



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS  
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



**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 para optar al Título de Geólogo

**MOSES CHUNG**

Profesor Patrocinante: Dr. David Farías-Barahona  
Profesores Comisión: Dr. Joaquín Cortés Aranda  
Dr. Alfonso Fernández Rivera

Concepción, 2024

*Dedicado a mi familia.*

# ÍNDICE

## Página

RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Formulación del Proyecto.....	1
1.2. Objetivos:.....	3
1.2.1. Objetivo general.....	3
1.2.2. Objetivos específicos.....	3
1.3. Ubicación y área de estudio:.....	3
1.4. Clima.....	6
1.5. Agradecimientos.....	10
2. MARCO TEÓRICO.....	11
2.1. Marco General y Geomorfológico.....	11
2.1.1. La Criósfera.....	11
2.1.1. Ambiente periglaciar.....	12
2.1.2. Permafrost.....	14
2.1.3. Glaciar rocoso.....	16
2.2. Métodos: Remote Sensing.....	22
2.2.1. Generalidades.....	22
2.2.2. Imágenes Radar.....	23
2.2.2.1. SAR.....	23
2.2.2.2. InSAR.....	25
2.2.2.3. DInSAR.....	32
2.2.2.4. Sentinel-1.....	33
3. MÉTODOS.....	36
3.1. Trabajo gabinete I.....	36
3.1.1. Identificación de glaciares rocosos activos.....	36
3.2. Terreno I-II.....	39
3.3. Trabajo gabinete II.....	41
3.3.1. Caracterización geomorfológica.....	41
3.3.1.1. Sistema y unidades geomorfológicas de los glaciares de roca.....	41
3.3.1.2. Conexión espacial cuesta arriba del glaciar de roca.....	42
4. RESULTADOS.....	45
4.1. Identificación de glaciares rocosos activos por InSAR.....	45
4.1.1. Distribución y orientación de los glaciares de roca.....	45
4.1.2. Detección de áreas con movimiento (MA).....	45
4.1.3. Clasificación e identificación del estado de los glaciares rocosos.....	51
4.2. Caracterización geomorfológica de los glaciares rocosos.....	52
4.2.1. Caracterización geomorfológica in situ.....	52
4.2.2. Caracterización geomorfológica bajo imágenes satelitales ópticas.....	54
5. DISCUSIÓN.....	57

5.1. Detección de desplazamiento en glaciares rocosos con InSAR. ....	57
5.2. Caracterización de glaciares de roca por teledetección.....	60
5.3. Cinemática de glaciares rocosos en los Andes centrales. ....	62
6. CONCLUSIONES .....	64
7. REFERENCIAS .....	66
ANEXOS .....	76

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1. 1. Mapa ubicación de la subcuenca Río Molina .....	4
1. 2. Mapa de cuencas y subcuencas de la DGA .....	5
1. 3. Mapa precipitación media anual y temperatura de aire superficial .....	7
1. 4. Mapa de la Diagonal Árida y el contexto climático regional .....	8
1. 5. Serie temporal del índice de precipitación regional (RPI) anual de Chile Central .....	9
2. 1. Partes del permafrost .....	15
2. 2. Fotografía y esquema de la secuencia en pendiente de los glaciares de roca .....	17
2. 3. Glaciares rocosos de diferente origen .....	18
2. 4. Esquema general las características de un glaciar blanco, glaciar cubierto y glaciar de roca .....	20
2. 5. Resultados geofísicos del perfil A16B (glaciar de roca), provincia de Choapa, Chile .....	21
2. 6. Límite superior e inferior de los glaciares de roca para los Andes Centrales .....	22
2. 7. Ilustración de la geometría de obtención de las imágenes SAR .....	24
2. 8. Imagen que representa los principios básicos de la interferometría SAR.	26
2. 9. Línea de visión (LOS) dependiendo de la órbita de los sensores SAR ...	29
2. 10. Ejemplo distorsiones geométricas adquisición SAR .....	29
2. 11. Tasa de deformación observada por sensores SAR de diferentes longitudes de onda (banda X, banda C, Banda L) .....	30
2. 12. Ejemplo de InSAR con fase enrollada .....	31
2. 13. Conversión de patrones de franjas (ciclo de color) a velocidad (cm/año).	32
2. 14. Modos del Sentinel-1 .....	34
2. 15. Imagen SAR obtenido de Sentinel-1 en modo <i>Interferometric Wide Swath Mode</i> (IW) .....	35
3. 1. Principio del desenrollado de la fase .....	37
3. 2. Esquema del flujo de trabajo en SNAP y SNAPHU .....	38
3. 3. Fotografía del glaciar de rocas “Ballicas” .....	40
3. 4. Fotografía campaña de terreno .....	40
3. 5. Ejemplos de conexión espacial del glaciar de roca con la unidad cuesta arriba .....	44
3. 6. Ejemplo de conexión con glaciar .....	44

4.	1.	Orientación y pendiente de la subcuenca del Río Molina .....	46
4.	2.	Resultados DInSAR en la zona norte, ladera este de la subcuenca .....	47
4.	3.	Resultados DInSAR en la zona centro-este, ladera este de la subcuenca	48
4.	4.	Resultados DInSAR en la zona norte, ladera oeste de la subcuenca .....	49
4.	5.	Detección de área con movimiento en la zona norte, ladera oeste analizados con DInSAR órbita ascendente .....	50
4.	6.	Mapa con MAs identificados en la subcuenca Río Molina .....	52
4.	7.	Glaciar de roca “Ballicas”, sistema de unidad múltiple simple .....	53
4.	8.	Ejemplo de las imágenes ópticas utilizadas para la caracterización geomorfológica de los glaciares rocosos activos .....	56

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
3. 1. Adquisición imágenes SAR año 2019, 2020, 2021 .....	37
4. 1. Clasificación del estado activo de los glaciares rocosos (RoG) según el área con movimiento (MA) .....	51
4. 2. Clasificación geomorfológica de los glaciares rocosos activos .....	55

## RESUMEN

El presente trabajo de memoria se enfoca en el estudio de los glaciares rocosos de la subcuenca del Río Molina en los Andes semiáridos de Chile central. Los glaciares rocosos son expresión del *creep* del *permafrost* de montaña, aunque su origen puede tener influencia glaciar, su contexto geomorfológico se enmarca dentro del ambiente periglacial. Estos tienen forma de lóbulo-lengua y están compuesto de material detrítico que pueden contener hielo intersticial, lentes de hielo y hielo masivo.

El estado de un glaciar de roca se clasifica por su cinemática, que está relacionado a la deformación del hielo en su interior. En este estudio se clasificó como estado activo al detectar áreas con movimiento (MA) con velocidades superficiales sobre los 10 cm/año hasta 100 cm/año y como estado indefinido al identificar MAs con patrones consistentes de movimiento pero sin una velocidad coherente. Los glaciares de roca en estado activo son los de interés para este estudio, ya que tienen implicancias en el análisis de la degradación del permafrost y también por la cantidad de hielo en su interior que los harían ser potenciales reservorios de agua.

A pesar de que los glaciares de roca son una geomorfología notoria en los Andes semiáridos no se han hecho muchos estudios de su cinemática y su composición en estos ambientes, por lo que no se tiene un entendimiento acabado de la influencia de estos en la hidrología de las cuencas. Aunque en comparación con los glaciares “blancos” su aporte hídrico sería menor, la capa gruesa de detritos del glaciar de roca actuaría como aislante térmico, por lo que tendría una respuesta más lenta frente a los cambios de temperatura ( $MAAT > 0^{\circ}C$ ), haciéndolo un reservorio de agua de largo plazo, siendo relevante en contextos semiáridos y de sequía.

Este trabajo de memoria analiza la cinemática de los glaciares rocosos de la subcuenca del Río Molina, a través de métodos de *remote sensing* utilizando la herramienta de interferometría de radar de apertura sintética (InSAR). Para ello se utilizó imágenes SAR del satélite Sentinel-1 para los años 2019, 2020 y 2021, para los meses sin nieve, y se procesaron las imágenes con el *software* libre SNAP y SNAPHU, para generar los interferogramas y obtener el desplazamiento superficial en la línea de visión (LOS) del radar. Esto con el fin de identificar a los potenciales glaciares rocosos activos y también para complementar la caracterización geomorfológica utilizando los datos cinemáticos obtenidos.

El área de estudio según el Inventario Público de Glaciares de la DGA (2022) alberga 39 glaciares de roca, de ellos se identificaron y clasificaron como glaciares rocosos activos a 15, en donde la mayoría se ubica en la zona norte y en la ladera este de la subcuenca en un rango de altitud entre los 3.485 m s.n.m. y los 4.295. También a través de InSAR se identificó un glaciar de roca con desplazamiento que no estaba inventariado por la DGA. La orientación de los glaciares de roca más favorables para la detección de desplazamiento fueron las con orientaciones sur-oeste y oeste. 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. Este estudio entrega resultados preliminares sobre la identificación de glaciares rocosos activos en la subcuenca del Río Molina y necesita de la corroboración de los datos cinemáticos obtenidos con otros métodos.

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. Formulación del Proyecto

En las regiones periglaciares, los ciclos de congelación y descongelación ocurren en diferentes escalas temporales es decir, en escalas diurnas y en escalas estacionales, y en diferentes escalas espaciales. Factores locales como la topografía, nevadas, cubierta de nieve, temperaturas medias anuales del suelo y del aire determinan la presencia y distribución del *permafrost* en las áreas periglaciares (French, 2017). Sin embargo, el ambiente periglaciar en los Andes semiáridos ha sido poco estudiado. Los glaciares de roca son formaciones periglaciares compuestas de detritos sobresaturados con lentes de hielo, hielo intersticial y/o hielo cementado (masivo) (Barsch, 1996). Estas geoformas se consideran la expresión del *creep* del *permafrost* de montaña en ambientes periglaciares (Haeberli *et al.*, 2006).

Aunque nuestra comprensión de la dinámica y los procesos del glaciar de roca ha aumentado considerablemente en los últimos años (Müller *et al.*, 2016; Cicoira *et al.*, 2019; Halla *et al.*, 2021), el número de estudios sobre glaciares de roca es pequeño en comparación con los estudios sobre glaciares blancos en muchas regiones (Jones *et al.*, 2018). De ahí que, por ejemplo, en las regiones semiáridas, con sus distintos entornos climáticos, no haya suficientes estudios para tener un conocimiento completo.

Esta memoria se enfocará en el estudio de glaciares de roca en estado activo, ya que son las que presentan mayor movimiento por su contenido de hielo, por lo tanto, se estudiará su dinámica, analizando sus patrones de desplazamiento mediante imágenes satelitales (radar) y *softwares* afines, y se caracterizará su geomorfología, en donde se clasificarán sus unidades y sistemas, como también

la conexión a su raíz pendiente arriba, analizando si poseen alguna característica predominante. La cinemática de los glaciares de roca es un parámetro crucial para comprender la respuesta que tienen frente a cambios climáticos, dinámicos e hidrológicos (RGIK, 2023a, b). También los cambios en la cinemática de los glaciares de roca pueden utilizarse como variable climática ambiental para documentar las condiciones del *permafrost* de montaña (Strozzi *et al.*, 2020). El enfoque de la cinemática de los glaciares de roca consiste en detectar cambios en la dinámica de su superficie como indicador de degradación del *permafrost*, lo que ha sido integrado como producto asociado a las Variables Climáticas Esenciales (ECV) del *permafrost* del Sistema Global de Observación del Clima (GCOS) (RGIK, 2023c).

Se estudiarán los glaciares de roca de la subcuenca del Río Molina, ya que esta es representativa en términos de cantidad de glaciares rocosos, 39 según el Inventario Público de Glaciares de la DGA (2022) y por la influencia que tendría en el abastecimiento de agua para la Región Metropolitana. Es necesario realizar este tipo de estudios en los Andes semiáridos debido a que los glaciares de roca tienen el potencial de ser un recurso de almacenamiento crítico de agua, especialmente ahora que la demanda hídrica ha aumentado considerablemente durante las últimas décadas (Brenning, 2005a; Valdés-Pineda *et al.*, 2014). También porque el colapso de los glaciares de roca y la degradación del *permafrost* de montaña representan peligros potenciales, habiendo sido la fuente de una serie de flujos de escombros de gran magnitud y por haber causado problemas de estabilidad de laderas (Casassa y Marangunic, 1993; Iribarren-Anaconda *et al.*, 2015).

## **1.2. Objetivos:**

### **1.2.1. Objetivo general**

Caracterizar la cinemática y la geomorfología de los glaciares rocosos activos de la subcuenca del Río Molina ( $33^{\circ}22'S-70^{\circ}14'O$ ), Andes semiáridos de Chile Central.

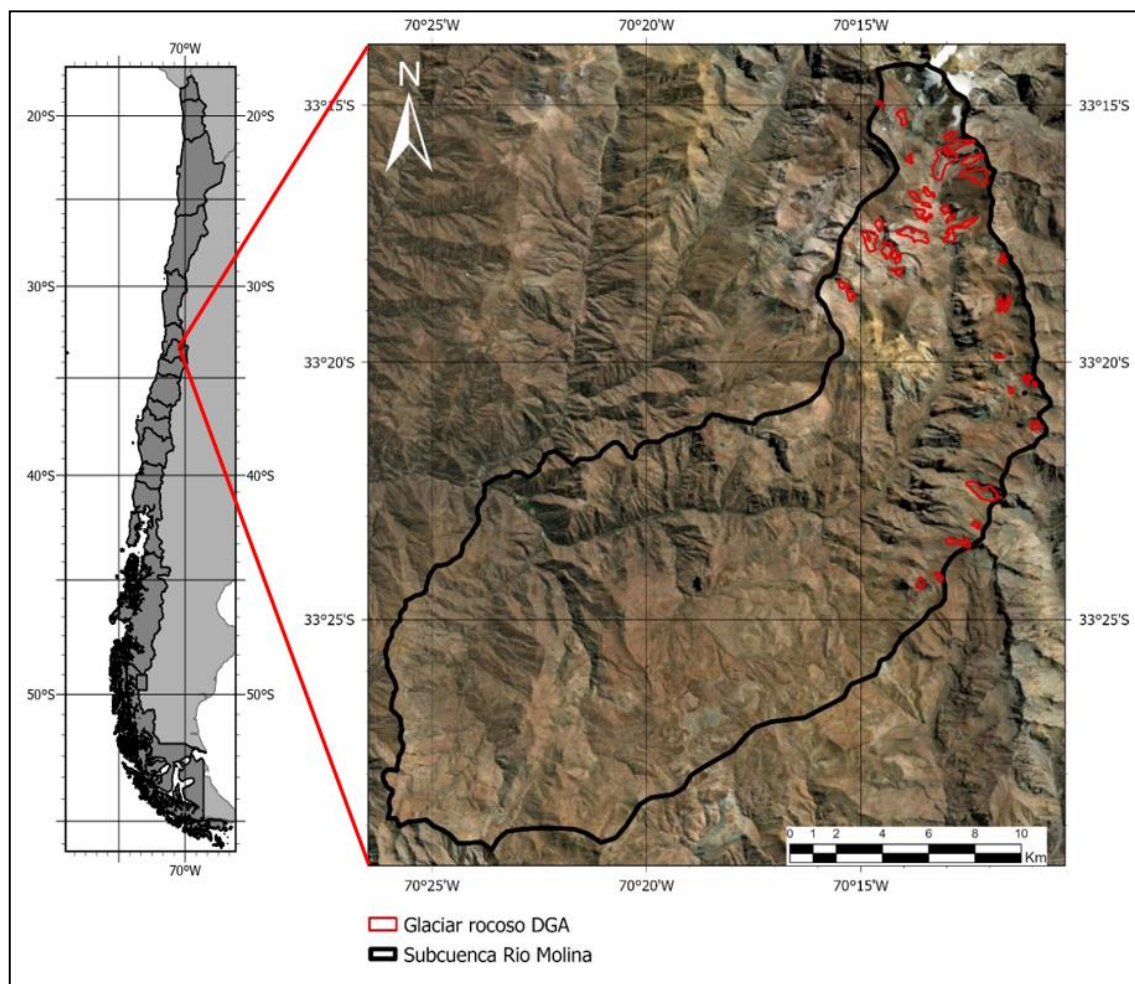
### **1.2.2. Objetivos específicos**

1. Identificar glaciares rocosos que presenten movimiento en la subcuenca propuesta, utilizando métodos de teledetección, específicamente técnicas de interferometría radar (InSAR), para los años 2019, 2020, 2021.
2. Clasificar a los glaciares rocosos que presenten un estado activo en la subcuenca.
3. Caracterizar la geomorfología de los glaciares rocosos activos de la subcuenca, mediante imágenes satelitales ópticas y salidas a terreno, complementado con los datos cinemáticos obtenidos.

## **1.3. Ubicación y área de estudio:**

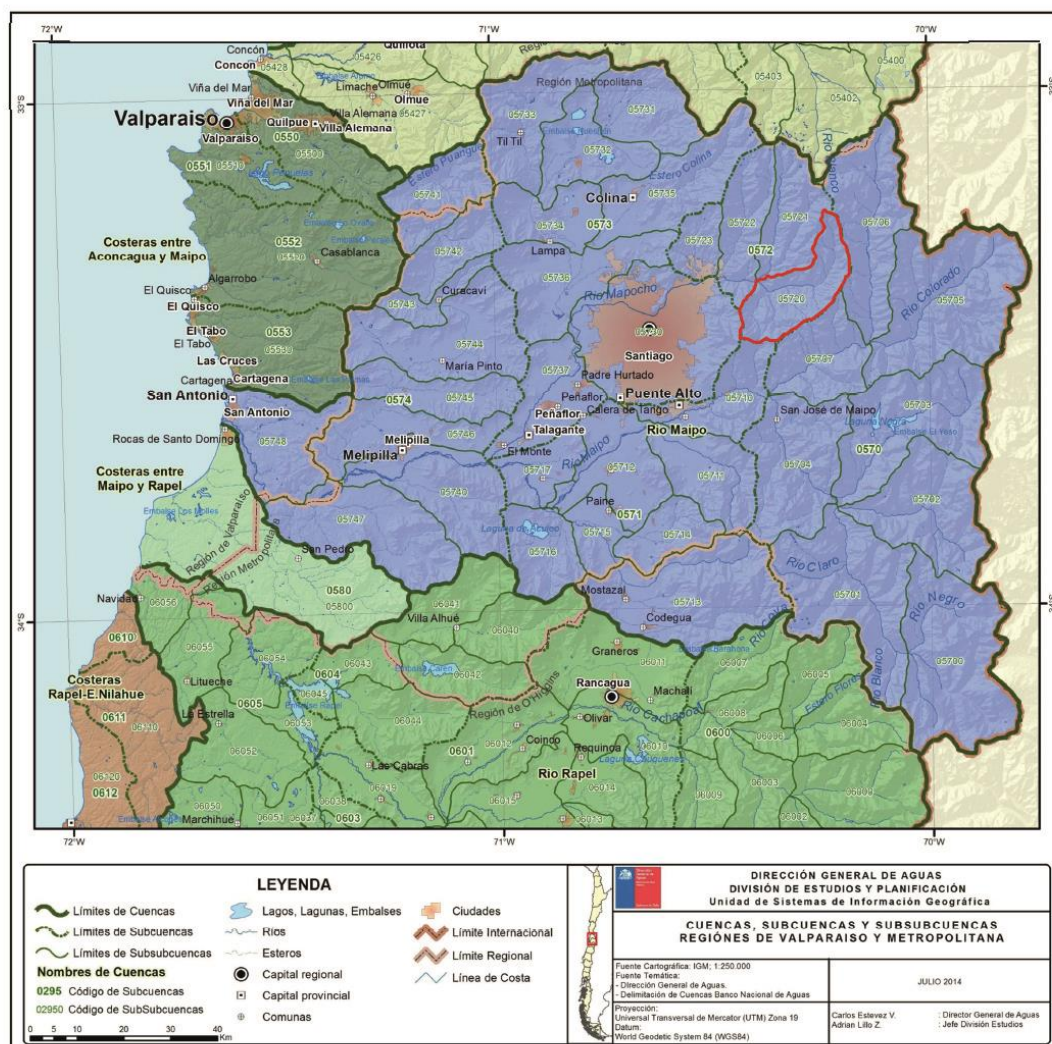
La subcuenca del Río Molina ( $33^{\circ}22'S-70^{\circ}14'O$ ) está situado a 50km al este de Santiago en los Andes semiáridos de Chile Central (Figura 1.1). El acceso al área es mediante vehículo terrestre, desde el centro de Santiago se toma la Autopista Costanera Norte para llegar a la ruta Avenida La Dehesa en Lo Barnechea, de ahí por la ruta Avenida Las Condes se sigue por el Camino a Farellones (ruta G-21), al llegar a Fallerones se toma el Camino Los Cóndores hasta llegar al Camino La Parva. Desde el Centro de Esquí La Parva se puede acceder

caminando por el lado Oeste de la subcuenca del Río Molina siguiendo el sendero de *trekking* que lleva hacia el norte de la subcuenca hasta el Cerro El Plomo.



Bajo el inventario de cuencas y subcuencas de la DGA (2014) (Figura 1.2) se encuentra dentro de la cuenca Río Maipo (código 057), en la subcuenca Río Mapocho Alto (código 0572), dentro de la categoría de subsubcuenca Río Molina (código 05720) con un área de 301 km<sup>2</sup>.

Según el IPG (Inventario Público de Glaciares) de la DGA (2022) esta subcuenca alberga 39 glaciares de roca (Figura 1.1), que en promedio registran un área de 0,1 km<sup>2</sup>, donde el de menor tamaño tiene un área de 0,012 km<sup>2</sup> y el de mayor tamaño tiene un área de 0,46 km<sup>2</sup>. En cuanto a la altitud, el glaciar de roca con la altitud más baja se registra a los 3.370 m s.n.m. y el de mayor altitud se encuentra a 4.831 m s.n.m., en promedio para esta subcuenca los glaciares de roca se encontrarían a 3.810 m s.n.m.



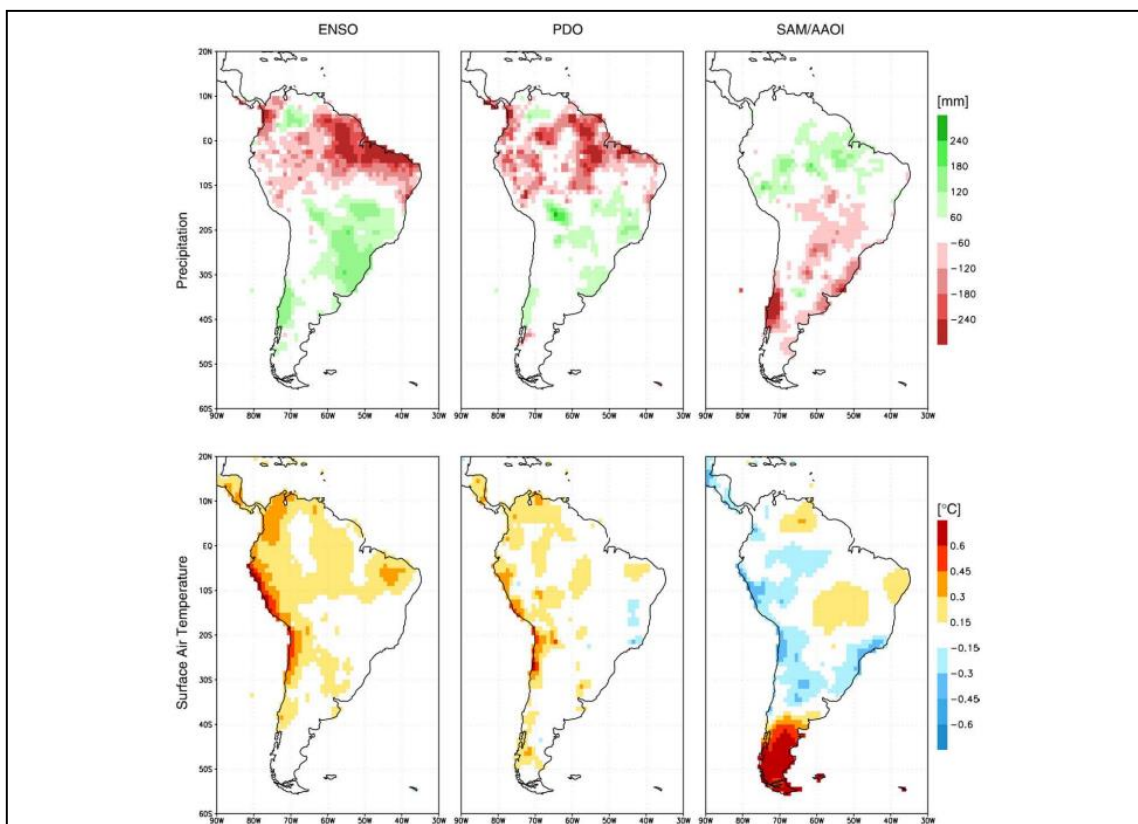
**Figura 1.2: Mapa de cuencas y subcuencas de la DGA.** Demarcado con línea roja el área de estudio inventariado bajo la categoría de subsubcuenca Río Molina (código 05720). Modificado de inventario cuencas y subcuencas DGA (2014).

## 1.4. Clima

El área de estudio se encuentra en los Andes Centrales de Chile ( $32^{\circ}$  -  $36^{\circ}$  S) (Barcaza *et al.*, 2017), el clima es mediterráneo con estaciones marcadas, con inviernos húmedos y veranos secos (Sarricolea *et al.*, 2017). Las precipitaciones poseen una fuerte variabilidad interanual (Figura 1.3) asociada al fenómeno climático ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) caracterizados por una fluctuación irregular entre las fases cálidas (El Niño) y frías (La Niña) con una periodicidad de 2 a 7 años (Garreaud *et al.*, 2009; Montecinos y Aceituno, 2003) y en el largo plazo se asocian con el fenómeno climático PDO (*Pacific Decadal Oscillation*) que es un patrón de variabilidad climática con escala decadal a interdecadal (Garreaud *et al.*, 2009; González-Reyes *et al.*, 2017).

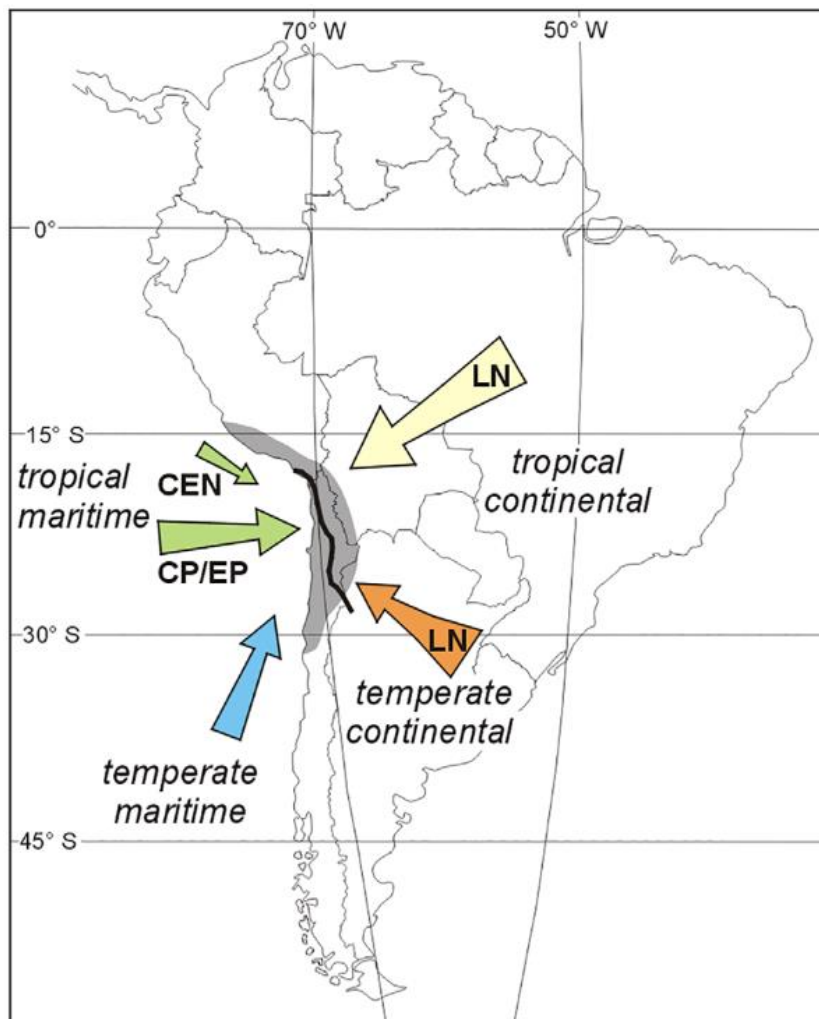
La interacción de los sistemas atmosféricos regionales con la Cordillera de los Andes, divide climáticamente los Andes Centrales (Figura 1.4); desde el noreste, está la influencia del sistema climático amazónico, donde las precipitaciones (principalmente en verano) se originan en el Océano Atlántico a través de la Amazonía, con eventos extremos asociados a La Niña; y hacia el sur está la influencia del Anticiclón del Pacífico por el oeste, con precipitaciones que se originan en el Océano Pacífico, con tormentas invernales asociadas a El Niño (Houston y Latorre, 2022). Esta interacción genera una zona estrecha que registra una precipitación mínima, la cual se denomina como “Diagonal Árida”, esta diagonal delimita el régimen climático de las lluvias de verano que vienen de los trópicos hacia el norte y el régimen de precipitaciones invernales que vienen de las corrientes del oeste hacia el sur (Garreaud *et al.*, 2009). La Diagonal Árida se extiende desde la costa de Arica a los  $19^{\circ}$  S, pasa entre Calama y Chiu Chiu en la Precordillera y atraviesa la Cordillera de los Andes en las cercanías de los Ojos del Salado a los  $27^{\circ}$  S.

