



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento de Ciencias de la Tierra



**INVENTARIO DE CRIOFORMAS Y CINEMÁTICA DE
LOS GLACIARES ROCOSOS DE LA SUBCUENCA DEL
RÍO AZUFRE (34°49'S 70°33'W), ANDES SEMIÁRIDOS
DE CHILE CENTRAL**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Camila Paola Cáceres Bahamondez

Profesor Guía : Dr. David Farías Barahona
Profesor Co-Guía : Dr. Juan Luis García Barriga
Profesores Comisión : Dra. Verónica Oliveros Clavijo

Concepción, 2024

“La montaña más alta y difícil es siempre la que llevamos dentro. Porque somos nosotros los que creamos nuestras montañas y el deseo de superarlas.”

Walter Bonatti

ÍNDICE

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 FORMULACIÓN DEL PROYECTO	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.2.1 OBJETIVO GENERAL	2
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.3 ÁREA DE ESTUDIO	3
1.4 GEOMORFOLOGÍA	5
1.5 CLIMA	6
1.5.1 ANDES SEMIÁRIDOS	9
1.6 AGRADECIMIENTOS	10
2. MARCO GEOLÓGICO	12
2.1 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES	12
2.1.1 CORDILLERA PRINCIPAL	12
2.2 ESTRATIGRAFÍA	13
2.2.1 FM. COYA-MACHALÍ	13
2.2.2 DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS	14
3. MARCO TEÓRICO	16
3.1 CRIÓSFERA	17
3.2 CONCEPTO GENERAL DE GLACIARES	17
3.3 AMBIENTE PERIGLACIAL	18
3.4 PERMAFROST	19
3.5 GLACIARES ROCOSOS	22
3.5.1 CARACTERÍSTICAS DE LOS GLACIARES ROCOSOS	23
3.6 REMOTE SENSING	28
3.6.1 IMÁGENES SATELITALES	28
3.6.2 PLÉIADES	30
4. METODOLOGÍA	32
4.1 MAPEO GEOFORMAS CRIOSFÉRICAS	32
4.1.1 IDENTIFICACIÓN DE GLACIARES ROCOSOS	33
4.2 MEDICIÓN DE VELOCIDAD EN LA SUPERFICIE	36
4.2.1 ORTORRECTIFICACIÓN Y CORREGISTRO DE IMÁGENES PLÉIADES	37

4.2.2 FEATURE TRACKING	39
5. RESULTADOS	41
5.1 MAPEO GEOMORFOLÓGICO	41
5.1.1 GEOFORMAS GLACIARES	42
5.1.2 GEOFORMAS PERIGLACIARES.....	43
5.2 CINEMÁTICA DE GLACIARES ROCOSOS.....	48
5.2.1 DETECCIÓN DE ÁREAS DE MOVIMIENTO DE GLACIARES DE ROCA....	48
5.2.2 CLASIFICACIÓN E IDENTIFICACIÓN DEL ESTADO DE LOS GLACIAES DE ROCA EN LA SUBCUENCA	57
6. DISCUSIÓN.....	60
6.1 MAPEO DE GEOFORMAS CRIOSFÉRICAS	60
6.2 CARACTERIZACIÓN DE GLACIARES DE ROCA POR MEDIO DE IMÁGENES SATELITALES.....	61
6.3 CINEMÁTICA DE LOS GLACIARES ROCOSOS EN ANDES SEMIÁRIDOS... 	62
7. CONCLUSIÓN.....	65
8. REFERENCIAS	67

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y acceso del área de estudio en la subcuenca del río Azufre..	3
1. 2. Mapa de cuencas y subcuencas de Dirección General de Aguas (DGA).....	4
1. 3. Hielo como agente de erosivo y modelador del paisaje en subcuenca del Río Azufre.....	6
1. 4. Distribución de la Diagonal Árida en América del Sur.....	7
1. 5. Mapa de clasificación climática de la región Libertador Bernardo O'Higgins....	8
1. 6. Megasequía en Chile central.....	9
2. 1. Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S....	12
2. 2. Mapa Geológico Regional.....	13
3. 1. Esquema de componentes de la criósfera.....	16
3. 2. Esquema conceptual sobre la estructura de un suelo congelado con permafrost..	20
3. 3. Permafrost en los Andes centrales.....	22
3. 4. Esquema de morfología de glaciar rocoso.....	24
3. 5. Resultados geofísicos del perfil A16B (glaciar de roca), provincia de Choapa, Chile.....	25
3. 6. Límite superior e inferior de los glaciares de roca para los Andes Centrales.....	26
3. 7. Distribución de WVEQ de glaciares rocosos alrededor del mundo.....	27
3. 8. Curvas de reflectancia de diferentes tipos cuerpos de hielo.....	29
4. 1. Ejemplos de conexión espacial del glaciar de roca con la unidad cuesta arriba...	36
4. 2. Hillshade subcuenca de río Azufre	38
5. 1. Mapa geoformas criosféricas en la subcuenca del río Azufre.....	41
5. 2. Glaciares descubiertos y cubiertos de detritos identificados en la subcuenca del río Azufre.....	42
5. 3. Mapa con glaciares rocosos identificados en la subcuenca del río Azufre.....	44
5. 4. Glaciares rocosos en subcuenca del río Azufre.....	46
5. 5. Otras geoformas periglaciares presentes en la subcuenca del río Azufre.....	48
5. 6. Mapa cinemático de los glaciares rocosos presentes en la subcuenca del río Azufre en el periodo comprendido del 2019 a 2021.....	49

5. 7.	Mapa cinemático de los glaciares rocosos presentes en la subcuenca del río Azufre en el periodo comprendido del 2021 a 2024.....	50
5. 8.	Mapa y perfiles de velocidad de glaciar rocoso 1 (RG1).....	51
5. 9.	Mapa y perfiles de velocidad de los glaciares rocosos 2 y 3 (RG2 y RG3).....	52
5. 10.	Mapa y perfiles de velocidad de los glaciares rocosos 4, 5 y 6 (RG4, RG5 y RG6).....	53
5. 11.	Mapa y perfiles de velocidad de los glaciares rocosos 7 y 8 (RG7 y RG8).....	54
5. 12.	Mapa y perfiles de velocidad de los glaciares rocosos 9, 10 y 11 (RG9, RG10 y RG11).....	55
5. 13.	Mapa y el perfil de velocidad para el glaciar rocoso 13 (RG13).....	56
5. 14.	Mapa y el perfil de velocidad para el glaciar rocoso 14 (RG14).....	57

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
3. 1. Pléiades.....	31
4. 1. Resumen de geoformas criosféricas identificadas en la subcuenca del río Azufre.	32
4. 2. Clasificación de acuerdo a la morfología del glaciar rocoso.....	34
5. 1. Resumen de las altitudes mínimas, máximas y promedio para las geoformas glaciares mapeadas en el área de estudio.....	43
5. 2. Caracterización geomorfológica de glaciares rocosos en subcuenca del río Azufre.....	45
5. 3. Caracterización de otras geoformas periglaciares presentes en la subcuenca del río Azufre.....	47
5. 4. Descripción de las categorías de KA que se deben asignar a la unidad de glaciar rocoso de acuerdo con su actividad.....	58
5. 5. Clasificación del estado de glaciares rocosos de acuerdo a perfil.....	59

RESUMEN

Este trabajo se enfoca en la realización de un completo inventario de crioformas y estudio cinemático de los glaciares rocosos de la subcuenca del río Azufre, en la región de O'Higgins, que se caracteriza por su alta concentración de geoformas criosféricas. Los glaciares rocosos representan una manifestación del *creep* del permafrost de montaña. Aunque su formación puede verse influenciada por procesos glaciares, su contexto geomorfológico se enmarca dentro del ambiente periglacial. Estos cuerpos se caracterizan por su morfología de tipo lóbulo y están constituidos por material detrítico que puede albergar hielo de forma intersticial, en lentes o incluso en masas de hielo sólido.

Desde 2010, los Andes semiáridos de Chile enfrentan una sequía extrema, con déficits de precipitación del 40% (Garreaud *et al.*, 2019), afectando a más de siete millones de personas dependientes de estas cuencas. Ante esta realidad, es urgente comprender la dinámica de los glaciares rocosos y su interacción con el ambiente periglacial, en especial en el contexto del cambio climático.

El estudio tiene como objetivo principal analizar la cinemática de los glaciares rocosos de la subcuenca del río Azufre, a través del método avanzado de teledetección *feature tracking*, y la creación de ortoimágenes con alta precisión cartográfica. Para ello se utilizó imágenes satelitales de alta resolución (0,5 m) entre los años 2019 y 2024. Esto, con el fin de identificar a los glaciares de roca activos y también para complementar la caracterización geomorfológica utilizando los datos cinemáticos obtenidos.

La región de estudio abarca altitudes entre 2.500 y 4.500 ms.n.m., presenta una compleja geomorfología que refleja la interacción de procesos glaciares y periglaciares donde dominan glaciares de montaña, glaciares cubiertos de detritos y glaciares rocosos. De estos últimos, 15 se han identificado en estado activo, en un rango altitudinal que va desde los 3.010 a 3.750 ms.n.m. En cuanto a la caracterización geomorfológica, la mayoría de los glaciares de roca activos tiene una conexión superior a un talud, y se clasificaron como sistemas múltiples con unidades complejas. El trabajo actualiza el inventario realizado por la Dirección General de Aguas (DGA) en 2022, agregando una clasificación basada en la actividad de los glaciares rocosos e incorporando nuevas geoformas criosféricas como glaciares cubiertos de detritos, termokarst, protalus rampart, protalus lobulados y laderas de geliflujión.

La investigación concluye que la caracterización mediante imágenes satelitales de alta resolución fue precisa, pero se requiere observación en terreno para identificar crioformas complejas. Se sugiere incluir geoformas paraglaciares y ampliar el mapeo de geoformas periglaciares para generar una base de datos más detallada. Los glaciares rocosos en la subcuenca presentan velocidades promedio de 0,5 a 2,4 m/año, mostrando tendencias consistentes con estudios en otras cuencas semiáridas de los Andes. También, se agrega que es fundamental analizar fotografías históricas para cubrir la falta de datos a largo plazo sobre la cinemática de los glaciares rocosos en el área, para de esta forma tener una visión global de su comportamiento y analizar si existen factores topoclimáticos que estén favoreciendo el descongelamiento del hielo interno y por consiguiente aumentando su desplazamiento superficial. Finalmente, estos resultados respaldan el trabajo de la IPA para establecer la cinemática de glaciares rocosos como una Variable Climática Esencial (ECV) dentro del Sistema Global de Observación Climática de la OMM.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL PROYECTO

El cambio climático está generando un impacto significativo en las regiones montañosas de todo el mundo, afectando los recursos hídricos que se originan en estas áreas. Este impacto se debe al aumento de la temperatura del aire y a las modificaciones en los patrones de precipitación. Como consecuencia, se está reduciendo la seguridad hídrica a nivel global, especialmente en zonas áridas y semiáridas, como los Andes semiáridos de Chile central [27°–35° S] (Arenson *et al.*, 2022). En los entornos de alta montaña, los glaciares y el permafrost de montaña desempeñan un papel crucial en la regulación del sistema hidrológico, actuando como reservorios naturales que almacenan hielo y nieve durante las temporadas de nevadas y liberan un flujo base vital en los años secos (Falaschi *et al.*, 2014; Ayala *et al.*, 2020; Vivero *et al.*, 2021; Caro *et al.*, 2024).

Si bien, el rol de los glaciares en el ciclo hidrológico ha sido bien estudiado, existe una deficiencia en el conocimiento disponible para cuantificar adecuadamente la contribución hidrológica al caudal de los glaciares de roca dentro de los Andes semiáridos, esto debido a que los inventarios y mediciones sobre glaciares rocosos siguen siendo escasos y datos como el número, tamaño, distribución geográfica y rango altitudinal aún son poco conocidos (Falaschi *et al.*, 2014).

Los glaciares de roca son una de las geoformas más importantes de los ambientes periglaciales, están compuestos de detritos sobresaturados con lentes de hielo, hielo intersticial y/o hielo masivo (Barsch, 1996). Gracias a su considerable capacidad de almacenamiento de hielo, podrían ser cruciales como reservas estratégicas de agua a largo plazo en regiones áridas y semiáridas del mundo (Burger *et al.*, 1999; Janke *et al.*, 2015; Masiokas *et al.*, 2020).

La subcuenca del río Azufre (34°41'S 70°20'W) está ubicada en la región de O'Higgins, a 55 km al este de la comuna de San Fernando, se encuentra en el margen sur de los Andes semiáridos de Chile central. Esta subcuenca posee singulares características donde el ambiente glaciar y periglaciar coexisten e interaccionan presentando una gran concentración de geoformas criosféricas, lo cual lo vuelve un sitio de sumo interés. Bajo este contexto, en este trabajo se presenta un mapa con las geoformas criosféricas presentes en la subcuenca junto a una actualización del inventario de glaciares rocosos realizado por la DGA en 2022, utilizando las recientes directrices del grupo de

acción “Rock glacier inventories and kinematics” de la Asociación Internacional de Permafrost (IPA). Se emplean imágenes satelitales ópticas de alta resolución y mediciones in situ para cuantificar en detalle los cambios cinemáticos de los glaciares rocosos entre los años 2019 y 2024, mediante métodos avanzados de teledetección óptica.

El mapeo y generación de un inventario más preciso permitirá cuantificar, caracterizar y comprender de mejor manera cómo y dónde están distribuidos los glaciares rocosos en la subcuenca y cuál es su interacción con el resto de geoformas criosféricas. Por otro lado, el estudio cinemático hará posible documentar la dinámica de los glaciares rocosos en este periodo de cinco años y analizar si han existido cambios drásticos en su movimiento que puedan ser atribuidos a procesos de desestabilización de laderas y colapsos en el terreno debido al aumento de la temperatura, exposición solar y/o disponibilidad de agua de deshielo. Esta respuesta puede utilizarse como una variable climática ambiental para documentar las condiciones del permafrost de montaña (Strozzi *et al.*, 2020).

Este tipo de estudios en los Andes semiáridos son de particular importancia, debido a que la región concentra una de las mayores densidades y extensiones de glaciares de roca a nivel mundial (Brenning, 2005; Trombotto *et al.*, 1999; Schröder, 2001), que a su vez representan un almacenamiento significativo de agua (Azócar & Brenning, 2010), un aspecto crucial en una región que ha sido afectada por su periodo de sequía más dramático en los últimos 600 años, y en donde, el colapso y degradación de estas geoformas representan potenciales peligros, ya que pueden ser fuente de una serie de flujos de detritos de gran magnitud y causar problemas de estabilidad de laderas (Casassa & Marangunic, 1993; Iribarren-Anaconda *et al.*, 2015).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 OBJETIVO GENERAL

Caracterizar la cinemática y geomorfología de los glaciares rocosos en la subcuenca del río Azufre (34°41'S 70°20'W), Andes semiáridos de Chile central.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Detectar y caracterizar geformas criosféricas en la subcuenca del río Azufre a partir de imágenes satelitales de alta resolución.
- Identificar los glaciares rocosos que presenten movimiento en la subcuenca propuesta, utilizando el método de teledetección óptica *feature tracking* entre los años 2019-2021 y 2021-2024.

1.3 ÁREA DE ESTUDIO

La zona glaciológica de los Andes centrales se extiende desde la cuenca del Aconcagua hasta la cuenca del Maule, lo que también es conocido como Andes semiáridos. El área glaciar en esta macrorregión es de 854.75 km². En particular, la presencia de glaciares es más notable entre el glaciar Juncal Norte y el glaciar Universidad, en la cuenca del Rapel, siendo el glaciar Universidad el de mayor dimensión en esta zona (DGA, 2022).

La subcuenca del río Azufre está ubicada en la región de Libertador General Bernardo O'Higgins, a 55 km al este de la comuna de San Fernando, adyacente al glaciar Universidad (Figura 1.1). Para acceder al área de estudio, desde San Fernando se debe seguir la ruta I-45, luego de 50 km se llega a la confluencia de los ríos Tinguiririca y Azufre, donde se debe tomar el camino hacia el noreste que dirige al valle del río Azufre, a partir de ahí el acceso es controlado por la hidroeléctrica Hydro Chile.

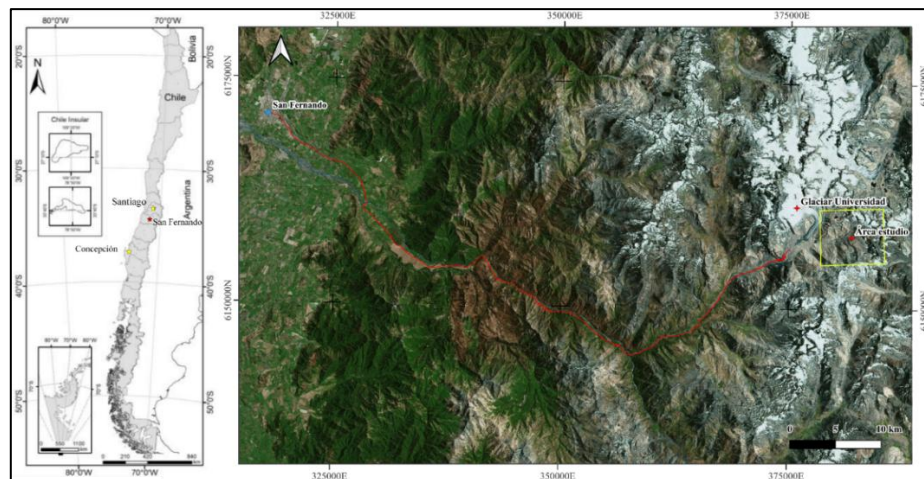


Figura 1.1: Mapa de ubicación y acceso del área de estudio en la subcuenca del río Azufre. Imagen de Google Satellite (2019). Elaboración propia.

De acuerdo con el inventario de cuencas y subcuencas realizado por la DGA en 2014, el área de estudio se encuentra emplazada dentro de la cuenca del río Rapel (código 060), en la subcuenca del río Tinguiririca Alto (código 0602), en donde dentro de esta se encuentra la subcuenca del río Azufre (código 06023) con un área de 167 km² (Figura 1.2).

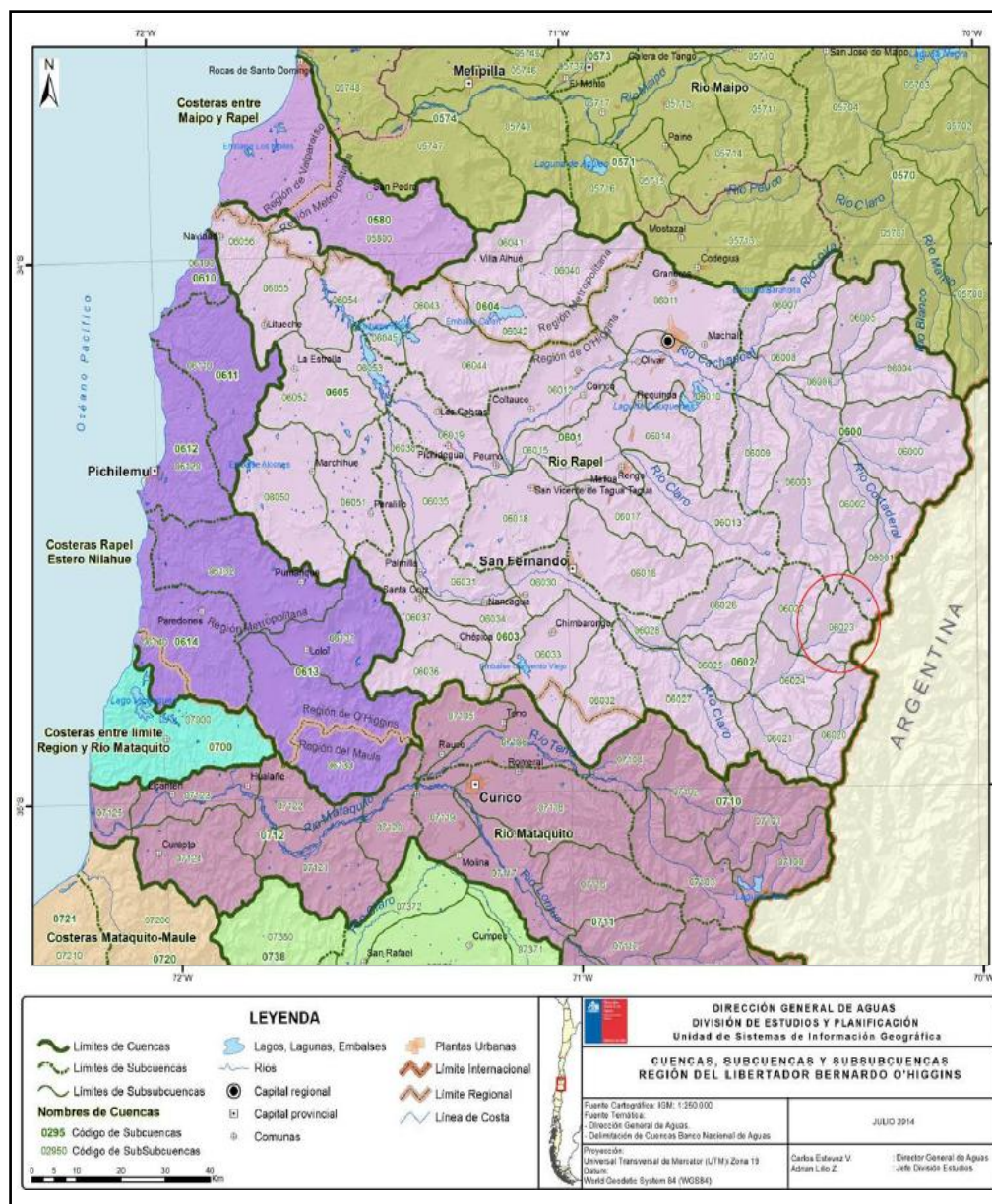


Figura 1.2: Mapa de cuencas y subcuencas de Dirección General de Aguas (DGA). Demarcado con círculo rojo el área de estudio inventariado bajo la categoría de subsubcuenca del río Azufre (código 06023). Modificado de inventario cuencas y subcuencas DGA (2014).

1.4 GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología montañosa es clave para entender las interacciones atmósfera-criósfera en relación a los cambios climáticos (Fernández *et al.*, 2023; García *et al.*, 2014; Knight & Harrison, 2014; Lira *et al.*, 2022; Mackintosh *et al.*, 2017). La abrupta topografía presente en los Andes de Chile central es característica de una tectónica activa, vulcanismo y la presencia de diversas geoformas glaciares y periglaciares como modeladores del paisaje (Fernández *et al.*, 2023). El área de estudio se encuentra al NE del glaciar Universidad, el cual posee un rango altitudinal de ~2.500 a 4.540 ms.n.m. cubriendo un área de 26 km² (Dirección General de Aguas, 2022), convirtiéndolo en el glaciar más grande de los Andes de Chile central (Fernández *et al.*, 2023).

La subcuenca del río Azufre corresponde a un relieve montañoso ubicado en la unidad morfoestructural de la Cordillera Principal, emplazado a ~2.500 ms.n.m. con elevadas cumbres que varían desde los 3.300 a 4.500 ms.n.m. En esta área se encuentra un glaciar que, hasta 1955, constituía una única masa glaciar, pero que actualmente se encuentra fragmentado en cuatro secciones (Dirección General de Aguas, 2022; Figura 3.a). Estas geoformas se encuentran en disposición N-S y abarcan un total de 5,441 km² (Dirección General de Aguas, 2022). El actual balance negativo de masa de los glaciares da lugar a lenguas glaciares cubiertas de detritos, que podrían evolucionar hacia morenas con núcleo de hielo y, eventualmente, hacia morenas de hielo muerto cuando el hielo finalmente se haya derretido (Fernández *et al.*, 2022; García *et al.*, 2014), por esto, los fondos de los valles se caracterizan por un terreno accidentado originado por la degradación *in situ* del hielo inactivo cubierto de detritos. Algunos estudios han propuesto que la transición de glaciares descubiertos a glaciares cubiertos de detritos podría terminar desarrollando glaciares rocosos en respuesta a un clima cálido/seco (Anderson *et al.*, 2018; Janke *et al.*, 2015). Los glaciares rocosos son características propias de ambientes periglaciares y de condiciones de permafrost.

Dada las características de la zona, el hielo cumple un rol fundamental como agente de erosivo y modelador del paisaje. Por esto, es posible observar geoformas tanto de origen glaciogénico (glaciar), como criogénico (periglaciar). Los glaciares rocosos son características propias de entornos periglaciares y condiciones de permafrost (Barsch, 1996; Capps, 1910; Wahrhaftig & Cox, 1959), aunque su génesis y variedad son objeto de debate. La controversia sobre el origen y la

dinámica de los glaciares rocosos en los Andes semiáridos ha sido abordada por diversos autores (Azócar & Brenning, 2010; Brenning, 2005; Brenning & Trombotto, 2006; Ferrando & Sarricolea, 2020; Janke *et al.*, 2015; Monnier *et al.*, 2014; Monnier & Kinnard, 2012, 2015, 2017), reconociendo que estas geoformas son clave para comprender los mecanismos de la criósfera montañosa y la transición del paisaje de entornos glaciares a paraglaciares y periglaciares (Clark *et al.*, 1998; Giardino & Vitek, 1988; Knight, 2019; Knight *et al.*, 2019; Monnier & Kinnard, 2012). Dentro de las geoformas que se pueden observar en el área de estudio se encuentran los glaciares de montaña, circos glaciares, morrenas, protalus rampart, protalus lobulados, laderas de gelifluxión y la presencia de glaciares cubiertos de detritos y glaciares rocosos (Figura 1.3b; 1.3c; 1.3d).

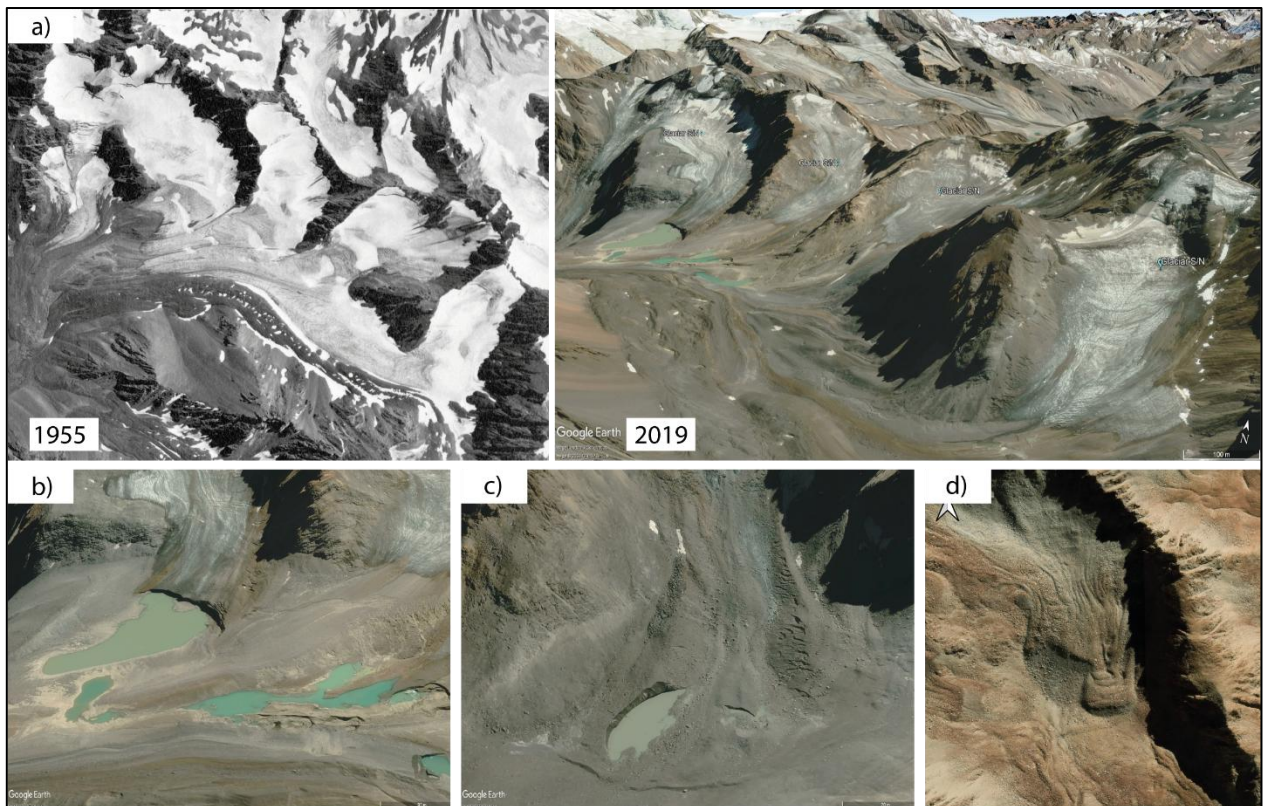


Figura 1.3: Hielo como agente de erosivo y modelador del paisaje en subcuenca del Río Azufre. (a) Imagen comparativa del año 1955 y 2019 que demuestra la existencia de un gran glaciar de valle. (b) Termokarst. (c) Glaciar cubierto de detritos. (d) Glaciar rocoso. Imagen de Google Earth Pro (2019).

1.5 CLIMA

Los Andes semiáridos se extienden entre los 27°- 35° S, es una zona de transición entre la región extremadamente árida (al norte de 25°S) y el clima húmedo (al sur de 40°S), esto debido a la Diagonal Árida que separa los patrones de precipitación de verano que vienen de los trópicos hacia

el norte y las precipitaciones invernales que vienen de las corrientes del oeste hacia el sur (Garreaud *et al.*, 2009; Figura 1.4). La precipitación a gran altitud (~ 4000 ms.n.m.) cae mayormente durante el invierno austral (mayo a agosto) y varía desde ~ 200 mm en los sectores de más al norte, hasta 700–800 mm cerca de los 35°S (Schaffer *et al.*, 2019).

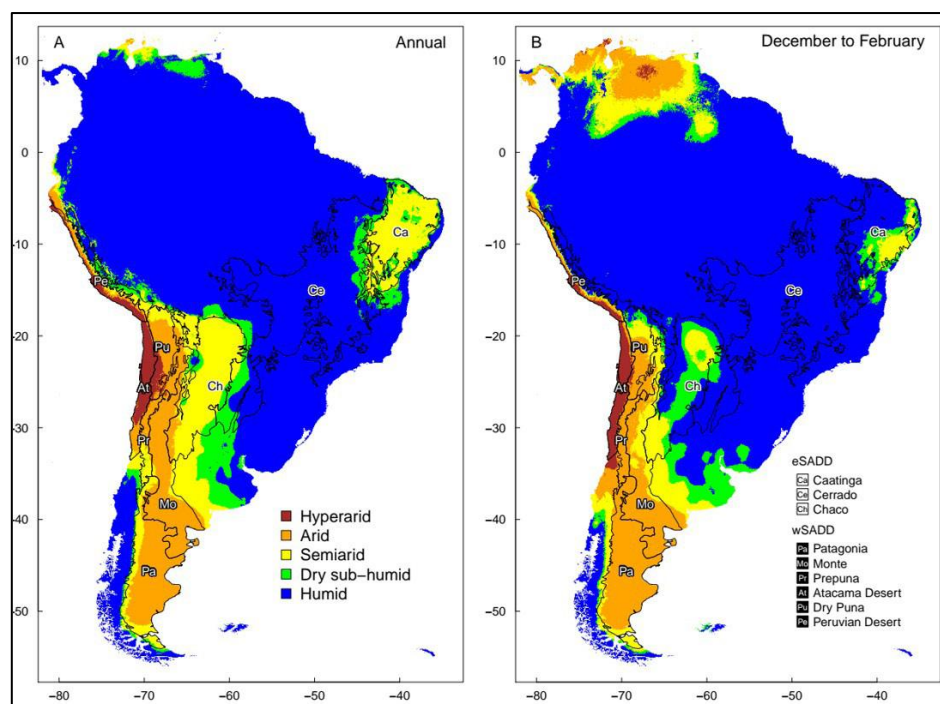


Figura 1.4: Distribución de la Diagonal Árida en América del Sur. (A) calculado para valores anuales. (B) calculado para el verano austral. Extraído de Luebert, 2021.

El extremo sur de los Andes semiáridos ($\sim 32^\circ - 35^\circ\text{S}$) es una zona de transición entre condiciones semiáridas y templadas (Bown *et al.*, 2008). Las precipitaciones son controladas por El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), con precipitaciones superiores a la norma que a menudo ocurren durante los años de El Niño y menores precipitaciones durante los años de La Niña (Schaffer *et al.*, 2019). Con la excepción del área glacial, los Andes de Chile Central están normalmente libres de nieve a finales del verano/principios del otoño. De acuerdo con Garreaud *et al.* (2017) las tormentas sucesivas durante el invierno (nivel de congelación promedio de 2.300 ms.n.m.) acumulan una capa de nieve estacional que alcanza su máxima extensión a finales del invierno (agosto-septiembre). La falta de tormentas importantes y el aumento general de la temperatura del aire y la radiación solar de primavera a verano reducen la capa de nieve que alimenta los ríos en Chile Central (Garreaud *et al.*, 2017).

En base a la clasificación realizada Köppen-Geiger y corregida por Sarricolea *et al.*, (2017), específicamente la zona cordillerana de la región de O'Higgins, donde se ubica el área de estudio, presenta un clima mediterráneo de lluvia invernal de altura (Csb(h)), seguido de un clima mediterráneo frío de lluvia invernal (Csc), donde en las altas cumbres predomina el clima de tundra de lluvia invernal (ET(s); Figura 1.5).

