

# Glaciares en la cuenca alta del río Mapocho: variaciones y características principales

Cedomir Marangunic<sup>1\*</sup>, Felipe Ugalde<sup>1</sup>, Ashley Apey<sup>1</sup>, Idoia Armendáriz<sup>1</sup>, Martín Bustamante<sup>1</sup>, Cristián Peralta<sup>1</sup>

1. Geoestudios Asesores SA. Los Aromos 3371, San José de Maipo, Santiago, Chile.  
\*cmarangunic@geoestudios.cl

### RESUMEN

La subcuenca río Mapocho corresponde a una cuenca de régimen nival con una importante contribución glacial por parte de, a lo menos, 133 **crioformas** existentes. Los glaciares identificados abarcan glaciares de montaña, glaciares de valle, glaciaretos y glaciares rocosos, siendo estos últimos predominantes tanto en número como en superficie. A excepción de estos cuerpos, el resto de los glaciares, descubiertos y cubiertos ha experimentado un ininterrumpido retroceso junto con un persistente adelgazamiento y pérdida de masa. La caracterización estratigráfica y volumétrica del glaciar Altar Sur permite estimar un volumen de solo hielo de  $12 \times 10^6 \text{ m}^3$ , de la mano de un espesor máximo de 74 m al año 2020. El análisis de velocidad superficial en el glaciar rocoso Aguada Los Machos muestra tasas de desplazamiento medio de 0,24 cm/día o 0,88 m/año, común para la zona de estudio. La tendencia del albedo superficial en los glaciares de la cabecera del estero Yerba Loca

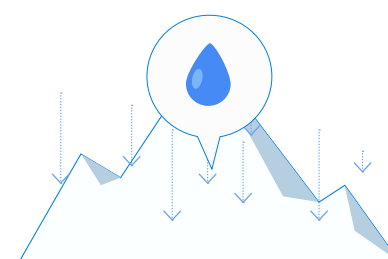
es de una disminución generalizada, favoreciendo la ablación de estos cuerpos. A su vez, el balance de masa total acumulado de estos glaciares asciende a -4 megatoneladas por año para el período 2012-2020, de la mano con el alza de temperatura y disminución de precipitaciones en la actual mega-sequía. Es de esperar que estas tendencias se mantengan en el futuro próximo, motivo por el cual se hace relevante conocer los glaciares existentes y su importancia en los ecosistemas de montaña ante un escenario de cambio climático que amenaza su existencia en el futuro.



$12 \times 10^6 \text{ m}^3$

74 m

espesor máximo al año 2020



0,24 cm/día

## 1. INTRODUCCIÓN

Chile es un país de glaciares. En sus 4.300 km de longitud alberga a la fecha más de 24.000 glaciares, los que ocupan una superficie aproximada de 24.000 km<sup>2</sup> (Barcaza et al., 2017). De estos, al menos 1.000 se emplazan en la Región Metropolitana de Santiago en lo alto de la cuenca del río Maipo.

La ciudad de Santiago, dispuesta en pleno valle central en la región, tiene dos nichos andinos cercanos: uno es el valle del río Maipo, el que se abre hacia el sureste hasta la frontera con Argentina, mientras que el otro corresponde al noreste de la capital, específicamente a la subcuenca río Mapocho Alto. En ella se encuentran más de 100 formas de hielo de múltiples tipos y geometrías, algunas más exploradas que otras tanto por actividades como el montañismo como por el desarrollo de la industria en cordillera.

En general, las masas de hielo se disponen en áreas remotas, relativamente distantes de la población. Por ello, es usual pensar que se está ajeno a sus cambios y/o comportamiento. No obstante, la importancia de estos cuerpos está dada por múltiples factores. En primer lugar, los glaciares son fuente y reserva de agua dulce. Son sustento vital para los más de 7 millones de habitantes en la región. A su vez, regulan los caudales, pues el hielo se derrite lentamente y entrega agua todo el verano y, en especial, en períodos de sequía como en la última década. Estos influyen el clima y la circulación oceánica de todo el planeta, además de afectar el nivel del mar. Además, son indicadores del clima del pasado, esto por medio de las burbujas de aire atrapadas entre los cristales de hielo, las que actúan como remanentes de la atmósfera al momento de precipitar en forma de copos de nieve.

Por otro lado, los humedales asociados al agua que surge de glaciares constituyen ambientes que sustentan importantes biotas, como es el caso del Santuario de la Naturaleza de Yerba Loca. Los glaciares blancos, por su parte, tienen un alto valor paisajístico, los que atraen cada vez más adeptos al montañismo y al aire libre a conocerlos. Entre ellos se cuentan el glaciar La Paloma, Yerba Loca, y los glaciares del cerro El Plomo. Desde un punto de vista histórico, la relación entre los habitantes de Santiago y sus glaciares cercanos se extiende hasta tiempos inmemoriales. En efecto, una parte importante de los glaciares de la cuenca alta del río Mapocho se

divisa a simple vista desde casi cualquier punto de la capital. Tal es el caso de los glaciares que coronan las cimas de los cerros La Paloma y El Plomo. Sin ir más lejos, en este último fueron encontrados los restos ceremoniales del denominado "Niño del Plomo".

No menos importante, los glaciares generan peligros que deben conocerse y prevenirse, entre los que se cuentan los deslizamientos catastróficos, o colapsos, las avalanchas de hielo, GLOFs (descargas súbitas de lagos proglaciales), surges (o surgencias glaciales) y lahares en ambientes volcánicos. A la fecha no se han registrado este tipo de fenómenos en el área de estudio, sin embargo, los fuertes cambios experimentados por los glaciares en la última década podrían derivar en estos tipos de inestabilidades si no se les hace el debido seguimiento. La combinación de estos factores lleva a la necesidad de entender y conocer qué glaciares hay, cuántos y cómo son sumado a qué historia reciente relatan.

En lo que sigue, se presentan aspectos clave para el entendimiento de los glaciares en la cuenca alta del río Mapocho junto con algunas de sus características principales, entre las que se cuentan la extensión, variaciones recientes, estratigrafía y espesor, velocidades superficiales, albedo (o capacidad de reflejar la radiación) y los cambios de elevación en el tiempo. Finalmente, se discute acerca de sus proyecciones y cambios futuros ante los impactos del cambio climático y, en particular, de la megasequía que ha afectado la zona central en la última década.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. Inventario y variaciones

Para la realización del inventario de glaciares y otras crioformas se revisaron los catastros que hayan identificado glaciares en el área de estudio históricamente. En este caso, se utilizó el inventario de Marangunic al año 1979, elaborado a partir de fotografías aéreas del vuelo Hycon del año 1955, y el inventario DGA en versión de marzo 2019, basado principalmente en imágenes satelitales del año 2000 en adelante para los glaciares de estudio.

En el caso de la microcuenca de Yerba Loca, tanto para la actualización del inventario como para el análisis de variaciones geométricas y de elevación

de los glaciares, identificados previamente por la DGA, se emplearon fotografías aéreas del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile, SAF, de los años 1996 a 1997 junto con levantamientos LiDAR (*light detection and ranging*) de los años 2012 a 2020 y vuelos UAV realizados por Geoestudios desde el año 2017 en adelante. Adicionalmente, se complementó la cobertura con imágenes satelitales Pléiades de los años 2019 a 2021.

El trazado de los contornos de glaciares se realizó según diferentes criterios. El primero es la identificación de las características superficiales según las ortoimágenes. Estos atributos contemplan las grietas y líneas de flujo hasta cordones de detritos, depresiones, lagunas supraglaciales y taludes frontales. El segundo consiste en el empleo de un sombreado del relieve derivado de los modelos digitales de elevación. Este producto de la topografía realza la rugosidad del terreno a fin de observar rasgos geomorfológicos que puedan pasar desapercibidos en las ortoimágenes.

Una vez establecidos los contornos de los cuerpos de hielo, estos se caracterizaron a partir de las recomendaciones UNESCO para la elaboración de inventarios de glaciares. Dentro de los aspectos esenciales a considerar se encuentran: el área total del glaciar y su ubicación; la longitud del glaciar; la cota de los puntos más altos y bajos; el volumen de hielo en el glaciar; la exposición de la superficie del glaciar y su dirección general de flujo. Todo este proceso culmina con la presentación del glaciar en un mapa.

Para el análisis de las variaciones, considerando la información disponible, se trazaron los contornos y se determinaron las cotas de las superficies de los glaciares para cada uno de los años. Una vez establecida esta información, se revisaron los cambios geométricos y de elevación para los períodos en estudio.

#### 2.1.1. Evolución de cobertura

Para clasificar la superficie de los glaciares descubiertos en función de la cantidad y tipo de material en su superficie se utilizaron ortofotos LiDAR junto con fotografías aéreas. Se identificaron zonas con tres tipos de cobertura: a) superficie descubierta, b) superficie parcialmente cubierta y c) superficie cubierta. Estas categorías fueron usadas de referencia para realizar una clasificación supervisada mediante el algoritmo *Maximum Likelihood Classification* en el programa

ENVI 5.3. De este modo, se categorizan de manera automática cada uno de los píxeles de la imagen como una de las tres clases mencionadas.

En el caso de los glaciares cubiertos, o rocosos, la clasificación se realizó de forma binaria: superficie descubierta (hielo descubierta sin detritos) o superficie cubierta (hielo completamente cubierto por detritos). Una vez clasificadas las superficies de todos los glaciares fue posible cuantificar el área ocupada por cada clase de cobertura y realizar los posteriores análisis de tendencia temporal.

## 2.2. Estratigrafía, espesor y volumen

### 2.2.1. Espesor y volumen

Para la estimación de espesor de los glaciares de los esteros Yerba Loca y río San Francisco se realizaron sondeos, prospección geofísica (sísmica de refracción, gravimetría y tomografía de resistividad eléctrica), radar de penetración para hielo, GPR por sus siglas en inglés (*Ground Penetrating Radar*) y estimaciones indirectas a partir de velocidades superficiales de movimiento. La forma directa de medir espesores en un glaciar es a través de sondeos profundos que alcancen el lecho rocoso. Por lo general, este dato se utiliza para calibrar los resultados provenientes de otras mediciones.

En los glaciares cubiertos y descubiertos, los cuales muestran un gran porcentaje de hielo, el espesor se estimó mediante GPR. Este sistema emite una señal electromagnética que atraviesa el hielo glacial y rebota en la base (rocas o suelo) para luego volver a la superficie. Al conocer la velocidad de propagación de la onda en el hielo y el lapso de tiempo transcurrido entre la emisión y la recepción, se pudo estimar el espesor del glaciar. Este método es muy útil en cuerpos con gran porcentaje de hielo, como es el caso del glaciar Altar Sur (Figura 1), cabecera del estero de Yerba Loca, puesto que el contraste de la densidad entre el glaciar y la base rocosa es muy notorio.



**Figura 1.** Levantamiento con GPR en el glaciar Altar Sur.

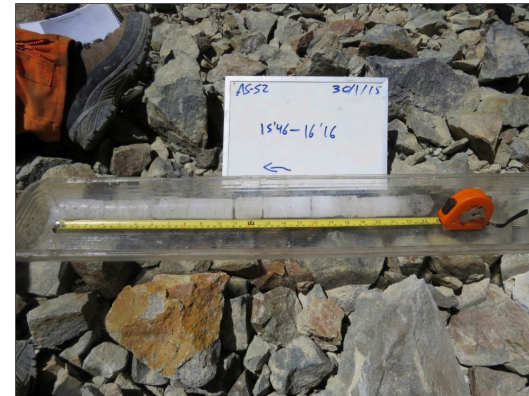
Por otro lado, en glaciares rocosos, como el glaciar rocoso Aguada Los Machos, el contraste de densidad no es tan grande ya que el propio glaciar es muy heterogéneo y está formado por intercalaciones de capas de detritos y zonas con más o menos abundante hielo. Por tanto, en estos glaciares se opta por el empleo de métodos geofísicos convencionales. El caso de la sísmica consiste en la generación de un frente de ondas sísmicas con una fuente de energía, como la caída libre de una pesada masa. Esta genera una onda sísmica que rebota en los límites entre distintos medios y vuelve a la superficie para ser captada por sensores llamados geófonos. Al conocer la velocidad de propagación de las ondas y midiendo el tiempo de retorno de las mismas a los geófonos, es posible estimar el espesor en dicho punto.

El método gravimétrico, por su parte, se basa en el estudio de pequeñas variaciones en la gravedad terrestre. La presencia y distribución de cuerpos geológicos de distintas densidades y profundidades, como el hielo, la roca y el detrito circundante, son los causantes de estas variaciones. Dichas anomalías se midieron en terreno con un gravímetro con tal de estimar la densidad y, por tanto, naturaleza del material bajo la superficie del glaciar rocoso.

Una vez procesados los datos de espesor, estos se

interpolaron en toda la extensión del glaciar mediante el algoritmo IDW, *Inverse Distance Weighted*. Para el caso de los glaciares con presencia de detritos en los márgenes, como es el caso de los glaciares cubiertos y rocosos, se impuso una condición de borde para el espesor en sus flancos, el que puede variar entre 0 a 5 m, dependiendo del tramo del glaciar. El modelo interpolado otorga un valor de espesor medio en metros, el cual es ponderado por el área del glaciar, derivada del inventario, para obtener el volumen. Para obtener el volumen equivalente en agua del hielo del glaciar, se empleó una densidad del hielo representativa derivada de la información estratigráfica de cada glaciar evaluado.

Finalmente, para identificar las variaciones del espesor del glaciar en el tiempo, los modelos interpolados de espesor fueron ajustados de forma secuencial con los mapas de cambios de elevación provistos por el balance de masa geodésico del glaciar, detallado más adelante. De esta manera, en aquellas zonas donde se evidencia que el glaciar ha disminuido su altura, el espesor se reduce, mientras que en sitios donde el glaciar aumentó la cota de su superficie, el espesor se incrementa.



**Figura 2.** Muestra de hielo entre 15,46 y 16,16 m en el sondaje AS-S2 del glaciar Altar Sur.

### 2.2.2. Estratigrafía

Dos métodos fueron utilizados para conocer la estratigrafía de hielo de los glaciares estudiados. El primero corresponde al análisis de los testigos de hielo recuperados en la perforación, como es el caso de los glaciares Altar Sur y Aguada Los Machos (Figura 2). Los testigos fueron estudiados en detalle para contabilizar las capas de detrito presentes en el hielo junto con el tipo y número de burbujas.

En segunda instancia, y cuando las condiciones del sondaje lo permitieron, se introdujo una videocámara para registrar las paredes internas del glaciar. En tal caso, se describió detalladamente el material observado y se midió la profundidad de cada registro (Figura 3). Con los datos recabados, más aquellos apreciables en la superficie del glaciar, se elaboró una columna estratigráfica tipo representativa de la situación al interior del glaciar.