Bajo el contexto climático mencionado anteriormente se sitúan los Andes semiáridos con una extensión entre los  $\sim 27^\circ - 35^\circ$  S (Schaffer y MacDonell, 2022), siendo una zona de transición entre condiciones hiperáridas del Norte y condiciones húmedas del Sur (Moreiras *et al.*, 2019).



**Figura 1.3: Mapa precipitación media anual y temperatura de aire superficial.** Precipitación media anual (fila superior), temperatura del aire en la superficie (fila inferior), según la influencia del ENSO (columna izquierda), índice PDO (columna central) y SAM (Modo Anular del Sur; columna derecha). Extraído de Garreaud *et al.*, 2009.

En cuanto a las precipitaciones de la zona, las precipitaciones invernales (julio - septiembre) son principalmente de origen frontal, impulsadas por la circulación occidental y potenciadas por el efecto orográfico de los Andes (Viale y Garreaud, 2015). Y las precipitaciones de verano (diciembre - marzo) su influencia es menor ya que representan menos del 10% de la precipitación anual total (Garreaud, 2013; Viale y Garreaud, 2014).

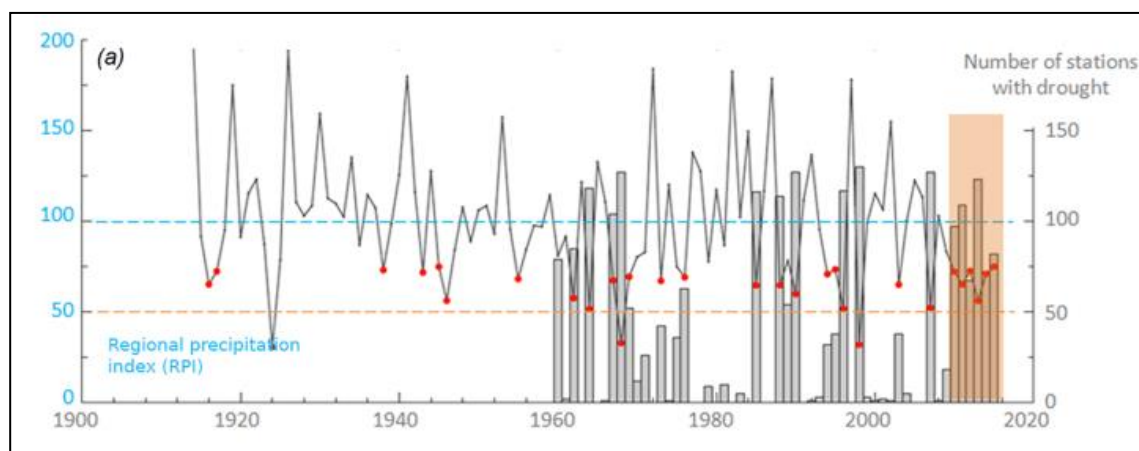


**Figura 1.4: Mapa de la Diagonal Árida y el contexto climático regional.** Interacción de las fuentes de masa de aire que aportan a la precipitación en la fase ENSO y la Diagonal árida (línea negra). Etiquetado CEN (El Niño Costero), CP (Pacífico central), EP (Pacífico oriental) LN (La Niña). Extraído de Houston y Latorre, 2022.

La temperatura al interior de esta zona ha tenido una tendencia de aumento, se registraron entre 1976 y 2006 un calentamiento de  $+0,25^{\circ}\text{C}/\text{década}$  (Falvey y Garreaud, 2009), la cual ha tenido un impacto en el aumento de la isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$  y la altitud de la línea de equilibrio regional (ELA) (Carrasco *et al.*, 2005, 2008; Barria *et al.*, 2019).

La estación meteorológica más cercana a la zona de estudio en los Andes Centrales es la estación del Embalse El Yeso ( $33^{\circ}40'S - 70^{\circ}5'O$ ) a 2.475 m s.n.m. la cual ha registrado desde 1962-2000 un MAAT (temperatura media anual del aire) de  $8,4^{\circ}C$  y precipitaciones de  $515 \text{ mm a}^{-1}$  en el invierno (Barcaza *et al.*, 2017; Brenning, 2005b).

Otro de los impactos climáticos que ha tenido los Andes Centrales ha sido la megasequía que ha afectado la zona desde el 2010 hasta el presente, lo que ha llevado a un déficit de precipitaciones en un promedio del 20 al 40% entre los  $30^{\circ}$  y  $38^{\circ}$  S (Garreaud *et al.* 2017, 2020). Este período seco ha sido señalado como el más largo registrado para esta zona, lo que se puede observar en la Figura 1.5 que muestra el índice de precipitación regional basado en estaciones meteorológicas de largo plazo distribuidas en el centro de Chile (Garreaud *et al.* 2017), donde se observa una clara disminución de la precipitación para el periodo de megasequía.



**Figura 1.5: Serie temporal del índice de precipitación regional (RPI) anual de Chile Central.** Círculos rojos corresponden a años de sequía, en naranja periodo de mega sequía (MD) del 2010 en adelante. Extraído de Garreaud *et al.*, 2017.

## 1.5. Agradecimientos

En primer lugar, agradecer a mi profesor guía Dr. David Farías-Barahona por aceptarme como su alumno memorista y darme la oportunidad de poder desarrollar la memoria en relación a la criósfera. Sin su apoyo, buena voluntad y motivación no habría podido llegar hasta este final académico. Gracias profesor David por su tiempo y preocupación, muchas gracias por todas las oportunidades de aprender y la motivación que me ha transmitido. Agradezco igual al equipo Cryos-UdeC por la grata compañía, discusiones y miradas que nutrieron este trabajo, en especial las conversaciones de distensión y cuidado. Quiero extender mis agradecimientos a Gonzalo Durán por su apoyo, discusión y recomendaciones para el proceso final de esta memoria.

Agradezco a los funcionarios y funcionarias del departamento Ciencias de la Tierra y del departamento de Geografía: Don Mauri, Don Manuel, Sra. Carolina, Sra. María Esperanza, gracias por su preocupación y labor. Por supuesto, agradecer a todos los profesores y profesoras del Departamento Ciencias de la Tierra que han sido parte de mi formación académica universitaria.

Agradezco a mis amistades, que constantemente me recuerdan que la vida vale la pena ser vivida, que un mundo mejor es posible, que un mundo solidario es posible y que un mundo más suave está permitido.

Por último, agradezco a mi familia, mi papá, mi mamá y mi hermana, por su apoyo en la lejanía. En especial agradezco a mis padres por su paciencia, por su apoyo durante este largo periodo académico, gracias totales.

Esta memoria fue parcialmente financiada por ANID a través del proyecto FONDECYT 3230146, SIA 85220007 y VRID 2023000810INI.

## **2. MARCO TEÓRICO**

### **2.1. Marco General y Geomorfológico**

#### **2.1.1. La Criósfera**

La criósfera es la esfera o subsistema terrestre integrado por todas aquellas regiones de la Tierra y océano donde el agua se encuentra en forma sólida (Rivera *et al.*, 2016). La nieve y el hielo son los ingredientes principales de la criósfera y pueden encontrarse en muchas formas, incluida la capa de nieve, el hielo marino, el hielo de agua dulce, el *permafrost* y las masas de hielo continentales, como los glaciares y las capas de hielo.

Los cambios en la criósfera tienen profundas repercusiones ambientales, biológicas y sociales (Barnett *et al.*, 2005). La criósfera reduce la temperatura de la superficie terrestre al reflejar una gran cantidad de luz solar, forma reservorios importantes y confiables de agua dulce, lo que aporta recursos hídricos a una gran fracción de la población mundial (Barnett *et al.*, 2005) y proporciona hábitat para muchas plantas y animales. Aparte de las regiones ártica y antártica, la criósfera es principalmente un fenómeno de gran altitud.

Los investigadores de la criósfera a menudo se ven obstaculizados por la falta de accesibilidad debido al terreno accidentado. En tales casos, las tecnologías de teledetección desempeñan un papel importante en la investigación de la criósfera (Rivera *et al.*, 2016). Estas técnicas son imprescindibles para los investigadores que estudian el retroceso de los glaciares, los glaciares rocosos y el cambio del equilibrio de masa en relación con el cambio climático global.

### 2.1.1. Ambiente periglacial

El término “periglacial” fue utilizado por primera vez por el geólogo polaco Walery von Lozinski en el contexto de la desintegración mecánica de las areniscas en la Cordillera Gorgany de los Cárpatos del sur, ahora parte del centro de Rumania (Lozinski, 1909, 1912, en French, 2017), para describir los depósitos y accidentes geográficos que eran resultado de la meteorización por helada o gelifracción. El concepto de “zona periglacial” de Lozinski fue utilizado para referirse a las condiciones climáticas y geomórficas de áreas periféricas a las capas de hielo y glaciares del Pleistoceno, pero esta definición pone restricciones innecesarias, ya que hace referencia a ambientes específicos que no son tan típicos en la mayoría de los ambientes periglaciares en la actualidad (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).

El dominio periglacial cumple un rol fundamental en cuanto al sistema climático global respecta (Lemke *et al.*, 2007). Este dominio abarca al menos el 25% de la superficie actual de la Tierra, incluido entre el 13% y el 18% que es sustentado por *permafrost*, y que durante las etapas frías hace 2,6 millones de años se extendió sobre un 20% adicional, abarcando vastas franjas de regiones de latitud media que se encuentran fuera del alcance máximo de las sucesivas capas de

hielo del pleistoceno, actualmente el dominio periglacial incluye regiones de latitudes altas en ambos hemisferios, junto con las partes altas de las montañas y de las mesetas en latitudes medias y bajas (Ballantyne, 2018).

La geomorfología periglacial es el estudio de paisajes, accidentes geográficos, sedimentos y estructuras del suelo que se han desarrollado en ambientes fríos no glaciares. Se diferencia de otras ramas de la geomorfología en que el desarrollo del paisaje en ambientes periglaciares está dominado o influenciado significativamente 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).

Estos ambientes tienen una gran relevancia en cuanto al medio ambiente y sus recursos naturales, como el agua. 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 global se verán afectados, siendo cambios de largo plazo (Bishop, *et al.*, 2011). Por ejemplo la degradación del permafrost puede desencadenar varios cambios ambientales y perturbaciones locales, como la inestabilidad de las laderas, el aumento de la movilización de material rocoso que puede sumarse posteriormente a remociones en masa (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 y Haeberli, 2007).

### 2.1.2. Permafrost

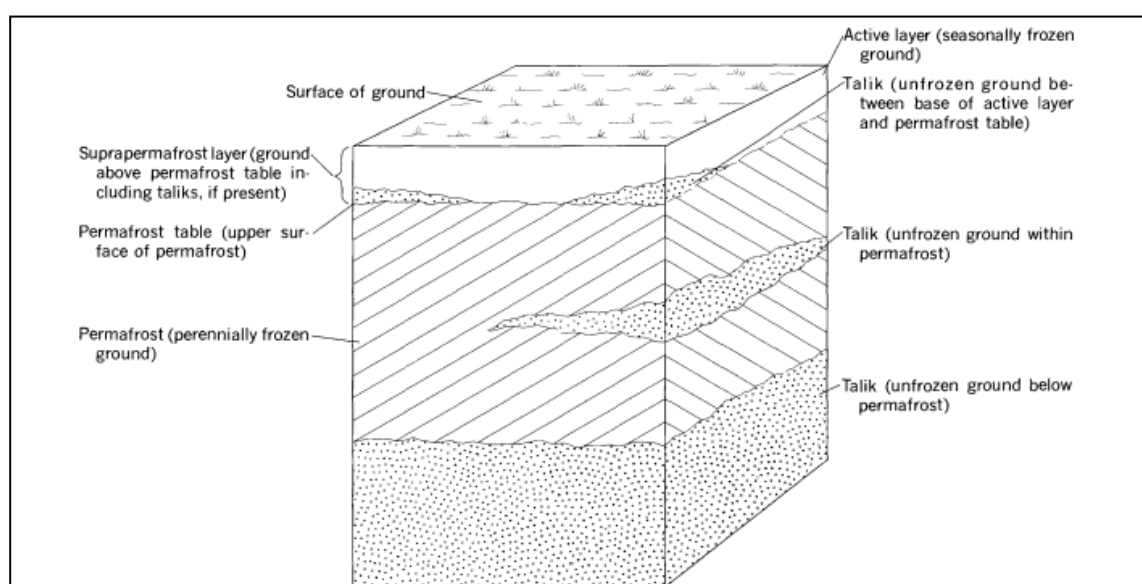
El término “*permafrost*” fue acuñado por el geólogo S. W. Müller como “suelo permanentemente congelado”, cuando tuvo que aconsejar en la construcción de la Carretera de Alaska en la Segunda Guerra Mundial al Cuerpo de Ingenieros del Ejército de EE. UU (Müller, 1943).

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 de 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).

Las partes de un *permafrost* (Figura 2.1) de manera general consisten en un tope del *permafrost* (*permafrost table*) que es la superficie superior del *permafrost*, y sobre este límite está la capa del supra-*permafrost*. La capa activa es parte de la capa supra-*permafrost*, en donde el suelo, roca o sedimento se congela en el invierno y descongela en el verano (*i.e.*, se congela estacionalmente). Las zonas no congeladas se llaman talik, que pueden estar dentro y debajo de la capa tope del *permafrost*.

En ciertos contextos es útil considerar el origen del *permafrost*, si es de origen epigenético o singenético. El *permafrost* epigenético se produciría cuando el suelo o la roca, ya existente, está sujeto a una congelación perenne y se forma

por la penetración desde la superficie del suelo. El *permafrost* singenético se formaría al mismo tiempo que ocurre la depositación del sedimento, mientras este se estaría congelando. Esta distinción es algo artificial ya que se puede argumentar que todo el *permafrost* es de naturaleza singenética. Sin embargo, la distinción es especialmente útil cuando se trata de *permafrost* relicto y cuando se realizan investigaciones periglaciares del Pleistoceno (French, 2017).



**Figura 2.1: Partes del *permafrost*.** Extraído French, 2017 modificado de Ferrians *et al.*, 1969.

Los accidentes geográficos relacionados con el *permafrost* se pueden dividir en dos categorías amplias: los que se forman cuando el *permafrost* se agrada y los que se forman cuando el *permafrost* se degrada. Estos últimos suelen estar asociados con el derretimiento del hielo terrestre y el hundimiento y erosión de los sedimentos descongelados (French, 2017).

Las grandes extensiones del *permafrost* se encuentran en zonas de altas latitudes y altitudes, donde se les clasifica como *permafrost* latitudinal o polar (*i.e.*, regiones árticas), *permafrost* alpino (*i.e.*, en regiones montañosas) y *permafrost* de meseta o montano (*i.e.*, en regiones de mesetas de gran altura), pero también

el *permafrost* se puede expresar en grandes altitudes tanto en latitudes medias como bajas. Dado que existen montañas en las regiones polares y cadenas montañosas que se extienden hasta regiones polares, es difícil distinguir entre el *permafrost* polar y el *permafrost* alpino/andino bajo esas circunstancias, pero el término “*permafrost* de montaña” se utiliza cada vez más para referirse tanto al *permafrost* alpino/andino como al *permafrost* polar de montaña (Cheng y Dramis, 1992).

El *permafrost* de montaña (alpino) 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, en su latitud, altitud y distancia del océano (French, 2017).

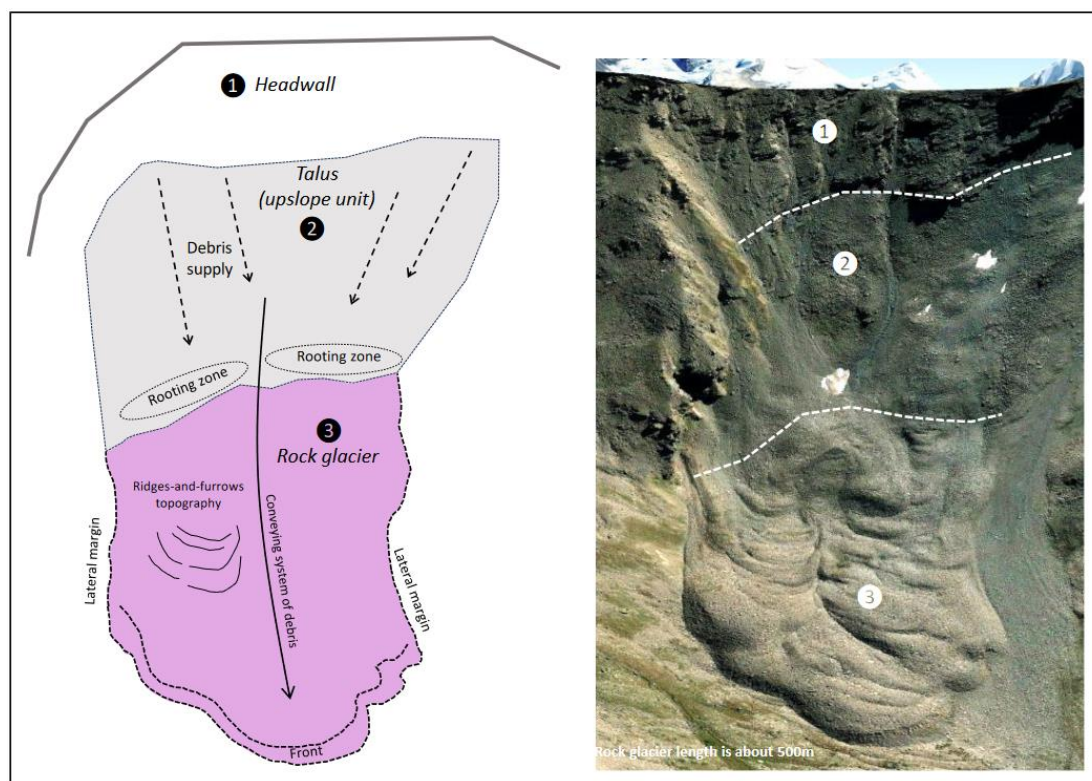
### **2.1.3. Glaciar rocoso**

Los glaciares de roca son evidencias geomorfológicas del avance anterior o actual del *permafrost* de montaña. Son cuerpos en forma de lóbulo-lengua de material detrítico que pueden contener hielo intersticial, lentes de hielo y hielo masivo, se mueven pendiente abajo por la deformación del hielo contenido en su interior, transportando detritos desde un área cuesta arriba (zona de enraizamiento) hacia su frente (Bishop *et al.*, 2011; French, 2017).

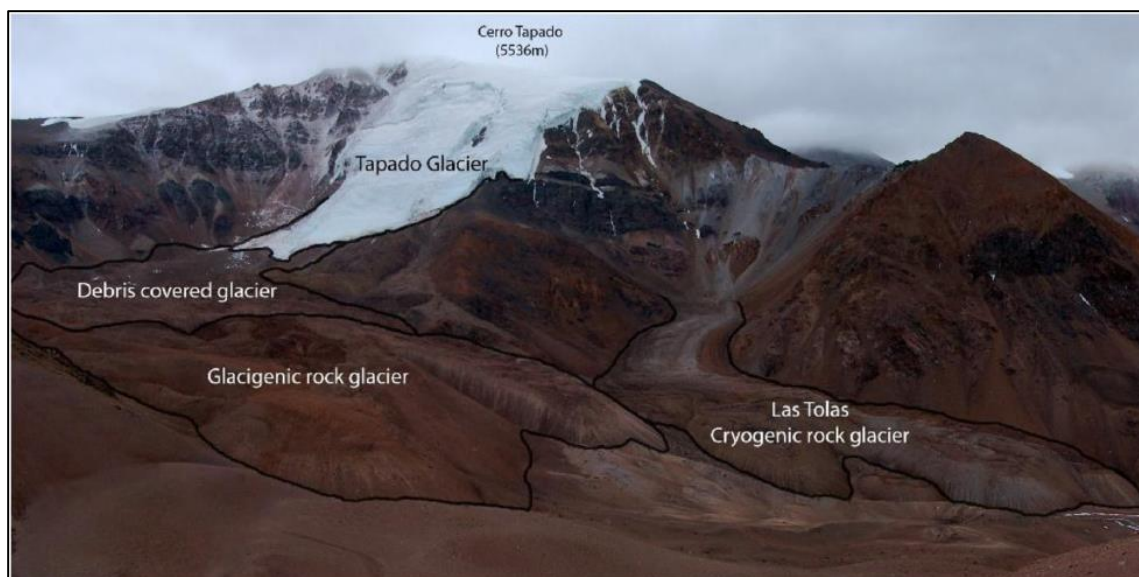
La geomorfología de un glaciar rocoso (Figura 2.2) consiste en márgenes frontales, márgenes laterales y, en ocasiones se pueden observar en superficie crestas y surcos característicos de los glaciares de roca activos, que son expresiones del avance y deformación del hielo que contienen en su interior (Haeberli, 1985; Barsch, 1996; Berthling, 2011). En la Figura 2.2 se observa la delimitación de la secuencia en pendiente de los glaciares de roca: la cabecera, el talud con la zona de enraizamiento y el glaciar de roca como tal.

Los glaciares de roca pueden clasificarse por su morfología (sistema y unidad), ubicación (pared de valle o fondo de valle), detritos constituyentes (talud o morrénico), actividad (activo, inactivo, relicto) y por su origen (periglacial o glaciar; Figura 2.3) (Haeberli, 1985; Barsch, 1996; Ballantyne, 2018; RGIK, 2023b).

También se clasifica por la conexión espacial del glaciar de roca a la unidad que se ubicada directamente cuesta arriba (conectado a un talud, a una pendiente cubierta de detritos, a un deslizamiento de tierra, a un glaciar), ya que puede tener implicancias en la caracterización y delimitación del glaciar de roca, por ejemplo, en la estructura y composición interna, en el origen del hielo, contenido de hielo, límites y zona de enraizamiento, como también en su comportamiento cinemático (RGIK 2023b).



**Figura 2.2: Fotografía y esquema de la secuencia en pendiente de los glaciares de roca.** Cabecera (1), talud (2), glaciar de roca (3) con márgenes frontales y laterales marcados, donde se observan crestas y surcos en superficie. Extraído de RGIK (2022b).



**Figura 2.3: Glaciares rocosos de diferente origen.** El complejo glaciar Tapado (30°S) contiene las siguientes tres geoformas: un glaciar libre de detritos (glaciar “blanco”), un glaciar cubierto y un glaciar de roca (probablemente de origen glacigénico). Adyacente al complejo del Glaciar Tapado se encuentra el glaciar de roca Las Tolas, de origen periglacial. Extraído de Schaffer *et al.*, 2019.

Según French (2017), algunos investigadores han considerado los glaciares de roca simplemente como glaciares cubiertos de detritos (Johnson, 1974; Potter, 1972), lo que sería una clasificación errónea, ya que algunos de los glaciares de roca analizados en la literatura son expresiones intrínsecas del ambiente periglacial y del *permafrost* (Barsch, 1978, 1988; Haeberli, 1985). Todavía en la comunidad científica el origen de los glaciares de roca es debatida, lo que se ha denominado la “controversia de los glaciares de roca” (Berthling, 2011), siendo complejo trazar la línea terminológica entre glaciares de roca de origen puramente periglacial y los glaciares de roca que son de origen glacigénico, la discusión se centra en si los glaciares cubiertos de detritos que se clasifican en accidentes geográficos con morfología y cinemática de superficie similares a los de los glaciares de roca deberían clasificarse como tales (Blöthe *et al.*, 2021). Berthling (2011) propone una definición más general como “expresión visible de la deformación acumulativa por el desplazamiento a largo plazo de mezclas de hielo y detritos en condiciones de *permafrost*”, evitando mencionar el origen. Si

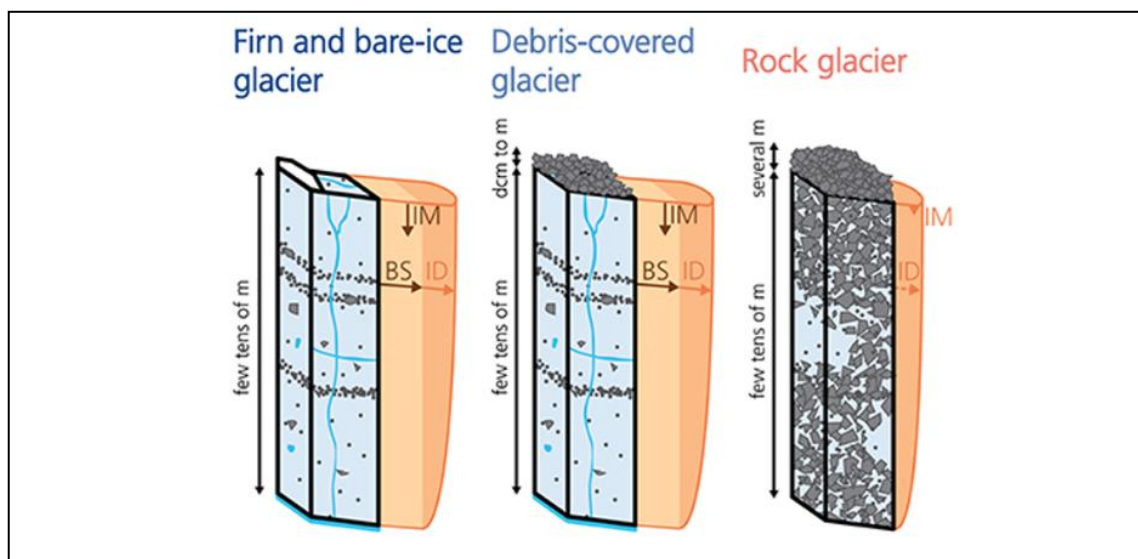
bien hay inventarios de glaciares rocosos que no discriminan entre el origen periglacial o glaciogénico, asignándolos a la misma clase (Blöthe *et al.*, 2021), en las cadenas montañosas áridas y semiáridas (por ejemplo, los Andes Semiáridos de Chile central) hacer una distinción clara sobre el origen es bastante complejo por la relación que hay entre los glaciares cubiertos de detritos, complejos de morrenas y glaciares de roca (Janke *et al.*, 2015; Monnier y Kinnard, 2017).

El movimiento de los glaciares de roca en estado activo, se le asocia principalmente a la deformación visco-plástica del contenido de hielo masivo e intersticial, bajo la fuerza de gravedad y su derretimiento (Kääb *et al.*, 2007; Haeberli *et al.*, 2006), y sus velocidades superficiales varían desde unos pocos centímetros hasta varios metros por año (Kääb *et al.*, 2002, 2007; Lambiel *et al.*, 2008). En estado inactivo implica que no tienen movimiento significativo, es decir menor a 1 cm/año (RGIK, 2023a), aunque todavía contienen material congelado (Kääb *et al.*, 2007). Y los glaciares de roca relicto son los que dejaron de moverse, a menudo hace varios cientos o miles de años, debido a la pérdida de (casi) todo su hielo.

En cuanto a la estructura interna del glaciar de roca, de manera general se puede ejemplificar con el esquema de la Figura 2.4, que muestra las características de un glaciar, un glaciar cubierto y un glaciar de roca, donde se observa la diferencia a grandes rasgos de sus estructuras internas, el grosor de sus detritos y del hielo interno que contienen.