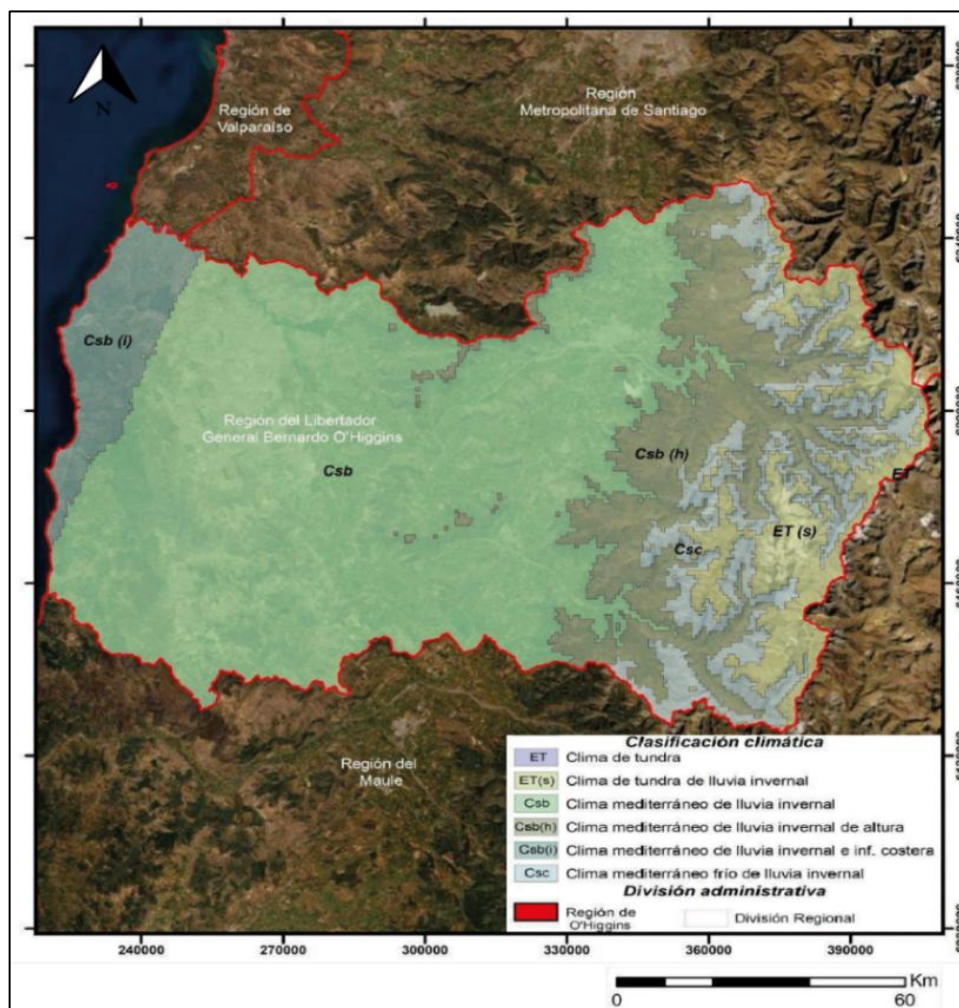


Figura 1.5: Mapa de clasificación climática de la región Libertador Bernardo O'Higgins. (ET) Clima de tundra. (ET(s)) Clima de tundra de lluvia invernal. (Csb) Clima mediterráneo de lluvia invernal. (Csb(h)) Clima mediterráneo de lluvia invernal de altura. (Csc) Clima mediterráneo frío de lluvia invernal. (ET(s)) Clima de tundra de lluvia invernal. Extraído de Gutiérrez, 2020. Modificado.

1.5.1 ANDES SEMIÁRIDOS

A lo largo del siglo XX, la precipitación total ha disminuido y la desertificación ha sido reconocida internacionalmente como un problema crítico en los Andes semiáridos (Schaffer *et al.*, 2019). Esta región ha sido afectada por un período extremadamente seco desde 2010, lo que llevó a un déficit de precipitaciones del 25 al 45% (Garreaud *et al.*, 2017; Figura 1.6). Esto es motivo de gran preocupación, puesto que, los recursos hídricos son esenciales para el consumo humano, la agricultura, la industria, la energía hidroeléctrica, la preservación de la naturaleza y vida en la Tierra. La disponibilidad de agua está en una situación precaria, ya que se espera que la demanda de recursos hídricos aumente en el futuro (Schaffer *et al.*, 2019). Debido a su duración y extensión espacial, este período seco ha sido descrito como sin precedentes en el registro histórico, y ha impactado fuertemente en el flujo de ríos, los volúmenes de embalses, las aguas subterráneas, la evapotranspiración y los ecosistemas de la región (Garreaud *et al.*, 2017).

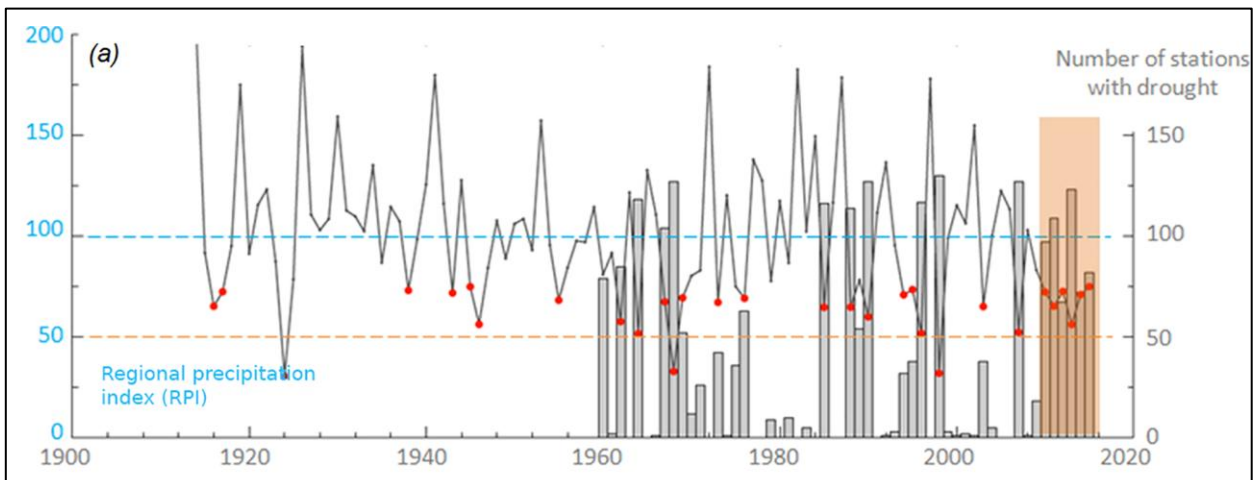


Figura 1.6: Megasequía en Chile central. Series temporales del índice de precipitación regional anual (RPI), los círculos rojos indican años de sequía, en naranja periodo de mega sequía (MD) del 2010 en adelante. Extraído de Garreaud *et al.*, 2017.

Se espera que la temperatura global aumente entre 1.1 y 2.6 °C en relación con el promedio de 1986–2005 para un escenario de aumento de la temperatura moderado hacia finales del siglo XXI (Garreaud *et al.*, 2017; Schaffer *et al.*, 2019). Las áreas de alta montaña se prevé que experimenten los mayores aumentos de temperatura. Se proyecta que el deshielo ocurrirá a inicios de primavera para un clima más cálido, adelantando el peak del caudal de los ríos y resultando en una menor disponibilidad de agua cuando la demanda sea mayor en verano y otoño (Schaffer *et al.*, 2019).

La criósfera es altamente susceptible a todos estos cambios, lo que se ve evidenciado en una significativa disminución en la cobertura de nieve y en su duración, aumentando la elevación de la isoterma cero sobre los Andes Centrales (Cortés & Margulis, 2017; Malmros *et al.*, 2018) y, por consiguiente, generando una disminución en el volumen de los glaciares de esta región, en donde en algunos casos, las tasas de adelgazamiento casi se han triplicado (Fariás-Barahona *et al.*, 2020; Ayala *et al.*, 2020).

Las proyecciones futuras indican que, con el incremento de las emisiones de gases de efecto invernadero, la frecuencia de períodos secos similares a la actual megasequía podría aumentar, ocurriendo aproximadamente cada 20 años (Rojas *et al.*, 2016; Ayala *et al.*, 2020). Esto resulta muy relevante considerando que los sistemas glaciares son capaces de registrar en poco tiempo las consecuencias de dichas anomalías. Sin duda, la combinación de una población en crecimiento junto a una mayor dependencia de una criósfera en disminución producto al aumento de la demanda de agua, requiere una gestión cuidadosa de los recursos hídricos (Beniston, 2003).

1.6 AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecer a mi profesor guía Dr. David Fariás-Barahona por darme la oportunidad de desarrollar mi memoria en torno a la criósfera en el marco del proyecto Fondecyt 3230146 “*Rock glaciers at the Azufre sub-basin (34.3°S – 70.2°W). Understanding their dynamics at the southern margin of the mountain permafrost region, Semiarid Andes of Chile*”. Estoy muy agradecida por todo el conocimiento, apoyo y oportunidades que me brindó a lo largo de este recorrido. Sin su ayuda, motivación y gran vocación esto no habría sido posible. Gracias por confiar en mí y siempre motivarme a más. También agradezco a mi co-guía el Dr. Juan Luis García que, junto a David, con el proyecto Fondecyt 1241043 “*Rock glaciers in the Subtropical Semiarid Andes of Chile: Untangling their origin, age, and paleoclimate significance*” y el proyecto semilla VRID-UdeC 2023000810INI, me dieron la oportunidad de asistir al Summer School “*Mountain Permafrost in the Anthropocene*” que tuvo lugar en Dolomitas, Italia, durante septiembre del 2024. Esta instancia impulsó aún más mi motivación por continuar con la investigación en el área de la criósfera. Extiendo mis agradecimientos al gran equipo de Criósfera Udec por ser siempre una grata compañía, por generar distintas instancias de apoyo y buenas conversaciones. Agradecer también

a Gonzalo Durán por sus recomendaciones y buena disposición para resolver dudas durante el proceso final de esta memoria.

Quiero expresar la más profunda gratitud a mi familia, en especial a dos de las personas más importantes en mi vida, mi mamá y papá, quienes estuvieron apoyándome incondicionalmente a la distancia durante este largo proceso. Agradezco a la vida las hermosas amistades que he forjado en mi paso por Concepción, mis amigas y amigos de la universidad que hicieron que todo el proceso fuera más ameno. A mis amigas de escalada, mi segunda familia, que sin duda han marcado un antes y después en mi vida, gracias por el inmenso apoyo y la incondicionalidad en el viaje de la vida. Por último, no puedo dejar de mencionar la escalada y toda su gente, que ha mantenido mi salud mental casi intacta por los últimos tres años, gracias por constantemente recordarme la importancia del presente, de disfrutar, conectar con la naturaleza, el movimiento, la mente y los pequeños detalles de la vida. Gracias por hacerme sentir que, a pesar de todo, la vida es bonita y que vale la pena vivirla.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

2.1.1 CORDILLERA PRINCIPAL

El área de estudio se encuentra emplazada en el segmento de la Cordillera Principal (33°S a 39°S; Figura 2.1), que es conformada por rocas cenozoicas correspondientes a las formaciones Abanico (Coya-Machalí) y Farellones, las cuales se extienden por toda la morfología; y por rocas de edad Mesozoica con una importante deformación que se distribuyen en su flanco más oriental principalmente, que corresponden a las formaciones Nacientes del Teno, Río Damas, Leñas Espinoza y Baños del Flaco (Farías *et al.*, 2008). El acortamiento y la deformación en la Cordillera Principal ha generado altitudes desde los 1.000 ms.n.m. hasta los 6.000 ms.n.m. (Lavenu *et al.*, 2008).

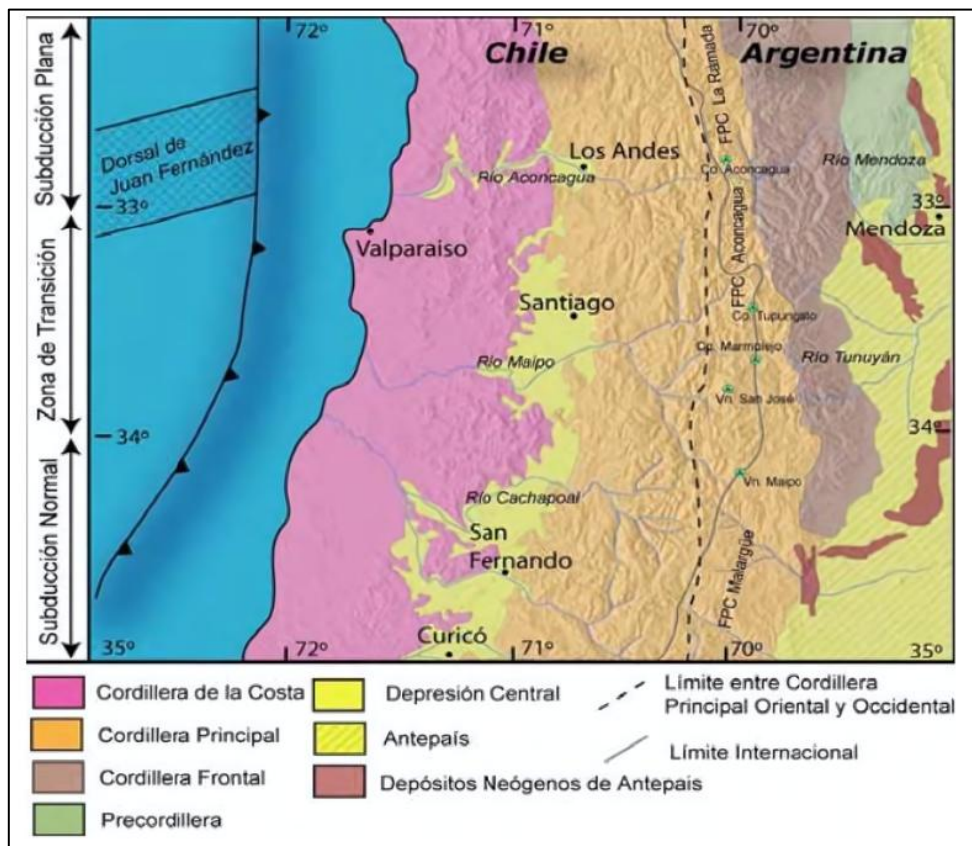


Figura 2.1: Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. (Charrier y Muñoz (1994); Giambiagi *et al.*, (2001); Giambiagi *et al.*, (2003) y Tassara y Yañez (2003), como se citó en Escribano (2008)).

2.2 ESTRATIGRAFÍA

2.2.1 FM. COYA-MACHALÍ

La Formación Coya-Machalí es la única unidad estratificada que aflora en la zona de estudio (Figura 2.2). Es definida por Klohn (1960) y corresponde a estratos que forman una franja NS de 15 a 20 km de ancho a lo largo del borde occidental de la Cordillera Principal. Su localidad tipo corresponde a una franja EW entre las localidades de Machalí y Coya (Charrier & Munizaga, 1979).

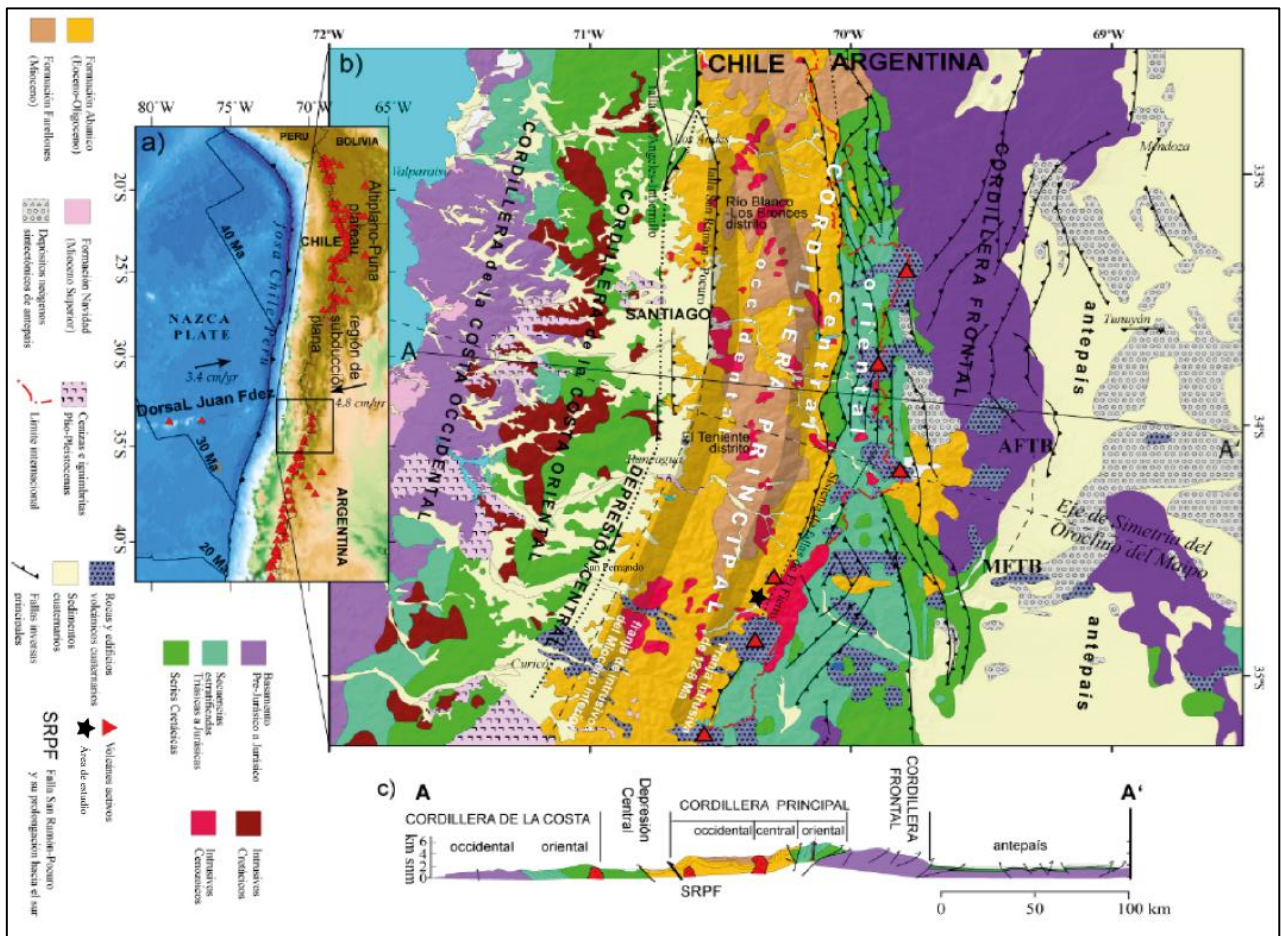


Figura 2.2: Mapa Geológico Regional. Basado en SEGEMAR (1997), Godoy et al. (1999), SERNAGEOMIN (2002), Charrier et al. (2002; 2005), Giambiagi et al. (2003), Fock (2005). Extraído de Farías *et al.*, 2007 (modificado).

Está constituida de rocas volcánicas con intercalaciones sedimentarias lacustres, alcanzando un espesor total de 3.000 metros. Las rocas volcánicas corresponden a brechas, tobas y lavas de carácter andesítico y riolítico. Las rocas sedimentarias corresponden a conglomerados, areniscas y limolitas (Charrier & Munizaga, 1979). Se sobrepone de forma discordante con algunas formaciones más antiguas, tales como, Formación Río Damas y Formación Colimapu, mientras

que, en su parte superior, la Formación Farellones sobreyace de forma discordante. En la zona del río Aconcagua es correlacionable a la Formación Abanico (Klohn, 1960) y su equivalente en la Cordillera de la Costa es la Formación Las Chilcas (Charrier, 1973). Data una edad Eoceno superior-Oligoceno inferior (Charrier *et al.*, 1994).

2.2.2 DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS

Depósitos Fluviales

Se encuentran junto a los cauces de flujos de agua formando terrazas en algunas zonas; son polimícticos de clastos sub-angulosos a redondeados de tamaños bloque a limos (Thiele, 1980).

Depósitos Coluviales

Presentes en las laderas de los valles dentro del área de estudio, donde se depositan escombros coluviales provenientes de afloramientos de roca cercanos a las cumbres de las laderas y en algunos casos formando abanicos coluviales (Thiele, 1980).

Depósitos Periglaciares

Los procesos periglaciares y criogénicos tienen lugar normalmente por sobre los 3.300 ms.n.m., que es aproximadamente coincidente con la isoterma (MAAT) de 5 °C. Sobre esta altitud, los procesos de congelamiento y descongelamiento son los dominantes, lo que generan geoformas particulares de este ambiente (Merino & Pino, 2020). Estas geoformas se caracterizan por poseer detritos de muy mala selección, angulosos, con bloques que pueden tener dimensiones métricas, hasta arenas y limos en la matriz. Normalmente el frente presenta un cambio en la coloración respecto a la parte superficial, este es más claro, debido los procesos de reptación y de hielo-deshielo (Merino & Pino, 2020). Además, puede presentar crioselección, como lo indican Trombotto *et al.* (2014), donde el material fino es erosionado en la superficie y restan solo bloques.

Depósitos Glaciares

Las geoformas de erosión glacial de gran escala corresponden a los valles o artenas glaciares y a los circos glaciares que se encuentran en las cabeceras de la mayoría de las quebradas. Además, existen evidencias de pequeña escala como estrías, pulimento glacial y rocas aborregadas (Merino

& Pino, 2020). En el área se pueden encontrar morrenas de fondo, frontales y laterales. Corresponden a depósitos polimícticos mal seleccionados, con clastos angulosos de tamaño variable, desde limo-arcillas hasta tamaño bloque (Thiele, 1980).

3. MARCO TEÓRICO

3.1 CRIÓSFERA

La criósfera es uno de los muchos sistemas que componen el planeta Tierra y engloba a todos los cuerpos donde el agua se encuentra en estado sólido. Incluye nieve, glaciares, casquetes de hielo, *permafrost*, campos de hielo, hielo de lagos, ríos, entre otros (Figura 3.1). Esta forma importantes reservorios de agua dulce, lo que abastece de recursos hídricos a gran parte de la población mundial (Barnett *et al.*, 2005). La criósfera también desempeña un rol crucial en el equilibrio energético de la Tierra y se retroalimenta constantemente de otros sistemas como la hidrósfera y la atmósfera (Grannas *et al.*, 2013).

Fuera de las regiones ártica y antártica, la criósfera se concentra principalmente en áreas de gran altitud. Esta característica impone desafíos significativos para los investigadores, quienes a menudo enfrentan dificultades de acceso a terrenos empinados y accidentados. En este contexto, las tecnologías de teledetección adquieren un papel fundamental en el estudio de la criósfera (Rivera *et al.*, 2016). Estas herramientas son esenciales para analizar el avance y retroceso de los glaciares, llevar a cabo monitoreos, cuantificar e inventariar glaciares rocosos, y evaluar su respuesta frente al cambio climático.

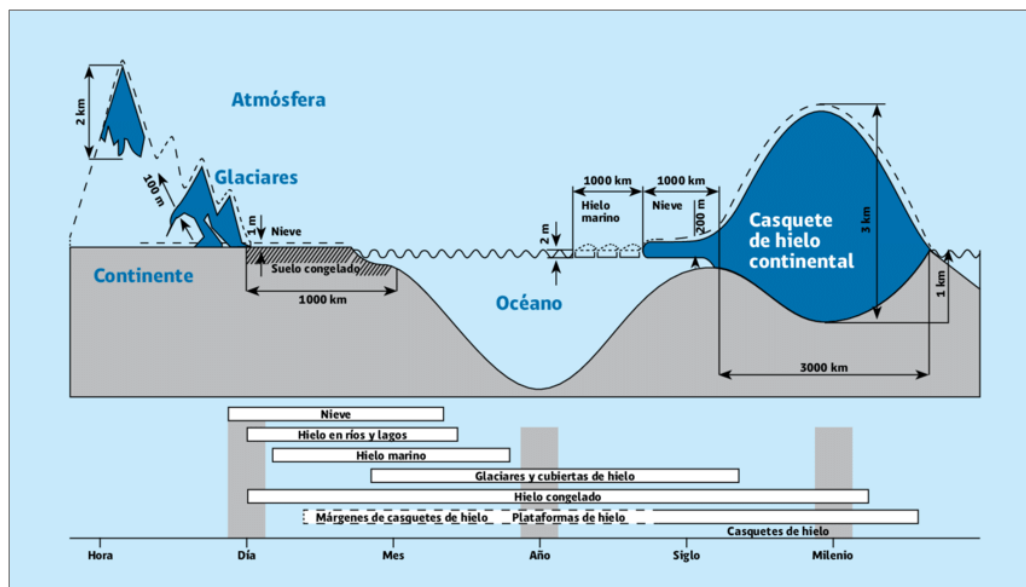


Figura 3.1: Esquema de componentes de la criósfera. Diferenciados por temporalidad y tamaño. (IPCC, 2013). Extraído de Rivera *et al.*, 2017.

3.2 CONCEPTO GENERAL DE GLACIARES

Existen múltiples definiciones de glaciar, destacando la propuesta por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2001), que lo define como “una masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes; la topografía del lecho de roca es el factor que ejerce mayor influencia en la dinámica de un glaciar y en la pendiente de su superficie. Un glaciar subsiste merced a la acumulación de nieve a gran altura, que se compensa con la fusión del hielo a baja altura o la descarga en el mar. Los glaciares así definidos, pueden adquirir numerosas formas, desde glaciares que producen témpanos en fiordos y lagos como los ubicados en el extremo sur de Sudamérica, que corresponde a la imagen popular de un glaciar, hasta los llamados glaciares rocosos, que corresponden a masas de hielo mezcladas con rocas en proporciones variables y cubiertos por una capa de detritos, presentando una morfología superficial que evidencia el flujo del hielo subyacente (Rivera *et al.*, 2017).

De acuerdo con Rivera *et al.* (2017), los glaciares pueden ser clasificados según diversos criterios, ya sean morfológicos/físicos, según el tipo de cobertura superficial que posean, la zona de acumulación, el tipo de frente e incluso la temperatura (Figura Anexo 3.2). En Janke *et al.* (2015) se presenta en base a múltiples investigaciones una clasificación general para los Andes centrales, la cual se presenta en 3 subdivisiones: glaciares descubiertos o blancos, donde el hielo es claramente visible con muy poco porcentaje de detritos internos o externos; glaciares cubiertos de detritos, los cuales poseen una superficie cubierta parcialmente a totalmente por un manto morrénico de diferentes espesores; glaciares rocosos, los cuales se caracterizan por poseer, además de un manto detrítico superficial grueso, un interior caracterizado por una mezcla de hielo y sedimentos de diferente granulometría y en porcentajes de proporción variables.

Respecto a esta última clasificación, es importante destacar que es un tema controversial desde el inicio de las investigaciones en glaciares rocosos en la década de 1950. En efecto, Barsch (1996) explica en su libro “Rock-glaciers” que esta discusión ha tenido aportes de varios grupos de investigadores quienes postulan dos posibles orígenes: uno periglacial o criogénico y otro glacial. En tal sentido, los glaciares rocosos de origen periglacial son el producto del

movimiento del permafrost; y los glaciares rocosos de origen glacial, son aquellos que derivan de glaciares blancos que se van cubriendo de detritos, incrementando el porcentaje con relación al hielo en su interior (Ferrando, 2003).

3.3 AMBIENTE PERIGLACIAL

El término periglacial fue introducido por primera vez en la literatura (Von Lozinsky, 1912) durante una excursión a Spitsbergen (Svalbard, Noruega) durante el XI Congreso Geológico Internacional en 1909, en sustitución del término “circunglacial”, para referirse a las condiciones climáticas y geomorfológicas de las zonas periféricas a los grandes casquetes de hielo pleistocenos, especialmente en las regiones montañosas de Europa central. En su sentido original, el término era empleado para caracterizar geoformas relictas que indicaran la actividad pasada de procesos geomorfológicos en ambientes fríos. Posteriormente su significado se fue ampliando y hoy en día se emplea tanto para describir todo tipo de procesos debido a la acción de ciclos de congelamiento/descongelamiento en regiones frías (excepto aquellos relacionados con la acción directa de glaciares), así como para designar a los ambientes fríos en los que se producen estos procesos, independientemente de su posición geográfica y capacidad para desarrollar paisajes característicos (French, 2017).

Se consideran dos criterios diagnósticos para los ambientes periglaciares. En primer lugar, hay congelamiento y descongelamiento de los suelos. Según J. Tricart (1968, en French, 2017), “el medio morfogenético periglacial es aquel donde la influencia de las oscilaciones de hielo-deshielo es dominante”. En segundo lugar, hay presencia de suelo perennemente congelado o *permafrost*. Según T. L. Péwé (1969, en French, 2017), “el *permafrost* es el denominador común del ambiente periglacial y está prácticamente siempre presente en la zona periglacial activa”. Por lo que a grandes rasgos el ambiente periglacial hace referencia a accidentes geográficos, climas, procesos geomórficos o ambientes, en contextos helados no glaciares (Bishop *et al.*, 2011).

La geomorfología periglacial se enfoca en el estudio de paisajes, formas del terreno, sedimentos y estructuras del suelo que se han formado en entornos fríos no glaciares. A diferencia de otras áreas de la geomorfología, el paisaje en ambientes periglaciares se caracteriza por la presencia de suelo perennemente congelado (*permafrost*) y/o congelamiento y descongelamiento cíclico del suelo en

escalas de tiempo que van desde diurnas hasta milenarias (Ballantyne, 2018). La terminología establecida y recomendada por la *International Permafrost Association* (IPA), considera que la presencia de permafrost no es un prerrequisito para definir el ambiente periglacial. Sin embargo, para los geocriólogos que trabajan dentro del ámbito de la Cordillera de los Andes, es una condición *sine qua non* para delimitar al mismo (Tapia, 2018).

El estudio de estos ambientes tiene una gran relevancia para el correcto manejo de recursos naturales, como lo es el caso del agua y para la prevención de remociones en masa. Aunque la ocupación humana en ambientes periglaciares es escasa, bajo una estimación prudente habitarían entre 7 a 9 millones de personas a nivel global en estos ambientes, si el calentamiento climático aumenta según lo previsto, los asentamientos humanos y el medio ambiente a nivel se verán afectados a largo plazo (Bishop, *et al.*, 2011). Por ejemplo la degradación del permafrost puede influir en cambios ambientales y perturbaciones locales, como la inestabilidad de las laderas, el aumento de la movilización de material rocoso que puede desencadenar posteriormente remociones en masa de mayor escala (Keuschnig *et al.*, 2017), la alteración de los regímenes hidrológicos y de la calidad del agua (Jin *et al.*, 2022), hundimiento por deshielo como los procesos termokársticos (Misra & Kidanu, 2023) y en entornos periglaciares alpinos puede dañar infraestructura recreativas de altura (Gruber & Haeberli, 2007).

3.4 PERMAFROST

El término “*permafrost*” fue dado por el geólogo S. W. Müller como “suelo permanentemente congelado”, cuando tuvo que aconsejar en la construcción de la Carretera de Alaska en la Segunda Guerra Mundial al Cuerpo de Ingenieros del Ejército de EE. UU (Müller, 1943).

El permafrost es el suelo, roca o sedimento que se mantiene o está bajo los 0°C durante al menos dos años consecutivos, a diferencia de la definición inicial dada por Müller (1943) como “suelo permanentemente congelado” es más acorde el “suelo criótico perenne” como sinónimo de permafrost, ya que el permafrost puede estar congelado, parcialmente congelado o no congelado, según el contenido y del estado hielo/agua (French, 2017). Dependiendo del caso es útil hacer la diferencia entre la temperatura (lo termal) y el estado (congelado o no congelado) del permafrost. El término permafrost “seco” es usado particularmente en la literatura sobre regiones polares y

subpolares desérticas del hemisferio norte y de la Antártica, cuando se hace referencia al permafrost que no contiene agua ni hielo libre (Van Everdingen, 1976; Bockheim & Tarnocai, 1988).

Se considera que la estructura del suelo en zonas con permafrost está compuesta por tres capas: la capa activa, la capa de transición y el permafrost subyacente (French & Thorn, 2006; French, 2017; Figura 3.2). La capa activa es la capa superficial del terreno que presenta ciclos anuales de congelamiento y descongelamiento. La profundidad de la capa activa puede variar considerablemente de un año a otro. Si el régimen térmico del suelo ya no se encuentra en equilibrio climático de largo plazo, la principal respuesta de la capa activa es aumentar su espesor (French, 2017; Tapia, 2018).

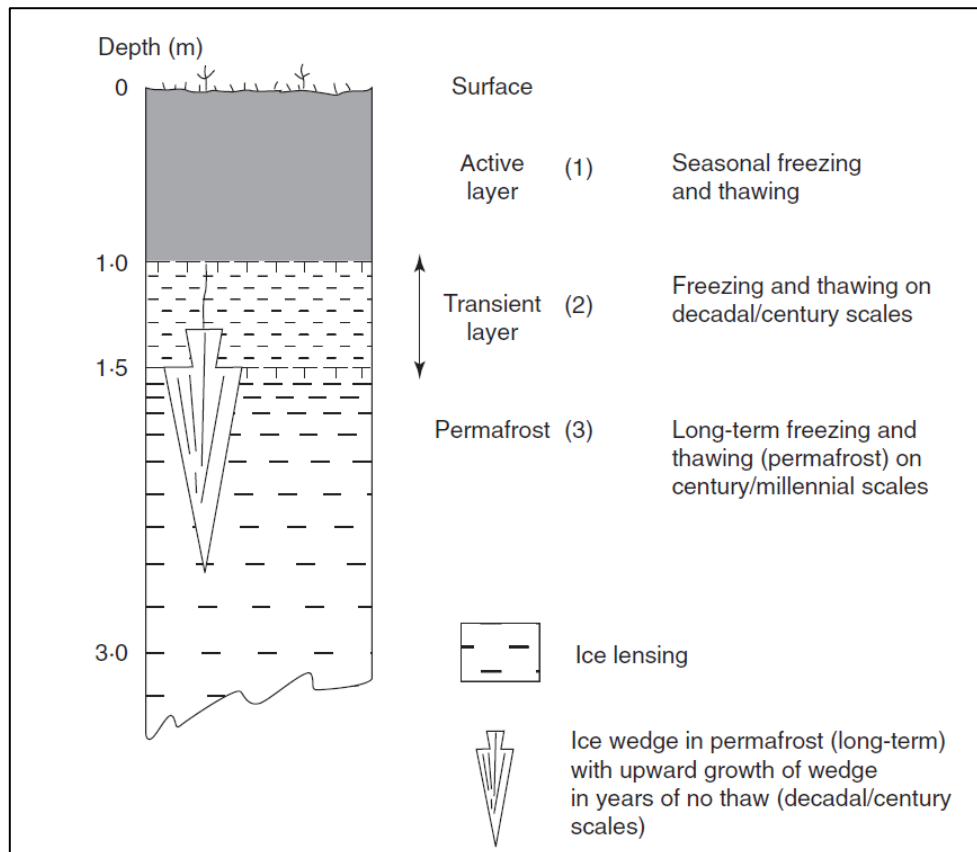


Figura 3.2: Esquema conceptual sobre la estructura de un suelo congelado con permafrost. Se reconocen tres capas: activa, transicional y permafrost. Extraído de French & Thorn, 2006.