### 2.3. Estimación de velocidades

El control de velocidad superficial en los glaciares se realizó a través de dos metodologías:

La primera corresponde al control en terreno del cambio de coordenadas. Este método consiste en obtener la ubicación de un grupo de puntos sobre el glaciar en distintos periodos de tiempo para determinar la dirección y magnitud de sus desplazamientos con respecto a su ubicación inicial. La segunda metodología refiere a la técnica de teledetección llamada *Feature*



**Figura 3.** Captura de video en el sondaje AS-S1 en el glaciar Altar Sur a una profundidad de 27,2 m.

*Tracking*, la que consiste en correlacionar dos conjuntos de datos ráster, imágenes o sombreados de relieve provenientes de modelos digitales de elevación, para determinar el desplazamiento del glaciar mediante el seguimiento de patrones morfológicos en su superficie. Cuando se dispone de los respectivos sets de datos, ambos métodos se complementan para realizar una revisión cruzada de las magnitudes y direcciones obtenidas en cada vector de desplazamiento superficial del glaciar.

Para determinar la velocidad superficial del glaciar rocoso Aguada Los Machos se empleó el método *Feature Tracking*. Se utilizó como base la imagen Pléiades del 18 de febrero de 2020, mientras que como dato reciente se utilizó la imagen del mismo satélite con fecha 21 de enero de 2021. Estos datos fueron corroborados con las mediciones en terreno realizadas entre las fechas 10 de diciembre de 2012 y 18 de marzo de 2016.

### 2.4. Reducción del albedo superficial del hielo glaciar en Yerba Loca

El albedo es un factor relevante en el proceso de derretimiento de hielo glaciar ya que controla el flujo de radiación solar de onda corta que es reflejada por la superficie. El presente estudio determinó la variación temporal del albedo superficial de glaciares de Yerba Loca mediante productos de reflectancia superficial de los satélites Landsat-7 (ETM+) y Landsat-8 (OLI). Estos

fueron descargados desde la plataforma del *United States Geological Survey* (USGS) <https://earthexplorer.usgs.gov/> y corregidas topográficamente mediante el método C (Teillet et al., 1982). Se seleccionaron 292 escenas (202 Landsat-7 2000-2020; 90 Landsat-8 2013-2020), correspondientes al *path* 233, *row* 83.

El albedo de superficie de banda ancha se obtuvo de una combinación lineal del albedo de banda angosta. La expresión de conversión viene dada por la Ecuación 1, donde  $\alpha_s$  corresponde al albedo de superficie de banda ancha,  $\alpha_i$  y  $c_i$  es el albedo superficial de banda angosta y coeficiente de conversión de la banda  $i$ . La Tabla 1 presenta los coeficientes de conversión utilizados.

Ecuación 1 
$$\alpha_s = \sum_i c_i \alpha_i + c$$

### 2.5. Balance de masa geodésico y aporte hídrico neto anual

El balance de masa entrega una respuesta de las interacciones glacioclimáticas y un diagnóstico general del estado del glaciar. El glaciar se encuentra en equilibrio cuando no gana ni pierde masa, por lo tanto, no aporta agua a la cuenca. Si el balance de masa es negativo, es decir, pierde masa, esta masa de hielo perdida la aporta como agua a la cuenca. Por el contrario, si el balance de masa es positivo, es decir, retiene una fracción de la precipitación anual caída sobre ellos sin entregar una masa equivalente, entonces resta recursos hídricos a la cuenca.

El Balance de Masa Geodésico (BMG) anual se calculó comparando dos fuentes de datos de elevación obtenidas al término del periodo de ablación, al final del año hidrológico. El BMG anual  $B_n$  (Ecuación 2), se obtiene al ponderar el balance de masa específico  $\overline{b}_n$ , y la superficie del glaciar,  $A$ .

Ecuación 2 
$$B_n = \overline{b}_n \cdot A$$

El balance de masa específico (Ecuación 3), se define por la variación de elevación media anual del glaciar y la relación entre densidad del glaciar y del agua.

Ecuación 3 
$$\overline{b}_n = \frac{\overline{\Delta H}}{\Delta t} \cdot \frac{\rho}{\rho_w}$$

El BMG anual para los glaciares del área de estudio se obtuvo de la diferencia de Modelos Digitales de Elevación (MDE) generados a partir de levantamientos LiDAR (*Light Detection and Ranging*), identificados en la Tabla 2. La metodología incluyó la delimitación de contornos de los glaciares y superficie estable *off-glacier* utilizada en el proceso de corrección de sesgo horizontal y vertical (Berthier et al., 2007). El análisis de incertidumbre del BMG anual se basa en la propagación de errores del cambio de elevación en el tiempo, área, y densidad del glaciar (Fariás-Barahona, 2020; Malz et al., 2018).

Tabla 1. Coeficientes de conversión.

Autor	Sensor	B 1	B 3	B 4	B 5	B 6	B 7	Const.
Liang et al. (2000)	ETM+	+0,356	+0,130	+0,373	+0,085		+0,072	-0,0018
Wang et al. (2016)	OLI	+1,2242	-0,4318	-0,3446	+0,3367	+0,1834	+0,2555	-0,0052

Tabla 2. Antecedentes levantamiento LiDAR.

ID	Proveedor	Fecha captura	Altura AGL	Resolución MDE	Resolución ortofoto
		mm/aaaa	[m]	[m]	[m]
1	Digimapas Chile	03/2012	700/ 1.500	1	0,25
2	Digimapas Chile	03/2014	s/i	1	0,25
3	TRS Chile	02/2015	±1.000	1	0,15
4	Linkapsis	03/2016	700/ 1.330	1	0,20
5	Linkapsis	03/2017	700 / 1.580	1	0,20
6	Linkapsis	03/2018	700 / 1.580	1	0,20
7	Linkapsis	03/2019	700 / 1.580	1	0,20
8	Linkapsis	03/2020	700 / 1.580	1	0,20

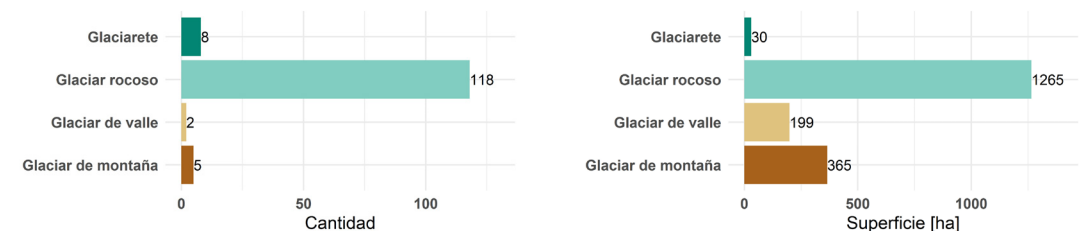
## 3.RESULTADOS

### 3.1. Inventario de glaciares para la subcuenca río Mapocho Alto

De acuerdo al Inventario Público de Glaciares de la DGA, en la subcuenca río Mapocho Alto se encuentran 133 glaciares, los que ocupan una superficie de 1.860 ha. Estos cuerpos representan el 5,3% del área con cobertura glacial en la cuenca del río Maipo (DGA,

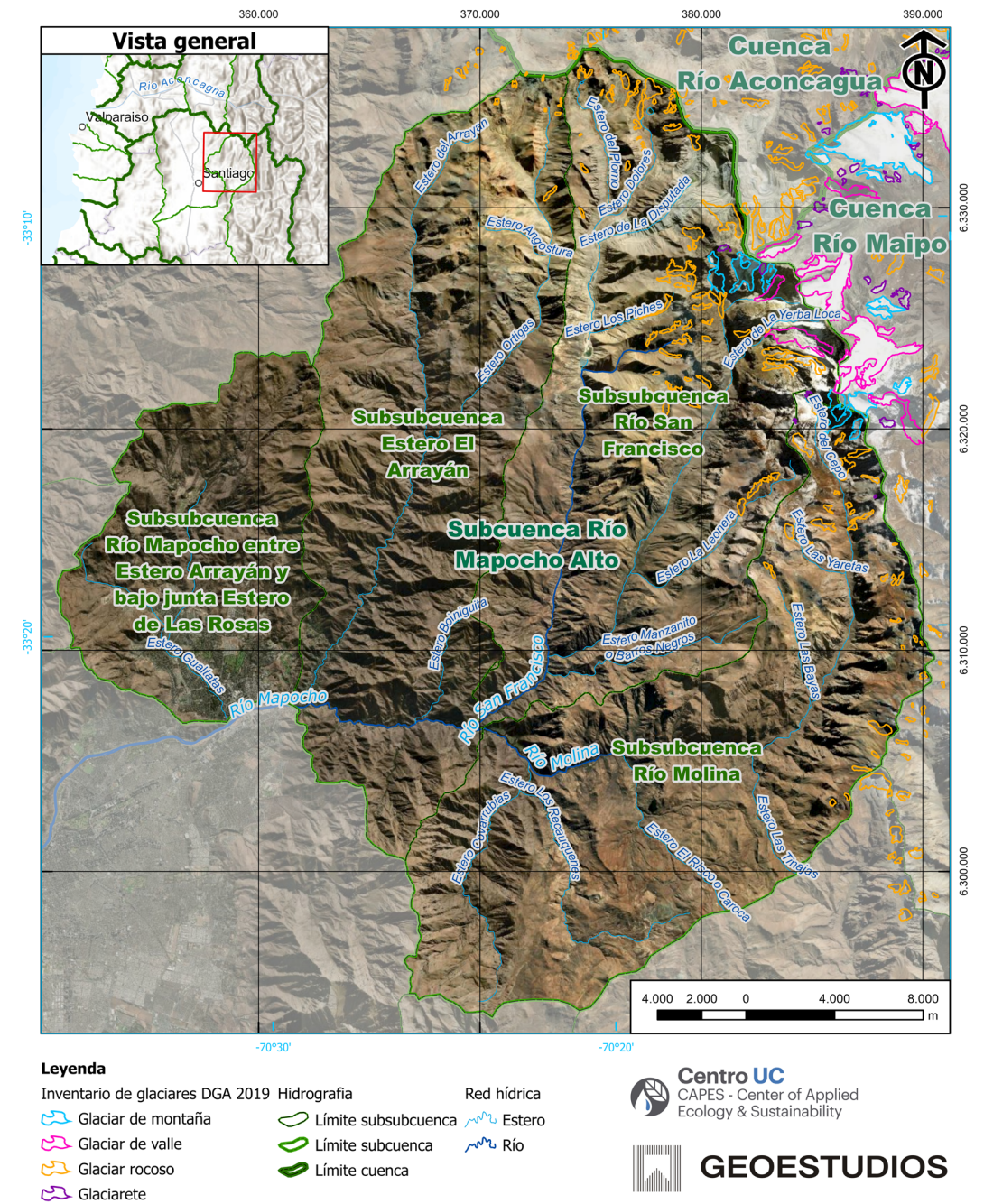
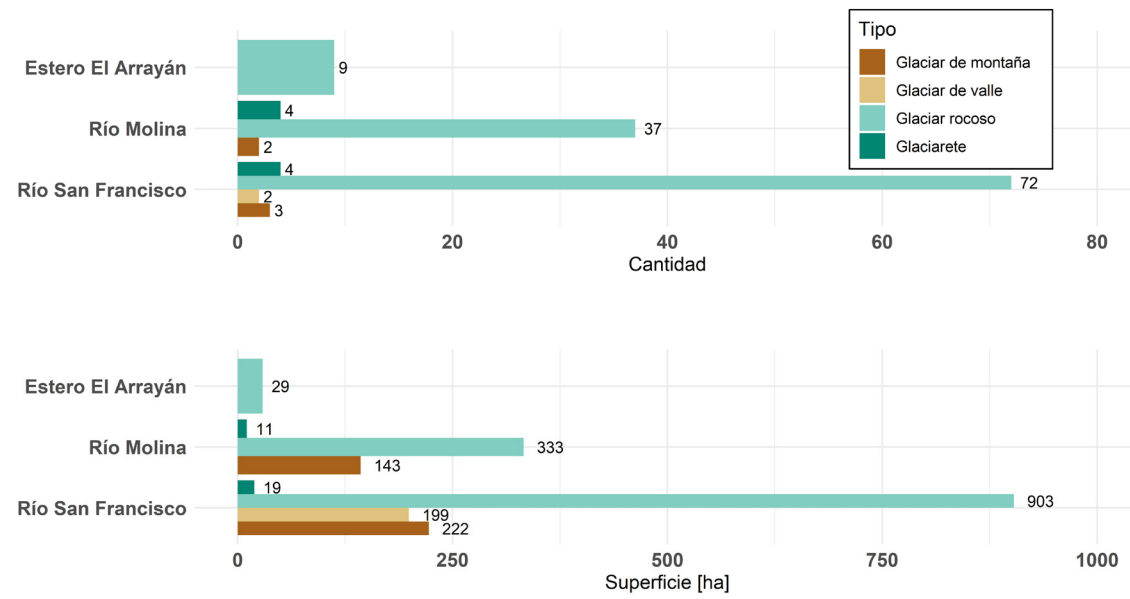
2019). Las criofomas del área de estudio se clasifican, a su vez, en glaciares de montaña (confinados por terreno montañoso), glaciares de valle (rodeados por paredes y laderas de un valle), glaciares rocosos (con mayor porcentaje de detritos en su superficie e interior) y glaciaretos (cuerpos menores a 25 ha). Del total, los glaciares rocosos ocupan la mayor superficie, 1.265 ha. A su vez, corresponden a la categoría más numerosa con 118 ejemplares (Figura 4).

Figura 4. Glaciares de la subcuenca río Mapocho Alto. Fuente: elaboración propia con datos de DGA (2019).



De las cuatro subsubcuencas que conforman la subcuenca río Mapocho Alto, solo 3 contienen glaciares en su extensión. Estas corresponden a las subsubcuencas río San Francisco, río Molina y estero El Arrayán, las que representan el 72%, 26% y 2% del total del área englaciada de la subcuenca río Mapocho Alto, respectivamente (Figura 5). Cabe destacar que solo el río San Francisco contiene los 4 tipos de crioformas identificadas (Figura 6).

**Figura 5.** Glaciares de las subsubcuencas río San Francisco, río Molina y estero el Arrayán.  
Fuente: elaboración propia con datos de DGA (2019).



**Figura 6.** Inventario de glaciares en la subcuenca río Mapocho Alto (zona coloreada). Sectores con líneas de colores indican los distintos tipos de glaciar de acuerdo a DGA (2019).  
Fuente: elaboración propia con datos de DGA (2019).

### 3.1.1. Inventario de glaciares de la microcuenca de Yerba Loca

En la microcuenca del estero Yerba Loca se identificaron un total de 31 glaciares, los que ocupan una superficie total de 788,2 ha (DGA, 2019). La superficie glacial de la microcuenca de Yerba Loca corresponde al 58,6% del área englacada de la subsubcuenca río San Francisco. De acuerdo a la tendencia local, los glaciares rocosos predominan en número y superficie en la microcuenca (Figura 7), al tiempo que las porciones de hielo descubierto, glaciares de montaña y glaciares, ocupan una superficie equivalente al 31% de toda la extensión de las crioformas en el sector.

