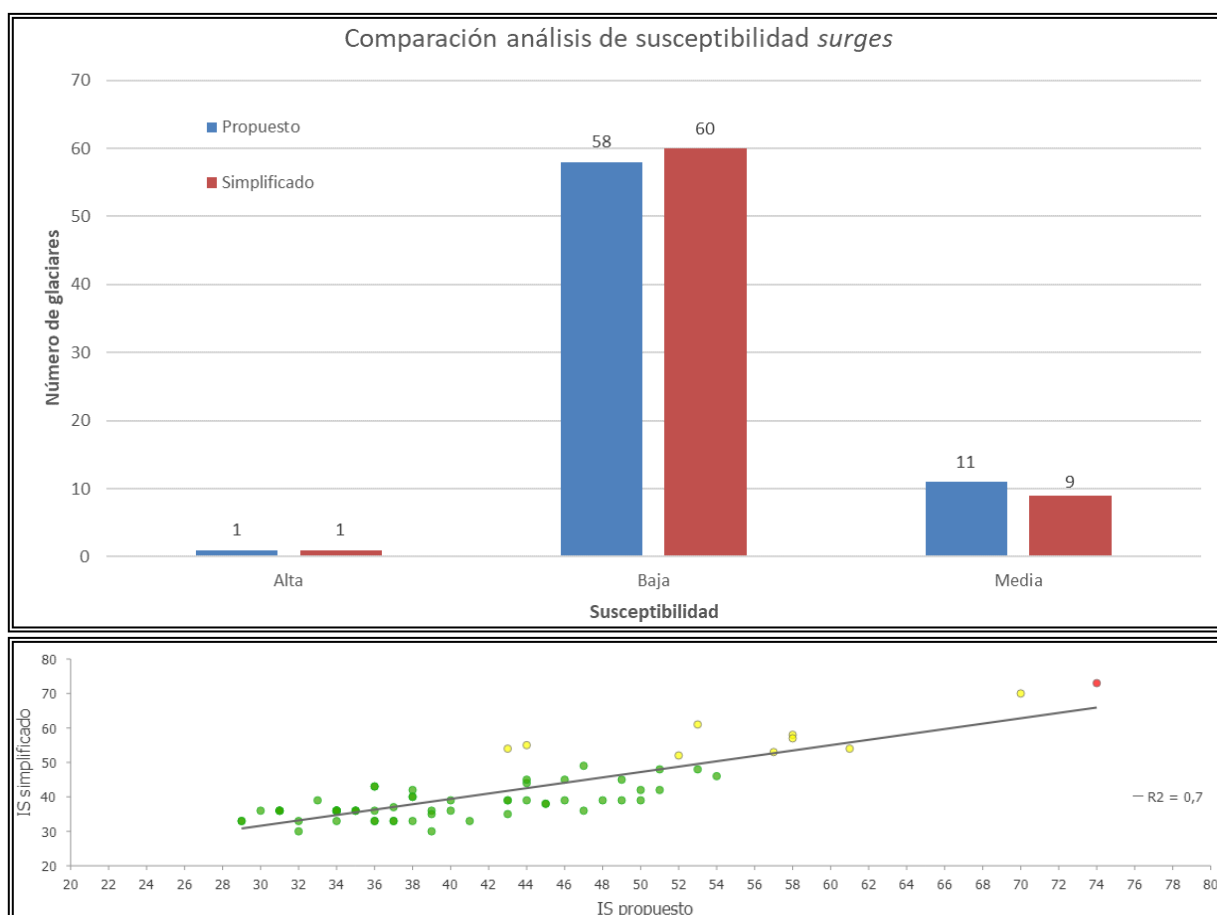


Figura 135. Comparación de análisis de susceptibilidad propuesto y simplificado para *surges*. Panel superior: número de glaciares según susceptibilidad. Panel inferior: IS obtenido en ambos análisis. Escala de colores refiere a la susceptibilidad del análisis simplificado (Figura 130)

En el caso de la Figura 135, se observa que ambos análisis, propuesto y simplificado, otorgan resultados bastante similares. En efecto, en las dos evaluaciones el glaciar Loma Larga (CL105702016A) resulta ser el único glaciar con susceptibilidad alta. En el caso de la susceptibilidad media y baja, se obtiene una diferencia de dos glaciares, con inclinación a un mayor número en la susceptibilidad baja. A partir de lo anterior, es posible establecer que, en el caso de los *surges*, el análisis simplificado subestima levemente la susceptibilidad respecto al análisis propuesto en aquellos glaciares con baja susceptibilidad. Ello se corrobora con la comparación entre ambos IS obtenidos, panel inferior en la Figura 135, en la forma del R^2 resultante del ajuste lineal, igual a 0,705. La ecuación lineal que relaciona ambos IS, simplificado y propuesto, para *surges* es de la forma:

$$IS_{Simplificado} = 0,781 \times IS_{Propuesto} + 8,132$$

En vista de que el ajuste entre ambos modelos de susceptibilidad es levemente mejor que aquel constatado para las avalanchas de hielo, y con muy escasas variaciones en la susceptibilidad obtenida, es posible establecer que, en el caso de los *surges*, los 8 factores condicionantes considerados para el análisis simplificado, 5 criosféricos (condiciones termales, geometría del glaciar, velocidad superficial, variaciones del glaciar, balance de masa) y 3 geológicos (tipo de roca, ubicación del glaciar y topografía), Tabla 49, sí son representativos para evaluar la susceptibilidad a escala 1:25.000. Así, factores condicionantes como la hidrología del glaciar, ocurrencia previa de *surges* y el fracturamiento, o existencia de discontinuidades, pueden ser desestimados para un análisis a mayor escala.

La comparación de resultados obtenidos para la evaluación de susceptibilidad de deslizamientos catastróficos, Figura 136, da cuenta de un mejor ajuste entre el modelo simplificado con la metodología propuesta y aplicada a escala de detalle 1:10.000. En efecto, ambos análisis reportan los mismos glaciares con susceptibilidad alta (Loma Larga, CL105702016A, y CL105702064), mientras que la mayor variación se observa en el número de glaciares con susceptibilidad media, con 3 glaciares menos en esa categoría en el caso del análisis simplificado (panel superior Figura 136). En el caso de los glaciares con susceptibilidad baja, no se observan diferencias significativas.

Del panel inferior de la Figura 136 se desprende cómo ambos modelos de susceptibilidad tienden a otorgar resultados bastante similares, con un valor de R^2 igual a 0,928. En ese sentido, la ecuación lineal que relaciona ambos IS, simplificado y propuesto, para deslizamientos catastróficos es de la forma:

$$IS_{Simplificado} = 0,987 \times IS_{Propuesto} - 2,888$$

Lo anterior permite suponer que los 7 factores condicionantes considerados para el análisis simplificado, 4 criosféricos (condiciones termales, pendiente, velocidad superficial y cambios de geometría del glaciar) y 3 geológicos (tipo de roca y topografía basal junto con la ocurrencia de otros procesos de remoción en masa en el glaciar) son suficientes para estimar la susceptibilidad a mayor escala (1:25.000 o superior). Por lo tanto, factores condicionantes como la presencia de grietas, hidrología glaciar y la sismicidad, por ejemplo, podrían ser desestimados del análisis a una escala de trabajo de nivel cuenca o regional.

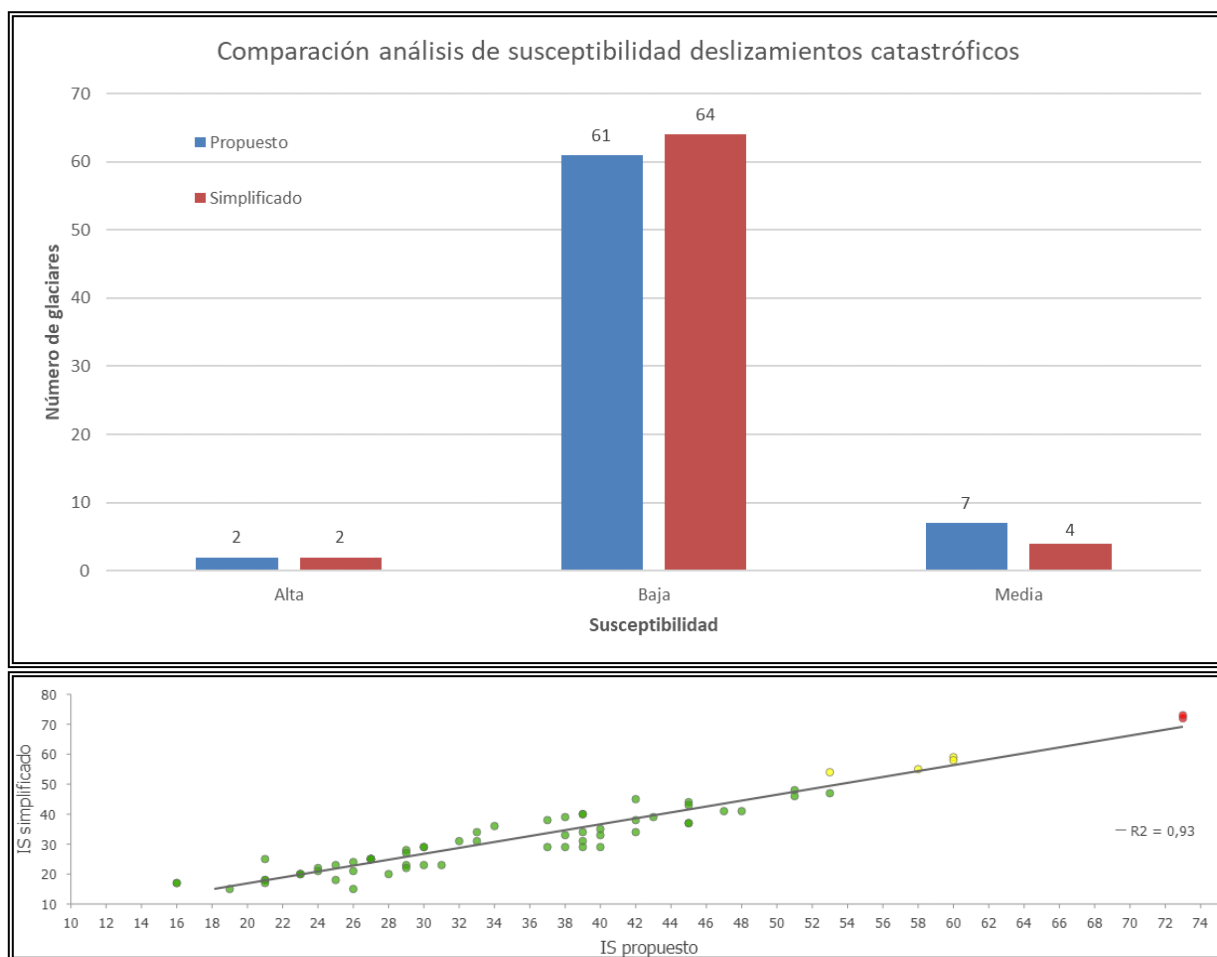


Figura 136. Comparación de análisis de susceptibilidad propuesto y simplificado para deslizamientos catastróficos. Panel superior: número de glaciares según susceptibilidad. Panel inferior: IS obtenido en ambos análisis. Escala de colores refiere a la susceptibilidad del análisis simplificado (Figura 131)

En el caso de los fenómenos *GLOFs*, la comparación entre ambos análisis de susceptibilidad, propuesto y simplificado, da cuenta de una sobreestimación de la susceptibilidad en los glaciares con susceptibilidad alta, como se muestra en la Figura 137. Esto guarda estrecha relación con la presencia de lagos glaciares en los glaciares con susceptibilidad alta, Figura 132. En efecto, este es el factor condicionante de mayor peso (20%) en el análisis simplificado de *GLOFs*, Tabla 49. Producto de lo anterior, glaciares como el glaciarete El Morado inferior poseen una mayor susceptibilidad en dicho análisis.

En el caso de los glaciares con susceptibilidad baja, panel inferior de la Figura 137, la relación entre ambos modelos de susceptibilidad es bastante ajustada. Ello repercute en un elevado valor de R^2 igual a 0,911. La ecuación lineal que relaciona ambos IS, simplificado y propuesto, para *GLOFs* es de la forma:

$$IS_{Simplificado} = 1,411 \times IS_{Propuesto} - 19,104$$

De lo anterior se desprende la sobreestimación de la susceptibilidad en el modelo simplificado, en particular para aquellos glaciares con susceptibilidad media en el análisis a escala 1:10.000.

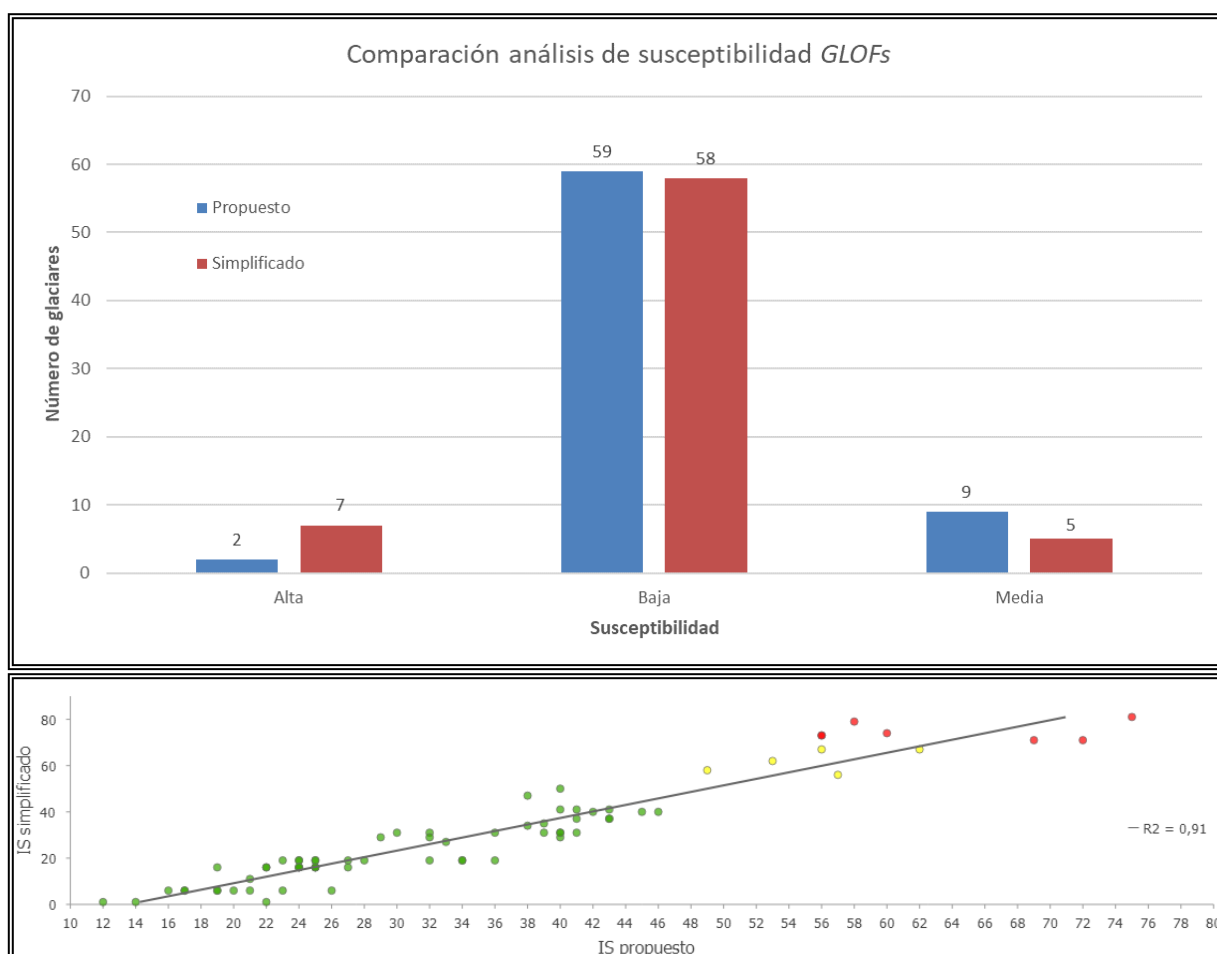


Figura 137. Comparación de análisis de susceptibilidad propuesto y simplificado para GLOFs. Panel superior: número de glaciares según susceptibilidad. Panel inferior: IS obtenido en ambos análisis. Escala de colores refiere a la susceptibilidad del análisis simplificado (Figura 132)

Es necesario destacar que el modelo propuesto para la susceptibilidad de GLOFs posee el mayor número de factores condicionantes, con un total de 24. Por otro lado, el análisis simplificado prescinde de los factores atmosféricos y geológicos, a la vez que desestima 3 factores criosféricos, entre los que se incluyen los procesos de *calving* (solo aplicables al glaciarrete El Morado), drenaje subglaciar y ocurrencia de *surges* en el glaciar. Estos factores considerados solo para glaciares con lago represado por hielo.

Por lo tanto, si bien en el modelo simplificado se constata un mayor número de glaciares con susceptibilidad alta asociados a la existencia de un lago glaciar, los resultados dan cuenta de que los factores condicionantes considerados para el modelo (existencia y geometría del lago glaciar, tipo de glaciar, balance de masa y mecanismo de ablación, condiciones termales, variaciones y presencia de glaciares colgantes ladera arriba), sí son representativos para llevar a cabo una evaluación 1:25.000, o mayor.

Finalmente, en el caso de los lahares primarios, la comparación entre los análisis de susceptibilidad propuesto y simplificado, se presenta en la Figura 138.

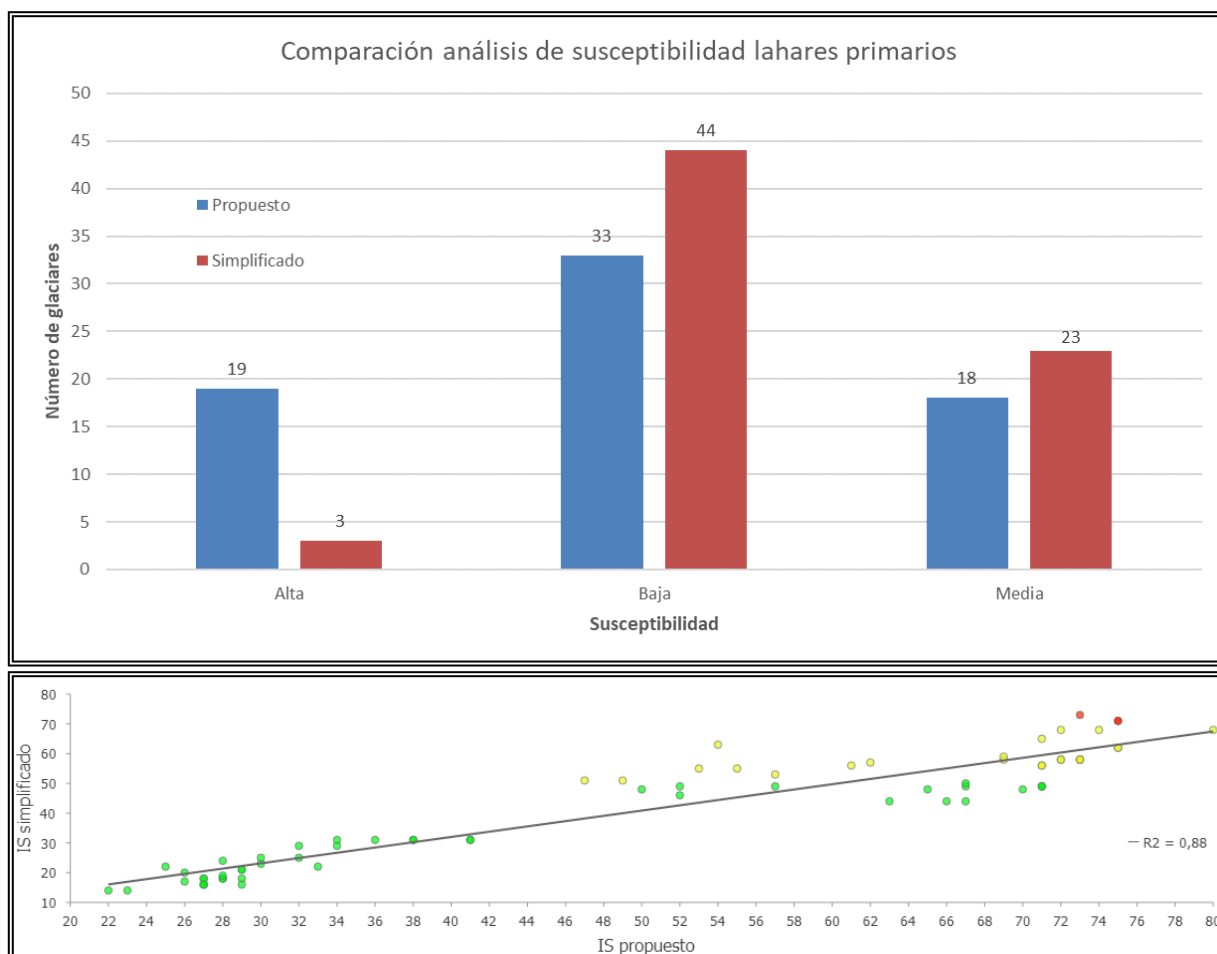


Figura 138. Comparación de análisis de susceptibilidad propuesto y simplificado para lahares primarios. Panel superior: número de glaciares según susceptibilidad. Panel inferior: IS obtenido en ambos análisis. Escala de colores refiere a la susceptibilidad del análisis simplificado (Figura 133)

De la Figura 138 se desprende cómo el modelo simplificado subestima en gran medida la susceptibilidad de lahares primarios para los glaciares de la cuenca del río Volcán. Esto por cuando el número de glaciares con susceptibilidad alta disminuye en un 84% al pasar de 19 a 3 glaciares en dicho rango de IS (superior a 70).

Por un lado, aquellos glaciares distantes al volcán San José, Figura 116 y Figura 133, mantienen la susceptibilidad baja, lo que repercute en un buen ajuste entre ambos modelos de susceptibilidad, con un valor de R^2 igual a 0,883. Al respecto, la ecuación lineal que relaciona ambos IS, simplificado y propuesto, para lahares primarios es de la forma:

$$IS_{Simplificado} = 0,887 \times IS_{Propuesto} - 3,508$$

Pese a lo anterior, se observa un importante número de glaciares con la misma susceptibilidad en el análisis simplificado, los que originalmente poseían susceptibilidad media, e incluso alta, en el análisis propuesto (panel inferior, Figura 138). De igual manera, se observa cómo al menos 8 glaciares que poseían susceptibilidad alta en el análisis propuesto, de acuerdo a los resultados del análisis simplificado poseerían susceptibilidad media.

Cabe señalar que los factores condicionantes considerados para el análisis simplificado se desglosan en 5 factores criosféricos (ubicación, dimensiones, pendiente, balance de masa y cobertura del glaciar) junto con 3 factores geológicos (tipo de volcán, actividad volcánica reciente y tipo de erupción). Como se aprecia en el desglose de los factores empleados, Tabla 49, en aquellos glaciares emplazados sobre el volcán San José, todos los factores geológicos ponderan con el mismo valor independiente del glaciar, por tratarse de un mismo volcán respecto al cual se hace la evaluación. En este caso, los factores condicionantes que añaden mayor variabilidad al resultado son la cercanía al centro eruptivo y las dimensiones del glaciar. No obstante, factores como la ablación generalizada poseen una ponderación negativa al momento de evaluar la susceptibilidad.

De lo anterior, es posible desprender que la aplicación del modelo simplificado considera en mayor grado el efecto de los factores criosféricos, habiendo omitido el rol de la hidrología glaciar, la presencia de grietas, e incluso, el régimen termal del glaciar. A su vez, la simplificación del análisis prescinde de aquellos factores específicos e intrínsecos al volcanismo, como lo es el tipo de producto volcánico emitido junto con la distribución de su respectiva susceptibilidad. En el modelo propuesto, Tabla 30, se recoge dicha información a partir del trabajo de González *et al.* (2022), como se ilustra en la Figura 22.

Se estima que para llevar a cabo una acertada estimación de la susceptibilidad de lahares primarios en un volcán con cobertura glaciar, como lo es el volcán San José, se requiere dar mayor ponderación a los factores geológicos, en específico, se hace necesario disponer de a lo menos una cierta variabilidad espacial de parámetros volcánicos, como es el caso de mapas de probabilidad dentro del mismo volcán que aborden si la erupción será de carácter fisural, proveniente de uno o más centros de emisión, u otro. En consecuencia, se estima que el modelo propuesto, aplicado a escala de detalle 1:10.000, es más representativo que el modelo simplificado.

7.3. ASPECTOS GENERALES

7.3.1. Insumos para su aplicación

Dada la variabilidad temporal que presentan los glaciares tanto en su extensión como en sus características principales (como se refleja en la sección 4.4), se requiere la mayor resolución temporal posible para las imágenes satelitales, fotografías aéreas y modelos digitales de elevación empleados. Esto con el fin de poder efectuar análisis que sirvan de comparación ante ciertas variables glaciológicas relevantes para la susceptibilidad, como lo son los cambios de extensión y de masa (a partir del balance de masa geodésico) y el análisis de velocidad superficial de un año a otro. Así, y con el fin de reducir el tiempo de aplicación del método de análisis de susceptibilidad propuesto a partir de los insumos señalados, es necesario sistematizar los cálculos tanto como sea posible.

De igual modo, se hace necesario automatizar el mayor número de procesos para su posterior incorporación como variables dentro de los factores condicionantes. Entre esto se incluyen el análisis de cobertura detrítica por glaciar y la presencia (o ausencia) de nieve en la superficie del glaciar en los distintos estadios de tiempo considerados para la evaluación, como el caso de la acumulación de nieve al final de los últimos 5 a 10 años hidrológicos la cual se evalúa tanto para los *surges*, deslizamientos catastróficos y lahares, correspondiente al factor número 2 en la Tabla 24, Tabla 26 y Tabla 30, respectivamente. De igual manera, si bien el cálculo de los parámetros morfométricos de cada glaciar (elevación, pendiente, área superficial) es de sencilla

automatización, la precisión del cálculo estará sujeta, además, a la resolución espacial del modelo digital de elevación empleado.

De acuerdo a lo señalado, cobran una enorme relevancia las bases de datos recientemente publicadas por Braun *et al.* (2019) y Dussailant *et al.* (2019) para analizar el balance de masa de los glaciares del área de estudio en complemento con los resultados de Geoestudios (2022), como se presenta en la sección 4.4.4. De igual modo, los modelos de espesor de Farinotti *et al.* (2019) son un insumo de suma relevancia para poder determinar tanto el volumen como la topografía subglaciar de los distintos glaciares del área de estudio (sección 4.4.1). Así mismo, el análisis de velocidad superficial para el período 2017-2018 publicado por Millan *et al.* (2022) es de plena utilidad como punto de comparación con los resultados del análisis de velocidad superficial realizado en el marco del presente estudio (sección 4.4.3). Es de esperar que futuras implementaciones de la metodología aquí propuesta consideren más bases de datos glaciológicos globales y de libre acceso, como el inventario global de *GLOFs* recientemente publicado por Veh *et al.* (2022)

Por otro lado, es necesario señalar que se desestimó el empleo del modelo global de zonación probabilística de presencia de permafrost elaborado por Gruber (2012). Ello va en concordancia con el hecho de que no se consideró la existencia, o ausencia, de permafrost en el área de estudio como factor condicionante, sino más bien se infirió de forma indirecta a partir del análisis de la temperatura media anual del aire presentado en la sección 4.4.5, y utilizada posteriormente para determinar el régimen termal de cada glaciar. Si bien el modelo de Gruber (2012) es un producto global de bastante empleo en la literatura, para efectos del presente análisis se estimó que su uso añadiría más incertidumbre teniendo en cuenta que el tamaño por pixel de la grilla global del modelo es de 1,2 x 1,4 km, lo cual no se condice con la escala 1:25.000 sugerida para este análisis.