La capa de transición según Shur et al. (2005) es una capa sub-superficial somera, rica en hielo subterráneo, que marca la posición a largo plazo del contacto entre la capa activa y el tope del

permafrost; según ciertas condiciones puede ser considerada como la parte más somera del permafrost o como parte de la capa activa (Trombotto *et al.*, 2014). La capa de transición es importante para la estabilidad del permafrost porque actúa como capa *buffer* entre la capa activa y el permafrost rico en hielo, protegiendo al hielo de las capas inferiores del derretimiento durante los años más cálidos. Por debajo de esta capa, el derretimiento es mucho menos frecuente y responde a una deriva climática, modificación de la capa activa o cambios en la cubierta vegetal (Tapia, 2018).

Las grandes extensiones de permafrost se encuentran en zonas de altas latitudes y altitudes, y se clasifican en permafrost polar (como en las regiones árticas), permafrost alpino (en áreas montañosas) y permafrost de meseta (en regiones de gran altura). Sin embargo, el permafrost también puede presentarse a grandes altitudes en latitudes medias y bajas. Dado que hay montañas en las regiones polares y cadenas montañosas que se extienden hacia estas áreas, a veces es difícil distinguir entre el permafrost polar y el permafrost alpino/andino. En este contexto, el término “permafrost de montaña” se usa cada vez más para referirse tanto al permafrost alpino/andino como al permafrost polar de montaña (Cheng & Dramis, 1992).

El permafrost de montaña (alpino; Figura 3.3) involucra implícitamente la consideración de pendientes pronunciadas, radiación y orientación solar, y la nieve. Al igual que el permafrost polar, el control más importante sobre el permafrost de montaña es el clima, que depende de la ubicación geográfica de las montañas, es decir, de su latitud, altitud y distancia del océano (French, 2017).

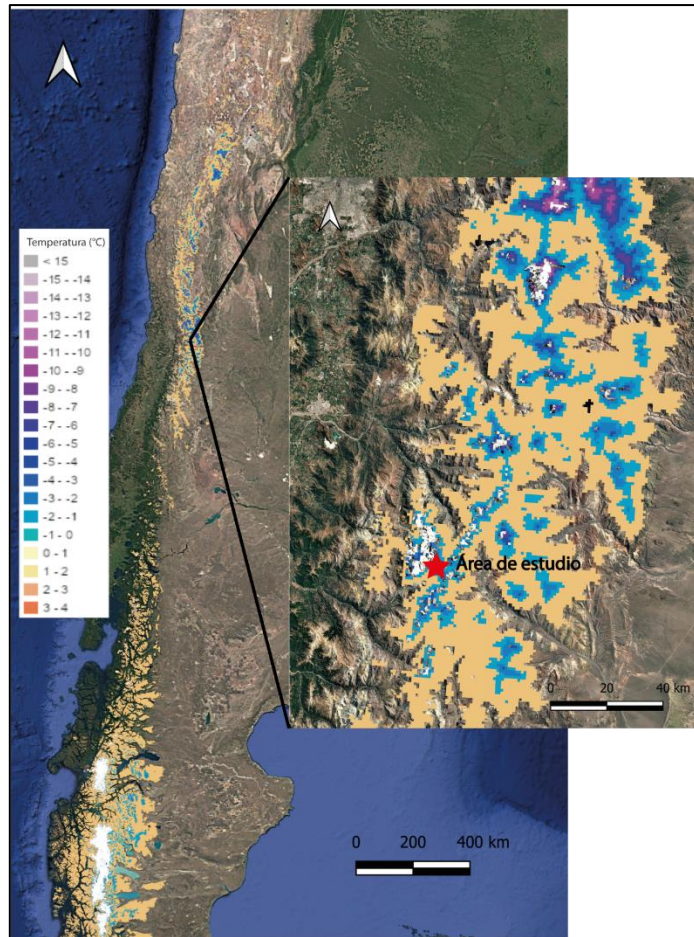


Figura 3.3: Permafrost en los Andes centrales. Mapa de temperatura suelo que proporciona las temperaturas anuales medias del suelo modeladas (MAGT) en la cima del permafrost para los Andes con una resolución espacial de 1 km. Se asigna una probabilidad de permafrost (valores de 0 a 1).

3.5 GLACIARES ROCOSOS

Corresponden a geoformas que contienen tanto hielo intersticial como núcleos de hielo (Kotlyakov & Komarova, 2007). Poseen una geometría en forma de lengua o lóbulo, cuya estructura interna está constituida por una mezcla de hielo (40-60%), roca y sedimentos finos, que se desplazan lentamente ladera o valle abajo, a velocidades que varían entre los $10-150 \text{ cm a}^{-1}$ (Azócar & Brenning, 2010). Sus tasas de flujo son inferiores en comparación a las de los glaciares blancos, ya que la proporción de hielo versus volumen total puede ser inferior al 50%, además, la mayoría de los glaciares de roca son menos sensibles al cambio climático que los glaciares descubiertos, debido a su alta concentración de rocas y escombros, que les proporciona protección (Janke *et al.*, 2015).

El origen de los glaciares rocosos es un tanto controversial, ya que existen discrepancias en cuanto a su definición (Berthling, 2011). Rangecroft et al. (2015) los definen como formas de relieve criosférico con forma de glaciar, compuestas por una mezcla de escombros angulares y un núcleo de hielo o de partículas finas cementadas por hielo, generalmente con un patrón de superficie caracterizado por crestas y surcos. Jones et al. (2018) describen los glaciares de roca como formas de relieve criosférico producto del deslizamiento gravitacional de acumulaciones de escombros sobresaturadas de hielo que pueden tener un origen glaciar, mientras que otros, como Barsch (1996), Haeberli et al. (2006) o Robson et al. (2020), los definen como formas de relieve de material no consolidado y rico en hielo que son manifestaciones visibles del permafrost. Debido a este debate, Schaffer et al. (2019) distinguen tres clases de glaciares de roca según su origen: los glaciares de roca glaciogénicos que se forman a partir de glaciares cubiertos de escombros; los glaciares de roca criogénicos que se forman a partir de procesos geológicos asociados con el permafrost; y los glaciares de roca poligénicos tienen un origen combinado glaciogénico y criogénico (Schaffer *et al.*, 2019).

Anteriormente, se pensaba que los glaciares de roca eran una forma de glaciares cubiertos de detritos. Desde entonces, se han establecido varias diferencias fundamentales (Kääb, 2007). Mientras que los glaciares cubiertos de detritos están compuestos casi exclusivamente de nieve y hielo (Schaffer *et al.*, 2019) con una capa de escombros delgada y discontinua (Monnier & Kinnard, 2017), los glaciares de roca presentan una mezcla de rocas/sedimentos con un núcleo de hielo (Rangecroft *et al.*, 2015) y una capa detrítica sin hielo de varios metros de grosor que se descongela cada verano (Monnier y Kinnard, 2017). Los glaciares de roca se encuentran en la mayoría de los entornos de montaña del planeta, incluyendo los Andes, los Alpes, los Pirineos, la región del Cáucaso, las cadenas montañosas de Asia Central, las montañas de Siberia, los Himalayas, Groenlandia, la Antártida y las islas árticas y antárticas (Barsch, 1996; Kääb, 2007).

3.5.1 CARACTERÍSTICAS DE LOS GLACIARES ROCOSOS

Los glaciares rocosos pueden ser caracterizados de acuerdo a su geomorfología y su cinemática. Existen tres características geomorfológicas que permiten reconocer un glaciar rocoso, en ellas se encuentra: un margen frontal, que se define como un talud discernible que delimita la terminación de una parte móvil del glaciar de roca y que suele presentar una morfología convexa perpendicular

a la dirección principal del flujo; márgenes laterales, que son la continuación lateral perceptible del frente, estos pueden estar ausentes en la parte superior del relieve; y por último, en ocasiones se puede observar en la superficie crestas y surcos, que son expresiones del avance y deformación del hielo que se encuentra en su interior, una característica de los glaciares de roca activos (RGIK, 2023; Figura 3.4).

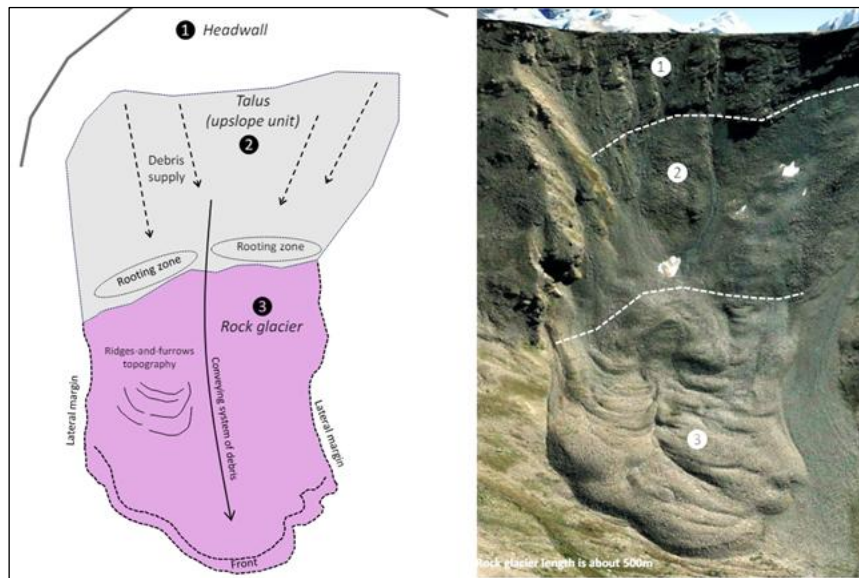


Figura 3.4: Esquema de morfología de glaciar rocoso. (a) Un glaciar rocoso es reconocido por presentar un frente, márgenes laterales en continuación del frente y una topografía de ridge and furrow. (b) Vista oblicua del glaciar de roca en Vallone di Sort (Italia), 45.5605°N, 7.1589°E, 2500-2800 ms.n.m. Extraído de RGIK, 2023a.

Basándose en su cinemática, los glaciares de roca pueden clasificarse como activos, inactivos o relictos. Los glaciares de roca activos se caracterizan por rasgos morfométricos distintivos que reflejan sus propiedades visco-plásticas. Algunos ejemplos incluyen conjuntos de crestas y surcos, frentes empinados y agudos, color claro, apariencia hinchada y falta de cobertura vegetal (Barsch, 1996; Jones *et al.*, 2019; RGIK, 2023). Los glaciares de roca inactivos no contienen suficiente hielo para deformarse y, por lo tanto, son inmóviles. Generalmente, presentan pendientes frontales más suaves y de color más oscuro, y pueden mostrar cobertura vegetal (Jones *et al.*, 2018; Barsch, 1996). Los glaciares de roca relictos son, de hecho, glaciares de roca antiguos que ya no contienen hielo. Generalmente tienen pendientes más suaves y redondeadas, y pueden tener una extensa vegetación o incluso charcas en su superficie (Jones *et al.*, 2018).

Diversos estudios directos realizados en pozos de glaciares rocosos activos han mostrado que el contenido volumétrico de hielo puede superar el 50% del volumen total (Arenson *et al.*, 2002; Haerberli *et al.*, 2006). Asimismo, se han empleado técnicas geofísicas, como la tomografía de resistividad eléctrica (ERT) y la tomografía sísmica de refracción (RST), para investigar la estructura interna y cuantificar el contenido de hielo (Hilbich *et al.*, 2022; Villarroel *et al.*, 2020, 2022). Es importante destacar que la estructura interna de los glaciares rocosos es heterogénea (Figura 3.5), lo que implica que diferentes secciones de un glaciar rocoso pueden presentar distintos estados, los cuales dependen tanto de su contenido de hielo como de su dinámica de avance.

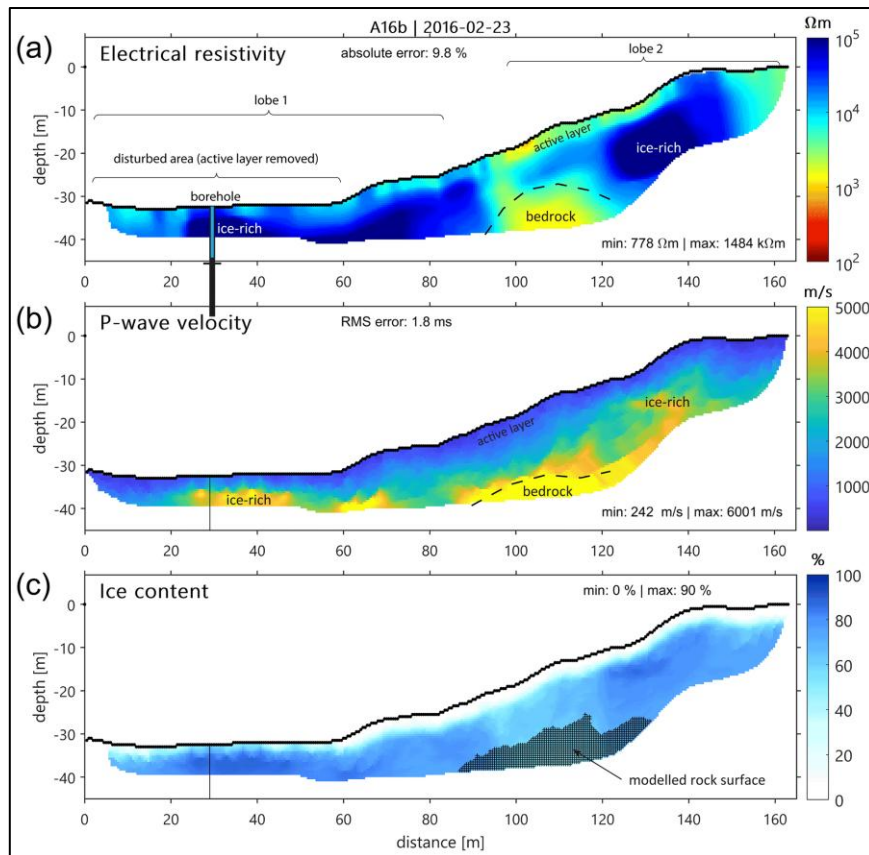


Figura 3.5: Resultados geofísicos del perfil A16B (glaciar de roca), provincia de Choapa, Chile. (a) sección del perfil ERT, (b) perfil RST y (c) contenido volumétrico de hielo modelado. Extraído de Hilbich *et al.*, 2022.

Los glaciares de roca sirven para inferir el límite altitudinal más bajo del *permafrost* de montaña (French, 2017). En los Andes semiáridos de Chile central presentan una configuración única de su criósfera, como se observa en el esquema de la Figura 3.6, los glaciares de roca activos

existen esporádicamente sobre los 3.000 m s.n.m. y son mucho más abundantes entre los 3.500 y 4.250 m s.n.m., siendo una característica geomorfológica notoria entre los 3.500 y 3.750 m s.n.m. (Brenning, 2005a). También se puede observar como el límite inferior de la distribución de los glaciares de roca en los Andes centrales está relacionado con la altura de la isoterma de temperatura media anual del aire a 0°C (MAAT 0) (Azócar y Brenning, 2010), aunque para esta zona los glaciares de roca se desarrollan a altitudes con temperaturas medias anuales del aire (recientes y regionales) superiores a 0°C, hasta +4°C (Brenning, 2005a).

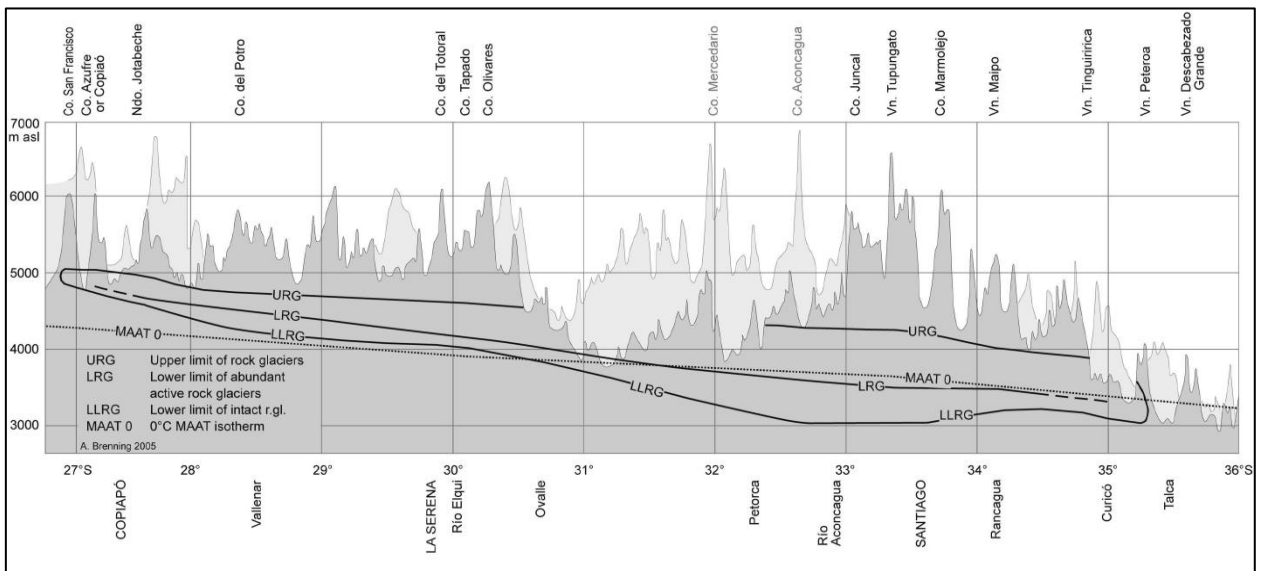


Figura 3.6: Límite superior e inferior de los glaciares de roca para los Andes Centrales. Extraído de Brenning, 2005.

Mientras que el agua de deshielo derivada de glaciares y capas de nieve se ven amenazadas por el cambio climático, los glaciares de roca son climáticamente más resilientes que los glaciares blancos, ya que la gruesa capa de detritos actuaría como un aislante térmico, y ciertos estudios sugieren que un espesor mayor o igual a 3 metros funcionaría como aislante térmico del hielo al interior del glaciar de roca (Janke *et al.*, 2015, Schaffer & MacDonell, 2022). Esto permite que en muchos casos la respuesta de los glaciares de roca frente al cambio climático sea comparativamente más lenta. Por lo tanto, ante un calentamiento climático acelerado, los glaciares de roca adquieren una mayor importancia hidrológica y se convierten en un componente más significativo del flujo base de ríos y arroyos (Jones *et al.*, 2018). Se estima que el volumen de agua equivalente (WVEQ; Figura 3.7) de los glaciares de roca del mundo es de 83.7 - 16.7 Gt, equivalente a aproximadamente 68 – 102 billones de litros (Jones *et al.*, 2018; Jones *et al.*, 2019).

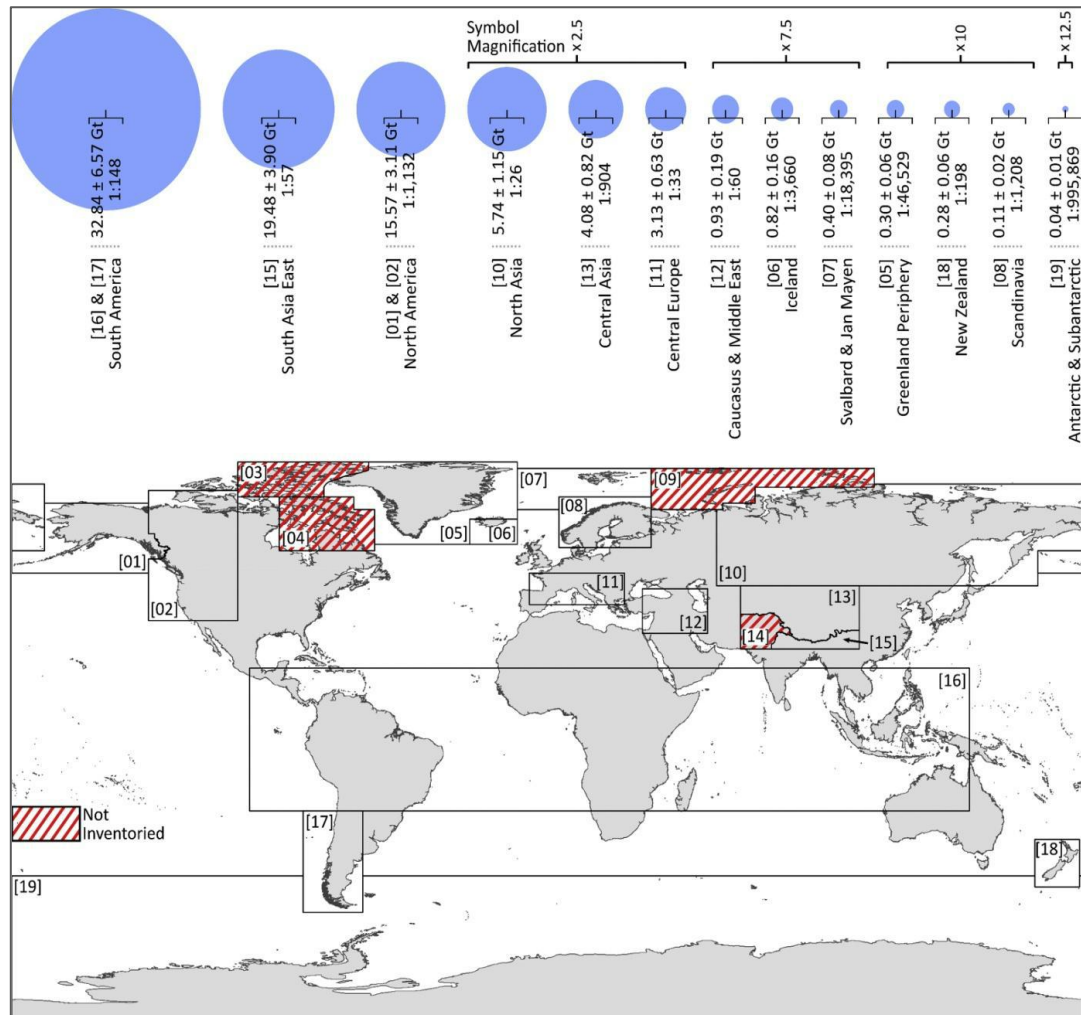


Figura 3.7: Distribución del volumen de agua equivalente (WVEQ) de glaciares rocosos alrededor del mundo. Los WVEQ de los glaciares de roca (círculos azules) están dimensionados proporcionalmente al total. Los WVEQ de glaciares de roca reflejan un contenido de hielo del $50 \pm 10\%$ en volumen. Extraído de Jones *et al.*, 2018.

Existen pocos estudios en donde se han investigado los aspectos hidrológicos de los glaciares de roca. Esto se debe a la falta de información sobre los patrones de flujo y a la extrema dificultad de medir el drenaje de agua en glaciares de roca, que a menudo presentan múltiples y/o inaccesibles *springs*. Los patrones de drenaje en glaciares de roca se caracterizan por una fuerte variabilidad estacional, determinada principalmente por las condiciones climáticas locales, las condiciones térmicas dentro de la capa activa y los mecanismos físicos que controlan el flujo de agua de deshielo a través del glaciar de roca (Krainer & Mostler, 2002; Krainer *et al.*, 2007; Ciccoria *et al.*, 2021). Típicamente, las tasas de drenaje son más altas durante el deshielo de primavera y principios de verano, y disminuyen gradualmente durante el verano y el otoño, hasta alcanzar un flujo bajo o

nulo en los meses de invierno. Además, el drenaje de los glaciares de roca fluctúa fuertemente en respuesta a eventos de lluvia y períodos de clima más frío con nevadas (Jones *et al.*, 2019).

Los Andes semiáridos de Chile central región concentran una de las mayores densidades y extensiones de glaciares de roca a nivel mundial (Brenning, 2005; Trombotto *et al.*, 1999; Schröder, 2001). De acuerdo con un estudio realizado por Brenning (2005) la cantidad de agua almacenada en los glaciares de roca que se encuentran entre los 33° y 34°S ocupan aproximadamente el 10% de la superficie terrestre total entre 3.500 y 4.250 ms.n.m. Se estima que almacenan un equivalente de agua de 0.3 km³ por cada 1000 km² de área montañosa; este valor es un orden de magnitud mayor que el de los Alpes suizos (Brenning, 2005).

3.6 REMOTE SENSING

Dada la accidentada topografía y el difícil acceso que puede llegar a existir en distintas áreas de los Andes centrales, el uso de la teledetección (*remote sensing*) se vuelve una solución eficaz para mapear áreas montañosas que pueden ser demasiado difíciles, peligrosas o costosas de abordar en terreno. Se define la teledetección como la adquisición y medición de información sobre ciertas propiedades de fenómenos, objetos o materiales mediante un dispositivo de registro que no está en contacto físico con las características bajo vigilancia (Khorram *et al.*, 2012). Es una herramienta efectiva para el monitoreo de glaciares de roca, ya que proporciona una amplia cobertura (Khorram *et al.*, 2012).

3.6.1 IMÁGENES SATELITALES

En este estudio, se emplean imágenes satelitales para analizar glaciares rocosos. Antes de contar con esta tecnología, se recurría al uso de fotografías aéreas. Aunque todavía son populares para el monitoreo de glaciares de roca (Kaufmann *et al.*, 2018), la aparición de satélites de observación de la Tierra (EO) en la segunda mitad del siglo XX abrió nuevos horizontes en el campo de la teledetección. Los satélites EO que orbitan alrededor del planeta proporcionan cobertura global de manera más regular (Khorram *et al.*, 2012).

Los sensores ópticos satelitales son sistemas de teledetección pasivos que detectan la radiación solar reflejada desde la superficie. La mayoría de los sensores ópticos producen imágenes multispectrales y pancromáticas. Estos sensores detectan radiación en varios rangos de longitud

de onda del espectro electromagnético. Los rangos son típicamente las porciones visibles (rojo, verde y azul) e infrarroja del espectro. Contar con información de diferentes bandas puede ser útil, ya que diferentes tipos de cobertura terrestre tienen una reflectividad distinta en cada banda (Figura 3.8). Esto permite crear imágenes compuestas en color falso que visualizan la reflectancia en longitudes de onda que son invisibles para el ojo humano. Estas imágenes muestran que diferentes formas del terreno y tipos de cobertura terrestre tienen diferentes reflectancias en cada banda.

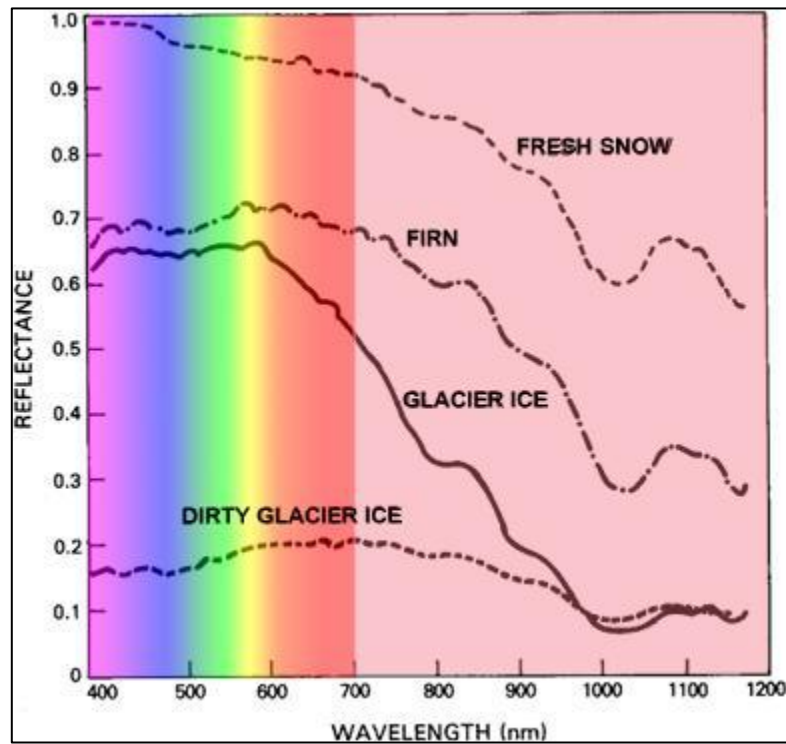


Figura 3.8: Curvas de reflectancia de diferentes tipos cuerpos de hielo. Distintas superficies de hielo en la región visible y en la infrarroja. Extraído de Aguera, 2021.

El uso de diferentes razones de bandas puede generar nuevos datos que muestran la relación estadística y matemática entre las bandas espectrales (Schuckman & Dutton, 2018). De esta manera, se pueden generar índices de bandas para diferentes tipos de cobertura terrestre (NDVI para vegetación, NDSI para nieve, NDWI para agua, etc.) y otras razones de bandas para resaltar las formas del terreno. Algunos de ellos han demostrado ser útiles para clasificaciones de glaciares de roca (Brenning, 2009; Kofler *et al.*, 2020; Robson *et al.*, 2020). Algunos satélites también producen imágenes pancromáticas que tienen una sola banda con información sobre la energía total de luz en el espectro visible. Estas pueden recoger una mayor cantidad de radiación por píxel y, por

lo tanto, son capaces de detectar cambios en extensiones espaciales más pequeñas. Así, tienen una resolución espacial mayor que las imágenes multiespectrales (Mahyari & Yazdi, 2011)

La posibilidad de tener diferentes composiciones y razones de bandas, junto con una resolución espacial muy alta, hacen que la teledetección óptica sea extremadamente útil para investigaciones de esta índole. Aunque, sigue siendo un método muy susceptible a las condiciones climáticas, el momento del día en el cual es capturada la imagen, y otros efectos ambientales como la profundidad o claridad de la columna de agua (Hedley *et al.*, 2012).

3.6.2 PLÉIADES

Pléiades es un sistema de satélites europeo dual que comprende dos satélites idénticos, Pléiades-1A y Pléiades-1B. Fueron lanzados en diciembre de 2011 y diciembre de 2012, respectivamente, ambos proporcionando datos de imagen VHR (VHR se define para resoluciones o distancias de muestreo en el suelo (GSD) por debajo de 1 m). Los satélites operan en la misma órbita con un desplazamiento de 180 grados para ofrecer una capacidad de revisión diaria. También comparten la misma órbita que los satélites Spot-6 y Spot-7, pero están posicionados con un desfase de 90 grados. Cuentan con una notable agilidad, ya que los ángulos de orientación pueden ajustarse en un rango de ± 47 grados (modo estándar ± 30 grados). Los sensores son capaces de adquirir una banda pancromática (470–830 nm) con un GSD de 0.7 m en nadir y cuatro bandas multiespectrales (azul: 430–550 nm; verde: 500–620 nm; rojo: 590–710 nm; infrarrojo cercano: 740–940 nm) con un GSD de 2.8 m. Las imágenes del sensor Pléiades se entregan como un paquete de una banda pancromática aumentada a 0.5 m de GSD y bandas multiespectrales a 2.0 m de GSD en formato GeoTIFF o JPEG. La información multiespectral puede ser pansharpened o, alternativamente, se puede solicitar directamente un producto pansharpened multiespectral. El ancho de banda de los datos de imagen de Pléiades es de 20 km en el suelo, lo que corresponde a 40,000 píxeles en la dirección de cruce (Perko *et al.*, 2019).

Este trabajo utiliza imágenes Pléiades de los años: 2018, 2019, 2021 y 2024 (Tabla 3.1)

Tabla 3.1. Pléiades. Algunas especificaciones de imágenes Pléiades utilizadas en este trabajo.

Año	Platform	ID	Resolution	Acquisition date
2019	1A	DS_PHR1A_201902061450178_FR1_P X_W071S35_0912_00980	0,5 m	2019-02-06 14:50:52.0
2019	1A	DS_PHR1A_201902061450461_FR1_P X_W071S35_0912_00992	0,5 m	2019-02-06 14:51:20.3
2021	1B	DS_PHR1B_202103021443311_FR1_P X_W071S35_0908_01077	0,5 m	2021-03-02 14:44:07.6
2024	1A	DS_PHR1A_202402071447097_FR1_P X_W071S35_0912_00991	0,5 m	2024-02-07 14:47:43.9

4. METODOLOGÍA

4.1 MAPEO GEOFORMAS CRIOSFÉRICAS

Para realizar una caracterización detallada de la subcuenca, se tomó como base el inventario elaborado por DGA, 2022. Este inventario identifica glaciares descubiertos (tanto de valle como de montaña), glaciaretos y glaciares rocosos. A partir de esta información, se agruparon las geoformas previamente reconocidas y se incorporaron nuevas categorías en la clasificación, tales como glaciares cubiertos de detritos, termokarst, protalus (rampart y lobes) y laderas de geliflujión. Además, se distinguió entre glaciares rocosos activos e inactivos gracias al uso del método *feature tracking*. A continuación, se presenta la Tabla 4.1, que detalla las distintas geoformas criosféricas identificadas en la subcuenca.

Tabla 4.1. Resumen de geoformas criosféricas identificadas en la subcuenca del río Azufre. Definiciones basadas en Trombotto *et al.*, 2014; Rivera *et al.*, 2016; Tapia, 2018; Merino & Pino, 2020.