La actualización de información sobre los glaciares y crioformas ubicados en la cabecera del estero Yerba Loca, a partir del inventario DGA (2019) da cuenta de la existencia de a lo menos tres cuerpos que habrían perdido su calidad de glaciar, pasando a ser catalogados como "hielo remanente". Dichas crioformas suman una superficie de 3,3 ha (Figura 8). Por lo general, este tipo de morfologías pierde la capacidad de flujo viscoplastico, característico de un glaciar, producto de un menor espesor de hielo y suelen degradarse en el plazo de una década o menos.

De acuerdo a la clasificación por tipo de crioforma, se identifica una categoría adicional, correspondiente a la rampa **protalus**, cuerpo de detrito y hielo, de geometría alargada y formado al pie de farellones rocosos por acción de avalanchas de nieve y rocas. Dicho cuerpo posee una superficie levemente superior a 1 hectárea (Figura 8). En la Figura 9 se da cuenta del inventario de glaciares en la cabecera del estero Yerba Loca.

### 3.2. Variación de los glaciares de Yerba Loca

Son varios los procesos que influyen de manera significativa en el cambio climático y, por tanto, en la variabilidad actual de los glaciares. Entre estos fenómenos se cuentan la concentración de gases efecto invernadero, el alza de la temperatura de la superficie de la tierra, el cambio de uso de suelo, entre otros. Desde principios del siglo XX, con la Revolución Industrial y, en particular, tras la Segunda Guerra Mundial, los efectos antrópicos han acelerado los cambios anómalos del clima, impactando en el retroceso de las masas de hielo.

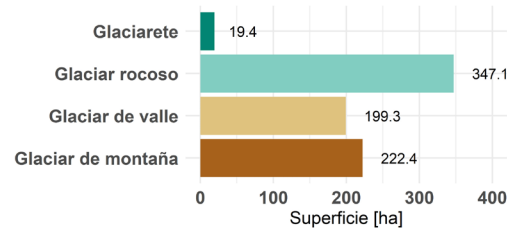
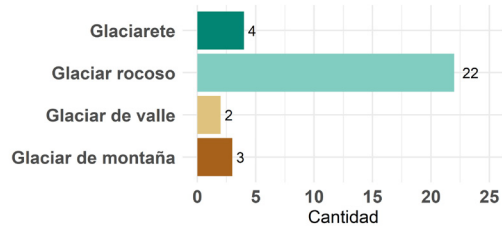


Figura 7. Glaciares presentes en la microcuenca Yerba Loca. Fuente: elaboración propia con datos de DGA (2019).

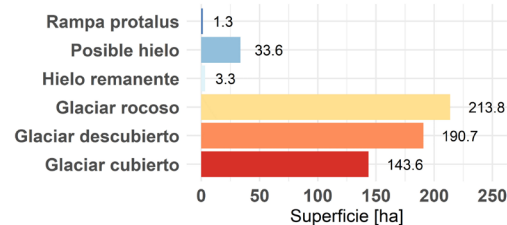
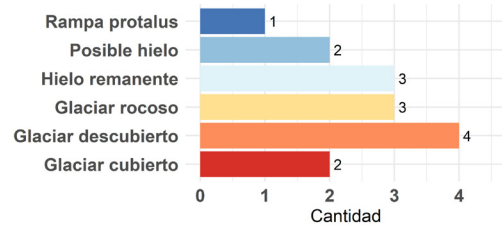


Figura 8. Clasificación de glaciares en la cabecera de la microcuenca de Yerba Loca.

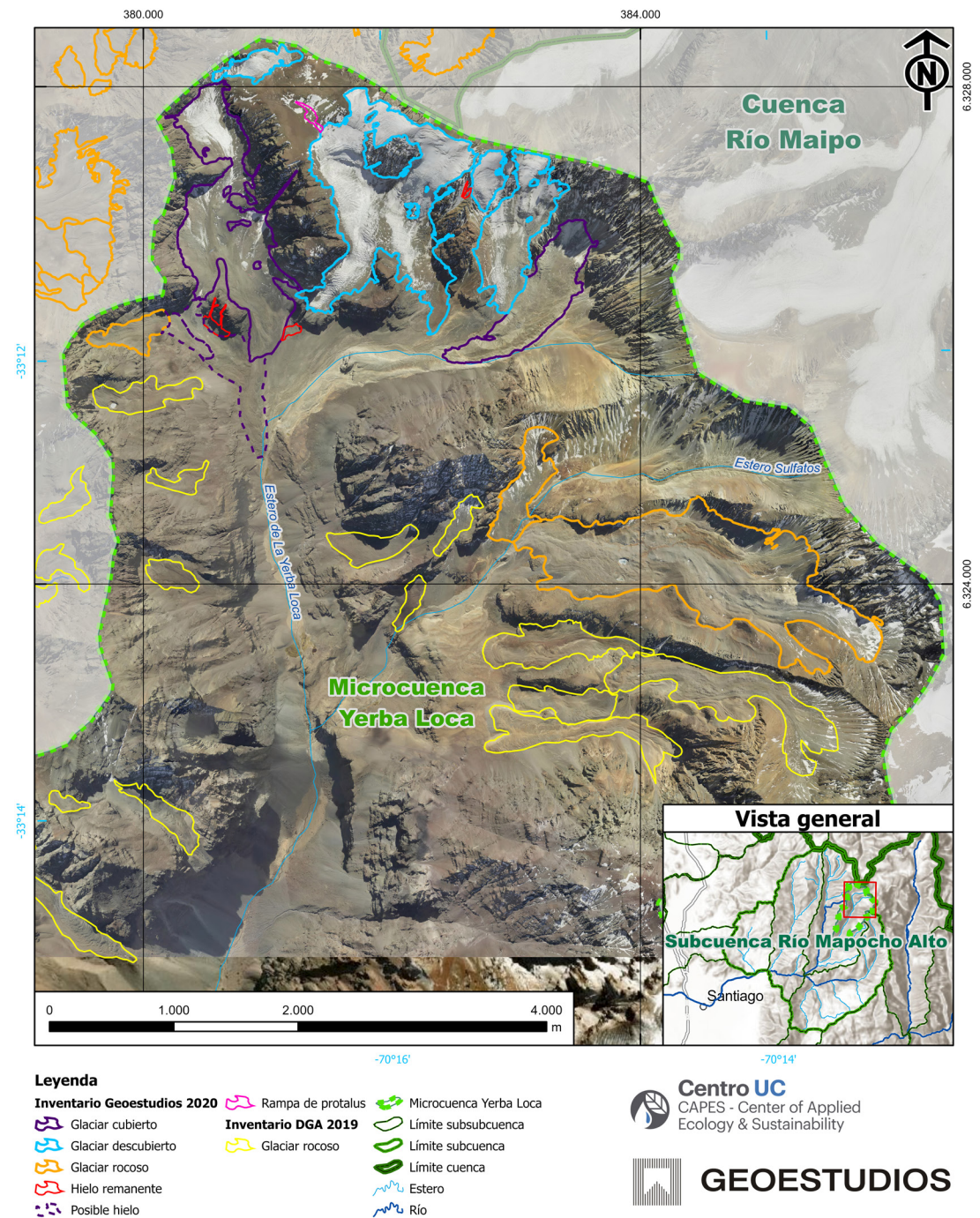


Figura 9. Inventario de glaciares y crioformas 2020 en la cabecera de la microcuenca de Yerba Loca. Fuente: elaboración propia.

En el máximo de la última glaciación en la cordillera al noreste de Santiago, hace 18.000 años atrás, aproximadamente, la extensión de los glaciares conformaba un gran campo de hielo, el que inundaba

parte de los valles de San Francisco, Yerba Loca y Molina (Figura 10).

Dentro de este sistema, el frente del glaciar Paloma Oeste ha presentado marcadas variaciones frontales,

especialmente en su zona baja. Gracias a la evidencia otorgada por fotografías aéreas, imágenes satelitales y vuelos LiDAR, se pudo establecer que entre los años 1955 a 2020 (Figura 11), se registra una tendencia hacia un retroceso cada vez más acelerado, con

cambios más abruptos a partir de la década de 2010-2020, coincidente con la denominada megasequía de los Andes centrales desde fines de la primera década del 2000 (Garreaud et al., 2019).

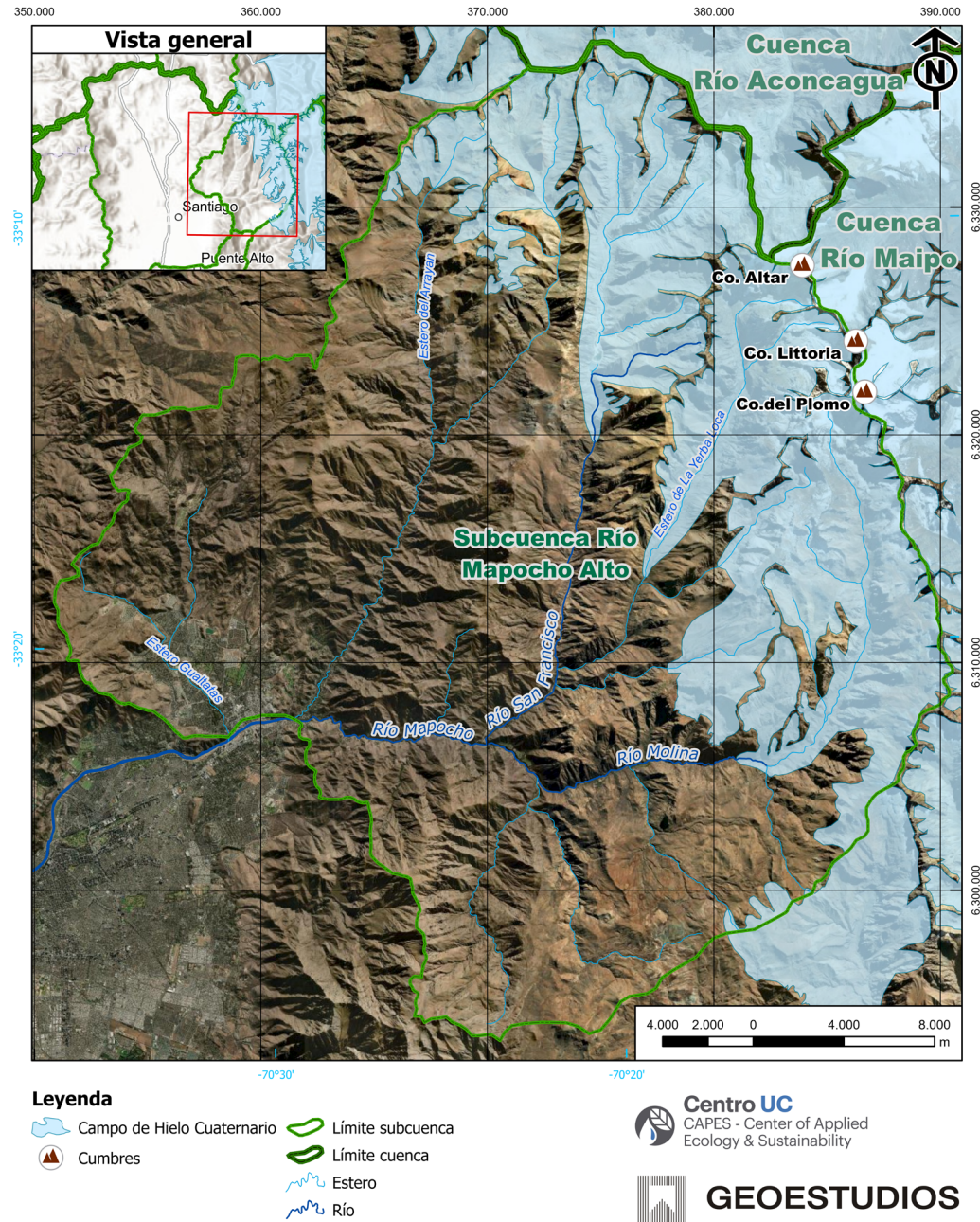


Figura 10. Extensión aproximada del Campo de Hielo cuaternario en el sector cordillerano de la cuenca del río Mapocho. Fuente: elaboración propia.

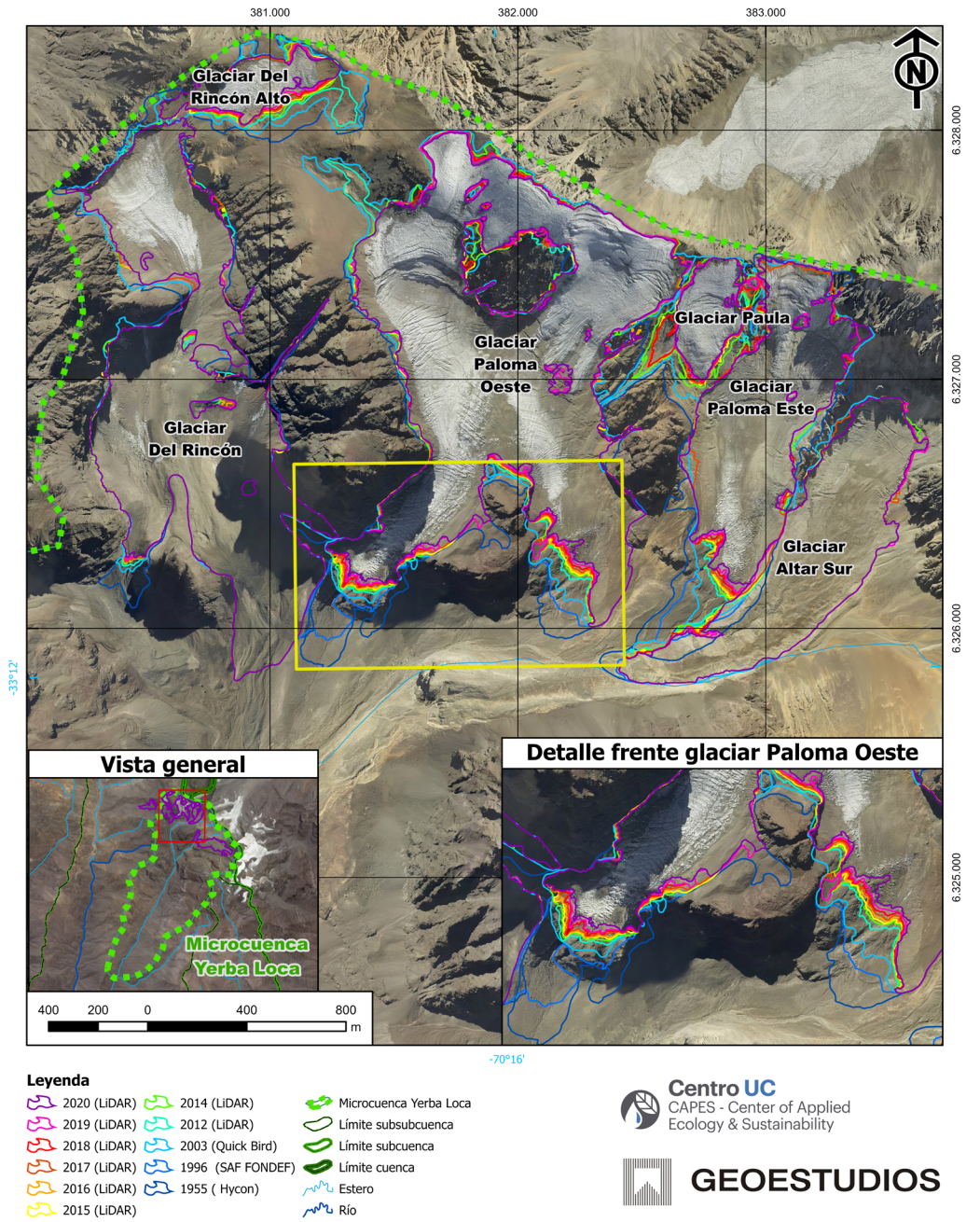


Figura 11. Variaciones geométricas de los glaciares situados en la cabecera de microcuenca de Yerba Loca, subsubcuenca del Mapocho. Fuente: elaboración propia.