En ciertos estudios directos de pozos en glaciares de roca activos, han indicado que el contenido volumétrico de hielo puede llegar a ser superior al 50% del volumen total (Arenson *et al.*, 2002; Haeberli *et al.*, 2006). También se han ocupado métodos geofísicos para estudiar la estructura interna y cuantificar el contenido de hielo, como la tomografía de resistividad eléctrica (ERT) y la

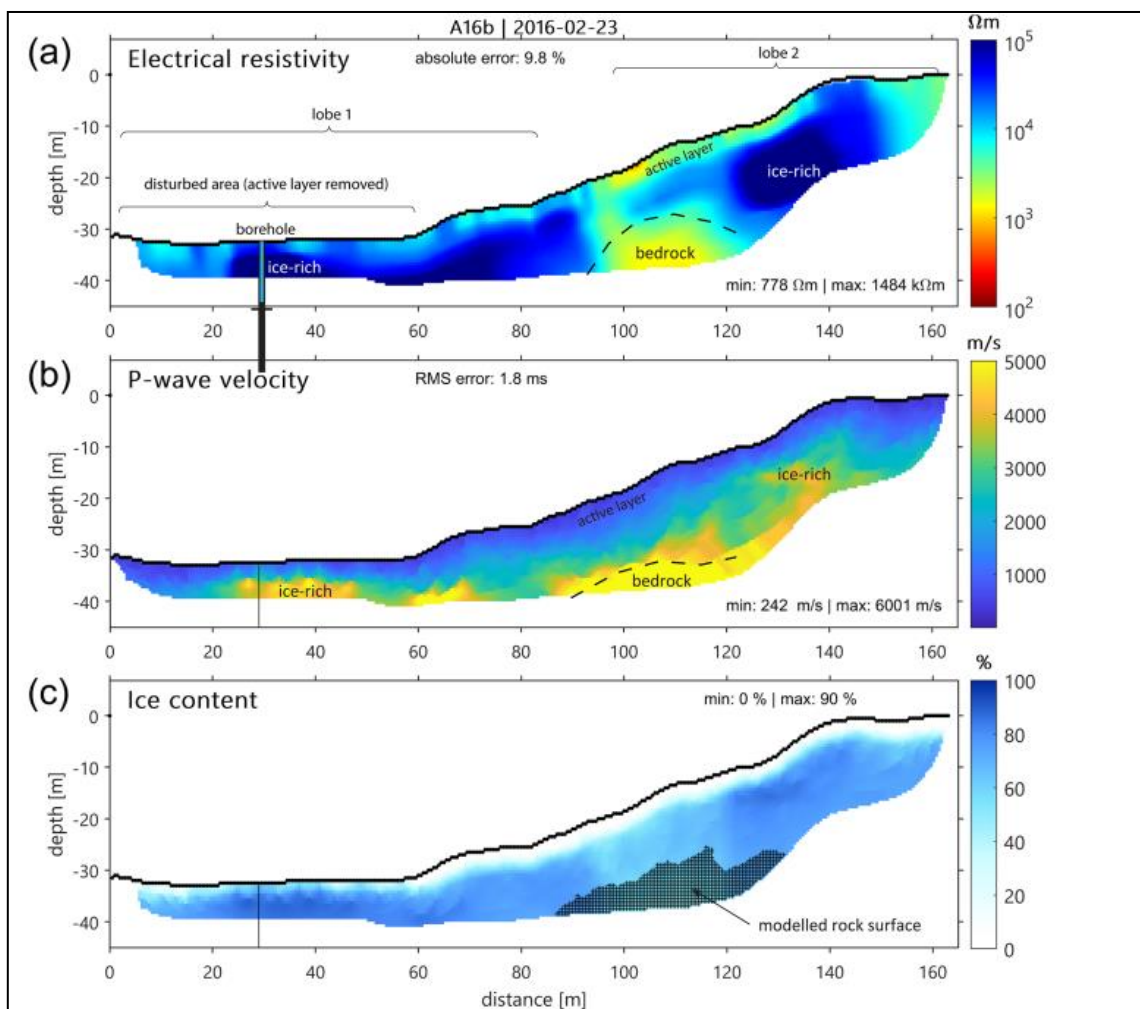
tomografía sísmica de refracción (RST) (Hilbich *et al.*, 2022; Villarroel *et al.*, 2020, 2022). Cabe destacar que la estructura interna de un glaciar rocoso es heterogénea (Figura 2.5), por lo que un glaciar de roca puede tener secciones con diferentes estados que van a depender de su contenido de hielo y su avance.



**Figura 2.4:** Esquema general las características de un glaciar blanco, glaciar cubierto y glaciar de roca. Características generales de la estructura interna, del grosor de detritos superficiales y del contenido de hielo entre un glaciar "blanco", glaciar cubierto y un glaciar de roca. Modificado de Bosson y Lambiel, 2016.

Los glaciares de roca sirven para inferir el límite altitudinal más bajo del *permafrost* de montaña (French, 2017). En los Andes semiáridos de Santiago (33-34° S) presentan una configuración única de su criósfera, como se observa en el esquema de la Figura 2.6, 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

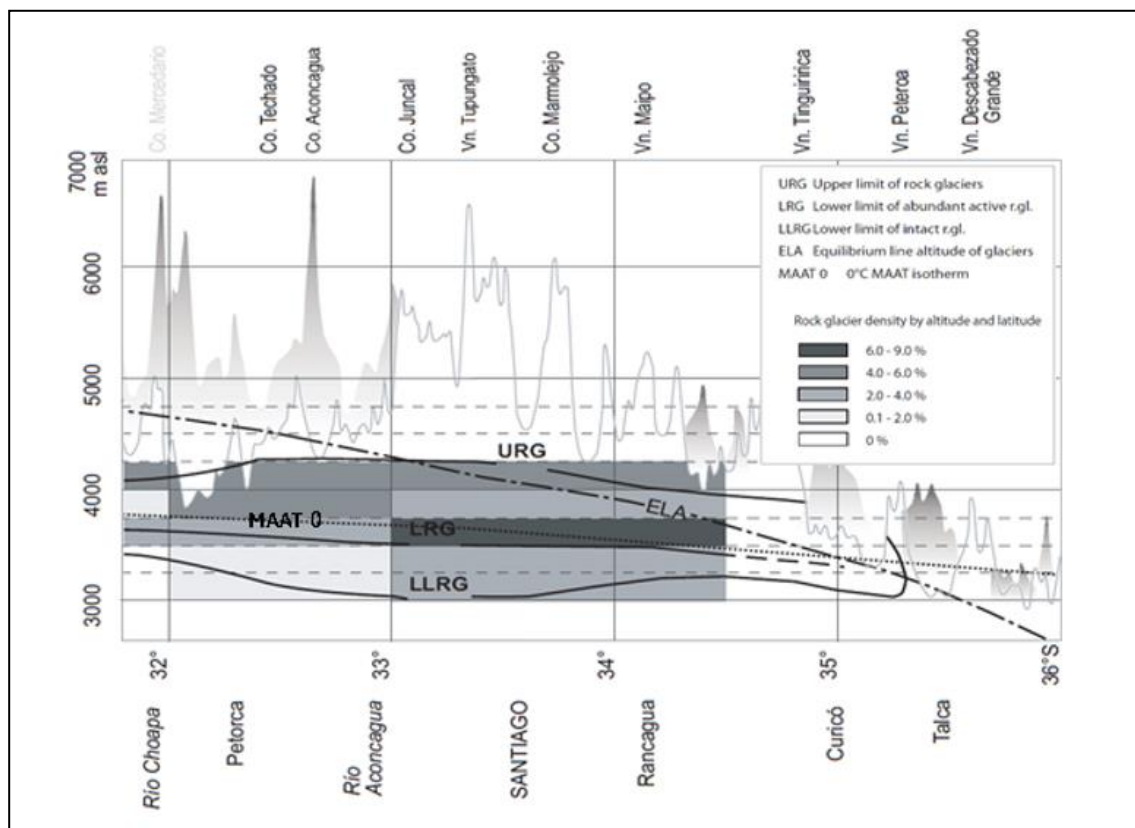
los glaciares de roca se desarrollan a altitudes con temperaturas medias anuales del aire (recientes y regionales) superiores a 0°C, hasta +4°C (Brenning, 2005a).



**Figura 2.5: 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

La capa gruesa de detritos actuaría como un aislante térmico, y ciertos estudios sugiere que un espesor mayor o igual a 3 metros aísla térmicamente el hielo del interior del glaciar de roca (Janke *et al.*, 2015, Schaffer y MacDonell, 2022). Esto permite que en muchos casos la respuesta de los glaciares de roca frente al cambio climático sea más lenta. Si bien la contribución de agua del glaciar de

roca a la cuenca es menor que los otros tipos de glaciares, estos pueden contribuir una cantidad relevante al final del verano (Schaffer *et al.*, 2019; Schrott, 1996) y también por su propiedad aislante actúan como reservorios a largo plazo (Jones *et al.*, 2018; Schaffer *et al.*, 2019).



## 2.2. Métodos: *Remote Sensing*

### 2.2.1. Generalidades

Los avances en la tecnología de teledetección (*remote sensing*) han dado la oportunidad de poder observar con mayor resolución espacio temporal la dinámica de los glaciares de roca, en donde se han desarrollado métodos para

poder producir mediciones de manera repetida en terrenos de difícil acceso (Meng *et al.*, 2023). Sin embargo, la disponibilidad de nuevas tecnologías de extracción de imágenes e información (es decir, algoritmos y enfoques de reconocimiento de patrones) no se traduce directamente en la obtención de información superficial precisa, ya que la variabilidad espectral de la imagen se rige por numerosos factores ambientales y técnicos. (Bovenga *et al.*, 2023; Bishop *et al.*, 2011).

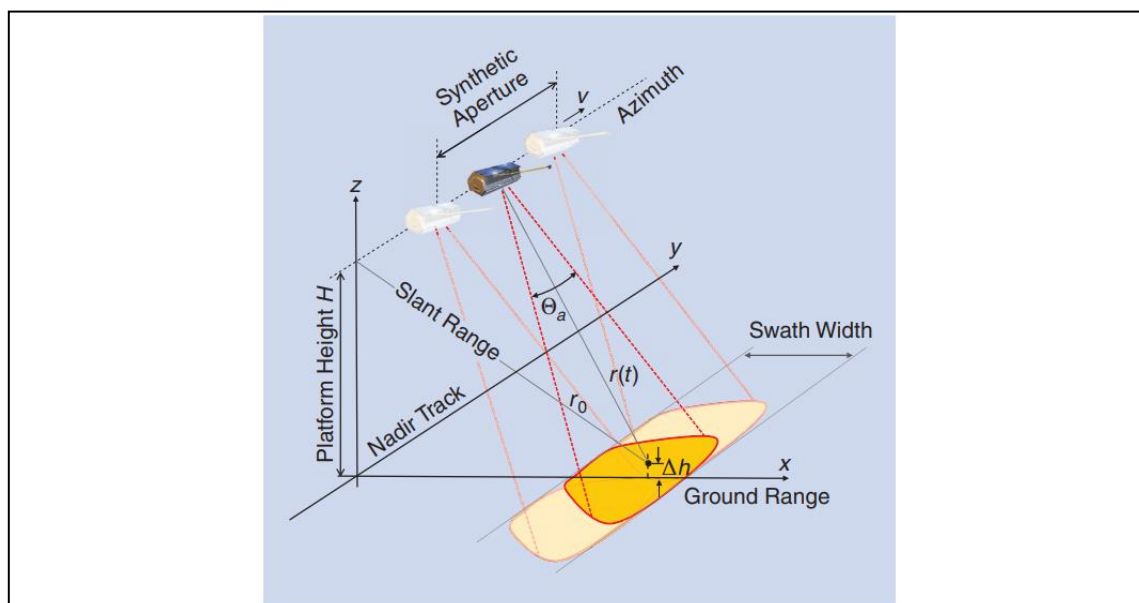
El desplazamiento detectado por *remote sensing* de la superficie de los glaciares de roca se obtienen haciendo un seguimiento de las características del glaciar de roca, utilizando algoritmos y *softwares* tanto con imágenes ópticas obtenidas por satélite o UAS (sistema de aeronaves no tripuladas) (Blöthe *et al.*, 2021; Vivero *et al.*, 2021; Meng *et al.*, 2023) como por imágenes satelitales de radar (Bertone *et al.*, 2022; Lambiel *et al.*, 2023; Strozzi *et al.*, 2020), aunque se sugiere el uso de otras metodologías *in situ* para corroborar la información.

## **2.2.2. Imágenes Radar**

### **2.2.2.1. SAR**

Las imágenes de apertura sintética de radar (SAR) se obtienen bajo sensores de radar de visión lateral transportados por un satélite (Figura 2.7), estos sensores captan la imagen de la superficie de la Tierra enviando pulsos de microondas y recibiendo señales retrodispersadas (Moreira *et al.*, 2013). A diferencia de los sistemas de imágenes pasivos, como los sensores ópticos o de microondas pasivos, que en parte están condicionados al clima (nubosidad) y a la posición del sol, el sensor SAR es un instrumento activo que no depende de fuentes externas de ondas electromagnéticas (Rees, 2006) como por ejemplo la radiación emitida por la Tierra o la luz solar, ya que emiten sus propias ondas que pueden

penetrar a través de las nubes y también permiten obtener imágenes tanto diurnas como nocturnas, lo que permite que sea una gran herramienta para regiones polares y de alta montaña (Moreira *et al.*, 2013; Jawak *et al.*, 2015).



**Figura 2.7: Ilustración de la geometría de obtención de las imágenes SAR.**  $r_0$  representa la distancia de aproximación más corta,  $\theta_a$  el ancho del haz en azimut y  $v$  la velocidad del sensor. Extraído de Moreira *et al.*, 2013.

Los sistemas SAR pueden ser monoestáticos o biestáticos. Para un sistema monoestático (por ejemplo, Sentinel-1), la señal del radar se transmite y recibe mediante la misma antena. Un sistema biestático (por ejemplo, TerraSAR-X y TanDEM-X) consta de dos satélites que orbitan cerca, en el que solo una antena transmite pulsos, que luego son recibidos por las antenas de ambos satélites (Moreira *et al.*, 2013; Friedl, 2019). Los satélites SAR tienen órbitas polares y cargan sensores que observan hacia su derecha con ángulos de incidencia específicos, si su órbita es ascendente (cruzando el ecuador desde el sur hacia el norte) el sensor observará hacia el este, en caso contrario si su órbita es descendente el sensor observará hacia el oeste (Barboux *et al.*, 2014).

Las imágenes SAR son imágenes complejas que contienen tanto la amplitud ( $A$ ) como la fase ( $\Phi$ ) de la señal del radar que se devuelve al sensor desde la superficie de la imagen. El formato estándar de imágenes SAR complejas es SLC (*Single Look Complex*), esta contiene información de amplitud y fase, su resolución es alta pero también contiene ruido, lo que es causado por la naturaleza coherente del sistema de imágenes SAR debido al mecanismo de dispersión de la onda radar (Lee *et al.* 1994; Goodman 1976).

#### 2.2.2.2. InSAR

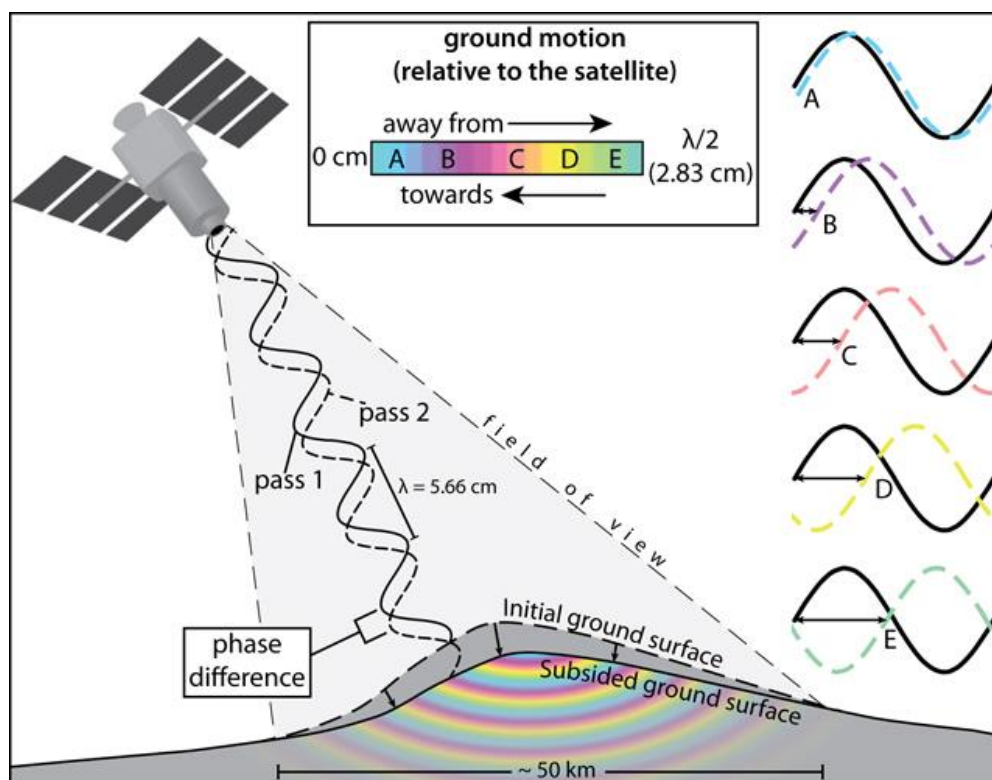
La Interferometría SAR (InSAR) es una técnica consolidada para detectar y mapear movimientos terrestres a escala regional (Klees y Massonnet, 1998; Massonnet y Feigl, 1998). Las adquisiciones sistemáticas de imágenes SAR y la amplia cobertura espacial de los satélites como el Sentinel-1 hacen de InSAR una herramienta adecuada para detectar e inventariar movimientos de masas en regiones montañosas (Villarroel *et al.* 2018).

El procesamiento InSAR consiste en calcular la diferencia de fase entre dos imágenes SAR (Figura 2.8) una imagen de referencia y otra secundaria, que se han obtenido desde posiciones ligeramente diferentes o en diferentes intervalos de tiempo que pueden ser de unos pocos días hasta un par de años (Moreira *et al.*, 2013).

La fase interferométrica ( $\Delta\phi_{\text{int}}$ ) es una combinación de múltiples factores (Ecuación 1), que consta de la contribución de la deformación de la superficie ( $\Delta\phi_{\text{dis}}$ ), la contribución generada por una Tierra plana idealizada ( $\Delta\phi_{\text{flat earth}}$ ), la contribución de la superficie topográfica ( $\Delta\phi_{\text{top}}$ ), la contribución atmosférica ( $\Delta\phi_{\text{atm}}$ ) (por ejemplo, diferencia de humedad, temperatura, presión entre las 2 adquisiciones

de imágenes) y la fase de ruido ( $\Delta\phi_{\text{noise}}$ ) que puede ser por cambios temporales de dispersores o por diferentes ángulos de vista.

$$\Delta\phi = \Delta\phi_{\text{dis}} + \Delta\phi_{\text{flat earth}} + \Delta\phi_{\text{top}} + \Delta\phi_{\text{atm}} + \Delta\phi_{\text{noise}} \quad (\text{Ecuación 1})$$



**Figura 2.8: Imagen que representa los principios básicos de la interferometría SAR.** Cuando el satélite realiza su primer paso sobre una superficie terrestre recopila ondas de radar reflejadas de la superficie (Pass 1). Durante una órbita posterior cuando el satélite pasa nuevamente sobre la misma superficie terrestre, se realiza otra recolección desde casi la misma ubicación orbital (Pass 2). Si la superficie del suelo se deformó durante el tiempo entre las recopilaciones de datos, entonces las ondas de radar recopiladas del segundo pase estarán desfasadas en comparación con las recopiladas durante el primer pase. Luego, la diferencia de fase de las ondas se convierte en el componente del movimiento del suelo en la línea de visión del satélite (se acerca o aleje del satélite) y se representa con un color como parte de un ciclo de color completo. Dado que la técnica se basa en la diferencia de fase de múltiples ondas, la precisión está limitada por fracciones detectables de la longitud de onda del radar. Extraído de Global Volcanism Program (2012).

A pesar del potencial de InSAR, existen algunas limitaciones. En primer lugar, InSAR proporciona la observación del componente de deformación de la superficie 3D proyectado a lo largo de la dirección de visión del radar, es decir, la línea de visión (LOS de *Line of Sight*) (Figura 2.9), lo que hace que la medición no sea sensible a los desplazamientos orientados perpendicularmente a la orientación del LOS (Liu *et al.*, 2013; Barboux *et al.*, 2014; Strozzi *et al.*, 2020). Por lo tanto, los desplazamientos hacia el norte o el sur se ven más afectados por distorsiones geométricas, y la magnitud de los desplazamientos podría subestimarse en gran medida (Klees y Massonnet, 1998; Liu *et al.*, 2013).

En segundo lugar, en zonas montañosas con terreno empinado y complejo la señal del sensor puede estar enmascarada por distorsiones geométricas dada la captura lateral del sensor y la orientación de la pendiente del terreno (Figura 2.10), conocidas como acortamiento (*foreshortening*), inversión por relieve (*layover*) y sombra (*shadowing*) (Klees y Massonnet, 1998; Barboux *et al.*, 2014). El efecto *foreshortening* ocurre si la pendiente del terreno miente hacia el radar (LOS), lo que hace que la señal se comprima y la resolución del terreno se reduzca. El efecto *layover*, ocurre cuando la señal de la parte superior del objeto reflejado (como la cima de una montaña) llega antes que su base, como resultado la cima de la montaña se desplaza hacia la dirección del LOS, afectando las proporciones. El efecto *shadow* o sombra se produce cuando el radar no puede observar la superficie dependiendo del ángulo y del obstáculo que está en la visión del LOS, por lo que se observan zonas con “sombras” sin información en la superficie.

En tercer lugar, la tasa de movimiento del terreno que se puede detectar depende del intervalo de tiempo del interferograma (Figura 2.11), la resolución espacial y la longitud de onda del satélite SAR (Massonnet y Feigl, 1998; Barboux *et al.*, 2014; Villarroel *et al.*, 2018; Strozzi *et al.*, 2020). Cabe destacar que es difícil obtener velocidades bajas ya que se necesita de mayor intervalo de tiempo, como

se observa en la Figura 2.11, se necesitan intervalos de mayor a 1 año, lo que puede producir una mayor decorrelación y error en la estimación de la velocidad.

Por último, los artefactos debidos a retrasos atmosféricos no compensados (Yu *et al.*, 2018) y la decorrelación o sesgo de fase debido a cambios en las propiedades físicas de la superficie (por ejemplo, vegetación, nieve, humedad del suelo; Klees y Massonnet, 1998) puede enmascarar las mediciones de desplazamiento. Para reducir estas limitaciones, es importante confiar en la disponibilidad de varios interferogramas de diferentes períodos de tiempo (Bertone *et al.*, 2022).

Para el análisis del InSAR la configuración más adecuada son considerar las pendientes que le dan la espalda (*back-facing slope*) al sensor, es decir pendientes al este para las órbitas ascendentes o pendientes al oeste en órbitas descendentes (Strozzi *et al.*, 2004), esto con el fin de que la resolución no se vea tan afectada por la distorsión geométrica (Barboux *et al.*, 2014, Strozzi *et al.*, 2020), ya que las pendientes que están de frente al sensor tendrán mayor distorsión (efecto *foreshortening*).

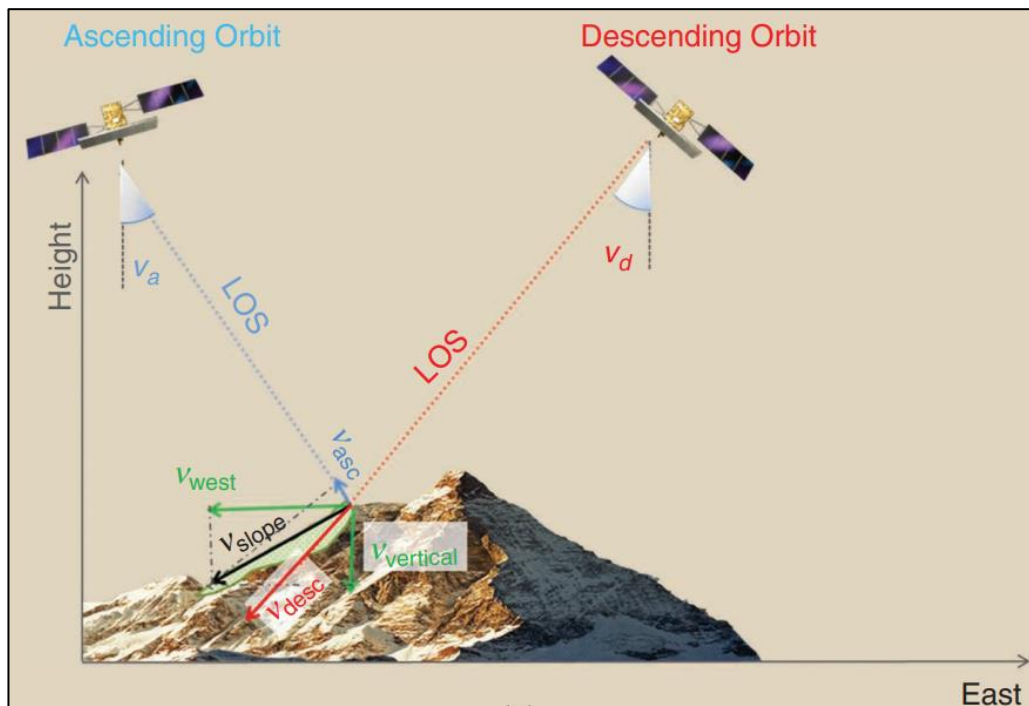


Figura 2.9: Línea de visión (LOS) dependiendo de la órbita de los sensores SAR. Extraído de Noviello *et al.*, 2020.

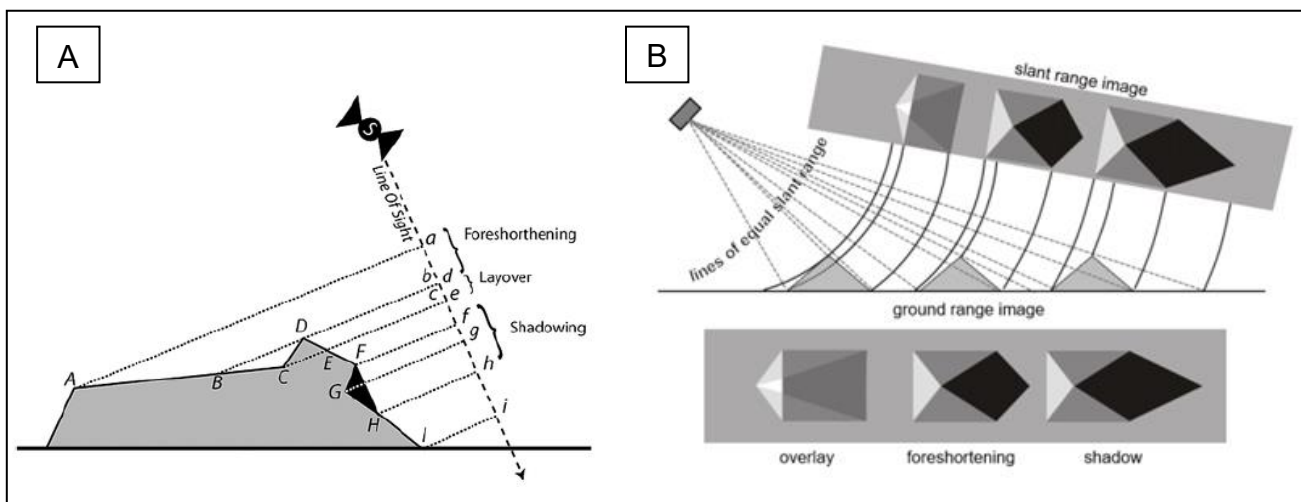
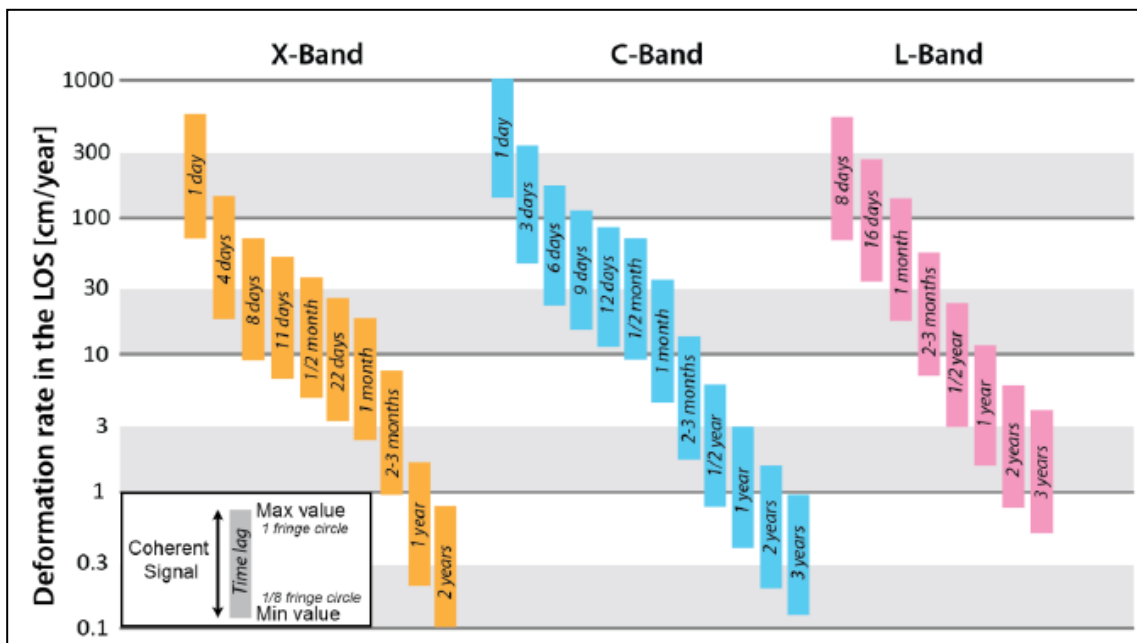


Figura 2.10: Ejemplo distorsiones geométricas adquisición SAR. Imagen A) *Foreshortening* (A-D), *Layover* (C-D) y *Shadowing* (F-H) que se originan en una imagen SAR que depende de la línea de visión (LOS), geometría de adquisición SAR en el plano perpendicular a la órbita. Extraído de Barboix *et al.*, 2014. Imagen B) Distorsión geométrica en imágenes de radar. Extraído de Braun (2019) modificado de Lillesand *et al.*, 2008.