Sistema	Geoforma	Morfología	Reconocimiento en imágenes
Glaciar	Glaciar descubierto	Cuerpo de hielo permanente sin cobertura detrítica significativa, que sea visible al menos por dos años consecutivos, con evidencias de movimiento por gravedad (ojivas, grietas, morenas medias) (Tapia, 2018). En la zona de estudio predominan glaciares de valle y montaña.	De Valle: cuerpos de hielo que fluyen aguas abajo dentro de la geometría de un valle glaciar (Rivera <i>et al.</i> , 2016). De montaña: son cuerpos de hielo adheridos a las pendientes montañosas y no pueden ser incluidos en ninguna otra categoría de clasificación primaria (Rivera <i>et al.</i> , 2016).
	Glaciar cubierto de detritos	Se encuentran parcial o totalmente bajo una capa detrítica que actúa como aislante (Rivera <i>et al.</i> , 2016)	Se encuentra asociado a cuerpos glaciares.
Periglaciar	Termokarst	Morfologías generadas por la subsidencia de la superficie terrestre, como consecuencia del deshielo de la parte superior del permafrost (Tapia, 2018).	En glaciares cubiertos son de fácil reconocimiento por la exposición del hielo glaciar. Muy baja rugosidad, indicando la posible presencia de cuerpos de agua (Tapia, 2018).
	Glaciar rocoso	Cuerpos lobulados o lingüiformes compuestos por detrito mal seleccionado, el cual está congelado en forma perenne, con hielo intersticial o macizo en su interior, que yace en una pendiente y tiene evidencia de reptación (Barsh, 1996; Trombotto <i>et al.</i> , 2014).	Cuerpos con formas lobada, de lengua o espatulada. Presencia de sectores con tonalidad más clara sobre las pendientes laterales. Superficie rugosa con crestas y surcos definidos, perpendiculares a la dirección principal del movimiento (Tapia, 2018)
	Protalus Rampart	Rampa o cresta de material detrítico grueso que se desarrolla al pie de una pendiente de talud (Tapia, 2018).	Formas cónicas de elevada rugosidad, con perfil longitudinal recto a ligeramente convexo. Pendiente media >35° (Tapia, 2018).
	Protalus Lobes	Cresta o contra pendiente. Diseño en planta curvo, relieve relativo positivo (Tapia, 2018).	Superficie lobulada que se desarrolla sobre una pendiente detrítica, sin alcanzar el fondo de valle (Tapia, 2018).
	Laderas de geliflujión	Movimiento lento de materiales sobre un sustrato congelado (Trombotto <i>et al.</i> , 2014).	Se suelen desarrollar en quebradas tributarias (Merino & Pino, 2020).

4.1.1 IDENTIFICACIÓN DE GLACIARES ROCOSOS

Para la identificación de glaciares rocosos activos en la subcuenca del río Azufre, como primer acercamiento, se revisó el IPG DGA (2022), el cual para esta subcuenta registra un total de 14 glaciares rocosos. Para realizar un inventario más detallado, se utilizaron imágenes Pléiades de 50 cm de resolución, las cuales permitieron hacer un análisis mucho más exhaustivo en la identificación y delimitación de estas geoformas.

Se siguieron las directrices del IPA Action Group: Rock glacier inventories and kinematics (RGIK, 2023a; RGIK, 2023b), un equipo internacional dedicado a desarrollar guías y lineamientos que establezcan un estándar global para el inventario de glaciares rocosos, lo que permite realizar un seguimiento de su dinámica y comprender de mejor manera su comportamiento en el contexto del cambio climático.

Dentro de los criterios a considerar para identificar un glaciar de roca es importante que esté presente la morfología característica de márgenes frontales, márgenes laterales y opcionalmente la presencia de crestas y surcos en su superficie, además, se recomienda que posea un área mayor a 0,01 km² para que haya una coherencia en el estándar de inventarios que sugiere el IPA Action Group (RGIK, 2023b).

Los glaciares de roca con una morfología compleja (por ejemplo, múltiples generaciones, múltiples lóbulos, lóbulos coalescentes y dinámica heterogénea) son comunes y difíciles de caracterizar, por lo que de acuerdo con el IPA se utiliza la siguiente clasificación (Tabla 4.2).

Tabla 4.2. Tabla de clasificación de acuerdo a la morfología del glaciar rocoso. Basada en criterios de RGIK, 2023b. Elaboración propia.

Clasificación		Subclasificación	
Nivel 1: Unidad de glaciar rocoso	<p>Única forma de glaciar rocoso que puede distinguirse sin ambigüedades y que, en caso de una conexión espacial, puede diferenciarse de otras unidades de glaciar de roca (adyacentes o superpuestas) según cualquiera de los siguientes criterios:</p> <ul style="list-style-type: none"> - La expresión morfológica y/o la cobertura sugieren un momento de formación distinto (por ejemplo, lóbulos superpuestos). - La conexión con la unidad en pendiente puede ser discriminada. - La actividad es claramente diferente. 	Simple	Presenta atributos homogéneos que corresponden a los criterios listados anteriormente.
		Complejo	Muestra cierta variabilidad espacial dentro de estos atributos, pero no incluye suficiente evidencia para separar inequívocamente las unidades.
Nivel 2: Sistema de glaciares rocosos	Forma de terreno compuesta por una única unidad de glaciar rocoso o por múltiples unidades que están conectadas espacialmente, ya sea en una secuencia topográfica o mediante coalescencia.	Mono-unidad	Una unidad compleja conectada espacialmente.
		Multi-unidad	Comprenden múltiples unidades complejas y conectadas espacialmente.

Otro de los criterios que es importante tener en consideración es la conexión espacial que presentan en la cabecera, ya que, las unidades o sistemas de glaciares rocosos también se pueden clasificar de la siguiente manera según esta conexión (RGIK, 2023b):

Conectado con un talud: El glaciar de roca es parte de una secuencia descendente, que incluye cabecera, talud y glaciar de roca (Figura 4.1(a)). La unidad de glaciar de roca es subyacente y está conectada a una unidad de talud, que se alimenta predominantemente por la caída de rocas, pero también puede ser alimentada por escorrentía superficial, flujo de escombros y/o eventos de que vienen desde la cabecera. El área que conecta la pendiente del talud con el glaciar de roca se caracteriza a menudo por una morfología cóncava, en algunos casos el talud es poco presente, pero mientras no haya un desarrollo in situ del glaciar de roca y se observe un leve cambio de ángulo entre un ángulo abrupto del talud y un ángulo más suave del glaciar de roca, se clasifica como conectado con un talud.

Conectado a una pendiente cubierta de detritos: El glaciar de roca carece de cabecera (significativa) (Figura 4.1(b)). Los detritos se producen predominantemente por la erosión del lecho rocoso in situ y se ponen en movimiento gradualmente mediante procesos de movimiento de masa superficial y poco profundo (por ejemplo, soliflucción) antes de convertirse en un glaciar de roca característico.

Conectado con deslizamientos de tierra: El glaciar de roca está ubicado en una conexión espacial directa con un deslizamiento de tierra o se encuentra en una deformación gravitacional profunda y activa de la pendiente (Figura 4.1(c)). En estas situaciones, donde generalmente falta la unidad de talud, la identificación del glaciar de roca puede ser ambigua.

Conectado con un glaciar: Existe una continuidad desde un glaciar, un glaciar cubierto o de hielo hasta un glaciar de roca. En el caso de glaciares y parches de hielo, siempre se produce un área de transición de glaciar cubierto entre el hielo libre de detritos y el glaciar de roca (Figura 4.1(d)). La delimitación entre la sección del glaciar o parche de hielo y la sección del glaciar de roca no es factible sin una mayor prospección directa o geofísica.

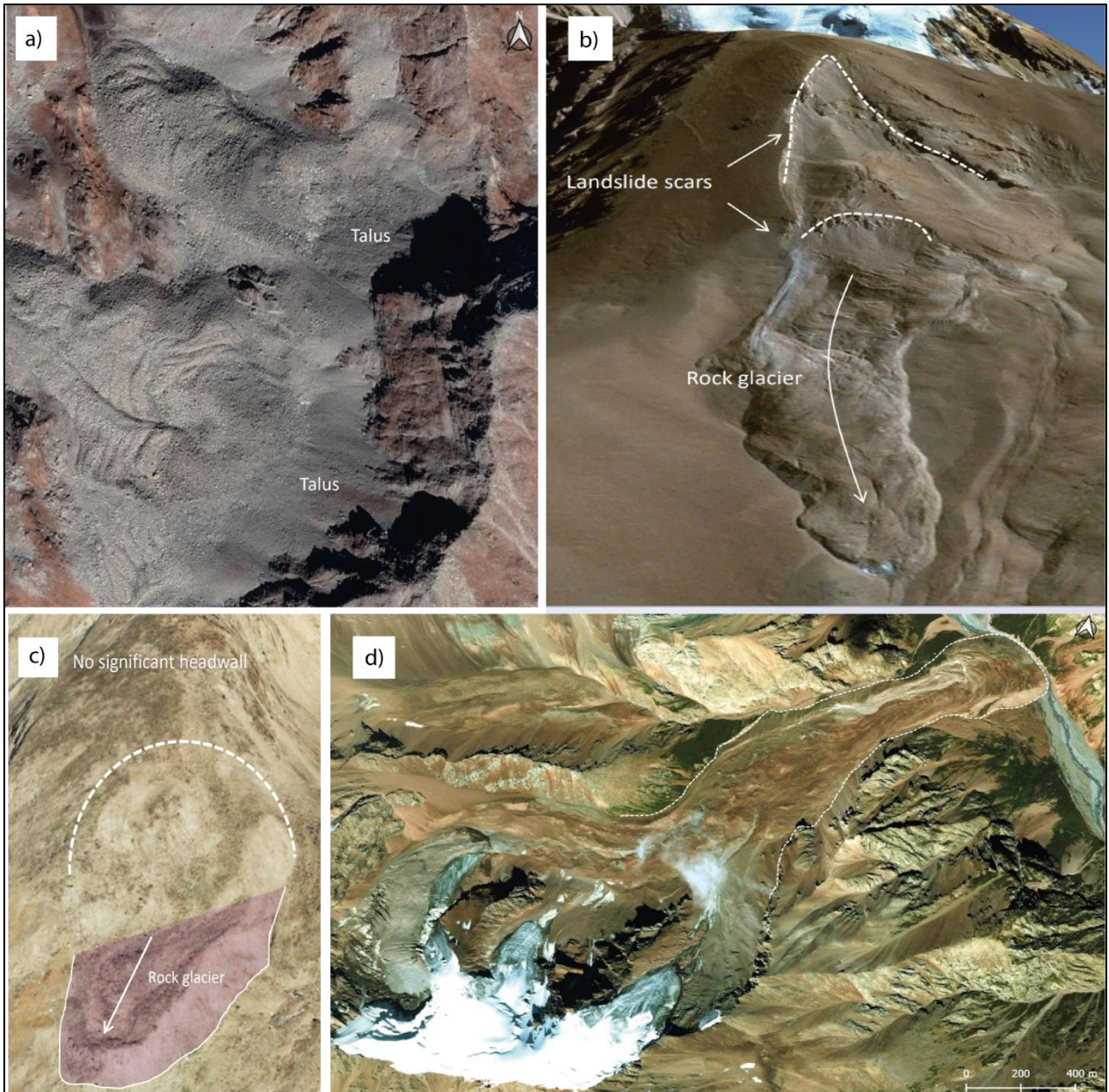


Figura 4.1: Ejemplos de conexión espacial del glaciar de roca con la unidad cuesta arriba. Líneas segmentadas demarcan contorno incierto del límite pendiente arriba. (a) Conectado con talud. (b) Conectado con cubierta de detritos. (c) Conectado con deslizamiento de tierra. (d) Conectado con glaciar. Extraído del atlas de RGIK, 2023b. Elaboración propia.

4.2 MEDICIÓN DE VELOCIDAD EN LA SUPERFICIE

Una de las utilidades de la teledetección es que vuelve posible detectar cambios en el terreno a lo largo del tiempo. La información sobre desplazamientos y velocidad de la superficie son fundamentales para identificar los glaciares de roca que se encuentran activos. Los cambios cinemáticos de la subcuenca fueron identificados mediante el uso de imágenes Pléiades de ala

resolución (50 cm) en diferentes intervalos de tiempo dentro del período 2019–2024. Los productos de la cuantificación cinemática fueron sometidos a una evaluación cuantitativa y a una interpretación geomorfológica detallada. El conjunto de ortofotos se proyectó en la zona 19S del Sistema de Coordenadas Transversales Universal Mercator (UTM) y en el Datum WGS-84 para proporcionar conjuntos de datos compatibles.

4.2.1 ORTORRECTIFICACIÓN Y CORREGISTRO DE IMÁGENES PLÉIADES

La ortorrectificación es un proceso que elimina las distorsiones geométricas y de escalas inherentes en las imágenes satelitales, las cuales son producto de imperfecciones del sensor, variaciones topográficas y la curvatura de Tierra. Como resultado de este proceso, se obtiene una imagen con precisión cartográfica y escala invariable, similar a un mapa o plano, pero que mantiene el nivel de detalle característico de una fotografía (Cuartero & Felicísimo, 2014).

Las imágenes pléiades solicitadas incluyen una imagen multiespectral y una pancromática. El primer objetivo fue utilizar las imágenes pancromáticas para extraer la información de la elevación generando un modelo de elevación digital (DEM), que posteriormente fue empleado para obtener datos sobre pendientes y curvaturas que permitieron la generación del *hillshade* del área. Las bandas espectrales pansharpened se utilizaron para crear ortomosaicos de alta resolución. Para mantener la consistencia, cada paso de preprocesamiento se ejecutó en todos los productos utilizando los mismos parámetros. Se utilizó el software de teledetección Catalyst.

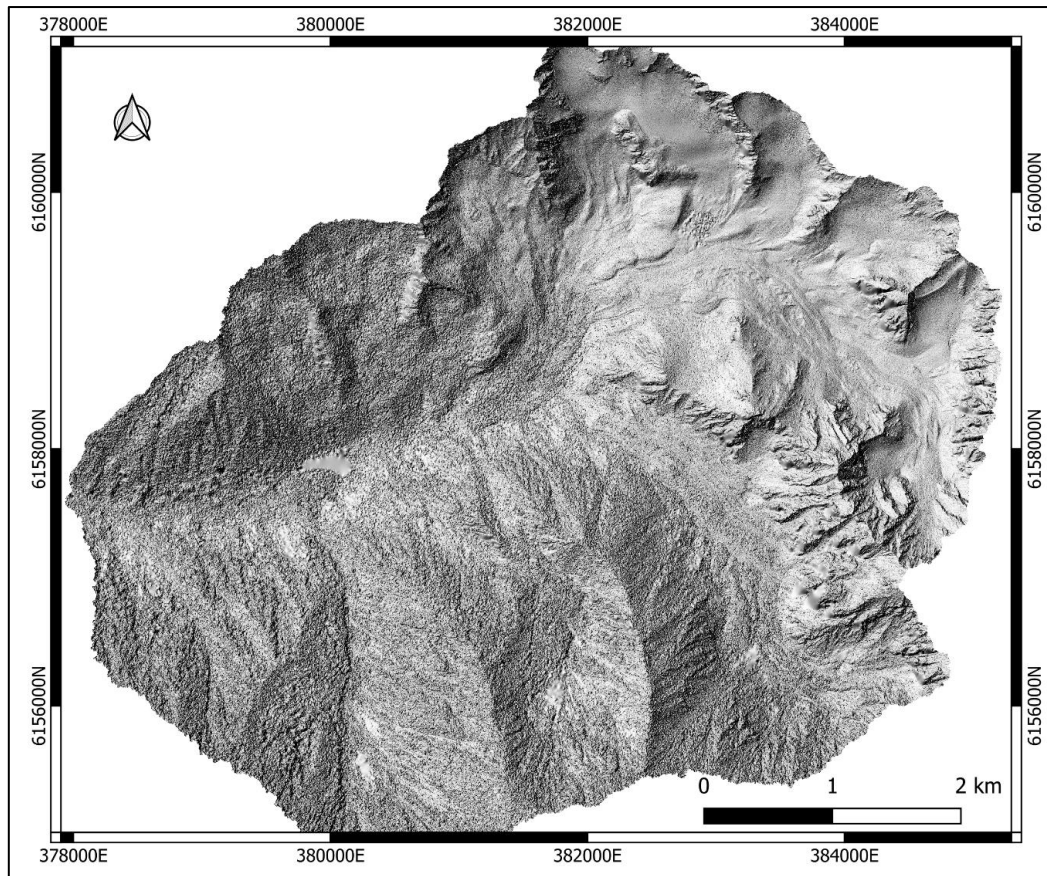


Figura 4.2: Hillshade subcuenca de río Azufre. Modelo digital de terreno derivado del archivo DEM.

Las bandas pancromáticas de las imágenes estéreo se utilizaron para la extracción de DEM mediante fotogrametría satelital. La herramienta OrthoEngine de Catalyst permitió obtener imágenes geométricamente corregidas y georreferenciadas. En este caso fueron ajustados los sets de datos del año 2019, el cual poseía pares de imágenes satelitales de dicho año capturadas desde distintos ángulos y horas. Esta herramienta realizó la extracción de DEM de escenas pancromáticas mediante la recolección de puntos de control en el terreno (GCP) y puntos de coincidencia (TP). Dado que cada conjunto de imágenes tenía un archivo de coeficientes polinómicos racionales (RPC) que permite al software determinar la ubicación de los datos con alta precisión, solo se recolectaron puntos de coincidencia automáticamente utilizando un algoritmo de coincidencia de fase de Fourier rápida. Después de recolectar los TP, se verificaron los residuos XY de cada uno. Los puntos con residuos grandes fueron desactivados y el modelo se recalculó hasta que el residuo general estuvo por debajo de 0.1 píxeles. Dado que el área de estudio corresponde a una subcuenca de alta montaña está completamente libre de objetos artificiales y vegetación, por lo tanto, un

modelo de superficie fue suficiente y no se necesitó correcciones adicionales. Gracias a esto, las imágenes Pléiades de los años 2021 y 2024 fueron ortorrectificadas con el DEM del 2019.

Por su parte, el correregistro es un proceso esencial en la teledetección que permite alinear imágenes satelitales de alta resolución captadas en diferentes momentos, facilitando su análisis y la comparación de datos geospaciales. Para ello, se utilizó la herramienta “Super Registration Alignment” del software Catalyst, donde fueron ajustados los sets de imágenes ortorrectificadas con un script de Python, permitiendo el correregistro de las imágenes satelitales del 2021 y 2024 con la del 2019.

4.2.3 FEATURE TRACKING

El software CIAS mediante un procedimiento de correlación cruzada permite utilizar el método *feature tracking*, el cual hace posible analizar el desplazamiento de una forma del relieve comparando las ortoimágenes realizadas y rastrear características comunes entre ellas (Vivero *et al.*, 2021; Kääb, 2021). Las dimensiones de las ventanas de referencia y búsqueda se establecieron según la resolución, calidad e intervalo temporal de las ortoimágenes analizadas. En este caso, todas las ortoimágenes fueron ajustadas al tamaño de la subcuena, utilizando la misma capa para cortar cada uno de los DEMs, lo que genera imágenes con la misma cantidad de píxeles. Considerando que las imágenes poseen una resolución de 0.5 metros, los tamaños resultantes de las ventanas de referencia y búsqueda son 20×20 y 50×50 , respectivamente. Para derivar velocidades superficiales comparables, los puntos conjugados (correspondientes) en dos ortoimágenes fueron espaciados dentro de los límites predefinidos basados en una malla de muestreo invariable de 10 metros.

La precisión de la serie temporal cinemática se evaluó mediante características estables como rocas y afloramientos que se consideraron representativas de las formas de terreno estudiadas. Esta evaluación se realiza emparejando características en terreno estable, calculando un desplazamiento aparente en x-y, valores de escala y rotación entre las dos imágenes, y luego los residuales finales después de los ajustes (Kääb, 2021). Las desviaciones estándar en x e y (σ_x y σ_y) de los residuales se utilizaron para calcular la incertidumbre asociada con los desplazamientos horizontales (σ_l) siguiendo la lógica presentada por Redpath *et al.* (2013) y evaluada utilizando el LoD con un límite

de confianza del 90% (es decir, $1.64 \times \sigma$). Los valores resultantes de LoD se convirtieron a m/año basándose en la diferencia de tiempo entre los conjuntos de datos subsecuentes.

Se aplicaron diferentes condiciones para filtrar y excluir puntos con mala correlación y aquellos que mostraban desplazamientos o direcciones anómalas. Dependiendo de la calidad intrínseca de los pares de ortoimágenes, se recuperaron valores de desplazamiento confiables con coeficientes de correlación superiores a 0.4–0.6 (Wangensteen *et al.*, 2006; Kääb *et al.*, 2021). Las zonas con cambios significativos en la textura de la superficie, como termokarst, estanques, abanicos fluvio-glaciares, parches de nieve y hielo glacial expuesto, obstaculizaron el procedimiento de rastreo de características. Por lo tanto, estas zonas se excluyeron de este análisis.

5. RESULTADOS

5.1 MAPEO GEOMORFOLÓGICO

Para la creación del mapa geomorfológico de la subcuenca del río Azufre se analizan las imágenes satelitales más actuales (2019, 2021 y 2024) y se realiza un procesamiento en un entorno SIG donde se representa el patrón espacial de geoformas y procesos de la zona de estudio.

En el área de estudio existen geoformas tanto glaciares como periglaciares, las cuales son mapeadas a una escala fija de 1:500 debido a la alta resolución de las imágenes Pléiades. La subcuenca abarca un área de 31,54 km². Como primer resultado, se lograron identificar un total de 50 geoformas las cuales abarcan un área de 10,87 km², lo que representa un 34,46% del área total de la subcuenca. La Figura 5.1 muestra el mapeo de las crioformas de la subcuenca del río Azufre a escala 1:30.000

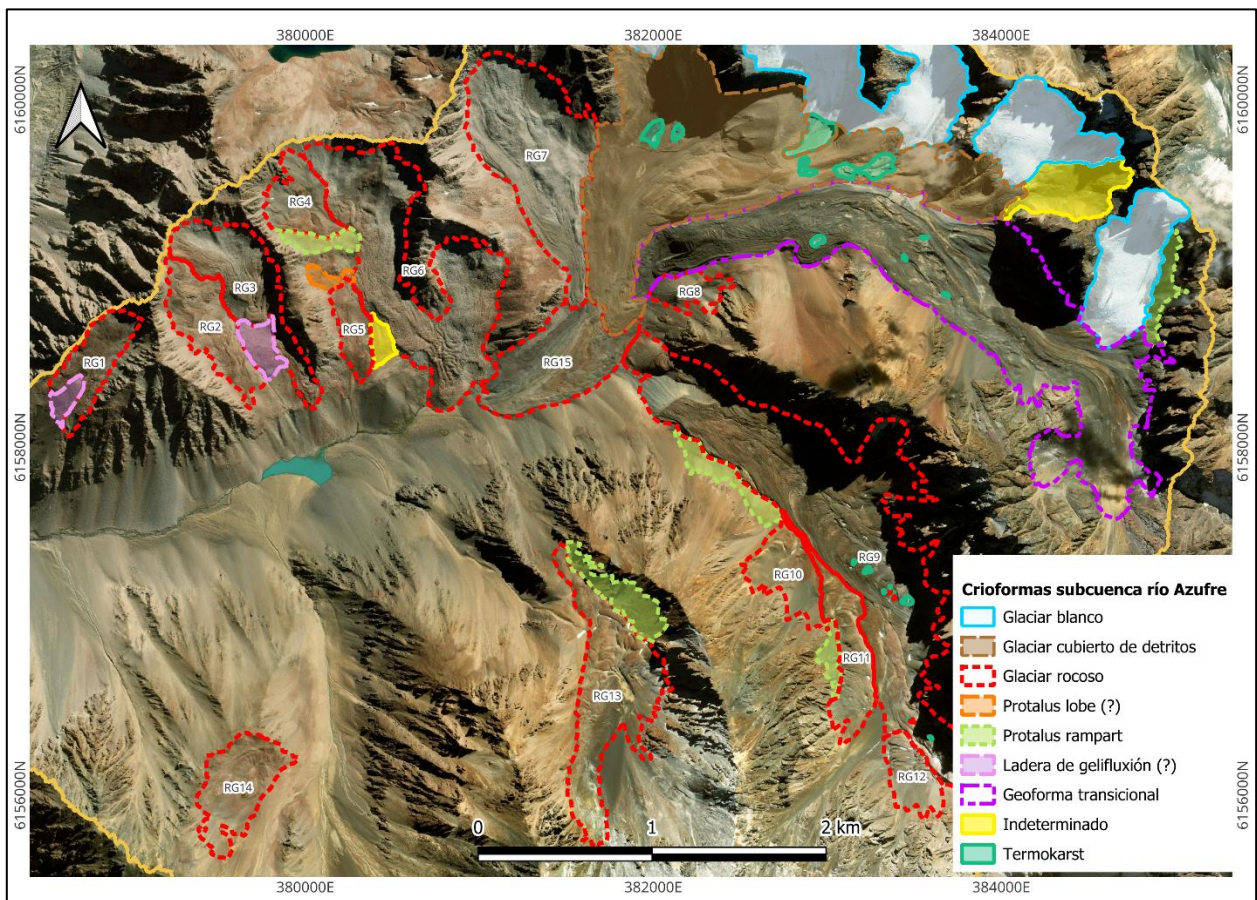


Figura 5.1: Mapa geoformas criosféricas en la subcuenca del río Azufre. Imagen satelital Google Earth 2019. Escala 1:30.000.

5.1.1 GEOFORMAS GLACIARES

Se detectaron 5 cuerpos de hielo, entre ellos 3 son glaciares descubiertos y 1 corresponde a un glaciar cubierto de detritos, estas geoformas cubren un área total de 3,37 km² (10,6% del área de la subcuenca; Figura 5.2).

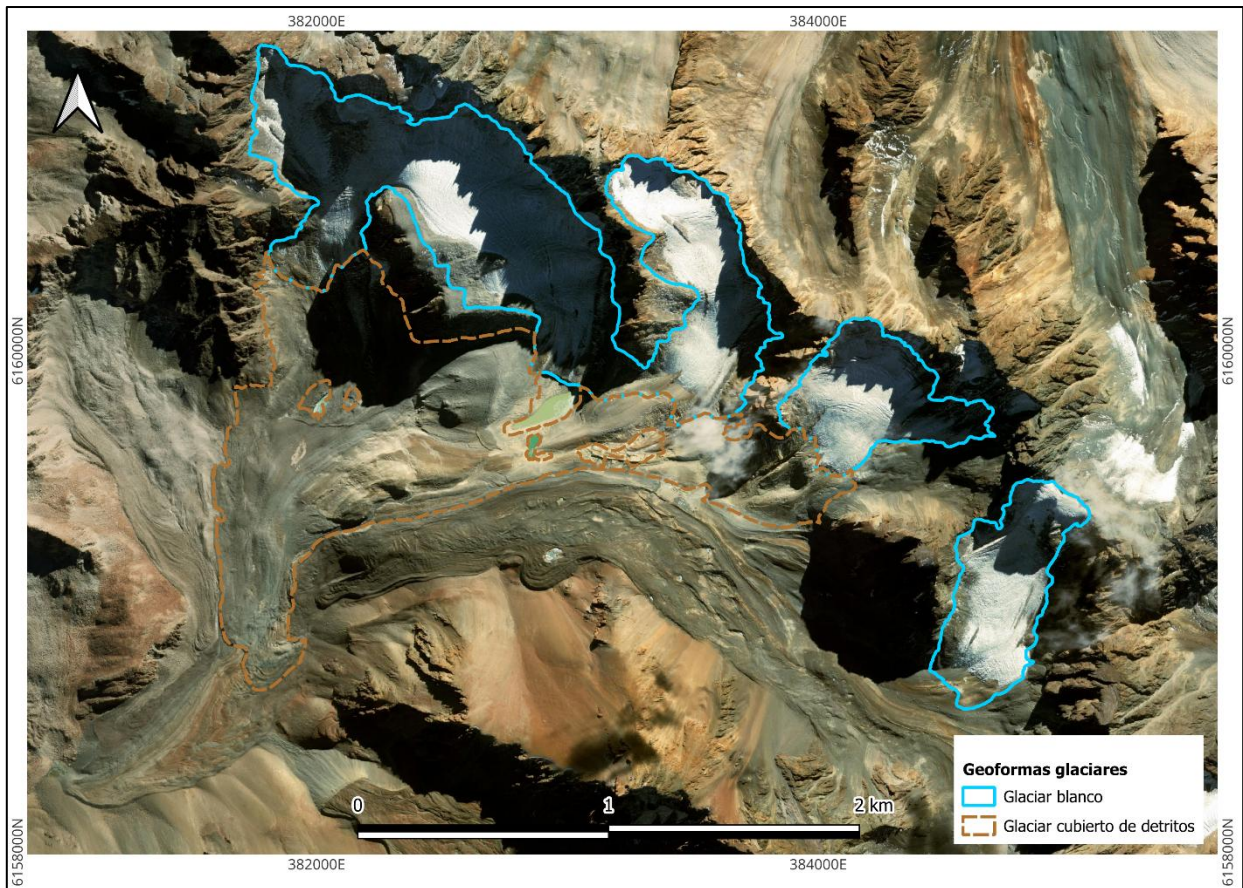


Figura 5.2: Glaciares descubiertos y cubiertos de detritos identificados en la subcuenca del río Azufre. Imagen satelital Google Earth 2019.

Los glaciares se ubican en el rango altitudinal comprendido entre 3.350 a 3.860 ms.n.m., mientras que el glaciar con cubierta de detritos identificado es más restringido altitudinalmente, desde 3.135 a 3.515 ms.n.m. (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Resumen de las altitudes mínimas, máximas y promedio para las geoformas glaciares mapeadas en el área de estudio. Elaboración propia.

Geoforma	Frecuencia	Altitud del frente (ms.n.m.)			Altitud de límite superior (ms.n.m.)		
		Mínima	Máxima	Promedio	Mínima	Máxima	Promedio
Glaciar	4	3.350	3.562	3.444	3.800	3.860	3.825
Glaciar cubierto de detritos	1	3.135	3.135	3.135	3.260	3.515	3.388

5.1.2 GEOFORMAS PERIGLACIARES

Se mapearon un total de 44 crioformas periglaciares que abarcan un total de 7,50 km² (23,77% del área total). De estas, 15 corresponden a glaciares rocosos (5,35 km²), 5 a protalus rampart (0,09 km²) y 2 a laderas de gelifluxión (0,08 km²). También se identificaron cuerpos que poseen hielo, pero que no son posibles de clasificar sin la vista en terreno, de estos, 1 corresponde a una geoforma transicional donde el límite entre glaciar cubierto de detritos y glaciar rocoso no es posible de identificar (1,65 km²), 2 corresponden aparentemente a protalus lobes (0,02 km²) y 2 no se logran determinar (0,19 km²). Por último, se identificaron 17 termokarst (0,08 km²) que son consecuencia del deshielo de la parte superior del permafrost. Estos elementos son característicos del ambiente periglacial andino y muchos de ellos están ligados a la existencia de permafrost.

Glaciares rocosos

En la zona de estudio se han identificado 15 glaciares rocosos (Figura 5.2). Abarcan un área total de 5,35 km² representando un 16,96% del área total de la subcuenca. Se concentran en abruptos escarpes rocosos sobre los 3100 ms.n.m.

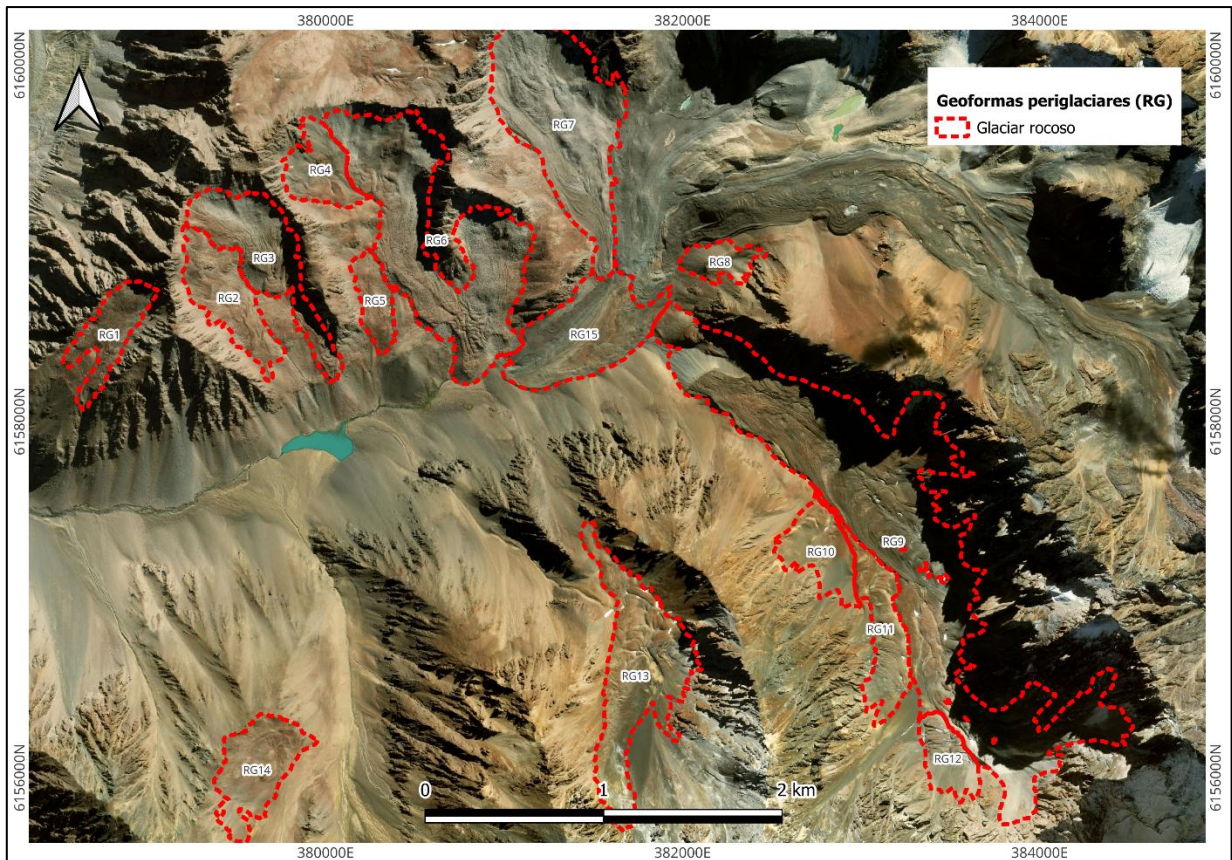


Figura 5.3: Mapa con glaciares rocosos identificados en la subcuenca del río Azufre. Imagen satelital Google Earth 2021.