### 3.2.1. Evolución de la cobertura del glaciar rocoso Littoria, Yerba Loca

Un buen ejemplo de proceso de transformación de cobertura corresponde al glaciar rocoso Littoria, en la cabecera del estero de Yerba Loca. Al comparar fotografías aéreas, imágenes satelitales y LiDAR entre los años 1955 y 2020 se observan cambios importantes relacionados a la cobertura de detritos del glaciar.

La fotografía aérea Hycon de 1955 muestra que el glaciar Littoria tenía la **zona de acumulación** mayormente descubierta de detritos. Se identifica una separación entre una superficie blanquecina, correspondiente a la neviza de ese año, y una superficie de color gris claro, la cual se atribuye a zonas cubiertas de detritos del glaciar. Esta separación definía la línea de nieves existente en el glaciar en febrero de 1955. Gran parte de las porciones del glaciar debajo de la línea de nieves se encontraban cubiertas por detritos en el momento de la captura de la fotografía. El porcentaje de superficie con detritos para el año 1955 era de un 78% (Figura 12). La fotografía aérea SAF del año 1997 muestra un aumento de la superficie cubierta de detritos pasando a un 84%. Se destacan nuevas zonas cubiertas de detritos en la parte alta de la cabecera del glaciar.

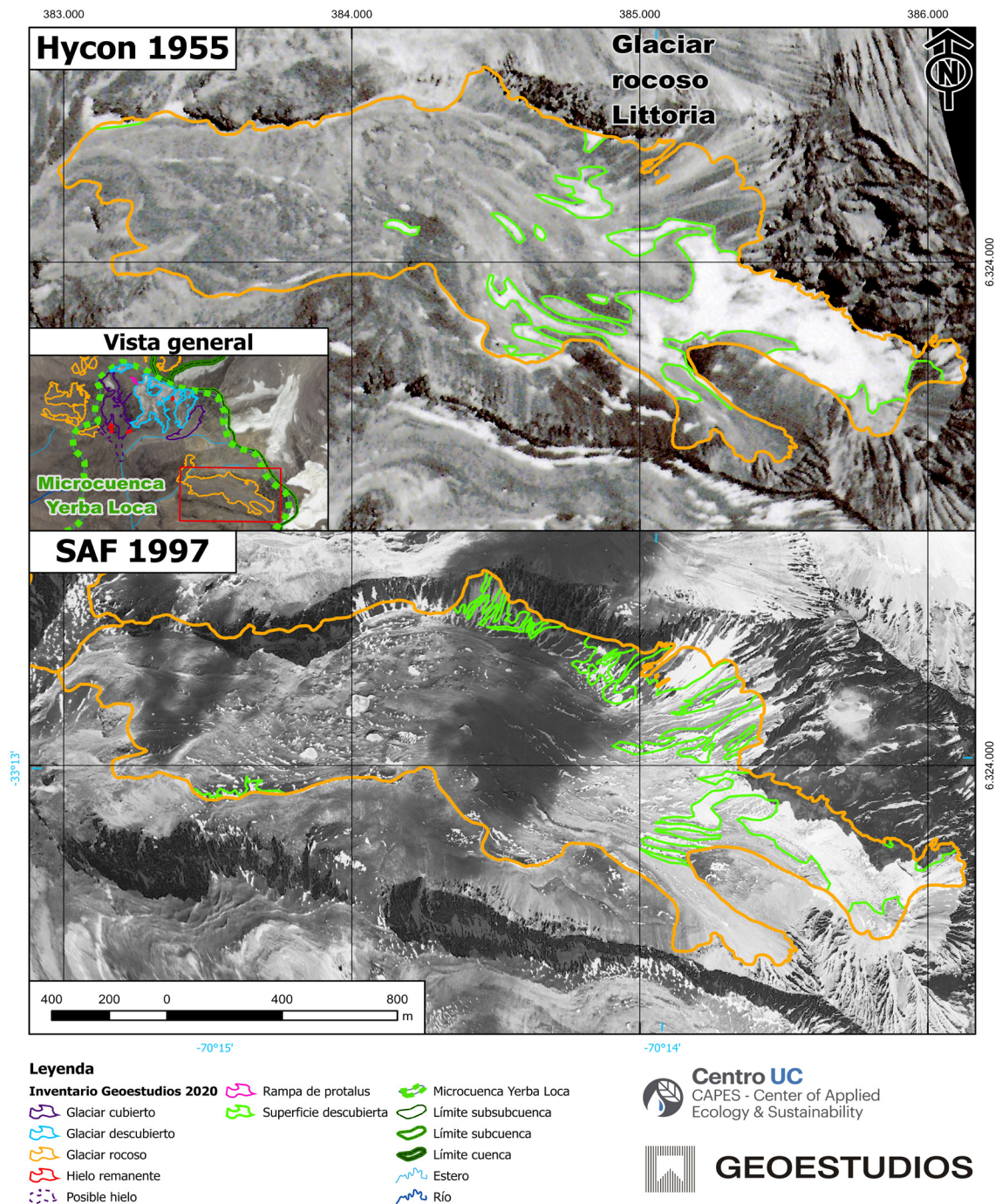
Posteriormente, al revisar el fotomosaico LiDAR 2012, el proceso de cobertura de detritos continúa, presentando para ese año un 94% de su área cubierta

por detritos. Finalmente, la imagen satelital Pléiades 2020 muestra que el área descubierta se ha extinguido, por lo que el glaciar en su totalidad se encuentra cubierto por detritos (Figura 13).

### 3.3. Estratigrafía, espesor y volumen del glaciar Altar Sur

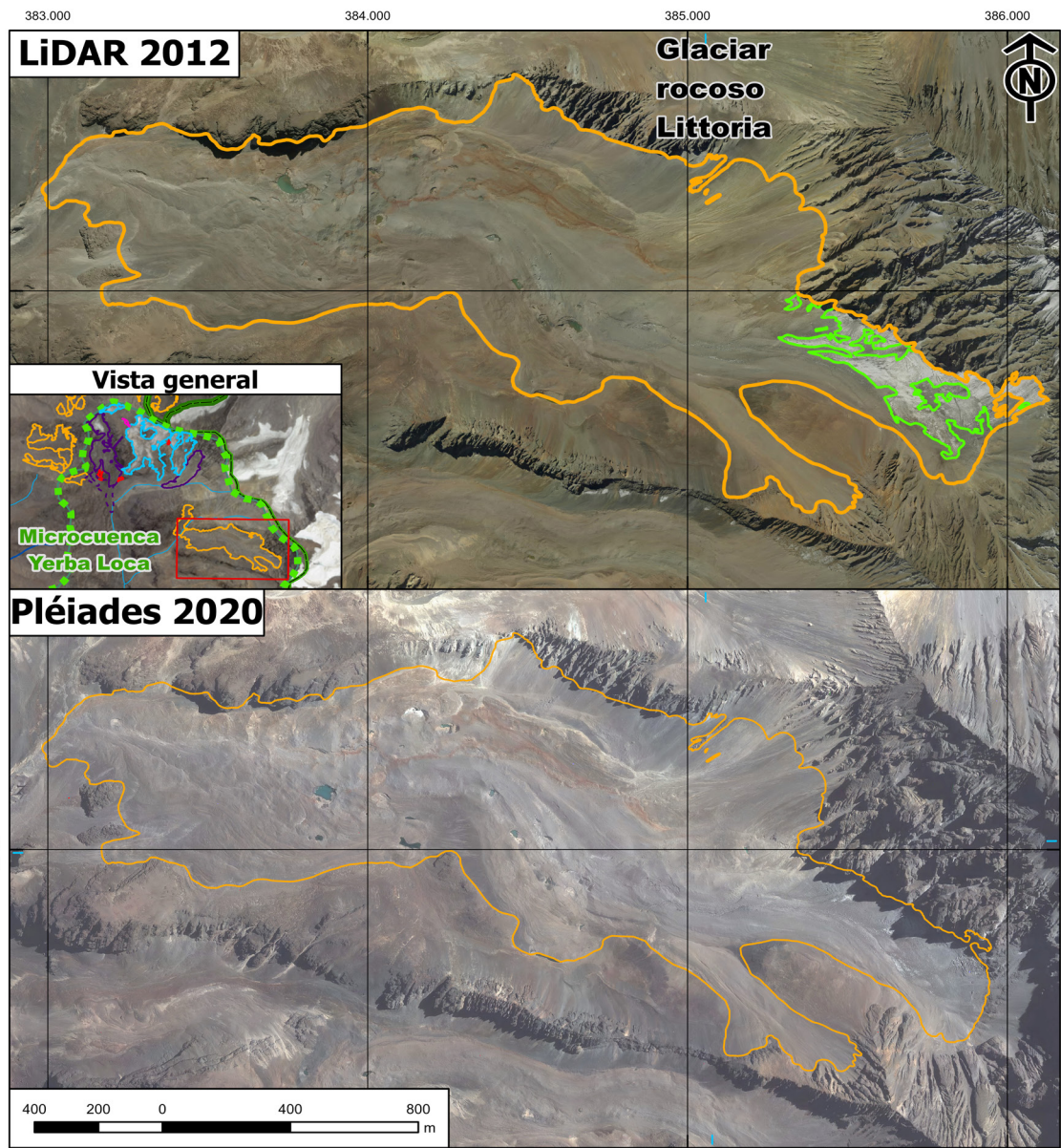
La caracterización del espesor y estratigrafía de un glaciar es el resultado de la integración de las múltiples fuentes de datos levantadas a lo largo de su estudio. Esto incluye las estimaciones realizadas mediante mediciones geofísicas, datos directos levantados en sondajes y estimaciones a partir de velocidades y ley de flujo de hielo. En el caso del glaciar Altar Sur, el modelo interpolado de profundidades, ajustado según los cambios de elevación al año 2020, otorga un espesor máximo de 73,9 m, con un valor medio de 31,2 m (Figura 14). Teniendo en cuenta la superficie de 46,3 ha reportada por el inventario 2020, se estima un volumen de 14.473.679 m<sup>3</sup> para todo el glaciar. Al ponderar el valor anterior por el porcentaje de hielo obtenido del análisis estratigráfico, 84,1 %, se obtiene el volumen de solo hielo, que corresponde a 12.013.153 m<sup>3</sup>.

La caracterización estratigráfica, por su parte, permite dar cuenta de zonas con más de 50 m de espesor de hielo, las que cuentan con niveles intercalados de detritos y burbujas en su interior (Figura 15).



**Figura 12.** Fotografía aérea Hycon 1955 (arriba) y fotografía aérea SAF 1997 (abajo). En color verde límite de área descubierta con presencia de hielo, neviza o nieve. Fuente: elaboración propia.

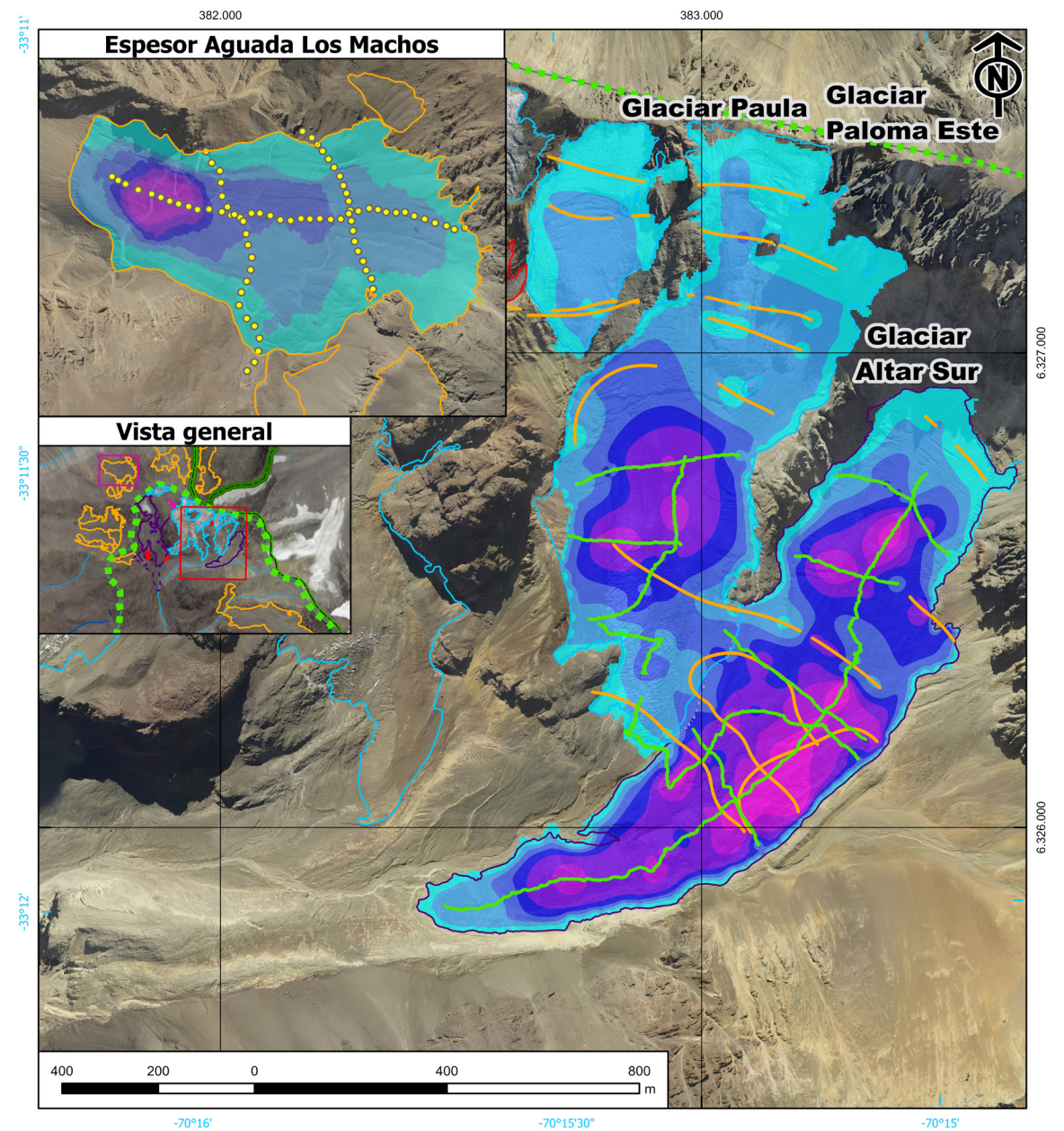




- Legenda**
- |                             |                        |                       |
|-----------------------------|------------------------|-----------------------|
| Inventario Geoestudios 2020 | Rampa de protalus      | Microcuena Yerba Loca |
| Glaciar cubierto            | Superficie descubierta | Límite subsubcuenca   |
| Glaciar descubierto         | Límite subcuenca       | Límite cuenca         |
| Glaciar rocoso              | Estero                 | Río                   |
| Hielo remanente             | Río                    |                       |
| Posible hielo               |                        |                       |

**Centro UC**  
CAPES - Center of Applied Ecology & Sustainability

**GEOESTUDIOS**



- Legenda**
- |                             |                        |                    |             |
|-----------------------------|------------------------|--------------------|-------------|
| Inventario Geoestudios 2020 | Perfil radar aéreo     | <b>Espesor (m)</b> | 53,3 - 73,9 |
| Glaciar cubierto            | Perfil radar terrestre | 0 - 9,8            |             |
| Glaciar descubierto         | Puntos gravimetría     | 9,9 - 20,9         |             |
| Glaciar rocoso              | Microcuena Yerba Loca  | 20,9 - 30,1        |             |
| Hielo remanente             | Límite cuenca          | 30,1 - 37,7        |             |
| Posible hielo               | Estero                 | 37,7 - 44,9        |             |
| Rampa de protalus           | Río                    | 44,9 - 53,3        |             |

**Centro UC**  
CAPES - Center of Applied Ecology & Sustainability

**GEOESTUDIOS**

**Figura 13.** Fotomosaico LiDAR 2012 (arriba) e imagen satelital Pléiades 2020 (abajo). En color verde límite del área descubierta. Fuente: elaboración propia.