En caso de no disponer de un registro meteorológico actualizado y con una red de estaciones cercanas al área de estudio, como es el caso de la red de estaciones meteorológicas de la DGA, se recomienda la incorporación de productos grillados de reanálisis como aquellos disponibles en la plataforma CR2MET al análisis de susceptibilidad. Al mismo tiempo, existen diversos servicios climáticos en línea y de libre consulta que pueden suplir la falta de registro meteorológico medido en terreno, como lo son el Explorador de Cuencas Hidrográficas CAMELS-CL (Álvarez-Garretón *et al.*, 2018) junto con el Observatorio de Nieve de los Andes de Argentina y Chile (Cara, 2018; IANIGLA-CONICET y (CR)², 2021).

Algunas variables de difícil determinación, tanto por la escala de trabajo como por la multiplicidad de glaciares en evaluación, son la hidrología, el patrón de agrietamiento y las condiciones termales de cada glaciar. Si bien estas últimas son inferidas en relación con la altura de la isoterma cero, estimada en la sección 4.4.5, se requeriría a lo menos una medición *in situ* de la temperatura de un glaciar por área piloto para dar mayor certeza al modelo. Para mejorar el análisis de estos factores condicionantes se recomienda la adquisición de una imagen satelital de resolución espacial submétrica como base para el estudio, a fin de mejorar la escala y precisión de las observaciones acerca del drenaje como de la ocurrencia y distribución de grietas en los glaciares analizados. De cualquier modo, y como lo reflejan los resultados obtenidos del análisis simplificado, sección 7.2.3, estos factores se pueden prescindir en caso de no disponer de información que permita su incorporación al modelo.

Si bien los resultados del análisis simplificado apuntan a que es posible prescindir de información intrínseca al macizo rocoso, como lo es el grado de fracturamiento y la presencia de

discontinuidades, estas se podrían incorporar al análisis siempre y cuando se disponga de un mapeo de detalle representativo de la escala con que se pretenda realizar el análisis. Esta recomendación se alinea con la indicación de GAPHAZ (2017) respecto a que los factores geológicos asociados a la ocurrencia de avalanchas de hielo estarán determinados, en gran medida, por la evaluación previa de la susceptibilidad del macizo ante eventos de avalanchas de rocas.

No obstante, en el caso de los lahares primarios, la inclusión de factores intrínsecos a la geología, en particular el volcanismo, se estima necesaria. Un ejemplo de ello es la consideración de los modelos de susceptibilidad ante la emisión de productos volcánicos propuesta por el proyecto SIGMA (González *et al.*, 2022), cuya incorporación fue elemental para la presente propuesta de análisis de susceptibilidad ante la generación de lahares primarios (Tabla 30), como da cuenta los resultados del análisis simplificado de susceptibilidad en el caso de este fenómeno.

En línea con lo anterior, la adecuada inclusión de la sismicidad como factor condicionante estará sujeta a la disponibilidad de información respecto a la ocurrencia, ubicación y magnitud de sismos (ya sea de subducción, corticales y/o volcánicos) en el área de estudio. En el caso de la subsubcuenca Río Volcán, dado que solo se dispuso del catálogo sísmico del Centro Sismológico Nacional (CSN, 2022), se integró información respecto a sismos de subducción al tiempo que no se tuvo certeza de la ocurrencia reciente de sismos corticales asociados a las fallas presentes en el área de estudio. Para futuras implementaciones de la metodología propuesta, se recomienda la revisión del monitoreo local de vibraciones en caso de que haya proyectos ingresados al SEIA dentro del área de estudio y que puedan facilitar dicha información.

7.3.2. Aplicabilidad a otras cuencas

Respecto a la escala de trabajo, se considera que el rango de escala 1:10.000-1:25.000 establecido para la subsubcuenca Río Volcán, tanto en el análisis propuesto como simplificado, es replicable para otras cuencas de los Andes centrales, como las hoyas de los ríos Yeso, Colorado y Maipo en la Región Metropolitana, Cachapoal y Tinguiririca en la Región de O'Higgins junto con la hoya del río Aconcagua en la Región de Valparaíso. No obstante, para glaciares de mayores dimensiones en latitudes distantes del área de estudio, como es el caso de los Campos de Hielo Patagónicos Norte y Sur, la escala de trabajo se puede acomodar a un nivel de estudio regional 1:50.000 o 1:100.000 (Sepúlveda, 1998). La escala de trabajo de detalle 1:10.000, por su parte, se estima adecuada para los glaciares donde se dispongan imágenes satelitales de resolución espacial submétrica junto con mayores antecedentes en terreno, tales como levantamientos topográficos con dron y geofísica a partir de radar de penetración, GPR, u métodos afines como tomografía de resistividad eléctrica y/o sísmica de refracción. Por otro lado, la escala de trabajo 1:25.000, representativa del análisis simplificado, se estima adecuada para una primera aproximación al análisis a nivel subcuenca.

En relación al punto anterior, es necesario destacar que el número de unidades geomorfológicas consideradas en la presente propuesta de adaptación a la metodología de Lara (2007) estará dado por el número de glaciares existentes en la zona de estudio escogida. En ese sentido, será a criterio de quien desee implementar la metodología si la evaluación de susceptibilidad se debe ejecutar en todos los glaciares, en parte de ellos (como lo es el caso de glaciares con múltiples cascadas de hielo tributarias), o bien, dar cuenta de algún filtro específico según el fenómeno que se analice. En el caso del presente estudio, no se consideraron los glaciares rocosos para la evaluación de susceptibilidad. Su incorporación al análisis habría significado el analizar 125 cuerpos adicionales

y, al mismo tiempo, incluir los tipos de inestabilidades característicos de los glaciares rocosos (aceleración, colapsos, agrietamiento, desarrollo de escarpes, entre otros), de los cuales solo los colapsos habrían tenido cabida en el presente análisis dado el mayor alcance que poseen versus las otras inestabilidades señaladas. Un escenario distinto es escoger un determinado grupo de glaciares, independiente del tipo, para su evaluación. Ejemplo de ello es analizar la susceptibilidad ante la generación de lahares primarios en todos los glaciares y glaciares rocosos sobre el volcán San José, similar a lo realizado para el glaciar rocoso CL105702219 (Figura 127, sección 7.2.5) dada su relación con la alta susceptibilidad según el análisis de González *et al.* (2022). En tal caso, el análisis de susceptibilidad ante lahares se limitaría a 60 glaciares, de los cuales 21 corresponden a glaciares rocosos.

Otro ejemplo análogo al anterior es analizar la susceptibilidad ante fenómenos *GLOFs* solo en aquellos glaciares con presencia de un lago, lo cual implicaría incorporar al análisis los glaciares rocosos con lagunas supraglaciares, como es el caso del glaciar rocoso CL105702002 (Figura 71). Este glaciar posee un pequeño cuerpo de agua de, aproximadamente, 0,12 ha de superficie, según el mapeo realizado a partir de la imagen PlanetScope del 15 de marzo 2022 empleada como base para este estudio (sección 4.2). Cabe destacar que, a la fecha, se han reconocido a lo menos 5 glaciares rocosos con presencia de lagunas supraglaciares. Su ubicación y superficie se presenta en el capítulo Anexo junto con el detalle del resto de cuerpos de agua de origen glaciar mapeados en el presente estudio. En este caso, el análisis de susceptibilidad ante fenómenos *GLOFs* se restringiría a un total de 16 glaciares, de los cuales 5 corresponden a glaciares rocosos.

Los ejemplos antes descritos dan cuenta de una alternativa para un estudio de susceptibilidad de movimientos en masa de origen glaciar mediante el empleo de la presente metodología en subsubcuencas hidrográficas con un mayor número de glaciares. A nivel de la cuenca del río Maipo, las otras dos subsubcuencas con presencia de un volcán activo corresponden a la subsubcuenca Río Colorado antes junta Río Olivares (código BNA 05705) y a la subsubcuenca Río Maipo bajo junta Río Negro (código BNA 05700), con los volcanes Tupungatito y Maipo, respectivamente. Estas son las únicas subsubcuencas en la Región Metropolitana donde es posible analizar los 5 fenómenos aquí planteados y, por lo tanto, realizar una comparación directa con el análisis efectuado. Es importante señalar que ambas hoyas hidrográficas superan en, a lo menos, un 30% la superficie de 525,6 km² correspondiente a la subsubcuenca Río Volcán. La Figura 139 da cuenta del número de glaciares catastrados en cada subsubcuenca de acuerdo al Inventario Público de Glaciares en su versión actualizada de 2022 (DGA, 2022a), mientras que la respectiva descripción para la subsubcuenca Río Volcán se presenta en la Figura 48.

Como se aprecia en la Figura 139, ambas subsubcuencas con volcanes activos poseen un número de glaciares inventariados bastante superior a los 195 cuerpos identificados en la subsubcuenca Río Volcán (Figura 49). En efecto, en ambos casos solo el número de glaciaretos supera a los 70 glaciares evaluados en el área de estudio. Ello guarda relación, a su vez, con la mayor superficie que poseen ambas subsubcuencas de 759,2 y 788,8 km² para las subsubcuencas 05700 y 05705, respectivamente. Si el análisis se efectuase solo para los glaciares “blancos” (de montaña, de valle y glaciaretos), en cualquier caso, se debería evaluar la susceptibilidad en, al menos, 108 glaciares, 50% más que en el presente estudio.

A fin de optimizar el análisis, este se podría abordar de forma separada por fenómeno, o bien, en distintos sitios de interés en cada subsubcuenca, tomando como punto de partida el análisis simplificado propuesto en este estudio para 4 de los 5 fenómenos (excluyendo la evaluación de lahares primarios, la que debería realizarse con el análisis detallado). Sin embargo, como se

describe al inicio del estudio (sección 1.1 Formulación del estudio propuesto), la subsubcuenca Río Volcán posee una alta afluencia de público tanto por su atractivo turístico, residencial e industrial. Esta es una característica en común con la subsubcuenca Río Colorado antes junta Río Olivares, la cual yace aguas arriba de la central hidroeléctrica Alfalfal y que ya sufrió los embates del deslizamiento de roca y hielo sobre el estero Parraguirre en 1987 (Casassa y Marangunic, 1993; Hauser, 2002; Bruckner *et al.*, 2021). Si bien este evento no está calificado como un movimiento en masa de origen glaciar, sí establece un precedente respecto a la ocurrencia de remociones en masa que involucran glaciares, como fue el caso del desastre de Chamoli, India, en febrero de 2021 (Shugar *et al.*, 2021). Por otro lado, el colapso del glaciar Aparejo en 1980 (Marangunic, 1997) da cuenta de un proceso de movimiento en masa de origen glaciar ocurrido en la hoya del río Yeso. Producto de lo anterior, se recomienda analizar la susceptibilidad ante movimientos en masa de forma integral para la subsubcuenca Río Colorado antes junta Río Olivares según el método aquí propuesto.

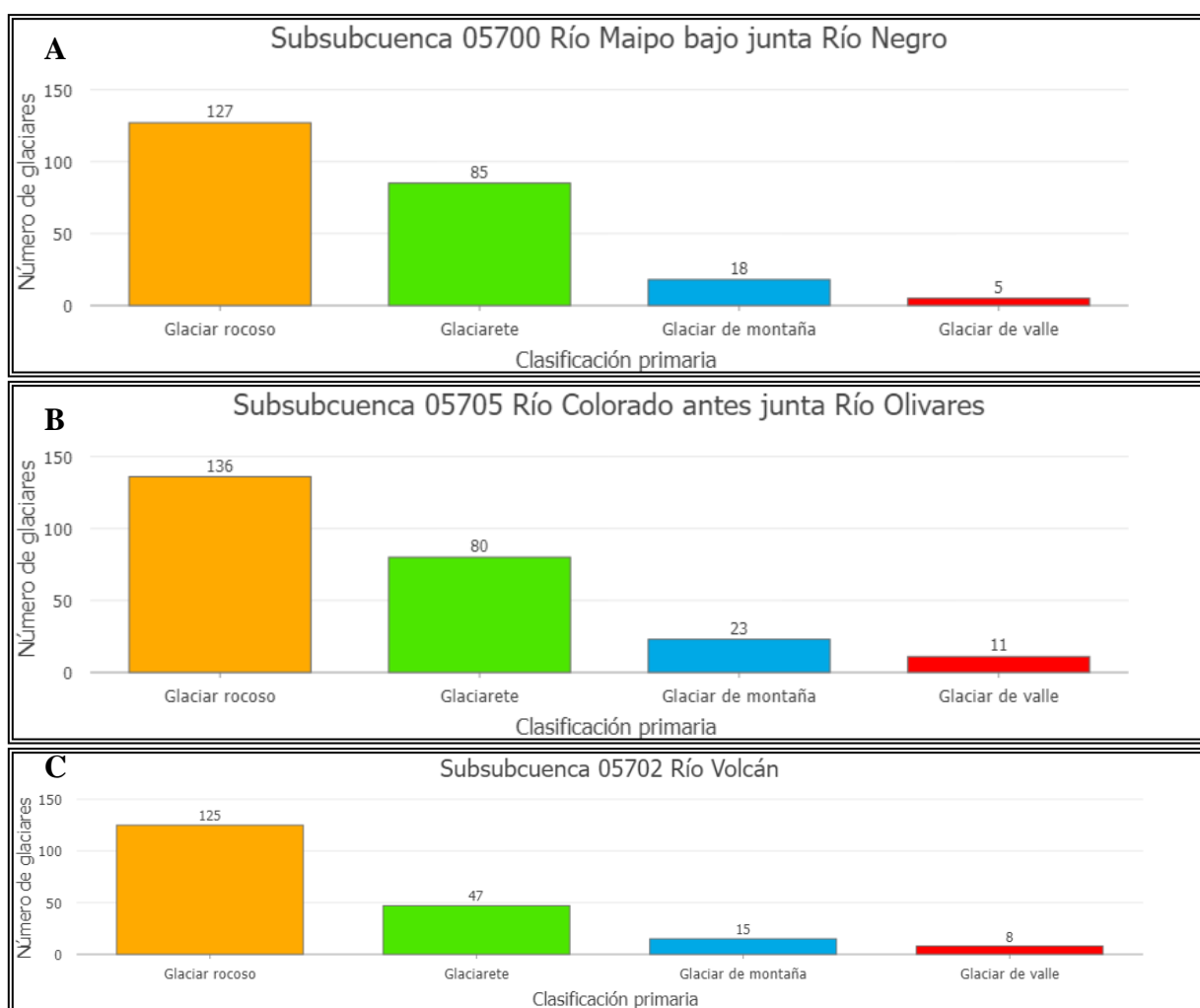


Figura 139. Cantidad de glaciares según clasificación primaria a partir del Inventario Público de Glaciares DGA 2022 versión 1 en las subsubcuencas 05700 (panel A), 05705 (panel B) y 05702 (Río Volcán, panel C). Elaboración propia a partir de datos del IPG2022_v1 (DGA, 2022a) y este estudio (Inventario Río Volcán 2022)

7.3.3. Consideraciones finales

Respecto a la consecuente evaluación de peligro ante movimientos en masa de origen glaciar, se recomienda, en primera instancia, abordar aquellos glaciares cuyo análisis de susceptibilidad haya resultado en un valor de IS mayor a 70 (susceptibilidad alta). En el caso del área de estudio, el primer caso a ser evaluado corresponde al glaciar Loma Larga por ser el único con susceptibilidad alta en 3 de los 5 fenómenos de movimiento en masa evaluados (*surges*, deslizamientos catastróficos y *GLOFs*). Si bien a la fecha no se conoce un análisis de peligro ante *surges*, ya existen avances en el análisis de peligro ante deslizamientos catastróficos de glaciares y avalanchas de hielo (Ugalde, 2016; Käab *et al.*, 2021; Ugalde y Marangunic, 2022), como se señala en la sección 3.5 Evaluación de Peligro. En el caso de los *surges*, se debería estimar el volumen de agua represada ante la ocurrencia del fenómeno y así modelar el eventual *GLOF* tras el colapso del frente surgente y el posterior vaciamiento del lago represado.

En cambio, en el caso de los lahares primarios y *GLOFs*, el análisis del peligro estará dado por los distintos escenarios simulados para el volumen de agua involucrada en la remoción, ya sea por el desborde de la laguna El Morado, en el caso del área piloto I, o bien, y a modo de ejemplo, por la fusión del glaciar Nieves Negras (área piloto II) ante una erupción cuyos productos involucren la cara sur del volcán San José. Si bien el glaciarete El Morado (CL105702007B) posee susceptibilidad media ante *GLOFs*, el valor obtenido de IS igual a 69 lo ubica en el umbral con la susceptibilidad alta establecido para este estudio. En el caso del glaciar Loma Larga, también de alta susceptibilidad ante *GLOFs*, dado que el volumen de agua presente en sus lagunas supraglaciares se puede considerar poco significativo para efectos de la simulación de un flujo de detritos, el análisis de peligro estará dado por el volumen de agua capaz de ser acumulada ante el represamiento tras el avance súbito del glaciar, como fuera señalado anteriormente. En tal escenario, se requieren mayores antecedentes hidrológicos respecto a los caudales que tributan aguas abajo del glaciar Loma Larga provenientes de los esteros que nacen de los vecinos glaciares Cortaderas y Muñiri.

Finalmente, se sugiere que la implementación de esta propuesta metodológica para el análisis de susceptibilidad con base en la glaciología sea aplicada por profesionales de áreas afines como la geología, geografía e hidrología y que, al mismo tiempo, tengan conocimientos acerca de los fundamentos y manejo de herramientas de la teledetección. De igual modo, como indica Lara (2007), la metodología de análisis no es exclusiva, sino que consiste, principalmente, en una sugerencia para la evaluación de procesos de movimiento en masa cuyo entendimiento avanza conforme se desencadenan más de estos fenómenos.

Prueba de lo anterior son los recientes avances hechos en materia de los deslizamientos catastróficos de glaciares tras el estudio de Käab *et al.* (2021), consistente en el primer inventario de este tipo de fenómenos a nivel global, junto con el trabajo de Jacquemart *et al.* (2022), el cual presenta el primer modelo de facies asociado a eventos de esta naturaleza. Más recientemente, Yu *et al.* (2023) presentan un análisis integrado entre avalanchas de hielo y *GLOFs* para determinar la susceptibilidad de estos últimos de forma cuantitativa. De igual manera, es necesario destacar las lecciones recabadas tras el desastre de Chamoli (India) en febrero de 2021 (Shugar *et al.*, 2021) el cual, originalmente, fue interpretado por autoridades y científicos locales como un *GLOF* (Emmer *et al.*, 2022b). Esta hipótesis fue desmentida ante la evidencia presentada por el equipo multidisciplinario que dio rápida respuesta a las causas del desastre. Este se produjo tras la fractura en cuña del macizo rocoso en el Pico Ronti (6.063 m s.n.m.) junto con el consecuente desprendimiento del glaciar colgante posado sobre la cuña. La avalancha de roca y hielo migró a

un enorme flujo de detritos tras la fusión de toda la fracción de hielo glaciar (20%) del total de la masa desprendida (27 Mm^3) una vez que impactó la base del cerro después de haber recorrido más de 2.000 m de desnivel.

La relevancia del estudio de Shugar *et al.* (2021) guarda relación, principalmente, con el desafío de concientizar ante fenómenos que, por lo general, son escasos y, al mismo tiempo, pueden llegar a causar grandes desastres si es que no se abordan de forma preventiva. Así, el desarrollo de futuros proyectos y obras en ambientes de montaña requerirá de estudios multidisciplinarios que, en un primer paso, identifiquen aquellos glaciares más propensos a desencadenar los procesos de movimiento en masa de origen glaciar.

Se considera que esta tesis cumple el objetivo antes descrito y se espera que sea un aporte para estudios posteriores que aborden la amenaza representada por las inestabilidades originadas en glaciares.

8. CONCLUSIONES

8.1. MOVIMIENTOS EN MASA DE ORIGEN GLACIAR EN LOS ANDES CENTRALES

Se han inventariado los eventos de movimiento en masa de origen glaciar ocurridos en los Andes centrales de Chile y Argentina desde fines del siglo XIX. A su vez, se ha dado cuenta de los factores que condicionan la generación de estos procesos junto con dilucidar qué agentes pueden desencadenar los fenómenos de movimiento en masa originados en glaciares. Finalmente, se ha hecho una revisión de los cambios en las variables climáticas que ha experimentado la región de estudio a partir del siglo XX y se ha relacionado la variabilidad de la actividad ENSO con el catastro de movimientos en masa efectuado. Al respecto, es posible concluir lo siguiente:

- No se puede descartar la eventual ocurrencia de avalanchas de hielo en el área de estudio gatillada por la ininterrumpida alza de temperatura. En conjunto con el alza de la elevación de la línea de equilibrio y la degradación del suelo congelado en los taludes adenaños, glaciares colgantes tenderán a desestabilizarse siempre y cuando su retroceso suponga cambios abruptos en la geometría, especialmente en la pendiente del frente, y en las condiciones del lecho en términos de la presencia de agua como adherencia a la base.
- Si bien existen lagos glaciares en la región de estudio, no hay fenómenos *GLOFs* reportados que hayan sido originados por el vaciamiento de lagos represados por morrenas. Futuros estudios debiesen apuntar a abordar el peligro potencial que pueden constituir estos cuerpos de agua ante la posibilidad del impacto de avalanchas de hielo, caídas y/o deslizamientos de rocas, como lo es el caso del glaciar y lago proglaciar El Morado en la Región Metropolitana.
- Los *surges* catastrados son el tipo de movimiento en masa de origen glaciar predominante en los Andes centrales. Son más abundantes en la vertiente argentina y su frecuencia pareciera estar ligada a la actividad ENSO. Si bien era de esperar que un nuevo período de alta frecuencia de *surges* ocurriese en los años venideros dado el intenso fenómeno El Niño acaecido entre los años 2015 y 2016, la intensa ablación experimentada por los glaciares del área de estudio tras los años 2019 y 2021, ambos históricamente secos y cálidos, supone como improbable la ocurrencia de otra oleada de surgencias glaciares.
- Los deslizamientos catastróficos en la región de estudio son de los fenómenos más escasos reportados. Dadas algunas características en común entre los casos de este tipo reportados en el mundo, como la geometría del glaciar y el material del lecho, se recomienda identificar qué cuerpos reúnen estas características de cara a una estimación del peligro potencial de colapsos en estos glaciares.
- Al menos 7 volcanes en los Andes centrales poseen superficie englaciada. Si bien el último lahar primario data de 3 décadas atrás al sur del área de estudio, se recomienda mantener un constante monitoreo de los cambios en extensión y volumen de los glaciares emplazados sobre volcanes. Estudios acerca del volumen de hielo en glaciares emplazados sobre volcanes abarcan de manera parcial la totalidad de edificios volcánicos. Este parámetro, al igual que su variación en el tiempo, debe ser abordado en detalle ante el mayor peligro que constituyen los lahares por su alcance.

- La variabilidad de temperatura y precipitación, a consecuencia del cambio climático, no pareciera haber repercutido de manera directa en la génesis de movimientos en masa de origen glaciar en la región. La correlación entre la ocurrencia de *surges* y la actividad del fenómeno El Niño apunta a una posible relación con este forzante y los cambios en el régimen de precipitaciones que implica. No obstante, investigaciones acerca de la megasequía sugieren que otros forzantes climáticos deben tomarse en consideración al momento de establecer relaciones con las fluctuaciones climáticas. Se recomienda replicar el análisis entre movimientos en masa y ENSO con las variaciones de la Oscilación Decadal del Pacífico y el Modo Anular del Sur, dada la influencia de estos forzantes en la actual megasequía.

8.2. SUSCEPTIBILIDAD ANTE MOVIMIENTOS EN MASA ORIGINADOS EN GLACIARES

Se ha realizado una propuesta metodológica basada en la metodología de Lara (2007) con el fin de analizar la susceptibilidad de movimientos en masa originados en glaciares en la cuenca del río Volcán. El análisis considera la evaluación de la susceptibilidad de glaciares ante la ocurrencia de cinco fenómenos distintos: avalanchas de hielo, *surges*, deslizamientos catastróficos, *GLOFs* y lahares primarios.

Con este propósito, se han llevado a cabo diversas etapas para el desarrollo de la adaptación de la metodología de evaluación, las que involucran la actualización parcial del Inventario Público de Glaciares para el área de estudio, la determinación de sus características generales, la definición y evaluación de factores condicionantes para cada fenómeno abordado y la estimación de la susceptibilidad mediante una metodología tipo AHP a partir de la sumatoria de los factores ponderados con diferentes pesos según el proceso de movimiento en masa analizado. Cabe señalar que este último paso se realizó en dos instancias consistentes en el análisis propuesto y en una versión simplificada del mismo con menos factores condicionantes.

El método propuesto fue aplicado en 70 glaciares “blancos” (de un total de 195 glaciares y glaciares rocosos) entre los que se cuentan 47 glaciaretes, 15 glaciares de montaña y 8 glaciares de valle. En el análisis aplicado a escala de detalle, 1:10.000, el número total de factores condicionantes considerados para los 5 fenómenos analizados fluctúa entre 13 y 24, para los deslizamientos catastróficos y *GLOFs*, respectivamente, lo que suma más de 6.000 evaluaciones de factores condicionantes en todo el estudio. En el caso del análisis simplificado, se consideraron entre 6 y 8 factores condicionantes, lo que deriva en un poco más de 2.000 evaluaciones para los 70 glaciares evaluados.

A partir de los resultados obtenidos, es posible establecer las siguientes conclusiones:

- Del total de glaciares evaluados en el área de estudio, se estima que solo 4 glaciares poseen susceptibilidad alta ante avalanchas de hielo. Entre estos se encuentra el glaciar El Morado, el cual corresponde a uno de los hitos más visitados en la cabecera de la subsubcuenca Río Volcán, junto con el glaciarete ubicado al noroeste del glaciar San Francisco, aguas arriba dentro del Monumento Natural El Morado. Ambos casos suponen un elevado riesgo ante la potencial amenaza que supone la ocurrencia de una avalancha de hielo dada la alta afluencia de público, en particular, en época estival.

