



Universidad de Concepción  
Dirección de Postgrado  
Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía  
Magíster en Análisis Geográfico

**BALANCE DE MASA GEODÉSISO Y MORFOLOGÍA  
SUPERFICIAL.  
GLACIAR UNIVERSIDAD  
2011-2022**

Trabajo final de Magíster

Juan Ignacio Varas Bernales  
Concepción – Chile  
2023

Profesor guía  
Alfonso Fernández, Ph.D.  
Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía

# Índice

Resumen .....	6
Abstract .....	7
Introducción .....	8
2. Marco Conceptual .....	10
3 Área de Estudio .....	21
4 Objetivos .....	24
5.- Metodología .....	25
5.1 Adquisición de los modelos digitales de elevación (MDE) .....	25
5.2 Estandarización MDE .....	27
5.3 Co-registro y cálculo de precisión de los MDE utilizados .....	30
5.5 Balance de masa geodésico .....	32
5.6 Relación morfología superficial y balance de masa .....	32
Resultados .....	35
Co-registro de Modelos digitales de elevación.....	35
Balance de Masa Geodésico .....	36
Relación entre el cambio de elevación superficial y la elevación.....	38
Morfología superficial y balance de masa .....	49
Evolución de las zonas morfológicas durante el período de análisis .....	52
Discusión.....	63
Conclusiones.....	67
Bibliografía.....	69

# ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: FORMACIÓN DEL HIELO GLACIAL.....	10
FIGURA 2: EJEMPLO DE UN GLACIAR DE VALLE EN LOS ANDES CENTRALES DE CHILE.....	11
FIGURA 3: MECANISMOS BÁSICOS DE FORMACIÓN DE GRIETAS. ....	14
FIGURA 4: MECANISMOS BÁSICOS DE FORMACIÓN DE GRIETAS. ....	<b>¡ERROR! MARCADOR NO DEFINIDO.</b>
FIGURA 5: DIAGRAMA DE BALANCE DE MASA ANUAL O NETO .....	17
FIGURA 6: MAPA DE UBICACIÓN DEL GLACIAR UNIVERSIDAD.....	23
FIGURA 7: DISTRIBUCIÓN DE LOS PUNTOS DE CONTROL UTILIZADOS PARA GENERAR EL MDE 2022.....	26
FIGURA 8: CONTORNOS DE ANÁLISIS ESPECÍFICOS PARA CADA PERIODO. ....	29
FIGURA 9: PERFIL VERTICAL DEL CAMBIO DE ELEVACIÓN SUPERFICIAL OBSERVADO ( $\Delta H$ ).....	37
FIGURA 10: COMPORTAMIENTO DEL TEST DE RESIDUOS EN FUNCIÓN DE LA ELEVACIÓN.....	41
FIGURA 11: COMPORTAMIENTO DEL COEFICIENTE $R^2$ SEGÚN LA ELEVACIÓN.....	43
FIGURA 12: : DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL BALANCE DE MASA GEODÉSICO DEL GLACIAR UNIVERSIDAD. ....	47
FIGURA 13: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL BALANCE DE MASA GEODÉSICO EN LA LENGUA PRINCIPAL DEL GLACIAR UNIVERSIDAD. ....	48
FIGURA 14: ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA GLACIAR UNIVERSIDAD.....	49
FIGURA 15: CARTOGRAFÍAS DE LA MORFOLOGÍA SUPERFICIAL DE LA LENGUA NORESTE.....	51
FIGURA 16: GEOMORFOLOGÍA SUPERFICIAL DE LA LENGUA PRINCIPAL AÑO 2022.....	52
FIGURA 17: VARIACIONES DE LA POSICIÓN FRENTE DE LA LENGUA PRINCIPAL .....	62

## ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1: FUENTES DE DATOS ALTIMÉTRICOS UTILIZADOS EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	28
TABLA 2: FUENTES DE DATOS SATELITALES UTILIZADOS PARA CONSTRUIR EL CONTORNO DE ANÁLISIS. ....	29
TABLA 3: IMÁGENES UTILIZADAS PARA LAS CARTOGRAFÍAS DE MORFOLOGÍA SUPERFICIAL E IDENTIFICACIÓN DE ZONAS ESTABLES.....	30
TABLA 4: CLASIFICACIÓN MORFOLÓGICA .....	34
TABLA 5: RESULTADOS DEL CO-REGISTRO APLICADO A LOS MODELOS 2011, 2015 Y 2022 RESPECTO AL MDE DE REFERENCIA.....	35
TABLA 6: CAMBIOS DE ELEVACIÓN SUPERFICIAL MEDIO, TASA DE ADELGAZAMIENTO ANUAL Y BALANCE DE MASA. ....	36
TABLA 7: TEST DE RESIDUOS PARA $\Delta H$ VERSUS ELEVACIÓN EN LOS PERIODOS DE TIEMPO ESTUDIADOS. ....	41
TABLA 8: VALORES DEL COEFICIENTE R <sup>2</sup> POR BANDA ALTITUDINAL.....	44
TABLA 9: ALTURAS PROMEDIO DE DIFERENTES CATEGORÍAS DE MORFOLOGÍA EN LA ZONA MORFOLÓGICA 1 .	53
TABLA 10: CAMBIOS DE ELEVACIÓN SUPERFICIAL SEGÚN MORFOLOGÍA SUPERFICIAL ZONA MORFOLÓGICA 1.	54
TABLA 11: CAMBIOS DE ELEVACIÓN SUPERFICIAL SEGÚN MORFOLOGÍA SUPERFICIAL ZONA MORFOLÓGICA 2.	57
TABLA 12: CAMBIOS DE ELEVACIÓN SUPERFICIAL SEGÚN MORFOLOGÍA SUPERFICIAL ZONA MORFOLÓGICA 2.	58
TABLA 13: CAMBIOS DE ELEVACIÓN SUPERFICIAL SEGÚN MORFOLOGÍA SUPERFICIAL ZONA MORFOLÓGICA 3.	59
TABLA 14: CAMBIOS DE ELEVACIÓN SUPERFICIAL SEGÚN MORFOLOGÍA SUPERFICIAL ZONA MORFOLÓGICA 3.	61
TABLA 15: DISTANCIAS DEL RETROCESO DEL FRENTE DEL GLACIAR UNIVERSIDAD .....	62
TABLA 16: COMPARACIÓN DE TASAS DE CAMBIOS DE ELEVACIÓN OBTENIDAS POR VARIOS AUTORES .....	65

# Agradecimientos

Quiero expresar un sincero agradecimiento por su valiosa contribución a esta investigación científica al Proyecto FONDECYT 1201429, especialmente al profesor Alfonso Fernández. A Christophe Kinnard y a los miembros de GlacioLab Charlotte Marquis y Laurent Lessard por su apoyo y amistad en Trois-Rivieres. Además, este reconocimiento se extiende a los docentes del departamento de Geografía de la Universidad de Concepción por su apoyo constante.

Gracias a todos, su apoyo ha sido invaluable en el éxito de esta investigación.

A.M.D.G

## Resumen

Se presentan los resultados de este estudio realizado en el glaciar Universidad, en los Andes centrales de Chile  $34^{\circ}40'S - 70^{\circ}20'W$ . En donde se calculó la tasa de adelgazamiento anual entre los años: 2011-2013, 2013-2015, 2011-2015, 2011-2022 y 2015-2022. Para lograr esto, se midieron los cambios de elevación superficial en base a la sustracción de modelos digitales de elevación (MDE) de alto detalle. Los modelos 2011, 2013 y 2015 fueron creados a partir de LiDAR ALS y el correspondiente al 2022 a partir de vuelos UAV. Estos modelos fueron normalizados con un datum de referencia vertical y horizontal en común. Posteriormente se aplicó una corrección geométrica, utilizando el método de co-registro Nuth y Kääb el cual corrige errores horizontales y verticales de los MDE's ajustándolos a uno referencial, en este estudio fue el MDE 2013. Obteniendo precisiones  $\pm 3.55$  metros para el 2011,  $\pm 0.94$  metros en el 2015 y  $\pm 0.40$  metros en 2022. Posteriormente se calculó la diferencia de elevación superficial y tasa de adelgazamiento, en el periodo completo 2011-2022, se obtuvo una tasa de adelgazamiento de  $-7.63 \pm 0.06 \text{ ma}^{-1}$  sobre la lengua principal del glaciar Universidad. Posteriormente, con un test de residuos se midió el comportamiento de los cambios de elevación superficial en función de la elevación, encontrando que existe un gradiente altitudinal positivo en las tasas de cambio. Por último, se midió el comportamiento espacial de las tasas de adelgazamiento en relación a la morfología superficial encontrando que, en las zonas más bajas del glaciar el gradiente altitudinal es menos influyente en las tasas de adelgazamiento superficial que la morfología superficial.

# Abstract

The results of this study carried out on Glacier Universidad, in the Central Andes of Chile ( $34^{\circ}40'S - 70^{\circ}20'W$ ), are presented. Annual thinning rates were calculated for the periods of 2011-2013, 2013-2015, 2011-2015, 2011-2022, and 2015-2022. To achieve this, changes in surface elevation were measured based on the subtraction of high-detail digital elevation models (DEMs). The 2011, 2013, and 2015 models were created using LiDAR ALS, while the 2022 model was obtained from UAV flights. These models were normalized to a common vertical and horizontal reference datum. Subsequently, a geometric correction was applied using the Nuth and Kääb co-registration method, which corrects horizontal and vertical errors of the DEMs by adjusting them to a reference DEM, which in this study was the 2013 DEM. Precisions of  $\pm 3.55$  meters for 2011,  $\pm 0.94$  meters for 2015, and  $\pm 0.40$  meters for 2022 were obtained. The difference in surface elevation and thinning rate were then calculated for the entire period of 2011-2022, yielding a thinning rate of  $-7.63 \pm 0.06$   $\text{ma}^{-1}$  on the main tongue of Glacier Universidad. Additionally, a residual test was performed to measure the behavior of surface elevation changes as a function of elevation, revealing a positive altitudinal gradient in the rates of change. Finally, the spatial behavior of thinning rates in relation to surface morphology was measured, indicating that in the lower areas of the glacier, the altitudinal gradient is less influential in surface thinning rates than surface morphology.