**Figura 14.** Esquema de espesor en el glaciar Altar Sur y en dos glaciares descubiertos vecinos (Paloma Este y Paula). Como comparativa, se presenta el modelo de profundidad en el glaciar rocoso Aguada Los Machos. Fuente: elaboración propia.

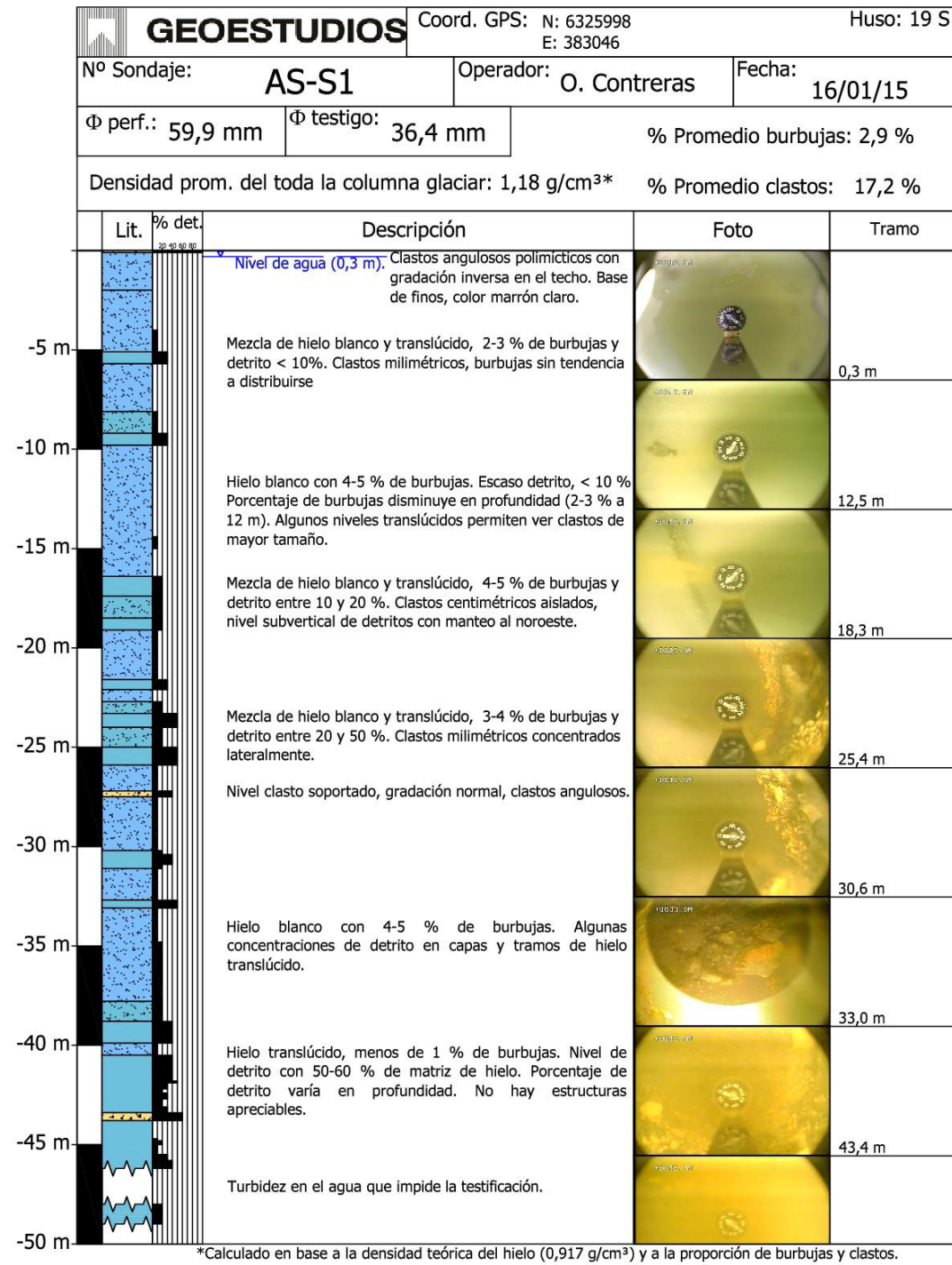


Figura 15. Testificación del sondaje AS-S1 en el glaciar Altar Sur, profundidad de 0 a 50 m. Fuente: elaboración propia.

El glaciar Altar Sur está cubierto casi en su totalidad por una delgada capa de detritos. A medida que se avanza hacia la parte inferior del glaciar (zona de ablación), la cubierta de detritos aumenta hasta tal punto que se confunde con los materiales adyacentes (Figura 16), salvo en lugares donde cauces supraglaciales erosionan el glaciar durante la época estival.

La parte superior del glaciar aún presenta zonas con nieve y neviza al descubierto, las que se encuentran afectadas por el constante aporte de detritos en su superficie. En la porción alta, zona de acumulación, se pueden observar cinco depósitos lobulares que corresponden a detrito caído desde la pared sur del cerro Altar (Figura 17).



Figura 16. Aspecto de la cubierta de detritos en el glaciar Altar Sur. Fecha de captura: 18/04/2014. Fuente: Geoestudios, 2014.



Figura 17. Glaciar Altar Sur (derecha de la imagen) recubierto casi totalmente de detritos. Fecha de captura: 04/02/2014. Fuente: Geoestudios, 2014.

Los cauces supraglaciales han erosionado el glaciar en diversos puntos, dejando cortes subverticales donde se puede observar el aspecto del interior del glaciar (Figura 18). Aquí, el glaciar muestra una gran cantidad de intercalaciones de detritos, que concuerda con el alto porcentaje (entre 14% y 17%) que se encontró en la testificación del glaciar (Figura 15). Este nivel de detritos se explica por la caída de materiales desde la pared sur del cerro Altar, en particular en épocas estivales y períodos de sequía.

Al año 2014, en la parte terminal del glaciar, en el estero que lo separa del glaciar Paloma Este, se pudo observar un nivel en la base del hielo que fue identificado como la morrena basal (Figura 19). Esta se encontraba formada por hielo y detritos en proporciones similares con un espesor variable que no superaba los 50 cm.



**Figura 18.** Corte subvertical en el glaciar Altar Sur donde se puede observar la importante cantidad de intercalaciones de niveles de detrito. Fecha de captura: 18/04/2014. Fuente: Geoestudios, 2015.



**Figura 19.** Morrena basal en la zona de ablación del glaciar Altar Sur. Fecha de captura: 22/03/2014. Fuente: Geoestudios, 2014.

### 3.4. Velocidad superficial del glaciar rocoso Aguada Los Machos

Los resultados obtenidos del análisis de velocidad superficial en el glaciar rocoso Aguada Los Machos muestran valores homogéneos y representativos en casi toda la superficie del glaciar, con velocidades mayores a lo largo del eje longitudinal (Figura 20). La velocidad máxima obtenida en el glaciar rocoso Aguada Los Machos fue de 0,47 cm/día, equivalente a 1,72 m/año. La velocidad media es de 0,24 cm/día, equivalente a 0,88 m/año.

Para validar los resultados obtenidos por teledetección, se realizó una comparación con las velocidades obtenidas en terreno en el glaciar rocoso Aguada Los Machos. La Tabla 3 da cuenta de los valores de velocidad superficial correspondientes al período 2012-2016.

**Tabla 3.** Comparación de resultados de velocidades anuales obtenidas mediante técnica de medición de balizas y *feature tracking* en el período 2012-2016.

Baliza	Días transcurridos entre lecturas de balizas	Desplazamiento balizas [cm]	Días transcurridos entre imágenes LiDAR	Velocidad balizas [cm/día]
BV1	1.194	360	1.475	0,30
BV2	1.194	346	1.475	0,29
BV3A	1.194	128	1.475	0,11
BV3B	1.165	202	1.475	0,17
BV3N	1.194	50	1.475	0,04
BV3S	1.194	115	1.475	0,10
BV4	1.194	77	1.475	0,06
BV4S	1.194	153	1.475	0,13
BV4N	1.194	49	1.475	0,04
BV5	1.194	117	1.475	0,10
BV6	1.194	36	1.475	0,03
BV7o	2.887	28	1.475	0,01

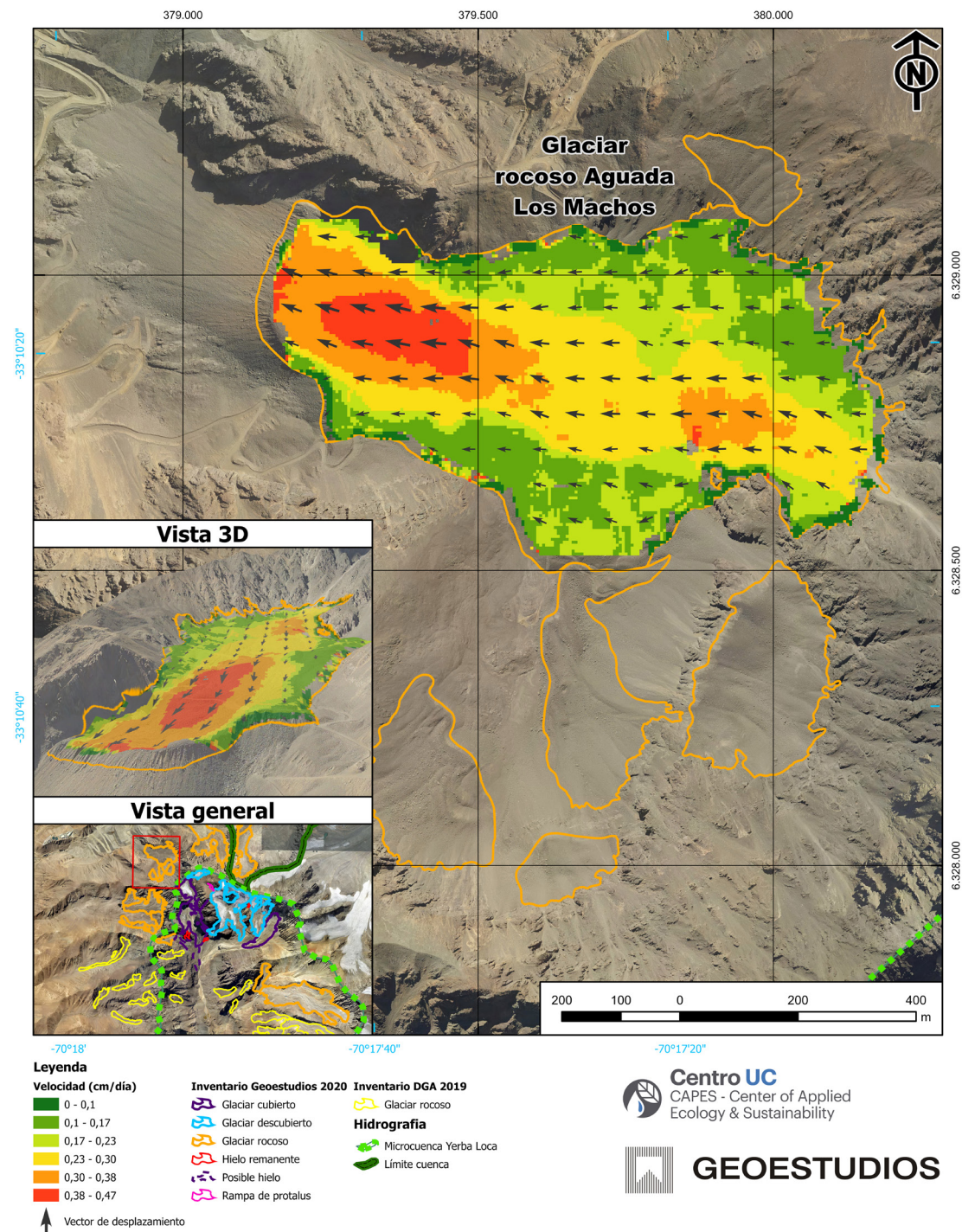


Figura 20. Velocidades superficiales 2020-2021 en el glaciar rocoso Aguada Los Machos. Fuente: elaboración propia.

La Figura 21 muestra la validación de las velocidades obtenidas en el glaciar rocoso Aguada Los Machos al compararla con registros en balizas. Los resultados muestran que existe una buena correlación entre ambas técnicas, sobre todo teniendo en cuenta de que en muchos casos se trata de desplazamientos de escasos centímetros.

### 3.5. Reducción del albedo superficial del hielo glaciar en Yerba Loca

La superficie de los glaciares cubiertos y descubiertos del estero Yerba Loca se clasificó en tres categorías:

- **Descubierto:** hielo con ausencia o una baja cantidad de detrito
- **Semicubierto:** hielo con una alta concentración de detritos e impurezas
- **Cubierto:** hielo cubierto de una densa capa de detrito (mayor a 2 cm de espesor)

La Figura 22 muestra el mapa de clasificación de superficie y la Tabla 4 presenta la fracción de superficie descubierta y semicubierta por glaciar, que representan al 60% de la superficie total.

Tabla 4. Identificación de glaciares en estudio.