- Del análisis de susceptibilidad ante *surges* en el área de estudio, se desprende que solo un glaciar posee susceptibilidad alta, correspondiente al glaciar Loma Larga. El resultado presentado está en concordancia con los reportes en la literatura acerca del anómalo comportamiento que ha presentado el glaciar en la última década en la forma de un engrosamiento en su zona baja. Las consecuencias de la ocurrencia de un *surge* involucran el potencial represamiento de los esteros que tributan aguas abajo del glaciar Loma Larga, lo que derivaría en un eventual GLOF en el área de estudio con consecuencias desastrosas para los asentamientos ubicados en la porción central de la subsubcuenca Río Volcán.
- De manera similar, solo dos glaciares se estiman altamente susceptibles ante la ocurrencia de deslizamientos catastróficos, entre los que se cuentan el glaciar Loma Larga y un glaciar de montaña ubicado al sur del volcán San José. Las consecuencias ante la ocurrencia del colapso del glaciar Loma Larga serían nefastas dadas sus extensas dimensiones y, por tanto, largo alcance del fenómeno junto con la elevada exposición de la infraestructura y de los residentes emplazados valle abajo. En el caso del glaciar de montaña CL105702064, el depósito asociado a su eventual deslizamiento catastrófico podría represar el estero proveniente del glaciar Nieves Negras, desencadenando un fenómeno GLOF tras el colapso de la represa originada. Esto implicaría un severo impacto para el hito turístico Termas de Colina, ampliamente visitado en el sector, además de potenciales víctimas fatales y daños a infraestructura.
- La alta susceptibilidad ante fenómenos *GLOFs* en el área de estudio está concentrada en el entorno del lago proglaciar El Morado. En ese sentido, solo 2 glaciares presentan susceptibilidad alta, correspondientes al glaciar Muñiri (CL105702008) y al glaciar Loma Larga. Si bien el glaciarete El Morado (CL105702007B) posee susceptibilidad media ante *GLOFs*, el valor obtenido de IS igual a 69 lo ubica en el umbral con la susceptibilidad alta establecido para este estudio. En esa línea, a la fecha no se han reportado eventos GLOF provenientes de la laguna El Morado. Sin embargo, se da cuenta de dos eventos menores provenientes de un lago supraglaciar en el vecino glaciar Muñiri los que han pasado desapercibidos al no haber reportes de su ocurrencia. La alta susceptibilidad del glaciar Loma Larga ante este tipo de fenómenos está dada mayormente por la posibilidad del represamiento de los esteros cercanos producto de la ocurrencia de un *surge* o, más improbable, de un deslizamiento catastrófico, junto con el posterior fallamiento de la represa de hielo originada por cualquiera de los dos fenómenos mencionados.
- Un total de 38 de los 70 glaciares no rocosos del área de estudio se ubican en los flancos y alrededores del volcán San José. De estos, 19 poseen susceptibilidad alta ante la ocurrencia de lahares primarios, condicionados principalmente por su volumen, cercanía al volcán y exposición a los modelos de susceptibilidad de emisión de productos volcánicos según el proyecto SIGMA (González *et al.*, 2022). La comparación con el modelo de susceptibilidad ante lahares del proyecto SIGMA establece que aquellos glaciares con susceptibilidad alta y de mayores dimensiones en el presente estudio serán los más propensos a desencadenar lahares ante una eventual erupción del volcán San José. Las consecuencias de un evento de esta naturaleza serían potencialmente catastróficas para los asentamientos aledaños al cauce del río Volcán, entre lo que se incluyen Baños Morales, Lo Valdés y el mismo poblado de El Volcán.

- Se considera que el glaciar Loma Larga es el cuerpo más susceptible ante movimientos en masa de origen glaciar en el área de estudio, con susceptibilidad alta ante 3 de los 5 fenómenos considerados: colapsos, *GLOFs* y *surges*.

En relación al análisis crítico de la metodología propuesta, junto con los resultados del análisis simplificado, se concluye que:

- La aplicabilidad de la metodología es acomodable a múltiples cuencas hidrográficas con presencia de glaciares y, a su vez, en distintas escalas espaciales de trabajo. A su vez, la existencia, o ausencia, de un volcán activo no es una condición excluyente para el empleo del método propuesto.
- El tiempo a destinar para implementar el presente análisis de susceptibilidad a otras áreas de estudio estará dado mayormente por el número de glaciares existentes y la cantidad de procesos que se consideren, en caso de usar una versión simplificada del modelo, junto con cuántos factores se puedan automatizar para la estimación de las variables que determinan cada factor condicionante propuesto.
- La metodología está orientada a profesionales con experiencia en glaciología que provengan de las áreas de la geología, geografía e hidrología. De igual modo, se requiere el manejo de herramientas de teledetección para el empleo de sensores remotos en la evaluación de los factores condicionantes.
- Las limitantes del método están dadas por la incertidumbre que representa la determinación de ciertas variables glaciológicas junto con la obtención de información en terreno que permita llevar a cabo una adecuada calibración de la ponderación de los factores condicionantes en áreas piloto. En ese sentido, el empleo de esta metodología requiere realizar a lo menos una visita al área de estudio. De no ser posible, se debiese emplear una alternativa simplificada del modelo, como la presentada en este estudio.
- La ocurrencia de 3 de los 5 fenómenos evaluados, avalanchas de hielo, *surges* y deslizamientos catastróficos es, en general, desconocida a nivel de la evaluación de peligros geológicos. Es por ello que la puesta en valor de la metodología está dada por la integración de un amplio volumen de información proveniente de la caracterización de los glaciares en el área de estudio junto con la propuesta de factores condicionantes hecha para fenómenos cuyo entendimiento es escaso e incipiente.
- Se estima que la metodología propuesta permite generar información estratégica para la toma de decisiones en el marco de políticas públicas orientadas a la gestión del riesgo ante desastres socionaturales cuyo desarrollo debe ser potenciado desde la glaciología a nivel de los Andes centrales. De igual modo, se considera que el método de análisis presentado constituye un aporte en regiones donde ya existe una concientización ante fenómenos aquí evaluados como es el caso de la Patagonia chilena y argentina ante la ocurrencia de *GLOFs* y lahares.

8.3. RECOMENDACIONES Y ESTUDIOS FUTUROS

A continuación, se lista una serie de recomendaciones para la metodología propuesta y estudios futuros:

- Aplicar el método presentado en este estudio en las vecinas subsubcuencas Río Colorado antes junta Río Olivares (05705) y Río Maipo bajo junta Río Negro (05700) caracterizadas por la presencia de un volcán activo. En principio se sugiere aplicar la versión simplificada del modelo. Para efectos del análisis de detalle, la definición de las áreas piloto en dichas subsubcuencas debiese permitir calibrar los factores condicionantes en la mayor cantidad de glaciares posibles, como fue realizado para los fenómenos *surge* en las áreas pilotos I y II definidas para la subsubcuenca Río Volcán.
- Emplear el método de análisis en los distintos glaciares cuya ocurrencia de un proceso de movimiento en masa de origen glaciar haya sido reportada tanto en la vertiente chilena como argentina de los Andes centrales. A nivel del área de estudio, uno de los glaciares más cercanos corresponde al glaciar Aparejo, cuyo deslizamiento catastrófico ocurrió en 1980, y que se encuentra en la vecina subsubcuenca Río Yeso.
- A partir del resultado anterior, se recomienda determinar un umbral de susceptibilidad de forma independiente para cada proceso de movimiento en masa analizado.
- Desarrollar una metodología integrada para la evaluación de peligro de movimientos en masa que considere tanto el alcance, intensidad y la probabilidad de ocurrencia. Esta debiese tener como base los avances existentes a la fecha en evaluación de peligro y, al mismo tiempo, considerar el efecto dinámico de la respuesta glaciar ante ciertos factores desencadenantes como terremotos y volcanismo.
- Analizar el peligro ante la ocurrencia de procesos de movimiento en masa de origen glaciar en aquellos glaciares con susceptibilidad alta según cada fenómeno evaluado. A nivel del área de estudio, se recomienda realizar el análisis en los glaciares El Morado para avalanchas de hielo y *GLOFs* y el glaciar Loma Larga ante *surges* y deslizamientos catastróficos. Para el caso de lahares, se recomienda tener en consideración el glaciar Nieves Negras.
- Generar planes de acción para la gestión del riesgo ante la ocurrencia de procesos de movimiento en masa de origen glaciar. Esta tarea debe llevarse a cabo en función de las proyecciones de desarrollo que existan en las distintas hoyas hidrográficas con presencia de glaciares.

BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Monthly Weather Review*, Vol. 116, N° 3, pp. 505-524.
- Aggarwal, S., Rai, S. C., Thakur, P. K., & Emmer, A. 2017. Inventory and recently increasing GLOF susceptibility of glacial lakes in Sikkim, Eastern Himalaya. *Geomorphology*, Vol. 295, pp. 39-54.
- AGROMET, 2019. Reporte de coyuntura agroclimática – diciembre 2019. Red Agroclimática Nacional, Ministerio de Agricultura, Chile.
- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 p.
- Alean, J. 1985. Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach. *Journal of Glaciology*. Vol. 31, pp. 324-333.
- Aleotti, P., & Chowdhury, R. 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the environment*, Vol. 58, N° 1, pp. 21-44.
- Allen, S. K., Cox, S. C., & Owens, I. F. 2011. Rock avalanches and other landslides in the central Southern Alps of New Zealand: a regional study considering possible climate change impacts. *Landslides*, Vol. 8, N° 1, pp. 33-48.
- Allen, S., Frey, H., Haeberli, W., Huggel, C., Chiarle, M., & Geertsema, M. 2022. Assessment principles for glacier and permafrost hazards in mountain regions. In *Oxford Research Encyclopedia of Natural Hazard Science*.
- Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. 1, pp. 425-429.
- Álvarez, P.P. Godoy, E., Giambiagi, L., 1999. Estratigrafía de la Alta Cordillera de Chile Central a la latitud del Paso Piuquenes. En *Congreso Geológico Argentino*, 14°, Salta, Argentina, 19-24 Septiembre, 55 p.
- Álvarez, P.P. Godoy, E., Sellés, D., 2000. Geología de la región del río Colorado, Andes principales de Chile (33° 25' S). *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Vol. 1, pp. 736-740.
- Alvarez-Garretón, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., and 6 others. 2018. The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies—Chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 22, N° 11, pp. 5817-5846.
- Andrews, R. G. 2019. *Can earthquakes trigger volcano eruptions? Here's the science*. National Geographic [en línea], < <https://www.nationalgeographic.com/science/2019/01/can-earthquakes-trigger-volcano-eruptions-get-facts-geology/>> [Consulta: lunes 13 Enero 2020]

- Antinao, J.L., Gosse, J. 2009. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32°-34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology*, Vol. 104, N° 3-4, pp. 117-133.
- Arendt, A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J. G., Gardner, A., Hagen, J. O., and 91 others. 2017. Randolph Glacier inventory—A dataset of Global glacier outlines: Version 6.0: Technical report, Global land ice measurements from space.
- Ayala, Á., Farías-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., & Farinotti, D. 2019. Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River Basin, semiarid Andes of central Chile. *The Cryosphere*, Vol. 14, N° 6, pp. 2005-2027.
- Barr, I. D., Lynch, C. M., Mullan, D., De Siena, L., & Spagnolo, M. 2018. Volcanic impacts on modern glaciers: A global synthesis. *Earth-Science Reviews*, Vol. 182, pp. 186-203.
- Barria-Saldoval, I., Carrasco, J., Casassa, G., & Barria-Sandoval, P. 2019. Simulation of long-term changes of the Equilibrium Line Altitude in the central Chilean Andes Mountains derived from atmospheric variables during the 1958-2018 period. *Frontiers in Environmental Science*, Vol. 7, 161 p.
- Baumann, V., Bonadonna, C., Cuomo, S., Moscariello, M., & Manzella, I. 2018. Slope stability models for rainfall-induced lahars during long-lasting eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 359, pp. 78-94.
- Baumann, V., Bonadonna, C., Cuomo, S., Moscariello, M., Biass, S., Pistolesi, M., & Gattuso, A. 2019. Mapping the susceptibility of rain-triggered lahars at Vulcano island (Italy) combining field characterization, geotechnical analysis, and numerical modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 19, N° 11, pp. 2421-2449.
- Bell, R. E., Tinto, K., Das, I., and 6 others. 2014. Deformation, warming and softening of Greenland's ice by refreezing meltwater. *Nature Geoscience*, Vol. 7, N° 7, 497 p.
- Benavente, O., Tassi, F., Reich, M., Aguilera, F., Capecchiacci, F., Gutiérrez, F., and 2 others. 2016. Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the Southern Volcanic Zone between 32.5 S and 36 S: Insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of Central Chile. *Chemical Geology*, Vol. 420, pp. 97-113.
- Benn, D. I., Fowler, A. C., Hewitt, I., & Sevestre, H. 2019. A general theory of glacier surges. *Journal of Glaciology*, Vol. 65, N° 253, pp. 701-716.
- Bertin, D., Lindsay, J. M., Becerril, L., Cronin, S. J., & Bertin, L. J. 2019. MatHaz: a Matlab code to assist with probabilistic spatio-temporal volcanic hazard assessment in distributed volcanic fields. *Journal of Applied Volcanology*, Vol. 8, pp. 1-25.
- Biró, L. 1964. Límite Titónico-Neocomiano en Lo Valdés. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 118 p.

- Björnsson, H., Pálsson, F., Sigurdsson, O., & Flowers, G. E. 2003. Surges of glaciers in Iceland. *Annals of Glaciology*. Vol. 36, pp. 82-90.
- Bodin, X., Rojas, F. & Brenning, A. 2010. Status and evolution of the cryosphere in the Andes of Santiago (Chile, 33.5°S). *Geomorphology*. Vol. 118, N° 3, pp. 453-464.
- Bodin, X., Krysiński, J. M., Schoeneich, P., Le Roux, O., Lorier, L., Echelard, T., & Walpersdorf, A. 2017. The 2006 collapse of the Bérard rock glacier (Southern French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 28, N° 1, pp. 209-223.
- Bogorodsky, V.; Bentley, C. and Gudmansen, P. 1985. *Radioglaciology*. D. Riedel Publishing Company, Netherlands, 254 p.
- Brabb, E. E., Pampeyan, E. H., & Bonilla, M. G. 1972. Landslide susceptibility in San Mateo County, California. US Geological Survey. N° 360.
- Brabb, E.E. 1984. Innovative approaches to landslide hazard and risk mapping. *Proceedings, 4th International Symposium on Landslides 1*. Canadian Geotechnical Society, Toronto. pp. 307-324.
- Braun, M.H., Malz, P., Sommer, C., Farías-Barahona, D., Sauter, T., Casassa, G., & 3 others. 2019. Constraining glacier elevation and mass changes in South America. *Nature Climate Change*, Vol. 9, N° 2, pp. 130-136.
- Bruckner, T., Farías-Barahona, D., Fürst, J., Mergili, M., Sepulveda, S., Pena, H., & 2 others. 2021. Reconstruction constraints on the Estero Parraguirre ice-rock avalanche in 1987, Central Andes of Chile: New insights from remote sensing and numerical modeling. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, pp. EGU21-13019.
- Bustamante, M., Silva, C., Cortés, R., Vivallos, J., Pincheira, W., Ortiz, M., Cáceres, D., y Wall, R. 2010. Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área de Termas del Plomo, Región Metropolitana de Santiago. Informe Inédito, Subdirección Nacional de Geología, Santiago, Chile, Diciembre, 519 p.
- Cara L. 2018. Desarrollo de una plataforma web para el procesamiento digital de imágenes satelitales enfocada al estudio del hidroclima. Tesis de Maestría en Aplicaciones de Información Espacial. Universidad Nacional de Córdoba (UNC), Instituto de Altos Estudios Espaciales Mario Gulich, Comisión Nacional de Actividades Espaciales (IG-CONAE). 113 p.
- Carrasco, J.F., 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*, Vol. 50, N° 6, pp. 933–948.
- Carrasco, J. F., Osorio, R., & Casassa, G. 2008. Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, Vol. 54, N° 186, pp. 538-550.

- Casassa, G., & Marangunic, C. 1993. The 1987 Río Colorado rockslide and debris flow, central Andes, Chile. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, Vol. 30, N° 3, pp. 321-330.
- Casassa, G. y Rivera, A. 1998. Digital Radio-Echo Sounding at Tyndall Glacier, Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, Vol. 26, pp. 129-135.
- Casassa, G., Apey, A., Bustamante, M., Marangunic, C., Salazar, C., & Soza, D. 2015. Contribución hídrica de glaciares en el estero Yerba Loca y su extrapolación a la cuenca del río Maipo. *Actas XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena*, Vol. 1, pp. 4-8.
- Castruccio, A., & Clavero, J. 2015. Lahar simulation at active volcanoes of the Southern Andes: implications for hazard assessment. *Natural Hazards*, Vol. 77, pp. 693-716.
- Celis, C. 2018. Susceptibilidad de remociones en masa y peligro de flujos en el frente cordillerano de Santiago, Región Metropolitana. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 207 p
- Cembrano, J., & Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, Vol. 471, N° 1, pp. 96-113.
- CSN, 2022. Registro de Eventos Significativos. Centro Sismológico Nacional. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. [en línea], <<http://evtdb.csn.uchile.cl/events>> [Consulta: domingo 11 diciembre 2022]
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M. C., Novaceck, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, N° 2, pp. 1-30.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. and Zurita, E., 2002a. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, N° 1, pp. 117-139.
- Charrier, R., Álvarez, P., Zurita, E., 2002b. Hallazgo de Jurásico marino en la Faja Plegada y Corrida del Río Las Leñas, Alta Cordillera de Chile (34° 30' S). *Actas XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, 2002*. Vol. 1, pp. 479-484.
- Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, E.; Flynn, J.; Iturra, I.; Muñoz, N.; Pardo, M.; Thiele, R.; Wyss, A. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, Vol. 236, N° 1-2, pp. 43-77.
- Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M.P., 2007. Tectono-stratigraphic of the Andean orogen, in: *Geology of Chile*, Chapter 3 (Gibbons, W. and Moreno, T., editors), The Geological Society, London, Special Publication, pp. 21-2116.

- Chen, J. & Ohmura, A. 1990. Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. In *Hydrology in Mountainous Regions, I – Hydrological Measurements; the Water Cycle*, Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990, Lang H, Musy A (eds). 10 p.
- Chiu, D. 1991. Geología del relleno Cuaternario de las hoyas de los ríos Yeso, Volcán y Maipo, este último entre las localidades de Guayacán y Los Queltehues, Región Metropolitana. Memoria de título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, 111 p.
- Clarke, G. K. C., Collins, S. G., and Thompson, D. E., 1984. Flow, thermal structure, and subglacial conditions of a surge-type glacier. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 21, pp. 232–240.
- Clague, J. J., and Evans, S. G., 2000. A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 19, N° 17-18, pp. 1763-1783.
- Clague, J. J., & O'Connor, J. E. 2015. Glacier-related outburst floods. In *Snow and ice-related hazards, risks and disasters*. pp. 487-519. Academic Press.
- Cogley, J.G., R. Hock, L.A. Rasmussen, A.A. Arendt, A. Bauder, R.J. Braithwaite, P., & 5 others. 2011. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris.
- Cordero, R., Ferón, S., Damiani., y cinco otros. 2019a. Cambio Climático, Respuesta a las Preguntas Claves. Santiago, Chile. 64 p. ISBN: 978-956-401-251-3
- Cordero, R., Asencio, V., Ferón, S. y 6 others. 2019b. Dry-season snow cover losses in the Andes (18–40 S) driven by changes in large-scale climate modes. *Scientific reports*, Vol. 9, N° 1, pp. 1-10.
- Correas-Gonzalez, M., Moreiras, S. M., & Klimeš, J. 2021. Spatial Distribution of Lakes in the Central Andes (31°–36°), Argentina: Implications for Outburst Flood Hazard. *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk: Volume 5 Catastrophic Landslides and Frontiers of Landslide Science 5th*, Vol. 5, pp. 95-102.
- Crompton, J. W., Flowers, G. E., & Stead, D. 2018. Bedrock fracture characteristics as a possible control on the distribution of surge-type glaciers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol. 123, N° 5, pp. 853-873.
- Cuffey, K.M. and Paterson, W.S.B. 2010. *The Physics of Glaciers*. Elsevier Publishing Company, USA. 715 p.
- Delgado Granados, H., Miranda, P. J., Núñez, G. C. and 5 others 2014. Hazards at Ice-Clad Volcanoes: Phenomena, Processes, and Examples From Mexico, Colombia, Ecuador, and Chile. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*, pp. 607-646
- Delgado Granados, H., Miranda, P. J., Núñez, G. C. and 5 others 2021. Hazards at Ice-Clad Volcanoes: Phenomena, Processes, and Examples From Mexico, Colombia, Ecuador, and Chile. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*, 2nd Edition, pp. 597-639

- DGA. 2022a. Inventario Público de Glaciares, actualización 2022. Unidad de Glaciología y Nieves. Dirección General de Aguas, 2022. Ministerio de Obras Públicas. [en línea], <<https://dga.mop.gob.cl/Paginas/InventarioGlaciares.aspx>> [Consulta: miércoles 1 junio 2022]
- DGA. 2022b. Metodología del Inventario Público de Glaciares. Unidad de Glaciología y Nieves. Dirección General de Aguas, 2022. Ministerio de Obras Públicas. SDT N°447
- Ding, Y., Mu, C., Wu, T., Hu, G., Zou, D., Wang, D. and 2 others. 2021. Increasing cryospheric hazards in a warming climate. *Earth-Science Reviews*, Vol. 213, 103500.
- DMC, 2021. Reporte anual de la evolución del clima en Chile. Oficina Cambio Climático, Sección Climatología, Dirección Meteorológica de Chile, junio 2022. Dirección General de Aeronáutica Civil. 46 p.
- Dussaillant, I, Berthier, E., Brun, F., y six others. 2019. Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, Vol. 12, N° 10, pp. 802-808.
- Edwards, B. R., Belousov, A., Belousova, M., & Melnikov, D. 2015. Observations on lava, snowpack and their interactions during the 2012–13 Tolbachik eruption, Klyuchevskoy Group, Kamchatka, Russia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 307, pp. 107-119.
- Emmer, A., Wood, J. L., Cook, S. J., Harrison, S., Wilson, R., Diaz-Moreno, A., & 21 others. 2022. 160 glacial lake outburst floods (GLOFs) across the Tropical Andes since the Little Ice Age. *Global and Planetary Change*, Vol. 208, 103722 p.
- Emmer, A., Allen, S. K., Carey, M., Frey, H., Huggel, C., Korup, O., & 31 others. 2022b. Progress and challenges in glacial lake outburst flood research (2017–2021): a research community perspective. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 22, N° 9, pp. 3041-3061.
- Espizua, L. E., & Pitte, P. 2009. The little ice age glacier advance in the Central Andes (35 S), Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 281, N°3-4, pp. 345-350.
- Evans, S. 1965. Dielectric properties of ice and snow. A review. *Journal of Glaciology*, Vol. 5, pp. 773-792.
- Evans, S. G., & Clague, J. J. 1994. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology and Natural Hazards*. pp. 107-128. Elsevier.
- Evans, S. G., Bishop, N. F., Smoll, L. F., Murillo, P. V., Delaney, K. B., & Oliver-Smith, A. 2009a. A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru in 1962 and 1970. *Engineering Geology*, Vol. 108, N° 1, pp. 96-118.
- Evans, S.G., Tutubalina, O.V., Drobyshev, V.N., Chernomorets, S.S., McDougall, S., Petrakov, D.A., Hungr, O. 2009b. Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002. *Geomorphology*, Vol. 105, N° 3, pp. 314 - 321.

- Evans, S. G., Delaney, K. B. 2014. Catastrophic Mass Flows in the Mountain Glacial Environment, in *Snow and Ice-related Hazards, Risks, and Disasters*. W. Haeberli, y C. Whiteman (Eds.). Academic Press, Chap. 16, pp. 563-606.
- Evans, S. G., Delaney, K. B., Rana, N. M. 2021. Catastrophic Mass Flows in the Mountain Glacial Environment, in *Snow and Ice-related Hazards, Risks, and Disasters*, 2nd Edition. W. Haeberli, y C. Whiteman (Eds.). Academic Press, Chap. 16, pp. 541-596.
- Faillietaz, J., Sornette, D., & Funk, M. 2011. Numerical modeling of a gravity-driven instability of a cold hanging glacier: reanalysis of the 1895 break-off of Altelsgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, Vol. 57, N° 205, pp. 817-831.
- Faillietaz, J., Funk, M., & Sornette, D. 2012. Instabilities on Alpine temperate glaciers: new insights arising from the numerical modelling of Allalingsletscher (Valais, Switzerland). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 12, N° 9, pp. 2977-2990.
- Falaschi, D., Lenzano, M. G., Tadono, T., Vich, A. I., & Lenzano, L. E. 2018a. Balance de masa geodésico 2000-2011 de los glaciares de la Cuenca Del Río Atuel, Andes Centrales de Mendoza (Argentina). *Geoacta*, Vol. 42, N° 2.
- Falaschi, D., Bolch, T., Lenzano, M. G., Tadono, T., Lo Vecchio, A., & Lenzano, L. 2018b. New evidence of glacier surges in the Central Andes of Argentina and Chile. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, Vol. 42, N° 6, pp. 792-825.
- Falaschi, D., Käab, A., Paul, F., Tadono, T., Rivera, J. A., & Lenzano, L. E. 2018c. Brief communication: Collapse of 4 Mm 3 of ice from a cirque glacier in the Central Andes of Argentina. *The Cryosphere*, Vol. 13, N° 3, pp. 997-1004.
- Farías-Barahona, D., Ayala, Á., Bravo, C., Vivero, S., Seehaus, T., Vijay, S. and 4 others. 2020a. 60 years of glacier elevation and mass changes in the Maipo River Basin, Central Andes of Chile. *Remote Sensing*, Vol. 12, N° 10, 1658 p.
- Farías-Barahona, D., Wilson, R., Bravo, C., Vivero, S., Caro, A., Shaw, T. E. and 8 others. 2020b. A near 90-year record of the evolution of El Morado Glacier and its proglacial lake, Central Chilean Andes. *Journal of Glaciology*, Vol. 66, N° 259, pp. 846-860.
- Farinotti, D., Huss, M., Fürst, J. J., Landmann, J., Machguth, H., Maussion, F., & Pandit, A. 2019. A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. *Nature Geoscience*, Vol. 12, N° 3, pp. 168-173.
- Farnsworth, W. R., Ingólfsson, Ó., Retelle, M., & Schomacker, A. 2016. Over 400 previously undocumented Svalbard surge-type glaciers identified. *Geomorphology*, Vol. 264, pp. 52-60.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., and 12 others. 2007. The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, Vol. 45, N° 2. 33 p.
- Fernández, H., García, J. L., Nussbaumer, S. U., Geiger, A. J., Gärtner-Roer, I., Pérez, F. and 3 others. 2022. De-icing landsystem model for the Universidad Glacier (34° S) in the Central Andes of Chile during the past~ 660 years. *Geomorphology*, Vol. 400, 108096 p.

- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33 y los 34 S. Tesis de Magíster, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, Junio, 235 p.
- Frey, H., Machguth, H., Huss, M., Huggel, C., Bajracharya, S., Bolch, T., and 4 others. 2014. Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods. *The Cryosphere*, Vol. 8, N° 6, pp. 2313-2333.
- FUNDESOS, 2019. Geodiversidad, Patrimonio Geológico y Geositios del Cajón del Maipo. Proyecto Geoparque Cajón del Maipo. Fundación para el Desarrollo Sostenible. 168 p.
- Gades, A. M. 1998. Spatial and temporal variations of basal conditions beneath glaciers and ice sheets inferred from radio echo-sounding measurements. Doctoral dissertation, University of Washington.
- GAPHAZ. 2017. Assessment of Glacier and Permafrost Hazards in Mountain Regions – Technical Guidance Document. Prepared by Allen, S., Frey, H., Huggel, C. et al. Standing Group on Glacier and Permafrost Hazards in Mountains (GAPHAZ) of the International Association of Cryospheric Sciences (IACS) and the International Permafrost Association (IPA). Zurich, Switzerland / Lima, Peru. 72 p.
- García, J. L., Pizarro, F. I., & Calcagni, V. 2014. Fluctuaciones glaciales holocénicas en el Cajón del Maipo, Andes centrales de Chile: observaciones morfoestratigráficas de los valles del Morado y Nieves Negras. Los riesgos traen oportunidades. Transformaciones globales en Los Andes sudamericanos. Serie GEOlibros, N° 20.
- Garreaud, R., Alvarez-Garretón, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J. and Zambrano-Bigiarini, M. 2017. The 2010-2015 mega drought in Central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology Earth System Sciences*. Vol. 21, N° 12, pp. 6307–6327, doi:10.5194/hess-2017-191.
- Garreaud, R., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., & Veloso-Aguila, D. 2019. The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, Vol. 40, N° 1, pp. 421-439.
- Garreaud, R., Vergara, I., Viale, M. 2021. Análisis: ¿Una tormenta de invierno en pleno verano? Entendiendo el extraordinario evento de finales de enero de 2021 en Chile central. CR2 [en línea], <<https://www.cr2.cl/analisis-una-tormenta-de-invierno-en-pleno-verano-entendiendo-el-extraordinario-evento-de-finales-de-enero-de-2021-en-chile-central-cr2/>> [Consulta: domingo 10 Julio 2022]
- Geertsema, M., Menounos, B., Bullard, G., Carrivick, J. L., Clague, J. J. & 27 others. 2022. The 28 November 2020 landslide, tsunami, and outburst flood—a hazard cascade associated with rapid deglaciation at Elliot Creek, British Columbia, Canada. *Geophysical research letters*, Vol. 49, N°6, p. e2021GL096716.
- Geoestudios. 2008. Manual de Glaciología. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile. Vol. 2, S.I.T. N° 167, 341 p.

- Geoestudios. 2022. Análisis espacio-temporal de balance de masa y albedo en glaciares de Chile Central mediante MDE de alta resolución e imágenes multiespectrales. 1ra Jornada de Observación de la Tierra a través de Sensores Remotos. Universidad de O'Higgins, Rancagua, Chile, Noviembre
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A. 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45'S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, N° 1, pp. 101–116.
- Gilbert, A., Leinss, S., Kargel, J., & 6 others. 2018. Mechanisms leading to the 2016 giant twin glacier collapses, Aru Range, Tibet. *Cryosphere*, Vol. 12, N° 9, pp. 2883-2900.
- Godoy, E., 1993. El Caloviano del Estero Yeguas Muertas, Río Yeso del Maipo, Chile: implicancias tectónicas y paleogeográficas. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1, pp. 104-107.
- Godoy, E., Yáñez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Central Chilean Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, Vol. 306, N° 2, pp. 217-236.
- González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*, Santiago, Vol. 17, N° 81, pp. 20-61.
- González-Ferrán, O., 1995. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico militar. 646 p.
- González, G., Jensen, E., Aron, F., Roldán, F., Sáez, E., Díaz., F. y otros 8. 2022. Guía Metodológica para la Caracterización de la Multiamenaza de la Cuenca del Río Maipo. Proyecto FONDEF 19i10021. 214 p.
- González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., y Oteo, C. 2002. *Ingeniería geológica*. Editorial Prentice Hall, 715 p.
- González-Reyes, Á., McPhee, J., Christie, D. A., and 6 others. 2017. Spatiotemporal variations in hydroclimate across the Mediterranean Andes (30–37 S) since the early twentieth century. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 18, N° 7, pp. 1929-1942.
- González Reyes, A. I. 2019. Modelación de la línea de equilibrio altitudinal (ELA) desde el año AD 1500, y variaciones climáticas recientes en los Andes Mediterráneos de Chile (30°-37° S). Tesis de Doctorado, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, Enero, 124 p.
- Gruber S, Haeberli W. 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 112, N° F2.
- Gruber, S. 2012. Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, Vol. 6, N° 1, pp. 221-233.

- Gudmundsson, M. T. 2015. Hazards from lahars and jökulhlaups. In *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press. pp. 971-984
- Gulev, S. K., Thorne, P. W., Ahn, J., Dentener, F. J., Domingues, C. M., Gerland, S. and 10 others. 2021. Changing state of the climate system. In *Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (p. In press). Cambridge University Press.
- Haeberli, W., Whiteman, C., 2021. Snow and Ice-related Hazards, Risks and Disasters – Facing challenges of rapid change and long-term commitments, *Snow and Ice-related Hazards, Risks, and Disasters*. W. Haeberli, y C. Whiteman (Eds.). Academic Press, pp. 1-33.
- Hallam, A., Biró-Bagóczkyl, L., Pérez, E. 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian – Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and paleogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, Vol. 123, N° 4, pp. 425-435.
- Harris C, Davies MC, Etzelmüller B. 2001. The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. 12, N° 1, pp. 145–156.
- Harrison W.D., Osipova G.N., Nosenko G.A., and 8 others. 2015. Glacier Surges. In: Haeberli, W., Whiteman, C., & Shroder, J. F. (Eds.). *Snow and Ice-related Hazards, Risks and Disasters*. Waltham, MA: Academic Press.
- Hauser A. 2002. Rock avalanche and resulting debris flow in Estero Parraguirre and Rio Colorado, Región Metropolitana, Chile. In *Catastrophic Landslides: Effects, Occurrence, and Mechanisms*, Evans SG, DeGraf JV (eds). Geological Society of America *Reviews in Engineering Geology*. Vol. 15, pp. 135–148.
- Heid, T., & Käab, A. 2012. Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 118, pp. 339-355.
- HÉMERA, 2019. Riesgos geológicos y geomorfológicos. Línea de Base Estudio de Impacto Ambiental Proyecto Los Bronces Integrado. Jaime Illanes y Asociados. Centro de observación de la tierra, Universidad Mayor. 54 p.
- Herrera, M. 2016. Estimación de las altitudes de las líneas de equilibrio en glaciares de montaña para el último ciclo glacial-interglacial en los Andes de Santiago, Chile central. Tesis de Doctorado, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, 202 p.
- Hewitt, K., 2009. Rock avalanches that travel onto glaciers and related developments, Karakoram Himalaya, Inner Asia. *Geomorphology*, Vol. 103, pp. 66–79.
- Highland, L., & Bobrowsky, P. T. 2008. *The landslide handbook: a guide to understanding landslides*. Reston: US Geological Survey. 129 p.

- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, and 7 others. 2017. Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, Vol. 30, N° 20, pp. 8179-8205.
- Huggel, C., Haeberli, W., Käab, A., Bieri, D., & Richardson, S. 2004. An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 41, N° 6, pp. 1068-1083.
- Huggel C, Caplan-Auerbach J, Waythomas CF, Wessels RL. 2007. Monitoring and modeling ice-rock avalanches from ice-capped volcanoes: a case study of frequent large avalanches on Iliamna Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 168, N° 1–4, pp. 114–136.
- Huggel, C., Clague, J. J., & Korup, O. 2012. Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 37, N° 1, pp. 77-91.
- Hugonnet, R., McNabb, R., Berthier, E., Menounos, B., Nuth, C., Girod, L., & 5 others. 2021. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*, Vol. 592, N° 7856, pp. 726-731.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, Vol. 11, pp. 167-194.
- Huss, M., & Farinotti, D. 2012. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol. 117, N° F4.
- Huss, M. 2013. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere*, Vol. 7, N° 3, pp.877-887.
- IANIGLA-CONICET y (CR)². 2021. Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile [en línea], < <https://www.observatorioandino.com> > [Consulta: domingo 11 diciembre 2022]
- IPCC. 2021. Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press. 42 p.
- Iribarren Anaconda, P. & Bodin, X. 2010. Geomorphic consequences of two large glacier and rock glacier destabilizations in the Central and Northern Chilean Andes. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, pp. 7162-7165.
- Iribarren Anaconda, P., Mackintosh, A., and Norton, K.P. 2014. Hazardous processes and events from glacier and permafrost areas: lessons from the Chilean and Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 40, N° 1, pp. 2-21.

- Irigaray, C. 1995. Movimientos de ladera: Inventario, análisis y cartografía de susceptibilidad mediante un sistema de información geográfica (SIG). Aplicación a las zonas de Colmenar (Ma), Rute (Co) y Montefrío (Gr). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, España.
- Iturrizaga, L. 2011. Glacier lake outburst floods. *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. Pp. 381-399.
- Iturrizaga, L., & Charrier, R. 2021. Sudden glacier advances in the Cachapoal Valley, Southern Central Andes of Chile (34° S). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 105, 102787.
- Iverson, R. M., Reid, M. E., LaHusen, R.G., 1997, Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1997, Vol. 25, No 1, p. 85-138.
- Izumi K, Naruse R. 2002. Ice avalanche activity at Soler Glacier, Northern Patagonia, in the summer of 1998. *Bulletin of Glaciological Research*, Vol. 19, pp. 81–84.
- Jacquemart, M., Loso, M., Leopold, M., Welty, E., Berthier, E., Hansen, J. S., and 2 others. 2020. What drives large-scale glacier detachments? Insights from Flat Creek glacier, St. Elias Mountains, Alaska. *Geology*, Vol. 48, N° 7, pp. 703-707.
- Jacquemart, M., & Cicoira, A. 2022. Hazardous glacier instabilities: ice avalanches, sudden large-volume detachments of low-angle mountain glaciers, and glacier surges. In *Treatise on Geomorphology*. Academic Press. Vol. 4, pp. 330-345.
- Jacquemart, M., Welty, E., Leopold, M., Loso, M., Lajoie, L., & Tiampo, K. 2022. Geomorphic and sedimentary signatures of catastrophic glacier detachments: A first assessment from Flat Creek, Alaska. *Geomorphology*, Vol. 414, 108376 p.
- Jara, P., y Charrier, R. 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Mesozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology*, Vol. 41, N° 1, pp. 174-209.
- Jiskoot, H. 2011. Glacier surging. En: *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. Springer, Dordrecht. pp. 415-428.
- Jordan, T.E.; Burns, W.M.; Veiga, R.; Pángaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S.; Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, Vol. 20, N° 3, pp. 308-324.
- Kääb, A., & Vollmer, M. 2000. Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 11, N° 4, pp. 315-326.
- Kääb, A., Leinss, S., Gilbert, A., & 16 others. 2018. Massive collapse of two glaciers in western Tibet in 2016 after surge-like instability. *Nature Geoscience*, Vol. 11, N° 2, p. 114.
- Kääb, A., Jacquemart, M., Gilbert, A., Leinss, S., Girod, L., Huggel, C. and 9 others. 2021. Sudden large-volume detachments of low-angle mountain glaciers—more frequent than thought? *The Cryosphere*, Vol. 15, N° 4, pp. 1751-1785.

- Kargel, J. S., Leonard, G. J., Bishop, M. P., Kääh, A., & Raup, B. H. (Eds.). 2014. Global land ice measurements from space. Springer. 936 p.
- Kim, B. M., Hong, J. Y., Jun, S. Y., and 6 others. 2017. Major cause of unprecedented Arctic warming in January 2016: Critical role of an Atlantic windstorm. *Scientific reports*, Vol. 7, 4051 p.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95 p.
- Kobayashi S., & Naruse R. 1987. Ice avalanches on Soler Glacier, Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, Vol. 4, pp. 87–90.
- Koukoulou, I., Cook, S. J., Jomelli, V., Clarke, L., Symeonakis, E., Dortch, J. M., & 2 others. 2018. Use of multi-criteria decision analysis to identify potentially dangerous glacial lakes. *Science of the Total Environment*, Vol. 621, pp. 1453-1466.
- Kovacs, A., Gow, A.J. & Morey, R.M. 1995. The in-situ dielectric constant of polar firm revisited. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 23, N° 3, pp. 245-256.
- Krenke, A. N., & Kotlyakov, V. M. 1985. USSR case study: catastrophic floods. *Techniques for Prediction of Runoff from Glacierized Areas*. IAHS Publication, N° 149, pp. 115-125.
- Kutterolf, S., Jegen, M., Mitrovica, J. X., Kwasnitschka, T., Freundt, A., & Huybers, P. J. 2013. A detection of Milankovitch frequencies in global volcanic activity. *Geology*, Vol. 41, N° 2, pp. 227-230.
- Langridge, R. M., Ries, W. F., Litchfield, N. J., Villamor, P., Van Dissen, R. J., Barrell, D. J. A., and 9 others. 2016. The New Zealand active faults database. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 59, N° 1, pp. 86-96.
- Lara, M. 2007. Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en Quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana. Tesis de Magíster, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, 229 p.
- Lara, M., & Sepúlveda, S. A. 2010. Landslide susceptibility and hazard assessment in San Ramón Ravine, Santiago de Chile, from an engineering geological approach. *Environmental earth sciences*, Vol. 60, N° 6, pp. 1227-1243.
- Lara, M., Sepúlveda, S. A., Celis, C., Rebolledo, S., & Ceballos, P. 2018. Landslide susceptibility maps of Santiago city Andean foothills, Chile. *Andean Geology*, Vol. 45, N° 3, pp. 433-442.
- Lliboutry, L. 1956. Nieves y glaciares de Chile, fundamentos de glaciología. Universidad de Chile. Santiago, Chile, 472 p.
- Lliboutry, L. 1958. Studies of the shrinkage after a sudden advance, blue bands and wave ogives on Glaciar Universidad (central Chilean Andes). *Journal of Glaciology*, Vol. 3, N° 24, pp. 261-270.

- Lliboutry, L., Morales, B., Pautre, A., and Schneider, B., 1977. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in the Cordillera Blanca, Peru. I. Historical failures of morainic dams, their causes and prevention. *Journal of Glaciology*, Vol. 18, N° 79, pp. 239–254.
- Lliboutry, L., Williams, R. S., y Ferrigno, J. G. 1998. Glaciers of Chile and Argentina. En: Williams, R.S., Ferrigno, J.G. (Eds.), *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: South America*. USGS, Vol. 1386, N° 1998, 1103 p.
- Lv, M., Guo, H., Yan, J., Wu, K., Liu, G., Lu, X., & Yan, S. 2020. Distinguishing glaciers between surging and advancing by remote sensing: A case study in the Eastern Karakoram. *Remote Sensing*, Vol. 12, N° 14, 2297 p.
- Major, J. J., & Newhall, C. G. 1989. Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 52, N° 1, pp. 1-27.
- Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., Yde, J. C., & Fensholt, R. 2016. Glacier area changes in the central Chilean and Argentinean Andes 1955–2013/14. *Journal of Glaciology*, Vol. 62, N° 232, pp. 391-401.
- Marangunic, C. 1979. *Inventario de Glaciares Hoya del Río Maipo*. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile. 80 p.
- Marangunic, C. 1997. Deslizamiento catastrófico del glaciar en el Estero Aparejo. In IV Congreso Chileno de Geotecnia, Actas 2, pp. 617-626.
- Marangunic, C. & Ugalde, F. 2022. Estabilidad mecánica de glaciares: fundamentos para su evaluación. Actas 1er Simposio Asociación Chilena de Ingeniería Geológica ACHIGEO. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Santiago, septiembre. 15 p.
- Marcer, M., Serrano, C., Brenning, A., Bodin, X., Goetz, J., & Schoeneich, P. 2019. Evaluating the destabilization susceptibility of active rock glaciers in the French Alps. *The Cryosphere*, Vol. 13, N° 1, pp. 141-155.
- Mardones, V. 2016. Análisis estructural de los depósitos Mesozoicos y Cenozoicos en la Cordillera Principal en el valle del río Volcán, Región Metropolitana, Chile (33°44'S-35°56'S). Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, Noviembre, 140 p.
- Mardones, V. 2019. Evolución tectónica meso-cenozoica de la Cordillera Principal de los Andes de Chile central, 33°30'S-34°S. Tesis de Magíster, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, Enero, 146 p.
- Margreth, S., Funk, M., Tobler, D., Dalban, P., Meier, L., & Lauper, J. 2017. Analysis of the hazard caused by ice avalanches from the hanging glacier on the Eiger west face. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 144, pp. 63-72.
- Martínez, R.; Osorio, R. 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu. *Revista Minerale*, Vol. 9, N° 82, pp. 28-43.

- Masiokas, M. H., Rivera, A., Espizua, L. E., Villalba, R., Delgado, S., y Aravena, J. C. 2009. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 281, N°3-4, pp. 242-268.
- Maussion, F., Butenko, A., Champollion, N., Dusch, M., Eis, J., Fourteau, K. and 9 others. 2019. The open global glacier model (OGGM) v1. 1. *Geoscientific Model Development*, Vol. 12, N° 3, pp. 909-931.
- Mead, S., Magill, C., & Hilton, J. 2016. Rain-triggered lahar susceptibility using a shallow landslide and surface erosion model. *Geomorphology*, Vol. 273, pp. 168-177.
- Meier, M. F., & Post, A. 1969. What are glacier surges?. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 6, N° 4, pp. 807-817.
- Mernild, S. H., Beckerman, A. P., Yde, J. C., Hanna, E., Malmros, J. K., Wilson, R., y Zemp, M. 2015. Mass loss and imbalance of glaciers along the Andes Cordillera to the sub-Antarctic islands. *Global and Planetary Change*, Vol. 133, pp. 109-119.
- Mernild, S. H., Liston, G. E., Hiemstra, C., & Wilson, R. 2016. The Andes Cordillera. Part III: glacier surface mass balance and contribution to sea level rise (1979–2014). *International Journal of Climatology*, Vol. 37, N° 7, pp. 3154-3174.
- Milana, J. P. 2004. Modelización de la deformación extensional ocasionada por el avance catastrófico (surge) del glaciar Horcones Inferior, Aconcagua, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 59, N° 2, pp. 167-177.
- Millan, R., Mouginot, J., Rabatel, A., & Morlighem, M. 2022. Ice velocity and thickness of the world's glaciers. *Nature Geoscience*, Vol. 15, N° 2, pp. 124-129.
- Montecinos, A., & Aceituno, P. 2003. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, Vol. 16, N° 2, pp. 281-296.
- Muneeb, F., Baig, S. U., Khan, J. A., & Khokhar, M. F. 2021. Inventory and GLOF susceptibility of glacial lakes in Hunza River Basin, Western Karakorum. *Remote Sensing*, Vol. 13, N° 9, 1794 p.
- Muñoz, M.; Fuentes, F.; Vergara, M.; Aguirre, L.; Nyström, J.O.; Feraud, G.; Demant, A. 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Revista Geológica de Chile* Vol. 33, N° 1, pp. 109-140.
- Muñoz, E. 2013. Susceptibilidad de remociones en masa y de respuesta sísmica asociada a fallas mayores en zonas urbanas. Estudio de caso en Viña del mar, V región. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 164 p

- Muñoz, A. 2018. Metodología para evaluar la amenaza de flujos de detritos utilizando un análisis jerárquico de procesos y el software RAMMS, con aplicación en la cuenca del estero San Alfonso, Región Metropolitana. Memoria de Título para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 175 p.
- Murphy, M. 2022. *Marmolada glacier collapse in Italy kills seven*. BBC [en línea], < <https://www.bbc.com/news/world-europe-62029780>> [Consulta: sábado 09 Julio 2022]
- Murray, T., Strozzi, T., Luckman, A., Jiskoot, H., & Christakos, P. 2003. Is there a single surge mechanism? Contrasts in dynamics between glacier surges in Svalbard and other regions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 108, N° B5.
- Nobes, D.C. 2011. Ground penetrating radar measurements over glaciers. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, Eds. V.P. Sigh, P. Singh and U.K. Haritashya, Springer, Encyclopedia of Earth Sciences Series, Dodrecht, The Netherlands, pp. 490-503.
- Nye JF. 1976. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology*. Vol. 17, N° 76, pp. 181–207.
- Nyström, J.O., Parada, M.A., and Vergara, M., 1993, Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile: A trend toward a MORB signature and a reversal with time: Paris, ORSTOM Editions, Second International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, Extended Abstracts Volume, pp. 411-414.
- Olivieri, L., Bettanini, C. 2023. Preliminary observation of Marmolada glacier collapse of July 2022 with space-based cameras. *Remote Sensing Letters*, Vol. 14, N° 1, pp. 21-29.
- Ormeño, A. 2007. Geomorfología dinámica del río Maipo en la zona cordillerana de Chile central e implicancias neotectónicas. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile, 164 p.
- Palma, W. 1991. Estratigrafía y estructura de la Formación Colimapu entre el Estero del Diablo y el Cordón de Los Lunes, Región Metropolitana. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile, 95 p.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., & McMahon, T. A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, Vol 4, N° 2, 439-473.
- Phong, T. V., Phan, T. T., Prakash, I., Singh, S. K., Shirzadi, A., Chapi, K., & 4 others. 2021. Landslide susceptibility modeling using different artificial intelligence methods: A case study at Muong Lay district, Vietnam. *Geocarto International*, Vol. 36, N° 15, pp. 1685-1708.
- Pierson, T. C., Major, J. J., Amigo, Á., & Moreno, H. 2013. Acute sedimentation response to rainfall following the explosive phase of the 2008–2009 eruption of Chaitén volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 75, N° 5, 723 p.
- Planet Team. 2017. *Planet Application Program Interface: In Space for Life on Earth*. San Francisco, CA. <https://api.planet.com>

- Plewes, L.A. & Hubbard, B. 2001. A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress Physical Geography*, Vol. 25, N° 2, pp. 203–236.
- Pörtner, H. O., Roberts, D. C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., & Weyer, N. M. 2019. The ocean and cryosphere in a changing climate. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.
- Pralong, A., & Funk, M. 2006. On the instability of avalanching glaciers. *Journal of Glaciology*, Vol. 52, N° 176, pp. 31-48.
- Powell, J. 2019. Scientists Reach 100% Consensus on Anthropogenic Global Warming. *Bulletin of Science, Technology & Society*. pp 1-2.
- Ramos, V. A., Alvarez, P. P., Aguirre Urreta, M. B., y Godoy, E. 1997. La Cordillera Principal a la latitud del paso Nieves Negras (33° 50' S), Chile-Argentina. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*.
- Rau, F., F. Mauz, S. Vogt, S.J. Singh Khalsa, B. Raup. 2005. Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual. GLIMS Regional Center “Antarctic Peninsula”. Institut für Physische Geographie, Alberts-Ludwigs-Universität Freiburg, Alemania, 36 p.
- Reinthal, J., Paul, F., Granados, H.D., Rivera, A., Huggel, C. 2019. Area changes of glaciers on active volcanoes in Latin America between 1986 and 2015 observed from multi-temporal satellite imagery. *Journal of Glaciology*, pp. 1-15.
- Reynolds, J. M. 1992. The identification and mitigation of glacier-related hazards: examples from the Cordillera Blanca, Peru. In: McCall, G.J.H., Laming, D.J.C., Scott, S.C. (Eds.), Springer, Dordrecht. *Geohazards - Natural and Man-made*. Chapman and Hall, London, pp. 143-157.
- RGI Consortium 2017. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. DOI: <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>
- Riebeek, H. 2005. Paleoclimatology: The Ice Core Record. Nasa Earth Observatory [en línea], <https://earthobservatory.nasa.gov/features/Paleoclimatology_IceCores<http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>> [Consulta: martes 14 Enero 2020]
- RGI Consortium, 2017. Randolph Glacier Inventory - A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 6. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center.
- Rinzin, S., Zhang, G., & Wangchuk, S. 2021. Glacial lake area change and potential outburst flood hazard assessment in the Bhutan Himalaya. *Frontiers in Earth Science*, 1136 p.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuna, C., & Lange, H. 2000. Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones geográficas*, N° 34, 29 p.
- Rivera, A., Acuña, C., & Casassa, G. 2006a. Glacier variations in central Chile (32 S–41 S). *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell, Oxford, UK, pp. 246-247.

- Rivera, A., Bown, F., Mella, R., and 6 others. 2006. Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile. *Annals of Glaciology*, Vol. 43, pp. 111-122.
- Rivera, J., Penalba, O., Villalba, R. and Araneo, D. 2017 Spatiotemporal patterns of the 2010–2015 extreme hydrological drought across the Central Andes, Argentina. *Water*, Vol. 9, N° 9, 652 p.
- Röthlisberger, H., 1978. Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen. Sonderdruck aus dem Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher Teil 1978, pp. 170-212.
- Saaty, T. L. 1990. How to make a decision: the analytic hierarchy process. *European journal of operational research*, Vol. 48, N° 1, pp. 9-26.
- Salazar, Ch. y Stinnesbeck, W. 2015. Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) in central Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, Vol. 64, pp. 41-68.
- Samsonov, S. V. 2022. Operational Processing of Big Satellite Data for Monitoring Glacier Dynamics: Case Study of Muldrow Glacier. *Remote Sensing*, Vol. 14, N° 11, p. 2679.
- Sandmeier, K. 2004. Reflexw manual ver. 3.5. Karlsruhe, 377 p.
- Segovia, A. & Videla, Y. 2017. Caracterización Glaciológica de Chile. *Investigaciones Geográficas*, N° 53, pp. 3-24.
- Sepúlveda, S. 1998. Metodología para evaluar el peligro de flujos de detritos en ambientes montañosos: Aplicación en la quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 127 p.
- Sepúlveda, S. A., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E. A., Rebolledo, S., y Verdugo, R. 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering*, Vol. 12, N° 3, pp. 432-455.
- Sepúlveda, S. A., Fuentes, J. P., Oppikofer, T., Hermanns, R. L., & Moreiras, S. M. 2012. Analysis of a large-scale, stepped planar failure in the Central Andes uplands, Chile, using roughness profiles from terrestrial laser scanning. *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*. Taylor & Francis Group, London, pp. 1243-1247.
- Sepúlveda, S.A., 2022. Earthquake-induced landslide susceptibility and hazard assessment approaches. In Towhata, G.Wang, Q. Xu, C. Massey (eds.), *Coseismic Landslides. Phenomena, Long-Term Effects and Mitigation*, Springer Nature Singapore, pp. 543-571.
- SERNAGEOMIN, 2022. Red Nacional de Vigilancia Volcánica. Servicio Nacional de Geología y Minería. Ministerio de Minería. [en línea], < <https://rnvv.sernageomin.cl/>> [Consulta: martes 18 octubre 2022]
- Serreze, M. C., & Meier, W. N. 2018. The Arctic's sea ice cover: trends, variability, predictability, and comparisons to the Antarctic. *Annals of the New York Academy of Sciences*.