# Introducción

A consecuencia del calentamiento global, el suministro mundial de agua experimentará una disminución (Ohmura et al., 2007). A nivel mundial se ha detectado una disminución de las precipitaciones, lo cual limita los caudales y los volúmenes de agua en ríos y lagos. A consecuencia de esto, el abastecimiento de agua disminuye drásticamente, especialmente en estaciones secas (Masiokas et al., 2020). En este contexto, la importancia del aporte hídrico de las nieves y glaciares toman mayor relevancia ya que mantienen una continuidad en el abastecimiento de agua en estas épocas (Mark et al., 2015). En zonas montañosas y en sus paisajes adyacentes el aporte hídrico proveniente del deshielo permite el desarrollo de actividades socioeconómicas críticas, tales como agricultura, turismo, minería e hidroelectricidad (Clason et al., 2023). En función de esto y ante el aumento de las temperaturas, las nieves y los glaciares desempeñan un rol crucial mitigando los cambios en los patrones hidro-meteorológicos de las cuencas hidrográficas (Immerzeel et al., 2020).

En Chile, los estudios sobre las variaciones volumétricas en nieves y glaciares han aumentado a consecuencia de la mayor disponibilidad de datos (Farías-Barahona, Ayala, et al., 2020; Telling et al., 2017). Estos datos provienen de diversas fuentes: servicios públicos que proveen datos hidrometeorológicos (Dirección Meteorológica de Chile DMC, Dirección General de Aguas), repositorios globales de imágenes de satélite (ej. Landsat, MODIS, Sentinel y Aster) información fisiográfica y morfotopográfica (Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) y modelos de elevación digital (SRTM, ASTER GDEM, TanDEM-X DEM, etc.), entre otros, son una muestra del incremento numeroso en la disponibilidad de información (Condom et al., 2020). El análisis de la criósfera usando varios de estos datos, muestra una tendencia general al retroceso, que particularmente en los Andes Centrales de Chile (30°S–70°S) durante la última década coincide con la megasequía, que repercute en la disponibilidad de agua (R. D. Garreaud et al., 2017). Los glaciares de esta zona han experimentado balances de masa negativos, como, por ejemplo, en la cuenca del río Maipo (33°S, 70°W), el balance fue de  $-0.13 \pm 0.05 \text{ ma}^{-1}$  y  $-0.18 \pm 0.08 \text{ ma}^{-1}$  (Farías-Barahona, Ayala, et al., 2020), mientras que, en el glaciar Universidad, Kinnard et al. (2018) ores determinaron  $-2.53 \pm 0.57 \text{ m.eq.a}^{-1}$  entre 2013 y 2014. Sin embargo, estos resultados aún no son lo suficientemente representativos, ya que en general reportan corto periodos (Farías-Barahona, Sommer, et al., 2020; Mark et al., 2015; Masiokas et al., 2020).

Las cuencas, aguas debajo de los glaciares en los Andes centrales de Chile, se caracterizan por tener una alta dependencia del aporte hídrico proveniente de las montañas (Farías-Barahona, Sommer, et al., 2020; Masiokas et al., 2020). En esta región, la precipitación invernal es producida por la interacción entre sistemas frontales y la orografía, mientras que, en verano la disponibilidad de agua depende del almacenamiento en los glaciares, de la fusión de nieve y de pequeños sistemas convectivos provenientes de Argentina (Garreaud, 2013; Kinnard et al., 2018). (Bravo et al., 2017), el agua de fusión proveniente del glaciar Universidad contribuye sobre el 20% del flujo total de la cuenca del río Tinguiririca.

Prospectivamente, esta dependencia podría crecer frente al aumento de la temperatura en la región y el incremento del balance de masa negativo calculado entre los años 2012-2014. La importancia

del agua es vital para el riego agrícola, industrias, minería, generación de hidroelectricidad y turismo (Bravo et al., 2017; Podgórski et al., 2019).