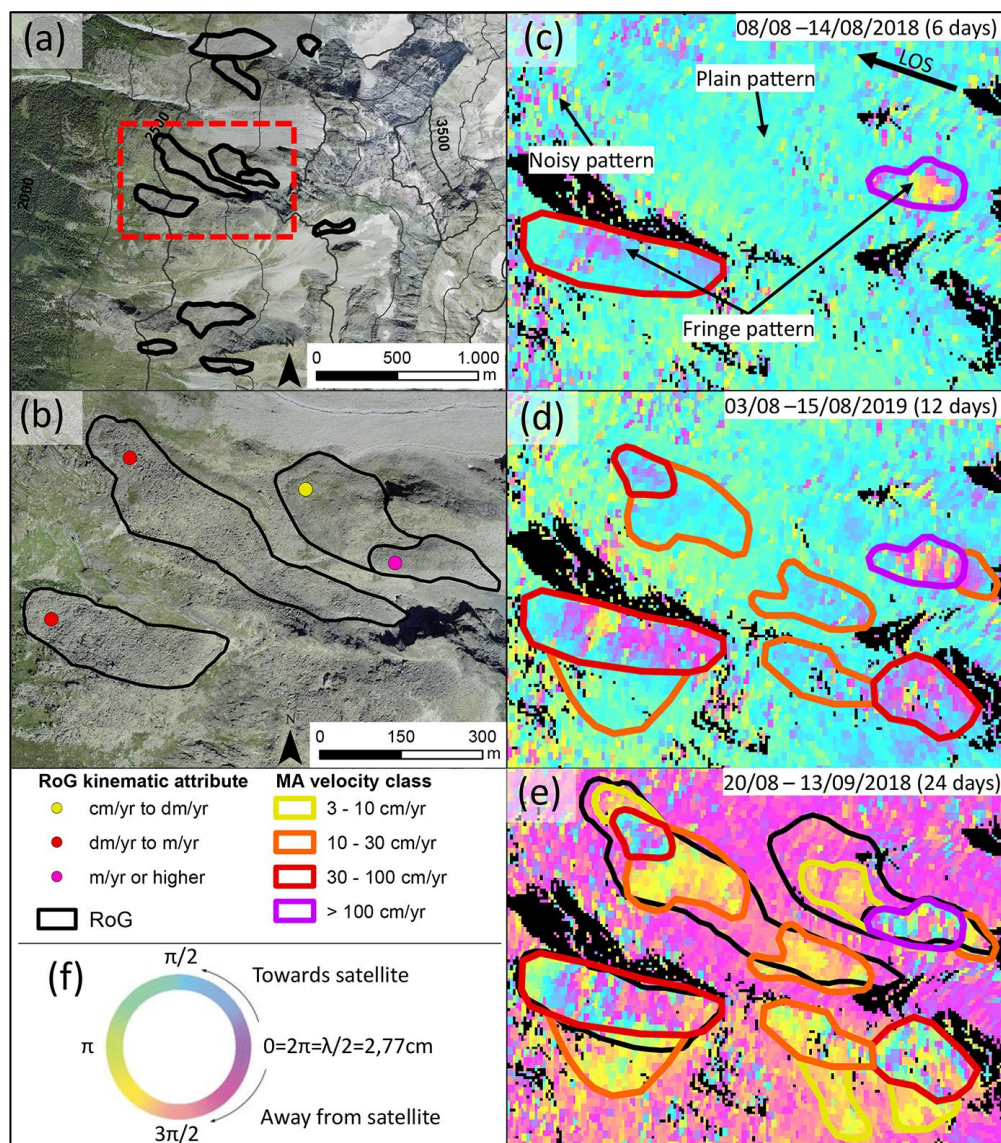


**Figura 2.11: Tasa de deformación observada por sensores SAR de diferentes longitudes de onda (banda X, banda C, Banda L).** Una barra define el intervalo de tasa de deformación en cm/año para el cual se puede identificar e interpretar una señal coherente para el interferograma generado en cierto intervalo de tiempo. Muestra la capacidad de detección de diferentes datos InSAR. El límite inferior corresponde a la velocidad mínima detectable (1/8 del ciclo). El límite superior corresponde a la velocidad máxima (un ciclo completo). Un movimiento inferior al valor mínimo de la barra no es detectable. Un movimiento superior al valor máximo de una barra puede generar decorrelación en el interferograma. Extraído de RGIK, 2023a, modificado de Barbox *et al.*, 2014).

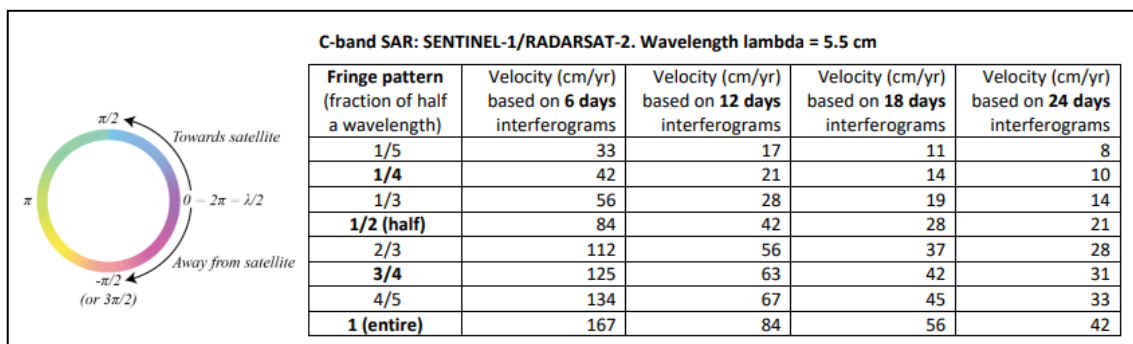
Se utilizan 2 métodos para obtener el desplazamiento en el LOS a través de InSAR, uno con enfoque manual y otro con enfoque semi-automático (Bertone *et al.*, 2022). El enfoque manual consiste en analizar las fases enrolladas (*wrapped*) del InSAR, en donde se observa el ciclo de las franjas (*fringe*) (Figura 2.12), según el color del patrón del ciclo, la longitud de onda de la banda del satélite y el intervalo utilizado entre las imágenes SAR se obtiene el desplazamiento y la velocidad haciendo el cálculo que se explica en la Figura 2.13.

El enfoque manual con la fase enrollada tiende a mayor subjetividad al tener que interpretarse los patrones de las franjas, en cambio el enfoque con la fase desenvuelta (*unwrapped*) da valores absolutos del desplazamiento en el LOS,

pero se debe utilizar herramientas externas que hagan el proceso de desenrollado. Los dos enfoques son utilizados y no son excluyentes, en ciertos estudios se utilizan en conjunto dependiendo de la disponibilidad de cada herramienta (Bertone *et al.*, 2022).



**Figura 2.12: Ejemplo de InSAR con fase enrollada.** (a)-(b) imágenes ópticas del área de estudio. (c)-(d)-(e) InSAR con fase enrollada para intervalos de 6-12 y 24 días respectivamente. (f) Ciclo de franjas relacionado con el cambio de color, un ciclo completo equivale a un desplazamiento de media longitud de onda (2,77 cm para este caso) en la dirección LOS. Extraído de Bertone *et al.*, 2022.



**Figura 2.13: Conversión de patrones de franjas (ciclo de color) a velocidad (cm/año).** La velocidad anual se calcula como (desplazamiento/tiempo) \* 365, donde el desplazamiento se obtiene al analizar las zonas con patrones de franjas en el interferograma guiándose por el círculo de colores y el tiempo es el intervalo ocupado entre las imágenes SAR. El desplazamiento durante un ciclo completo, es la mitad de la longitud de onda del sensor SAR. Por ejemplo si el ciclo de franjas es completo en un interferograma de 12 días utilizando imágenes de Sentinel-1 (longitud de onda igual a 5.5 cm), se calcularía de la siguiente manera:  $((\lambda/2)/12)*365 = (2.75/12)*365 = 84$  cm/año. En la tabla se observan las velocidades según el patrón de las franjas y su intervalo de días. Extraído de RGIK, 2023a.

### 2.2.2.3. DInSAR

La interferometría diferencial (DInSAR), es una técnica derivada del InSAR que consiste en que luego de obtener el interferograma SAR, se le elimina la contribución topográfica mediante un modelo de elevación digital (DEM) (Barboux *et al.*, 2014; Moreira *et al.*, 2013). La contribución por la tierra plana es conocida, por lo que la diferencia de fase se expresaría de la siguiente fórmula al restarle el DEM ( $\Delta\phi_{top}$ ) a la Ecuación 1:

$$\Delta\phi_{dis} + \Delta\phi_{atm} + \Delta\phi_{noise} = \Delta\phi - \Delta\phi_{flat\ earth} - \Delta\phi_{top}$$

$$\Delta\phi_{dis} = \left(\frac{4\pi}{\lambda}\right) \Delta r_{disp}$$

$$\text{Por lo tanto: } \Delta r_{disp} = \left(\Delta\phi \left(\frac{\lambda}{4\pi}\right)\right) - \Delta\phi_{atm} - \Delta\phi_{noise}$$

$\phi_{disp}$  = diferencia de fase total,  $\Delta r_{disp}$  = desplazamiento medido en el LOS

Obteniendo la fase diferencial, y dependiendo de la longitud de onda de la banda que ocupe el sensor SAR, se obtiene el valor de desplazamiento absoluto en el LOS, siendo una técnica con gran potencial para obtener información de la deformación para grandes áreas (Klees y Massonnet, 1998; Massonnet y Feigl, 1998). Ciertas consideraciones que hay que tener es a la calidad de la resolución del DEM, el ruido de la fase debido a factores de decorrelación y a las variaciones en el medio de propagación (efectos atmosféricos), que afectan a la obtención del DInSAR (Acton, S. 2015). Para reducir el ruido y errores de fase, se utilizan métodos como el SBAS (*Small Baseline Subset*), que utilizan una gran cantidad de intervalos entre los interferogramas, también este método permite proporcionar las transiciones temporales de los desplazamientos superficiales según los intervalos utilizados (Shoji *et al.*, 2023).

#### **2.2.2.4. Sentinel-1**

Sentinel-1 es una misión espacial de radar de imágenes desarrollada y operada por la Agencia Espacial Europea (ESA), como parte del Programa Copérnico (CE). Consisten en dos satélites con órbitas de geometría casi polar, Sentinel-1A y Sentinel-1B, cuyas fechas de lanzamiento fueron en abril de 2014 y abril 2016 respectivamente. Su altura de órbita es de 693 km y repiten su órbita cada 12 días, uno con órbita ascendente y el otro con órbita descendente. Los sensores SAR del Sentinel-1 son de banda C (5,405 GHz, longitud de onda aproximada de 5,5 cm) con polarización simple (HH o VV) y polarización doble (HH+HV o VV+VH). Se pueden obtener imágenes SAR con 4 modos diferentes (Figura 2.14) de adquisición: *Strip Map Mode* (SM), *Interferometric Wide Swath* (IW), *Extra-Wide Mode* (EW) y *Wave- Mode* (WV) (Potin *et al.*, 2012; Geudtner *et al.*, 2014), las cuales tienen diferente resolución espacial, ángulo de incidencia, cobertura y ancho del *swath* (barrido).

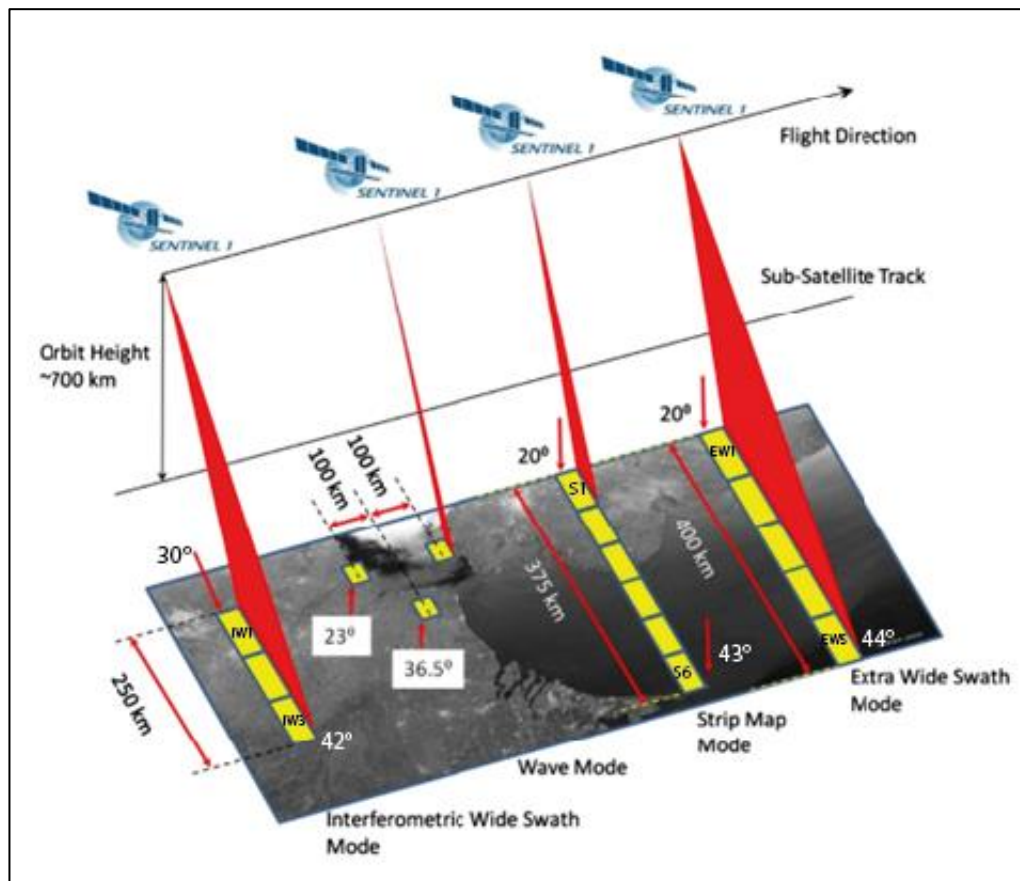


Figura 2.14: Modos del Sentinel-1. Modificado de Geudtner *et al.*, 2014.

Para la obtención de la interferometría en este estudio se ocupará imágenes del modo *Interferometric Wide Swath Mode* (IW), las imágenes tienen un *swath* de 250 km, con una resolución espacial de 5 x 20 metros, ángulos de incidencia de 30° a 42° y sincronización de ráfagas (*burst*) para interferometría (Geudtner *et al.*, 2014). Las imágenes SAR obtenidas en este modo se verían como la Figura 2.15.

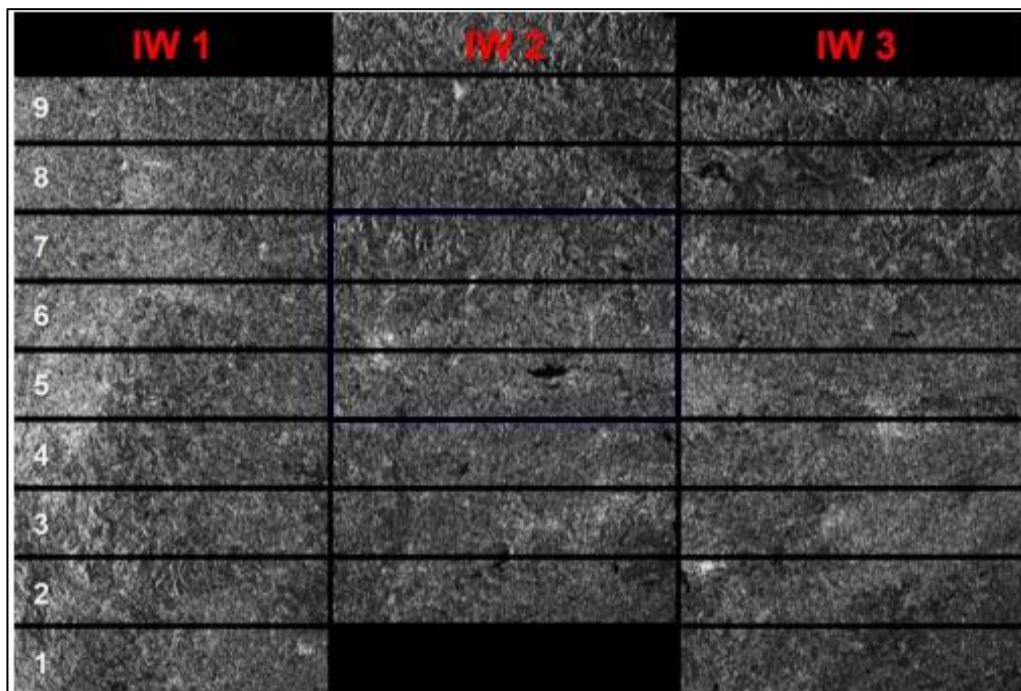


Figura 2.15: Imagen SAR obtenido de Sentinel-1 en modo *Interferometric Wide Swath Mode (IW)*. *Sub-swaths* (rojo) y *burst* (numeración blanca). Modificado de Braun y Veci, 2021.

### 3. MÉTODOS

#### 3.1. Trabajo gabinete I

##### 3.1.1. Identificación de glaciares rocosos activos

Para la identificación de glaciares rocosos activos en la subcuenca del Río Molina, primero se revisó el IPG DGA (2022), la cual para esta subcuenta registra 39 glaciares rocosos. A través de QGIS y Matlab se obtuvieron la orientación y pendiente (*aspect-slope*) de la subcuenca para así tener la orientación general de la pendiente de cada glaciar de roca, esto con el fin de ocupar la mejor órbita de adquisición de la imagen SAR para tener desplazamientos coherentes en el LOS, es decir para los glaciares de roca con pendiente hacia el este analizarlos con imágenes SAR de órbitas ascendentes y los de pendiente al oeste analizarlos con imágenes de órbitas descendentes.

Se descargaron imágenes SAR de la misión Sentinel-1 del modo interferométrico *wide-swath* desde la plataforma *Alaska Satellite Facility* (ASF), que cubrieran toda la subcuenca del Río Molina, en órbitas ascendentes y descendentes para el periodo sin nieve (marzo-abril) de los años 2019, 2020, 2021 (Tabla 3.1).

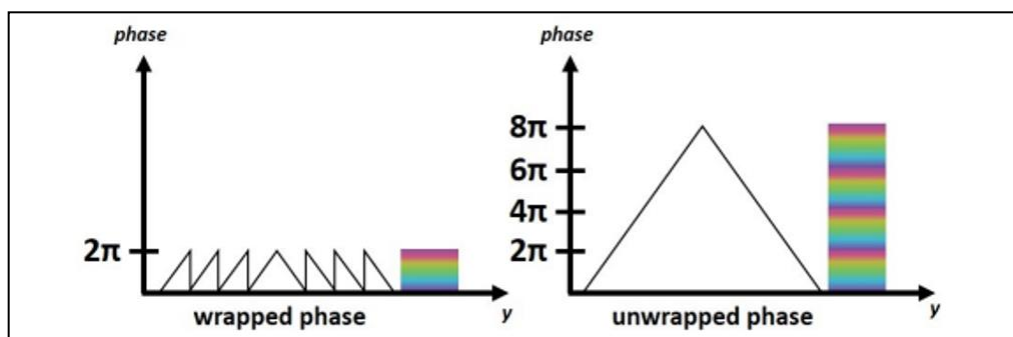
Estas imágenes se procesaron con el software libre SNAP para obtener interferometría SAR en intervalos de 12 y 24 días, incluyendo la eliminación de la fase topográfica para obtener el DInSAR utilizando de referencia un DEM SRTM 1Sec con resolución de 30m.

Para obtener mediciones absolutas de fase en DInSAR se realizó un proceso de desenrollado (*unwrapped*) con la herramienta SNAPHU, puesto que inicialmente la fase del interferograma se encuentra enrollado (*wrapped*), es decir dentro de

la escala de  $2\pi$  (Figura 3.1). Con las fases desenrolladas se obtuvieron los desplazamientos en metros de la superficie en el LOS.

**Tabla 3.1: Adquisición imágenes SAR año 2019, 2020, 2021.**

Año	Órbita	Fecha	Código de imagen SAR
2019	Ascendente	8 de marzo	S1B_IW_SLC_1SDV_20190308T232704_20190308T232731_015269_01C927_3217-SLC
		20 de marzo	S1B_IW_SLC_1SDV_20190320T232704_20190320T232731_015444_01CED4_9041-SLC
		1 de abril	S1B_IW_SLC_1SDV_20190401T232705_20190401T232732_015619_01D492_5C92-SLC
2020		8 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20200308T232752_20200308T232819_031590_03A3DA_6C79-SLC
		20 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20200320T232752_20200320T232819_031765_03A9FB_2512-SLC
		1 de abril	S1A_IW_SLC_1SDV_20200401T232753_20200401T232820_031940_03B027_2F1B-SLC
2021		3 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20210303T232758_20210303T232825_036840_045509_8AF1-SLC
		15 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20210315T232758_20210315T232825_037015_045B26_B8A4-SLC
		27 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20210327T232758_20210327T232825_037190_046133_8EEE-SLC
2019	Descendente	7 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20190307T095600_20190307T095627_026230_02EDF7_9933-SLC
		19 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20190319T095600_20190319T095627_026405_02F475_9407-SLC
		31 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20190331T095601_20190331T095628_026580_02FAE3_8B74-SLC
2020		1 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20200301T095606_20200301T095633_031480_03A008_1206-SLC
		13 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20200313T095607_20200313T095633_031655_03A61A_0AC9-SLC
		25 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20200325T095607_20200325T095634_031830_03AC4B_B891-SLC
2021		8 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20210308T095612_20210308T095639_036905_04574B_4A81-SLC
		20 de marzo	S1A_IW_SLC_1SDV_20210320T095612_20210320T095639_037080_045D68_229B-SLC
		1 de abril	S1A_IW_SLC_1SDV_20210401T095613_20210401T095639_037255_046370_40BE-SLC

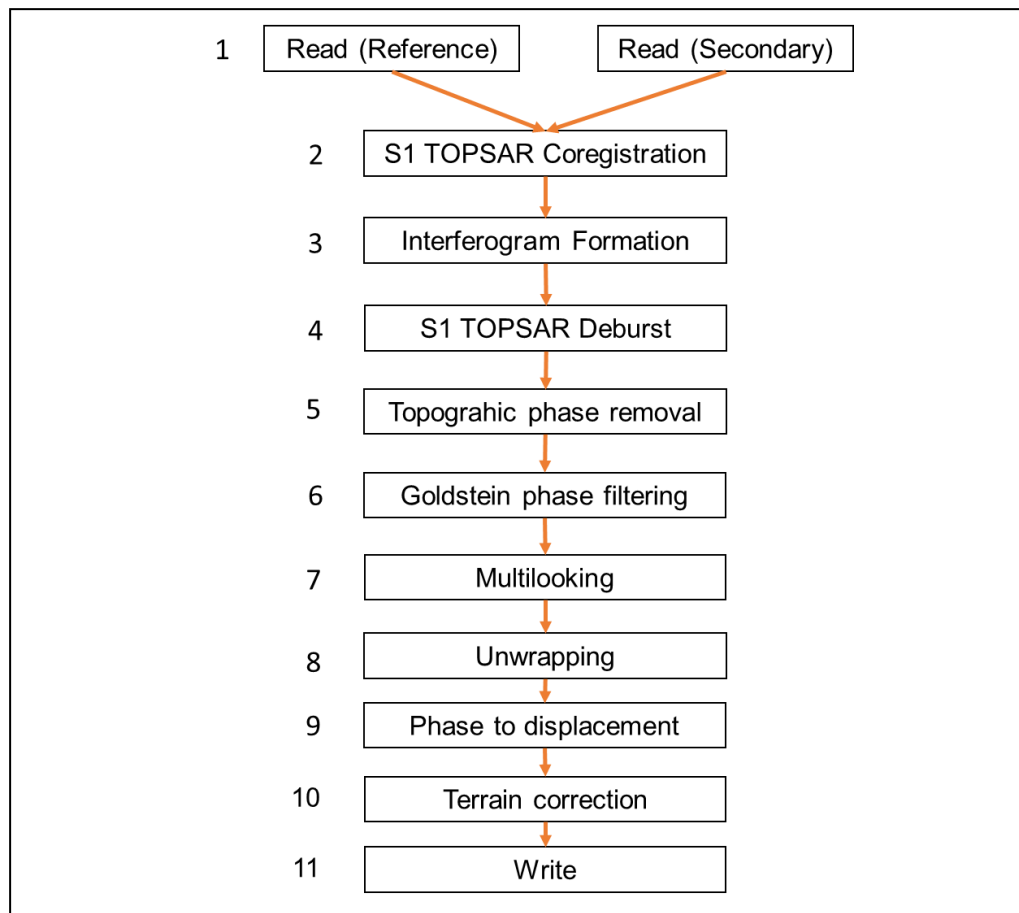


**Figura 3.1: Principio del desenrollado de la fase.** Extraído de Braun y Veci, 2021.

El proceso del flujo de trabajo con SNAP se observa en el esquema de la Figura 3.2: Primero se coregistran (2) las dos imágenes SAR, ocupando uno de referencia y el otro como imagen secundario, (3) se obtiene el interferograma, (4) las separaciones de las franjas de *burst* se juntan para tener una sola imagen del interferograma, (5) se elimina la contribución topográfica ocupando un DEM

externo para obtener el DInSAR, (6) se le aplica el filtro de goldstein (Goldstein *et al.*, 1988) para reducir el ruido de fase, (7) con el *multilooking* también se reduce el ruido (se ponderan los pixeles adyacentes) pero se pierde precisión, (8) se desenrolla la fase ocupando la herramienta SNAPHU, (9) la fase absoluta del DInSAR se convierte a desplazamiento en el LOS, (10) se corrige el terreno para poder observar los desplazamiento según la topografía, (11) se obtiene finalmente un archivo TIFF con los desplazamientos en el LOS.

Luego de obtener el desplazamiento con la fase desenrollada, se hace la conversión a velocidad superficial según el intervalo de tiempo de las imágenes (12 días o de 24 días) para extrapolarlo a velocidad cm/año.



**Figura 3.2: Esquema del flujo de trabajo en SNAP y SNAPHU.** Elaboración propia.

Para identificar a los glaciares de roca y clasificar su estado, primero se analizan los diferentes interferogramas para detectar si dentro de los polígonos de glaciares de roca designados por el IPG DGA (2022) hay un área que se mueve (MA), un glaciar de roca puede presentar más de un MA. Si el patrón de movimiento se observa en dos o más de los interferogramas con la misma velocidad de manera consistente y clara se delimita el área, en este caso como se apunta a identificar los glaciares de roca en estado activo, dentro de los intervalos de 12-24 días se delimitan los MA con velocidades mayor a 10 cm/año y menor a 100 cm/año que es la velocidad detectable para estos intervalos de tiempo utilizando imágenes SAR de Sentinel-1 (banda C). Si se observa un patrón de desplazamiento en los diferentes interferogramas pero con velocidades no coherentes para los intervalos utilizados se clasifica y delimita como un MA con velocidad no definida.