- Sevestre, H. & Benn, D. I. 2015. Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging. *Journal of Glaciology*, Vol. 61, N° 228, pp. 646-662.
- Schneider, D., Huggel, C., Haeberli, W., y Kaitna, R. 2011. Unraveling driving factors for large rock–ice avalanche mobility. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 36, N° 14, pp. 1948-1966.
- Shugar, D. H., Burr, A., Haritashya, U. K., Kargel, J. S., Watson, C. S., Kennedy, M. C., & 4 others. (2020). Rapid worldwide growth of glacial lakes since 1990. *Nature Climate Change*, Vol. 10, N° 10, pp. 939-945.
- Shugar, D. H., Jacquemart, M., Shean, D., Bhushan, S., Upadhyay, K., Sattar, A. and 45 others. 2021. A massive rock and ice avalanche caused the 2021 disaster at Chamoli, Indian Himalaya. *Science*, Vol. 373, N° 6552, pp. 300-306.
- Silbergleit, V., & Prezzi, C. 2012. Statistics of major Chilean earthquakes recurrence. *Natural Hazards*, Vol. 62, N° 2, pp. 445-458.
- Sigmundsson, F., Pinel, V., Lund, B., Albino, F., Pagli, C., Geirsson, H., & Sturkell, E. 2010. Climate effects on volcanism: influence on magmatic systems of loading and unloading from ice mass variations, with examples from Iceland. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, Vol. 368, N° 1919, pp. 2519-2534.
- Silva, C., & Orozco, G. 2015. Peligros del Complejo Volcánico San José, Cajón del Maipo, Región Metropolitana de Santiago, Chile. *Actas XIV Congreso Geológico Chileno*, La Serena, Vol. 1, pp. 37-40.
- Smellie, J.L., 2000. Subglacial eruptions. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, pp. 403–418.
- Stoffel, M., & Huggel, C. 2012. Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography*, Vol. 36, N° 3, pp. 421-439.
- Tavera, J. 1968. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. Informe Inédito. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, 9 p.
- Tapia, F., 2015, Evolución Tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45'- 35°30'S). Tesis de Doctorado, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, Marzo, 306 p.
- Taylor, H. 2022. *British tourists survive avalanche in Tian Shan mountains of Kyrgyzstan*. The Guardian [en línea], <<https://www.theguardian.com/world/2022/jul/11/british-tourists-survive-avalanche-in-tian-shan-mountains-of-kyrgyzstan>> [Consulta: miércoles 13 Julio 2022]

- Thiele, R., Katsui, Y. 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación N° 35, 23 p.
- Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21p.
- Tian, L., Yao, T., Gao, Y., & 7 others. 2017. Two glaciers collapse in western Tibet. *Journal of Glaciology*, Vol. 63, N° 237, pp. 194-197.
- Toney, L., Fee, D., Allstadt, K. E., Haney, M. M., & Matoza, R. S. 2021. Reconstructing the dynamics of the highly similar May 2016 and June 2019 Iliamna Volcano (Alaska) ice-rock avalanches from seismoacoustic data. *Earth Surface Dynamics*, Vol. 9, N° 2, pp. 271-293.
- Truffer, M., Kääb, A., Harrison, W. D., Osipova, G. B., Nosenko, G. A., Espizua, L. and 5 others. 2021. Glacier surges. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier. pp. 417-466.
- Tuffen, H. 2010. How will melting of ice affect volcanic hazards in the twenty-first century?. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, Vol. 368, N° 1919, pp. 2535-2558.
- Tweed, F. 2011. Hydrology of *jökulhlaups*. *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. pp. 544-546.
- Ugalde, F. 2016. Estimación de peligro ante deslizamientos de glaciares en Chile central: el caso del glaciar Aparejo. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, Marzo, 125 p.
- Ugalde, F., Marangunic, C., and Casassa, G. 2019 Collapse and Regeneration of Aparejo Glacier. Central Chile. 1st Southern Hemisphere Conference on Permafrost, International Permafrost Association. Queenstown, New Zealand.
- Ugalde, F. 2022. Nuevos antecedentes de vaciamientos de lagos glaciales en Chile central: un fenómeno desapercibido. IV Congreso Sociedad Chilena de la Criósfera, SOCHICRI. Universidad de la Frontera, Pucón.
- Uhlmann, M., Korup, O., Huggel, C., Fischer, L., & Kargel, J. S. 2013. Supra-glacial deposition and flux of catastrophic rock-slope failure debris, south-central Alaska. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 38, N° 7, pp. 675-682.
- Vallance, J., 2000, Lahars. En Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S., (eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, pp. 601-616.
- Vallance, J. W. and Iverson, R. M. 2015. Lahars and their Deposits, *The Encyclopedia of volcanoes*, Academic, San Diego, pp. 649-664
- Van Dao, D., Jaafari, A., Bayat, M., Mafi-Gholami, D., Qi, C., Moayedi, H., & 8 others. 2020. A spatially explicit deep learning neural network model for the prediction of landslide susceptibility. *Catena*, Vol. 188, pp. 104451.

- van der Woerd, J., Owen, L. A., Tapponnier, P., Xiwei, X., Kervyn, F., Finkel, R. C., & Barnard, P. L. 2004. Giant, ~M8 earthquake-triggered ice avalanches in the eastern Kunlun Shan, northern Tibet: Characteristics, nature and dynamics. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 116, N° 3-4, pp. 394-406.
- Varnes, D.J. 1984. Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. International Association of Engineering Geology Commission on Landslides and Other Mass Movements on Slopes, UNESCO, Paris
- Veh, G., Lützow, N., Kharlamova, V., Petrakov, D., Hugonnet, R., & Korup, O. 2022. Trends, breaks, and biases in the frequency of reported glacier lake outburst floods. *Earth's Future*, Vol. 10, N° 3, 14 p.
- Viale, M., Bianchi, E., Cara, L., & 6 others. 2019. Contrasting climates at both sides of the Andes in Argentina and Chile. *Frontiers in Environmental Science*, Vol. 7, N° 69.
- Watt, S. F., Pyle, D. M., & Mather, T. A. 2013. The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. *Earth-Science Reviews*, Vol. 122, pp. 77-102.
- Wilson, R., Mernild, S. H., Malmros, J. K., Bravo, C., & Carrion, D. (2016). Surface velocity fluctuations for Glaciar Universidad, central Chile, between 1967 and 2015. *Journal of Glaciology*, Vol. 62, N° 235, pp. 847-860.
- Wilson, R., Glasser, N. F., Reynolds, J. M., Harrison, S., Anaconda, P. I., Schaefer, M., & Shannon, S. 2018. Glacial lakes of the Central and Patagonian Andes. *Global and Planetary Change*, Vol. 162, pp. 275-291.
- Winchester V, Harrison S. 2000. Dendrochronology and lichenometry: an investigation into colonization, growth rates and dating on the east side of the North Patagonian Icefield, Chile. *Geomorphology*, Vol. 34, N° 1–2, pp. 181–194.
- Wolter, K., & Timlin, M.S. 1993. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *Procedures of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, pp. 52-57.
- Wolter, K., & Timlin, M.S. 2011. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI. ext). *International Journal of Climatology*, Vol. 31, N° 7, pp. 1074-1087.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., & Selles, D. 2002. The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34 S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, N° 1, pp. 23-38.

- Yu, B., He, Y., & Ye, P. 2023. Quantitative susceptibility assessment of the breach of moraine-dammed lakes due to glacier avalanches. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 206, 103749 p.
- Zalazar, L. V., Ferri Hidalgo, L., Castro, M. A., y 6 otros. 2017. Glaciares de Argentina: resultados preliminares del Inventario Nacional de Glaciares. *Revista de Glaciares y Ecosistemas de Montaña*, Vol. 2, pp. 13–22.
- Zalazar, L., Ferri, L., Castro, M., Gargantini, H., Gimenez, M., Pitte, P., & 4 others. 2020. Spatial distribution and characteristics of Andean ice masses in Argentina: results from the first National Glacier Inventory. *Journal of Glaciology*, Vol. 66, N° 260, pp. 938-949.
- Zhang, T., Hoell, A., Perlwitz, J., Eischeid, J., Murray, D., Hoerling, M., & Hamill, T. M. 2019. Towards Probabilistic Multivariate ENSO Monitoring. *Geophysical Research Letters*, Vol. 46, N° 17-18, pp. 10532-10540.

ANEXOS

ANEXO A: VARIABILIDAD CLIMÁTICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

A nivel global, se ha alcanzado un consenso acerca del indiscutible calentamiento global y su influencia antrópica (Powell, 2019; IPCC, 2021). Reflejo de ello es la intensa megasequía a la que se ha expuesto la región de estudio en la última década (Garreaud *et al.*, 2019). Desde 2010 se ha experimentado una secuencia de años secos de manera ininterrumpida, con un déficit de precipitación que fluctúa en promedio entre 20 y 40% respecto al promedio 1970-2000.

El año 2019 marcó un hito como uno de los años más secos de los que se tenga registro. Al 30 de diciembre el déficit de precipitación, respecto al promedio 1970-2000, en la región de estudio fue, en promedio, superior al 75% (AGROMET, 2019). Posteriormente, se registraron cuatro olas de calor al 14 de enero en la ciudad de Santiago, acorde al monitoreo de temperatura en la estación Quinta Normal, Figura 140. De igual forma, se estima que el año 2021 habría sido el año más seco jamás registrado de no ser por el evento de precipitación estival en el mes de enero atribuido, y referido como, río atmosférico zonal (Garreaud *et al.*, 2021). Cabe señalar que la altura de la isoterma cero, asociada a dicho evento en la subsubcuenca Río Volcán, fue de 3.700 m s.n.m (Garreaud *et al.*, 2021).

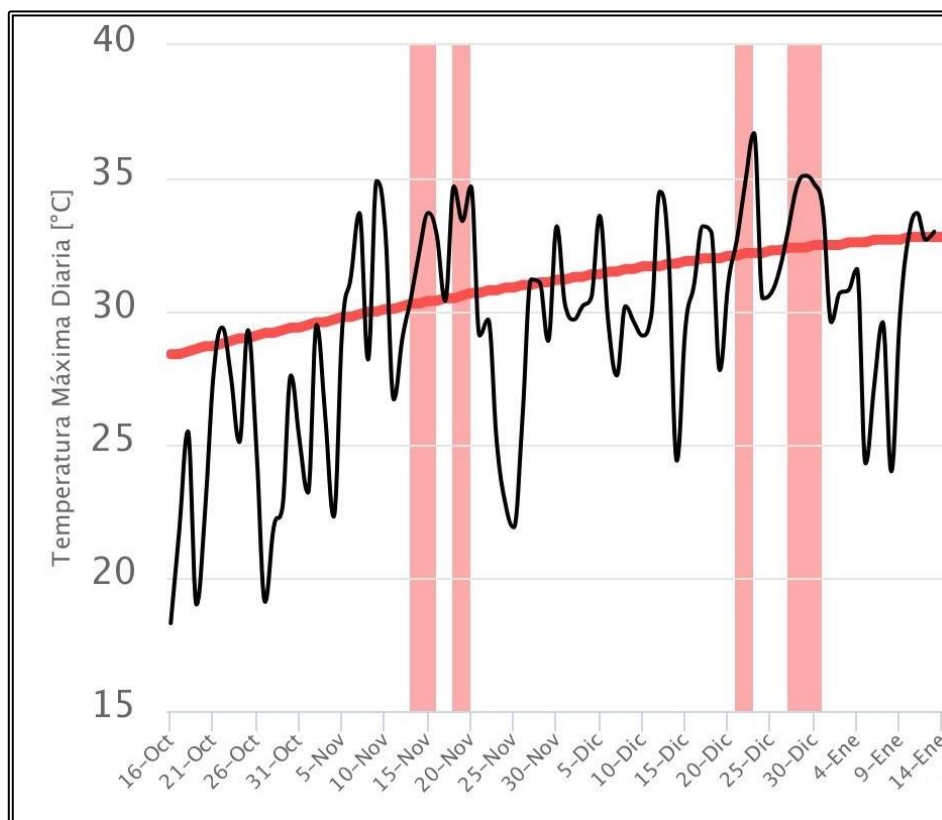


Figura 140. Monitoreo de temperatura máxima diaria entre el 16 de octubre de 2019 y el 13 de enero de 2020, línea negra, y períodos de ocurrencia de eventos de olas de calor, franja roja en la figura. La curva roja representa el umbral diario para determinar una ola de calor (percentil 90). Datos de la Dirección Meteorológica de Chile

En este escenario surge la inquietud acerca de qué variables climáticas han experimentados cambios anómalos en los últimos años, si existe una relación entre forzantes climáticos de escala regional y/o global (apartado 1.5 *Clima del área de estudio*) y, como se discute en el capítulo 4 de este estudio, si acaso existe una relación con la ocurrencia de eventos de movimiento en masa originados en glaciares.

A.1. Cambios a escala global

La superficie del planeta se está calentando. Esta tendencia se ha identificado y fortalecido para los últimos 40 años, a tal modo que cada década ha sido más cálida que la anterior desde 1940 (Cordero *et al.*, 2019a). En efecto, desde el año 1977 el promedio anual de la temperatura global ha estado por sobre la temperatura promedio del siglo XX (Cordero *et al.*, 2019a). Acorde a las mediciones de temperatura a la fecha, es posible estimar que el promedio de la temperatura global de la última década fue 1°C más alto que la temperatura promedio antes del inicio de la era industrial (Figura 141).

La distribución del alza de temperatura no es homogénea a escala planetaria. El hemisferio norte se calienta a un ritmo más acelerado con respecto al hemisferio sur. Este contraste se incrementa entre las regiones polares (Serreze y Meier, 2018), donde el Ártico ha presentado un ritmo de calentamiento sin precedentes (Kim *et al.*, 2017). En la Figura 142 se da cuenta de la distribución del calentamiento global a nivel planetario. Si bien se aprecia un calentamiento parcialmente más leve al sur del Ecuador, las tendencias globales apuntan a un incremento progresivo de la temperatura en todo el globo (Cordero *et al.*, 2019a).

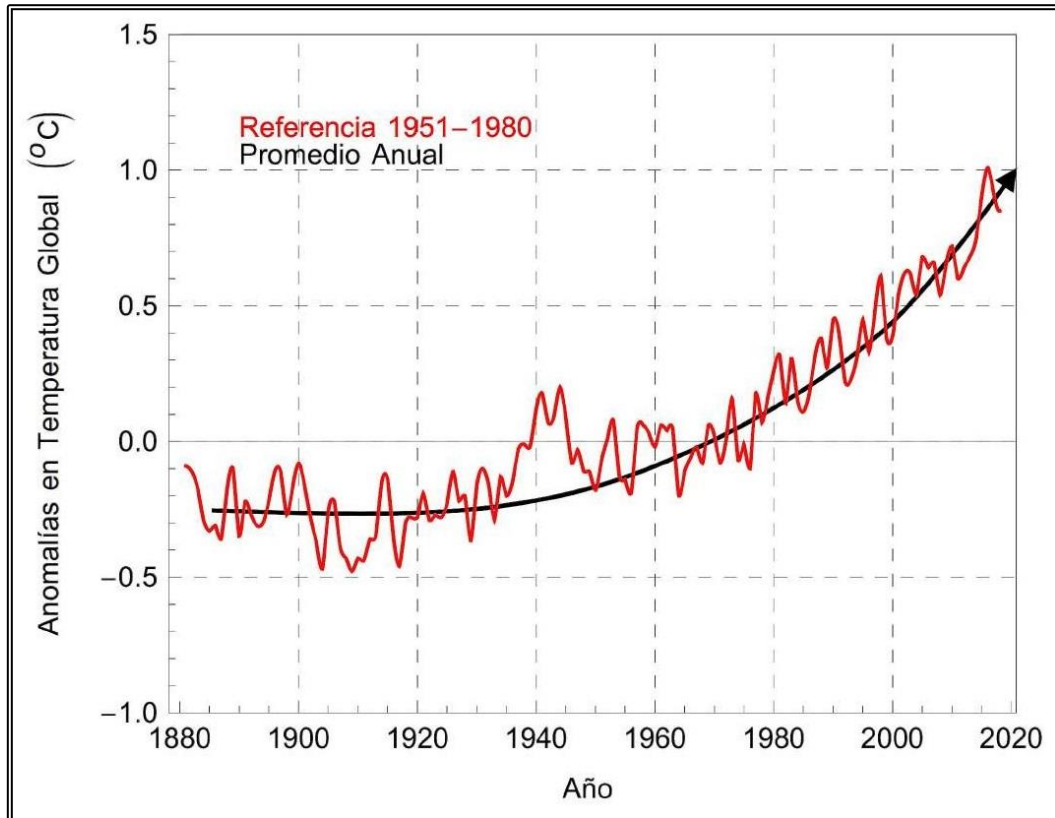


Figura 141. Anomalías de la temperatura global respecto al promedio del período 1951-1980 (línea roja). Flecha curva (en negro) da cuenta de la tendencia global. Modificado de Cordero *et al.* (2019a)

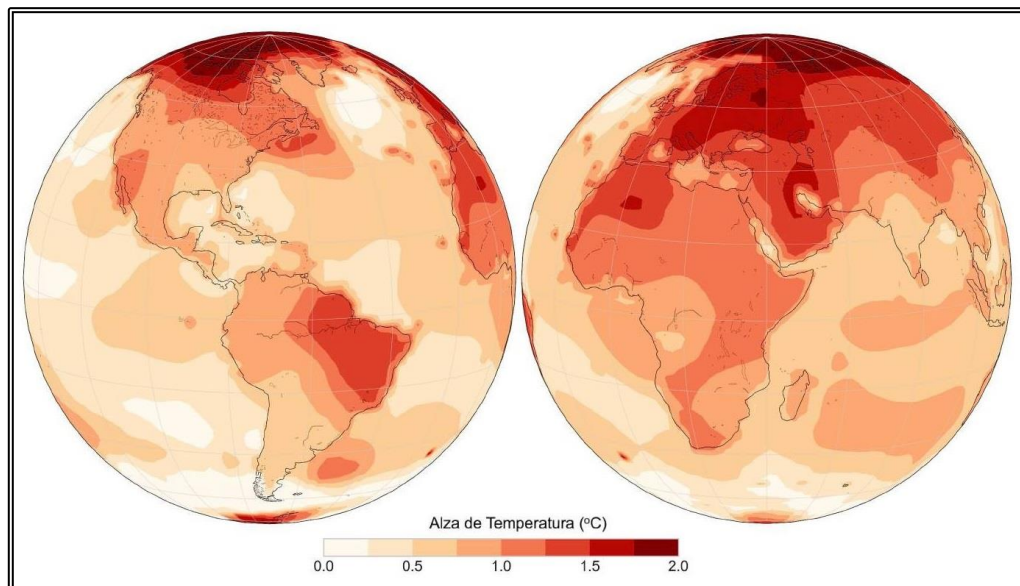


Figura 142. Distribución global de la anomalía de temperatura estimada a partir de la comparación de los promedios de 1951-1980 y 2006-2018. Modificado de Cordero *et al.* (2019a)

El calentamiento global es atribuido al desbalance energético de la Tierra producto del alza de gases de efecto invernadero concentrados en la atmósfera. Estos incluyen el dióxido de carbono, CO₂; metano, CH₄; óxido de nitrógeno, N₂O y el ozono, O₃. Su abundancia en la atmósfera era controlada originalmente por forzantes naturales, tales como el volcanismo. No obstante, desde la Revolución Industrial, en el siglo XIX, el forzante es principalmente antropogénico (Powell, 2019). Al CO₂ emanado por actividades humanas se le atribuye más del 65% del desbalance energético planetario, de modo que es considerado el mayor responsable del calentamiento global (Cordero *et al.*, 2019a). En la Figura 143 se ilustra la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera estimada a partir de testigos de hielo obtenidos en el Domo C, Antártica. El estudio de estos testigos permite ahondar en el registro climático en cerca de un millón de años en el pasado (Riebeek, 2005).

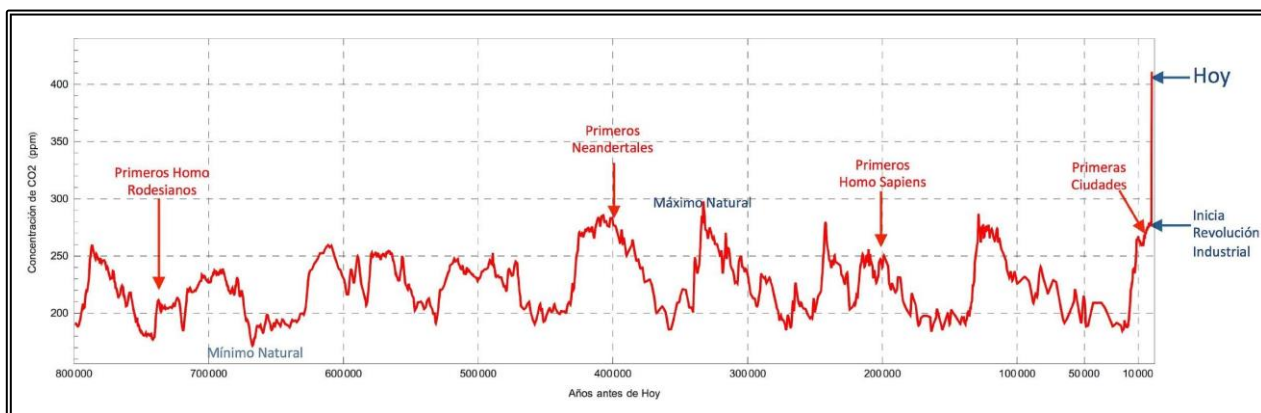


Figura 143. Concentración de dióxido de carbono en la atmósfera estimado a partir de testigos de hielo obtenidos en el Domo C, Antártica. Modificado de Cordero *et al.* (2019a)

Los diferentes ritmos de calentamiento en el planeta, Figura 142, afectan los patrones del viento, incidiendo en diversas anomalías a escala local que pueden derivar en cambios en el régimen de precipitaciones, Figura 144 (Cordero *et al.*, 2019a). Uno de estos cambios tiene relación con el fortalecimiento y migración hacia el polo de los “vientos del oeste” en torno a la Antártica, asociado a una fase positiva del Modo Anular del Sur (González-Reyes, 2019). Estas variaciones en la circulación atmosférica han contribuido a un incremento de las precipitaciones en el noreste argentino y a una disminución de las precipitaciones en la zona centro-sur de Chile (Viale *et al.*, 2019).

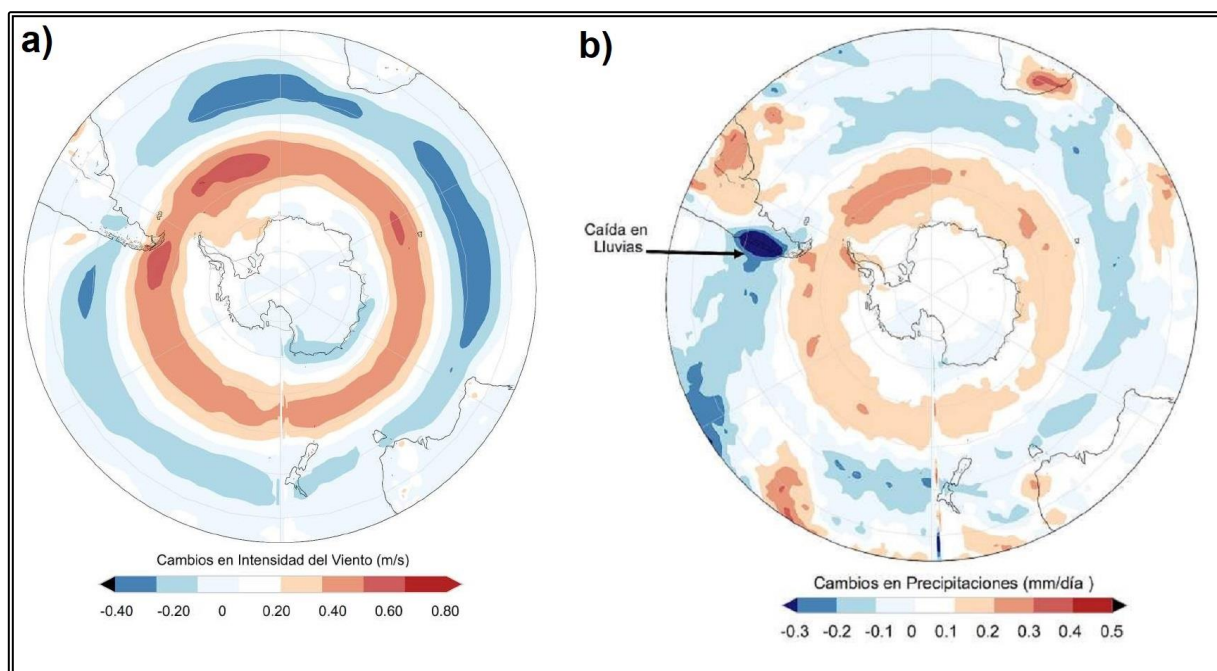


Figura 144. Comparación entre promedios diciembre -febrero calculados para los períodos 1951-1980 y 2000-2019. a) Cambios en la intensidad del viento. b) Cambios en precipitaciones. Modificado de Cordero *et al.* (2019a)

A.2. Cambios a escala local

A la escala del área de estudio las tendencias de la variabilidad climática no han sido auspiciosas. La megasequía de la última década ha incidido en la disponibilidad de agua, productividad de la vegetación, en la frecuencia de incendios forestales (Garreaud *et al.*, 2017) y en la disminución de recursos hídricos en el oeste de Argentina (Rivera *et al.*, 2017). En vista de que este fenómeno está relacionado a forzantes tanto naturales como antropogénicos, se anticipa una recuperación solo parcial del régimen pluvial en las décadas venideras para Chile central (Garreaud *et al.*, 2019).

Garreaud *et al.* (2019) emplean el déficit de precipitación para la estimación de períodos de sequía por medio de la definición de un índice regional de precipitación, RPI por sus siglas en inglés, calculado cada año a partir de 1915 como la mediana de la precipitación anual acumulada en seis estaciones pluviales dispuestas entre 32 y 37°S. De este modo, eventos de sequía son identificados como aquellos años con RPI igual o inferior a 80%, equivalente a un déficit de precipitación igual o superior a 20%. Conforme a lo anterior, en la Figura 145, se aprecia un progresivo declive de las precipitaciones en la región de estudio a partir de principios de siglo XX, el cual se ha visto intensificado en la última década como parte de la megasequía.

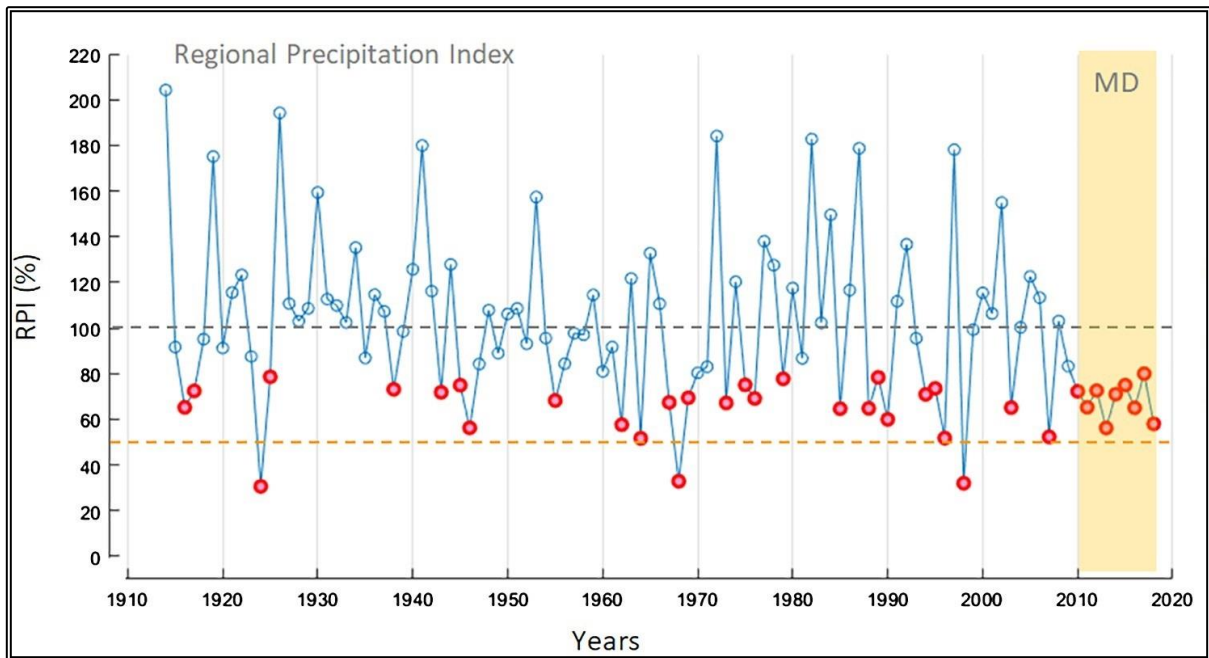


Figura 145. Serie anual del índice regional de precipitación (RPI) para Chile central. Eventos de sequía identificados con puntos rojos. Modificado de Garreaud *et al.* (2019)

La gradual disminución de la precipitación a escala regional ha sido acompañada por un aumento de la temperatura del aire en el área de estudio desde 1976, asociado a un cambio de fase hacia una fase positiva de la Oscilación Decadal del Pacífico, PDO (Carrasco *et al.*, 2005). Ello queda en evidencia en la Figura 146, donde se muestra la variación de temperatura del aire medida por la estación Quintero/Santo Domingo entre 1858 y 2018, a partir del trabajo de Barría *et al.* (2019). En la Figura 146 la curva de color rojo corresponde a la suma acumulativa de la media de las anomalías de temperatura; la flecha roja marca el cambio de fase de la PDO, la línea punteada negra corresponde a la regresión lineal para el periodo 1958-2017; línea azul al período 1958-1976; línea verde punteada al período 1978-2018 y línea violeta al período 2000-2018. Este cambio de fase también se refleja más adelante en la Figura 150, en forma de un aumento en la frecuencia de fenómenos El Niño de mayor intensidad.