Gracias a la alta calidad de las imágenes es posible reconocer distintos tipos de glaciares rocosos, donde sus características son detalladas a continuación en la Tabla 5.3, la descripción de todos los glaciares rocosos en Tabla Anexo 8.2.

Tabla 5.2. Tabla caracterización geomorfológica de glaciares rocosos en subcuenca del río Azufre. Presenta las coordenadas (DSM), área (km²), altitud del frente (ms.n.m.), orientación de geoforma, conexión cuesta arriba, característica superficial y cómo es denominado de acuerdo con la morfología de los glaciares rocosos identificados.

Glaciar rocoso	Coordenadas (DSM)	Área (km ²)	Altitud del frente (ms.n.m)	Dirección de geoforma	Conexión cuesta arriba	Característica superficial	Nombre de acuerdo con morfología	
							Clasificación	Subclasificación
RG1 (Fig. 5.4; Fig. Anexo 8.1)	34° 42' 32.52" S 70° 19' 27.49" W	0,14	3.075	SW	Conectado con talud / con cubierta de detritos?	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
RG2 (Fig. 5.4b; Fig. Anexo 8.2)	34° 42' 21.19" S 70° 19' 3.44" W	0,21	3.120	E	Conectado con talud / con cubierta de detritos	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
RG3 (Fig. 5.4b; Fig. Anexo 8.2)	34° 42' 6.32" S 70° 18' 38.29" W	0,29	3.035	S	Conectado con talud	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
RG4 (Fig. 5.4c; Fig. Anexo 8.3)	34° 42' 20.84" N 70° 18' 28.48" W	0,14	3.315	SE	Conectado con talud	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
RG5 (Fig. 5.4c; Fig. Anexo 8.3)	34° 42' 32.54" S 70° 18' 8.96" W	0,08	3.084	NNW	Conectado con talud	-	Unidad de glaciar rocoso	Simple
RG7 (Fig. 5.4d; Fig. Anexo 8.4)	34° 41' 53.93" S 70° 17' 47.34" W	0,60	3.140	NS	Conectado con talud	¿Crestas y crucos?	Unidad de glaciar rocoso	Simple
RG8 (Fig. 5.4e; Fig. Anexo 8.5)	34° 42' 19.08" S 70° 17' 17.58" W	0,07	3.182	W	Conectado con talud	-	Unidad de glaciar rocoso	Simple
RG9 (Fig. 5.4f; Fig. Anexo 8.6)	34° 42' 47.55" S 70° 17' 0.93" W	1,64	3.160	NW	Conectado con talud	Crestas y surcos	Sistema de glaciar rocoso	Multi-unidad
RG10 (Fig. 5.4f; Fig. Anexo 8.6)	34° 42' 55.62" S 70° 16' 55.31" W	0,15	3.568	NE	Conectado con talud	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Complejo
RG13 (Fig. 5.4g; Fig. Anexo 8.8)	34° 43' 29.70" S 70° 17' 32.39" W	0,44	3.607	NS	Conectado con talud / con cubierta de detritos	Crestas y surcos	Sistema de glaciar rocoso	Multi-unidad
RG14 (Fig. 5.4h; Fig. Anexo 8.9)	34° 43' 56.40" S 70° 18' 48.96" W	0,21	3.600	NE	Conectado con talud / con cubierta de detritos	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Complejo

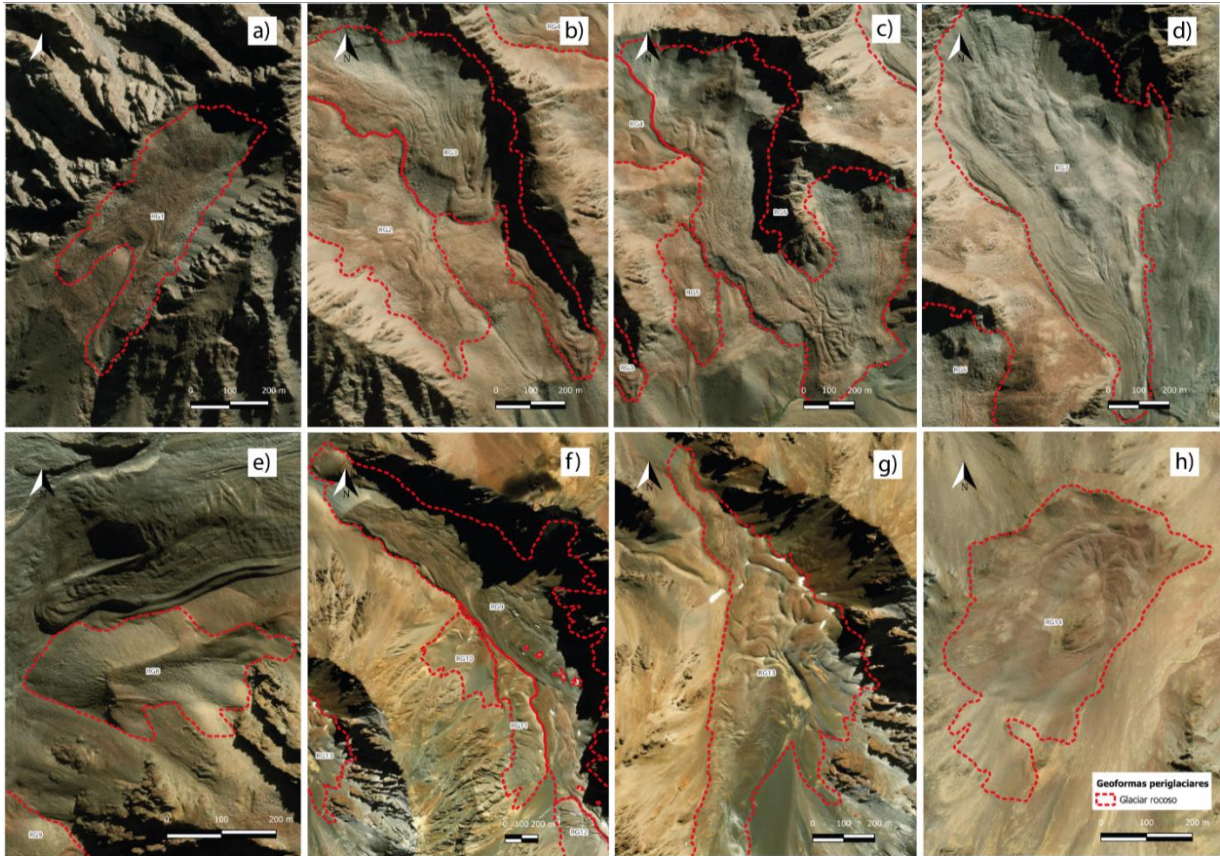


Figura 5.4: Glaciares rocosos en subcuenca del río Azufre. En color rojo se delimitan los contornos de los glaciares rocosos. La identificación de estas geoformas se hizo en base a las directrices del Action Group Rock glacier inventories and kinematics (IPA).

Todos los glaciares rocosos presentes en la subcuenca se encuentran por sobre la cota de los 3.000 ms.n.m., gran parte de ellos fueron clasificados como unidades complejas, ya que en muchos casos se pueden discernir los márgenes frontales de las unidades por su forma de lóbulos, pero los márgenes laterales de las unidades son confusos y tienden a mostrar variabilidad espacial dentro de sus atributos que no incluyen la evidencia suficiente para separarlo inequívocamente en unidades. La conexión hacia la cabecera de los glaciares rocosos en su mayoría está relacionada con la conexión de un talud, solo en el glaciar rocoso n°15 (RG15) se observa una conexión con un glaciar cubierto de detritos, en ciertos casos las unidades del sistema pueden presentar diferentes conexiones. Cabe mencionar que la delimitación de los sistemas de glaciares rocosos del IPG DGA (2022) en algunos casos es confusa, sin una demarcación clara de la parte superior del glaciar de roca. En cuanto a las características superficiales de los 15 sistemas de glaciares de roca, 12 de ellos presentan características de crestas y surcos, por lo que se vuelve una norma para los glaciares rocosos que se encuentran en la subcuenca.

Otras geoformas periglaciares

Entre las geoformas periglaciares identificadas en la subcuenca del río Azufre, se han registrado protalus rampart, posibles protalus lobulados, posibles laderas de geliflujión, una geoforma de carácter transicional, diversos termokarst y otros cuerpos de hielo que no pudieron ser clasificados en alguna categoría debido a la complejidad de su morfología, la cual no fue posible determinar solo con la visión que entregan las imágenes satelitales. La caracterización de las geoformas se observa en la Tabla 5.3.

Tabla 5.3. Caracterización de otras geoformas periglaciares presentes en la subcuenca del río Azufre.

Se detallan características de protalus rampart, protalus lobulados, laderas de geliflujión, termokarst y otros cuerpos que no fueron posibles de determinar.

Geoforma	Caracterización
Protalus rampart	Se logran identificar 5 cuerpos de hielo que corresponden a protalus rampart. Abarcan un área total de 0,10 km ² . En las imágenes satelitales se identifican como una rampa de material detrítico que se desarrolla en altas pendientes (Figura 5.5a).
Protalus lobulados	Se logran identificar dos geoformas que posiblemente corresponden a protalus lobulados y que abarcan 0,02 km ² . Se identifican como superficies lobuladas con un relieve relativamente curvo que representa la reptación del permafrost. Pueden estar asociados con protalus rampart. En las imágenes satelitales son de difícil reconocimiento (Figura 5.5b).
Ladera de geliflujión	Se logran distinguir dos superficies que posiblemente corresponden a laderas de geliflujión, abarcando un área de 0,08 km ² . En las imágenes satelitales, estas se distinguen porque se encuentran en zonas de pendiente moderada a alta, donde el sedimento acumulado en la ladera se desliza lentamente hacia abajo debido a la gravedad y el hielo. Su definición no es del todo clara en las imágenes. Estas pendientes pueden contener permafrost con hielo intersticial o hielo cemento entre las rocas, pero no son indicadores confiables de su presencia (Figura 5.5c).
Geoforma transicional	Cuerpo de hielo y rocas que no presenta un límite claro entre un glaciar cubierto de detritos y glaciar rocoso. Es necesaria vista en terreno (Figura 5.5d).
Termokarst	Se reconocen 17 morfologías generadas por la subsidencia de la superficie terrestre, que son consecuencia del deshielo de la parte superior del permafrost formando depresiones semicirculares que presentan acumulación de agua. Abarcan un total de 0,09 km ² . Suelen cambiar de forma cada año. De fácil reconocimiento en imágenes satelitales (Figura 5.5e)
Indeterminado	Se identificaron dos geoformas que no fueron posibles de clasificar dada la compleja morfología que se observa en imágenes satelitales. Abarcan un total de 0,19 km ² . Es necesaria vista en terreno (Figura 5.5f)

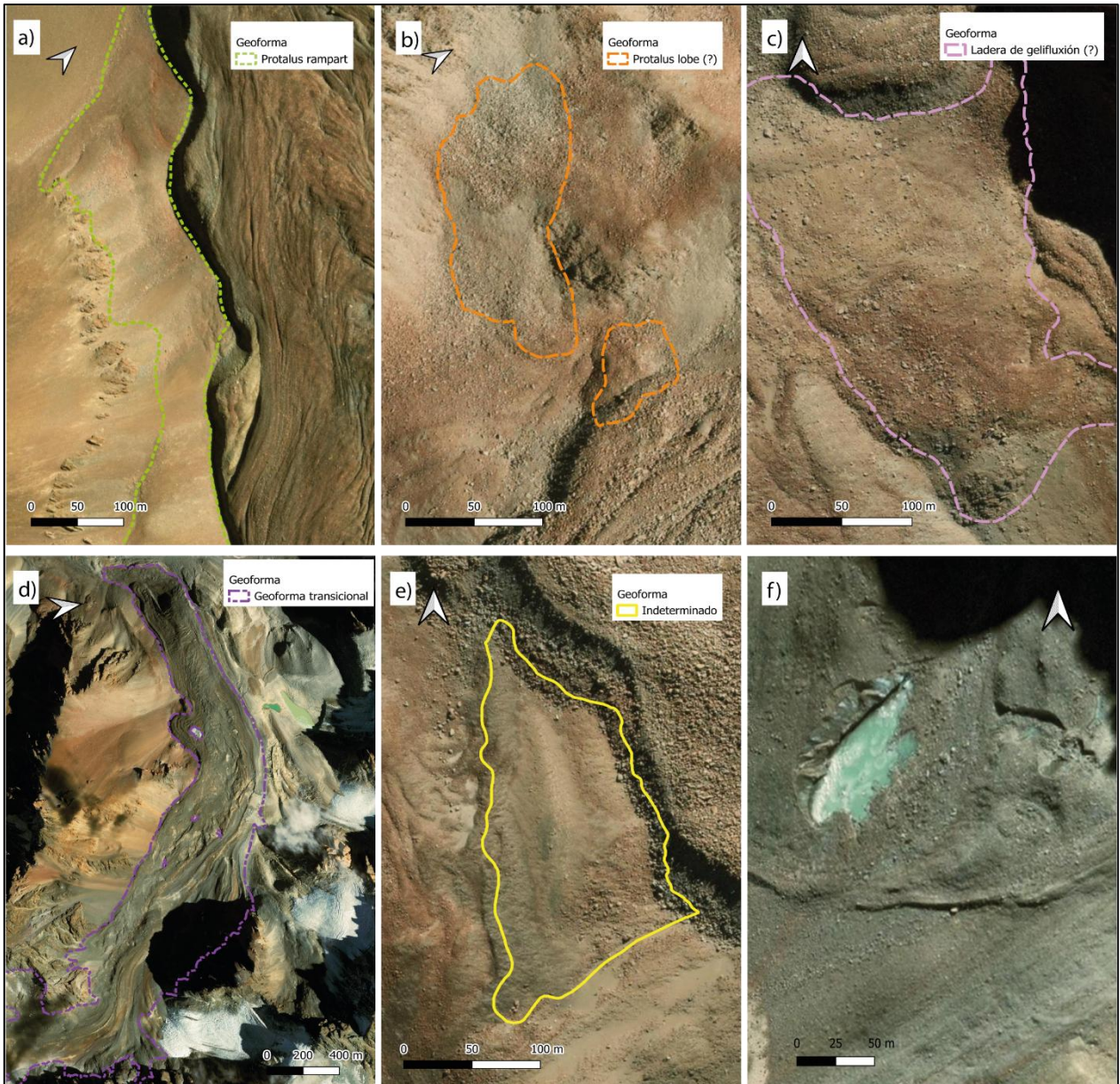


Figura 5.5: Otras geoformas periglaciares presentes en la subcuenca del río Azufre. (a) Uno de los cinco protalus rampart identificados. (b) Protalus lobulado?. (c) Ladera de gelifluxión?. (d) Indeterminado. (e) Termokarst. Imagen satelital Google Earth 2021.

5.2 CINEMÁTICA DE GLACIARES ROCOSOS

5.2.1 DETECCIÓN DE ÁREAS DE MOVIMIENTO DE GLACIARES DE ROCA

La evaluación de la precisión entre los pares de ortoimágenes se logró mediante la evaluación del desplazamiento aparente de los puntos estables (rocas) que se encontraron en el área de estudio. De esta forma se obtuvo el máximo coeficiente de correlación entre las ortoimágenes, donde se

trabajó con todos aquellos datos que presentaban un valor sobre 0,4 ya que son considerados confiables (Viveros *et al.*, 2021; Wangensteen *et al.*, 2006; Käab *et al.*, 2021).

Gracias al mapeo geomorfológico realizado en la subcuenca del río Azufre donde se identificaron 15 glaciares rocosos fue posible realizar la detección de áreas de movimiento de forma mucho más eficiente, dando principal énfasis en las zonas donde se ubican estas geoformas. La detección de las áreas de movimiento superficial se realizó en dos periodos: 2019 a 2021 (Figura 5.6) y 2021 a 2024 (Figura 5.7). Las desviaciones estándar asociadas al análisis CIAS fueron aproximadamente iguales en las direcciones x e y para la mayoría de los pares de ortoimágenes, revelando una pequeña anisotropía en las incertidumbres de desplazamiento resultantes. La desviación estándar para la velocidad en el periodo del 2019-2021 fue de 0,14 m/yr y para el periodo 2021-2024 fue de 0,15 m/yr.

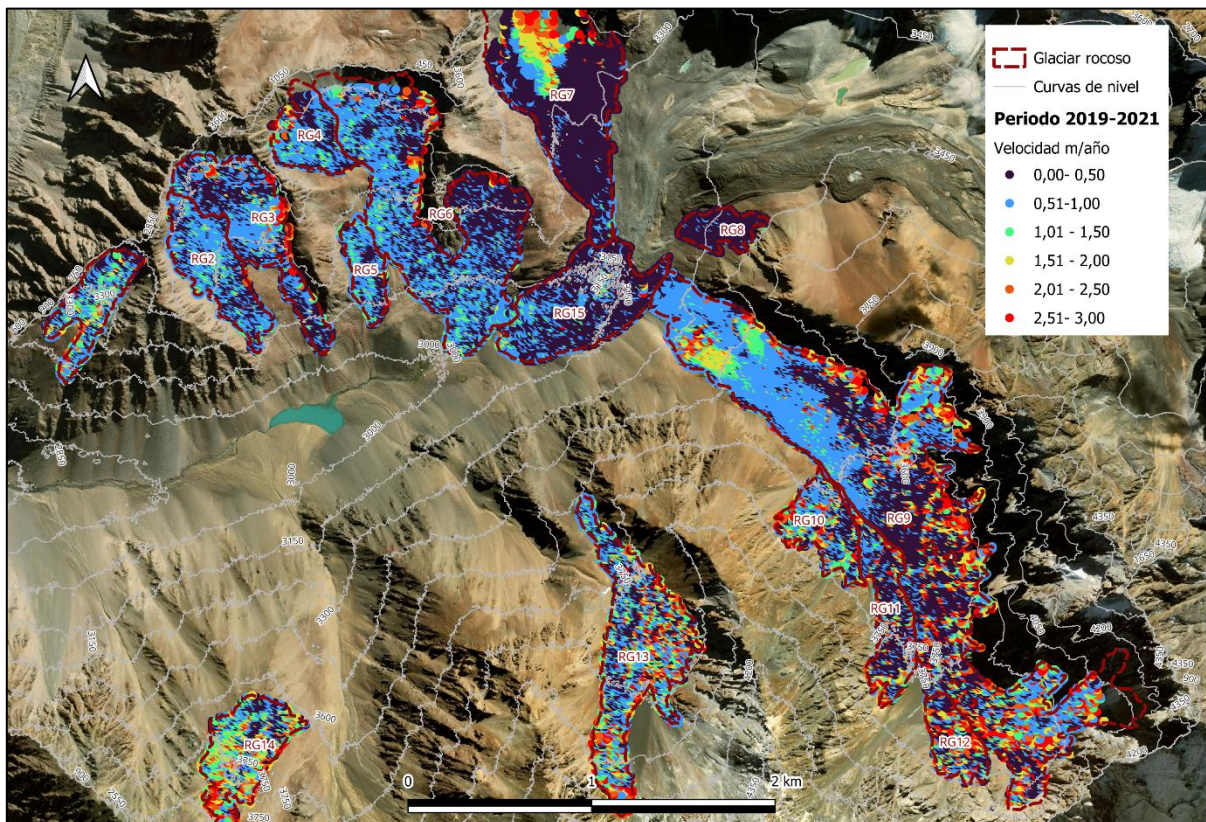


Figura 5.6: Mapa cinemático de los glaciares rocosos presentes en la subcuenca del río Azufre en el periodo comprendido del 2019 a 2021. Escala 1:25.000. Imagen satelital Google Earth 2021.

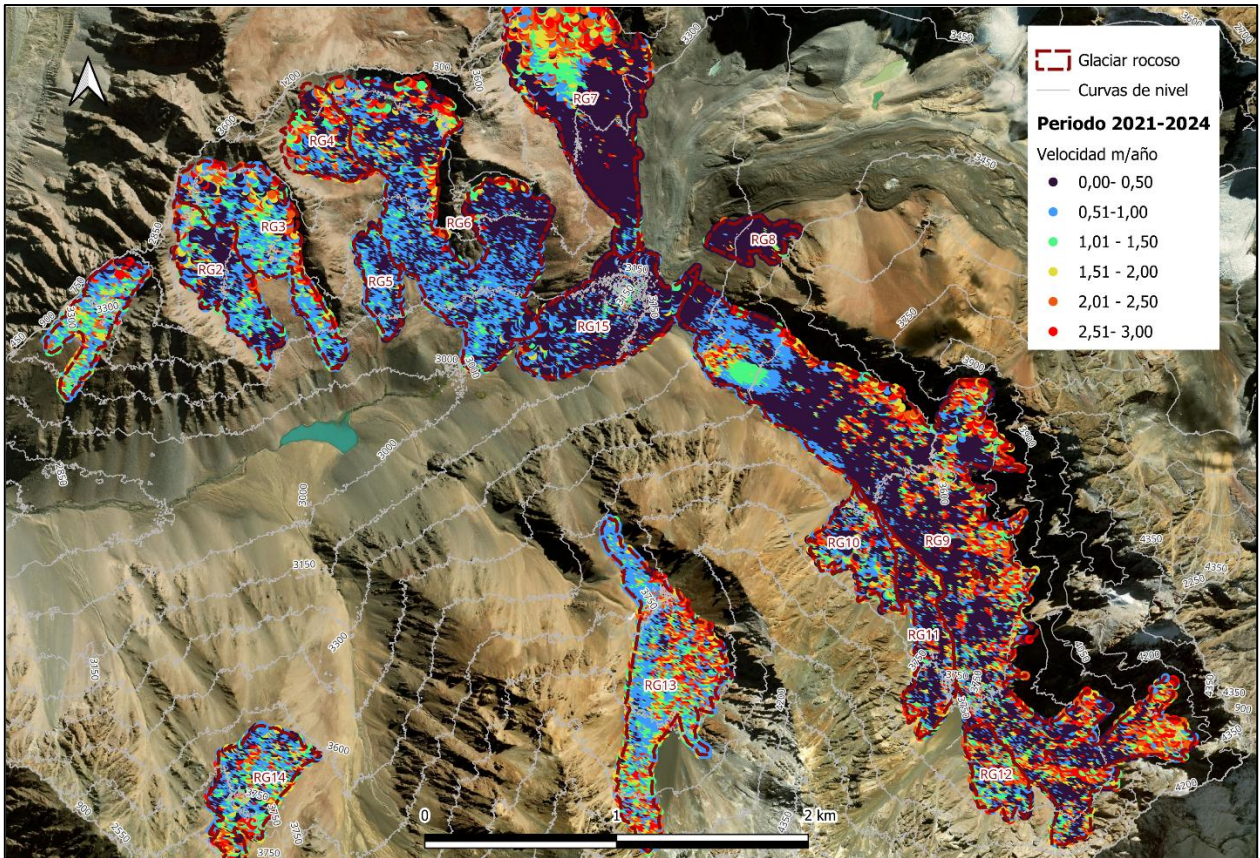


Figura 5.7: Mapa cinemático de los glaciares rocosos presentes en la subcuenca del río Azufre en el periodo comprendido del 2021 a 2024. Escala 1:25.000. Imagen satelital Google Earth 2021.

Para evaluar el estado de los glaciares rocosos de la subcuenca, se trazaron perfiles de velocidad transversales a su morfología, con especial énfasis en las áreas donde se observaba un movimiento más caótico. De esta forma fue posible obtener una velocidad media anual para cada periodo y evaluar su comportamiento. Esta información es detallada en las Figuras 5.8 a 5.14.

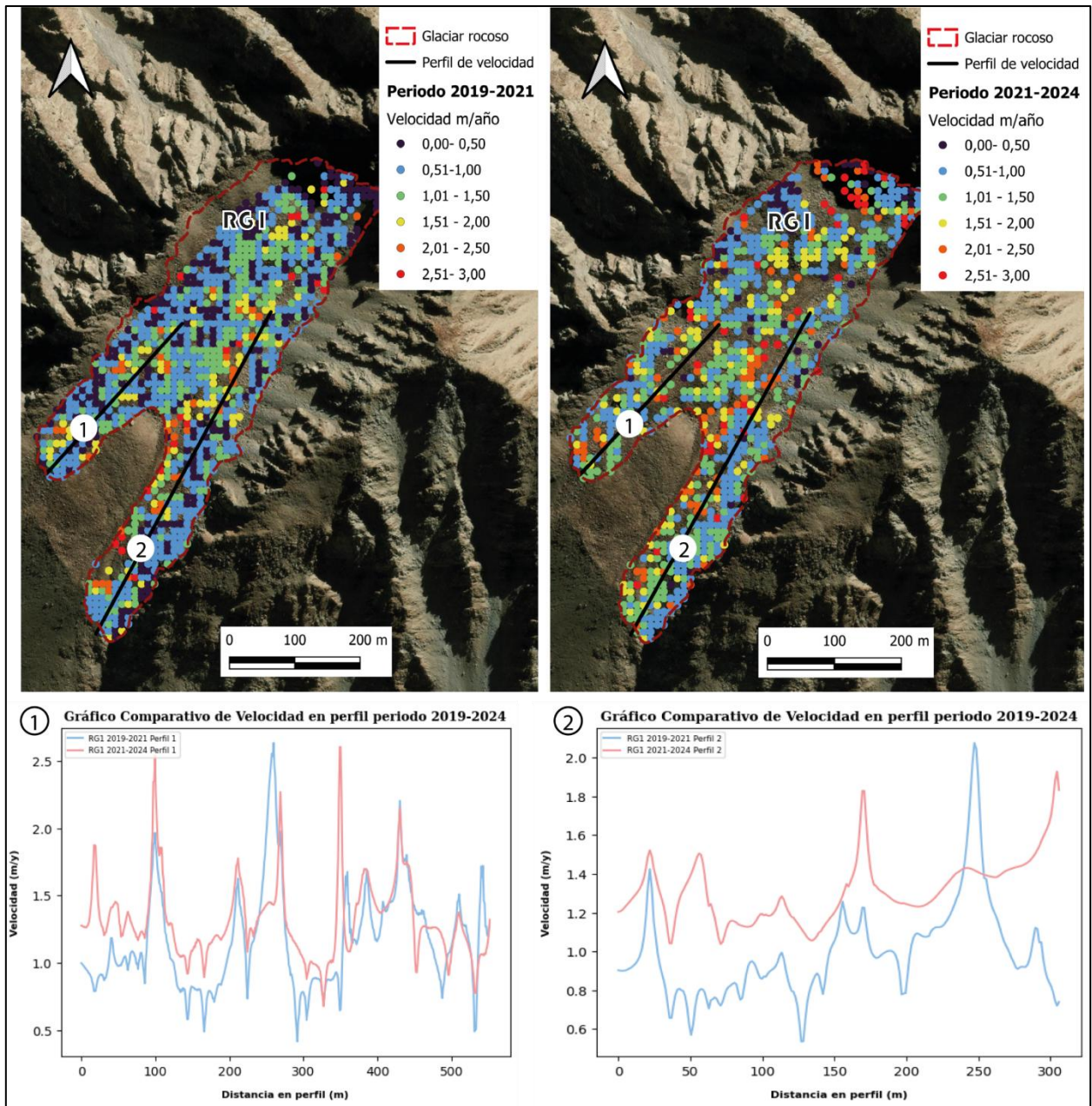


Figura 5.8: Mapa y perfiles de velocidad de glaciar rocoso 1 (RG1). En los mapas se representa la velocidad para los periodos 2019 – 2021 y 2021 – 2024 respectivamente. En los gráficos se representa la velocidad a lo largo de los dos perfiles para los respectivos periodos.

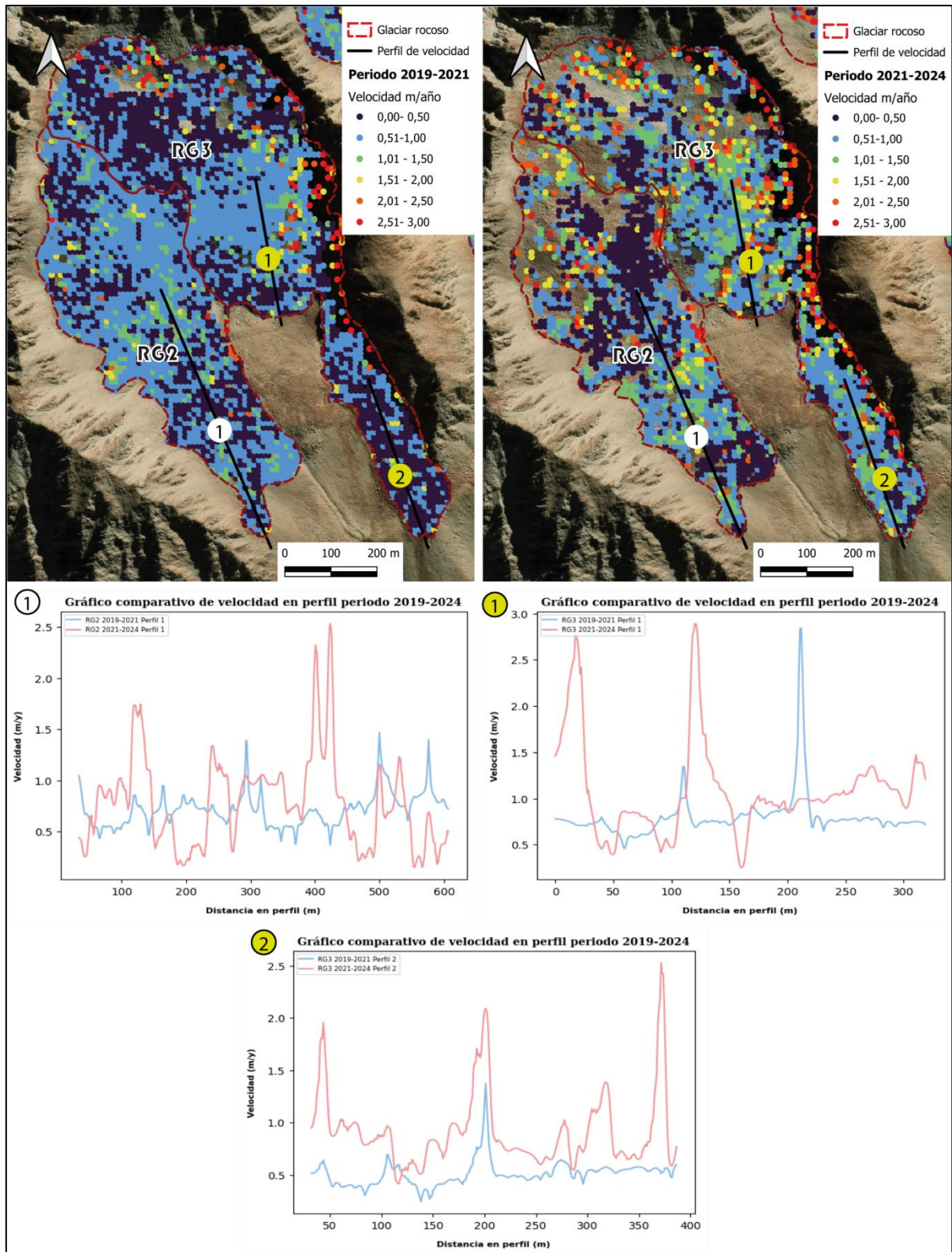


Figura 5.9: Mapa y perfiles de velocidad de los glaciares rocosos 2 y 3 (RG2 y RG3). En los mapas se representa la velocidad para los periodos 2019 – 2021 y 2021 – 2024 respectivamente. En los gráficos se representa la velocidad a lo largo de los perfiles para los respectivos periodos.