El tamaño y extensión de los glaciares ofrecen condiciones ambientales desafiantes, que restringen la recolección de datos en terreno debido a la peligrosidad de estos entornos. El método directo de medición de balance de masa consiste en la instalación de estacas georreferenciadas sobre la superficie del hielo (Farías-Barahona, Ayala, et al., 2020). Pero, esta técnica entrega información puntual que solo cubre una fracción mínima de la superficie total del glaciar. Actualmente, el sensoramiento remoto es una técnica ampliamente utilizada para la obtención de información gracias a su mayor cobertura, particularmente en áreas de difícil acceso. El balance de masa geodésico y consiste en la sustracción de elevaciones superficiales de un glaciar entre dos fechas (Wang & Kääb, 2015). Las elevaciones se pueden obtener utilizando diferentes fuentes, como son la aerofotogrametría, la estereocorrelación de imágenes satelitales y radar de apertura sintética (Kääb et al., 2016). Este método es ventajoso comparado con el método directo, porque abarca mayor superficie de medición. Numerosos estudios han demostrado las bondades del sensoramiento remoto para la estimación de balance de masa, proveyendo información detallada pero que cubre zonas amplias, permitiendo el desarrollo análisis espaciales y temporales, la determinación de tendencias regionales así como situaciones anómalas (ej. ANIYA et al., 2007; Azzoni et al., 2017; Bhardwaj et al., 2015; Foroutan et al., 2019; Kääb et al., 2016; Kinnard et al., 2020; Podgórski et al., 2019; Veetil et al., 2018; Zemp et al., 2019).

No obstante, a pesar de los numerosos beneficios que ofrece la aplicación de esta tecnología no está exenta de limitaciones importantes que se deben considerar. Entre ellas se encuentran las características topográficas del área de estudio, como la inaccesibilidad debido a la alta ondulación del terreno y la presencia de una gruesa capa de escombros. Además, se han observado otras limitaciones, como la baja resolución espacial de los datos recopilados, lo que puede afectar la precisión de los resultados obtenidos. Asimismo, existen posibles datos anómalos en la altimetría, lo que implica que algunas mediciones pueden ser inexactas o incoherentes. Por último, la discontinuidad de datos también puede ser un problema, ya que la falta de información completa o la ausencia de datos en determinadas áreas pueden dificultar el análisis y la interpretación adecuada. Estas limitaciones han sido discutidas en estudios anteriores (Bhardwaj et al., 2016; Lamsters et al., 2019), lo que destaca la importancia de considerar estos factores al utilizar esta tecnología en contextos con características topográficas y condiciones similares

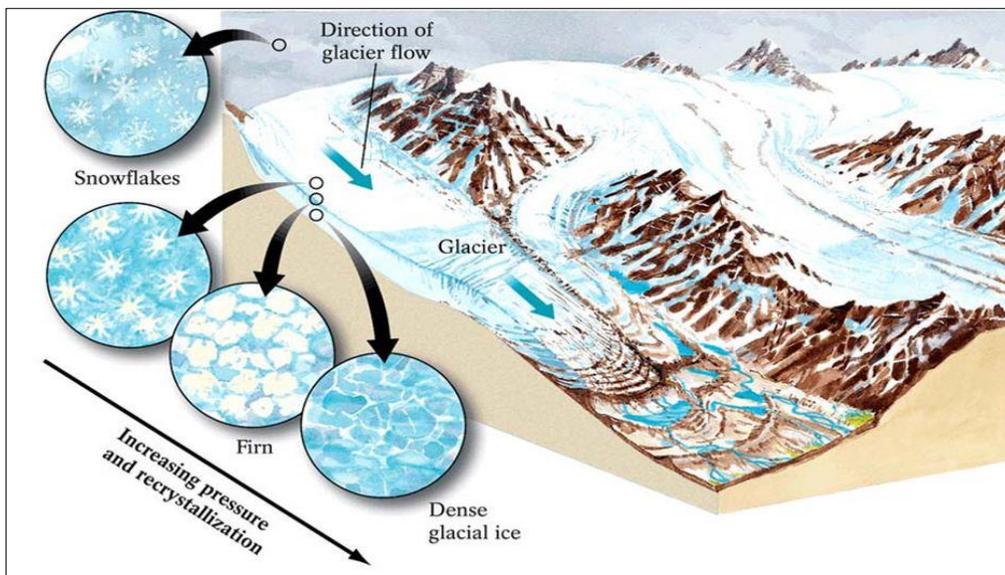
En el presente trabajo, se reportan los resultados del estudio del balance de masa geodésico detallado del glaciar Universidad, para el período 2011-2022. Se utilizaron modelos digitales de elevación de alto detalle para analizar la distribución espacial del cambio de espesor y su relación con la elevación. Se aplicaron correcciones geométricas utilizando el método Nuth y Kääb, lo que permitió una precisión en la medición del cambio de espesor del glaciar. Además, se estimó la influencia que tiene la morfología superficial en la tasa de adelgazamiento anual. Los resultados sugieren que el adelgazamiento del glaciar tiene un gradiente altitudinal y que la morfología superficial del glaciar tiene un efecto significativo en la tasa de adelgazamiento en la lengua principal.