El cambio de fase identificado para la PDO cobra relevancia si se tiene en consideración su conexión parcial con el calentamiento de la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Suroccidental (Garreaud *et al.*, 2019). Estos forzantes climáticos están atribuidos como factores clave en la perduración de la escasez de precipitaciones en la región como consecuencia de la megasequía, como se aprecia en la Figura 147, que da cuenta de la variación de precipitación en conjunto con el índice PDO para el área montañosa entre 33 y 34°S, durante el período 1958-2018 (Barría *et al.*, 2019), siendo el índice PDO una función de la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Norte, sobre 20° N, entre noviembre y marzo, a la cual se le ha sustraído la temperatura global de la superficie del mar.

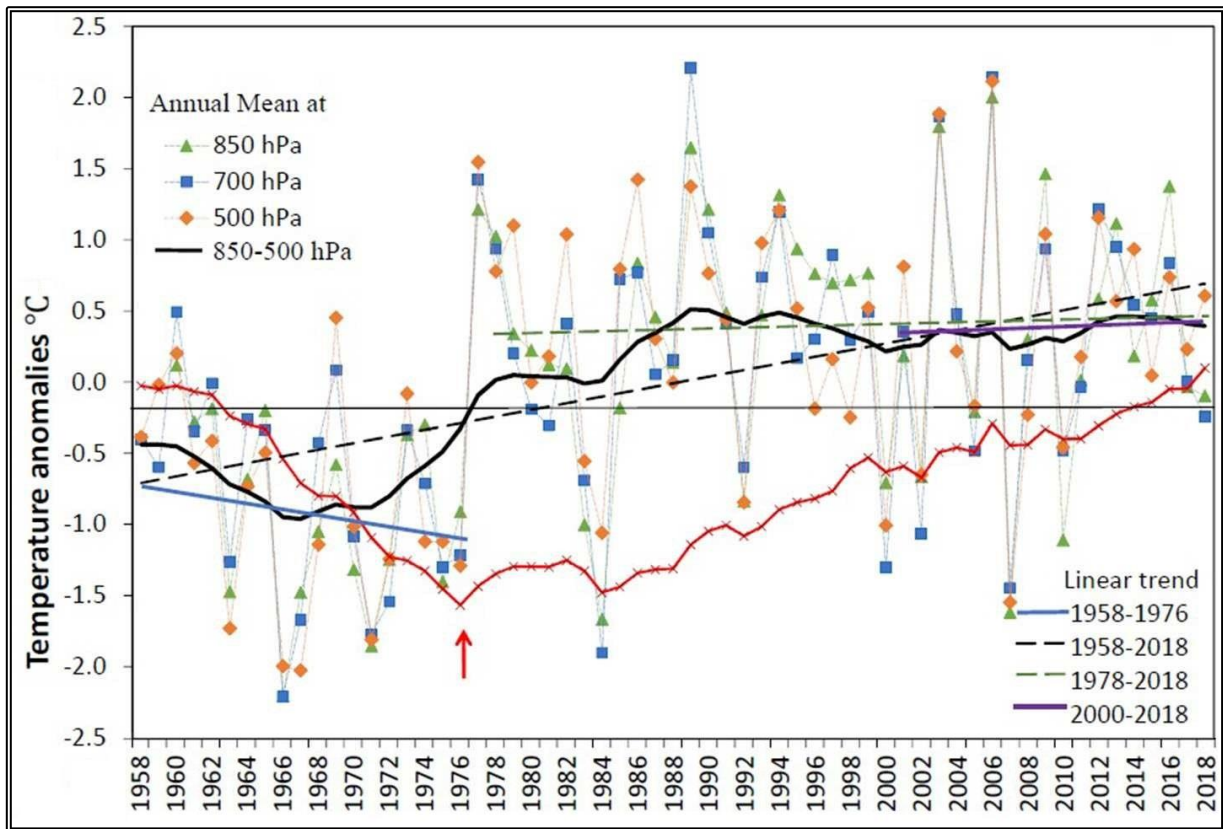


Figura 146. Anomalías estandarizadas de temperatura del aire a alturas potenciales de 850, 700 y 500 hPa en la radiosonda Quintero/Santo Domingo. Descripción en el texto. Modificado de Barría *et al.* (2019)

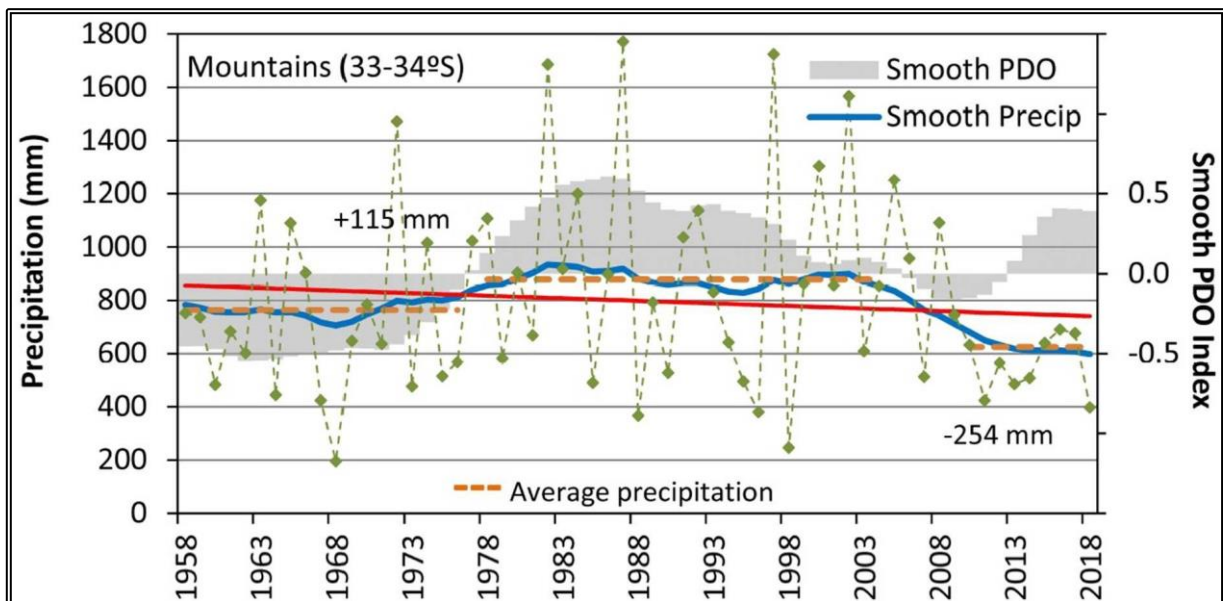


Figura 147. Variación interanual de la precipitación en la región montañosa entre 33 y 34°S e índice PDO, suavizado en línea azul, para el periodo 1958-2018. Extraído de Barría *et al.* (2019)

Como dan cuenta Barría *et al.* (2019), la variación de la precipitación en conjunto con el índice PDO permite establecer tres ciclos multidecadales para el período de la Figura 147: precipitación bajo la media entre 1958 y 1977, de la mano con una fase negativa del índice; precipitación sobre el promedio junto con una fase positiva de la PDO entre los años 1977 y 2007, y la actual megasequía, asociada a una fase negativa, según el índice PDO.

La combinación de las variables mencionadas incide a su vez en la extensión del manto nivoso en el área de estudio durante la estación seca, habiéndose reducido está en un 20% aproximado en el rango 18-40°S durante el período 1986 a 2018 (Cordero *et al.*, 2019b). Análisis de imágenes satelitales en dicho período permitieron estimar una tasa promedio de la disminución de la cobertura nival en la época estival equivalente a 12% por década, Figura 148, patrón modulado por el fenómeno ENSO, El Niño Oscilación del Sur, al norte de 34° S y, por otro lado, a mayores latitudes la tendencia estaría regida por la migración al sur de los “vientos del oeste” (Cordero *et al.*, 2019b), como se menciona en el apartado 1.5.

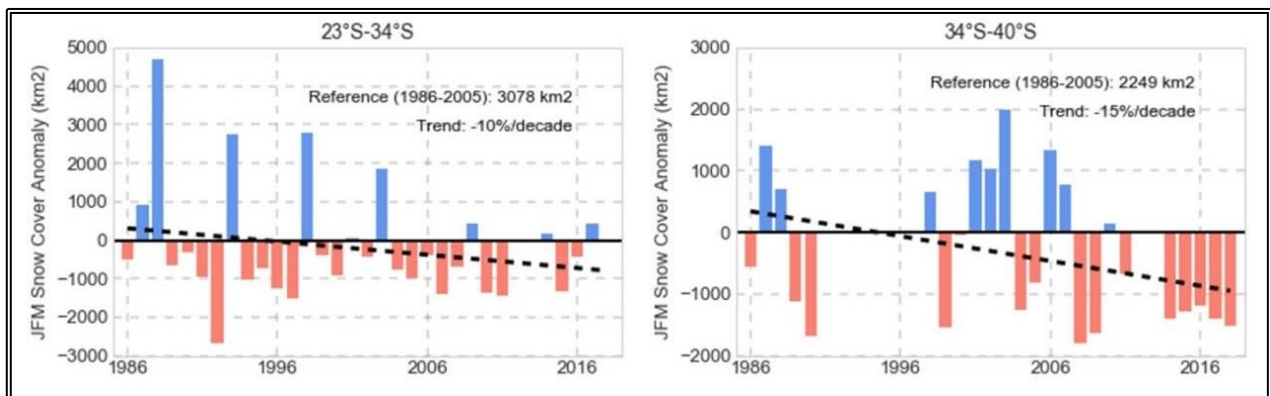


Figura 148. Anomalías de la extensión de la cobertura de nieve entre 1986 y 2018 para la estación seca (enero a marzo). Línea punteada negra corresponde a la regresión lineal de cada período. Modificado de Cordero *et al.* (2019b)

La menor disponibilidad de nieve al final de la época estival incide en un aumento de la ablación en los glaciares del área de estudio. Efectivamente, esta tendencia negativa de la extensión de la cubierta de nieve se correlaciona con una tasa de disminución de la superficie englaciada de los Andes centrales en el período 1989-2013, equivalente a una reducción de área de 0,5% por año y, al mismo tiempo, con un aumento de la elevación mínima englaciada de 138 m para dicho período (Malmros *et al.*, 2016). Estas variaciones morfológicas son corroboradas a su vez por un balance de masa anual negativo de los glaciares en los Andes centrales igual a $-0,31 \pm 0,19$ m.eq.a./año para el período 2001-2017 (Dussaillant *et al.*, 2019).

A.3. Comparativa ENSO

Teniendo en cuenta el papel de algunas variables climáticas en la generación de movimientos en masa de origen glaciar, y habiendo conocido cómo estas han evolucionado en el tiempo, cabe preguntarse si existe una relación entre la ocurrencia de los procesos de movimiento en masa y la variación espacio-temporal de sus agentes climáticos.

Como fuera indicado en el subcapítulo 1.5 *Clima del área de estudio*, uno de los forzantes climáticos más influyentes al norte de los 34°S corresponde al fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENSO). Si bien en el contexto de la megasequía de la última década se ha sostenido una disminución de la capacidad de prever las condiciones hidroclimáticas de Chile central basado netamente en este forzante (Garreaud *et al.*, 2019), el registro histórico disponible de la actividad ENSO permite establecer una cronología hasta fines del siglo XIX. Para efectos de este estudio y como se describe a continuación, la variabilidad del fenómeno ENSO se compara con los años de ocurrencia de los movimientos en masa catastrados en la Tabla 31, a partir del año 1900, Figura 149 y Figura 150.

Empleando tres índices estandarizados de la actividad ENSO, índice MEI.v2 (*Multivariate ENSO Index v.2*, Wolter y Timlin, 1993; Zhang *et al.*, 2019), índice MEI extendido (Wolter y Timlin, 2011), e índice ONI (*Oceanic Niño Index*, Huang *et al.*, 2017) se elabora una serie de tiempo dividida en dos períodos, 1900-1950 y 1950-2019, Figura 149 y Figura 150, respectivamente. Esta separación en series consecutivas tiene relación con la disponibilidad de datos del índice ONI, que datan desde 1950. En ambos casos se sobreponen los eventos catastrados de la Tabla 31. En el caso de los fenómenos *surge*, cuando se reporta el avance del glaciar dentro de un período, se considera el promedio de estos años.

Para el período 1900-1950, Figura 149, se considera solamente el índice MEI extendido. Para el rango 1950-2019, Figura 150, aquellos años comprendidos en períodos de al menos cinco años consecutivos con valores ONI mayores a 0,5 son identificados como años El Niño (cuadrado negro en la Figura 150). Por el contrario, los años comprendidos en períodos de 5 o más años consecutivos con valores ONI bajo -0,5 son catalogados como años La Niña (rombo blanco en la Figura 150). A su vez, la serie MEI se inicia a partir de 1979, en virtud de que los registros de radiación saliente de onda larga, una de las 5 variables que constituyen el índice, datan desde dicho año (Zhang *et al.*, 2019). Datos MEI previos a 1979 corresponden al índice MEI extendido (Wolter y Timlin, 1993).

En la Figura 150 los deslizamientos catastróficos de glaciares figuran como colapsos. De igual forma, las avalanchas de hielo se agrupan en la misma categoría que los deslizamientos catastróficos.

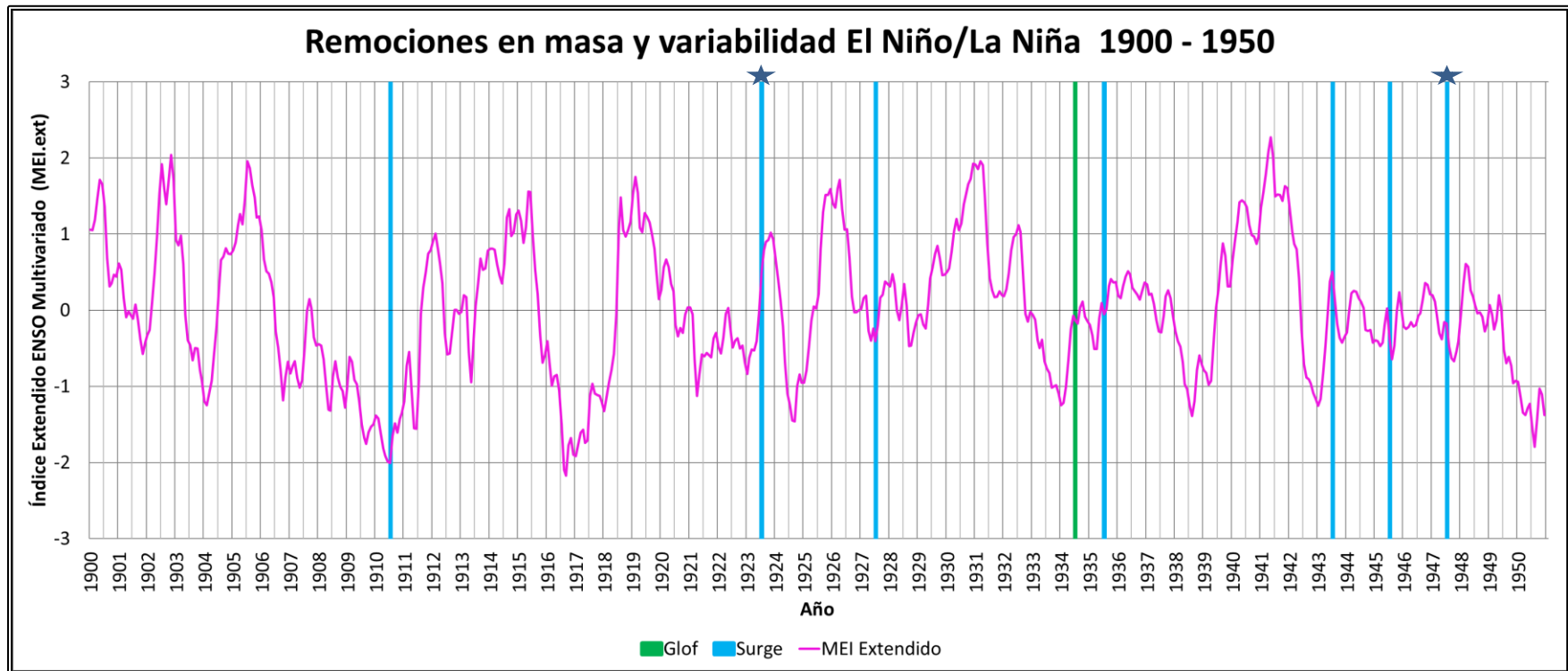


Figura 149. Comparación entre el índice MEI extendido y la ocurrencia de fenómenos *GLOF* y *surges* en el período 1900-1950. Valores de MEI.ext sobre 0 refieren a etapas con actividad El Niño, valores MEI.ext bajo 0 hacen alusión a intervalos con fenómeno La Niña. *Surges* (barra celeste) marcados con ★ se enlazan con el *GLOF* (barra verde) consecutivo. Datos obtenidos de <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei.ext/>.

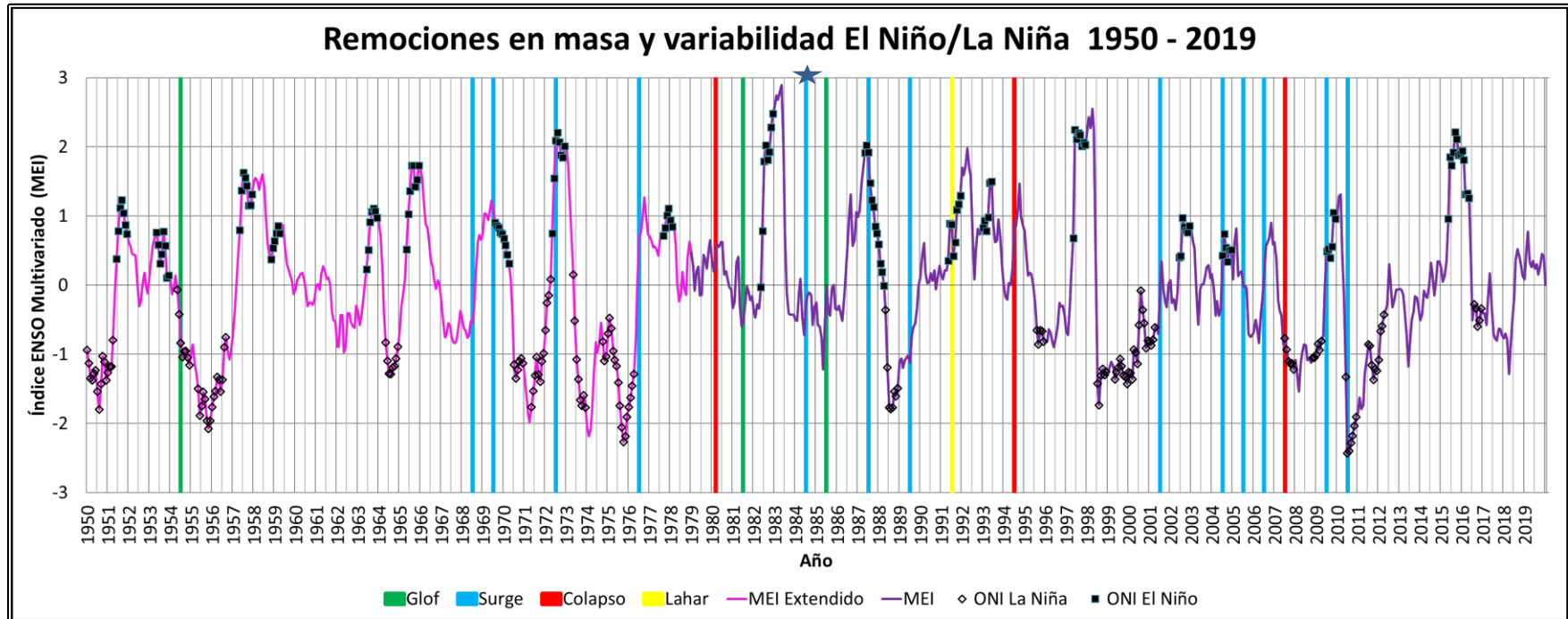


Figura 150. Comparación entre el índice MEI y la ocurrencia de fenómenos de movimiento en masa de origen glaciar en el período 1950-2019. Surges (barra celeste) marcados con ☆ se enlazan con el GLOF (barra verde) consecutivo. Datos MEI obtenidos de <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>, datos ONI para identificar períodos La Niña/El Niño obtenidos de <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/oni.data>.

De acuerdo a lo expuesto en la Figura 149 y Figura 150, junto con la información provista en el catastro de la Tabla 31, se pueden realizar observaciones respecto a la ocurrencia de ciertos tipos de movimiento en masa y su relación con la actividad ENSO.

En primer lugar, se aprecian al menos cuatro agrupaciones de *surges* ocurridos a lo largo del período 1900-2019, el primero concentrado en el intervalo 1943-1947; un segundo período en el rango 1968-1976; el tercer período en los años 1984-1989 y un cuarto período desde el año 2004 hasta 2010. Llama la atención cómo cada uno de estos intervalos con alta frecuencia de *surges* es precedido por al menos un par de años con fenómeno El Niño fuerte, equivalentes a períodos de intensa precipitación, como se resume en la Tabla 51. Lo anterior sugiere que el desencadenamiento de fenómenos *surge* podría estar sujeto a un desfase con períodos de alta precipitación y acumulación de nieve. Este desfase coincidiría al mismo tiempo con la fase de latencia en los *surges* cíclicos de algunos glaciares surgentes del área de estudio, como es el caso de los glaciares Grande del Nevado del Plomo y Grande del Juncal en la vertiente argentina.

Tabla 51. Intervalos de alta frecuencia de *surges* y desfase con períodos previos de actividad El Niño

Período <i>surges</i>	Intervalo El Niño	Desfase con ENSO (años)*
1943-1947	1940-1942	2
1968-1976	1965-1966	2
1984-1989	1982-1984	1
2004-2010	1996-1997	7

*Se estima comparando el promedio del intervalo ENSO con el inicio del período con *surges*.

De la Tabla 51 se desprende que a partir del siglo XXI el desfase entre una etapa de fenómeno El Niño fuerte y un período con mayor frecuencia de *surges* es al menos tres veces mayor que en los períodos previos. Este alargamiento del tiempo de respuesta entre *surges* y ENSO puede tener relación con cambios en la dinámica de los glaciares surgentes asociados a su menor tamaño respecto a los ciclos anteriores, dadas las tendencias de reducción de área y de espesor que manifiestan los glaciares de la región de estudio (Malmros *et al.*, 2016; Falaschi *et al.*, 2018a; Dussillant *et al.*, 2019; Farías-Barahona *et al.*, 2020a). Otra alternativa guarda relación con una menor precipitación acumulada en el período ENSO 1996-1997. No obstante, para corroborar tal hipótesis se debe determinar el tiempo transcurrido entre los próximos *surges* que ocurran en el área de estudio en comparación con el último período ENSO intenso de 2015-2016, Figura 150.

Como se indica en el subcapítulo 6.1, Catastro de movimientos en masa, virtualmente todos los *GLOFs* de la región corresponden a vaciamientos súbitos de lagos represados por hielo provenientes de glaciares surgentes, eventos identificados con el símbolo ☆ en la Figura 149 y Figura 150, con la excepción del *GLOF* de 1981 en el glaciar Cachapoal, del cual no hay certeza que el represamiento del lago se haya debido a un *surge*. No obstante, de las figuras se aprecia que los *GLOFs* fueron desencadenados en períodos de actividad neutral de ENSO, sugiriendo etapas de menor precipitación y, probablemente, mayor temperatura, lo cual favorecería la desestabilización de las barreras de hielo, gatillando el *GLOF*.

Si bien no se aprecia una relación clara entre la variabilidad ENSO y la ocurrencia de lahares y deslizamientos catastróficos, es razonable suponer que las condiciones climáticas del último período de mayor frecuencia de *surges* (mayor acumulación nival) hayan favorecido los deslizamientos catastróficos de los glaciares Tinguiririca en Chile y Las Leñas en Argentina, ambos eventos ocurridos el año 2007. Esto considerando las similitudes que existen entre los mecanismos que generan *surges* y deslizamientos catastróficos, principalmente el rol del agua bajo el glaciar y la disminución de la fricción basal.

A.4. Alcances según tipo de movimiento en masa

Establecer una relación entre las variaciones de precipitación-temperatura y el desencadenamiento de movimientos en masa originados en glaciares no está exento de dificultades. La suposición de una relación entre la variabilidad climática y un eventual incremento en magnitud y frecuencia de movimientos en masa requiere separar el rol de los sismos, tarea que según ciertos autores (Allen *et al.*, 2011; Uhlmann *et al.*, 2013 en Evans y Delaney; 2014), no es trivial, sobre todo en regiones tectónicamente activas, como lo son los Andes centrales (Silbergleit y Prezzi, 2012). De acuerdo a Evans y Delaney (2014), otro obstáculo que requiere ser abordado es la sincronía y respuesta al cambio climático por parte de elementos del ambiente de montaña, entre ellos la criósfera.

En esta línea, la variabilidad de los agentes desencadenantes atmosféricos, precipitación y temperatura, abordados en este estudio, suele mostrar contrastes. En el caso de la precipitación, la reducción general por efecto de la megasequía (Garreaud *et al.*, 2019) no ha sido impedimento para la ocurrencia de eventos extremos de precipitación, como aquellos ocurridos en los inviernos de 2017, 2018 y 2020 y en los veranos de 2017 y 2021 en la Región Metropolitana.

Por otro lado, el aumento de la temperatura, regida principalmente por efecto del calentamiento global producto de la concentración de CO₂ en la atmósfera, se ha mantenido de manera ininterrumpida, repercutiendo en un incremento de las temperaturas mínimas y en el alza de la isoterma cero y de la altura de la línea de equilibrio (Barría *et al.*, 2019), con consecuencias que se reflejan en las tendencias de reducción de área y balance de masa negativo para los glaciares presentes en la región de estudio (Malmros *et al.*, 2016; Falaschi *et al.*, 2018a; Dussailant *et al.*, 2019; Farías-Barahona *et al.*, 2020a).