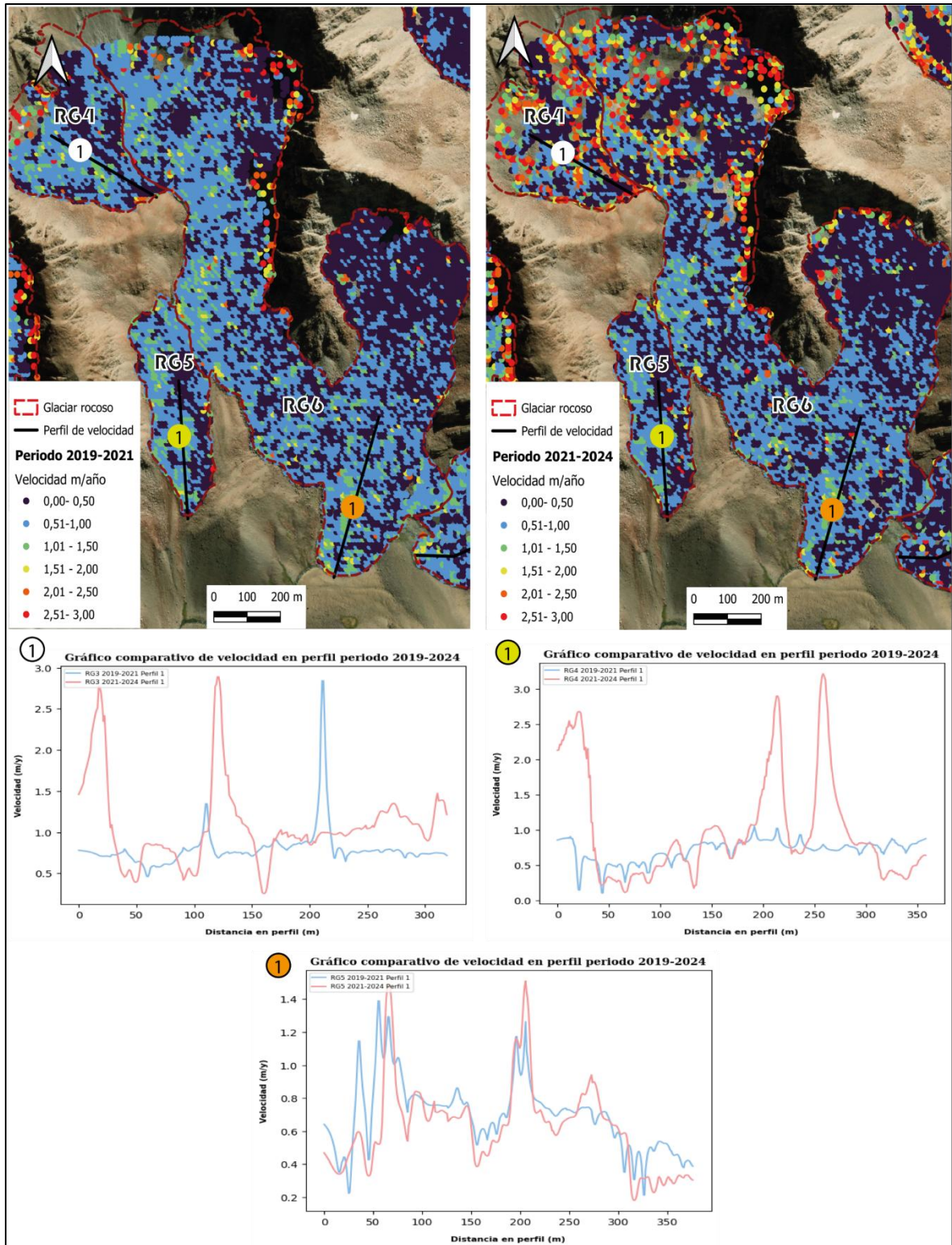


Figura 5.10: Mapa y perfiles de velocidad de los glaciares rocosos 4, 5 y 6 (RG4, RG5 y RG6). En los mapas se representa la velocidad para los periodos 2019 – 2021 y 2021 – 2024 respectivamente. En los gráficos se representa la velocidad a lo largo de los perfiles para los respectivos periodos.

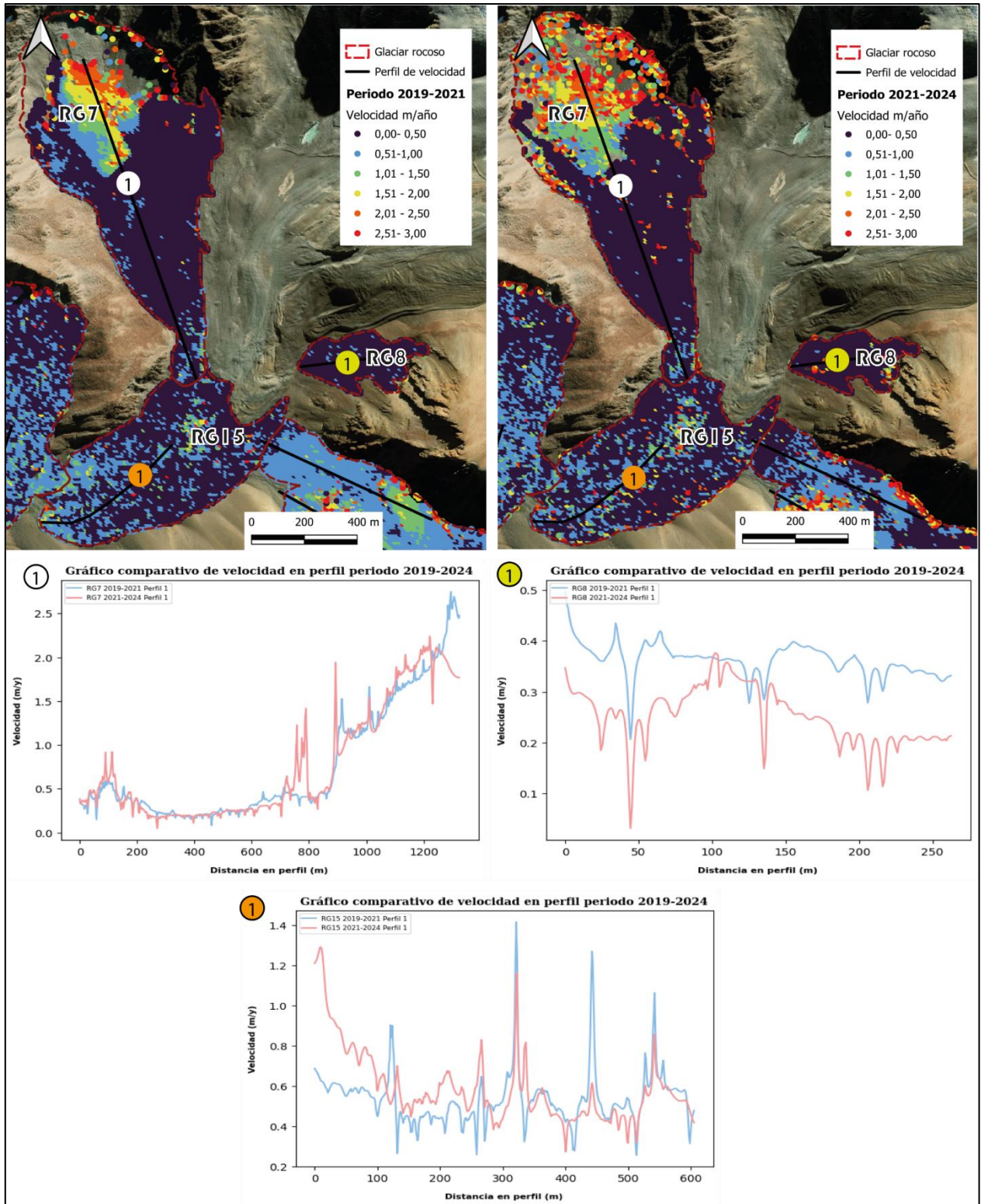


Figura 5.11: Mapa y perfiles de velocidad de los glaciares rocosos 7, 8 y 15 (RG7, RG8 y RG15). En los mapas se representa la velocidad para los periodos 2019 – 2021 y 2021 – 2024 respectivamente. En los gráficos se representa la velocidad a lo largo de los perfiles para los respectivos periodos.

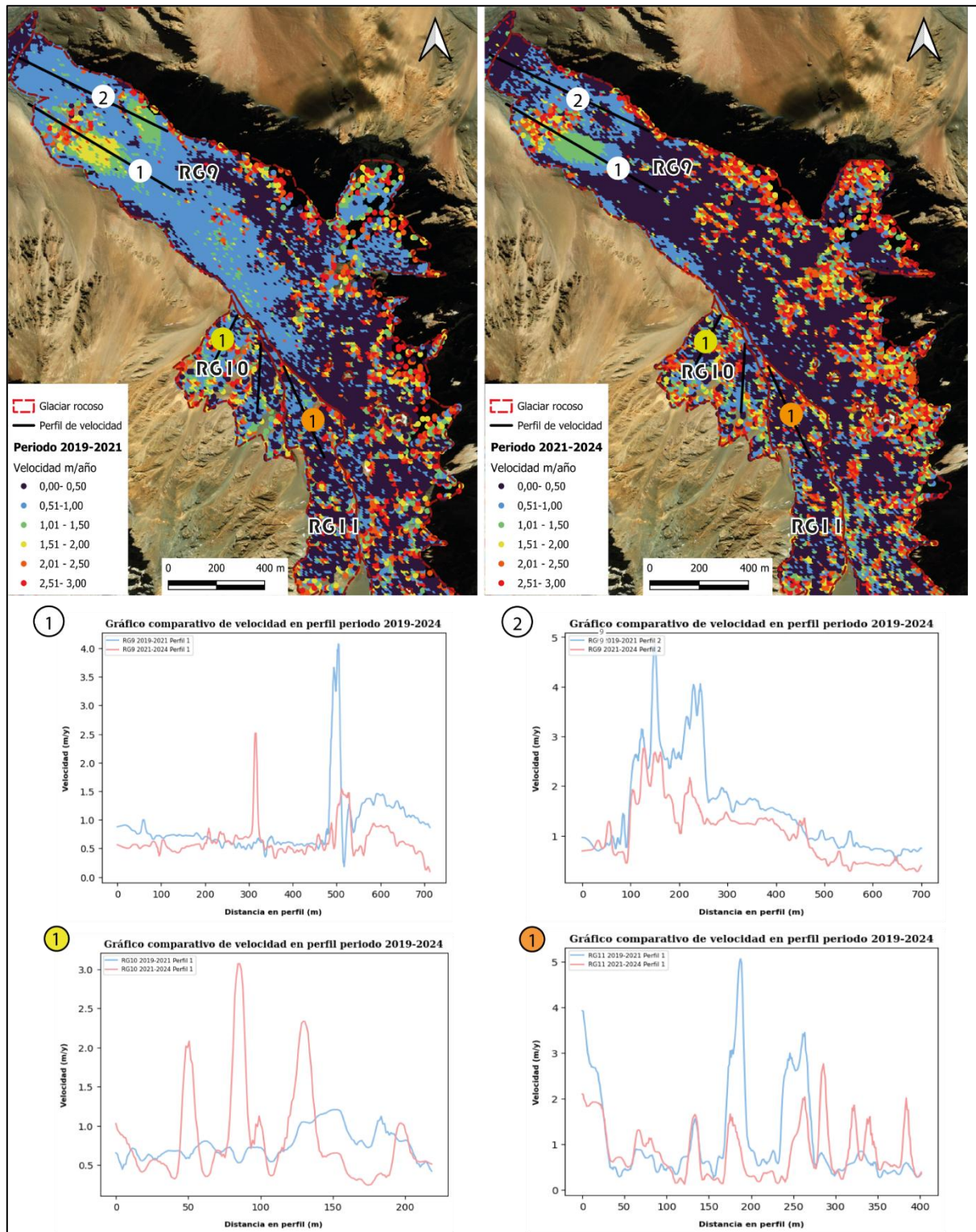


Figura 5.12: Mapa y perfiles de velocidad de los glaciares rocosos 9, 10 y 11 (RG9, RG10 y RG11). En los mapas se representa la velocidad para los periodos 2019 – 2021 y 2021 – 2024 respectivamente. En los gráficos se representa la velocidad a lo largo de los perfiles para los respectivos periodos.

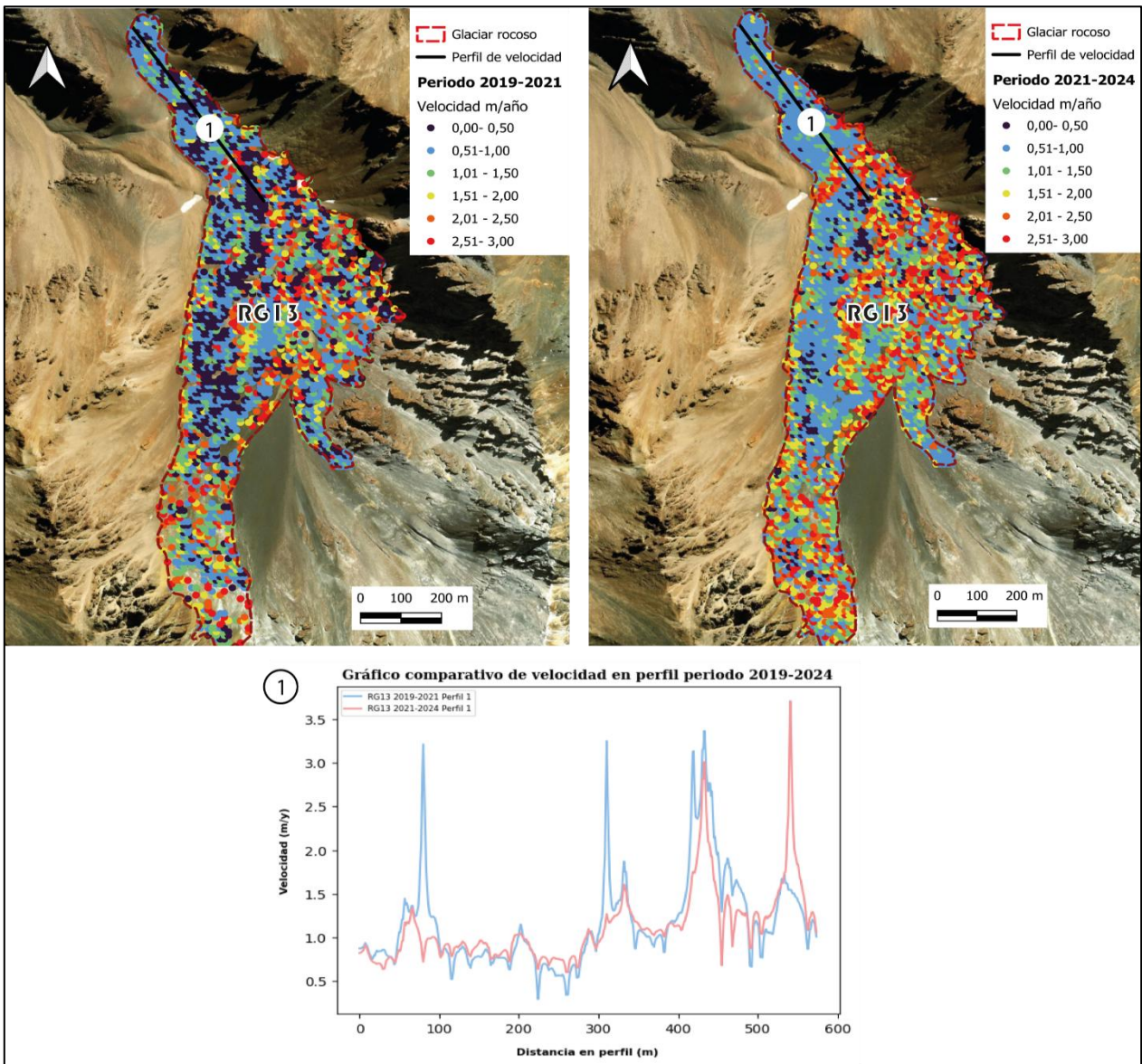


Figura 5.13: Mapa y el perfil de velocidad para el glaciar rocoso 13 (RG13). En los mapas se representa la velocidad para los periodos 2019 – 2021 y 2021 – 2024. En el gráfico se representa la velocidad a lo largo de del perfil para los respectivos periodos.

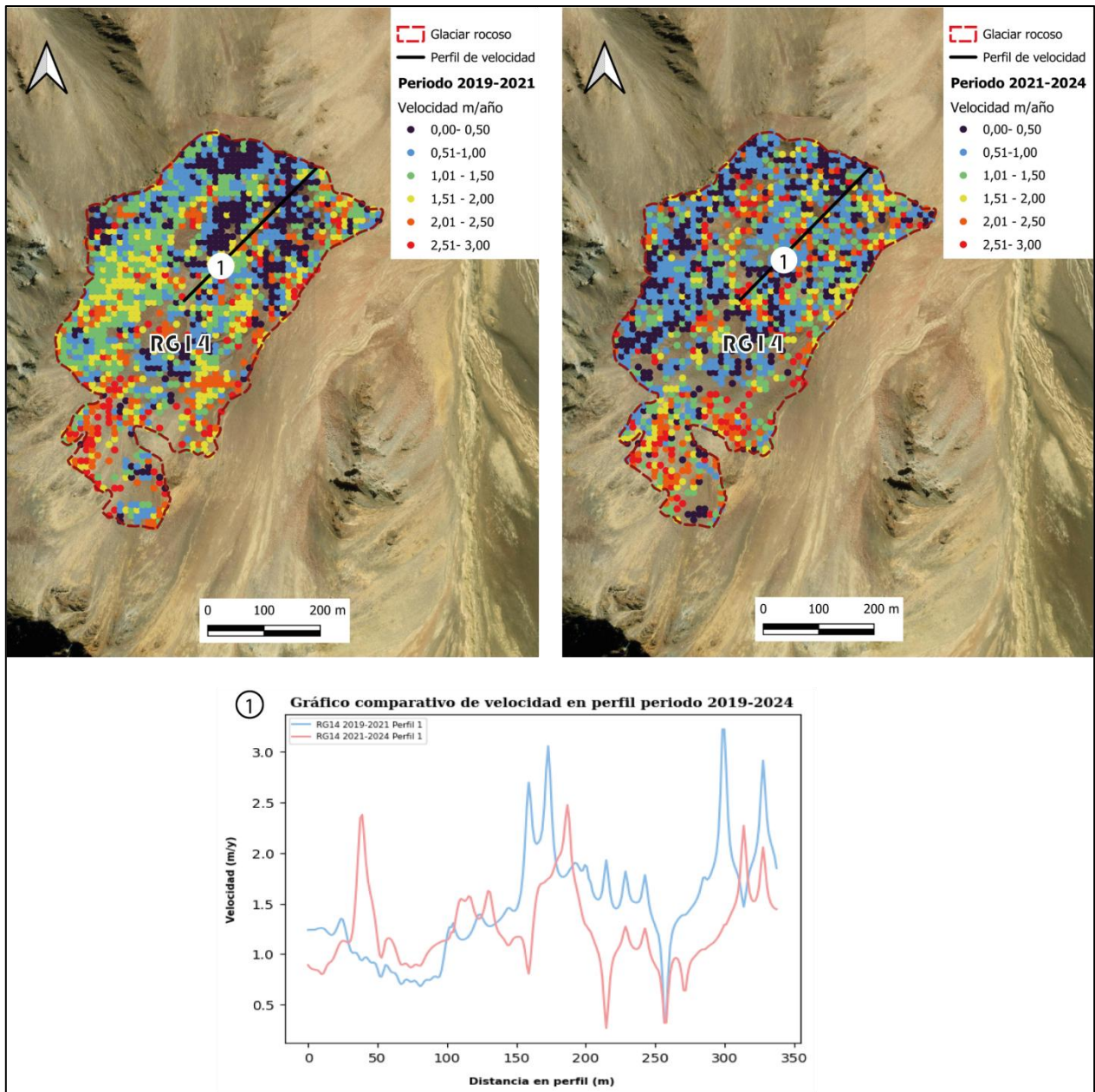


Figura 5.14: Mapa y el perfil de velocidad para el glaciar rocoso 14 (RG14). En los mapas se representa la velocidad para los periodos 2019 – 2021 y 2021 – 2024. En el gráfico se representa la velocidad a lo largo de del perfil para los respectivos periodos.

5.2.2 CLASIFICACIÓN E IDENTIFICACIÓN DEL ESTADO DE LOS GLACIARES DE ROCA EN LA SUBCUENCA

El atributo cinemático (KA) es la categoría asignada a una unidad de glaciar rocoso basada en las características de las áreas de movimiento (MA), como la extensión, clase de velocidad, y especificidades temporales que han sido detectadas en la superficie (Tabla 5.4). Debe reflejar el

estado cinemático general de la unidad de glaciar rocoso en el momento del inventario. Para minimizar las posibles variaciones interanuales de la velocidad del glaciar rocoso, el período de validez debe establecerse en un mínimo de dos años, aunque se recomienda un rango más largo. El KA consta de categorías semicuantitativas que expresan la velocidad de deslizamiento multianual de toda la unidad de glaciar rocoso (RGIK, 2023).

Tabla 5.4. Descripción de las categorías de KA que se deben asignar a la unidad de glaciar rocoso de acuerdo con su actividad. Extraída de RGIK, 2023.

Category	Label	Comment	Related activity
0	Undefined	Default category	Undefined
1	< cm/yr	No up to very little movement	Relict
2	cm/yr	Order of magnitude \approx 0.01 m/yr	Transitional
3	cm/yr to dm/yr	Order of magnitude \approx 0.05 m/yr	Transitional
4	dm/yr	Order of magnitude \approx 0.1 m/yr	Active
5	dm/yr to m/yr	Order of magnitude \approx 0.5 m/yr	Active
6	m/yr	Order of magnitude \approx 1 m/yr	Active
7	>m/yr	More than \approx 3 m/yr	Active

Un KA se asigna a una unidad de glaciar rocoso solo cuando este está documentado con información cinemática consistente en una parte significativa de su superficie. Solo se asigna una categoría cinemática por unidad de glaciar rocoso, generalmente definida como el MA dominante. Sin embargo, dado que un MA dominante rara vez cubre toda la unidad de glaciar rocoso y puede no reflejar una tasa de desplazamiento multianual. En este caso, se definió el estado del glaciar rocoso en base al comportamiento que mostraba a lo largo del perfil. La Tabla 5.5 presenta la clasificación del estado de algunos de glaciares rocosos presentes en la subcuenca, junto con el detalle de la velocidad, orientación de ladera (Figura Anexo 8.11) y nombre de acuerdo con su morfología (todos los glaciares rocosos en Tabla Anexo 8.3).

De acuerdo con los resultados todos los glaciares rocosos identificados en la subcuenca presentan un estado activo, con velocidades anuales que oscilan entre los 0,5 a 2,4 m/año, predominando los valores entre 1 a 1,5 m/año. De igual manera, se observa una tendencia al aumento de la velocidad del desplazamiento de los glaciares en el periodo más actual, comprendido entre los años 2021 y 2024.

Tabla 5.5. Clasificación del estado de glaciares rocosos de acuerdo a perfil.

Glaciar rocoso	Perfil	Velocidad media en perfil (m/yr) \pm incertidumbre		Estado	Orientación de ladera	Nombre de acuerdo con morfología	
						Clasificación	Subclasificación
RG1	1	2019-2021	1,16 \pm 0,14	Activo	SW	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
		2021-2024	1,32 \pm 0,15	Activo			
	2	2019-2021	0,99 \pm 0,14	Activo			
		2021-2024	1,31 \pm 0,15	Activo			
RG2	1	2019-2021	0,72 \pm 0,14	Activo	E	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
		2021-2024	0,79 \pm 0,15	Activo			
RG3	1	2019-2021	0,80 \pm 0,14	Activo	S	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
		2021-2024	1,09 \pm 0,15	Activo			
	2	2019-2021	0,51 \pm 0,14	Activo			
		2021-2024	0,92 \pm 0,15	Activo			
RG4	1	2019-2021	0,71 \pm 0,14	Activo	ESE	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
		2021-2024	1,00 \pm 0,15	Activo			
RG5	1	2019-2021	0,70 \pm 0,14	Activo	S	Unidad de glaciar rocoso	Simple
		2021-2024	0,62 \pm 0,15	Activo			
RG7	1	2019-2021	0,76 \pm 0,14	Activo	S	Unidad de glaciar rocoso	Simple
		2021-2024	0,77 \pm 0,15	Activo			
RG8	1	2019-2021	0,36 \pm 0,14	Activo	W	Unidad de glaciar rocoso	Simple
		2021-2024	0,25 \pm 0,15	Activo			
RG9	1	2019-2021	0,89 \pm 0,14	Activo	NW	Sistema de glaciar rocoso	Multi-unidad
		2021-2024	0,63 \pm 0,15	Activo			
	2	2019-2021	1,54 \pm 0,14	Activo			
		2021-2024	1,05 \pm 0,15	Activo			
RG10	1	2019-2021	0,76 \pm 0,14	Activo	NE	Unidad de glaciar rocoso	Complejo
		2021-2024	0,84 \pm 0,15	Activo			
	2	2019-2021	1,18 \pm 0,14	Activo			
		2021-2024	0,95 \pm 0,15	Activo			
		2021-2024	1,23 \pm 0,15	Activo			
RG13	1	2019-2021	1,17 \pm 0,14	Activo	N	Sistema de glaciar rocoso	Multi-unidad
		2021-2024	1,11 \pm 0,15	Activo			
RG14	1	2019-2021	1,47 \pm 0,14	Activo	NE	Unidad de glaciar rocoso	Complejo
		2021-2024	1,24 \pm 0,15	Activo			
		2021-2024	0,60 \pm 0,15	Activo			

6. DISCUSIÓN

6.1 MAPEO DE GEOFORMAS CRIOSFÉRICAS

El inventario público realizado por la Unidad de Glaciología y Nieves de la Dirección General de Aguas de Chile (DGA), en el año 2022, constituye uno de los trabajos más actuales de mapeo de glaciares y glaciares rocosos en esta área. Si se comparan los resultados obtenidos del mapeo geomorfológico con los datos de este inventario y si se evalúa tanto el número de cuerpos inventariados como las áreas y la ubicación, lógicamente dadas las distintas escalas de trabajo y la disparidad en los objetivos de cada estudio, es posible detectar fuertes diferencias, pero que no invalidan una comparación.

Como se mencionó anteriormente, existen diferencias tanto de objetivos como metodologías al momento de generar inventarios. Por ejemplo, en la base de datos obtenida de la DGA, los glaciares rocosos son un tipo de glaciar, pero ella no tiene asociada una clasificación de actividad o caracterización morfológica. Por otro lado, los contornos de los glaciares rocosos considerados por la DGA normalmente incluyen solo la parte superficial y el frente de las geoformas reconocidas y mapeadas en el presente trabajo. Esto podría incidir en el cálculo del volumen equivalente de agua disponible en dichos glaciares, así como en el área total de ellos. Ese mapeo por parte de la DGA permitiría obtener datos más conservadores respecto a las expectativas de contenido de hielo en los glaciares rocosos, y no sobreestimar recursos ni áreas cubiertas de permafrost.

Una variable importante en todos los trabajos de inventario corresponde a la calidad y cantidad de imágenes satelitales utilizadas. En este sector, el estudio nacional (DGA, 2022) tiene como fuente las imágenes satelitales de fecha promedio 2017, principalmente Landsat 8 (OLI) y Sentinel-2, de resolución espacial 15 y 10 m respectivamente. Para el caso de los glaciares rocosos, y dado su menor tamaño y dificultad de discriminar el hielo cubierto con el entorno rocoso, se utilizaron imágenes satelitales de una resolución de 3 m. Por su parte, en este trabajo se utilizaron imágenes pléiades de 0,5 m de resolución de los años 2019, 2021 y 2024, lo que permitió realizar un mapeo de geoformas a escala 1:5.000, lo que hace posible un mapeo mucho más detallado y preciso.

El mapeo geomorfológico dio como resultado un mosaico de formas de relieve asociadas con orígenes glaciares y periglaciares, lo que implica un entorno complejo y una secuencia de procesos morfogenéticos dominantes intercalados dentro de la subcuenca estudiada. Aun así, a pesar de que el mapeo fue realizado a una escala detallada, aún existen procesos periglaciares que pueden ser caracterizados de forma mucho más específica, e incluso agregar al inventario procesos paraglaciares, que dado la complejidad de la zona y la falta de datos en terreno no fue posible incluir en este trabajo. Finalmente también es importante mencionar la relevancia que tiene el realizar un mapeo de geoformas criosféricas en un área en donde los procesos cuaternarios no han sido abordados en profundidad antes, ya que gracias a esto se puede generar una base que permita comprender mejor las interacciones entre el ambiente glaciar y periglacial, lo cual se vuelve esencial para realizar contribuciones a la gestión del agua en regiones que se están viendo afectadas por el cambio climático, como lo es el caso de los andes semiáridos de Chile central.

6.2 CARACTERIZACIÓN DE GLACIARES DE ROCA POR MEDIO DE IMÁGENES SATELITALES

La caracterización geomorfológica de los glaciares rocosos a través de imágenes satelitales, complementadas con datos cinemáticos, es una herramienta efectiva para diferenciar las diversas unidades que componen estas geoformas, ya que no todos los sectores del sistema se desplazan de manera uniforme (RGIK, 2023a). Es importante entender la expresión geomorfológica de un glaciar rocoso como un proceso evolutivo continuo, lo que implica que no siempre se podrá realizar una delimitación precisa de todas sus partes. Sin embargo, al clasificar las unidades que forman el glaciar rocoso, es posible inferir, de manera general, su estructura interna y el posible contenido de hielo. Esta clasificación también resulta valiosa para evaluar un glaciar rocoso como un potencial reservorio de agua. No obstante, para realizar un análisis más detallado sobre la estructura interna de un glaciar rocoso, sería necesario contar con más datos y emplear otras técnicas *in situ*, como por ejemplo el uso de mediciones geofísicas (Hilbich *et al.*, 2022; Villarroel *et al.*, 2022).

A pesar de que se utilizaron imágenes satelitales de alta resolución, la clasificación de la conexión superior de los glaciares rocosos resulta a menudo compleja, ya que en algunas imágenes se generan sombras debido a la topografía de la zona. Por esta razón, se recomienda emplear imágenes satelitales ópticas tomadas en diferentes momentos para obtener mayor claridad. No obstante, las

imágenes utilizadas si eran lo suficientemente claras y fueron empleadas como criterio para la clasificación. Exceptuando la zona noreste del área de estudio donde existe una fuerte influencia glaciaria, los glaciares rocosos presentes en el área se encuentran en un contexto periglaciario, ya que su conexión cuesta arriba está vinculada a un talud con una cabecera bien definida. Solo unos pocos glaciares de roca aparentemente también presentan una conexión con una pendiente cubierta de detritos, que por criterios visuales fue complicada de clasificar, en estos casos se sugiere una revisión *in situ*.

En cuanto a su morfología superficial, 12 de los 15 glaciares rocosos identificados como activos en la subcuenca presentan características superficiales de crestas y surcos, lo que lo vuelve un factor común para identificar los sistemas de glaciares rocosos activos en la zona.

6.3 CINEMÁTICA DE LOS GLACIARES ROCOSOS EN LOS ANDES SEMIÁRIDOS

Tradicionalmente, los glaciares rocosos han sido considerados menos sensibles al cambio climático que los glaciares (Barsch, 1996). Esta noción ha prevalecido principalmente en los Andes, donde falta un monitoreo a largo plazo de la temperatura subsuperficial del permafrost de montaña. Sin embargo, existen estudios que han observado la degradación del permafrost en los glaciares rocosos andinos mediante estudios geofísicos (Francou *et al.*, 1999), mediciones de pozos a corto plazo (Monnier & Kinnard, 2013) o escenarios futuros del cambio climático (Drewes *et al.*, 2018). Mientras que en regiones alpinas de Europa, se ha registrado una gran cantidad de estudios que destacan algunos patrones en común que ha tenido la degradación del permafrost de montaña, como lo es el caso de la aceleración del movimiento de los glaciares rocosos (Kääb *et al.*, 2007; Eriksen *et al.*, 2018; Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2018), la desestabilización (Delaloye *et al.*, 2013; Vivero & Lambiel, 2019; Marcer *et al.*, 2021) e incluso el colapso (Bodin *et al.*, 2017; Marcer *et al.*, 2020), principalmente debido al aumento de las temperaturas del aire y mecanismos de retroalimentación, como la disponibilidad de agua de deshielo (Buchli *et al.*, 2013; Cicoira *et al.*, 2019).

Aunque la temporalidad de los datos de este estudio abarca solo 5 años (2019-2021 y 2021-2024) y, en general, los glaciares rocosos no presentan grandes variaciones en su desplazamiento, se observa una tendencia al aumento en las velocidades de los glaciares de roca RG1, RG2, RG3, RG4, RG6, RG7 y RG15, con velocidades promedio cercanas a los 20 cm/año entre 2021-2024.

Por otro lado, los glaciares de roca RG5, RG8, RG9, RG11, RG12, RG13 y RG14 experimentan una disminución en sus velocidades promedio, que rondan en los 24 cm/año para el mismo periodo. Estos cambios pueden ser atribuidos tanto a su ubicación espacial como a procesos de desestabilización de laderas y colapsos en el terreno debido al aumento de la temperatura, exposición solar y disponibilidad de agua de deshielo (Delaloye *et al.*, 2013; Vivero & Lambiel, 2019; Marcer *et al.*, 2021; Bodin *et al.*, 2017; Marcer *et al.*, 2020; Buchli *et al.*, 2013 & Cicoira *et al.*, 2019). No obstante, para tener una mejor visión temporal y espacial de cómo se han comportado cinemáticamente estas geformas y si existen factores topoclimáticos que influyen en su degradación, es importante complementar la información obtenida aquí con series de tiempo de una década, como, por ejemplo, la generación de ortomosaicos utilizando fotografías aéreas históricas, lo que permitiría hacer una evaluación de su comportamiento a lo largo de los últimos 50 años.

Un reciente trabajo de Vivero *et al.* (2021) documenta la cinemática en varios glaciares de la cuenca La Laguna, en la región de Coquimbo, utilizando método *feature tracking*, el mismo que se usa en este trabajo. Sus resultados dieron velocidades de alrededor de 26 cm/año entre 1978 y 2000, y una aceleración de hasta 1,25 m/año entre 2014 y 2019. Los autores destacaron que, desde el año 2000, varios glaciares han mostrado cambios en sus patrones superficiales, con incrementos cercanos a los 20 cm/año, lo cual podría estar relacionado con el aumento de las temperaturas del aire, favoreciendo el descongelamiento del hielo interno y el consiguiente desplazamiento superficial. El trabajo mencionado concuerda con los datos obtenidos en el presente estudio y también demuestra la importancia de generar series de tiempo que abarquen más de una década para un mejor análisis de los factores topoclimáticos que influyen en el desplazamiento de los glaciares rocosos.

Por último, un caso particular ocurre en el glaciar rocoso RG10, en el cual se trazaron 2 perfiles de velocidad debido a su compleja morfología, donde se observan 2 lóbulos superpuestos, en el primer perfil (primer lóbulo) se refleja un aumento de la velocidad en 8 cm/año para el periodo 2021-2024 y para el perfil 2 (segundo lóbulo), se observa una disminución de 23 cm para el mismo periodo. Esto ayuda a confirmar que las áreas de movimiento no son homogéneas para una misma unidad

de glaciar rocoso y que es importante realizar una cantidad de perfiles de velocidad de acuerdo a sus características morfológicas para representar de mejor manera la tasa de desplazamiento anual.

Los estudios realizados en los Andes áridos y semiáridos en la última década han experimentado un notable aumento. No obstante, las investigaciones sobre la cinemática de los glaciares rocosos siguen siendo limitadas (Vivero *et al.*, 2019; Bertone *et al.*, 2022). Las velocidades superficiales de los glaciares de roca se han identificado como un parámetro clave para mejorar los inventarios de estas geoformas y como una variable que nos da indicios del estado del permafrost de montaña.