## 2. Marco Conceptual

### Glaciar

Un glaciar es un cuerpo persistente de hielo denso el cual mantiene movimiento por efecto de la gravedad, contenido por la topografía del entorno; este factor y la pendiente condicionan la dinámica del glaciar. Este cuerpo se forma por la acumulación de nieve en un periodo de tiempo (Figura 1) y es compensado por la ablación a menores elevaciones. El comportamiento de la fusión del hielo glacial depende de la cantidad de energía acumulada, que lleva a la superficie a la temperatura de fusión. La fuente más grande de energía corresponde a la radiación solar entrante, cuya absorción es regulada por el albedo. Este corresponde a la medida de la reflectividad de la radiación solar en la superficie, y puede variar entre 0 y 1, con 0 correspondiendo a la máxima absorción de la energía el albedo en el hielo depende del grado de cobertura de escombros de su superficie, orientación, ángulo incidencia solar estacionalidad, etc (Vincent et al., 2018).

Figura 1: Formación del hielo Glacial



## Glaciar de Valle

Cuando el hielo glacial es conducido desde un campo de hielo o un circo por gravedad hacia un valle este flujo forma un glaciar de valle (Figura 2). Estos glaciares pueden estar compuestos por un solo flujo o varios que tributan en uno principal similar a una red fluvial. Como los ríos, los glaciares de valle pueden ser jerarquizados según la posición que tengan en la cuenca glacial. La dirección y la forma de estos cuerpos dependen de la litología y estructura de la roca subyacente. Las pendientes que existen bajo el glaciar a menudo son fuertes y las bandas altitudinales pueden ser muy grandes. El rasgo más distintivo de los glaciares de valle es la presencia de laderas de hielo limpio en la superficie. Estas laderas cumplen un rol como fuentes de nieve de avalanchas y generación de hielo glacial, además son cubiertas por detritos y escombros provenientes de las paredes de roca adyacentes (Benn & Evans, 2013).

Figura 2: El glaciar Universidad es un glaciar de valle en los Andes centrales de Chile.



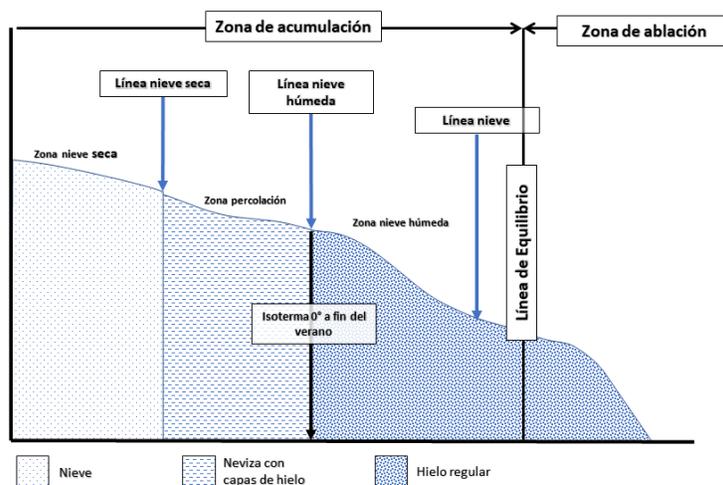
Fuente : Christophe Kinnard

En las Figuras 2 se observa un glaciar de valle típico. En este caso, el glaciar posee dos flujos de hielo que descienden desde los circos y se unen en la zona de confluencia formando un flujo principal. Se puede identificar en estos glaciares la presencia de campos de crevasses en zonas de alta pendiente y constricción mecánica. Además, se puede observar la presencia de bandas longitudinales de escombros poco clasificados, denominadas morrenas. Y por último se reconocen bandas transversales, de forma semilunar llamadas ojivas. Estas bandas se alternan entre ojivas claras y oscuras y el sentido de su concavidad indica la dirección del flujo de hielo (Benn & Evans, 2013).

## 2.3 Zonificación Teórica

Un glaciar se divide en dos zonas principales a lo largo de su extensión vertical, una es la “Zona de acumulación”, donde se produce la ganancia neta de masa dentro de un año hidrológico y la otra es la “Zona de ablación” que se caracteriza por la pérdida de masa al final de ese periodo (Figura 3). En la primera de ellas comienza desde el límite superior del glaciar hasta la línea de equilibrio altitudinal o línea de equilibrio (ELA), la cual representa los puntos del glaciar donde el balance de masa es “cero” debido a que los procesos de acumulación y ablación se igualan. En la zona de ablación se desarrolla desde la línea de equilibrio hasta el frente del glaciar. En glaciares de latitudes medias, la línea de equilibrio frecuentemente se encuentra cercana a la línea de nieve al final del verano. En glaciares donde la acumulación interna es mínima, la línea de equilibrio corresponde a la línea media de nieve anual (Cuffey & Paterson, 2010). En la Figura 3, se describen las subzonas en función de los procesos de transformación de la nieve. En la zona de nieve seca, la fusión es inexistente y su límite se denomina línea de nieve seca. La zona de percolación presenta fusión parcial de la nieve y el agua puede percolar en la nieve a cierta profundidad antes de volver a congelarse formando una capa de hielo. Por último, en la zona de nieve húmeda, debido a la disminución de la altitud y el aumento de la temperatura, el agua de fusión atraviesa por completo la capa de nieve. Como resultado, cesa la congelación y el agua derretida se acumula en la nieve o escurre como escorrentía superficial.