### 3.2. Terreno I-II

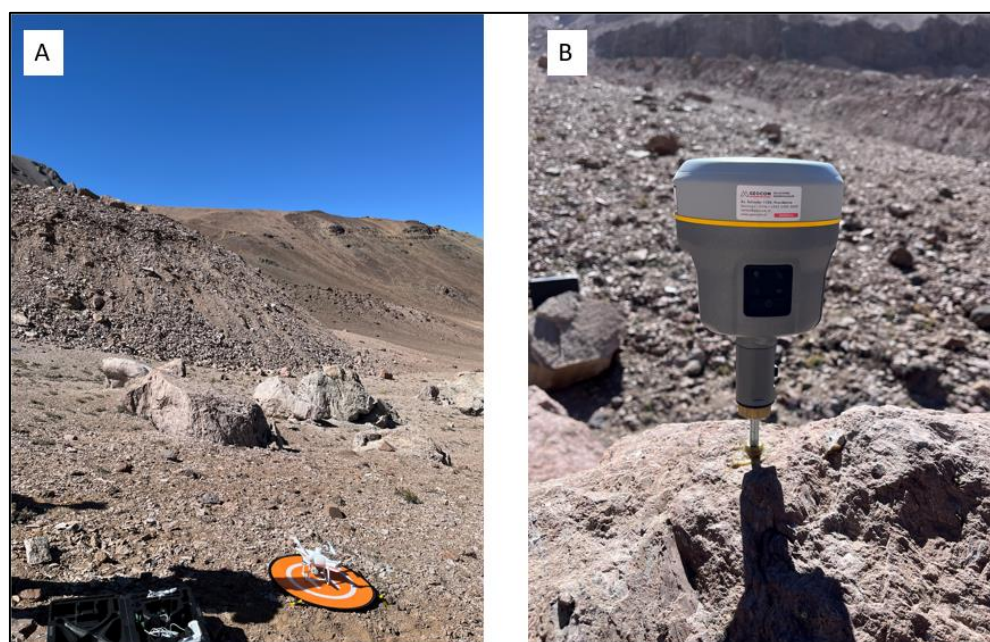
Para las fechas 10 de enero del 2024 y 6 de abril del 2024 se hicieron campañas de terreno al lado oeste de la subcuenca del Río Molina. En las dos campañas de terreno se observó el glaciar de roca llamado “Ballicas” (ID DGA: CL10572001; 33°18'39" S, 70°15'14" W) (Figura 3.3), que se ubica en la ruta del sendero de trekking hacia el cerro Plomo.

En los terrenos se estudió la geomorfología periglacial de la subcuenca, enfocándonos en el glaciar de roca “Ballicas”, se observó el ángulo frontal y el origen de los detritos del glaciar de roca. Con la intención de empezar un monitoreo a largo plazo en este glaciar de roca, en la segunda campaña se hicieron vuelos con *Dron* (phantom 4 RTK) (Figura 3.4a) a una altura de 50-60 m, cubriendo la parte frontal del glaciar de rocas “Ballicas” y se ocupó el GPS TRIMBLE RS12I (Figura 3.4 b) para el post procesamiento de las imágenes por

*Dron*. Cabe mencionar que para este informe de memoria no se considerará los datos obtenidos por *Dron* y GPS ya que el monitoreo está en su fase inicial, por lo que solo se considerará el estudio geomorfológico de la campaña de terreno.



**Figura 3.3:** Fotografía del glaciar de rocas “Ballicas”. Terreno 2024.



**Figura 3.4:** Fotografía campaña de terreno. A) vuelo Dron cerca de la parte frontal del glaciar de roca “Ballicas”. B) GPS en su base. Terreno 2024

### 3.3. Trabajo gabinete II

#### 3.3.1. Caracterización geomorfológica.

Para la caracterización geomorfológica se siguieron los lineamientos del IPA *Action Group* (RGIK, 2023a; RGIK,2023b), que es un equipo internacional que ha trabajado en formular guías y lineamientos generales con el fin de que exista un estándar global para el inventariado de glaciares rocosos. Primero para considerar un glaciar de roca se recomienda que tenga un área mayor a 0,01 km<sup>2</sup>, esto para que haya una coherencia en el estándar de inventarios que sugiere el IPA *Action Group* (RGIK, 2023b). En nuestro caso los glaciares de roca para la subcuenca de estudio, todos tienen un área mayor a 0,01 km<sup>2</sup>, siendo el de menor área de 0,012 km<sup>2</sup> y el de mayor área 0,467 km<sup>2</sup> (DGA, 2022).

Se analizaron los datos obtenidos en terreno para tener un contexto general de la zona. Luego para la caracterización geomorfológica de los glaciares de roca activos, se ocuparon imágenes satelitales ópticas y se complementó con los datos cinemáticos obtenidos por InSAR.

##### 3.3.1.1. Sistema y unidades geomorfológicas de los glaciares de roca.

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 se utiliza el siguiente esquema de clasificación jerárquica:

- Nivel 1 - Unidad de glaciar de roca: Una única forma de relieve de glaciar de roca que puede discernirse sin ambigüedades de acuerdo con la definición geomorfológica, en caso de una conexión espacial, puede diferenciarse de otras

unidades de glaciar de roca (adyacentes o superpuestas) según cualquiera de los siguientes criterios:

- La expresión morfológica y/o la cobertura de detritos sugieren un momento distinto de formación (por ejemplo, lóbulos superpuestos).
- La conexión a la unidad cuesta arriba se puede discriminar.
- La actividad (o cinemática, si está disponible) se puede diferenciar.

Las unidades de glaciares de roca se clasifican en simples o complejas. Una unidad de glaciar de roca simple muestra atributos homogéneos que corresponden a los criterios enumerados anteriormente. Una unidad compleja muestra cierta variabilidad espacial dentro de estos atributos, pero no incluye evidencia suficiente para separar unidades sin ambigüedades.

- Nivel 2 - Sistema de glaciares de roca: Unidad de glaciar de roca o múltiples unidades que estén conectadas espacialmente, ya sea en una secuencia ladera abajo o mediante coalescencia. Un sistema de glaciar de roca que incluye una sola unidad se clasifica como un sistema de unidad simple (*mono-unit*), en caso contrario, es un sistema de unidad múltiple (*multi-unit*).

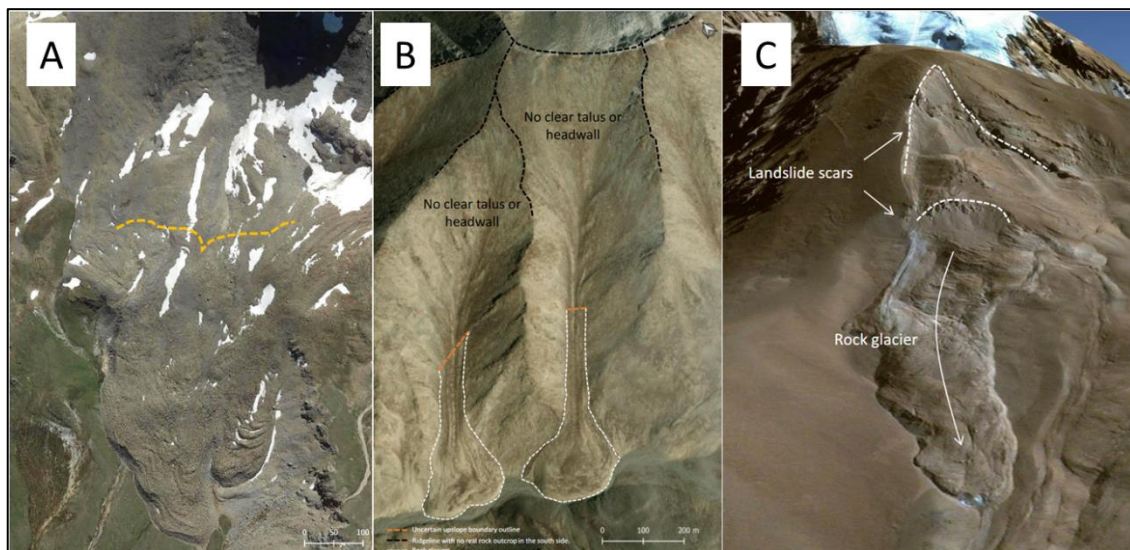
### **3.3.1.2. Conexión espacial cuesta arriba del glaciar de roca.**

Las unidades o sistemas de glaciares rocosos se pueden clasificar de la siguiente manera según su conexión con la unidad cuesta arriba (RGIK, 2023b):

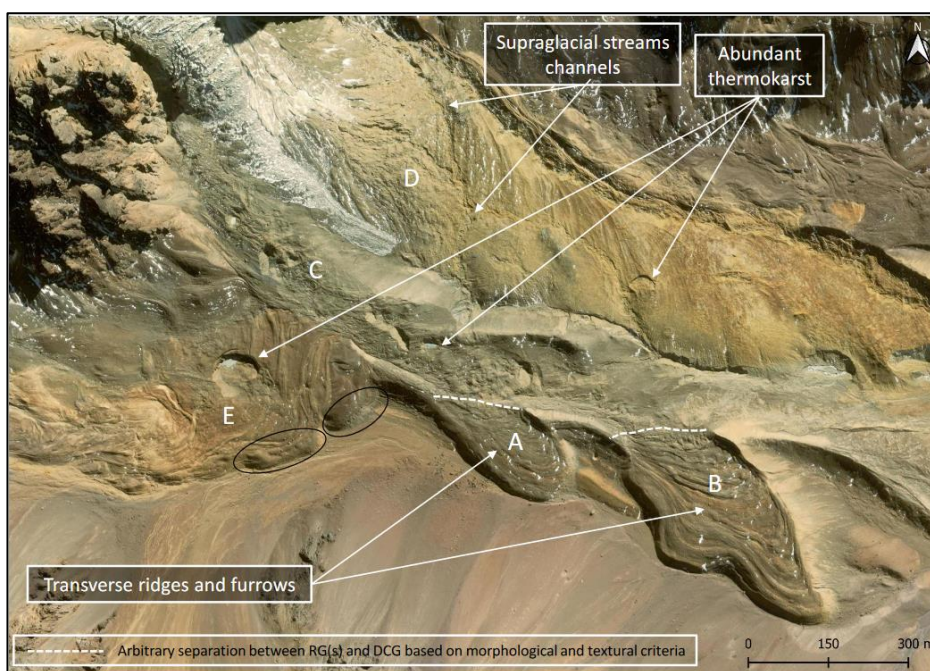
- Conectado con un talud: El glaciar de roca es parte de una secuencia descendente, que incluye cabecera, talud y glaciar de roca (Figura 3.5 A). La unidad de glaciar de roca es subyacente y está conectada a una unidad de talud, que se alimenta predominantemente por la caída de rocas, pero también puede ser alimentada por escorrentía superficial, flujo de escombros y/o eventos de

avalancha 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 3.5 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 3.5 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 (Figura 3.6). 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. 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 3.5: 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. Extraído del atlas de RGIK, 2023b.



**Figura 3.6: Ejemplo de conexión con glaciar.** La geomorfología de crestas y surcos, y un frente de talud bien desarrollado son característicos de los glaciares de roca (observados en A y B), mientras que las características termokarst, lagos y canales supraglaciales son típicas de los glaciares cubiertos (C, D, E). Extraído del atlas de RGIK, 2023b.

## **4. RESULTADOS**

### **4.1. Identificación de glaciares rocosos activos por InSAR.**

#### **4.1.1. Distribución y orientación de los glaciares de roca.**

En la subcuenca del Río Molina los 39 glaciares de roca (DGA, 2022) se distribuyen principalmente en dos zonas (Figura 4.1 A), en la zona norte y en la zona centro-este de subcuenca. La zona norte alberga 29 glaciares de roca, de los cuales 17 se encuentran en la ladera oeste y 12 en la ladera este. La zona centro-este contiene 10 glaciares de roca, todos ellos ubicados en la ladera este.

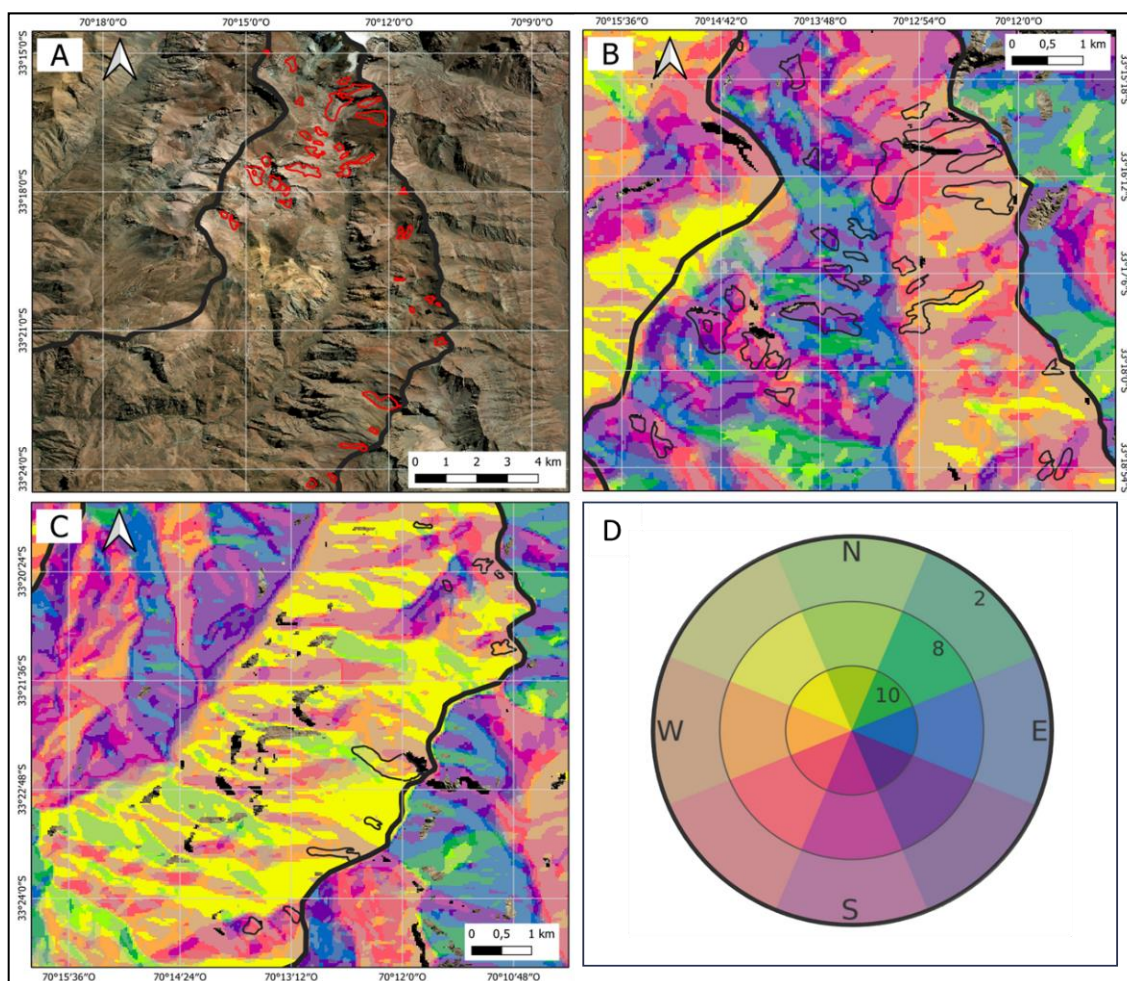
En la zona norte (Figura 4.1 B), los glaciares de roca de la ladera este mayoritariamente presenta pendientes orientadas hacia el oeste-suroeste, mientras que algunos pocos están orientados hacia el sureste. En la ladera oeste, la mayoría de los glaciares de roca tienen pendientes hacia el sureste, con unos pocos hacia el suroeste y sur. En la zona centro-este (Figura 4.1 C) los glaciares de roca tienen pendientes predominantemente orientadas al oeste-suroeste, con algunos orientados hacia el noroeste y sureste.

#### **4.1.2. Detección de áreas con movimiento (MA).**

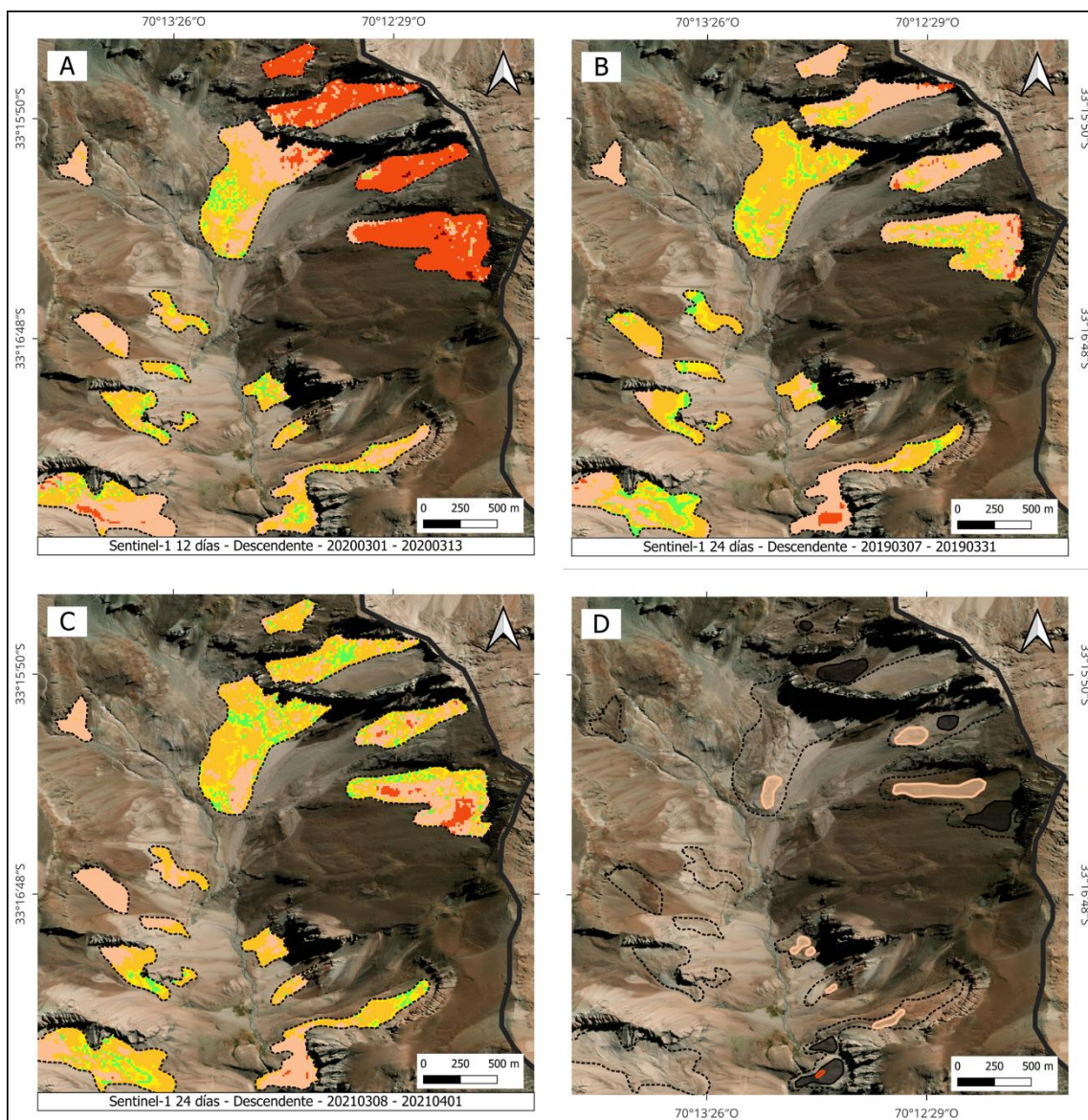
Para los glaciares de roca (RoG) con pendiente al oeste analizados con DInSAR (Figura 4.2 y Figura 4.3) de órbitas descendentes se detectaron 16 MAs con velocidades de 10-30 cm/año, 1 MA con velocidad de 30-100 cm/año y 16 MAs que presentan patrón de desplazamiento, pero sus velocidades se clasificaron como indefinidas, bajo los criterios mencionados anteriormente (sección 3.1.1.).

De la misma manera se analizaron los RoG con pendiente al este (Figura 4.4) en donde se pudieron detectar y clasificar 1 MA con velocidades de 30-100 cm/año

y 11 MAs con patrón de movimiento con velocidad indefinida. También se detectó un área con movimiento que bajo criterios geomorfológicos (márgenes frontales y laterales definidos, zona de enraizamiento) y cinemáticos, sería un glaciar rocoso (Figura 4.5), pero que no está considerado por el inventario de la DGA (2022).



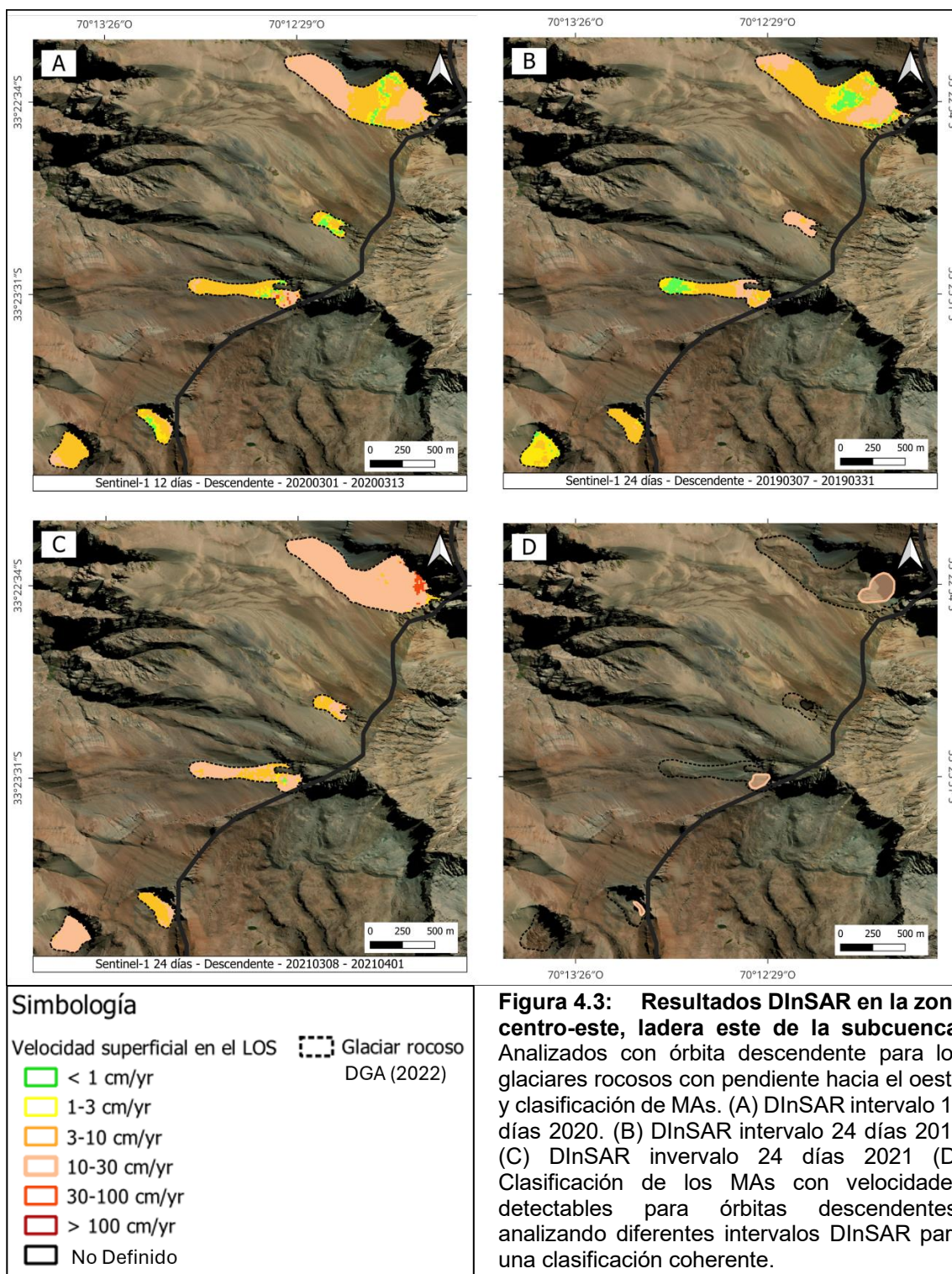
**Figura 4.1: Orientación y pendiente de la subcuenca del Río Molina.** (A) Mapa de la subcuenca, línea negra demarca la subcuenca Río Molina y en rojo se indican los 39 glaciares de roca inventariados por la DGA. (B) Zona norte de la subcuenca: glaciares de roca en la ladera este presentan pendientes predominantemente hacia el oeste-suroeste, mientras que los glaciares de roca en la ladera oeste tienen pendientes principalmente hacia el sureste. (C) Zona centro-este de la subcuenca: glaciares de roca con pendientes principalmente orientadas al oeste-suroeste. (D) Circulo de colores que representan la orientación y los diferentes tonos representan la pendiente (a mayor grado de la pendiente el tono es más oscuro).

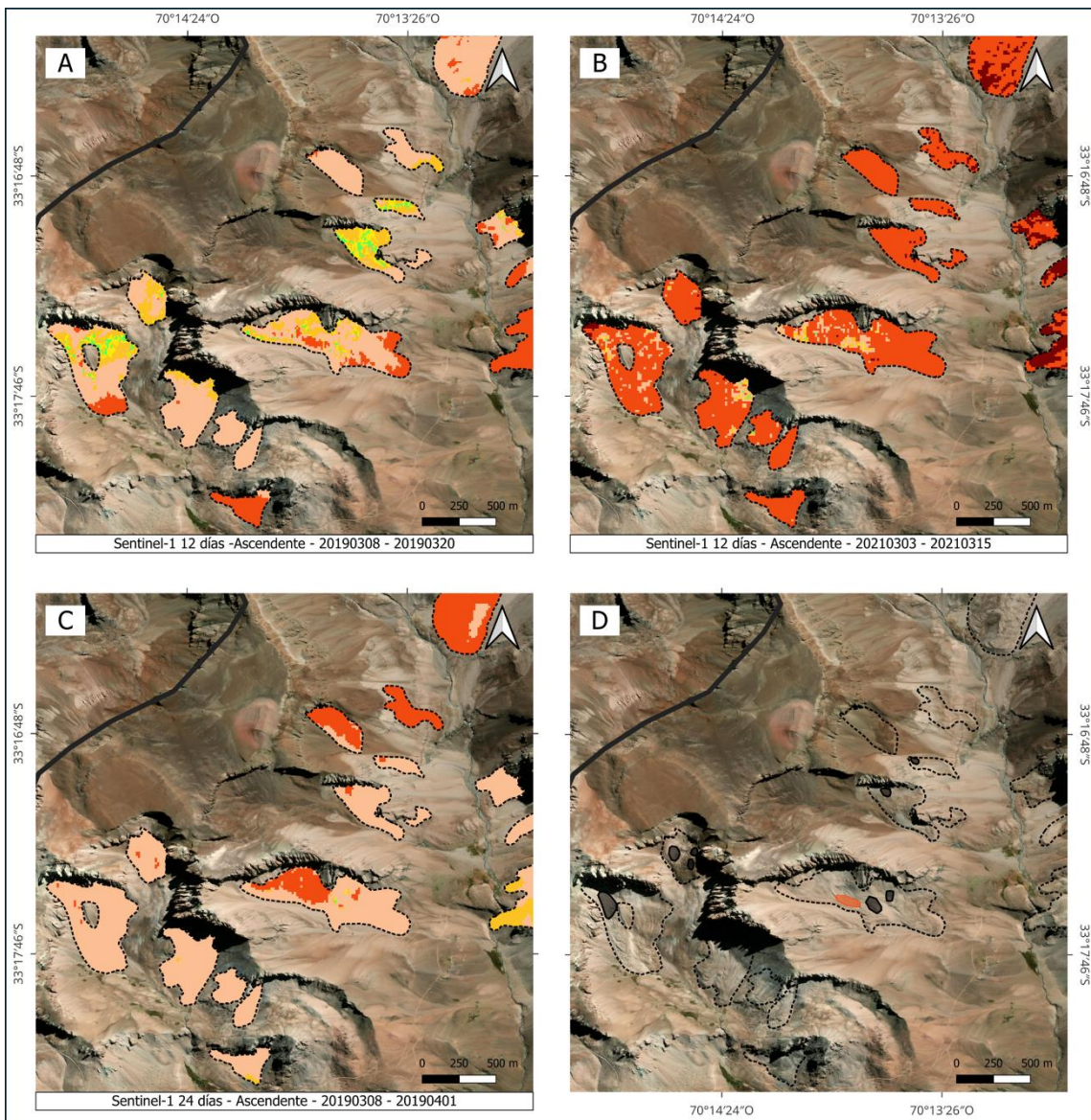


### Simbología

Velocidad superficial en el LOS	Glaciar rocoso
<span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; background-color: #90EE90;"></span> < 1 cm/yr	<span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px dashed black;"></span> DGA (2022)
<span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; background-color: #FFFF00;"></span> 1-3 cm/yr	
<span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; background-color: #FFD700;"></span> 3-10 cm/yr	
<span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; background-color: #FFA500;"></span> 10-30 cm/yr	
<span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; background-color: #FF4500;"></span> 30-100 cm/yr	
<span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; background-color: #FF0000;"></span> > 100 cm/yr	
<span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; background-color: #000000;"></span> No Definido	

**Figura 4.2: Resultados DInSAR en la zona norte, ladera este de la subcuenca.** Analizados con órbita descendente para los glaciares rocosos con pendiente hacia el oeste y clasificación de MAs. (A) DInSAR intervalo 12 días 2020. (B) DInSAR intervalo 24 días 2019 (C) DInSAR intervalo 24 días 2021 (D) Clasificación de los MAs con velocidades detectables para órbitas descendentes, análisis con diferentes intervalos DInSAR para una clasificación coherente.