7. CONCLUSIÓN

Se ha realizado un completo inventario de geoformas criosféricas presentes en la subcuenca del río Azufre que podrá utilizarse como referencia para futuros estudios en el área. La caracterización de las geoformas en la subcuenca con imágenes satelitales de alta resolución es muy precisa, pero aun así existen cuerpos de difícil identificación que hacen necesarias las observaciones en terreno para una caracterización adecuada. Se sugiere ahondar más en el mapeo de otras geoformas periglaciares y agregar al inventario geoformas paraglaciares, para complementar este trabajo y generar una data de criofomas aún más detallada.

La mayoría de los glaciares rocosos presentes en la subcuenca son sistemas múltiples con unidades complejas, donde la característica común es la presencia de crestas y surcos. Todos los glaciares rocosos se encuentran activos, con velocidades promedio a lo largo de los perfiles que varían desde 0,5 a 2,4 m/año. Lo cual concuerda con estudios realizados por Vivero *et al.*, 2021 en la cuenca del río Elqui, región de Coquimbo; y con Chung, 2024 en la subcuenca del río Molina.

Se observa una tendencia al aumento en las velocidades de los glaciares de roca RG1, RG2, RG3, RG4, RG6, RG7 y RG15, con velocidades promedio cercanas a los 20 cm/año entre 2021-2024. Y una disminución de 24 cm/año en las velocidades en los glaciares de roca RG5, RG8, RG9, RG11, RG12, RG13 y RG14 para el mismo periodo. Para evaluar de mejor manera que factores topoclimáticos influyen en la degradación del permafrost de montaña a lo largo de los años es importante complementar estos resultados con el análisis de fotografías aéreas históricas.

Las imágenes satelitales de alta resolución y la fotografía aérea histórica son adecuados para determinar el flujo superficial de diferentes componentes de la criósfera ubicados en áreas remotas. El modelado fotogramétrico a partir de imágenes puede ayudar a documentar cambios rápidos de la criósfera de una manera relativamente económica. Además, se puede lograr una mejor documentación de las formas del relieve con la evaluación de la información cinemática pasada y reciente. Por esto, se recomienda completar los datos cinemáticos de este estudio con el análisis adecuado de fotografías aéreas históricas en la subcuenca, ya que esto puede ayudar a reducir la

escasez de mediciones sistemáticas a largo plazo sobre la cinemática de los glaciares rocosos y llenar la brecha entre las observaciones de permafrost que existen en el hemisferio norte y sur.

Por último, estos resultados contribuyen al trabajo del Grupo de Acción de la IPA sobre cinemática de glaciares rocosos e inventarios, que busca establecer la cinemática de estas geoformas como una Variable Climática Esencial (ECV) dentro del marco del Sistema Global de Observación Climática (GCOS) de la Organización Meteorológica Mundial (OMM).

8. REFERENCIAS

- Aguera, M. 2021. Automatic detection of rock glaciers from very-high resolution satellite imagery using convolutional neural networks and object-based image analysis. Master's thesis. University of Bergen. Department of Geography. 118 pp. Bergen.
- Arenson, L.; Hoelzle, M. & Springman, S. 2002. Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **13**(2): 117-135.
- Arenson, L.; Harrington, J.; Koenig, C. & Wainstein, P. 2022. Mountain permafrost hydrology - a practical review following studies from the Andes. *Geosciences*. Vol. **12**(2): 48 pp.
- Azócar, G.; & Brenning, A. 2010. Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27-33 S). *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **21**(1): 42-53.
- Ballantyne, C. 2018. *Periglacial geomorphology*. John Wiley & Sons. 480 pp. Escocia.
- Barnett, T.; Adam, J. & Lettenmaier, D. 2005: Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*. Vol. **438**: 303-309.
- Barsch, D. 1996. Rockglaciers: indicators for the present and former geocology in high mountain environments. *Springer Series in Physical Environment*. Vol. **16**: 331 pp.
- Beniston, M. 2003. Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts. *Climatic change*. Vol. **59**(1): 5-31.
- Berthling, I. 2011. Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*. Vol. **131**(3-4): 98-106.
- Bertone, A.; Barboux, C.; Bodin, X.; Bolch, T.; Brardinoni, F.; Caduff, R., et al. 2022. Incorporating InSAR kinematics into rock glacier inventories: insights from 11 regions worldwide. *The Cryosphere*. Vol. **16**(7): 2.769-2.792.
- Bishop, M.; Björnsson, H.; Haeberli, W.; Oerlemans, J.; Shroder, J.; & Tranter, M. 2011. Encyclopedia of snow, ice and glaciers. Springer Science & Business Media.
- Brenning, A. 2005. Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33–35-S). *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **16**: 231-240.
- Bockheim, J. & Tarnocai, C. 1998. Nature, occurrence and origin of dry permafrost. *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*. Vol. **55**: 57-63.
- 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**: 453-464.
- Bown, F.; Rivera, A. & Acuña, C. 2008. Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*. Vol. **48**: 43-48.
- Buchli, T.; Merz, K.; Zhou, X.; Kinzelbach, W. & Springman, S. M. 2013. Characterization and monitoring of the Furggwanghorn rock glacier, Turtmann Valley, Switzerland: results from 2010 to 2012. *Vadose Zone Journal*. Vol. **12**.

- Burger, K.; Degenhardt, J. & Giardino, J. 1999. Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*. Vol. **31**: 93-132.
- Casassa, G. & Marangunic, C. 1993. The 1987 Rio Colorado rockslide and debris flow Central Andes Chile. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*. Vol. **30**: 321-330.
- Charrier, R. & Munizaga, F. 1979. Edades K-Ar de volcanitas Cenozoicas del sector Cordillerano del Río Cachapoal (34° 15' Lat. Sur). Instituto de Investigaciones Geológicas. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **7**: 41-51.
- Charrier, R. & Muñoz, N. 1994. Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24°S Latitude and 34°-35°S Latitude: a comparative analysis. *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer-Verlag. 233-242.
- Chung, M. 2024. Caracterización de los glaciares rocosos de la subcuenca del Río Molina (33° 22'S-70° 14'O), Andes semiáridos de Chile central, mediante técnicas InSAR. Memoria de Título. Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias Químicas. Departamento de Ciencias de la Tierra. 98 pp. Concepción.
- Cheng, G. & Dramis, F. 1992. Distribution of mountain permafrost and climate. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **3**(2): 83-91.
- Cicoira, A.; Beutel, J.; Faillettaz, J. & Vieli, A. 2019. Water controls the seasonal rhythm of rock glacier flow. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **528**:115 pp.
- Cicoira, A.; Marcer, M.; Gärtner-Roer, I.; Bodin, X.; Arenson, L. & Vieli, A. 2021. A general theory of rock glacier creep based on in-situ and remote sensing observations. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **32**(1): 139-153.
- Cortés, G. & Margulis, S. 2017. Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis. *Geophysical Research Letters*. Vol. **44**(13): 6.859-6.867.
- Cuartero, A. & Felicísimo, M. 2014. Rectificación y ortorrectificación de imágenes de satélite: análisis comparativo y discusión. *GeoFocus. International Review of Geographical Information Science and Technology*. Vol. **3**: 45-58.
- Delaloye, R.; Morard, S.; Barboux, C.; Abbet, D.; Gruber, V. & Riedo, M., et al. 2013. Rapidly moving rock glaciers in Mattertal. *Gesellschaft: Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologie*. 21-31.
- Dirección General de Aguas (DGA). 2014. Inventario de cuencas, subcuencas y subsubcuencas de Chile. Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación. Santiago de Chile: Ministerio de Obras Públicas de Chile. <https://snia.mop.gob.cl/repositorioidga/>
- Dirección General de Aguas (DGA). 2022. Inventario público de glaciares de Chile 2022. Santiago de Chile: Ministerio de Obras Públicas de Chile. <https://dga.mop.gob.cl/Paginas/InventarioGlaciares.aspx>
- Drewes, J.; Moreiras, S. & Korup, O. 2018. Permafrost activity and atmospheric warming in the Argentinian Andes. *Geomorphology*. Vol. **323**: 13-24.

- Eriksen, H. Ø.; Rouyet, L.; Lauknes, T. R.; Berthling, I.; Isaksen, K.; Hindberg, H., et al. 2018. Recent acceleration of a rock glacier complex, Ádjet, Norway, documented by 62 years of remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*. Vol. **45**: 8.314-8.323.
- Escribano, J. 2008. Superficies de bajo relieve en la Cordillera de Chile Central entre los 32°30's y los 33°30's y su relación con el alzamiento andino. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 89 p.
- Falaschi, D.; Castro, M.; Masiokas, M.; Tadono, T. & Ahumada, A. 2014. Rock glacier inventory of the Valles Calchaquíes region (~ 25 S), Salta, Argentina, derived from ALOS data. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **25**(1): 69-75.
- Fariás-Barahona, D.; Ayala, Á.; Bravo, C.; Vivero, S.; Seehaus, T.; Vijay, S.; Schaefer, M.; Buglio, F.; Casassa, G. & Braun, M. 2020. 60 years of glacier elevation and mass changes in the Maipo River Basin, central Andes of Chile. *Remote Sensing*. Vol. **12**(10): 1-19.
- Fariás, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno. Tesis doctoral. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología: 178 pp. Santiago.
- Fariás, M.; Charrier, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Fock, A.; Campbell, D.; Cáceres, J. & Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid Surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics*. 27: TC1005.
- Fernández, H.; García, J.-L.; Nussbaumer, S.; Geiger, J.; Gärtner-Roer, I.; Pérez, F.; Tikhomirov, D.; Christl, M. & Egli, M. 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**: 108.096.
- Fernández, H.; García, J.-L.; Nussbaumer, S.; Tikhomirov, D.; Pérez, F.; Gärtner-Roer, I., Christl, M. & Egli, M. 2023. Fluctuations of the Universidad Glacier in the Andes of central Chile (34 S) during the latest Holocene derived from a 10Be moraine chronology. *Quaternary Science Reviews*. 300, 107.884.
- Ferrando, F. 2003. Aspectos conceptuales y genetico-evolutivos de los glaciares rocosos: análisis de caso en los andes semiáridos de Chile. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, Vol. **1**.
- Francou, B.; Fabre, D.; Pouyaud, B.; Jomelli, V. & Arnaud, Y. 1999. Symptoms of degradation in a tropical rock glacier, Bolivian Andes. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **10**(1): 91-100.
- French, H. & Thorn, C. 2006. The changing nature of periglacial geomorphology. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*. (3), 165-174.
- French, H. 2017. The periglacial environment. *John Wiley & Sons*. 458 pp. Chichester.
- García, J.-L.; Pizarro, F. & Calcagni, V. 2014. Fluctuaciones glaciales holocénicas en el Cajón del Maipo, Andes centrales de Chile: observaciones morfoestratigráficas de los glaciares Loma Larga y Nieves Negras. In A. Borsdorf, R. Sánchez, R. Hidalgo, & H. M. Zunino (Eds.), *Los riesgos traen oportunidades: Transformaciones globales en Los Andes sudamericanos*.
- Garreaud, R.; Vuille, M.; Compagnucci, R. & Marengo, J. 2009. Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **281**(3-4): 180-195.

- Garreaud, R.; Alvarez-Garretón, C.; Barichivich, J.; Boisier, J.; Christie, D.; Galleguillos, M.; Lequesne, C.; McPhee, J. & Zambrano-Bigiarini, M. 2017. The 2010-2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and earth system sciences*. Vol. **21**(12): 6.307-6.327.
- Gärtner, I.; Brunner, N.; Delaloye, R.; Haerberli, W.; Käab, A. & Thee, P. 2022. Glacier–permafrost relations in a high-mountain environment: 5 decades of kinematic monitoring at the Gruben site, Swiss Alps. *The Cryosphere*. Vol. **16**(5): 2.083-2.101.
- Giambiagi, L.; Ramos, V.; Godoy, E.; Álvares, P. & Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34°S. *Tectonics*. Vol. **22**: 1.041-1.059.
- Giambiagi, L.; Tunik, M. & Ghiglione, M. 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **14**: 707-724.
- Grannas, A.; Bogdal, C.; Hageman, K.; Halsall, C.; Harner, T.; Hung, H. & Wania, F. 2013. The role of the global cryosphere in the fate of organic contaminants. *Atmospheric Chemistry and Physics*. Vol. **13**(6): 3271-3305.
- Gruber, S. & Haerberli, W. 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. Vol. **112**.
- Hilbich, C.; Hauck, C.; Mollaret, C.; Wainstein, P. & Arenson, L. 2022. Towards accurate quantification of ice content in permafrost of the Central Andes-part 1: Geophysics-based estimates from three different regions. *The Cryosphere*. Vol. **16**(5): 1.845-1.872.
- Hedley, J.; Roelfsema, C.; Phinn, S. & Mumby, P. 2012. Environmental and Sensor Limitations in Optical Remote Sensing of Coral Reefs: Implications for Monitoring and Sensor Design. *Remote sensing (Basel, Switzerland)*. Vol. **4**: 271-302.
- Haerberli, W.; Hallet, B.; Arenson, L.; Elconin, R.; Humlum, O.; Käab, A. & Mühlh, D. 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and periglacial processes*. Vol. **17**(3):189-214.
- Iribarren-Anacona, P.; Mackintosh, A. & Norton, K. 2015. Hazardous processes and events from glacier and permafrost areas: lessons from the Chilean and Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. **40**(1): 2-21.
- Janke, J.; Bellisario, A. & Ferrando, F. 2015. Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of central Chile. *Geomorphology*. Vol. **241**: 98-121.
- Jin, H.; Huang, Y.; Bense, V.; Ma, Q.; Marchenko, S.; Shepelev, V.; Hu, Y.; Liang, S.; Spektor, V.; Jin, X. & Li, X. 2022. Permafrost degradation and its hydrogeological impacts. *Water*. Vol. **14**(3): 372 pp.
- Jones, D.; Harrison, S.; Anderson, K. & Betts, R. 2018. Mountain rock glaciers contain globally significant water stores. *Scientific Reports*. Vol. **8**(1): 2.834p.
- Jones, D.; Harrison, S. & Anderson, K. 2019. Mountain glacier-to-rock glacier transition. *Global and Planetary Change*. Vol. **56**: 172-187.

- Kääb A.; Frauenfelder, R. & Roer, I. 2007. On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*. Vol. **56**: 172-187.
- Kääb, A., Strozzi, T., Bolch, T., Caduff, R., Trefall, H., Stoffel, M. 2021. Inventory and Changes of Rock Glacier Creep Speeds in Ile Alatau and Kungöy Ala-Too, Northern Tien Shan, since the 1950s. *The Cryosphere*. Vol. **15**: 927-949.
- Kaufmann, V.; Seier, G.; Sulzer, W.; Wecht, M.; Liu, Q.; Lauk, G. & Maurer, M. 2018. Rock glacier monitoring using aerial photographs: conventional vs. UAV-based mapping—a comparative study. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. **42**: 239-246.
- Kellerer-Pirklbauer, A.; Delaloye, R.; Lambiel, C.; Gärtner-Roer, I.; Kaufmann, V.; Scapozza, C. & Schoeneich, P. 2018. Interannual variability of rock glacier flow velocities in the European Alps. In Proceedings of the 5th European Conference on Permafrost (EUCOP5-2018), Chamonix, France. Vol. **23**.
- Keuschnig, M.; Krautblatter, M.; Hartmeyer, I.; Fuss, C. & Schrott, L. 2017. Automated electrical resistivity tomography testing for early warning in unstable permafrost rock walls around alpine infrastructure. *Permafrost and periglacial processes*. Vol. **28**(1): 158-171.
- Khorrarn, S.; Koch, F.; Van der Wiele, C. & Nelson, S. 2012. *Remote sensing*. Springer Science & Business Media.
- 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 pp.
- Knight, J. & Harrison, S. 2014. Mountain glacial and para-glacial environments under global climate change: Lessons from the past, future directions and policy implications. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. Vol. **96**(3): 245-264.
- Kofler, C.; Steger, S.; Mair, V.; Zebisch, M.; Comiti, F. & Schneiderbauer, S. 2020. An inventory-driven rock glacier status model (intact vs. relict) for South Tyrol, Eastern Italian Alps. *Geomorphology*. Vol. **350**: 106.887.
- Kotlyakov, V. & Komarova, A. 2006. Elsevier's dictionary of geography: in English, Russian, French, Spanish and German. *Elsevier*.
- Krainer, K. & Mostler, W. 2002. Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. Vol. **34**(2): 142-149.
- Krainer, K.; Mostler, W. & Spötl, C. 2007. Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian Journal of Earth Sciences*.
- Lira, M.; García, J-L.; Bentley, M.; Jamieson, S.; Darvill, C.; Hein, A.; Fernández, H.; Rodés, Á.; Fabel, D.; Smedley, R. & Binnie, S. 2022. The last glacial maximum and deglacial history of the Seno Skyring Ice Lobe (52°S), Southern Patagonia. *Frontiers in Earth Science*. Vol. **10**.
- Luebert, F. 2021. The two South American dry diagonals. *Frontiers of Biogeography*. Vol. **13**(4).

- Mackintosh, A.; Anderson, B. & Pierrehumbert, R. 2017. Reconstructing climate from glaciers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. **45**(1): 649-680.
- Malmros, J.; Mernild, S.; Wilson, R.; Tagesson, T. & Fensholt, R. 2018. Snow cover and snow albedo changes in the central Andes of Chile and Argentina from daily MODIS observations (2000-2016). *Remote Sensing of Environment*. Vol. **209**: 240-252.
- Mahyari, A. & Yazdi, M. 2011. Panchromatic and Multispectral Image Fusion Based on Maximization of Both Spectral and Spatial Similarities. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions*. Vol. **49**:1.976-1.985.
- Marcer, M.; Cicoira, A.; Cusicanqui, D.; Bodin, X.; Echelard, T.; Obregon, R., et al. 2021. Rock glaciers throughout the French Alps accelerated and destabilised since 1990 as air temperatures increased. *Communications Earth & Environment*. Vol. **2**: 81 pp.
- Marcer, M.; Ringsø Nielsen, S.; Ribeyre, C.; Kummert, M.; Duvillard, P. A. & Schoeneich, P., et al. 2020. Investigating the slope failures at the Lou Rock Glacier front, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **31**: 15-30.
- Masiokas, M.; Rabatel, A.; Rivera, A.; Ruiz, L.; Pitte, P.; Ceballos, J. & MacDonell, S. 2020. A review of the current state and recent changes of the Andean cryosphere. *Frontiers in Earth science*. Vol. **8**: 99 pp.
- Merino, R. & Pino, C. 2020. Criósfera del río Cochiguaz y cuenca superior del río Claro o Derecho, región de Coquimbo: geomorfología periglacial e inventario de glaciares rocosos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-20-80: 85 p., 1 mapa escala 1:70.000. Santiago.
- Misra, D. & Kidanu, S. 2023. Cause of initiation of thermokarsts in the Arctic as a result of permafrost degradation. *Conference in Soil Erosion Research Under a Changing Climate*. Vol. **1**.
- Monnier, S. & Kinnard, C. 2017. Pluri-decadal (1955–2014) evolution of glacier–rock glacier transitional landforms in the central Andes of Chile (30–33 S). *Earth Surface Dynamics*. Vol. **5**(3): 493-509.
- Müller, S. 1943. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. *Special Report, Strategic Engineering Study, Intelligence Branch, Office, Chief of Engineers*. Vol. **62**: 136 pp.
- Perko, R.; Schardt, M.; Piermattei, L.; Auer, S. & Roth, P. 2019. Multiple view geometry in remote sensing: an empirical study based on Pléiades satellite images. In *IGARSS 2019-2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 3.629-3.632.
- Rangecroft, S.; Harrison, S. & Anderson, K. 2015. Rock glaciers as water stores in the Bolivian Andes: an assessment of their hydrological importance. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. Vol. **47**(1): 89-98.
- Redpath, T.; Sirguey, P.; Fitzsimons, S. & Käab, A. 2013. Accuracy Assessment for Mapping Glacier Flow Velocity and Detecting Flow Dynamics from ASTER Satellite Imagery: Tasman Glacier, New Zealand. *Remote Sensing Environ*. Vol. **133**: 90–101.
- Rivano, S.; Godoy, E.; Vergara, M. & Villarroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile* 17. Vol. **2**: 205-214.

- Rivera, A.; Bown, F.; Napoleoni, F.; Muñoz, C. & Vuille, M. 2016. Balance de masa glaciar. Ediciones CECs, Valdivia, Chile.
- RGIK (2023a). Guidelines for inventorying rock glaciers: baseline and practical concepts (version 1.0). *IPA Action Group Rock glacier inventories and kinematics*: 25 pp.
- RGIK (2023b). Rock Glacier Velocity as an associated parameter of ECV Permafrost: Baseline concepts (Version 3.2). *IPA Action Group Rock glacier inventories and kinematics*: 12 pp.
- Robson, B.; Bolch, T.; Macdonell, S.; Holbling, D.; Rastner, P. & Schaffer, N. 2020. Automated detection of rock glaciers using deep learning and object-based image analysis. *Remote sensing of environment*, Vol. 250:112.033.
- Robson, B.; Nuth, C.; Dahl, S.; Hölbling, D.; Strozzi, T. & Nielsen, P. 2015. Automated classification of debris-covered glaciers combining optical, SAR and topographic data in an object-based environment. *Remote Sens Environ.* Vol. **170**:372–387.
- Rojas, M.; Arias, P.; Flores-Aqueveque, V.; Seth, A. & Vuille, M. 2016. The South American monsoon variability over the last millennium in climate models. *Climate of the Past*. Vol. **12**(8): 1681-1691.
- Schaffer, N.; Macdonell, S.; Réveillet, M.; Yáñez, E. & Valois, R. 2019. Rock glaciers as a water resource in a changing climate in the semiarid Chilean Andes. *Regional Environmental Change*. Vol. **19**: 1.263-1.279.
- Schröder, H. 2001. Vergleichende Periglazialmorphologie im Winterregengebiet der Atacama. *Erdkunde*. Vol **55**: 311–326.
- Shur, Y.; Hinkel, K. & Nelson, F. 2005. The Transient Layer: Implications for Geocryology and Climate-Change Science. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **16**: 5-17.
- Strozzi, T.; Caduff, R.; Jones, N.; Barboux, C.; Delaloye, R.; Bodin, X.; Käab, A.; Mätzler, E. & Schrott, L. 2020. Monitoring rock glacier kinematics with satellite synthetic aperture radar. *Remote Sensing*. Vol. **12** (3): 559 pp.
- Schuckman, K. & Dutton J. 2018. *Band Math* [Online]. The Pennsylvania State University. Available: <https://www.e-education.psu.edu/geog480/node/524> [Acceso 07/08/2024].
- Tapia, C. 2018. Distribución y Caracterización del Ambiente Periglaciar en el extremo oeste del Departamento Calingasta, provincia de San Juan, Argentina. Tesis doctoral. Universidad de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Departamento de Geología (Inédito): 314 pp. San Juan.
- Tassara, A. & Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **30**: 159-186.
- Trombotto, D.; Buk, E. & Hernández, J. 1999. Rock glaciers in the Southern Central Andes (approx. 338-348S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften*. Vol. **19**: 145-173.

- Von Lozinsky, W. 1912. Die periglaziales fazies der mechanischen Verwitterung. In *Comptes Rendus, XI Congres Internationale Geologie*. Stockholm 1910; 1039±1053.
- Van Everdingen, 1976. Geocryological terminology. *Canadian Journal of Earth Science*. Vol. **13**: 862-867.
- Villarroel, C.; Forte, A.; Ortiz, D.; Beliveau, G. & Guella, A. 2020. Active layer and permafrost thickness in rock glaciers derived from geophysical methods in the semiarid Andes of Argentina. *Geomorphology*. Vol. **365**: 10.7249.
- Villarroel, C.; Ortiz, D.; Forte, A.; Tamburini Beliveau, G.; Ponce, D.; Imhof, A. & López, A. 2022. Internal structure of a large, complex rock glacier and its significance in hydrological and dynamic behavior: A case study in the semi-arid Andes of Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **33** (1): 78-95.
- Vivero, S.; Bodin, X.; Fariás-Barahona, D.; MacDonell, S.; Schaffer, N.; Robson, B. A. & Lambiel, C. 2021. Combination of aerial, satellite, and UAV photogrammetry for quantifying rock glacier kinematics in the Dry Andes of Chile (30 S) since the 1950s. *Frontiers in Remote Sensing*, 2, 784015.
- Vivero, S. & Lambiel, C. 2019. Monitoring the crisis of a rock glacier with repeated UAV surveys. *Geographica Helvetica*. Vol. **74**: 59-69.
- Wangensteen, B.; Guðmundsson, Á.; Eiken, T.; Käab, A.; Farbrot, H. & Etzelmüller, B. 2006. Surface Displacements and Surface Age Estimates for Creeping Slope Landforms in Northern and Eastern Iceland Using Digital Photogrammetry. *Geomorphology*. Vol. **80**: 59–79.

ANEXOS

ANEXO 1:

Figuras	Página
8. 1. RG1.....	75
8. 2. RG2 y RG3.....	75
8. 3. RG4, RG5 y RG6.....	76
8. 4. RG7.....	76
8. 5. RG8.....	77
8. 6. RG9.....	77
8. 7. RG10, RG11 y RG12.....	78
8. 8. RG13.....	78
8. 9. RG14.....	79
8. 10. RG15.....	79
8. 11. Mapa de pendientes laderas.....	80
8. 12. Mapa de orientaciones de laderas.....	80

ANEXO 2:

Tabla	Página
8. 1. Tabla esquemática de criterios de clasificación de glaciares.....	80
8. 2. Caracterización geomorfológica de glaciares rocosos en subcuenca del río Azufre.....	81
8. 3. Clasificación del estado de glaciares rocosos de acuerdo a perfil.....	82

ANEXO 1

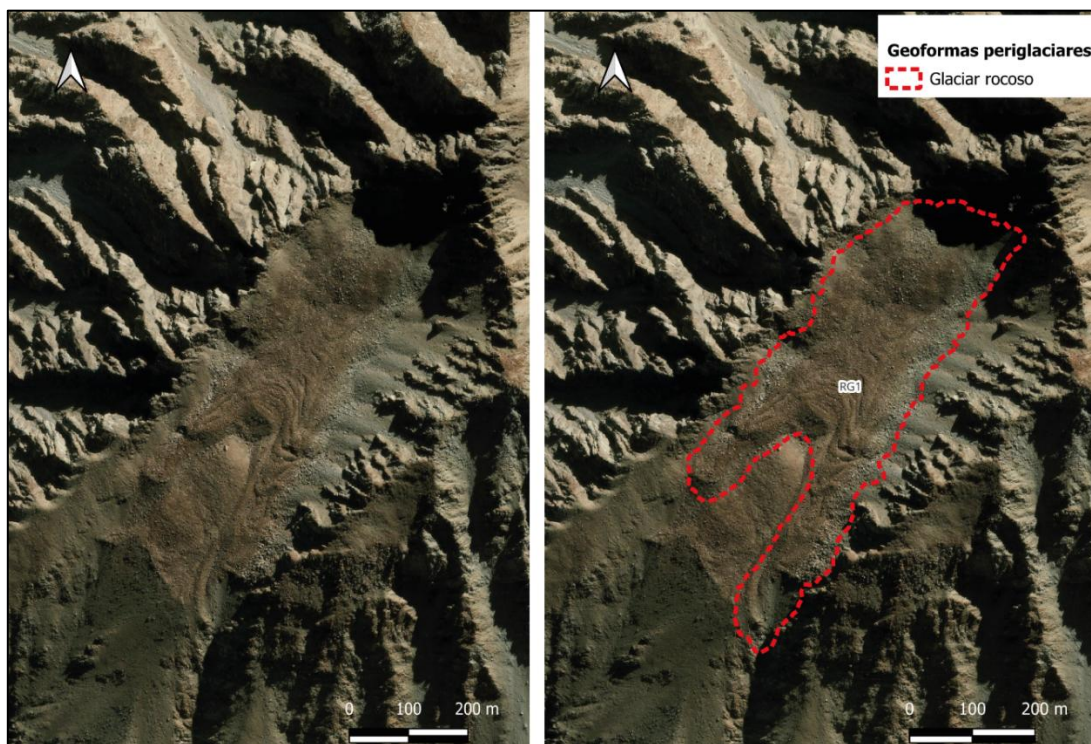


Figura 8.1: RG1. Unidad de glaciar rocoso complejo. Lóbulos que se superponen entre sí.

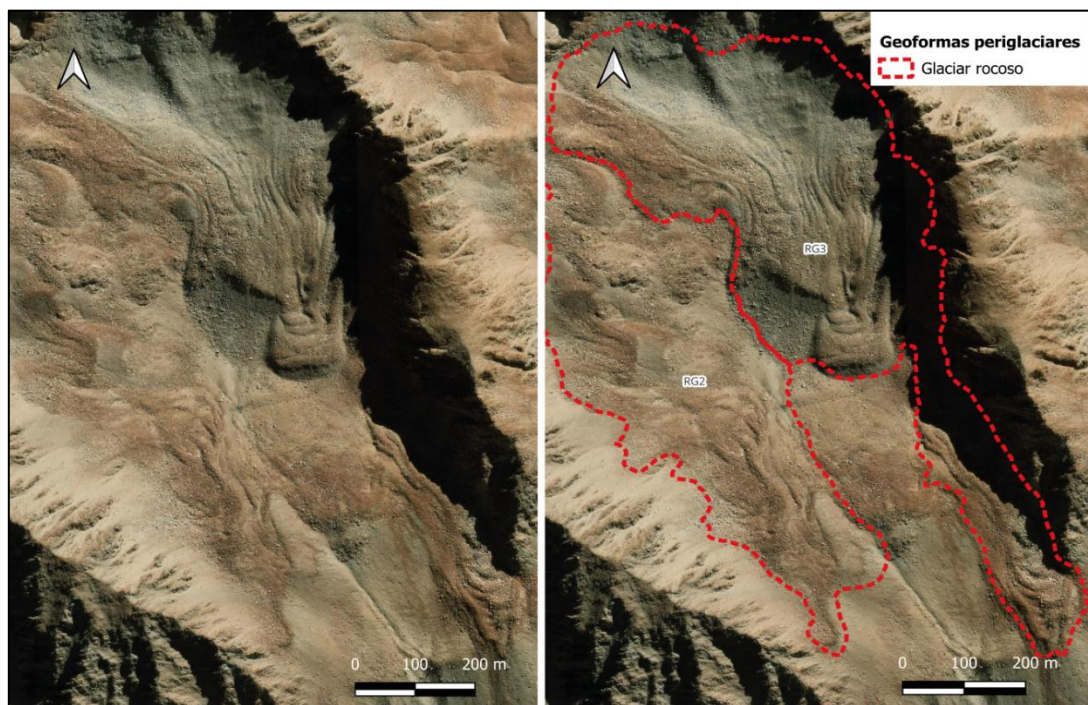


Figura 8.2: RG2 y RG3. Ambos son unidades de glaciar rocoso complejo. Lóbulos que se superponen entre sí.