Figura 3: Zonificación teórica de un glaciar



Fuente: Elaboración propia modificado de Cuffey & Paterson (2010).

## 2.4 Geomorfología supraglacial

Una de las más importantes características de los glaciares es la capacidad de moverse. El movimiento de un glaciar transfiere hielo desde la zona de acumulación (zona con mayor elevación de un glaciar) hacia zonas donde el hielo se pierde por fusión. Además, los glaciares tienen un rol efectivo en la modelación del paisaje gracias al flujo, transporte de rocas y sedimentos hacia cuencas de depositación desde las partes altas de una cuenca.

La geomorfología supraglacial se refiere a las formas resultantes de la deformación del hielo en la superficie. La deformación del hielo es una respuesta al estrés producido por la reptación o por

fracturas y produce formas distintivas. La reptación ocurre por el movimiento entre cristales de hielo a través de sus planos de debilidad. Por otro lado, las fracturas ocurren cuando las fuerzas de tracción del hielo superan la cohesión interna de los cristales. La forma resultante directamente de este proceso son grietas y estos se pueden desarrollar en tres modos de fractura: Grietas tensionales, grietas deslizantes y desgarre vertical.

### 2.3.1 Formas

#### Morrenas

Las morrenas, son una forma de acumulación en bandas alargadas de detritos y escombros poco clasificados y consolidados. Estos materiales son transportados por el glaciar de forma superficial o interna hasta el frente. Los detritos no quedan distribuidos de forma aleatoria, sino que se organizan en bandas longitudinales que indican el origen permanente del material y la línea del flujo del hielo. Las morrenas pueden ser clasificadas en medial, laterales y terminal (Benn & Evans, 2013).

#### Morrena medial

En la zona de ablación, los detritos transportados desde el "*debris septum*" se acumulan en la superficie del glaciar formando morrenas mediales. Esta forma superficial entrega información sobre el movimiento del glaciar y los detritos. Sin embargo, la observación de la morrena medial puede entregar información errónea sobre la cantidad de escombros transportados, dado que, los escombros en la superficie se encuentran más concentrados y dispersos lateralmente que dentro del glaciar, consecuencia de la redistribución gravitacional de los escombros relacionado a la ablación (Benn & Evans, 2013). Las morrenas mediales se pueden clasificar en base a la relación entre el aporte de escombros y su desarrollo morfológico (Benn & Evans, 2013). Se reconocen tres tipos de morrenas mediales: (i) Interacción con el flujo de hielo, es la expresión morrénica superficial e inmediata de la confluencia de flujos de hielo; (ii) dominio ablativo, morrena que emerge como resultado de la fusión del hielo existente entre los detritos; (iii) tipo avalancha, es una morrena transitoria formada por eventos gravitacionales, como desprendimiento de rocas o deslizamientos sobre la superficie del glaciar. En el glaciar Universidad, la morrena medial corresponde al primer tipo.

#### Morrena de interacción con el flujo de hielo

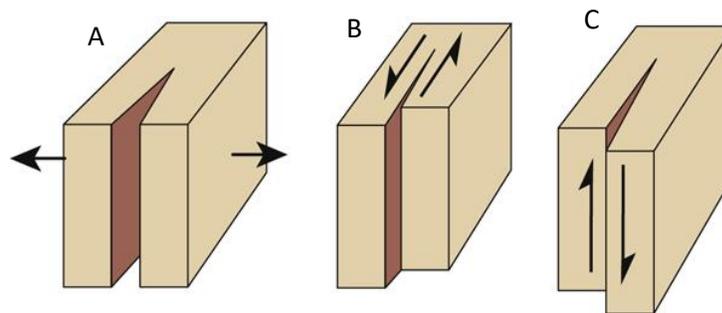
Esta morrena se forma en la confluencia de corrientes de hielo provenientes de glaciares de valle por debajo o cerca de la línea de equilibrio. Esta morrena encuentra su forma superficial en la confluencia, por la unión de las morrenas laterales. Pueden ser solamente superficiales, aunque el suministro de escombros proviene zonas superiores, este se complementa con el aporte provenientes de los detritos expuestos y por fusión del hielo. La morfología de la morrena está influenciada por las características del flujo y por la compresión lateral existente en la confluencia de los flujos de hielo. Este efecto puede contrarrestar la tendencia de los detritos a dispersarse en la superficie (Benn & Evans, 2013). En un glaciar de cuencas compuestas donde existen varias corrientes de hielo pueden formarse varias morrenas mediales debido a las diferencias de velocidad de los flujos tributantes.