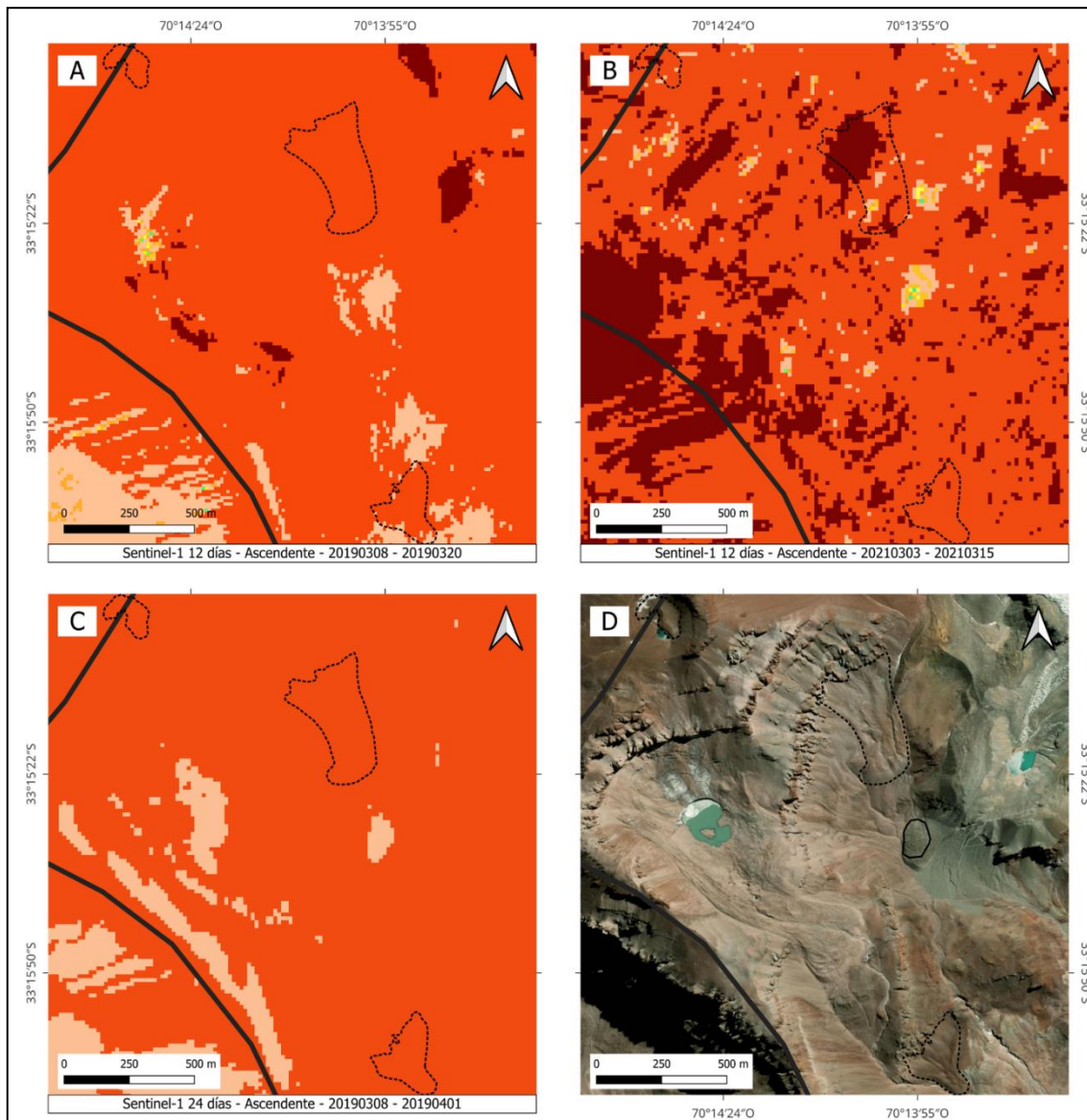




**Simbología**

Velocidad superficial en el LOS	Glaciar rocoso DGA (2022)
<span style="border: 1px solid green; display: inline-block; width: 15px; height: 10px;"></span> < 1 cm/yr	<span style="border: 1px dashed black; display: inline-block; width: 15px; height: 10px;"></span>
<span style="border: 1px solid yellow; display: inline-block; width: 15px; height: 10px;"></span> 1-3 cm/yr	
<span style="border: 1px solid orange; display: inline-block; width: 15px; height: 10px;"></span> 3-10 cm/yr	
<span style="border: 1px solid lightorange; display: inline-block; width: 15px; height: 10px;"></span> 10-30 cm/yr	
<span style="border: 1px solid red; display: inline-block; width: 15px; height: 10px;"></span> 30-100 cm/yr	
<span style="border: 1px solid darkred; display: inline-block; width: 15px; height: 10px;"></span> > 100 cm/yr	
<span style="border: 1px solid black; display: inline-block; width: 15px; height: 10px;"></span> No Definido	

**Figura 4.4: Resultados DInSAR en la zona norte, ladera oeste de la subcuenca.** Analizados con órbita ascendente para los glaciares rocosos con pendiente hacia el este y clasificación de MAs. (A) DInSAR intervalo 12 días 2019. (B) DInSAR intervalo 12 días 2021 (C) DInSAR intervalo 24 días 2019 (D) Clasificación de los MAs con velocidades detectables para órbitas ascendentes, analizando diferentes intervalos DInSAR para una clasificación coherente.



### Simbología

Velocidad superficial en el LOS	Glaciar rocoso DGA (2022)
< 1 cm/yr	
1-3 cm/yr	
3-10 cm/yr	
10-30 cm/yr	
30-100 cm/yr	
> 100 cm/yr	
No Definido	

**Figura 4.5: Detección de área con movimiento en la zona norte, ladera oeste analizados con DInSAR órbita ascendente.** (A) DInSAR intervalo 12 días 2019. (B) DInSAR intervalo 12 días 2021 (C) DInSAR intervalo 24 días 2019 (D) Identificación de un MA en un glaciar de roca no considerado en el inventario de la DGA con orientación casi N-S, clasificado como no definido.

#### 4.1.3. Clasificación e identificación del estado de los glaciares rocosos.

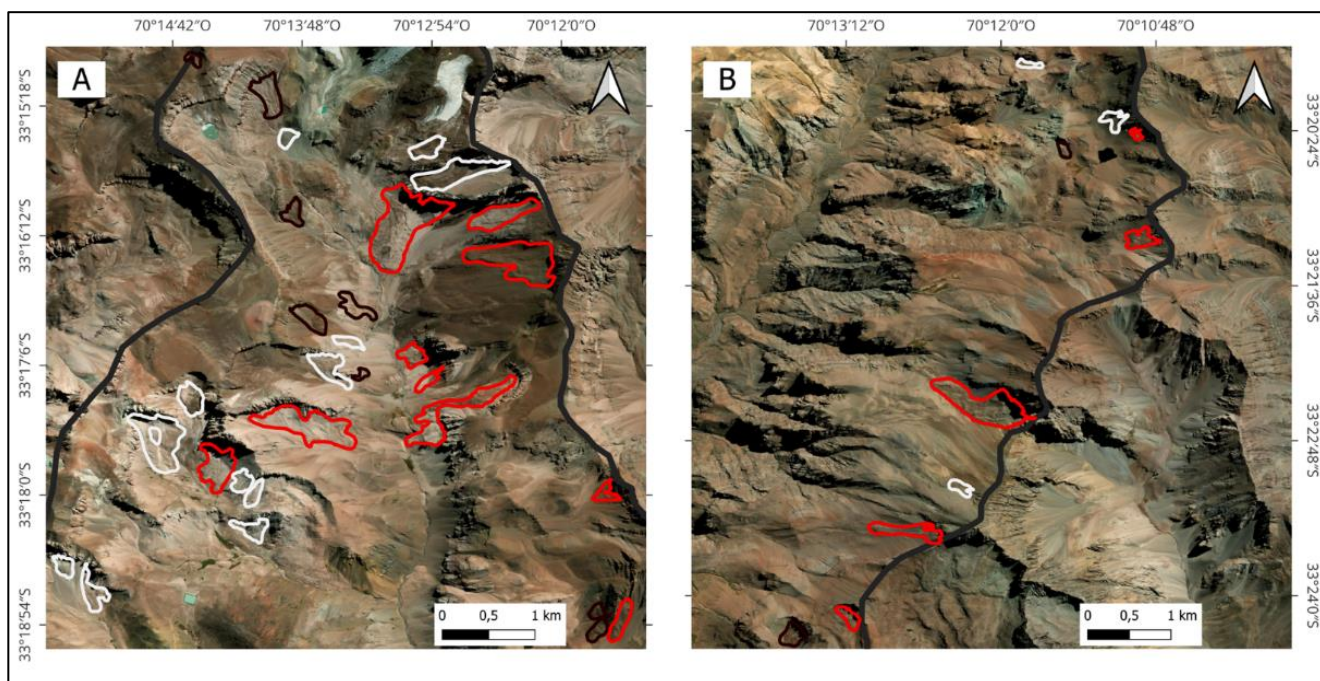
Según los MAs con velocidad de 10-30 cm/año y 30-100 cm/año se identificaron y clasificaron a 15 glaciares rocosos como activos (Tabla 4.1, Figura 4.6). También se identificaron 15 glaciares rocosos que presentan desplazamiento, pero sin una velocidad que se pueda clasificar bajo criterios de coherencia y claridad, por lo que se clasificaron como estado indefinido. Por lo tanto 29 glaciares de roca presentarían algún tipo de movimiento de los 39 glaciares rocosos inventariados por la DGA (2022), más un glaciar de roca no inventariado que presenta desplazamiento.

**Tabla 4.1: Clasificación del estado activo de los glaciares rocosos (RoG) según el área con movimiento (MA) detectable.**

Código DGA	Estado del RoG	Áreas con movimiento (MA)	Latitud	Longitud	Orientación
CL105720018	Activo	2 MAs (10-30 cm/año)	33° 17' 1,857" S	70° 13' 2,045" W	SW
CL105720025	Activo	1 MA (10-30 cm/año), 1 MA no definido	33° 18' 52,346" S	70° 11' 35,295" W	S
CL105720003	Activo	1 MA (10-30 cm/año), 1 MA no definido	33° 17' 48,238" S	70° 14' 23,528" W	S
CL105720007	Activo	1 MA (30-100 cm/año), 2 MAs no definidos	33° 17' 31,381" S	70° 13' 45,21" W	SE
CL105720023	Activo	2 MAs (10-30 cm/año)	33° 17' 59,365" S	70° 11' 41,54" W	W
CL105720019	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 17' 12,517" S	70° 12' 55,843" W	SW
CL105720020	Activo	1 MA (10-30 cm/año), 1 MA (30-100 cm/año), 2 MAs no definidos	33° 17' 25,853" S	70° 12' 45,172" W	W
CL105720027	Activo	1 MA (10-30 cm/año) 2 MA no definido	33° 21' 14,279" S	70° 10' 55,403" W	W
CL105720028	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 22' 31,314" S	70° 12' 8,529" W	NW
CL105720029	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 23' 30,099" S	70° 12' 43,375" W	W
CL105720030	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 24' 10,185" S	70° 13' 10,661" W	SW
CL105720015	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 16' 7,936" S	70° 13' 6,597" W	SW
CL105720042	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 20' 25,739" S	70° 10' 57,252" W	SW
CL105720048	Activo	1 MA (10-30 cm/año) 1 MA no definido	33° 16' 3,578" S	70° 12' 25,112" W	SW
CL105720017	Activo	1 MA (10-30 cm/año) 1 MA no definido	33° 16' 22,499" S	70° 12' 18,182" W	W

Como se observa en la Figura 4.6, hay una diferencia en la identificación de los RoG activos según la orientación de la pendiente y la órbita de adquisición. En la ladera este de la subcuenca se identificaron 13 RoG activos de un total de 15, es decir casi un 87% de los RoG activos se encuentra en la ladera este. Por otro lado, los RoG con desplazamientos pero con clasificación indefinida se detectaron en su mayoría en la ladera oeste, 10 de 15 en total con clasificación indefinida se encuentran en esta zona.

Las orientaciones de los RoG favorables para detectar desplazamientos claros por InSAR fueron las orientaciones suroeste y oeste. En cuanto a la altitud, el RoG en estado activo de menor altitud se encuentra a 3.485 m s.n.m. y el de mayor altitud a 4.295 ms.n.m.



**Figura 4.6:** Mapa con MAs identificados en la subcuenca Río Molina. RoG activo (rojo), RoG que presentan movimiento no definidos (blanco), y los RoG del inventario DGA sin clasificación (negro). (A) Zona norte de la subcuenca. (B) Zona centro-este de la cuenca.

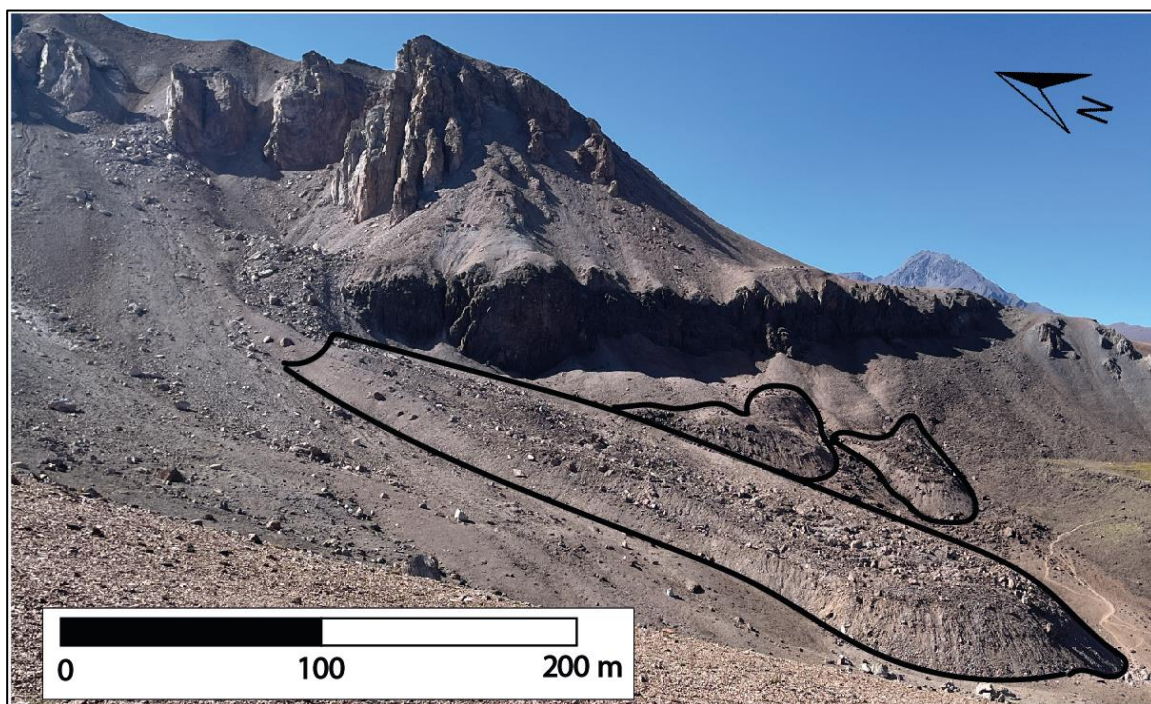
## 4.2 Caracterización geomorfológica de los glaciares rocosos.

### 4.2.1 Caracterización geomorfológica in situ.

De la campaña a terreno se caracterizó geomorfológicamente el glaciar de rocas denominado “Ballicas” (ID DGA: CL10572001; 33°18'39" S, 70°15'14" W), con el que se observó a grandes rasgos el contexto periglacial de la subcuenca. Este glaciar de roca se ubica al noroeste de la subcuenca, presenta una orientación casi norte-sur. Se clasificó como un sistema multi unidad simple (Figura 4.7), tendría un origen periglacial, ya que en este sistema no se observa una influencia

glaciar (conexión a un glaciar o morrena). También las unidades de este sistema de glaciar de roca poseen diferentes conexiones a la unidad superior, en donde la unidad del glaciar de roca más grande (ubicado al oeste del sistema) estaría conectado a una cobertura de detritos y las 2 unidades más pequeñas estarían conectadas a un talud.

Se observó en terreno que el glaciar de roca más grande tiene un frente marcado con un ángulo cercano a los  $40^\circ$ , lo que nos indicaría que su sistema no se encuentra en reposo o equilibrio, dando indicios de que la unidad está desplazando los detritos a su frente, por lo que esta unidad presentaría cierto grado de desplazamiento, al menos en su parte frontal.



**Figura 4.7: Glaciar de roca “Ballicas”, sistema de unidad múltiple simple.** Se observa diferencia en la conexión superior de las unidades dentro del sistema, unidades demarcadas con línea negra.

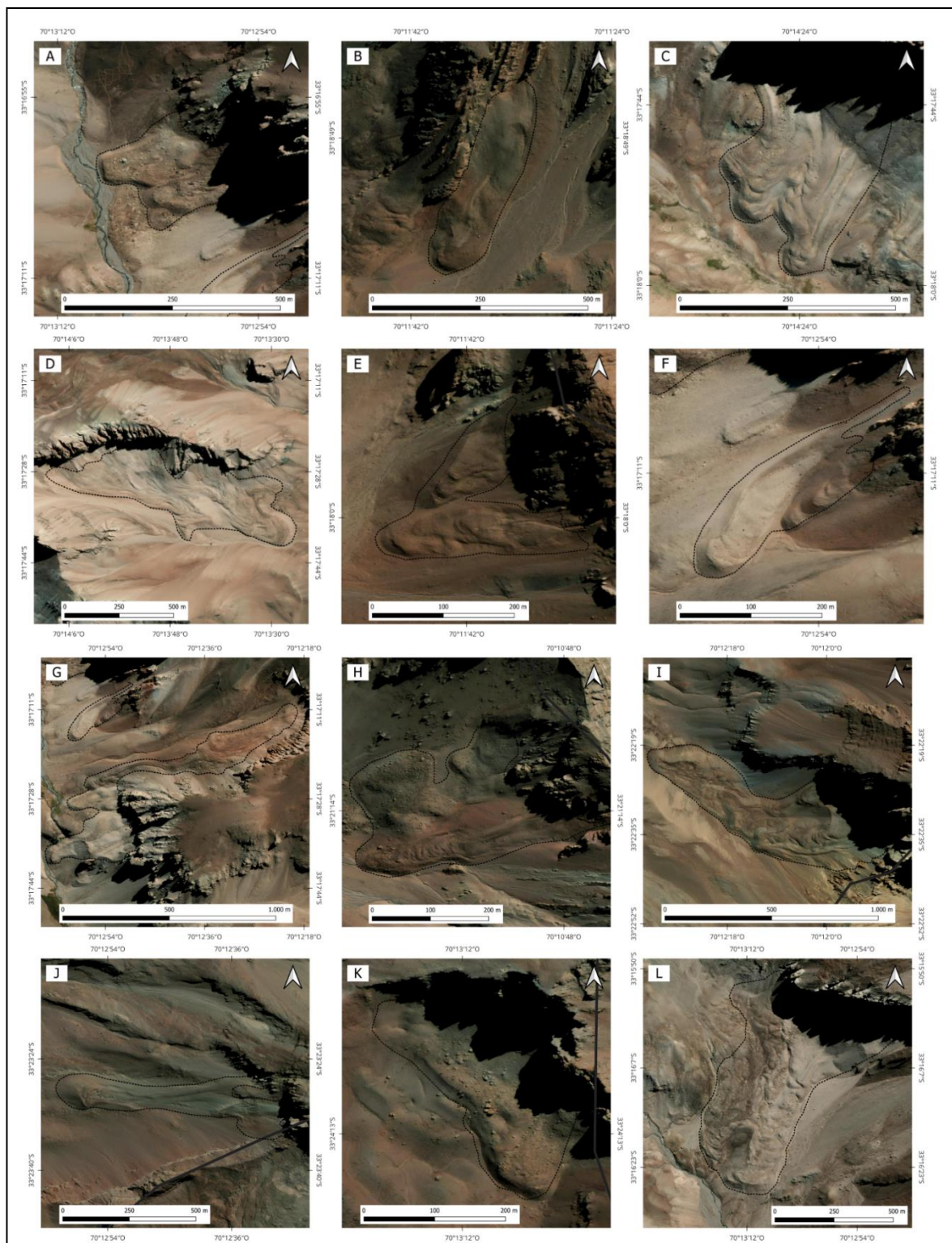
#### **4.2.2 Caracterización geomorfológica bajo imágenes satelitales ópticas.**

Se hizo una caracterización geomorfológica de los glaciares rocosos activos (Tabla 4.2) utilizando imágenes satelitales ópticas (Figura 4.8, todas las imágenes utilizadas en Figura Anexo 8.1) donde se complementó con los datos cinemáticos obtenidos previamente (Tabla 4.1), lo que permitió en algunos casos discernir entre unidades de manera clara.

La mayoría de los glaciares rocosos activos se clasificaron como sistemas múltiples complejos, 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 al tener pocos datos cinemáticos es difícil de demarcar y separar de manera clara, por lo que se terminan clasificando como sistemas múltiples complejos. La conexión cuesta arriba de los RoG activos en su mayoría están conectados con un talud y unos pocos su conexión es a una pendiente con cubierta 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 clasificados como activos, solo 7 unidades presentarían características de crestas y surcos, por lo que es una característica común para los RoG activos de la subcuenca, pero no la norma.

**Tabla 4.2: Clasificación geomorfológica de los glaciares rocosos activos.**

Figura 4.8	Código DGA	Sistema	Unidad	Conexión cuesta arriba	Características superficiales	Áreas con movimiento (MA)	Observaciones
A	CL105720018	Unidad múltiple (Multi unit)	Complejo	Conectado con talud	-	2 MAs (10-30 cm/año)	Con datos cinemáticos se pueden diferenciar 2 unidades con desplazamiento, aún así es difícil separar las unidades sin ambigüedades.
B	CL105720025	Unidad simple (mono-unit)	Complejo	Conectado con desprendimiento de tierra?	-	1 MA (10-30 cm/año), 1 MA no definido	Parte frontal presenta desplazamiento pero no se puede diferenciar las unidades que la componen, pareciera que hay leve desprendimiento en la zona superior
C	CL105720003	Unidad múltiple (multi-unit)	Complejo	Conectado con talud	Crestas y surcos	1 MA (10-30 cm/año), 1 MA no definido	Con datos cinemáticos se pueden diferenciar 2 unidades a grandes rasgos, uno con movimiento y otro que no presenta movimiento detectable, aún así no hay evidencia suficiente para separar unidades sin ambigüedades.
D	CL105720007	Unidad múltiple (multi unit)	Complejo	Conectado con talud	Crestas y surcos	1 MA (30-100 cm/año), 2 MAs no definidos	Con datos cinemáticos se puede asignar una unidad con claridad (la unidad superior al oeste) pero no hay suficiente evidencia ni datos cinemáticos claros para diferenciar el resto de las unidades.
E	CL105720023	Unidad múltiple (Multi unit)	Simple	Conectado con talud	-	2 MAs (10-30 cm/año)	Se observan dos unidades diferenciables, con conexiones en la parte superior diferentes, se podrían considerar como 2 unidades separadas y no como un sistema, hay cercanía espacial pero no se observa coalescencia y/o lóbulos superpuestos.
F	CL105720019	Unidad múltiple (Multi unit)	Simple	Conectado con talud/ con cobertura de detritos	-	1 MA (10-30 cm/año)	Con datos cinemáticos una unidad es discernible de la otra, también la diferencia de cobertura y la unidad cuesta arriba las hace diferenciables, una unidad está conectada con talud y la otra pareciera que está conectada por cobertura de detritos, están conectados espacialmente.
G	CL105720020	Unidad múltiple (Multi unit)	Complejo	Conectado con talud / con cobertura de detritos	Crestas y surcos	1 MA (10-30 cm/año), 1 MA (30-100 cm/año), 2 MAs no definidos	Se pueden diferenciar 2 unidades a grandes rasgos por su conexión cuesta arriba, la unidad más grande que está al norte tiene una conexión cuesta arriba con cobertura de detritos y las otras unidades están conectadas con talud, aunque hay datos cinemáticos no es tan clara la señal como para separar las unidades que tiene conexión con talud. Unidad del norte presenta características superficiales de crestas y surcos.
H	CL105720027	Unidad múltiple (Multi unit)	Simple	Conectado con talud	Crestas y surcos	1 MA (10-30 cm/año) 2 MA no definido	Se pueden diferenciar 3 unidades, por sus diferentes conexiones con la unidad superior. La unidad del sur presenta características superficiales de crestas y surcos, y sus datos cinemáticos las diferencia de las otras unidades. Las otras dos unidades tienen datos cinemáticos no muy coherentes pero diferenciables. La unidad al noroeste, no presenta una conexión a la unidad superior clara, el resto de las unidades tiene conexión con el talud.
I	CL105720028	Unidad simple (mono-unit)	Complejo	Conectado con talud	Crestas y surcos	1 MA (10-30 cm/año)	Sus datos cinemáticos indican desplazamiento en la zona superior del glaciar de roca, pero la geomorfología es compleja y difícil de discernir claramente otras unidades.
J	CL105720029	Unidad múltiple (multi-unit)	Simple	Conectado con talud	Crestas y surcos	1 MA (10-30 cm/año)	Los datos cinemáticos indican desplazamiento en la zona superior del glaciar de roca. Se diferencian 2 unidades por su geomorfología, la unidad cuesta abajo (hacia el oeste) presenta crestas y surcos como características en su superficie, es alargada y con un gran frente, en cambio la unidad cuesta arriba es pequeño con un frente abrupto. La unidad cuesta abajo está en coalescencia a la unidad de arriba.
K	CL105720030	Unidad simple (mono-unit)	Complejo	Conectado con talud	-	1 MA (10-30 cm/año)	Aunque sus datos cinemáticos indican que tiene desplazamiento en la zona superior, es difícil discernir unidades diferentes.
L	CL105720015	Unidad múltiple (multi-unit)	Complejo	Conectado con talud / con cobertura de detritos?	Crestas y surcos	1 MA (10-30 cm/año)	Se pueden diferenciar dos grandes unidades por los datos cinemáticos, la geomorfología y su conexión cuesta arriba. La unidad superior (hacia el oeste) pareciera ser que tiene una conexión con cobertura de detritos y/o está conectado a un talud, es difícil de discernir ya que su margen lateral es poco pronunciado y no presenta una cinemática detectable. En cambio la unidad inferior (al este) tiene una conexión con talud discernible, su parte frontal es bien pronunciado y presenta desplazamiento. A pesar de eso dentro de estas unidades es difícil separar unidades sin ambigüedades.
M (Figura Anexo 8.1c)	CL105720042	Unidad múltiple (Multi unit)	Simple	Conectado con talud	-	1 MA (10-30 cm/año)	A grandes rasgos se pueden diferenciar 3 lóbulos, uno de los lóbulos presenta datos cinemáticos, por lo que se pueden discernir 3 unidades. Se puede observar un cuarto lóbulo al norte, que podría ser parte del sistema pero que no se le considera en el inventario DGA (2022).
N (Figura Anexo 8.1c)	CL105720048	Unidad simple (mono-unit)	Simple	Conectado con talud	-	1 MA (10-30 cm/año) 1 MA no definido	La parte frontal y la parte superior presentan desplazamiento, aunque el desplazamiento de la zona superior no es tan claro, geomorfológicamente no presenta evidencia suficiente para separarla en más unidades.
O (Figura Anexo 8.1c)	CL105720017	Unidad múltiple (Multi unit)	Simple	Conectado con talud	-	1 MA (10-30 cm/año) 1 MA no definido	Se pueden diferenciar 2 unidades por la geomorfología y los datos cinemáticos. Se observan dos lóbulos, que tienen la misma conexión al talud, pero presentan diferentes velocidades de desplazamiento.