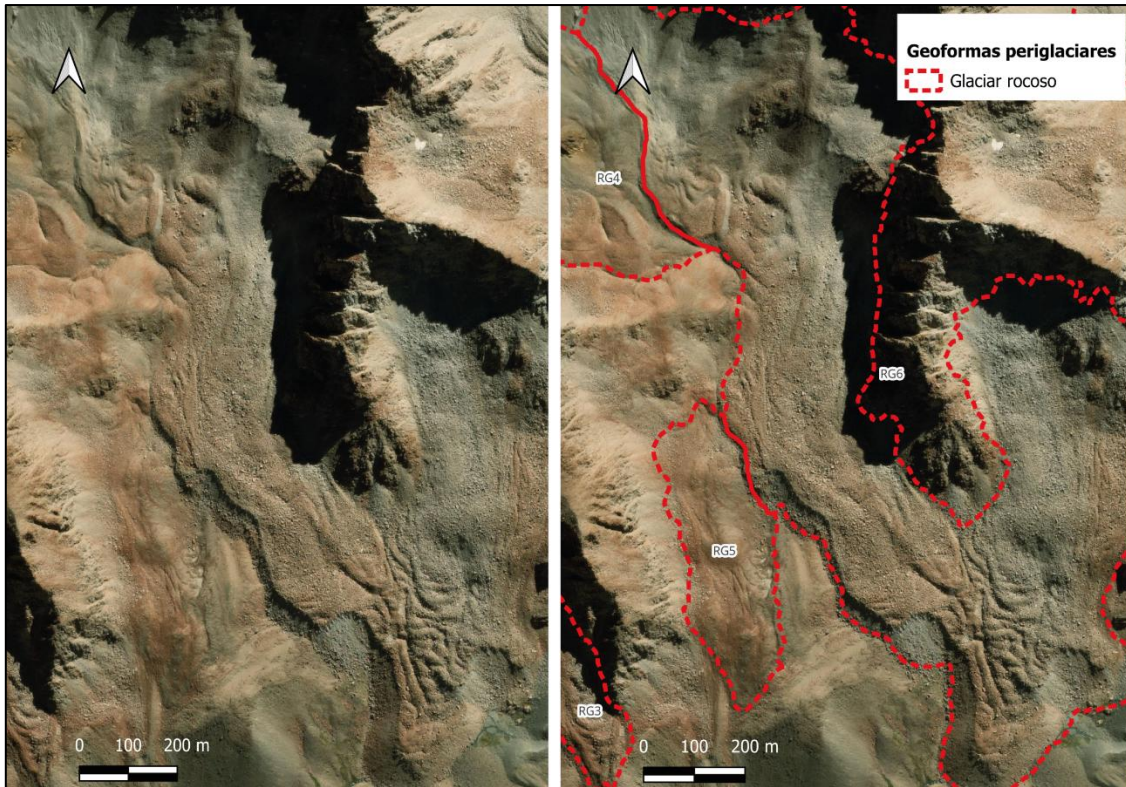


Figura 8.3: RG4, RG5 y RG6. Unidad de glaciar rocoso compleja, unidad de glaciar rocoso simple, sistema de glaciar rocoso mono-unidad

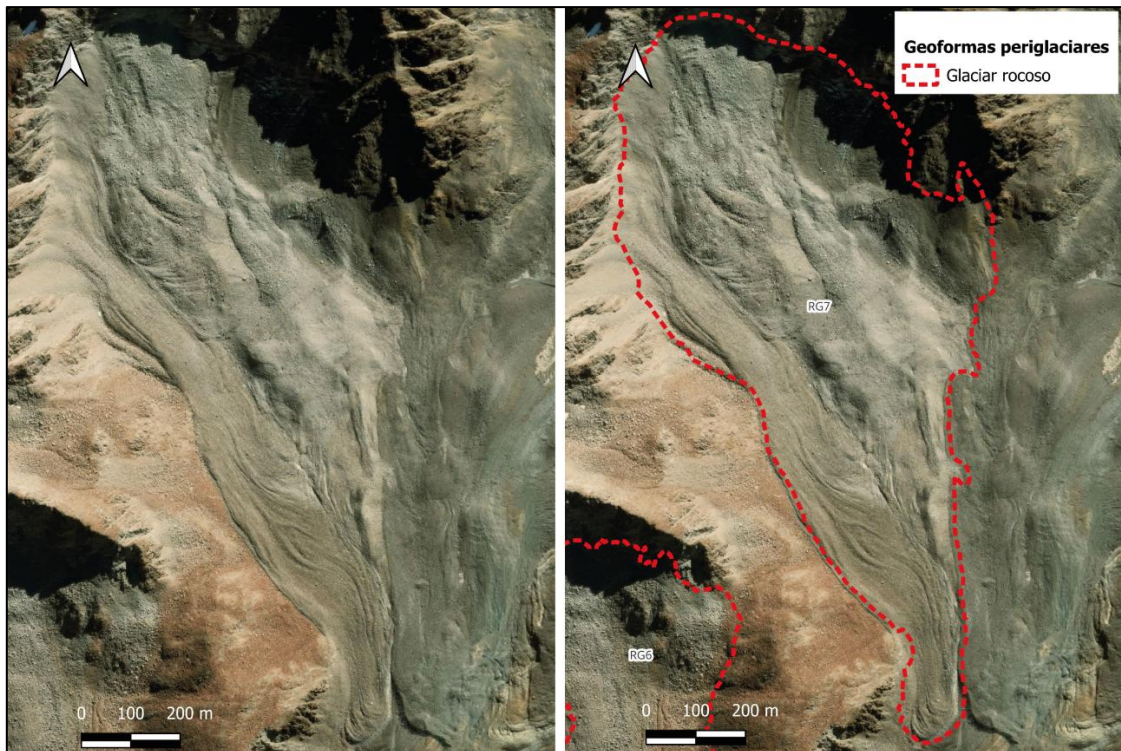


Figura 8.4: RG7. Unidad de glaciar de rocoso simple.

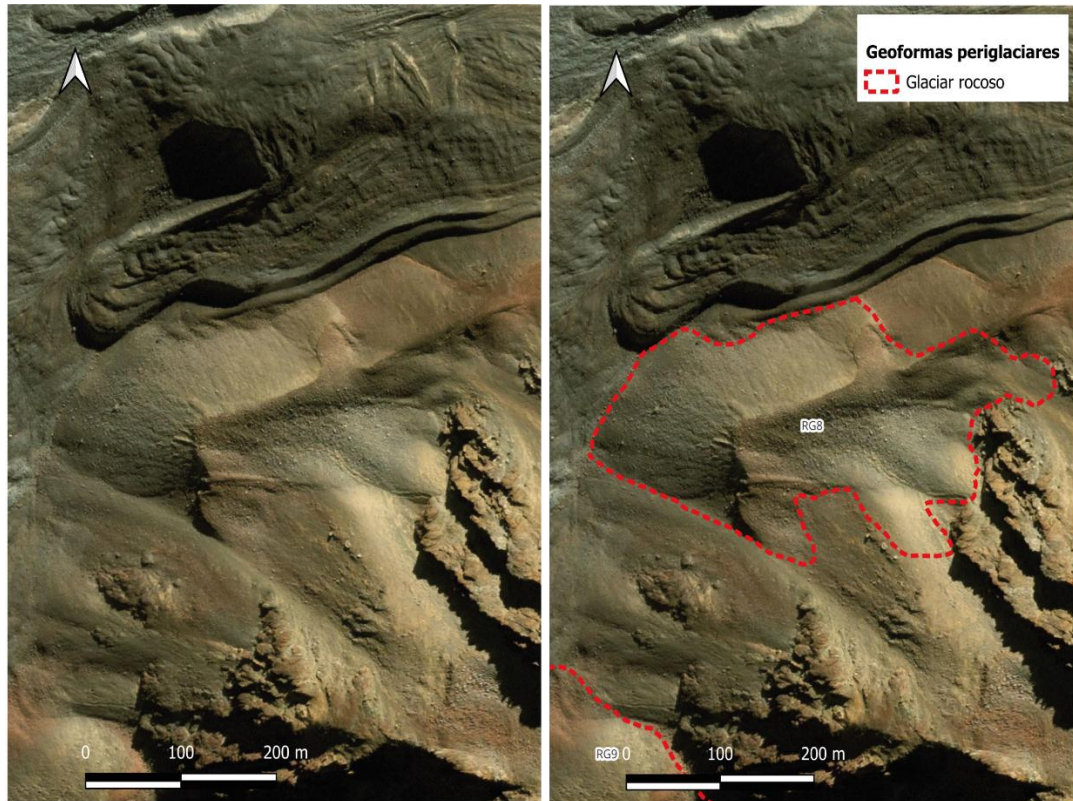


Figura 8.5: RG8. Unidad de glaciar de rocoso simple. Imagen satelital Google Earth 2021.

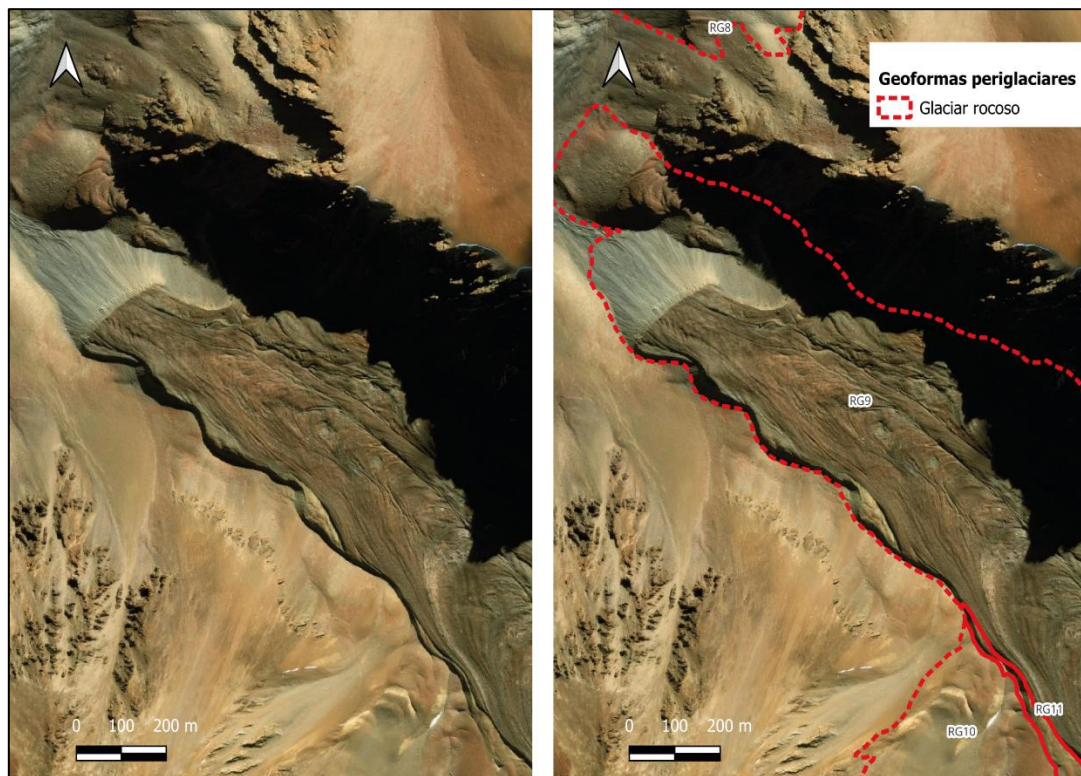


Figura 8.6: RG9. Sistema de glaciar rocoso multi-unidad. Imagen satelital Google Earth 2021.

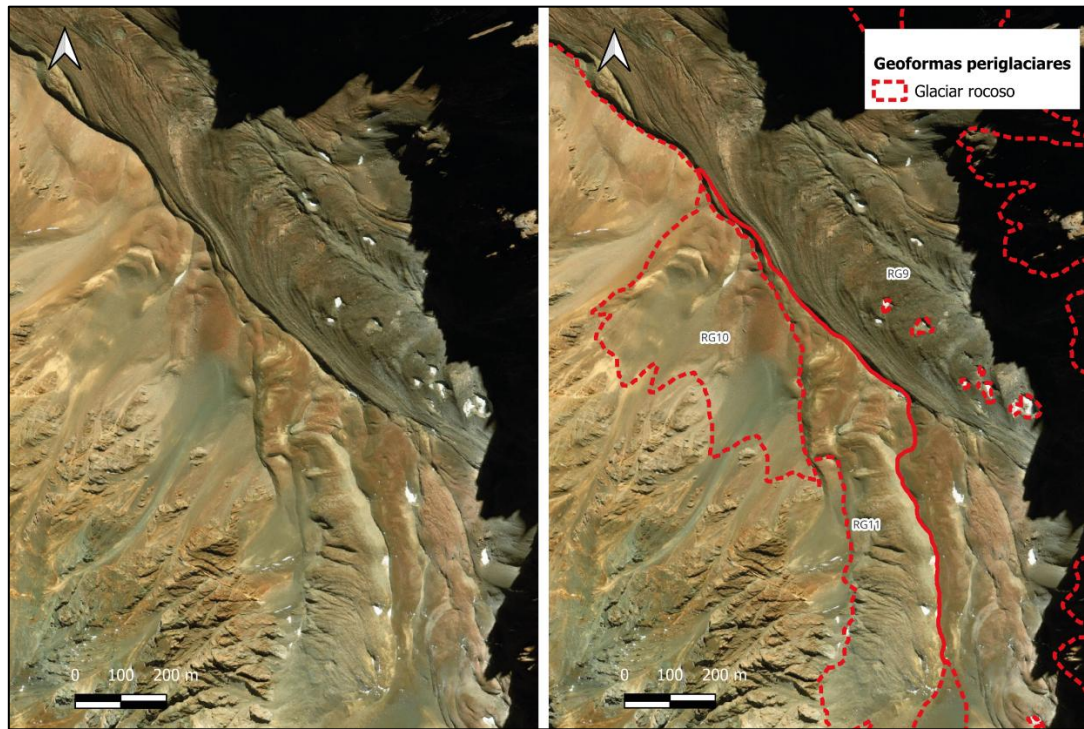


Figura 8.7: RG10, RG11, RG12. Unidad de glaciar rocoso compleja, unidad de glaciar rocoso compleja y sistema de glaciar rocoso mono-unidad. Imagen satelital Google Earth 2021.

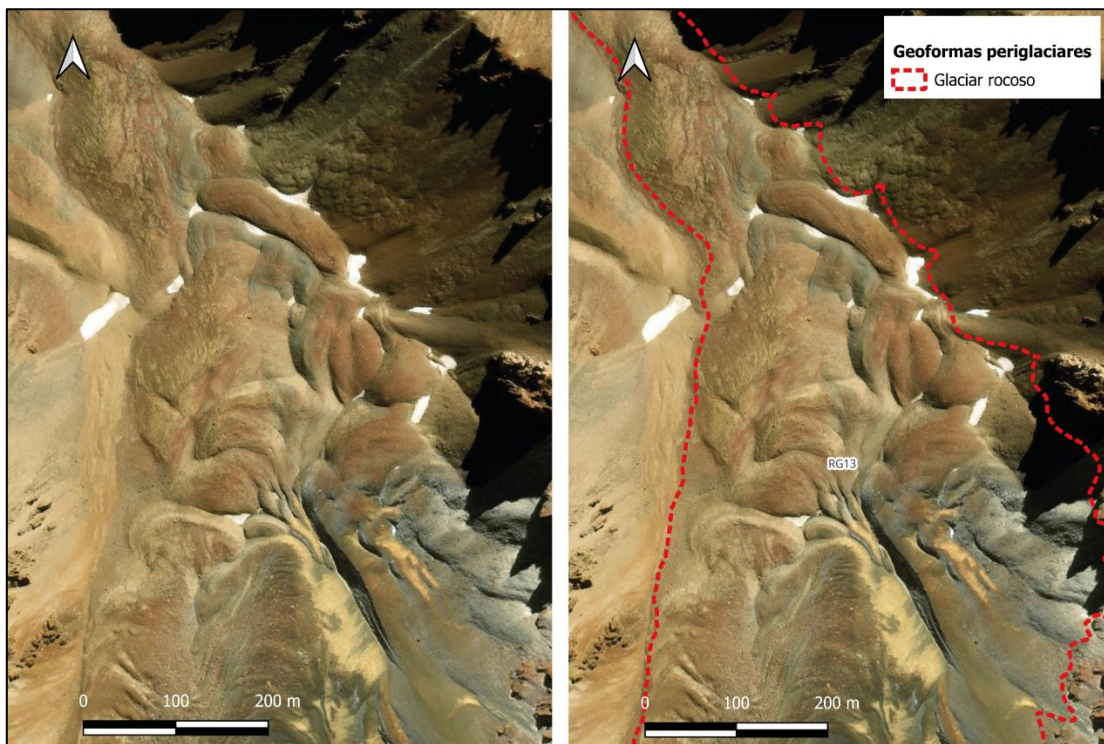


Figura 8.8: RG13. Sistema de glaciar rocoso multi-unidad. Imagen satelital Google Earth 2021.

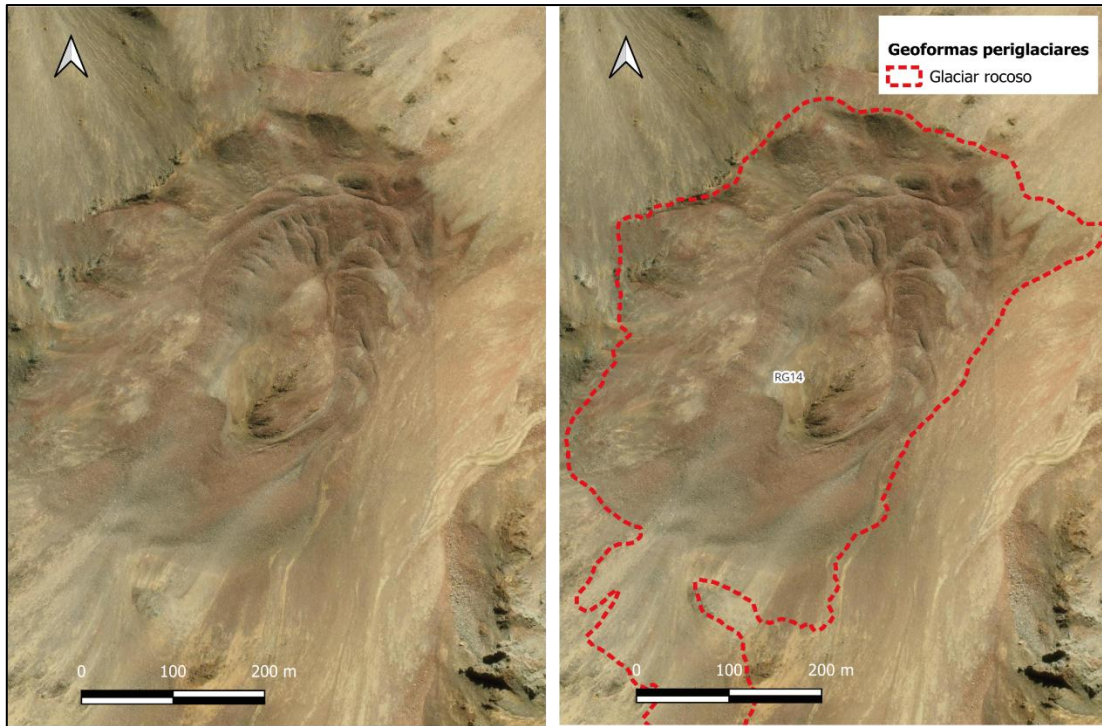


Figura 8.9: RG14. Sistema de glaciar rocoso multi-unidad. Imagen satelital Google Earth 2021.

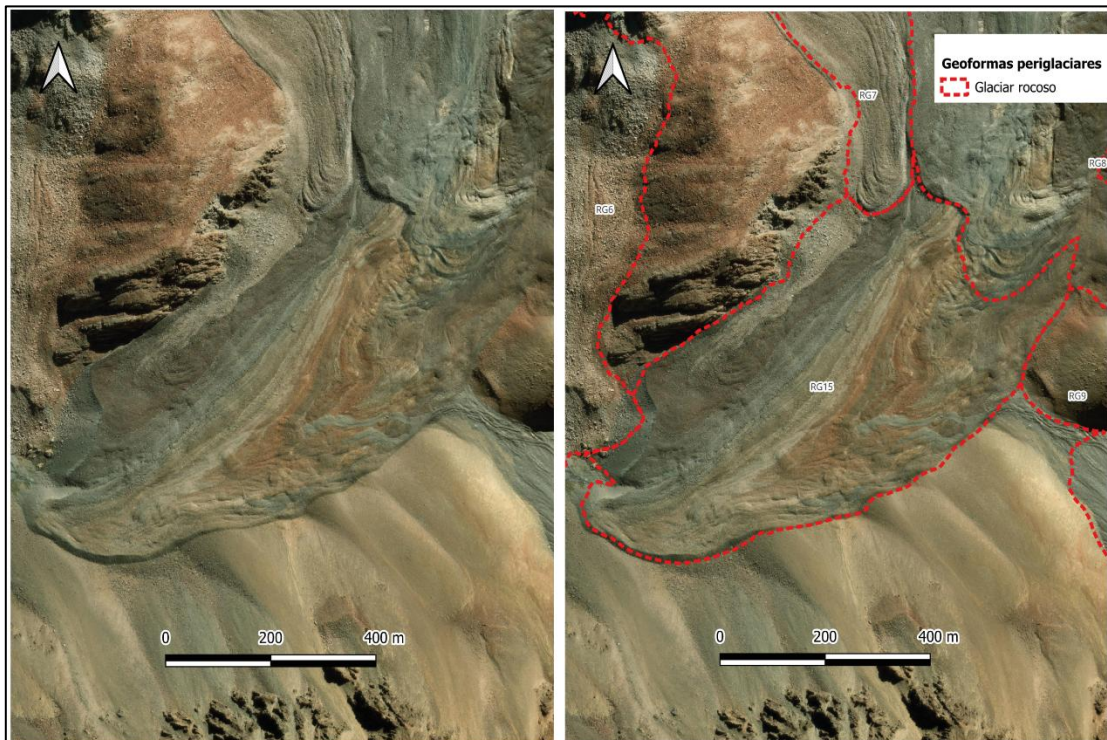


Figura 8.10: RG15. Unidad de glaciar rocoso simple. Imagen satelital Google Earth 2021.

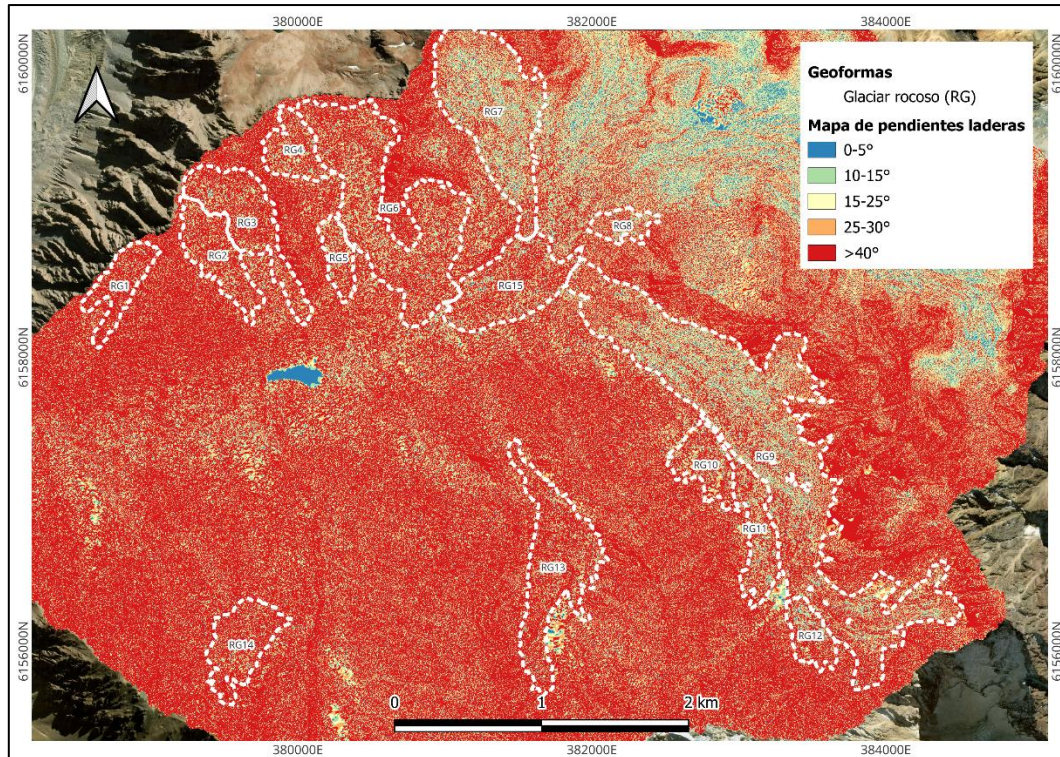


Figura 8.11: Mapa de pendientes laterales. Color azul representa 0-5°, color verde representa 10-15°, color amarillo representa 15-25°, naranja 25-30° y color rojo >40°. Realizado con DEM 2021.

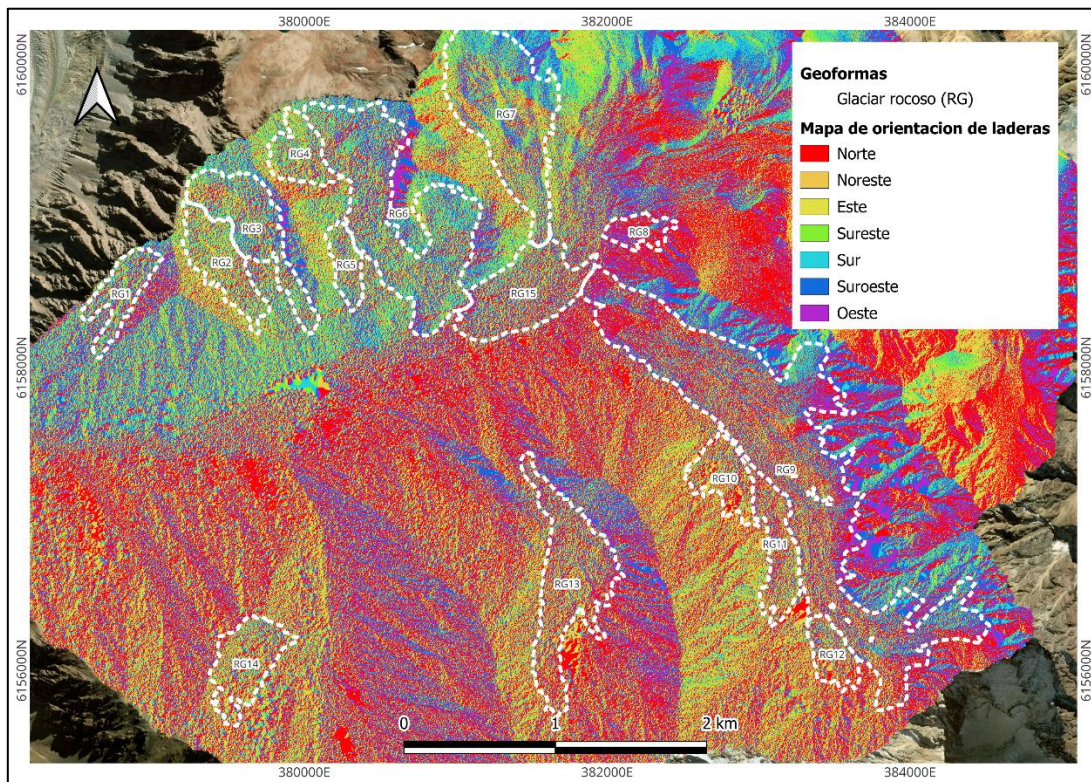


Figura 8.12: Mapa de orientaciones de laterales. Realizado con DEM 2021.

ANEXO 2

Tabla 8.1. Tabla esquemática de criterios de clasificación de glaciares. Basado en Rivera *et al.*, 2017.

Criterio	Tipo
Morfología	<ul style="list-style-type: none"> ○ Casquetes de hielo continental ○ Plataformas de hielo flotantes ○ Corrientes de hielo ○ Glaciares de Piedemonte ○ Glaciares de valle ○ Glaciares en calota ○ Campos de hielo ○ Glaciares de cráter ○ Glaciares de montaña ○ Glaciares de circo ○ Glaciaretos ○ <i>Glaciares rocosos</i> ○ Glaciares en conos volcánicos activos
Tipo de cobertura superficial	<ul style="list-style-type: none"> ○ Glaciares descubiertos (blancos) ○ Glaciares cubiertos de detritos ○ <i>Glaciares rocosos</i>
Zona de acumulación	<ul style="list-style-type: none"> ○ Cuencas compuestas ○ Cuenca simple ○ Plateau
Tipo de frente	<ul style="list-style-type: none"> ○ De montaña ○ Desprendentes de lagos ○ Desprendentes en fiordos ○ Complejos
Temperatura	<ul style="list-style-type: none"> ○ Glaciar frío ○ Glaciar politermal ○ Glaciar temperado

Tabla 8.2. Tabla caracterización geomorfológica de glaciares rocosos en subcuenca del río Azufre. Presenta las coordenadas (DSM), área (km²), altitud del frente (ms.n.m.), orientación de geoforma, conexión cuesta arriba, característica superficial y cómo es denominado de acuerdo con la morfología de los glaciares rocosos identificados.

Glaciar rocoso	Coordenadas (DSM)	Área (km ²)	Altitud del frente (ms.n.m.)	Dirección de geoforma	Conexión cuesta arriba	Característica superficial	Nombre de acuerdo con morfología	
							Clasificación	Subclasificación
RG1	34° 42' 32.52" S	0,14	3.075	SW	Conectado con talud / con	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Compleja

(Fig. Anexo 8.1)	70° 19' 27.49" W				cubierta de detritos?			
RG2 (Fig. Anexo 8.2)	34° 42' 21.19" S 70° 19' 3.44" W	0,21	3.120	E	Conectado con talud / con cubierta de detritos	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
RG3 (Fig. Anexo 8.2)	34° 42' 6.32" S 70° 18' 38.29" W	0,29	3.035	S	Conectado con talud	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
RG4 (Fig. Anexo 8.3)	34° 42' 20.84" N 70° 18' 28.48" W	0,14	3.315	SE	Conectado con talud	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
RG5 (Fig. Anexo 8.3)	34° 42' 32.54" S 70° 18' 8.96" W	0,08	3.084	NNW	Conectado con talud	-	Unidad de glaciar rocoso	Simple
RG6 (Fig. Anexo 8.3)	34° 42' 13.48" S 70° 18' 19.42" W	0,76	3.010	NS	Conectado con talud	Crestas y surcos	Sistema de glaciar rocoso	Mono-unidad
RG7 (Fig. Anexo 8.4)	34° 41' 53.93" S 70° 17' 47.34" W	0,60	3.140	NS	Conectado con talud	¿Crestas y cruces?	Unidad de glaciar rocoso	Simple
RG8 (Fig. Anexo 8.5)	34° 42' 19.08" S 70° 17' 17.58" W	0,07	3.182	W	Conectado con talud	-	Unidad de glaciar rocoso	Simple
RG9 (Fig. Anexo 8.6)	34° 42' 47.55" S 70° 17' 0.93" W	1,64	3.160	NW	Conectado con talud	Crestas y surcos	Sistema de glaciar rocoso	Multi-unidad
RG10 (Fig. Anexo 8.7)	34° 42' 55.62" S 70° 16' 55.31" W	0,15	3.568	NE	Conectado con talud	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Complejo
RG11 (Fig. Anexo 8.7)	34° 42' 59.36" S 70° 16' 48.45" W	0,19	3.580	NE	Conectado con talud	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Complejo
RG12 (Fig. Anexo 8.7)	34° 43' 5.95" S 70° 16' 41.74" W	0,11	3.750	NS	Conectado con talud	Crestas y surcos	Sistema de glaciar rocoso	Mono-unidad
RG13 (Fig. Anexo 8.8)	34° 43' 29.70" S 70° 17' 32.39" W	0,44	3.607	NS	Conectado con talud / con cubierta de detritos	Crestas y surcos	Sistema de glaciar rocoso	Multi-unidad
RG14 (Fig. Anexo 8.9)	34° 43' 56.40" S 70° 18' 48.96" W	0,21	3.600	NE	Conectado con talud / con cubierta de detritos	Crestas y surcos	Unidad de glaciar rocoso	Complejo
RG15 (Fig. Anexo 8.10)	34° 41' 53.90" S 70° 17' 47.34" W	0,34	3.050	SW	Conectado con glaciar	-	Sistema de glaciar rocoso	Mono-unidad

Tabla 8.3. Clasificación del estado de glaciares rocosos de acuerdo a perfil.

Glaciar rocoso	Perfil	Velocidad media en perfil (m/yr) \pm incertidumbre		Diferencia de velocidad	Estado	Orientación de ladera	Nombre de acuerdo con morfología	
							Clasificación	Subclasificación
RG1	1	2019-2021	1,16 \pm 0,14	Aumento \approx 0,16 m/yr	Activo	SW	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
		2021-2024	1,32 \pm 0,15		Activo			
	2	2019-2021	0,99 \pm 0,14	Aumento \approx 0,32 m/yr	Activo			
		2021-2024	1,31 \pm 0,15		Activo			
RG2	1	2019-2021	0,72 \pm 0,14	Aumento \approx 0,07 m/yr	Activo	E	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
		2021-2024	0,79 \pm 0,15		Activo			
RG3	1	2019-2021	0,80 \pm 0,14	Aumento \approx 0,29 m/yr	Activo	S	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
		2021-2024	1,09 \pm 0,15		Activo			
	2	2019-2021	0,51 \pm 0,14	Aumento \approx 0,41 m/yr	Activo			
		2021-2024	0,92 \pm 0,15		Activo			
RG4	1	2019-2021	0,71 \pm 0,14	Aumento \approx 0,29 m/yr	Activo	ESE	Unidad de glaciar rocoso	Compleja
		2021-2024	1,00 \pm 0,15		Activo			
RG5	1	2019-2021	0,70 \pm 0,14	Disminución \approx 0,08 m/yr	Activo	S	Unidad de glaciar rocoso	Simple
		2021-2024	0,62 \pm 0,15		Activo			
RG6	1	2019-2021	0,72 \pm 0,14	Aumento \approx 0,03 m/yr	Activo	S	Sistema de glaciar rocoso	Mono-unidad
		2021-2024	0,75 \pm 0,15		Activo			
RG7	1	2019-2021	0,76 \pm 0,14	Aumento \approx 0,01 m/yr	Activo	S	Unidad de glaciar rocoso	Simple
		2021-2024	0,77 \pm 0,15		Activo			
RG8	1	2019-2021	0,36 \pm 0,14	Disminución \approx 0,11 m/yr	Activo	W	Unidad de glaciar rocoso	Simple
		2021-2024	0,25 \pm 0,15		Activo			
RG9	1	2019-2021	0,89 \pm 0,14	Disminuye \approx 0,26 m/yr	Activo	NW	Sistema de glaciar rocoso	Multi-unidad
		2021-2024	0,63 \pm 0,15		Activo			
	2	2019-2021	1,54 \pm 0,14	Disminuye \approx 0,49 m/yr	Activo			
		2021-2024	1,05 \pm 0,15		Activo			

RG10	1	2019-2021	$0,76 \pm 0,14$	Aumenta \approx $0,08$ m/yr	Activo	NE	Unidad de glaciar rocoso	Complejo
		2021-2024	$0,84 \pm 0,15$		Activo			
	2	2019-2021	$1,18 \pm 0,14$	Disminuye $\approx 0,23$ m/yr	Activo			
		2021-2024	$0,95 \pm 0,15$		Activo			
RG11	1	2019-2021	$1,10 \pm 0,14$	Disminuye $\approx 0,26$ m/yr	Activo	NE	Unidad de glaciar rocoso	Complejo
		2021-2024	$0,84 \pm 0,15$		Activo			
RG12	1	2019-2021	$2,40 \pm 0,14$	Disminuye $\approx 1,17$ m/yr	Activo	NE	Sistema de glaciar rocoso	Mono-unidad
		2021-2024	$1,23 \pm 0,15$		Activo			
RG13	1	2019-2021	$1,17 \pm 0,14$	Disminuye $\approx 0,06$ m/yr	Activo	N	Sistema de glaciar rocoso	Multi-unidad
		2021-2024	$1,11 \pm 0,15$		Activo			
RG14	1	2019-2021	$1,47 \pm 0,14$	Disminuye $\approx 0,23$ m/yr	Activo	NE	Unidad de glaciar rocoso	Complejo
		2021-2024	$1,24 \pm 0,15$		Activo			
RG15	1	2019-2021	$0,54 \pm 0,14$	Aumenta $\approx 0,06$ m/yr	Activo	SW	Sistema de glaciar rocoso	Mono-unidad
		2021-2024	$0,60 \pm 0,15$		Activo			