Patrones de pérdida de masa, como las reflejadas por los glaciares en los Andes centrales, permiten crear condiciones favorables para la génesis de movimientos en masa. Estas se traducen en cambios morfológicos, tales como el desarrollo de frentes inestables y de cuerpos de agua tanto dentro como fuera del glaciar. La degradación del suelo congelado en el ambiente periglacial en zonas de alta pendiente, a consecuencia del aumento de la temperatura, favorece a su vez la reducción de la resistencia en la base y en los márgenes del glaciar, incidiendo en una mayor susceptibilidad a la generación de bloques disgregados de hielo, también conocidos como *seracs*, en los frentes y al desencadenamiento de avalanchas de hielo.

Considerando que la formación de lagos proglaciares está principalmente sujeta al retroceso de glaciares, en principio se puede sostener que los glaciares del área de estudio serán más propensos a desencadenar vaciamientos súbitos en lagos represados por morrenas. Dado que a la fecha se ha estudiado en detalle un solo caso de este tipo en los Andes centrales (Farías-Barahona *et al.*, 2020b), se hace necesario contar con estudios que den cuenta de la presencia de otros lagos de esta índole

en la región, similar a lo realizado por Wilson *et al.* (2018) y Correas-González *et al.* (2021). Un inventario de cuerpos de agua en el ambiente glaciar permitiría identificar potenciales *GLOFs* en lagos represados por barreras de hielo, las cuales tenderán a desestabilizarse por acción del incremento de la temperatura. Al mismo tiempo, de acuerdo al catastro de movimientos en masa expuesto en la Tabla 31, los *GLOFs* reportados en la región corresponden íntegramente al vaciamiento de lagos represados por hielo, en casi la totalidad de los casos por el avance de glaciares surgentes.

Respecto a los *surges*, la naturaleza de estos procesos asociada a su ciclicidad, Tabla 31, Figura 150, junto con las condiciones de drenaje subglaciar requeridas para su generación, y la ausencia de un consenso acerca de sus principales agentes desencadenantes, dificulta el establecimiento de una relación entre la disminución de la magnitud de los *surges* con el tiempo. Ello producto de la menor extensión y espesor de los glaciares en la región a consecuencia del cambio climático. En efecto, no se puede descartar que el efecto de la variabilidad climática se refleje en una extensión de la fase de latencia previa a la fase de aceleración, propia del desarrollo de *surges* cíclicos (Falaschi *et al.*, 2018b), como se observa en la Tabla 51 para el período de *surges* 2004-2010.

Deslizamientos catastróficos son difíciles de predecir. En el caso de los eventos en Tibet en 2016, la alerta reportada previa al colapso del glaciar Aru 2 (Tian *et al.*, 2017; Kääb *et al.*, 2018; Kääb *et al.*, 2021) se debe principalmente al uso de sensores remotos de última generación (como las imágenes PlanetScope de 3 m de resolución espacial y cobertura global diaria) apuntando a un área predefinida tras el colapso del glaciar Aru 1 pocos meses antes. En los casos reportados en el mundo (Kääb *et al.*, 2021) se ha apuntado a una conjunción de factores específicos para el desencadenamiento de un deslizamiento catastrófico, entre los que se incluyen: un lecho constituido por material débil fácilmente erodable como lo es el till subglaciar; la reducción de la fricción en la base por el aumento de agua líquida en el lecho; variaciones heterogéneas en las condiciones termales del glaciar; cambios en la geometría y aumento de la carga normal producto de remociones en masa depositadas en la superficie y disminución de la resistencia en la base tras la pérdida de puntos de anclaje fríos en el caso de glaciares politermales (Marangunic; 1997; Evans *et al.*, 2009b; Falaschi *et al.*, 2018c; Gilbert *et al.*, 2018; Kääb *et al.*, 2018; Kääb *et al.*, 2021). Ante un escenario de variabilidad climática que dé paso a eventos más recurrentes de precipitación cálida en la alta montaña, de la mano con un aumento en las tasas de fusión superficial, aquellos glaciares temperados de baja pendiente subyacidos por sustratos débiles serán más propensos a inestabilidades de este tipo, en comparación a glaciares fríos subyacidos por roca (Gilbert *et al.*, 2018; Kääb *et al.*, 2021).

El volcanismo y la consecuente generación de lahares no están exentos de la influencia de la variabilidad climática (Kutterolf *et al.*, 2013; Watt *et al.*, 2013). Al mismo tiempo, los procesos de carga y descarga en un edificio volcánico, producto del emplazamiento, retroceso y adelgazamiento de glaciares pueden actuar como agentes desencadenantes de erupciones volcánicas (Rivera *et al.*, 2006b; Sigmundsson *et al.*, 2010; Tuffen *et al.*, 2010). En los volcanes de la región de estudio se ha reportado una reducción del área cubierta por glaciares de 22,6% entre 1986 y 2015, con una leve disminución en la magnitud de la tasa de reducción de -0,84%/año entre 1986 y 1999 a -0,68%/año entre 1999 y 2015 (Reinthal *et al.*, 2019; Delgado Granados *et al.*, 2021). Como compendio de lo anterior, es de esperar que la consecuente disminución del área englacada en los volcanes de la región incida en un incremento de la frecuencia de lahares sincrónicos ante un posible desencadenamiento de erupciones volcánicas, no obstante, la menor presencia de glaciares

junto con la reducción de la extensión de la cubierta nival en la región (Cordero *et al*, 2019b) podría derivar en flujos de menor alcance y magnitud.

ANEXO B: Metodología para estimación de profundidad con radar para hielo (GPR)

Para el presente estudio la profundidad del glaciar Muñiri (CL105702008) fue estimada por medio del empleo de un radar de penetración, o GPR por sus siglas en inglés (*Ground Penetrating Radar*).

Los radares utilizados para medir espesores de hielo operan, esencialmente, emitiendo una señal electromagnética transmitida por una antena. Esta señal viaja hacia el fondo del glaciar, rebota en las rocas o suelo en la base del glaciar y retorna hacia la superficie, donde lo recibe la antena receptora. Al conocer la velocidad de propagación de la onda en el hielo (16,8 cm/ns en hielo y del orden de 20 cm/ns en nieve) y el lapso de tiempo entre la emisión y la recepción, es posible determinar el espesor del glaciar (Plewes and Hubbard, 2001).

En la actualidad, el método de radar, también conocido como radio eco sondaje (RES), ha sido ya por varias décadas empleado exitosamente en la exploración de espesores de hielo (Bogorodsky *et al*. 1985). En los glaciares temperados, esencialmente a 0°C, con variadas cantidades de agua libre (lo que atenúa significativamente la onda electromagnética por absorción y dispersión), se deben emplear radares de baja frecuencia (<25 MHz). Estos son fabricados en forma especial de modo que su longitud de onda sea mayor a la dimensión de los cuerpos de agua. En los glaciares fríos, sin presencia de agua, es posible utilizar GPR de alta frecuencia (>25 MHz), disponibles comercialmente.

Los equipos de radar consisten básicamente de un transmisor y su antena, una antena receptora, y un receptor compuesto por un conversor análogo-digital y un computador portátil que actúa como unidad de control, adquisición y visualización de datos (Figura 151). La metodología involucra recorrer el glaciar en perfiles, con posicionamiento GPS o marcando el terreno con estacas que luego deben medirse topográficamente.

El radar empleado para el levantamiento en terreno es propiedad de la empresa Geoestudios. Este consiste en un radar terrestre de una frecuencia central de 10 MHz construido por la empresa Unmanned de Valdivia el cual es, en esencia, una versión mejorada de los modelos anteriores de radar de impulso (*e.g.* Casassa y Rivera, 1998). Las antenas son dipolos simples cargados resistivamente, que se insertan en cintas tubulares de escalada, tiradas por 3 personas que transitan a pie a través de un glaciar (Figura 151). Las antenas empleadas tienen un largo de medio dipolo de 8 m (un cuarto de la longitud de onda en aire: $\lambda/4$), con una separación de 8 m entre las antenas Tx (transmisor) y Rx (receptor). Lo anterior equivale a decir que el largo total de las antenas es de 40 m. El Tx transmite un pulso de una amplitud de alrededor de 1.000 V. El receptor es un conversor análogo-digital que es capaz de promediar hasta 1.024 trazas. Típicamente, se obtiene 1 traza promediada cada 2 segundos. La sincronía entre el Tx y el Rx la proveen sendos receptores GPS de frecuencia simple instalados respectivamente en el Rx y el Tx. El computador portátil consiste en una consola PDA (*Personal Digital Assistant*) modelo Archer de la empresa Juniper Systems de EE.UU.



Figura 151. Levantamiento con radar para hielo en el glaciar Aparejo, Región Metropolitana. En rojo, y con fondo blanco, se indican los elementos básicos para la operación del radar; antena dipolo, transmisor y receptor. El receptor GPS se ubica hacia el frente de la imagen, transportado por el autor. Extraído de Ugalde (2016)

Se emplea una velocidad de propagación de la onda electromagnética en hielo v de 16,8 cm/ns (Gades, 1998), tanto para hielo frío como hielo temperado (Bogorodsky *et al.*, 1985; Evans, 1965), v se calcula basado en la relación $v = c/\sqrt{\epsilon}$, donde c es la velocidad de propagación de la onda electromagnética en el vacío (30 cm/ns) (Bogorodsky *et al.*, 1985; Nobes, 2011). Se puede efectuar una corrección de v considerando el espesor de la capa de nieve y neviza sobre cada glaciar en el momento de la medición, y su correspondiente velocidad, a partir de la relación empírica de Kovacs (1995):

$$\epsilon = (1 + 0,845\rho)^2$$

donde ρ es la densidad de la nieve/neviza expresada en g/cm^3 .

Las principales características del radar utilizado son:

- a) Frecuencia central: 10 MHz
- b) Longitud del medio dipolo: 8 m ($\lambda/4$)

- c) Longitud de la onda en hielo: 57 m
- d) Resolución nominal en hielo ($\lambda/4$ en hielo): 14 m
- e) Potencia de salida instantánea: 1 kW
- f) Tensión de salida: 1.000 V
- g) Tiempo de subida del pulso: 20 ns
- h) PRF (tasa de repetición de pulsos): 1000 pps
- i) Temperatura de operación: -20°C a 50°C
- j) Rango de mediciones en hielo: 500 m
- k) Velocidad de conversión análoga digital: 80 MSps
- l) Dos canales de conversión (alta y baja ganancia)
- m) Rango de atenuación digital: 30 dB
- n) Georreferenciación directa de cada traza

El método de medición es continuo (en movimiento sobre una trayectoria) y los datos procesados que se obtienen del radar corresponden a una profundidad para cada coordenada UTM E, N de la respectiva trayectoria. De esta manera, se obtiene una imagen que representa profundidad versus distancia a lo largo de la trayectoria respectiva.

En el radar de Geostudios las señales se almacenan, normalmente, en un PDA en dos formatos: de Amplitud (A) y Ráster (R). El formato de amplitud (ver Figura 152) permite analizar cada traza, compuesta por centenares de puntos, en un gráfico cuyo eje Y representa la amplitud de la señal y el eje de abscisas (X) el tiempo. El diagrama Ráster (R), también llamado radargrama, permite visualizar la secuencia total de trazas en forma de imagen (ver Figura 153 y Figura 154), correspondiendo cada traza a una columna, asignando colores a cada rango de amplitud. En la vertical, los diagramas R muestran el tiempo de retorno, mientras que en la horizontal se grafica el recorrido seguido.

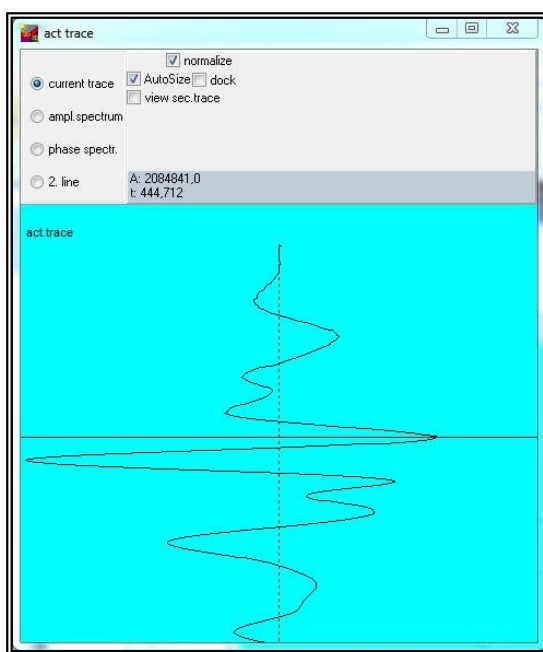


Figura 152. Ejemplo de diagrama de amplitud (A) de señal de radar en el glaciar Aparejo (Ugalde, 2016)

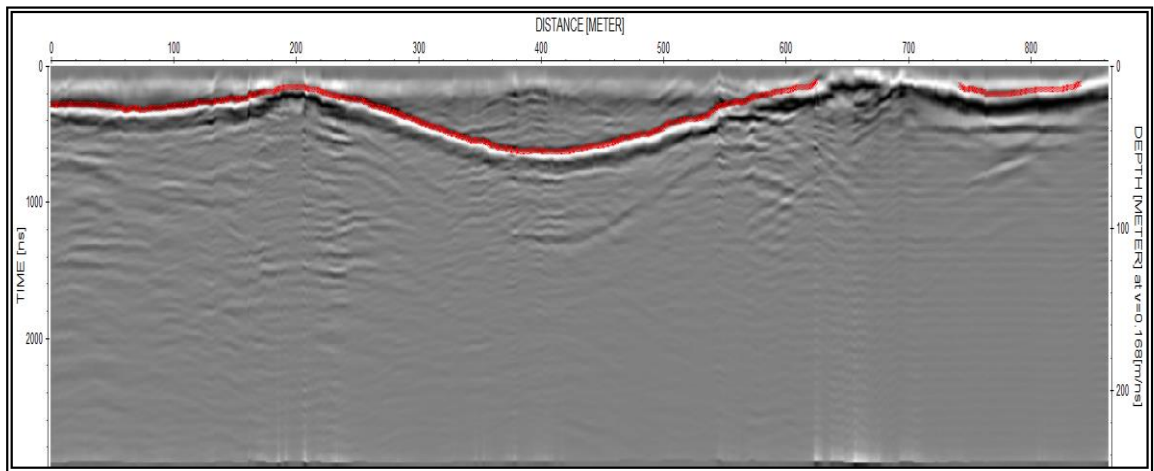


Figura 153. Diagrama Ráster (R) de señal de radar, obtenido en el glaciar Muñiri (CL105702008). La superficie del hielo corresponde al borde horizontal superior, que se visualiza plano pues no se ha corregido por la topografía real de la superficie del glaciar. La línea roja indica el fondo interpretado del glaciar

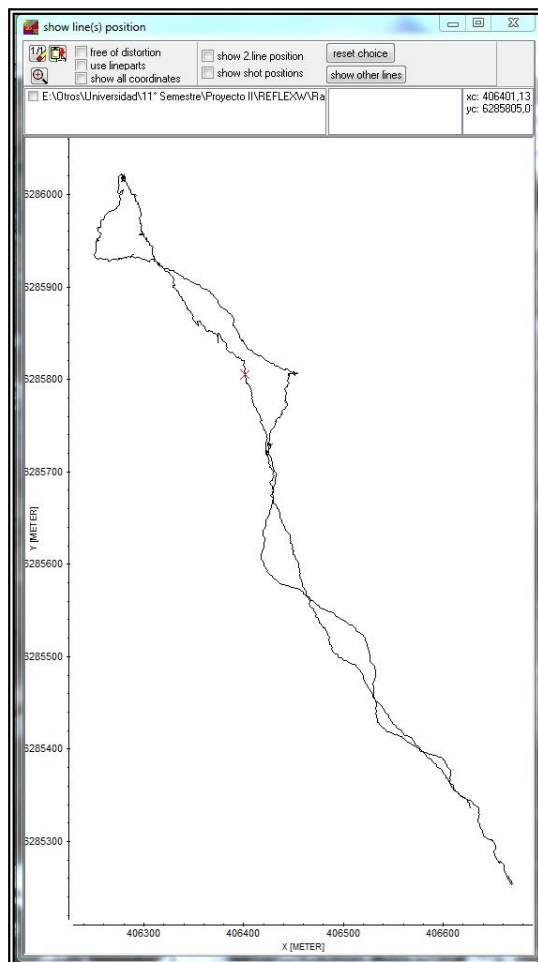


Figura 154. Ejemplo de perfil en planta, con coordenadas UTM E en el eje de abscisas y coordenadas UTM N en el eje de ordenadas, del recorrido realizado en el glaciar Aparejo, Región Metropolitana. Extraído de Ugalde (2016)

Es importante señalar que todas las mediciones con radar corresponden a valores de espesor las que, posteriormente, son transformados a valores de profundidad en el proceso llamado migración, como se señala a continuación.

Con el software ReflexW, licenciado a Geoestudios, se procede al procesamiento de los datos de radar y a la integración con los datos GPS y a la posterior exportación de los resultados en AutoCAD y ArcGIS.

De manera general, las etapas del procesamiento y análisis de datos de radar son las siguientes:

- a) Importación de los datos de radar al software Reflexw (Sandmeier, 2004)
- b) Georreferenciación de las trazas de radar
- c) Unión de archivos correspondientes a cada perfil
- d) Determinación del tiempo cero
- e) Remuestreo de datos
- f) Interpolación equidistante con una traza cada 1 m
- g) Corrección dinámica según distancia Rx-Tx y velocidad
- h) Filtro pasa banda
- i) Compensación de las pérdidas de divergencia geométrica
- j) Migración utilizando modelo de velocidad constante (transformación de valores de espesor a profundidad)
- k) Identificación de la superficie del glaciar y el fondo rocoso, vectorización y obtención de profundidades
- l) Traspaso de datos a formato ASCII
- m) Exportación de los datos en formato ArcGIS

ANEXO C: Metodología para estimación de velocidad superficial con CIAS

Para el presente estudio la velocidad superficial de los glaciares de las áreas piloto I y II fue realizada mediante el empleo del programa computacional CIAS (Kääb y Vollmer, 2000). Este algoritmo mide el desplazamiento de patrones superficiales reconocidos en el solapamiento de pares de imágenes satelitales a partir de correlación cruzada normalizada, o NCC por sus siglas en inglés (*Normalized Cross-Correlation*, Kääb y Vollmer, 2000; Heid y Kääb, 2012). Este programa fue escogido dado los resultados expuestos por Wilson *et al.* (2016) en el glaciar Universidad de acuerdo a las recomendaciones de desempeño expuestas por Heid y Kääb (2012).

La correlación cruzada normalizada (NCC) determina la velocidad superficial al correlacionar sistemáticamente un bloque de píxeles reconocidos en una imagen de referencia (período inicial) con píxeles contenidos en una ventana de búsqueda de mayor extensión dentro de una imagen solapada de temporalidad posterior. Los desplazamientos horizontales junto con la dirección de

flujo son automáticamente calculados al comparar la ubicación central de la mayor correlación en bloque, encontrada dentro de la ventana de búsqueda, con aquella del bloque inicial. Para el caso del presente estudio, se emplearon ventanas de bloque y de búsqueda de 10x10 y 25x25 pixeles, respectivamente, según la experiencia de Wilson *et al.* (2016). Una vez obtenidos los resultados, se aplicó un filtro manual para eliminar aquellos vectores cuya dirección de flujo no fuese acorde a la orientación preferencial del glaciar en evaluación al igual que aquellos datos considerados aberrantes por su magnitud en relación a los vectores vecinos.

Los resultados fueron rasterizados a la resolución de los insumos (imágenes Landsat TM y OLI con pixeles de 30x30 m) y la magnitud se presentó en la forma de mapas de colores con valores en m/día junto con vectores de dirección. El cálculo se realizó a escala anual para los períodos y glaciares descritos en la Tabla 52.

Tabla 52. Glaciares y períodos evaluados para la determinación de velocidad superficial con CIAS a partir de imágenes Landsat

Glaciar	Código DGA 2022	Período						
		1986-1990	1990-1997	1990-1998	2014-2018	2018-2019	2018-2020	2019-2020
Loma Larga	CL105702016A				X	X		X
Cortaderas	CL105702020	X	X		X		X	
Nieves Negras	CL105702067	X		X	X		X	
Marmolejo	CL105702034A	X	X		X		X	
Cortaderas Este	CL105702028A	X	X		X		X	

Los resultados obtenidos fueron comparados con aquellos del trabajo de Millan *et al.* (2022) para efectos de la caracterización general de los glaciares en las áreas piloto.

ANEXO D: Registro sísmico en el área de estudio

A continuación, en la Tabla 53 se presenta el detalle del registro sísmico cercano a la subsubcuenca Río Volcán para el período 2015-2022 de acuerdo al catálogo del Centro Sismológico Nacional.

Tabla 53. Registro sísmico cercano al área de estudio para los años 2015-2022. Fuente: CSN (2022)

Fecha	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud
13-01-2015	-33,59	-70,33	113	4,3
13-01-2015	-33,33	-70,64	90	4,2
12-05-2015	-33,31	-70,47	93	4
22-06-2015	-33,78	-70,47	105	4,9
07-07-2015	-33,44	-70,34	117	5,2
13-07-2015	-33,05	-70,31	112	5,1
19-10-2015	-33,47	-70,85	76	4,5
14-04-2016	-33,86	-70,44	118	5,3

Fecha	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud
25-07-2016	-33,41	-70,3	101	4,9
24-12-2016	-33,92	-70,62	89	4,1
12-01-2017	-33,68	-70,53	97	4,1
03-02-2017	-33,15	-69,81	8	5
02-08-2017	-33,2	-70,61	99	5,5
21-08-2017	-33,14	-70,34	98	4,7
06-11-2017	-34,68	-70,79	99	4,4
08-11-2017	-33,2	-70,45	99	4
29-11-2017	-33,54	-70,01	116	4,4
02-03-2018	-34,38	-70,52	99	4,3
08-03-2018	-33,51	-70,13	120	4,2
17-04-2018	-34,06	-70,48	106	4,5
02-05-2018	-33,26	-70,11	110	5,1
05-09-2018	-34,38	-70,59	127	5
08-12-2018	-33,31	-70,36	96	4,2
17-01-2019	-33,32	-70,23	111	4,1
21-01-2019	-33,87	-70,36	116	4,6
25-01-2019	-33,55	-70,3	113	4,3
11-03-2019	-34,34	-70,58	108	4,4
18-05-2019	-33,3	-70,34	105	4
20-06-2019	-33,59	-69,31	190	5,5
14-07-2019	-33,13	-70,56	97	4,5
04-12-2019	-33	-70,05	9	3,3
28-12-2019	-33,07	-70,22	114	4,5
14-04-2020	-33,88	-70,52	114	5,1
12-05-2020	-33,76	-70,12	15	3
21-05-2020	-33,55	-70,75	89	4,8
23-05-2020	-33,5	-70,01	118	5,2
01-07-2020	-33,34	-70,2	120	4
15-08-2020	-33,22	-70,06	16	3,4
15-08-2020	-33,2	-70,07	10	4,7
16-08-2020	-33,19	-70,03	16	3,5
17-08-2020	-33,19	-70,02	20	3,8
29-09-2020	-33,7	-70,82	92	4,4
14-10-2020	-33,01	-70,19	126	4,3
24-11-2020	-33,68	-70,38	107	4,3
29-12-2020	-34,37	-70,78	96	4,6
24-01-2021	-33,35	-70,21	123	5,7
19-02-2021	-33,24	-70,22	115	4,7
09-04-2021	-33,81	-70,29	114	4,5
21-04-2021	-33,24	-70,56	59	3,9
25-05-2021	-33,9	-70,36	112	4,7
14-07-2021	-33,18	-70,31	117	4,8
06-09-2021	-33,07	-70,17	110	4,3

Fecha	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud
29-01-2022	-33,55	-70,39	20	3
03-03-2022	-33,49	-70,47	105	4,5
30-03-2022	-33,49	-70,04	20	3,7
18-08-2022	-34,37	-70,57	114	5,5
29-08-2022	-33,57	-70,8	91	4,5
11-09-2022	-33,21	-70,96	74	4,6
08-11-2022	-33,66	-70,77	92	5,3

ANEXO E: Inventario de glaciares Río Volcán 2022

Disponible en el archivo Excel adjunto: “Inventario_IRV_2022.xlsx”

ANEXO F: Inventario de lagos glaciares Río Volcán 2022

A continuación, en la Tabla 54 se presenta el detalle del inventario de lagos glaciares elaborados para el presente estudio.