**Figura 4.8: Ejemplo de las imágenes ópticas utilizadas para la caracterización geomorfológica de los glaciares rocosos activos.**

## 5. DISCUSIÓN

### 5.1 Detección de desplazamiento en glaciares rocosos con InSAR.

La detección de áreas con movimiento (MA) a través de InSAR está limitado por varios factores ligados a la adquisición de las imágenes SAR, como el intervalo de tiempo de las imágenes SAR, que afecta en la detección mínima y máxima de los desplazamientos, a menor intervalo se pueden detectar mayores velocidades de desplazamiento en el LOS, y a mayores intervalos se pueden detectar velocidades más bajas, menores a 1 cm hasta 0,1 cm, pero al utilizar intervalos de tiempo mayores (por ejemplo, sobre un mes o un año entre las imágenes SAR) se produce una mayor decorrelación (Foumelis *et al.*, 2015). En nuestro caso se utilizó el intervalo mínimo posible de adquisición de las imágenes SAR de Sentinel-1, que son 12 días por órbita, y para el intervalo máximo se utilizó un intervalo de 24 días para minimizar la decorrelación. Con los intervalos utilizados en teoría solo se puede detectar coherentemente velocidades entre 10 cm/año y 100 cm/año (Barboux *et al.*, 2014), por lo tanto, si no se detectó movimiento con InSAR en algún glaciar de roca esto no implica que no tenga movimiento, puede que tenga una velocidad mayor a 100 cm/año o menor a 10 cm/año y no haya sido detectado por el intervalo utilizado.

Los interferogramas generados que se pudieron ocupar para el análisis de MA fueron pocos, la baja calidad de los interferogramas obtenidos pudo haber sido por la decorrelación espacial que surge debido a diferencias en la geometría de adquisición de dos imágenes SAR, lo que genera errores durante la fase de registro (Barboux *et al.*, 2014). Las regiones montañosas complejas como nuestra área de estudio inducen a mayor error en el InSAR, por las distorsiones geométricas. También el haber utilizado DInSAR con un DEM externo (DEM SRTM 1sec de resolución 30m x 30m), puede que haya afectado la calidad de

los interferogramas, ya que la viabilidad del DInSAR para detectar y cuantificar la deformación estaría limitada por la calidad del DEM. Por lo tanto, se sugiere considerar y utilizar interferogramas con pares de imágenes con una base espacial corta y un DEM externo preciso para eliminar el componente topográfico correctamente (Klees y Massonnet, 1999; Walter y Busch, 2012).

Los RoGs con pendientes hacia el este (la mayoría ubicada en la ladera oeste) fueron analizados con órbitas ascendentes, y la mayoría de estos RoGs fueron clasificados con velocidades indefinidas, esto se debe en parte por la baja coherencia ( $<0,6$ ) que presentaba la ladera oeste en los interferogramas generados (Figura Anexo 8.2). La baja coherencia se puede deber a que la ladera oeste es más empinada y compleja (Klees y Massonnet, 1998; Barboux *et al.*, 2014), a diferencia de la ladera este que tiene pendientes más suaves, por lo que sus MAs fueron más coherentes y consistentes.

En la memoria a modo general se habló de considerar la orientación de la pendiente del RoG como criterio para el uso de las órbitas, pero en el trasfondo la intención de esto es considerar la dirección del flujo de la deformación superficial del RoG para que esté proyectado a lo largo de la dirección de la línea de visión (LOS), es decir, que el flujo de la deformación este en el sentido opuesto (*back-slope*) al LOS del satélite. La medición del InSAR no es sensible a los desplazamientos orientados perpendicularmente a la orientación del LOS (Liu *et al.*, 2013; Barboux *et al.*, 2014; Strozzi *et al.*, 2020), ya que los desplazamientos hacia el norte o el sur se ven más afectados por las distorsiones geométricas y la magnitud de los desplazamientos podría subestimarse en gran medida (Klees y Massonnet, 1998; Liu *et al.*, 2013). En nuestro caso, algunos de los glaciares de roca con orientación norte-sur se les detectó desplazamiento, pero la mayoría de sus MAs eran inconsistentes, aun así un par de glaciares rocosos con esta orientación se les clasificó como activos utilizar como criterio el análisis de la

pendiente (*aspect-slope*) ya que algunos de sus MAs presentaban componentes con inclinaciones hacia el oeste o hacia el este y se consideró que la detección era coherente ocupando la órbita más adecuada, de todas maneras se sugiere otra metodología para corroborar y medir los RoG que presenten estas orientaciones.

A grandes rasgos el InSAR detecta desplazamientos claros en RoGs con orientaciones favorables, pero en cuanto a caracterizar la cinemática y el estado del glaciar de roca el método utilizado en esta memoria puede ser un tanto subjetivo. También hay que considerar que se hizo una clasificación de velocidades anuales analizando intervalos de 12 y 24 días y solo se está considerando el periodo del verano sin nieve, ya que por la longitud de la onda de la señal de la banda C del Sentinel-1 se dispersa con la nieve lo que afecta a la coherencia (Bertone *et al.*, 2022). Por lo tanto, se ocupó una ventana pequeña de análisis de menor a un mes, para la cual se extrapola una velocidad anual, esto induce a consideraciones erróneas y es algo alejado de la realidad, ya que se puede sobrestimar la velocidad de desplazamiento y no se estaría abarcando las dinámicas que puede tener un glaciar de roca a través de las diferentes estaciones.

Para futuros estudios de teledetección en glaciares rocosos se sugiere utilizar otro método derivado del InSAR como el SBAS (*Small Baseline Subset*), al utilizar y combinar múltiples intervalos de imágenes se eliminan los efectos atmosféricos, los problemas de la línea de base, aumenta la coherencia y disminuye los posibles errores en los DEM (Berardino *et al.*, 2002; Lanari *et al.*, 2007), limitando así los efectos de la decorrelación espacial y temporal. También permite registrar la evolución del desplazamiento en el tiempo, cosa que es difícil de visibilizar al utilizar intervalos como en nuestro caso de estudio que no se generaron interferogramas que se relacionen entre los distintos años, debido a la alta

decorrelación que esto generaría, por lo que solo se pudo utilizar interferogramas en intervalos de 12 y 24 días de manera intranual (2019, 2020 y 2021), pero sin una conexión entre los diferentes años (por ejemplo, interferogramas interanuales generados entre los años 2019-2020, 2019-2021, 2020-2021).

## **5.2 Caracterización de glaciares de roca por teledetección.**

Es posible la caracterización geomorfológica de glaciares de roca con imágenes satelitales al ser complementados con datos cinemáticos (RGIK, 2023a), esto permite discernir las diferentes unidades según presenten diferentes cinemáticas, ya que no todo el sistema se desplaza de manera homogénea. Hay que entender la expresión geomorfológica del glaciar de roca como una evolución continua y no siempre se va a lograr delimitar completamente, pero al clasificar las diferentes unidades que configuran el sistema de glaciar rocoso, permite inferir a grandes rasgos su estructura interna y/o el posible contenido de hielo en su interior. También esto es útil a la hora de considerar las implicancias del glaciar de roca como un reservorio de agua. Pero se necesitarían de más datos y otras técnicas *in situ* para tener un análisis en detalle del glaciar rocoso y su estructura interna como por ejemplo, mediciones geofísicas (Hilbich *et al.*, 2022; Villarroel *et al.*, 2022).

Al utilizar imágenes satelitales ópticas la clasificación de la conexión superior muchas veces es complicada, ya que en ciertas imágenes se forman sombras por las cumbres pronunciadas y las cabeceras, por lo que se sugiere considerar imágenes satelitales ópticas tomadas en diferentes periodos para una mayor claridad, de todas maneras, las cabeceras en las imágenes utilizadas fueron claras y se utilizaron como criterio. En nuestra área de estudio, fuera de la zona norte que hay influencia glaciar, los glaciares de roca están dentro de un contexto periglacial y la conexión a la unidad pendiente arriba del RoG en su mayoría

están conectadas a un talud con una cabecera clara. Pocas presentan una conexión a una pendiente con cubierta de detritos, que por criterios visuales fue la más complicada de clasificar, en estos casos se sugiere una revisión in situ. También el hecho de considerar y ocupar los RoG demarcados previamente por el IPG DGA (2022), habría influenciado en la clasificación de la conexión superior, ya que sobre la demarcación de la zona superior se clasificó la unidad que estaría conectada.

Las características superficiales como crestas y surcos son comunes en los sistemas de glaciares rocosos activos analizados, pero no es la norma, cerca de la mitad de los sistemas de glaciares rocosos activos la presentan y dentro de ellas solo algunas unidades tendrían estas características. También algunos glaciares rocosos con movimiento detectable pero con clasificación indefinida y glaciares rocosos sin movimiento detectable mostraron estas características superficiales, pero en menor cantidad.

Para complementar el estudio con imágenes ópticas se sugiere el uso de un DEM de alta resolución, para observar las pendientes del glaciar de roca, lo que permitiría tener una mejor clasificación de la conexión superior y una mejor delimitación de la parte superior del glaciar de roca. Un DEM también permite el análisis del ángulo frontal del glaciar de roca que puede entregar información de su estado, ya que un ángulo pequeño ( $<30^\circ$ ) mostraría que está en reposo o equilibrio por lo que no habría un desplazamiento en la parte frontal y un ángulo más empinado ( $>30^\circ$ ) indicaría que se están acumulando o desplazando el material detrítico hacia la zona frontal.

### 5.3 Cinemática de glaciares rocosos en los Andes centrales.

En términos generales, los estudios llevados a cabo en los andes áridos y semiáridos han incrementado considerablemente la última década. Sin embargo, estudios relacionados a cinemática de glaciares todavía son escasos (Vivero *et al.*, 2019; Bertone *et al.*, 2022). La cinemática (velocidades superficiales) de los glaciares rocosos ha sido definida como un parámetro fundamental para mejorar los inventarios de glaciares rocosos, así como también como un parámetro asociado a la variable esencial “*Permafrost*”. Recientemente, Vivero *et al.* (2021) observó en varios glaciares de la cuenca la Laguna, en la región de coquimbo en entre 1978-2000 velocidades entorno a los 26 cm/año y una aceleración entre 2014-2019 hasta 1,25 m/año. Los autores observaron que, desde el año 2000, varios cuerpos presentan cambios en los patrones superficiales entorno a los 20 cm/año, probablemente asociados al incremento en la temperatura del aire, lo que generaría el descongelamiento del hielo interno y causaría su desplazamiento superficial.

Dichas observaciones fueron estimadas usando diversas metodologías, desde generación de ortomosaicos usando fotografías aéreas históricas, hasta técnicas más modernas como mediciones GNSS y vehículos aéreos no tripulados (UAV). Vivero *et al.* (2021), realizaron mediciones con UAV y fueron validadas con mediciones GNSS realizadas desde el 2009. La ventaja de dichas técnicas son que permite una mejor resolución temporal y espacial, así como también una mayor precisión de las observaciones.

Otros estudios han sido llevados a cabo en los Andes semiáridos de Argentina, Villarroel *et al.* (2018) identificó velocidades superficiales en el rango de los 2,2 cm/año a 1,7 m/año. Por otro lado, Bertone *et al.* (2022) observó ciertas discrepancias en el uso de la metodología DInSAR para la detección de

desplazamientos. Al comparar dos áreas de estudios con mediciones GNSS *in situ*, los autores detectaron un área con velocidades superficiales similares a lo obtenido con interferometría y en la otra área los resultados obtenidos subestimaban en alrededor 1 m/año las velocidades. A pesar de estos disímiles resultados, los autores resaltan los beneficios del método DInSAR para detectar los glaciares rocosos activos y clasificarlos de acuerdo a su cinemática, cuyo objetivo ha sido llevado a cabo en el presente estudio. Así como también en el mejorar los inventarios de glaciares rocosos usando la identificación de MA (RIGK, 2023a).

## 6. CONCLUSIONES

A pesar de la poca consistencia de los interferogramas generados, con los criterios y consideraciones teóricas, se detectaron desplazamientos coherentes en los glaciares de roca (RoG) de la subcuenca del Río Molina. Los datos de desplazamiento y velocidad de este estudio no pudieron ser corroborados con otras técnicas, pero estos datos dan una primera noción de cuáles son los glaciares de roca que podrían presentar desplazamiento. Por lo que se sugiere el uso de la metodología InSAR, al ser de fácil acceso y bajo costo, como un procedimiento previo a metodologías más precisas y costosas para la cuantificación cinemática de los glaciares de roca.

- El uso de la técnica DInSAR ha demostrado ser eficaz para detectar movimientos en glaciares rocosos a nivel milimétrico en intervalos de 12 y 24 días. Donde se observaron patrones coherentes de desplazamiento en las áreas de estudio.
- La orientación de la pendiente y la órbita de adquisición influyen en la identificación del desplazamiento de los glaciares rocosos. En la ladera este de la subcuenca, se identificaron 13 de los 15 RoG activos, lo que representa casi el 87%. Por otro lado, los RoG con desplazamiento, pero con clasificación indefinida se detectaron principalmente en la ladera oeste. Las orientaciones de los RoG más favorables para detectar desplazamientos claros por InSAR fueron con orientaciones sur-oeste y oeste.
- La mayoría de los glaciares rocosos activos identificados se encuentran en la zona norte de la subcuenca del Río Molina, con un número

significativo en la zona centro-este. Los RoG activos se encuentran en un rango de altitud desde los 3.485 m.s.nm. hasta los 4.295 m.s.nm.

- La baja calidad de algunos interferogramas generados se debió a la decorrelación espacial y a la resolución insuficiente del DEM utilizado. Se recomienda utilizar interferogramas con pares de imágenes con una base espacial corta y un DEM externo preciso para eliminar el componente topográfico correctamente.
- La caracterización geomorfológica de los glaciares de roca con imágenes satelitales ópticas a grandes rasgos es posible. La mayoría de los RoG activos son sistemas múltiples con unidades complejas, en donde algunas unidades presentan características de crestas y surcos.
- Se sugiere para la clasificación del sistema de glaciar y la diferenciación entre sus unidades complementar con datos cinemáticos. Y para la clasificación de la conexión del RoG a la unidad superior se sugiere la observación in situ o un DEM de alta resolución.

Para futuras investigaciones en esta subcuenca, se recomienda explorar el uso de técnicas InSAR como el SBAS, que disminuye ciertas limitaciones técnicas del DInSAR al ocupar intervalos separados. Y también para un análisis mucho más preciso se recomienda un enfoque *feature tracking* ocupando imágenes ópticas de alta resolución.

## 7.REFERENCIAS

- ACTON, S. (2015). Sinkhole detection, landslide and bridge monitoring for transportation infrastructure by automated analysis of interferometric synthetic aperture radar imagery. *United States Dept. of Transportation. Research and Innovative Technology Administration.*
- 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.
- AZÓCAR, G. F. & 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. K. (2018). Periglacial geomorphology. *John Wiley & Sons*: 454 pp. Oxford.
- BARBOUX, C.; DELALOYE, R. & LAMBIEL, C. (2014). Inventorying slope movements in an Alpine environment using DInSAR. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. **39** (15): 2.087-2.099.
- BARCAZA, G.; NUSSBAUMER, S. U.; TAPIA, G.; VALDÉS, J.; GARCÍA, J. L.; VIDELA, Y.; ALBORNOZ, A. & ARIAS, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*, Vol. **58** (75): 166-180.
- BARNETT, T. P.; ADAM, J. C. & LETTENMAIER, D. P. (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*. Vol. **438**: 303-309.
- BARRIA, I.; CARRASCO, J.; CASASSA, G. & BARRIA, P. (2019). Simulation of long-term changes of the equilibrium line altitude in the central Chilean Andes Mountains derived from atmospheric variables during the 1958-2018 period. *Frontiers in Environmental Science*. Vol. **7**: 161 pp.
- BARSCHE, D. (1978). Active rock glaciers as indicators of discontinuous permafrost. An example from the Swiss Alps. *In: Permafrost, Proceedings of the Third International Conference on Permafrost*. Vol. **1**: 349-352.
- BARSCHE, D. (1988). Rockglaciers. *Advances in Periglacial Geomorphology (Clark, M.J., Ed.)*: 69-90. Chichester.

- BARSCH D. (1996). Rockglaciers: indicators for the present and former geocology in high mountain environments. *Springer*.
- BERTHLING I. (2011). Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*. Vol. **131** (3-4): 98-106.
- BERARDINO, P.; FORNARO, G.; LANARI, R. & SANSOSTI, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, Vol. **40** (11): 2.375-2.383.
- BERTONE, A.; BARBOUX, C.; BODIN, X.; BOLCH, T.; BRARDINONI, F.; CADUFF, R.; CHRISTIANSEN, H. H.; DARROW, M.; DELALOYE, R.; ETZELMÜLLER, B.; HUMLUM, O.; LAMBIEL, C.; LILLEØREN, K. K.; MAIR, V.; PELLEGRINON, G.; ROUYET, L.; RUIZ, L. & STROZZI, T. (2022). Incorporating InSAR kinematics into rock glacier inventories: insights from 11 regions worldwide. *The Cryosphere*. Vol. **16** (7): 2.769-2.792.
- BISHOP, M. P.; BJÖRNSSON, H.; HAEBERLI, W.; OERLEMANS, J.; SHRODER, J. F. & TRANTER, M. (2011). Encyclopedia of snow, ice and glaciers. *Springer Science & Business Media*.
- BLÖTJE, J. H.; HALLA, C.; SCHWALBE, E.; BOTTEGAL, E.; TROMBOTTO LIAUDAT, D. & SCHROTT, L. (2021). Surface velocity fields of active rock glaciers and ice-debris complexes in the Central Andes of Argentina. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. **46** (2): 504-522.
- BOCKHEIM, J. G., & TARNOCAL, C. (1998). Nature, occurrence and origin of dry permafrost. *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*. Vol. **55**: 57-63.
- BOVENGA, F.; ARGENTIERO, I.; BELMONTE, A.; REFICE, A.; NITTI, D. & NUTRICATO, R. (2023). Exploiting SAR interferometry for assessing rock glacier activity. *EGU General Assembly 2023, EGU23-7731*. Vienna.
- BOSSON, J. B. & LAMBIEL, C. (2016). Internal structure and current evolution of very small debris-covered glacier systems located in alpine permafrost environments. *Frontiers in Earth Science*. Vol. **4** (39).
- BRAUN, A. (2019). Radar satellite imagery for humanitarian response: Bridging the gap between technology and application. *Doctoral dissertation, Universität Tübingen*.
- BRAUN, A. & VECCI, L. (2021). TOPS Interferometry Tutorial. *ESA: Paris, France*.

- BRENNING, A. (2005a). Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33-35 S). *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. **16** (3): 231-240.
- BRENNING, A. (2005b). Climatic and geomorphological controls of rock glaciers in the Andes of Central Chile: Combining statistical modelling and field mapping. *Doctoral Thesis Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin*.
- 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.
- CARRASCO, J. F.; CASASSA, G. & QUINTANA, J. (2005). Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. **50** (6): 933-948.
- CARRASCO, J. F.; OSORIO, R. & CASASSA, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*. Vol. **54** (186): 538-550.
- 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.; GÄRTNER-ROER, I. & VIELI, A. (2019). Resolving the influence of temperature forcing through heat conduction on rock glacier dynamics: a numerical modelling approach. *The Cryosphere*. Vol. **13** (3): 927-942.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA) (2014). Inventario de cuencas, subcuencas y subsubcuencas de Chile. Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA) (2022). Inventario público de glaciales de Chile 2022. Santiago de Chile: Ministerio de Obras Públicas de Chile.
- FALVEY, M. & GARREAUD, R. D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. Vol. **114** (D4).
- FOUMELIS, M.; MITRAKA, Z.; CUCCU, R.; DESNOS, Y. L. & ENGDAHL, M. (2015). Moving from temporal coherence to decorrelation time of interferometric measurements exploiting ESA's SAR archive. *Fringe*. Vol. **731** (4).

- FRENCH, H. M. (2017). The periglacial environment. *John Wiley & Sons*. 458 pp. Chichester.
- FRIEDL, P. (2019). Derivation of glaciological parameters from time series of multi-mission remote sensing data - Applications to glaciers in Antarctica and the Karakoram. *Doctoral Thesis, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg*.
- GARREAUD, R. (2013). Warm winter storms in Central Chile. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. **14** (5): 1.515-1.534.
- GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R. & MARENGO, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **281** (3-4): 180-195.
- GARREAUD, R. D.; ALVAREZ-GARRETON, C.; BARICHIVICH, J.; BOISIER, J. P.; 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): 6307-6327.
- GARREAUD, R. D.; BOISIER, J. P.; RONDANELLI, R.; MONTECINOS, A.; SEPÚLVEDA, H. H. & VELOSO-AGUILA, D. (2020). The central Chile mega drought (2010-2018): a climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*. Vol. **40** (1): 421-439.
- GEUDTNER, D.; TORRES, R.; SNOEIJ, P.; DAVIDSON, M. & ROMMEN, B. (2014). Sentinel-1 system capabilities and applications. *IEEE geoscience and remote sensing symposium*. 1.457-1.460.
- GLOBAL VOLCANISM PROGRAM. (2012). Report on Mauna Loa (United States). In *R. Wunderman (Ed.): Bulletin of the Global Volcanism Network*. Vol. **37** (5). Smithsonian Institution.
- GOODMAN, J. W. (1976). Some fundamental properties of speckle. *Journal of the Optical Society of America*. Vol. **66** (11): 1.145-1.150.
- GOLDSTEIN, R.M.; ZEBKER, H.A. & WERNER, C.L. (1988). Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Science*. Vol. **23** (4): 713-720.
- GONZÁLEZ-REYES, Á.; MCPHEE, J.; CHRISTIE, D. A.; LE QUESNE, C.; SZEJNER, P.; MASIOKAS, M. H.; VILLALBA, R.; MUÑOZ, A. A. & CRESPO, S. (2017). Spatiotemporal variations in hydroclimate across the Mediterranean Andes (30-

- 37°S) since the early twentieth century. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. **18** (7): 1.929-1.942.
- GRUBER, S. & HAEBERLI, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. Vol. **112**.
- HAEBERLI, W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*. Vol. **77**: 142 pp.
- HAEBERLI, W.; HALLET, B.; ARENSON, L.; ELCONIN, R.; HUMLUM, O.; KÄÄB, A.; KAUFMANN, V.; LADANYI, B.; MATSUOKA, N.; SPRINGMAN, S. & MÜHLL, D. V. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and periglacial processes*. Vol. **17** (3): 189-214.
- HALLA, C.; BLÖTHE, J. H.; TAPIA BALDIS, C.; TROMBOTTO LIAUDAT, D.; HILBICH, C.; HAUCK, C. & SCHROTT, L. (2021). Ice content and interannual water storage changes of an active rock glacier in the dry Andes of Argentina. *The Cryosphere*. Vol. **15** (2): 1.187-1.213.
- HILBICH, C.; HAUCK, C.; MOLLARET, C.; WAINSTEIN, P. & ARENSON, L. U. (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.
- HOUSTON, J., & LATORRE, C. (2022). The role of the non-stationary Andean Dry Diagonal in paleoclimate reconstructions. *Hydrological Processes*. Vol **36** (10): 9 pp.
- IRIBARREN-ANACONA, P.; MACKINTOSH, A. & NORTON, K. P. (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. R.; BELLISARIO, A. C. & FERRANDO, F. A. (2015). Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of central Chile. *Geomorphology*. Vol. **241**: 98-121.
- JAWAK, S. D.; BIDAWE, T. G. & LUIS, A. J. (2015). A review on applications of imaging synthetic aperture radar with a special focus on cryospheric studies. *Advances in Remote Sensing*. Vol. **4** (2): 163-175.

- JOHNSON, P. G. (1974). Mass movement of ablation complexes and their relationship to rock glaciers. *Geografiska Annaler*. Vol. **56**: 93-101.
- JIN, H.; HUANG, Y.; BENSE, V. F.; MA, Q.; MARCHENKO, S. S.; SHEPELEV, V. V.; HU, Y.; LIANG, S.; SPEKTOR, V. V.; JIN, X.; LI, X. & LI, X. (2022). Permafrost degradation and its hydrogeological impacts. *Water*. Vol. **14** (3): 372.
- JONES, D. B.; HARRISON, S.; ANDERSON, K. & BETTS, R. A. (2018). Mountain rock glaciers contain globally significant water stores. *Scientific Reports*. Vol. **8** (1): 1-10.
- 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.; ISAKSEN, K.; EIKEN, T. & FARBROT, H. (2002). Geometry and dynamics of two lobe-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. *Norwegian Journal of Geography*. Vol. **56**: 152-160.
- 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** (2): 171-186.
- KLEES, R. & MASSONNET, D. (1998). Deformation measurements using SAR interferometry: potential and limitations. *Geologie en Mijnbouw*. Vol. **77**: 161-176.
- LAMBIEL, C.; DELALOYE, R.; STROZZI, T.; LUGON, R. & RAETZO, H. (2008). ERS InSAR for assessing rock glacier activity. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. Vol. **1**: 1.019-1.024. Fairbanks, Alaska.
- LAMBIEL, C.; STROZZI, T.; PAILLEX, N.; VIVERO, S. & JONES, N. (2023). Inventory and kinematics of active and transitional rock glaciers in the Southern Alps of New Zealand from Sentinel-1 InSAR. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. Vol. **55** (1): 2183999.
- LANARI, R.; CASU, F.; MANZO, M.; ZENI, G.; BERARDINO, P.; MANUNTA, M. & PEPE, A. (2007). An overview of the small baseline subset algorithm: A DInSAR technique for surface deformation analysis. *Pure and Applied Geophysics*. Vol. **164** (4): 637-661.
- LEE, J. S.; HOPPEL, K. W.; MANGO, S. A. & MILLER, A. R. (1994). Intensity and phase statistics of multilook polarimetric and interferometric SAR imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. **32** (5): 1.017-1.028.

- LEMKE, P.; REN, J.; ALLEY, R. B.; ALLISON, I.; CARRASCO, J.; FLATO, G.; FUJII, Y.; KASER, G.; MOTE, P.; THOMAS, R. H. & ZHANG, T. (2007). Observations. Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. *In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 996 pp. Cambridge.
- LIU, L.; MILLAR, C. I.; WESTFALL, R. D. & ZEBKER, H. A. (2013). Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case study using InSAR. *The Cryosphere*. Vol. 7 (4): 1.109-1.119.
- MASSONNET, D. & FEIGL, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Reviews of geophysics*. Vol. 36 (4): 441-500.
- MENG, T. M.; AGUILAR, R.; CHRISTOFFERSEN, M. S.; PETERSEN, E. I.; LARSEN, C. F.; LEVY, J. S. & HOLT, J. W. (2023). Photogrammetric monitoring of rock glacier motion using high-resolution cross-platform datasets: formation age estimation and modern thinning rates. *Remote Sensing*. Vol. 15 (19): 4.779.
- 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. Aguadilla.
- MONTECINOS, A. & ACEITUNO, P. (2003). Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of climate*. Vol. 16 (2): 281-296.
- MOREIRA, A.; PRATS-IRAOLA, P.; YOUNIS, M.; KRIEGER, G.; HAJNSEK, I. & PAPATHANASSIOU, K. P. (2013). A tutorial on synthetic aperture radar. *IEEE Geoscience and remote sensing magazine*. Vol. 1 (1): 6-43.
- MOREIRAS, S. M.; JEANNERET, P.; LAURO, C.; VERGARA DAL PONT, I. P.; CORREAS-GONZALEZ, M. & JUNQUERA-TORRADO, S. (2019). Deslizamientos asociados a la degradación del permafrost: evidencias geomorfológicas en el pasado y presente en los Andes Centrales (31°-34°S). *Geo UERJ*. Vol. 35.
- 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. W. (1943). Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. *Special Report, Strategic Engineering Study, Intelligence Branch, Office, Chief of Engineers*. N° 62: 136 pp.