#### Grietas

Las grietas que aparecen en la superficie glacial y cuando las fuerzas de tracción superan el umbral de resistencia del hielo provocando una fractura. Las grietas se desarrollan por tres formas básicas (Figura 4):

- I. Fractura por tracción: Esta fractura ocurre como resultado del estrés tensional empuja las paredes de hielo en direcciones opuestas (Figura 4 A).
- II. Fractura por deslizamiento: Ocurre como consecuencia de los esfuerzos cortantes ejercidos y dirigidos de forma paralela al plano de fractura. La fractura se extiende en la misma dirección de los cortantes (Figura 4 B).
- III. Fractura por desgarre: El desgarre presente el mismo proceso que la fractura por deslizamiento (respuesta al esfuerzo cortante), pero en este caso la fractura se extiende en ángulos rectos desde los cortantes (Figura 4 C).

Figura 4: Mecanismos básicos de formación de grietas.

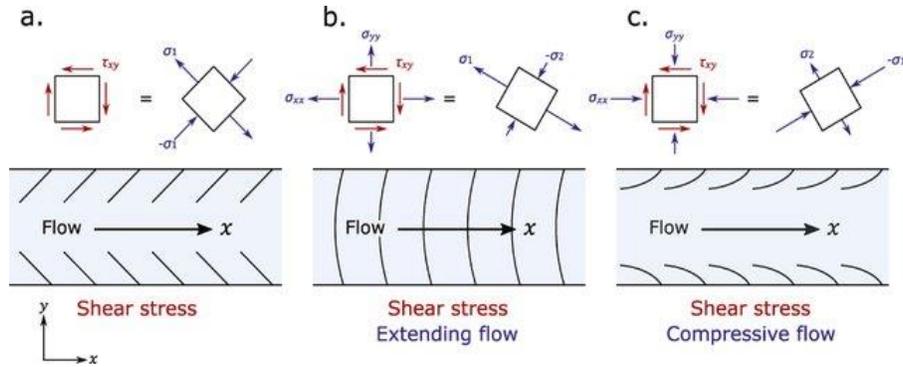


Fuente: (Benn & Evans, 2013)

### Patrones de grietas

Los patrones de grietas muestran las diferentes configuraciones del estrés al que es sometido el hielo (Figura 5). Grietas en Chevron (Figura 5A), se alinean oblicuamente valle arriba, desarrollándose desde los márgenes del glaciar hasta el centro; y es una forma resultante de los esfuerzos cortantes asociados a la fricción con las paredes del valle. Grietas transversales (Figura 5B) se forman en zonas del glaciar donde el esfuerzo cortante es dominante. Cerca del centro de un glaciar de valle, la principal fuente de tensión es la tracción paralela al flujo del glaciar, de este modo las grietas transversales se desarrollan en ángulo recto respecto a la línea de flujo central. Hacia los márgenes, en donde el patrón de grietas está influenciado por la fricción de las paredes del valle, la tensión por fricción provoca una rotación progresiva produciendo una forma cóncava hacia abajo. Cuando la resistencia lateral es despreciable, las grietas pueden extenderse y atravesar completamente el glaciar. Grietas biselados (Figura. 5C), estas grietas se forman cuando los glaciares de valle están sometidos a flujos compresivos. En este caso, las grietas están aproximadamente paralelos a la dirección del flujo y se doblan hacia afuera hasta encontrarse con los márgenes del glaciar en ángulos menores a 45°. Tanto, en el frente o en el lóbulo de piedemonte pueden tener patrones radiales de grietas que se relacionan a la expansión lateral del hielo al perder el confinamiento. Una vez formados, los grietas serán transportados por el flujo de hielo hacia zonas en donde las condiciones de estrés son diferentes a aquellas en donde se formaron.

Figura 5: Vista en planta de los patrones básicos de grietas en un glaciar de valle.



Fuente: Jennings & Hambrey, 2021

### Ojivas

Las ojivas son bandas arqueadas que se alternan entre hielo claro y oscuro que se extienden en la superficie de algunos glaciares bajo cascadas de hielo (Cuffey & Paterson, 2010). Estas formas son convexas en sentido del flujo de hielo y la curvatura se incrementa en cada banda sucesiva, como resultado de la mayor velocidad en el centro del glaciar comparada con los márgenes (Figura 6). El mecanismo de formación de ojivas es consecuencia del paso del flujo glacial a través de cascadas de hielo y además es la expresión superficial de la topografía subglacial. Cuando el flujo atraviesa la cascada en verano es sometido a una alta ablación y tiende a acumular e integrar en el hielo polvo por deflación y detritos. En la base de la cascada, el hielo descargado en el verano está formado por bandas de hielo oscuro. Por el contrario, el hielo que pasa por esta zona en invierno acumula nieve y comienza a generar hielo limpio. Según esto, cada par de ojivas claras y oscuras representan un año de movimiento del hielo aproximadamente (Benn & Evans, 2013).