ID_DGA	Nombre	Tipo	Superficie Total	Superficie Descubierta + Semicubierta	
			[km <sup>2</sup> ]	[km <sup>2</sup> ]	[%]
CL105721061	Del Rincón	Cubierto	0,99	0,26	26
CL105721063	Del Rincón Alto	Descubierto	0,10	0,07	70
CL105721064	Paloma Oeste	Descubierto	1,35	1,09	81
CL105721065A	Paloma Este	Descubierto	0,46	0,40	87
CL105721065B	Paula	Descubierto	0,10	0,10	100
CL105721066	Altar Sur	Cubierto	0,46	0,15	33
<b>TOTAL</b>			<b>3,46</b>	<b>2,07</b>	<b>60</b>

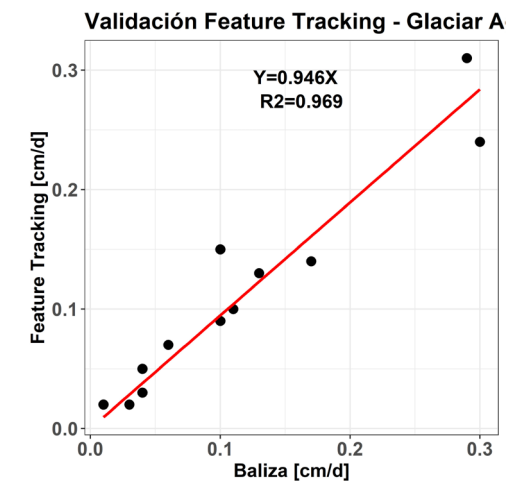


Figura 21. Comparación de resultados de velocidades obtenidas mediante técnica de medición de balizas y feature tracking.

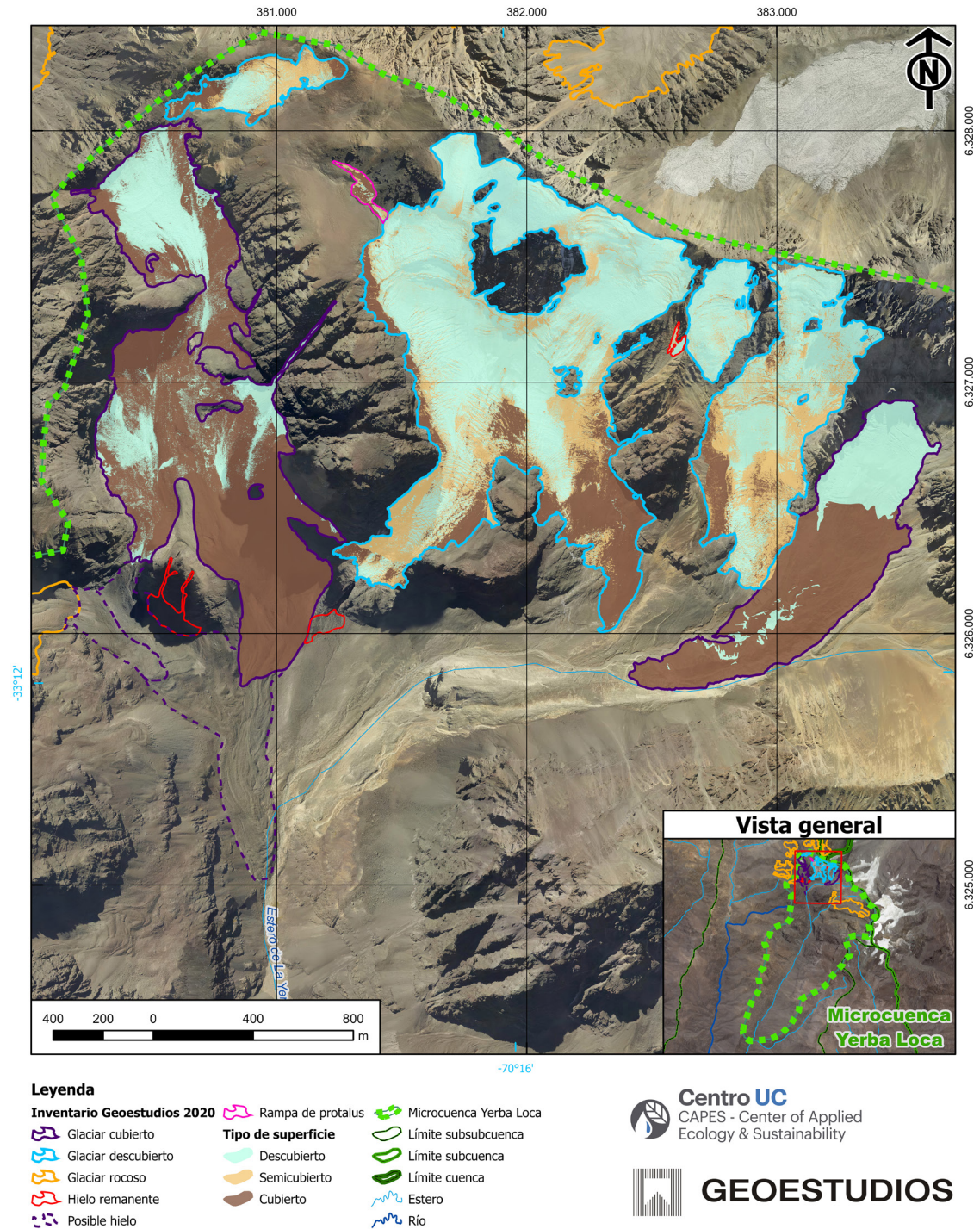


Figura 22. Clasificación de superficie glaciar. Fuente: elaboración propia.

Los resultados del albedo de hielo descubierto y semicubierto de los glaciares seleccionados indican una tendencia negativa en las últimas dos décadas (Figura 23), lo que se traduce en una mayor disponibilidad de energía para derretimiento de nieve y hielo.

La Figura 24 presenta el albedo medio mensual representativo del periodo 2000-2020. Durante el trimestre octubre-diciembre predominan valores de albedo de nieve vieja limpia y húmeda (0,46-0,70) o nieve vieja con detritos (0,30-0,60). Durante el trimestre enero-marzo predominan valores de albedo de neviza con detritos (0,15-0,40) y hielo glaciar con

detritos (0,06-0,30). La disminución del albedo de la nieve se explica por los procesos de metamorfismo, que aumenta el tamaño de grano hasta alcanzar características de neviza. Además, la formación de penitentes reduce el albedo de la superficie glaciar. Una reducción significativa del albedo en la superficie glaciar se produce cuando la nieve estacional desaparece, quedando expuesto el hielo glaciar.

En los meses de marzo del periodo de megasequía 2010-2020 predominan valores de albedo de hielo descubierto con detrito cercanos a 0,2 (Figura 25). Incrementos de albedo observados durante el periodo

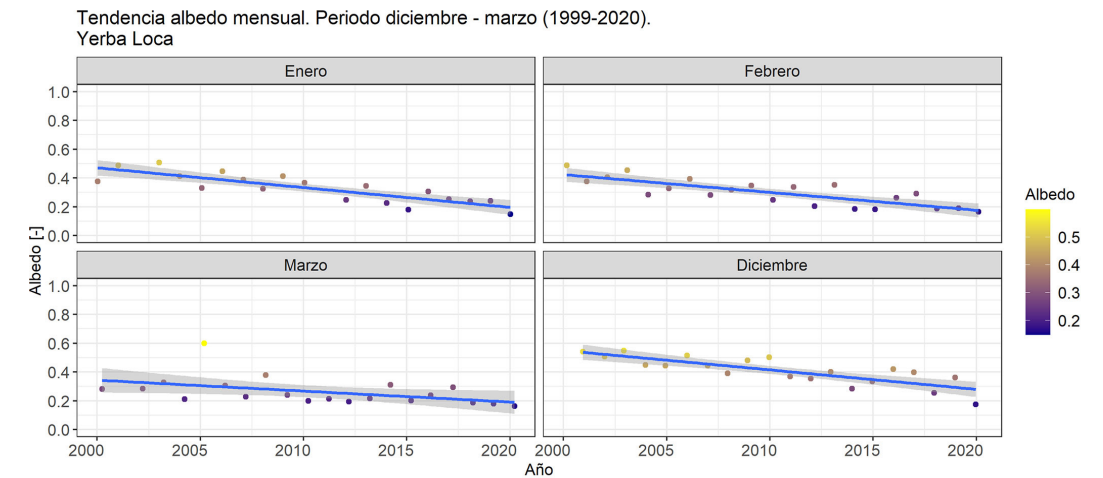


Figura 23. Tendencia del albedo superficial en glaciares de Yerba Loca.

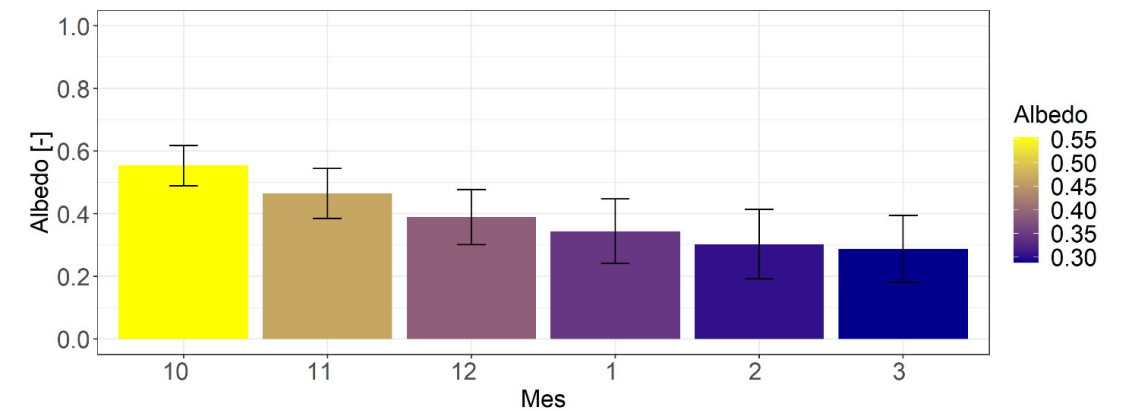


Figura 24. Albedo medio mensual superficie de hielo descubierto y semicubierto en los glaciares de Yerba Loca. Promedio 2000-2020 derivado de imágenes Landsat-7 y Landsat-8.

estival son ocasionados por tormentas convectivas que depositan una delgada capa de nieve sobre la superficie glaciar. Se identificó que mientras menos acumulación de nieve se produce en el invierno, menores valores de albedo se identifican al término del verano.

### 3.6. Balance de masa geodésico y aporte hídrico neto anual

Los resultados del balance de masa geodésico medidos en ocho glaciares del estero de Yerba Loca muestran una sostenida pérdida de masa durante el periodo 2012-2020. El balance de masa total acumulado asciende a  $-4,0 \pm 0,5$  Mt/año. El 59% de la pérdida de masa corresponde a glaciares descubiertos. La Tabla 5 resume el comportamiento promedio de cada uno de los glaciares seleccionados.

Tabla 5. Resultados balance de masa geodésico 2012-2020.

Glaciar	Tipo	Superficie al 2020		Balance de masa		
		[ha]	% relativo	[m eq.a/ año]	[kt/año]	% balance masa
58	Rocoso	22,2	4,1%	$-0,14 \pm 0,07$	$-32 \pm 15$	0,8%
Paula	Descubierto	8,9	1,7%	$-0,87 \pm 0,09$	$-91 \pm 10$	2,3%
Del Rincón Alto	Descubierto	9,3	1,7%	$-1,18 \pm 0,10$	$-133 \pm 12$	3,4%
Altar Sur	Cubierto	46,2	8,6%	$-0,72 \pm 0,09$	$-336 \pm 41$	8,5%
Littoria	Rocoso	180,2	33,6%	$-0,27 \pm 0,07$	$-492 \pm 122$	12,4%
Paloma Este	Descubierto	45,1	8,4%	$-1,15 \pm 0,11$	$-550 \pm 51$	13,9%
Del Rincón	Cubierto	98,0	18,2%	$-0,77 \pm 0,09$	$-766 \pm 86$	19,3%
Paloma Oeste	Descubierto	127,0	23,7%	$-1,15 \pm 0,10$	$-1.560 \pm 141$	39,4%

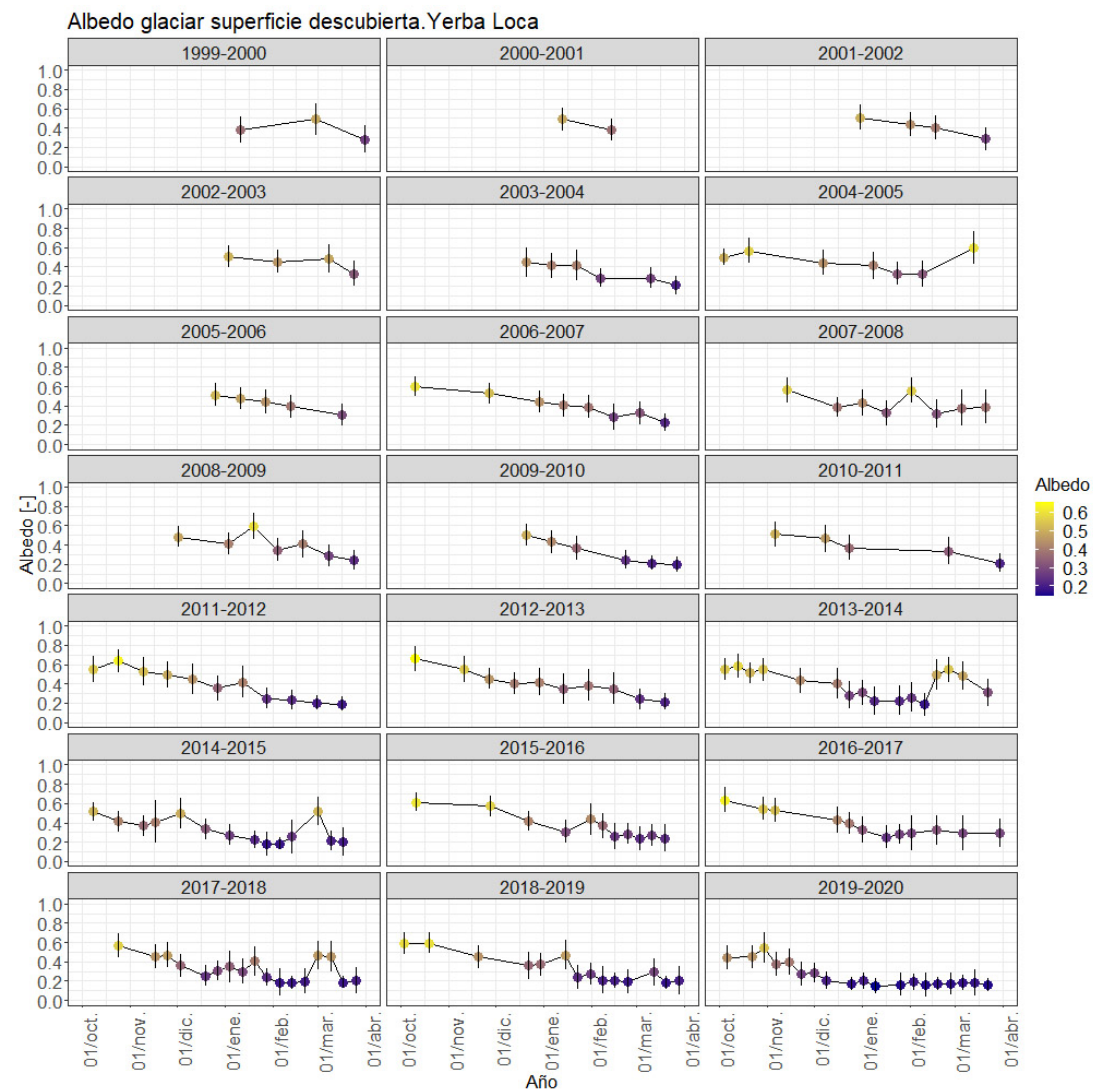


Figura 25. Series de tiempo de albedo de los distintos periodos de ablación. Período 2000-2020.