- MÜLLER, J.; VIELI, A. & GÄRTNER-ROER, I. (2016). Rock glaciers on the run—understanding rock glacier landform evolution and recent changes from numerical flow modeling. *The Cryosphere*. Vol. **10** (6): 2.865-2.886.
- NOVIELLO, C.; VERDE, S.; ZAMPARELLI, V.; FORNARO, G.; PAUCIULLO, A.; REALE, D.; NICODEMO, G.; FERLISI, S.; GULLÀ, G. & PEDUTO, D. (2020). Monitoring buildings at landslide risk with SAR: A methodology based on the use of multipass interferometric data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*. Vol. **8**, (1) 91-119.
- POTTER, N. (1972). Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Bulletin, Geological Society of America*. Vol. **83**: 3.025–3.068.
- POTIN, P., BARGELLINI, P., LAUR, H., ROSICH, B., & SCHMUCK, S. (2012). Sentinel-1 mission operations concept. In *2012 IEEE international geoscience and remote sensing symposium*: 1.745-1.748.
- RIVERA, A.; BOWN, F.; NAPOLEONI, F.; MUÑOZ C. & M. VUILLE (2016). Balance de masa glaciar. *Ediciones CECs*, Valdivia, Chile.
- RGIK (2023a). InSAR-based kinematic attribute in rock glacier inventories: practical InSAR Guidelines (version 4.0). *IPA Action Group Rock glacier inventories and kinematics*: 31 pp
- RGIK (2023b). Guidelines for inventorying rock glaciers: baseline and practical concepts (version 1.0). *IPA Action Group Rock glacier inventories and kinematics*: 25 pp.
- RGIK (2023c). 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.
- SCHAFFER, N. & MACDONELL, S. (2022). Brief communication: A framework to classify glaciers for water resource evaluation and management in the Southern Andes. *The Cryosphere*. Vol. **16** (5): 1.779-1.791.
- 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.
- SCHROTT L. (1996). Some geomorphological-hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan Argentina). *Zeitschrift Fuer Geomorphologie*. Vol. **104**: 151-173.

- SHOJI, Y.; SHIGEOKA, Y.; KIKUCHI, T. & SHIMIZU, N. (2023). Application of DInSAR for monitoring slopes around a dam basin in Japan. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. N° **1.124** (1): 8 pp.
- STROZZI, T.; KÄÄB, A. & FRAUENFELDER, R. (2004). Detecting and quantifying mountain permafrost creep from *in situ* inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. **25** (15): 2.919-2.931.
- STROZZI, T.; CADUFF, R.; JONES, N.; BARBOUX, C.; DELALOYE, R.; BODIN, X.; KÄÄB, A.; MÄTZLER, E. & SCHROTT, L. (2020). Monitoring rock glacier kinematics with satellite synthetic aperture radar. *Remote Sensing*. Vol. **12** (3): 559 pp.
- REES, W. G. (2006). Remote sensing of snow and ice. *CRC press*.
- VALDÉS-PINEDA, R.; PIZARRO, R.; GARCÍA-CHEVESICH, P.; VALDÉS, J. B.; OLIVARES, C.; VERA, M.; BALOCCHI, F.; PÉREZ, F.; VALLEJOS, C.; FUENTES, R.; ABARZA, A. & HELWIG, B. (2014). Water governance in Chile: Availability, management and climate change. *Journal of Hydrology*. Vol. **519**: 2.538-2.567.
- VAN EVERDINGEN, R.O. (1976). Geocryological terminology. *Canadian Journal of Earth Science*. Vol.**13**: 862-867.
- VIALE, M. & GARREAUD, R. (2014). Summer precipitation events over the western slope of the subtropical Andes. *Monthly Weather Review*. Vol. **142** (3): 1.074-1.092.
- VIALE, M. & GARREAUD, R. (2015). Orographic effects of the subtropical and extratropical Andes on upwind precipitating clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. Vol.**120** (10): 4.962-4.974.
- VILLARROEL, C. D.; FORTE, A. P.; ORTIZ, D. A.; BELIVEAU, G. T. & GÜELL, 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. D.; TAMBURINI BELIVEAU, G.; FORTE, A. P.; MONSERRAT, O. & MORVILLO, M. (2018). DInSAR for a Regional inventory of active rock glaciers in the dry andes mountains of argentina and chile with sentinel-1 data. *Remote Sensing*. Vol. **10** (10): 1.588.

- VILLARROEL, C. D.; ORTIZ, D. A.; FORTE, A. P.; 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.; FARÍAS-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*. Vol. **2**: 78.4015.
- WALTER, D. & BUSCH, W. (2012). Influences of DEM quality parameters on the topographic phase correction in DInSAR. In *2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*: 3.927-3.930.
- YU, C.; LI, Z. & PENNA, N. T. (2018). Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction using a GPS-based iterative tropospheric decomposition model. *Remote Sensing of Environment*. Vol. **204**: 109-121.

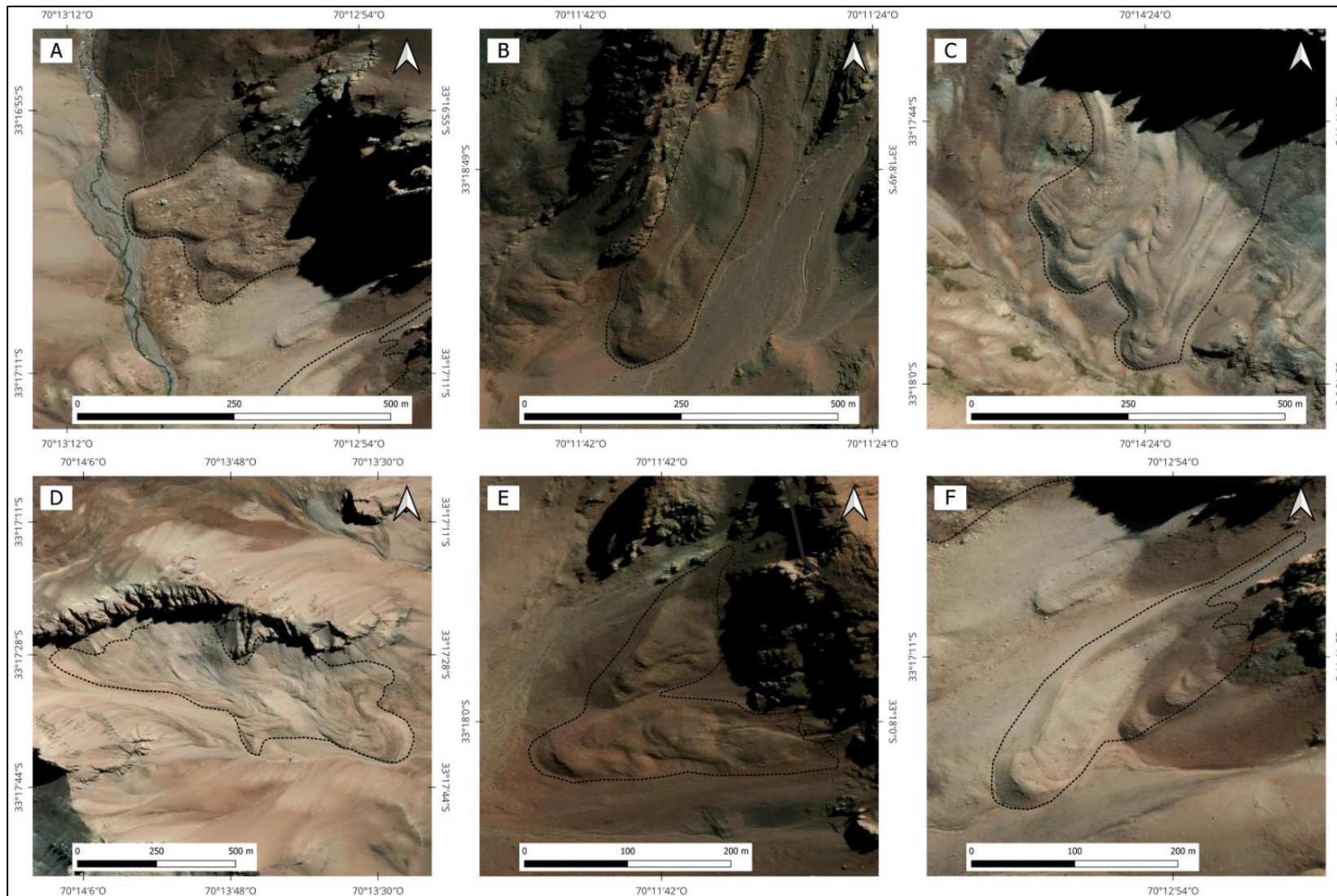
# **ANEXOS**

## ÍNDICE DE FIGURA ANEXO

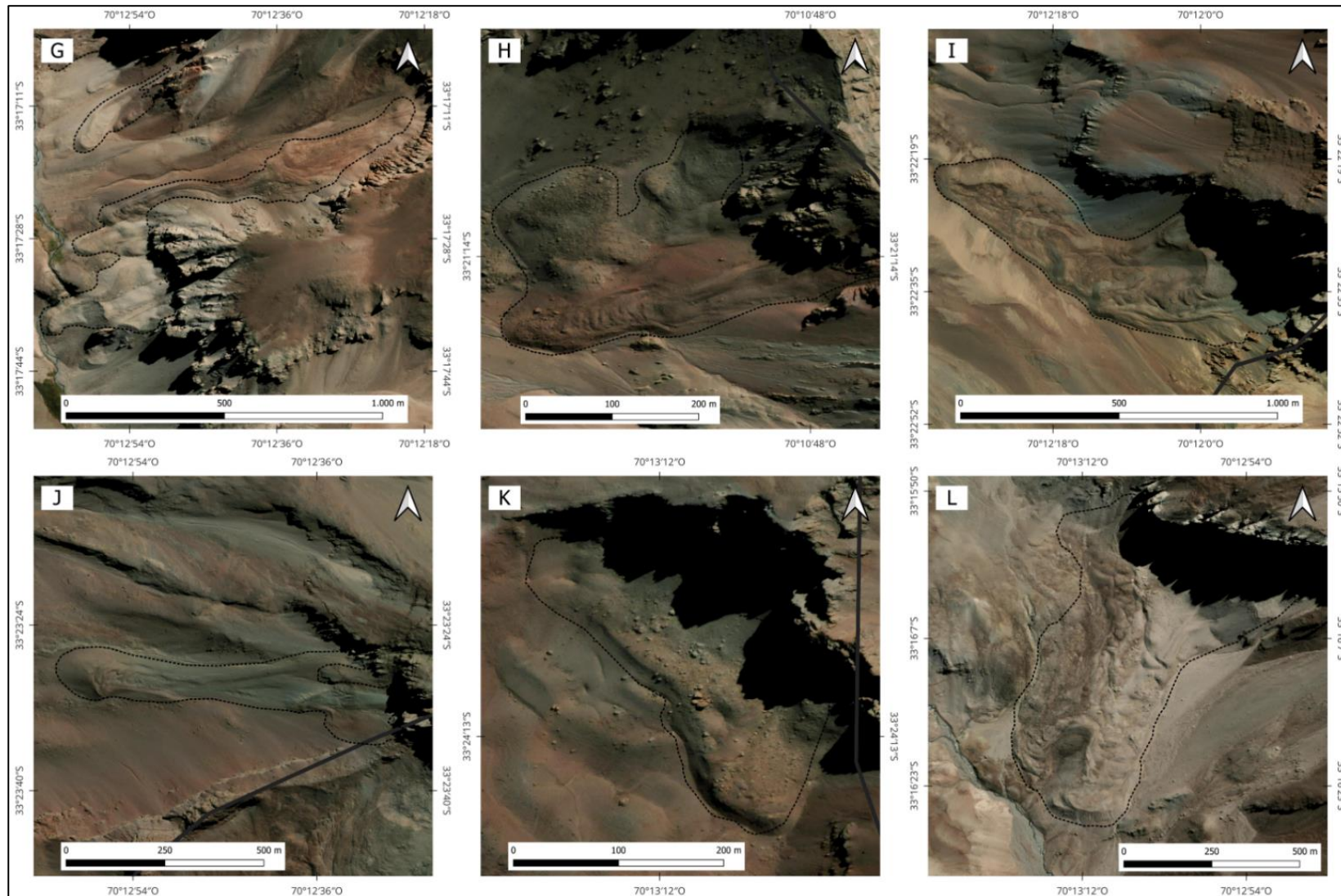
<b>Figura</b>	<b>Página</b>
8. 1a. Imágenes ópticas de los glaciares de roca activos, para su clasificación geomorfológica (A-F) .....	78
8. 1b. Imágenes ópticas de los glaciares de roca activos, para su clasificación geomorfológica (G-L) .....	79
8. 1c. Imágenes ópticas de los glaciares de roca activos, para su clasificación geomorfológica (M-O) .....	80
8. 4. Coherencia del interferograma generado en órbita ascendente .....	81

## ÍNDICE DE TABLA ANEXO

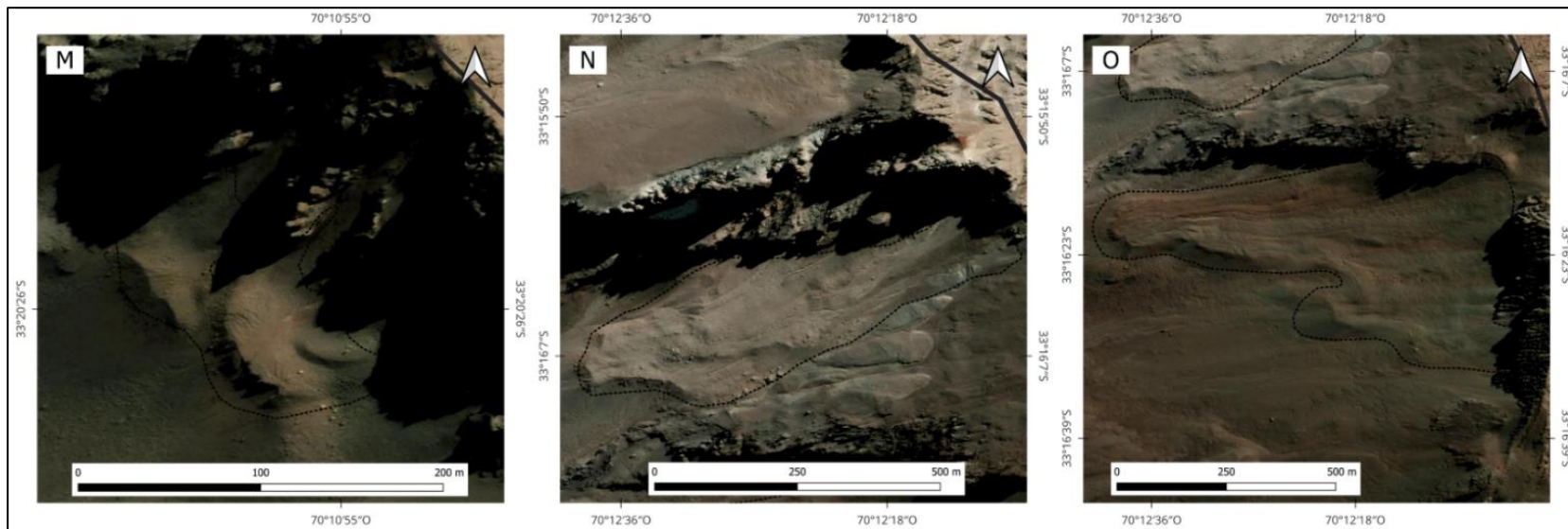
<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
8. 1. Clasificación de los glaciares de roca en estado activo y glaciares de roca que presentan movimiento del inventario DGA (2022), clasificados según MAs detectados por InSAR .....	82
8. 2. Caracterización geomorfológica de los glaciares de roca en estado activo .....	83



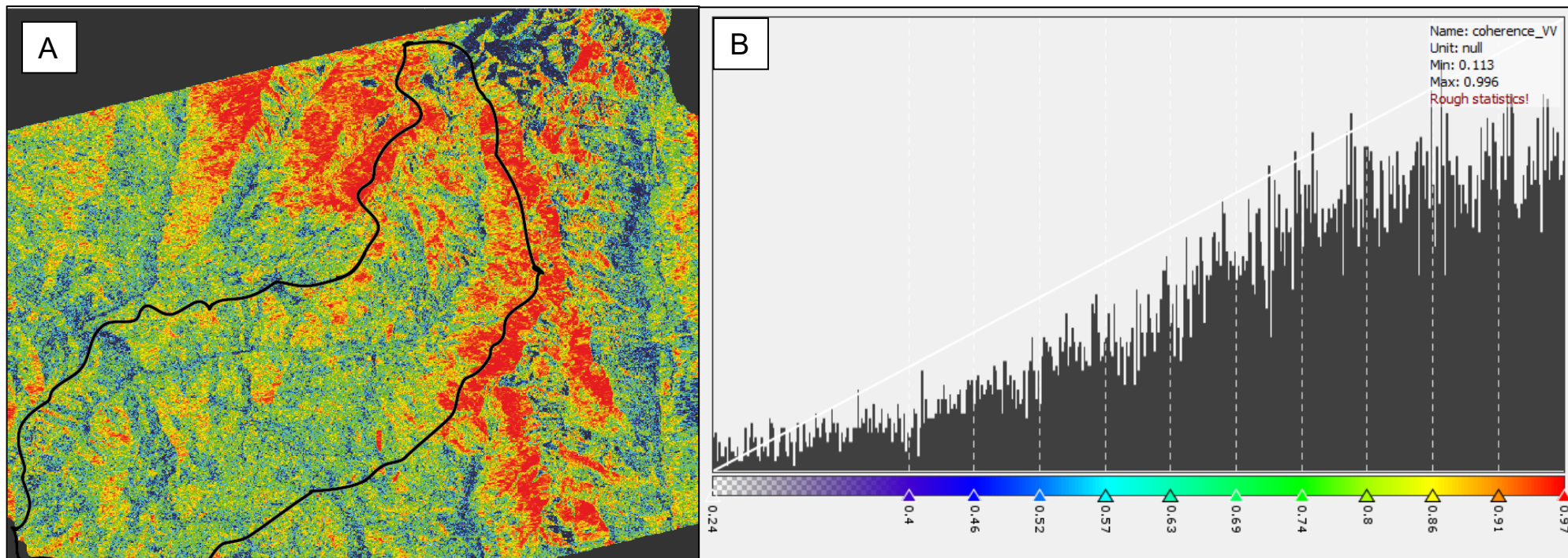
**Figuras anexo 8.1a:** Imágenes ópticas de los glaciares de roca activos, para su clasificación geomorfológica (A-F).



**Figuras anexo 8.1b:** Imágenes ópticas de los glaciares de roca activos, para su clasificación geomorfológica (G-L).



**Figuras Anexo 8.1c:** Imágenes ópticas de los glaciares de roca activos, para su clasificación geomorfológica (M-O).



**Figura anexo 8.2:** Coherencia del interferograma generado en órbita ascendente. (A) Mapa de la subsecuencia con colores que indican la coherencia del interferograma generado. (B) Distribución de la coherencia del interferograma y sus colores asociados. Se observa en el mapa (A) como la ladera este tiene una mayor coherencia ( $>0.6$ ), mientras que la ladera oeste se observa una menor coherencia debido a la topografía más compleja.

**Tabla anexo 8.1:** Clasificación de los glaciares de roca en estado activo y glaciares de roca que presentan movimiento del inventario DGA (2022), clasificados según MAs detectados por InSAR.

Código DGA	Estado del glaciar de roca	Áreas con movimiento (MA)	Latitud	Longitud	Orientación	Area km2	Altitud promedio ms.n.m
CL105720018	Activo	2 MAs (10-30 cm/año)	33° 17' 1,857" S	70° 13' 2,045" W	SW	0,06	3485
CL105720025	Activo	1 MA (10-30 cm/año), 1 MA no definido	33° 18' 52,346" S	70° 11' 35,295" W	S	0,07	3753
CL105720003	Activo	1 MA (10-30 cm/año), 1 MA no definido	33° 17' 48,238" S	70° 14' 23,528" W	S	0,15	3723
CL105720007	Activo	1 MA (30-100 cm/año), 2 MAs no definidos	33° 17' 31,381" S	70° 13' 45,21" W	SE	0,30	3684
CL105720023	Activo	2 MAs (10-30 cm/año)	33° 17' 59,365" S	70° 11' 41,54" W	W	0,03	3876
CL105720019	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 17' 12,517" S	70° 12' 55,843" W	SW	0,03	3505
CL105720020	Activo	1 MA (10-30 cm/año), 1 MA (30-100 cm/año), 2 MAs no definidos	33° 17' 25,853" S	70° 12' 45,172" W	W	0,22	3565
CL105720027	Activo	1 MA (10-30 cm/año) 2 MA no definido	33° 21' 14,279" S	70° 10' 55,403" W	W	0,07	3775
CL105720028	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 22' 31,314" S	70° 12' 8,529" W	NW	0,38	3557
CL105720029	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 23' 30,099" S	70° 12' 43,375" W	W	0,13	3627
CL105720030	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 24' 10,185" S	70° 13' 10,661" W	SW	0,05	3613
CL105720015	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 16' 7,936" S	70° 13' 6,597" W	SW	0,47	3896
CL105720042	Activo	1 MA (10-30 cm/año)	33° 20' 25,739" S	70° 10' 57,252" W	SW	0,01	3744
CL105720048	Activo	1 MA (10-30 cm/año) 1 MA no definido	33° 16' 3,578" S	70° 12' 25,112" W	SW	0,15	4295
CL105720017	Activo	1 MA (10-30 cm/año) 1 MA no definido	33° 16' 22,499" S	70° 12' 18,182" W	W	0,34	4223
CL105720006	No definido	3 MAs no definidos	33° 17' 20,098" S	70° 14' 34,296" W	S	0,08	3975
CL105720005	No definido	1 MA no definido	33° 18' 14,19" S	70° 14' 8,706" W	S	0,06	3521
CL105720001	No definido	1 MA no definido	33° 18' 40,697" S	70° 15' 15,197" W	S	0,07	3548
CL105720026	No definido	1 MA no definido	33° 19' 53,293" S	70° 11' 47,054" W	W	0,02	3647
CL105720016	No definido	1 MA no definido	33° 15' 46,267" S	70° 12' 44,557" W	SW	0,20	4389
CL105720004	No definido	1 MA no definido	33° 17' 59,804" S	70° 14' 8,167" W	S	0,04	3654
CL105720043	No definido	1 MA no definido	33° 23' 9,837" S	70° 12' 18,973" W	NW	0,04	3814
CL105720033	No definido	1 MA no definido	33° 17' 54,369" S	70° 14' 13,047" W	SW	0,05	3710
CL105720032	No definido	1 MA no definido	33° 18' 29,537" S	70° 15' 27,098" W	S	0,04	3708
CL105720041	No definido	1 MA no definido	33° 20' 19,068" S	70° 11' 7,665" W	SW	0,05	3716
CL105720047	No definido	1 MA no definido	33° 15' 35,683" S	70° 12' 55,968" W	W	0,06	4378
CL105720008	No definido	1 MA no definido	33° 17' 7,047" S	70° 13' 36,425" W	SE	0,10	3773
CL105720049	No definido	1 MA no definido	33° 16' 56,163" S	70° 13' 28,677" W	E	0,03	3710
CL105720002	No definido	1 MA no definido	33° 17' 37,325" S	70° 14' 47,46" W	S	0,25	3832

**Tabla anexo 8.2:** Caracterización geomorfológica de los glaciares de roca en estado activo.

Figura anexo 8.1 (a,b,c)	Código DGA	Sistema	Unidad	Conexión cuesta arriba	Características superficiales	Observaciones
A	CL105720018	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Complejo	Conectado con talud	-	A través de los datos cinemáticos se pueden diferenciar 2 unidades que presentarían desplazamiento, aun así, es difícil separar las unidades sin ambigüedades.
B	CL105720025	Unidad simple ( <i>Mono-unit</i> )	Complejo	Conectado con desprendimiento de tierra(?)	-	Parte frontal presenta desplazamiento, pero no se puede diferenciar las unidades que la componen, se observa un leve desprendimiento en la zona superior
C	CL105720003	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Complejo	Conectado con talud	Crestas y surcos	Se pueden diferenciar 2 unidades a grandes rasgos al observar su cinemática, una unidad tendría movimiento y la otra unidad no presenta movimiento detectable, aun así, no hay evidencia suficiente para separar unidades sin ambigüedades.
D	CL105720007	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Complejo	Conectado con talud	Crestas y surcos	Con los datos cinemáticos se puede asignar una unidad con claridad (la unidad superior al oeste) pero no hay suficiente evidencia ni datos cinemáticos claros para diferenciar el resto de las unidades.
E	CL105720023	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Simple	Conectado con talud	-	Se observan dos unidades diferenciables, con conexiones en la parte superior diferentes, se podrían considerar como 2 unidades separadas y no como un sistema, hay cercanía espacial pero no se observa coalescencia y/o lóbulos superpuestos.

F	CL105720019	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Simple	Conectado con talud/ con cobertura de detritos	-	Una unidad es discernible por sus datos cinemáticos de la otra, también la diferencia de cobertura y la conexión cuesta arriba las hace diferenciables. Se observa una unidad con conexión al talud y la otra unidad pareciera que está conectada con una cobertura de detritos, estas dos unidades están conectadas espacialmente.
G	CL105720020	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Complejo	Conectado con talud / con cobertura de detritos	Crestas y surcos	Se pueden diferenciar 2 unidades a grandes rasgos por su conexión cuesta arriba, la unidad más grande que está al norte tiene una conexión cuesta arriba con cobertura de detritos y las otras unidades están conectadas con talud, aunque hay datos cinemáticos no es tan clara la señal como para separar las unidades que tienen conexión al talud. La unidad del norte presenta características superficiales de crestas y surcos.
H	CL105720027	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Simple	Conectado con talud	Crestas y surcos	Se pueden diferenciar 3 unidades, por sus diferentes conexiones con la unidad superior. La unidad del sur presenta características superficiales de crestas y surcos, y con sus datos cinemáticos se puede diferenciar de las otras unidades. Las otras dos unidades tienen datos cinemáticos no muy coherentes pero diferenciables. La unidad al noroeste no presenta una conexión a la unidad superior clara, el resto de las unidades tiene conexión con el talud.
I	CL105720028	Unidad simple ( <i>Mono-unit</i> )	Complejo	Conectado con talud	Crestas y surcos	Sus datos cinemáticos indican desplazamiento en la zona superior del glaciar de roca, pero la geomorfología es compleja y difícil de discernir claramente las otras unidades.

J	CL105720029	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Simple	Conectado con talud	Crestas y surcos	Los datos cinemáticos indican desplazamiento en la zona superior del glaciar de roca. Se diferencian 2 unidades por su geomorfología, la unidad cuesta abajo (hacia el oeste) presenta crestas y surcos como características en su superficie, es alargada y con un gran frente, en cambio la unidad cuesta arriba es pequeño con un frente abrupto. La unidad cuesta abajo está en coalescencia a la unidad de arriba.
K	CL105720030	Unidad simple ( <i>Mono-unit</i> )	Complejo	Conectado con talud	-	Aunque sus datos cinemáticos indican que tiene desplazamiento en la zona superior, es difícil discernir unidades diferentes.
L	CL105720015	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Complejo	Conectado con talud / con cobertura de detritos (?)	Crestas y surcos	Se pueden diferenciar dos grandes unidades por los datos cinemáticos, la geomorfología y su conexión cuesta arriba. La unidad superior (hacia el oeste) pareciera ser que tiene una conexión con cobertura de detritos y/o está conectado a un talud, es difícil de discernir ya que su margen lateral es poco pronunciado y no presenta una cinemática detectable. En cambio, la unidad inferior (al este) tiene una conexión con talud discernible, su parte frontal es bien pronunciado y presenta desplazamiento. A pesar de eso dentro de estas unidades es difícil separar unidades sin ambigüedades.
M	CL105720042	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Simple	Conectado con talud	-	Geomorfológicamente se pueden diferenciar 3 lóbulos, uno de los lóbulos presenta datos cinemáticos, por lo que se pueden separar en 3 unidades. Se puede observar un cuarto lóbulo al norte, que podría ser parte del sistema pero que no se le considera en el inventario DGA (2022).

N	CL105720048	Unidad simple ( <i>Mono-unit</i> )	Simple	Conectado con talud	-	La parte frontal y la parte superior presentan desplazamiento, aunque el desplazamiento de la zona superior no es claro, geomorfológicamente no presenta evidencia suficiente para separarla en más unidades.
O	CL105720017	Unidad múltiple ( <i>Multi unit</i> )	Simple	Conectado con talud	-	Se pueden diferenciar 2 unidades por la geomorfología y por su cinemática. Se observan dos lóbulos, que tienen la misma conexión al talud, pero presentan diferentes velocidades de desplazamiento.