Tabla 54. Inventario de lagos de origen glaciar en la subsubcuenca Río Volcán

Año	Lago	Área km ²	Área (ha)	Perímetro (m)	Cod_glaciar	Nombre glaciar	Tipo glaciar	Este	Norte
2022	Glaciarete 063	0,0009	0,09	75,5	CL105702064	S/N	Glaciar de montaña	413.828	6.255.484
2022	Glaciar 064	0,0004	0,04	92,5	CL105702028B	S/N	Glaciar de valle	411.022	6.268.990
2022	Cubierto 028B	0,0006	0,06	112,2	CL105702063	S/N	Glaciarete	413.882	6.256.168
2022	Arenas SE	0,0011	0,11	136,8	CL105702022A	S/N	Glaciar de montaña	406.974	6.263.587
2022	Cortaderas	0,0005	0,05	83,3	CL105702020	Cortaderas	Glaciar de valle	404.575	6.266.930
2022	Cortaderas	0,0002	0,02	55,3	CL105702020	Cortaderas	Glaciar de valle	404.979	6.267.111
2022	Freile	0,0003	0,03	85,1	CL105702025	S/N	Glaciar de valle	408.786	6.266.697
2022	Freile	0,0010	0,10	114,5	CL105702025	S/N	Glaciar de valle	408.716	6.266.671
2022	Freile	0,0002	0,02	55,3	CL105702025	S/N	Glaciar de valle	408.823	6.266.669
2020	Innominado	0,0043	0,43	330,0	CL105702008	Muñiri	Glaciar de montaña	402.700	6.266.101
2021	Innominado	0,0002	0,02	60,0	CL105702008	Muñiri	Glaciar de montaña	402.675	6.266.155
2022	Loma Larga	0,0009	0,09	113,3	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	403.485	6.267.334
2022	Loma Larga	0,0002	0,02	57,8	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	403.376	6.267.251
2022	Loma Larga	0,0003	0,03	68,7	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	403.319	6.267.253

Año	Lago	Área km²	Área (ha)	Perímetro (m)	Cod_glaciar	Nombre glaciar	Tipo glaciar	Este	Norte
2022	Loma Larga	0,0002	0,02	56,1	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	403.702	6.267.325
2022	Loma Larga	0,0001	0,01	45,2	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	403.538	6.267.398
2022	Loma Larga	0,0003	0,03	67,0	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	403.574	6.267.530
2022	Loma Larga	0,0002	0,02	48,9	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	403.881	6.267.628
2022	Loma Larga	0,0003	0,03	66,0	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	404.506	6.269.102
2022	Loma Larga	0,0004	0,04	78,0	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	404.569	6.269.260
2022	Loma Larga	0,0007	0,07	136,9	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	404.597	6.269.387
2022	Loma Larga	0,0002	0,02	55,6	CL105702016A	Loma Larga	Glaciar de valle	404.878	6.269.456
2022	Los Lunes	0,0012	0,12	165,0	CL105702002	S/N	Glaciar rocoso	398.557	6.262.764
2022	Mesoncito	0,0084	0,84	458,3	CL105702024A	Mesoncito	Glaciar de montaña	407.635	6.264.278
2022	Mesoncito	0,0006	0,06	117,6	CL105702024A	Mesoncito	Glaciar de montaña	407.730	6.264.271
2022	Mesoncito	0,0001	0,01	36,4	CL105702024A	Mesoncito	Glaciar de montaña	407.847	6.263.895
2022	Mesoncito	0,0002	0,02	50,1	CL105702024A	Mesoncito	Glaciar de montaña	407.930	6.264.485
2022	Mesoncito	0,0004	0,04	80,3	CL105702024A	Mesoncito	Glaciar de montaña	407.882	6.263.466
2022	Mesoncito	0,0010	0,10	123,0	CL105702024A	Mesoncito	Glaciar de montaña	407.900	6.264.086
2022	Mesoncito	0,0006	0,06	108,3	CL105702024A	Mesoncito	Glaciar de montaña	407.967	6.264.190
1955	Morado	0,0034	0,34	328,3	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.587	6.265.309
1955	Morado	0,0017	0,17	182,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.578	6.265.464
1986	Morado	0,0495	4,95	1080,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.477	6.265.344
1990	Morado	0,0410	4,10	1098,7	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.504	6.265.354
1997	Morado	0,0567	5,67	1140,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.470	6.265.359
2000	Morado	0,0628	6,28	1230,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.431	6.265.375
2008	Morado	0,0820	8,20	1920,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.452	6.265.371
2010	Morado	0,0921	9,21	1780,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.449	6.265.373
2014	Morado	0,1312	13,12	1860,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.338	6.265.360
2015	Morado	0,1483	14,83	1980,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.317	6.265.359
2016	Morado	0,1467	14,67	2070,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.309	6.265.352

Año	Lago	Área km ²	Área (ha)	Perímetro (m)	Cod_glaciar	Nombre glaciar	Tipo glaciar	Este	Norte
2017	Morado	0,2012	20,12	2430,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.287	6.265.353
2018	Morado	0,2059	20,59	2220,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.269	6.265.341
2019	Morado	0,1762	17,62	2100,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.244	6.265.331
2020	Morado	0,2160	21,60	2370,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.211	6.265.339
2021	Morado	0,1739	17,39	2100,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.206	6.265.341
2022	Morado	0,1931	19,31	2240,0	CL105702007B	El Morado	Glaciar de montaña	402.232	6.265.343
2021	Nieves Negras	0,0009	0,09	117,6	CL105702067	Nieves Negras	Glaciar de valle	414.635	6.253.763
2022	Rocoso 093	0,0002	0,02	54,0	CL105702093	S/N	Glaciar rocoso	408.592	6.244.153
2022	Rocoso 100	0,0002	0,02	57,7	CL105702100	S/N	Glaciar rocoso	404.673	6.248.896
2022	Rocoso 101	0,0011	0,11	135,7	CL105702101	S/N	Glaciar rocoso	403.559	6.249.825
2022	Rocoso 97	0,0002	0,02	53,4	CL105702097	S/N	Glaciar rocoso	406.438	6.248.285
1997	San Martín	0,0162	1,62	660,0	S/C	N/A	N/A	402.942	6.266.872
2000	San Martín	0,0081	0,81	480,0	S/C	N/A	N/A	402.946	6.266.871
2008	San Martín	0,0119	1,19	620,0	S/C	N/A	N/A	402.973	6.266.847
2010	San Martín	0,0119	1,19	640,0	S/C	N/A	N/A	402.972	6.266.855
2014	San Martín	0,0205	2,05	750,0	S/C	N/A	N/A	402.941	6.266.865
2015	San Martín	0,0261	2,61	750,0	S/C	N/A	N/A	402.944	6.266.872
2016	San Martín	0,0052	0,52	420,0	S/C	N/A	N/A	402.923	6.266.803
2017	San Martín	0,0176	1,76	780,0	S/C	N/A	N/A	402.945	6.266.835
2018	San Martín	0,0252	2,52	780,0	S/C	N/A	N/A	402.944	6.266.865
2019	San Martín	0,0191	1,91	750,0	S/C	N/A	N/A	402.941	6.266.857
2020	San Martín	0,0227	2,27	720,0	S/C	N/A	N/A	402.942	6.266.864
2021	San Martín	0,0153	1,53	690,0	S/C	N/A	N/A	402.947	6.266.854
2022	San Martín	0,0192	1,92	586,7	S/C	N/A	N/A	402.976	6.266.878

ANEXO G: Cálculo de IS por fenómeno (análisis detallado y simplificado)

Disponible en los archivos Excel adjuntos: “Susceptibilidad_glaciares_Rio_Volcan_2022.xlsx” y “Susceptibilidad_glaciares_Rio_Volcan_2022_simplificado.xlsx”.

ANEXO H: DESGLOSE FACTORES CONDICIONANTES ANÁLISIS SIMPLIFICADO

A continuación, se presentan las tablas con el desglose de los factores condicionantes considerados para el análisis de susceptibilidad simplificado. La información se presenta en el siguiente orden:

- La Tabla 55 presenta los factores para el análisis de avalanchas de hielo
- La Tabla 56 presenta los factores para el análisis de *surges*
- La Tabla 57 presenta los factores para el análisis de deslizamientos catastróficos
- La Tabla 58 presenta los factores para el análisis de *GLOFs*
- La Tabla 59 presenta los factores para el análisis de lahares primarios

Tabla 55. Desglose de los factores condicionantes de avalanchas de hielo originadas en glaciares. Análisis simplificado

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
Criosférico	Régimen termal del glaciar (f_3)	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)	Temperado	15
			Politermal	9
			Frío	3
	Geometría del glaciar (f_4)	Frente en risco o en rampa	Acantilado	20
			Rampa	3
	Pendiente (f_5)	Pendiente media del glaciar (sobre 30°)	0°-10°	3
			10°-20°	9
			20°-30°	15
			> 30°	20
	Cambios de elevación (balance de masa) (f_{10})	Adelgazamiento (ablación)/engrosamiento (acumulación)	Adelgazamiento	15
			Equilibrio	9
			Engrosamiento	5
	Cambios de extensión (f_{11})	Avance/retroceso del glaciar en los últimos 5 años	Retroceso	15
			Avance	9
			Sin cambios	0
Ocurrencia previa de avalanchas (f_{12})	Otras avalanchas de hielo del glaciar	Reportado	15	
		No observado	0	

Tabla 56. Desglose de los factores condicionantes ante la ocurrencia de *surges*. Análisis simplificado

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rango s	Porcentaje (%)
Criosférico	Régimen termal del glaciar (f_3)	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)	Temperado	6
			Politermal	5
			Frío	3
	Geometría del glaciar (f_4)	Pendiente media del glaciar (0-10°)	0°-10°	7
			10°-20°	6
			> 20°	3
	Velocidad superficial (f_7)	Aceleración del glaciar (diferencia con velocidad “normal”)	Sobre 10 veces	15
			Entre 1 y 10	11
			Sin cambios	2
	Variaciones del glaciar (f_8)	Avance/retroceso del glaciar en los últimos 5 años	Avance	12
Sin cambios			3	
Retroceso			0	

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rango s	Porcentaje (%)
	Balance de masa (f_9)	Engrosamiento hacia el frente del glaciar	Engrosamiento	15
			Sin cambios	0
			Adelgazamiento	-3
Geológico	Tipo de roca (f_{11})	Litología y resistencia aparente según tipo de roca (erodabilidad)	Secuencias volcano-sedimentarias marinas	15
			Secuencias volcano-sedimentarias continentales/ Metamórficas pelíticas	12
			Unidades volcánicas	9
			Unidades intrusivas	6
	Ubicación del glaciar (f_{12})	Cercanía a otros glaciares surgentes	Contiguo o < 0,1 km	15
			0,1-10 km	11
			10-50 km	8
			> 50 km	3
	Topografía del lecho (f_{14})	Pendiente del lecho	0°-10°	15
			10°-20°	12
> 20°			8	

Tabla 57. Desglose de los factores condicionantes ante la ocurrencia deslizamientos catastróficos de glaciares. Análisis simplificado

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
Criosférico	Régimen termal del glaciar (f_3)	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)	Temperado	10
			Politermal	6
			Frío	0
	Pendiente del glaciar (f_4)	Pendiente media del glaciar (10°-20°)	0°-10°	9
			10°-20°	16
			20°-30°	7
			> 30°	4
	Velocidad superficial (f_7)	Aceleración del glaciar (diferencia con velocidad "normal")	Sobre 10 veces	10
			Entre 1 y 10	7
			Sin cambios	0
Cambios de elevación/geometría del glaciar (f_8)	Engrosamiento y/o abultamiento hacia el frente	Engrosamiento en el frente	10	
		Engrosamiento generalizado	5	
		Sin cambios aparentes	0	
		Adelgazamiento generalizado	-2	
Geológico	Tipo de roca (f_{10})	Litología y resistencia aparente según tipo de roca (erodabilidad)	Secuencias volcano-sedimentarias marinas	20
			Secuencias volcano-sedimentarias continentales/ Metamórficas pelíticas	13
			Unidades volcánicas	9
			Unidades intrusivas	7
	Topografía del lecho (f_{11})	Pendiente del lecho	0°-20°	15
			20°-30°	9
			> 30°	4
Procesos de remoción en masa (f_{12})	Deslizamientos sobre el glaciar	Recientes (< 5 años)	15	
		Reportados (> 5 años)	8	
		Sin evidencias	0	

Tabla 58. Desglose de los factores condicionantes ante la ocurrencia de fenómenos GLOFs en lagos represados por hielo o morrenas. Análisis simplificado

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
Crioférico	Existencia del lago (f ₃)	Presencia o no de un lago glaciar	Existente	20
			Sin evidencia	0
	Tipo/geometría de glaciar (f ₄)	Tipo de glaciar según su clasificación primaria (de montaña, de valle)	Glaciar de montaña	15
			Glaciar de valle	9
			Glaciarete	3
	Balance de masa y mecanismo de ablación (f ₅)	Tipo de pérdida de masa: depresiones, taludes, fragmentación, retroceso	Ablación en depresiones	15
			Ablación generalizada	13
			Sin cambios	0
			Acumulación	-5
	Régimen termal del glaciar (f ₆)	Temperatura del glaciar (frío, politermal, temperado)	Temperado	15
			Politermal	9
			Frío	3
	Geometría del lago (f ₇)	Dimensiones: área (ha)	Sin lago	0
			0-1	5
			1-10	8
			>10 ha	10
	Presencia de otros glaciares colgantes (f ₈)	Glaciares aguas arriba del glaciar en evaluación	Glaciares aguas arriba	10
			Sin glaciares aguas arriba	0
Variaciones del glaciar (f ₉)	Avance/retroceso del glaciar en los últimos 5 años	Avance	15	
		Sin cambios	9	
		Retroceso	0	

Tabla 59. Desglose de los factores condicionantes para la evaluación de lahares primarios. Análisis simplificado

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
Crioférico	Ubicación del glaciar (f ₄)	Distancia respecto al centro eruptivo (km)	0-1	15
			1-10	8
			> 10	2
	Dimensiones del glaciar (f ₅)	Superficie del glaciar	0-0,1 km ²	4
			0,1-1 km ²	8
			1-10 km ²	15
	Pendiente del glaciar (f ₆)	Pendiente media del glaciar	0°-15°	5
			15°-30°	8
			> 30°	10
	Balance de masa/ Mecanismo de ablación (f ₇)	Tipo de pérdida de masa (ablación diferenciada por tefra) o acumulación	Ablación generalizada	-5
			Ablación diferenciada	5
			Sin cambios	3
Acumulación			10	
Cobertura detrítica del glaciar (f ₈)	Porcentaje de superficie del glaciar cubierta de detritos	50-100	5	
		10-50	8	
		0-10	10	
Geológico	Edificio volcánico (f ₁₂)	Tipo de volcán	Estratovolcán	10
			Tipo escudo	6
			Glaciar fuera del volcán	0
	Actividad volcánica reciente* (f ₁₃)	Erupciones en los últimos 50 años	Últimos 10 años	20
		Últimos 50 años	12	

Tipo de factor	Factor condicionante	Especificaciones	Rangos	Porcentaje (%)
			Más de 50 años	4
			Glaciar fuera del volcán	0
	Tipo de erupción* (f ₁₄)	Mecanismo, estilo de erupción	Pliniana/fisural	10
			Vulcaniana	8
			Estromboliana	6
			Hawaiana	4
			Glaciar fuera del volcán	0

ANEXO I: EJEMPLO DE APLICACIÓN DEL ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD

En esta sección se presenta un ejemplo de aplicación del análisis susceptibilidad propuesto para un glaciar de cada área piloto según los distintos fenómenos abordados. El detalle se describe a continuación:

- La Tabla 60 presenta el resultado de la evaluación del glaciar El Morado (CL105702007A), área piloto I, para el análisis de susceptibilidad de avalanchas de hielo (Figura 106).

La Tabla 61 presenta el resultado de la evaluación del glaciar Loma Larga (CL105702016A), área piloto I, para el análisis de susceptibilidad de *surges* (Figura 107).

- Tabla 62 La Tabla 62 presenta el resultado de la evaluación del glaciar CL105702064, área piloto II, para el análisis de susceptibilidad de deslizamientos catastróficos (Figura 110).
- La Tabla 63 presenta el resultado de la evaluación del glaciar Muñiri (CL105702008), área piloto I, para el análisis de susceptibilidad de *GLOFs* (Figura 108).
- La Tabla 64 presenta el resultado de la evaluación del glaciar Nieves Negras (CL105702067), área piloto II, para el análisis de susceptibilidad de lahares primarios (Figura 111).

Tabla 60. Resultado de la evaluación de susceptibilidad de avalanchas de hielo en el glaciar El Morado (CL105702007A), área piloto I

Tipo de factor	Factor condicionante	Observación	Valor factor
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	Altura de la isoterma 0° al medio del glaciar (Figura 98)	7
	Precipitación (f ₂)	Evento ZAR 2021 con altura isoterma 0° a 3.700 (Garreaud <i>et al.</i> , 2021)	5
Crioférico	Régimen termal del glaciar (f ₃)	Glaciar politermal (Figura 99)	3
	Geometría del glaciar (f ₄)	Frente en acantilado (Figura 79)	7
	Pendiente (f ₅)	Pendiente media sobre 30°	5
	Presencia de grietas (f ₆)	Distribución caótica (Figura 79)	2
	Topografía del lecho (f ₇)	Lecho convexo (Figura 72)	4
	Hidrología del glaciar (f ₈)	Descarga anómala en el frente (Figura 79)	2
	Velocidad superficial (f ₉)	Sin cambios apreciables (Figura 89)	1

Tipo de factor	Factor condicionante	Observación	Valor factor
	Cambios de elevación (f ₁₀)	Adelgazamiento generalizado (Figura 95)	5
	Cambios de extensión (f ₁₁)	Retroceso y fragmentación sostenida (Figura 53)	5
	Ocurrencia previa de avalanchas (f ₁₂)	Avalanchas recientes en el frente colgante (Figura 102)	5
Geológico	Tipo de roca (f ₁₃)	Rocas volcano-sedimentarias de la Formación Abanico (Figura 15)	8
	Fracturamiento/ Discontinuidades (f ₁₄)	Macizo medianamente favorable a deslizar (Figura 79)	3
	Geometría de la ladera (f ₁₅)	Talud de más de 30° de pendiente bajo el glaciar (Figura 79)	10
	Estructuras geológicas (f ₁₆)	Glaciar a menos de 1 km de la falla Chacayes-Yesillo (Figura 13)	5
	Ocurrencia de procesos de remoción en masa (f ₁₇)	Caída de rocas sobre el glaciar constatadas en terreno	5

Tabla 61. Resultado de la evaluación de susceptibilidad de surges en el glaciar Loma Larga (CL105702016A), área piloto I

Tipo de factor	Factor condicionante	Observación	Valor factor
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	Altura de la isoterma 0° al medio del glaciar (Figura 98)	7
	Precipitación (f ₂)	Acumulación de nieve tras verano 2016	5
Crioférico	Régimen termal del glaciar (f ₃)	Glaciar politermal (Figura 99)	3
	Geometría del glaciar (f ₄)	Pendiente media de 22,2°	2
	Grietas (f ₅)	Agrietamiento normal en el glaciar (Figura 59 y Figura 60)	3
	Hidrología del glaciar (f ₆)	1 salida de agua del glaciar (Figura 87 y Figura 88)	1
	Velocidad superficial (f ₇)	Velocidad elevada en el período 2014-2018 (Figura 92)	7
	Variaciones del glaciar (f ₈)	Retroceso sostenido del frente estancado del glaciar en los últimos 70 años (Figura 85)	0
	Balance de masa (f ₉)	Engrosamiento hacia el frente del glaciar (Figura 95)	10
	Ocurrencia previa de surges (f ₁₀)	Comportamiento tipo <i>surge</i> reportado en la literatura (Falaschi <i>et al.</i> , 2018b; Farías-Barahona <i>et al.</i> , 2020a)	5
Geológico	Tipo de roca/ presencia de till en el lecho (f ₁₁)	Rocas volcano-sedimentarias de la Formación Abanico (Figura 15)	8
	Ubicación del glaciar (f ₁₂)	Contiguo a glaciares surgentes	10
	Fracturamiento/ discontinuidades (f ₁₃)	Glaciar a menos de 5 km de la falla Chacayes-Yesillo (Figura 13)	5
	Topografía del lecho (f ₁₄)	Pendiente del lecho de 11° (Figura 72)	8

Tabla 62. Resultado de la evaluación de susceptibilidad de deslizamientos catastróficos en el glaciar CL105702064, área piloto II

Tipo de factor	Factor condicionante	Observación	Valor factor
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	Altura de la isoterma 0° sobre el glaciar (Figura 98)	10
	Precipitación (f ₂)	Acumulación de nieve tras verano 2016	5
Crioférico	Régimen termal del glaciar (f ₃)	Glaciar temperado (Figura 99)	5
	Pendiente del glaciar (f ₄)	Pendiente media de 19,8°	12
	Presencia de grietas (f ₅)	Agrietamiento normal (Figura 122)	4
	Hidrología del glaciar (f ₆)	1 salida de agua del glaciar (Figura 122)	1
	Velocidad superficial (f ₇)	Velocidad alta en el avance súbito del glaciar	6
	Cambios de elevación/geometría del glaciar (f ₈)	Engrosamiento del glaciar en el último período 2000-2018 (Figura 94)	8
	Ocurrencia previa de colapsos (f ₉)	Sin reportes de deslizamiento catastrófico previo	0
Geológico	Tipo de roca/ presencia de till en el lecho (f ₁₀)	Rocas sedimentarias marinas de la Formación Lo Valdés (Figura 15)	15
	Topografía de la base (f ₁₁)	Topografía del lecho entre 20° y 30° (Figura 72)	7
	Procesos de remoción en masa (f ₁₂)	Sin evidencias de deslizamientos sobre el glaciar	0
	Sismicidad (f ₁₃)	Sin evidencias	0

Tabla 63. Ponderación máxima de factores condicionantes para la evaluación de fenómenos GLOFs

Tipo de factor	Factor condicionante	Observación	Valor factor
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	Altura de la isoterma 0° sobre el glaciar (Figura 98)	7
	Precipitación (f ₂)	Evento ZAR 2021 con altura isoterma 0° a 3.700 (Garreaud <i>et al.</i> , 2021)	3
Crioférico	Existencia del lago (f ₃)	Existencia de un lago proglaciar hasta enero 2022 (Figura 101)	8
	Tipo/geometría de glaciar (f ₄)	Glaciar de montaña	5
	Balance de masa y mecanismo de ablación (f ₅)	Adelgazamiento generalizado (Figura 95)	5
	Régimen termal del glaciar (f ₆)	Glaciar temperado (Figura 99)	5
	Geometría del lago (f ₇)	Lago supraglaciar de 1 ha	3
	Presencia de glaciares colgantes (f ₈)	Frente colgante del glaciar El Morado aguas arriba (Figura 54)	5
	Variaciones del glaciar (f ₉)	Retroceso sostenido del glaciar	0
	Calving (M) (f ₁₀)	No aplica (lago represado por hielo)	0
	Drenaje subglaciar (H) (f ₁₁)	1 drenaje principal del glaciar (Figura 100)	2
	Surges en el glaciar (H) (f ₁₂)	Sin surges reportados	0
	Tipo de lago (represado por hielo)	Lago represado por hielo	✓

Tipo de factor	Factor condicionante	Observación	Valor factor
Geológico	Tipo de lago (represado por morrena)	Ídem anterior	N/A
	Tipo de roca (f ₁₃)	Rocas volcano-sedimentarias de la Formación Abanico (Figura 15)	5
	Fracturamiento/ Discontinuidades (f ₁₄)	Macizo medianamente favorable a deslizar (Figura 54)	3
	Geometría de la ladera (f ₁₅)	Talud pronunciado sobre 30° de pendiente arriba del glaciar (Figura 54)	5
	Estructuras geológicas (f ₁₆)	Glaciar a menos de 1 km de la falla Chacayes-Yesillo (Figura 13)	5
	Ocurrencia de procesos de remoción en masa (f ₁₇)	Caídas de rocas sobre el glaciar (Figura 73)	3
	Tipo de morrena (M) (f ₁₈)	No aplica	0
	Geometría de la represa (M) (f ₁₉)	No aplica	0
	Gradiente hidráulico en la represa (f ₂₀)	Reportado a partir del drenaje de la represa de hielo (Figura 100)	2
	Área del circo/microcuenca (f ₂₁)	Superficie amplia de drenaje aguas arriba del glaciar (Figura 54, Figura 125)	2
	Densidad de la red de drenaje hacia el glaciar (f ₂₂)	Más de dos cursos de agua hacia el glaciar (Figura 56)	2
	Presencia de lagos aguas arriba (f ₂₃)	Sin presencia de otros lagos aguas arriba	0
	Ocurrencia de otros <i>GLOFs</i> (f ₂₄)	Dos vaciamientos entre 2020 y 2022 (Figura 101)	5

(H) aplica solo a glaciares con lago represado por hielo. (M) aplica solo a lagos represados por morrenas

Tabla 64. Ponderación máxima de factores condicionantes para la evaluación de lahares primarios originados en glaciares

Tipo de factor	Factor condicionante	Observación	Valor factor
Atmosférico	Temperatura (f ₁)	Altura de la isoterma 0° al medio del glaciar (Figura 98)	4
	Precipitación (f ₂)	Acumulación de nieve tras verano 2016	5
Crioférico	Presencia de nieve (f ₃)	Glaciar con menos de 10% de presencia de nieve a marzo 2022 (Figura 1)	4
	Ubicación del glaciar (f ₄)	Glaciar a menos de 1 km del centro eruptivo al sur del volcán San José	8
	Dimensiones del glaciar (f ₅)	Glaciar de 6,8 km ²	8
	Pendiente del glaciar (f ₆)	Pendiente media de 21,6°	3
	Balance de masa/mecanismo de ablación (f ₇)	Ablación generalizada del glaciar (Figura 94)	-2
	Cobertura detrítica del glaciar (f ₈)	Glaciar con más del 50% cubierto por detritos (Figura 66 y Figura 67)	2
	Presencia de grietas (f ₉)	Patrón normal de agrietamiento del glaciar (Figura 66 y Figura 67)	1
	Régimen termal del glaciar (f ₁₀)	Glaciar politermal (Figura 99)	2

	Hidrología del glaciar (f ₁₁)	Drenaje observable en el frente del glaciar (Figura 66 y Figura 67)	0
Geológico	Edificio volcánico (f ₁₂)	Estratovolcán	5
	Actividad volcánica reciente (f ₁₃)	Actividad volcánica hasta 1960 (sección 2.7.1)	2
	Tipo de erupción (f ₁₄)	Tipo de erupción pliniana (sección 2.7.1)	5
	Caída de tefra (f ₁₅)	Susceptibilidad alta-muy alta de caída de tefra en la ubicación del glaciar (Figura 22)	5
	Emisión de lava (f ₁₆)	Susceptibilidad alta-muy alta del paso de un flujo de lava en la ubicación del glaciar (Figura 22)	5
	Ocurrencia de corrientes de densidad piroclástica (f ₁₇)	Susceptibilidad alta del paso de un flujo piroclástico en la ubicación del glaciar (Figura 22)	10
	Emanación de material balístico (f ₁₈)	Susceptibilidad moderada del impacto de material balístico en la ubicación del glaciar (Figura 22)	3
	Actividad geotermal en el cono (f ₁₉)	Glaciar emplazado en el volcán con un flujo calórico de hasta 180 mW/m ² (Benavente <i>et al.</i> , 2016)	5

ANEXO J: Imágenes satelitales y fotografías aéreas empleadas en el estudio

A continuación, en la Tabla 65 se presenta el detalle de los insumos geoespaciales (imágenes satelitales, fotografías aéreas y modelos digitales de elevación) empleados para el presente estudio.

Tabla 65. Detalles de fotografías aéreas e imágenes satelitales empleadas para el presente estudio

Nombre	Tipo	Año/Fecha	Fuente	Escala/Resolución espacial (m)
Hycon	Fotografía aérea	1955	IGM	1:70.000
SAF	Fotografía aérea	1990	SAF	1:50.000
SAF-GEOTEC	Fotografía aérea	1996	SAF	1:50.000
SRTM	MDE	11/2/2000	NASA	30
ALOS PalSAR	MDE	2006-2011	JAXA	12,5
Sentinel 1	Imagen de radar	9/1/2022	ESA	14,8
Sentinel 1	Imagen de radar	14/1/2022	ESA	14,8
Sentinel 1	Imagen de radar	21/1/2022	ESA	14,8
Landsat 5 TM	Imagen satelital óptica	1/3/1986	USGS	30
Landsat 4 TM	Imagen satelital óptica	15/1/1990	USGS	30
Landsat 5 TM	Imagen satelital óptica	26/1/1997	USGS	30
Landsat 5 TM	Imagen satelital óptica	27//3/1998	USGS	30
Landsat 8 OLI	Imagen satelital óptica	23/3/2014	USGS	15
Landsat 8 OLI	Imagen satelital óptica	25/3/2018	USGS	15
Landsat 8 OLI	Imagen satelital óptica	6/4/2019	USGS	15
Landsat 8 OLI	Imagen satelital óptica	14/3/2020	USGS	15
Landsat 8 OLI	Imagen satelital óptica	12/1/2021	USGS	15

Nombre	Tipo	Año/Fecha	Fuente	Escala/Resolución espacial (m)
Sentinel 2	Imagen satelital óptica	6/3/2020	ESA	10
Sentinel 2	Imagen satelital óptica	13/1/2021	ESA	10
Sentinel 2	Imagen satelital óptica	23/1/2022	ESA	10
Sentinel 2	Imagen satelital óptica	16/3/2022	ESA	10
ALOS AVNIR	Imagen satelital óptica	22/3/2008	JAXA	10
ALOS AVNIR	Imagen satelital óptica	28/3/2010	JAXA	10
PlanetScope	Imagen satelital óptica	8/3/2017	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	29/3/2019	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	1/1/2020	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	1/15/2020	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	31/1/2020	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	6/2/2020	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	8/2/2020	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	14/2/2020	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	29/2/2020	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	25/3/2020	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	18/5/2020	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	23/1/2021	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	3/4/2021	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	20/4/2021	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	2/1/2022	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	11/1/2022	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	19/1/2022	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	23/1/2022	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	15/3/2022	Planet	3
PlanetScope	Imagen satelital óptica	20/4/2022	Planet	3