Los glaciares han sufrido un balance de masa negativo consecutivo durante el periodo de análisis con grados de intensidad variable. La Figura 26 presenta el balance de masa específico acumulado, donde se observa una mayor tasa de pérdida de masa durante los periodos 2012-2015 y 2017-2020. Un caso excepcional corresponde al año hidrológico 2019-2020, el más seco de los últimos 50 años de acuerdo a los registros de la estación Quinta Normal, periodo en el cual los glaciares muestran la mayor pérdida de masa. Un breve receso se identifica durante el periodo 2015-2017, cuando las precipitaciones fueron relativamente mayores.

Las impurezas acumuladas sobre la superficie de hielo es un incremento de las tasas de fusión debido a la disminución de albedo.

La mayor contribución hídrica glaciar en la cuenca del estero Yerba Loca proviene de los glaciares Paloma Oeste y Del Rincón, seguido del glaciar Paloma Este y el glaciar rocoso Littoria. Los aportes de los glaciares Paula, Del Rincón Alto y rocoso 58 son marginales pero no despreciables, debido a su reducida extensión. La Figura 28 presenta la estimación de aporte hídrico anual de los glaciares de Yerba Loca. Los caudales medios anuales se encuentran en el rango 17-255 L/s.

La Figura 27 muestra la variación de elevación de glaciares descubiertos y cubiertos en la cabecera de la cuenca del estero Yerba Loca. Se observa la distribución espacial de  $\Delta H$  negativos (color rojo) y positivos (color azul). Se identifican periodos en los cuales la zona de ablación se extiende por toda la superficie (2012-2015 y 2017-2020) y periodos que muestran zonas con acumulación (2015-2017). Las áreas de mayor adelgazamiento corresponden a hielo descubierta que a fines del periodo de ablación se cubre de una delgada capa de detrito e impurezas proveniente de las laderas de los cerros circundantes, avalanchas y que exhuman desde el interior del hielo. El efecto directo de

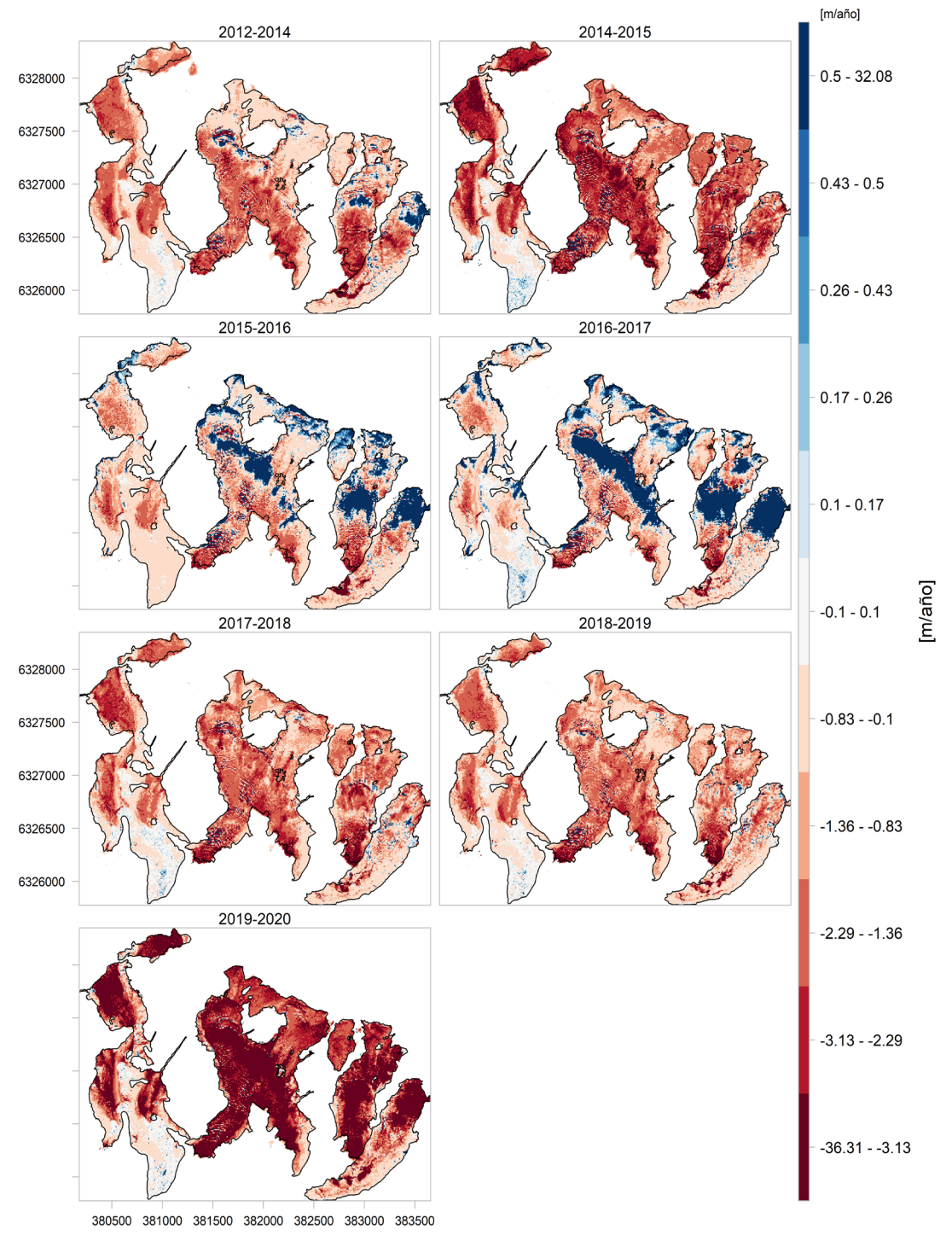
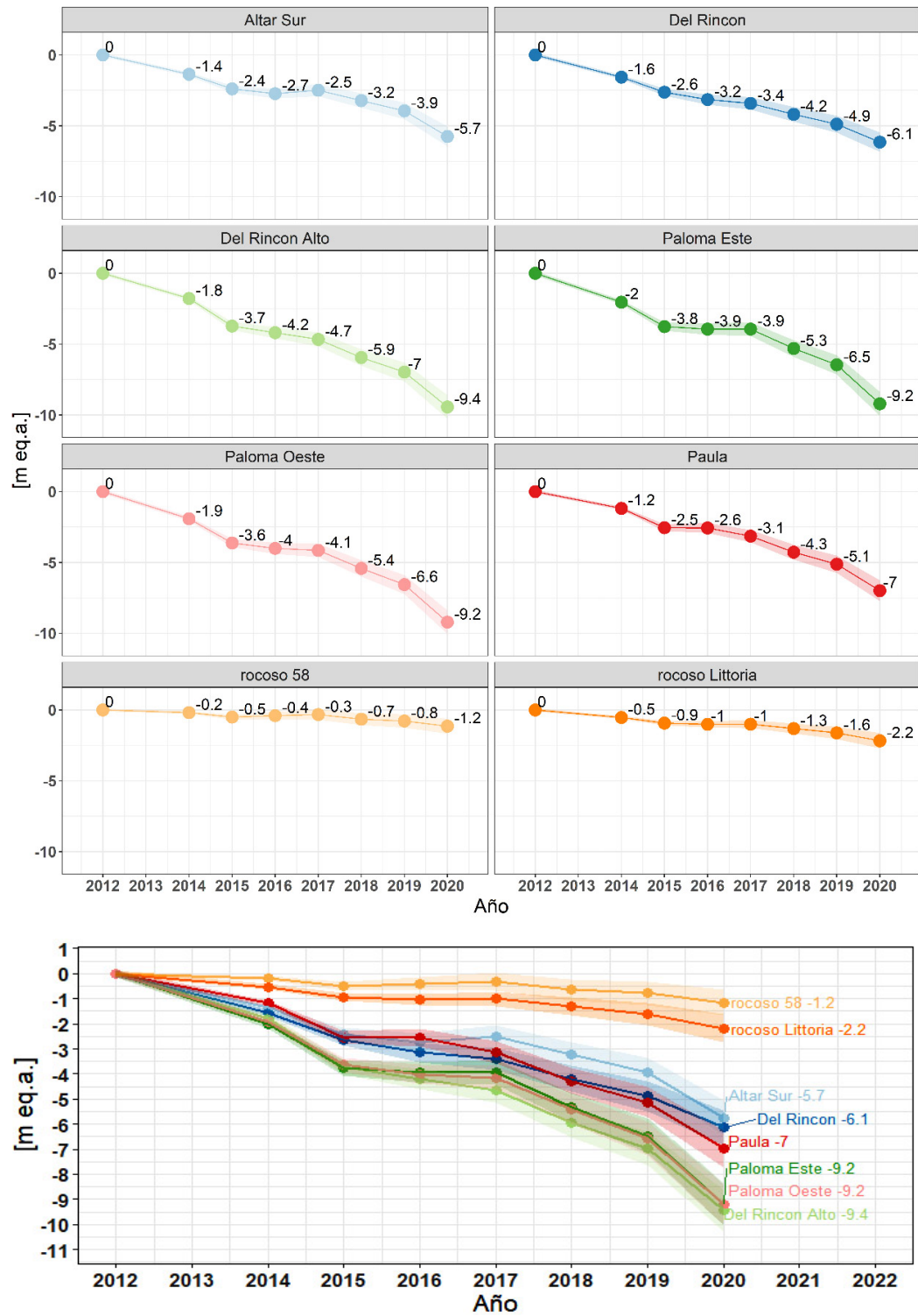


Figura 26. Balance de masa geodésico específico acumulado. La sombra de cada línea indica rango de incertidumbre.

Figura 27. Comparación mapas ΔH/Δt de los glaciares descubiertos y cubiertos de Yerba Loca.

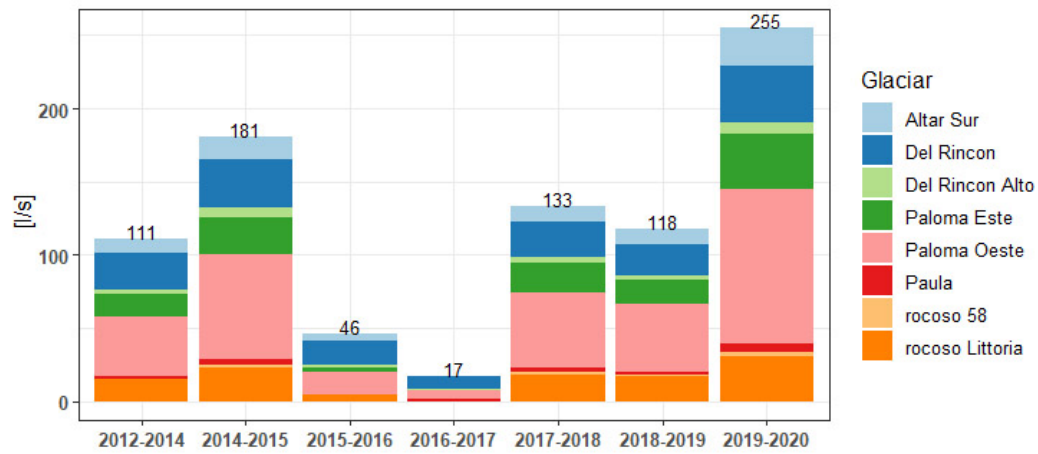


Figura 28. Caudal medio anual derivado del balance de masa geodésico.

## 4. DISCUSIÓN

### 4.1. Inventario y variaciones recientes

El inventario de glaciares de la subcuenca río Mapocho Alto da cuenta de una marcada predominancia de los glaciares rocosos. Esta se observa tanto a nivel subsubcuenca, en el caso del río San Francisco, y en menores escalas hidrográficas como es el caso de la microcuenca del estero Yerba Loca. No obstante, en la cabecera del estero predominan de forma local los glaciares descubiertos y cubiertos, tanto en número como en superficie, de la mano de una clara orientación sur y una mayor elevación.

El mapeo de detalle de los glaciares en este sector permite dar cuenta del seccionamiento de los glaciares descubiertos Paloma Este y Oeste en una serie de cuerpos de menor tamaño (Figura 9), lo que va de la mano con una mayor presencia de afloramientos rocosos a lo largo de su extensión. Estos incrementarán su tamaño en la medida que la posición del frente de los glaciares disminuya junto con la reducción de la superficie de los glaciares, como es el caso del glaciar Paloma Oeste (Figura 11). Otros procesos relacionados a las variaciones de los glaciares es la evolución de la cobertura superficial. En el caso del glaciar Littoria, este pasó a encontrarse completamente cubierto de detritos desde 1955 a la fecha, proceso que favoreció su transición a glaciar rocoso.

### 4.2. Estratigrafía, espesor y volumen

El proceso de estimación de espesor difiere en cierta forma en el caso de los glaciares blancos y glaciares rocosos. En los primeros, el contraste de los parámetros físicos entre el cuerpo glaciar y el lecho rocoso es suficientemente notorio como para que el GPR muestre buenos resultados y, en consecuencia, la fase de postproceso y corrección de datos sea sencilla. Sin embargo, en el caso de glaciares rocosos, la geofísica muestra ciertas limitaciones intrínsecas al método, ya que el contraste entre los materiales no es tan notorio y la heterogeneidad propia de estos cuerpos causa inexactitud en las mediciones. En estos glaciares, la corrección y postproceso de los datos suele tomar un tiempo relevante y requiere contrastar el resultado con otras variables, como, por ejemplo, la velocidad de movimiento.

En glaciares cubiertos, como el glaciar Altar Sur, la combinación de métodos de exploración prueba ser la mejor herramienta para caracterizar la estratigrafía y espesor del glaciar. La ejecución y testificación de sondajes junto con mediciones indirectas como GPR permite elaborar un modelo de espesor fidedigno del glaciar para luego ser ajustado secuencialmente en la medida que se dispongan de mapas de cambios de elevación provenientes del balance de masa geodésico.

### 4.3. Velocidades

En general las velocidades en los glaciares descubiertos son significativamente mayores que en los glaciares rocosos, lo que se debe a su mayor porcentaje de hielo. En la medida que un glaciar pierde masa, las velocidades de desplazamiento disminuyen, lo que se puede observar en la mayoría de los glaciares controlados en la cuenca alta del río Mapocho. El caso del glaciar rocoso Aguada Los Machos permite, por un lado, validar dos metodologías complementarias para la estimación de velocidades superficiales, al tiempo que permite estudiar la dinámica del glaciar rocoso. La Figura 20 muestra un notorio perfil de velocidad, con valores más elevados en el frente, sector donde se concentra la deformación previa al desplazamiento y avance de la crioforma activa.

### 4.4. Reducción de albedo

La reducción de albedo identificada en glaciares de Yerba Loca es una condición extendida a nivel regional. Shaw et al. (2021) realizaron un análisis de tendencias de albedo en glaciares de los Andes centrales de Chile (33-34°S). Señalan que el albedo glaciar al término del periodo estival está influenciado por la fracción de cobertura nival y por el volumen de nieve acumulado en el invierno precedente. Es de esperar que el albedo de los glaciares del área de estudio disminuya de forma significativa en la medida que los años de sequía persistan en la región.

### 4.5. Balance de masa geodésico y aporte hídrico glaciar

La cabecera de la cuenca del río Mapocho muestra un régimen hidrológico nival. El derretimiento de la nieve se produce en primavera y al inicio del verano, mientras que el derretimiento glaciar alcanza su máximo en la mitad del verano. A escala anual, el rol hídrico de los glaciares disminuye rápidamente aguas abajo, donde son más relevantes los aportes de otras fuentes como el derretimiento nival y afloramiento de aguas subterráneas. No obstante, la contribución porcentual de los glaciares aumenta significativamente al término del periodo estival, especialmente en periodos de sequía.

El balance de masa geodésico anual entrega una primera aproximación del volumen de agua proveniente del derretimiento del hielo glaciar. El mayor

aporte hídrico por unidad de superficie viene dado por glaciares descubiertos, seguido de los glaciares cubiertos, mientras que los glaciares rocosos son los de menor producción hídrica. En glaciares descubiertos predomina la superficie de hielo con un bajo contenido de detritos. Si la cobertura detrítica que cubre una fracción de los glaciares cubiertos supera cierto umbral, esta aísla al hielo que lo subyace de las forzantes climáticas que favorecen el derretimiento. Por otro lado, el aporte hídrico de los glaciares rocosos depende en gran medida del contenido de hielo al interior del núcleo del glaciar y del espesor de la cobertura detrítica superficial.

### 4.6. Cambio climático

Existe evidencia que el escenario actual de cambio climático antropogénico ha acelerado el retroceso de los glaciares a nivel global (Braun et al., 2019; Dussailant et al., 2019; Hugonnet et al., 2021; Zemp et al., 2015) y la cordillera de Chile central no es la excepción. Se ha identificado un retroceso significativo de la superficie de glaciares descubiertos (Rivera et al., 2002; Bown et al., 2008; Malmros et al., 2016) y una pérdida generalizada de masa en glaciares (Fariás-Barahona, 2020; Fariás-Barahona et al., 2019, 2020; Masiokas et al., 2016). Solo entre los años 2000 y 2018, se estima que dicha pérdida habría contribuido a un aumento en 0,03 mm del nivel del mar (Dussailant et al., 2019).

Los glaciares de Chile central continuarán disminuyendo su masa (espesor, área y volumen) bajo condiciones atmosféricas más cálidas (Ragetti et al., 2016; Ayala et al., 2020). En particular, los glaciares descubiertos seguirán experimentando una reducción progresiva de superficie, principalmente por el retroceso del frente. Se proyecta el particionamiento en cuerpos de menor tamaño. Glaciares cubiertos y rocosos lo harán a menor tasa que los glaciares descubiertos y aumentará tanto la extensión como el espesor de la capa de detritos.

La contribución hídrica de los glaciares aumenta sostenidamente en un escenario actual de cambio climático hasta alcanzar un valor umbral. Posteriormente experimentan una reducción debido a la disminución de superficie y volumen (Collins, 2008). Los glaciares más pequeños sufren una reducción más rápida de sus aportes, mientras que los glaciares de mayor superficie aportan más agua por un periodo más extenso antes de comenzar a disminuir sus caudales.





Se espera que los glaciares ajusten la altura de su línea de equilibrio de acuerdo a las nuevas condiciones climatológicas, restringiéndose a cotas más altas. En algunos casos, se perderá el efecto de regulación estacional y multianual asociado a los glaciares una vez que estos se extingan.

Existe una probabilidad de aumento de peligro por inestabilidad debido al cambio de régimen térmico del glaciar. Los glaciares de Yerba Loca son politérmicos con una base de hielo frío que se encuentra adherida al basamento rocoso sobre los 4.400 m s.n.m. La estabilidad mecánica del glaciar podría verse reducida al temperarse la base de la fracción de hielo frío, volviendo los glaciares más propensos a desencadenar fenómenos de remoción en masa como avalanchas de hielo (Pralong y Funk, 2006; Shugar et al., 2021) y colapsos, o deslizamientos catastróficos, de glaciares (Haeberli y Whiteman, 2014; Käab et al., 2020).

## 5. CONCLUSIÓN

Las medidas de adaptación de cambio climático en Chile central deben enfocarse en solucionar la reducción de la disponibilidad de agua en el futuro. Cabe destacar que la principal fuente de agua de la cuenca del Mapocho Alto corresponde al derretimiento de nieve, la cual ha sufrido una dramática reducción durante la mega sequía 2010-2021. El aporte hídrico glaciar es máximo en la mitad del verano y porcentualmente mayor al término del período estival.

De acuerdo al escenario de cambio climático actual, **los glaciares muestran una sostenida reducción de masa, confirmándose una mayor intensidad en la fracción de hielo descubierto.** El balance de masa negativo identificado en el período 2012-2020 se explica por el incremento de temperatura, déficit de precipitaciones y disminución de albedo superficial.

Existe incertidumbre en establecer si el umbral de aporte hídrico ocurrió en el pasado o si ocurrirá en el futuro. **Existe una alta probabilidad de que el año hidrológico 2019-2020, el más seco en los últimos 50 años, se aproxime a la contribución hídrica máxima.** Por tanto, se recomienda continuar con el monitoreo del balance de masa de los glaciares con el objeto de verificar si en el futuro se presenta un año hidrológico aún más desfavorable.

**Los resultados presentados muestran un conjunto de cambios importantes en la geometría, espesor, volumen, albedo superficial, balance de masa y aporte hídrico de los glaciares.** Esta situación se encuentra generalizada a nivel global y responde al cambio climático que posee una indiscutible y sustancial componente antrópica. El sostenido incremento de temperatura y reducción de precipitaciones evidenciados en la última década ha dejado en evidencia la vulnerabilidad de los glaciares de montaña, especialmente en zonas semiáridas como es el caso de los Andes centrales y, en particular, la subcuenca río Mapocho Alto.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a CAPES por la invitación a contribuir en el libro. También agradecen a Anglo American por el constante interés en el entendimiento de los glaciares de Chile central.

## REFERENCIAS

Ayala, Á., Fariás-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., y McPhee, J. (2020). *Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile. 2005–2027.*

Barcaza, G., Nussbaumer, S. U., Tapia, G., Valdés, J., García, J. L., Videla, Y., Albornoz, A y Arias, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*, 58(75), 166–180. <https://doi.org/10.1017/aog.2017.28>

Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., y Chevallier, P. (2007). Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment*, 108(3), 327–338. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.11.017>

Bown, F., Rivera, A., y Acuña, C. (2008). Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 48(1), 43–48. <https://doi.org/10.3189/172756408784700572>

Braun, A. M. H., Malz, P., Sommer, C., y Barahona, D. F. (2019). *Constraining glacier elevation and mass changes in South America. Region 03, 7–9.* <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7>

Collins, D. N. (2008). Climatic warming, glacier recession and runoff from Alpine basins after the Little Ice Age maximum. *Annals of Glaciology*, 48, 119–124. <https://doi.org/10.3189/172756408784700761>

DGA (2019). *Inventario Público de Glaciares. Información solicitada por Ley de Transparencia, 16 de febrero de 2019.* Unidad de Glaciología y Nieves, Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile.

Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., y Ruiz, L. (2019). Two decades of glacier mass loss along the

Andes. *Nature Geoscience*, September, 1–7. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>

Fariás-Barahona, D., Wilson, R., Bravo, C., Vivero, S., Caro, A., Shaw, T., Gino, C., Ayala, A., Mejías, A., Harrison, S., Glasser, N. F., McPhee, J., Wünderlich, O., y Braun, M. (2020). A near 90-year record of the evolution of El Morado Glacier and its proglacial lake, Central Chilean Andes. *Journal of Glaciology*, 66(259), 846–860. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.52>

Fariás-Barahona, D., Ayala, Á., Bravo, C., Vivero, S., Seehaus, T., Vijay, S., Schaefer, M., Buglio, F., Casassa, G., y Braun, M. H. (2020). 60 years of glacier elevation and mass changes in the Maipo River Basin, central Andes of Chile. *Remote Sensing*, 12(10). <https://doi.org/10.3390/rs12101658>

Fariás-Barahona, D., Vivero, S., Casassa, G., Schaefer, M., Burger, F., Seehaus, T., Iribarren-Anaconda, P., Escobar, F., Braun, M., Fariás-Barahona, D., Vivero, S., Casassa, G., Schaefer, M., Burger, F., Seehaus, T., Iribarren-Anaconda, P., Escobar, F., y Braun, M. H. (2019). Geodetic Mass Balances and Area Changes of Echaurren Norte Glacier (Central Andes, Chile) between 1955 and 2015. *Remote Sensing*, 11(3), 260. <https://doi.org/10.3390/rs11030260>

Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., y Veloso-Aguila, D. (2019). The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, 40(1), 421–439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>

Haeberli, W., y Whiteman, C. (2014). Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*. <https://doi.org/10.1016/C2011-0-07024-2>

Hugonnet, R., McNabb, R., Berthier, E., Menounos, B., Nuth, C., Girod, L., Farinotti, D., Huss, M., Dussaillant, I., Brun, F., y Käab, A. (2021). Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*, 592(April). <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>

Käab, A., Jacquemart, M., Gilbert, A., Leinss, S., Girod, L., y Huggel, C. (2020). *Sudden large-volume detachments of low-angle mountain glaciers – more frequent than thought?* *The Cryosphere*, 15(4), 1751–178.

Liang, S., Shuey, C. J., Russ, A. L., Fang, H., Chen, M., Walthall, C. L., Daughtry, C. S. T., y Hunt, R. (2000). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: I. Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 84(1), 25–41. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00068-8](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00068-8)

Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., Yde, J. C., y Fensholt, R. (2016). Glacier area changes in the central Chilean and Argentinean Andes 1955–2013/14. *Journal of Glaciology*, 62(232), 391–401. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.43>

Malz, P., Meier, W., Casassa, G., Jaña, R., Skvarca, P., y Braun, M. (2018). Elevation and Mass Changes of the Southern Patagonia Icefield Derived from TanDEM-X and SRTM Data. *Remote Sensing*, 10(2), 188. <https://doi.org/10.3390/rs10020188>

Masiokas, M. H., Christie, D. A., Le Quesne, C., Pitte, P., Ruiz, L., Villalba, R., Luckman, B. H., Berthier, E., Nussbaumer, S. U., González-Reyes, Á., McPhee, J., y Barcaza, G. (2016). Reconstructing the annual mass balance of the Echaurren Norte glacier (Central Andes, 33.5° S) using local and regional hydroclimatic data. *Cryosphere*, 10(2), 927–940. <https://doi.org/10.5194/tc-10-927-2016>

Pralong, A., y Funk, M. (2006). On the instability of avalanching glaciers. *Journal of Glaciology*, 52(176), 31–48. <https://doi.org/10.3189/172756506781828980>

Ragetti, S., Immerzeel, W. W., y Pellicciotti, F. (2016). Contrasting climate change impact on river flows from high-altitude catchments in the Himalayan and Andes Mountains. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113(33), 9222–9227. <https://doi.org/10.1073/pnas.1606526113>

Rivera, A., Acuna, C., Casassa, G., y Bown, F. (2002). Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level

rise. *Annals of Glaciology*, 34, 367–372. <https://doi.org/10.3189/172756402781817734>

Shaw, T. E., Ulloa, G., Fariás-Barahona, D., Fernández, R., Lattus, J. M., y McPhee, J. (2021). Glacier albedo reduction and drought effects in the extratropical Andes, 1986–2020. *Journal of Glaciology*, 67(261), 158–169. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.102>

Shugar, D. H., Jacquemart, M., Shean, D., Bhushan, S., Upadhyay, K., Sattar, A., Schwanghart, W., McBride, S., de Vries, M. V. W., Mergili, M., Emmer, A., Deschamps-Berger, C., McDonnell, M., Bhambri, R., Allen, S., Berthier, E., Carrivick, J. L., Clague, J. J., Dokukin, M., ... Westoby, M. J. (2021). A massive rock and ice avalanche caused the 2021 disaster at Chamoli, Indian Himalaya. *Science*, 306(July), eabh4455. <https://doi.org/10.1126/science.abh4455>

Teillet, P. M., Guindon, B., y Goodenough, D. G. (1982). On the slope-aspect correction of multispectral scanner data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 8(2), 84–106. <https://doi.org/10.1080/07038992.1982.10855028>

Wang, Z., Erb, A. M., Schaaf, C. B., Sun, Q., Liu, Y., Yang, Y., Shuai, Y., Casey, K. A., y Román, M. O. (2016). Early spring post-fire snow albedo dynamics in high latitude boreal forests using Landsat-8 OLI data. *Remote Sensing of Environment*, 185, 71–83. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.059>

Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S. U., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrøm, A. P., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L. N., Cáceres, B. E., Casassa, G., Cobos, G., Dávila, L. R., Delgado Granados, H., Demuth, M. N., ... Vincent, C. (2015). Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61(228), 745–762. <https://doi.org/10.3189/2015JoG15J017>

## GLOSARIO

**Cauce supraglacial:** cauce de agua originada por fusión de hielo, nieve o neviza y que fluye en la superficie de un glaciar.

**Rampa protalus:** depósitos de nieve, roca y/o hielo al pie de campos de nieve en laderas empinadas. Se suelen originar al ser sepultados por escombros rocosos, los que con su reptación empujan y comprimen el material en su base y en sus frentes.

**Zona de ablación:** zona del glaciar con balance de masa anual negativo, donde la pérdida de masa, por fenómenos de fusión y sublimación, supera la acumulación anual de nieve. Por lo general, se encuentra en las partes bajas del glaciar.

**Zona de acumulación:** zona donde el glaciar gana masa, balance de masa anual positivo, principalmente por la acumulación por precipitación nival y de avalanchas de nieve, y que logra subsistir al término de la temporada veraniega. Se suele encontrar en las partes altas del glaciar.