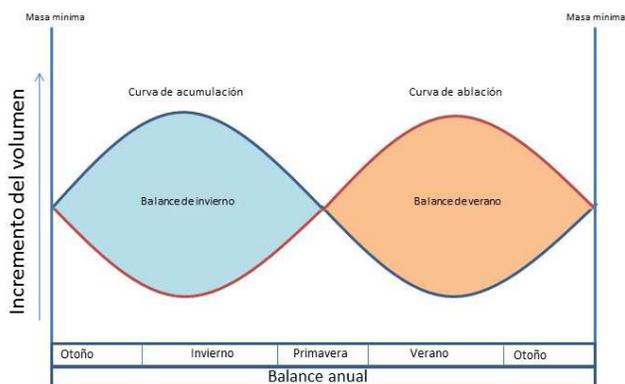
Figura 6: Ojivas sobre el glaciar Saskatchewan, Canadá.



## 2.1 Balance de Masa

El balance de masa se refiere a la variación de masa total o parcial de un glaciar durante un período de tiempo específico (Benn & Evans, 2013). Representa el equilibrio entre la acumulación (acumulación de nieve y hielo) y la ablación (derretimiento y pérdida de hielo) en un año. En la Figura 7, se presentan los valores totales de ablación y acumulación durante un año, lo que demuestra el balance de masa anual en un glaciar de latitudes medias. Durante el invierno, el balance es positivo, lo que indica una mayor acumulación que ablación, mientras que en verano es negativo, con mayor ablación que acumulación. Cuando el balance de masa se iguala a cero, se alcanza una condición de equilibrio, lo que implica que la acumulación es igual a la ablación.

Figura 7: Esquema de balance de masa durante un año en un glaciar de latitudes medias



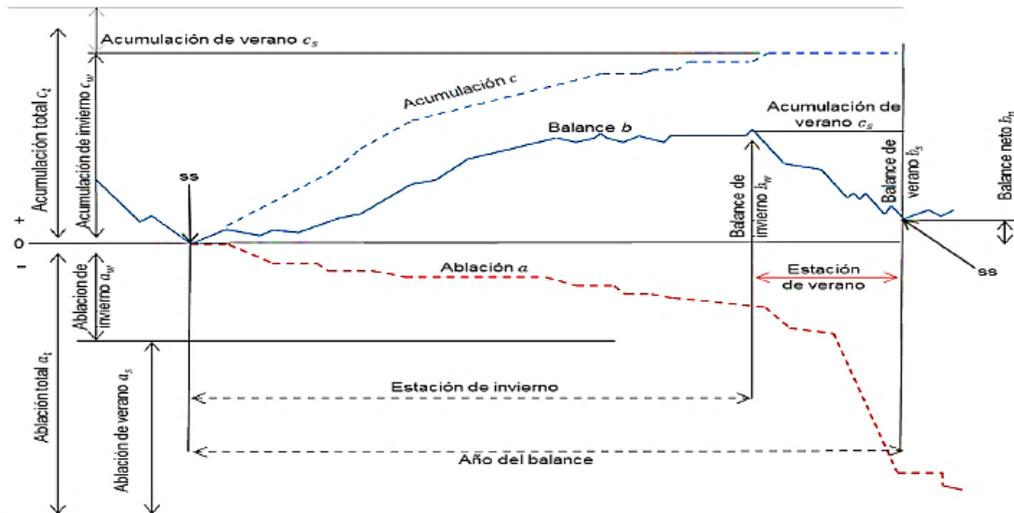
Fuente: Elaboración propia modificado de Bennett, M. & Glasser, N. (2009)

La acumulación incluye a todos los procesos en donde el agua en estado sólido se agrega a la masa total del glaciar. Normalmente corresponde a nieve que lentamente se va transformado en hielo glacial. En algunos lugares, como en los Alpes, la transformación toma alrededor de una década (Benn & Evans, 2013). Otros procesos de acumulación son las avalanchas, formación de escarcha y congelamiento de lluvia dentro de la capa de nieve. La acumulación generalmente toma lugar en la zona más alta de la superficie del glaciar.

La ablación es el fenómeno contrario a la acumulación e incluye a los procesos en donde el hielo, la nieve o la neviza se fusionan o subliman. Otras formas de pérdida de masa son escorrentía supraglacial, evaporación, remoción de la nieve por acción del viento u otro fenómeno, y el desprendimiento de témpanos o calving. La ablación toma lugar en la superficie del glaciar a excepción del calving que ocurre en lagunas supraglaciales y en los bordes. La nieve y el hielo que se fusionan en la superficie y que se vuelven a congelar, no se considera parte de la ablación (Benn & Evans, 2013).

En los glaciares de latitudes medias, como el Universidad, el balance de masa anual se puede dividir en dos períodos, balance de invierno, cuando con condiciones frías y húmedas donde la acumulación es preferente y balance de verano, periodo seco y cálido con pérdida de masa. En Figura 8 se observan las variaciones en la curva de balance de masa dentro de un año en un glaciar de latitudes medias.

Figura 8: Diagrama de balance de masa anual o neto



Fuente : Elaboración propia modificado de Cuffey & Paterson, 2010.

## Zona de Acumulación, zona de ablación y línea de equilibrio

En función de los procesos de acumulación y ablación, el glaciar puede ser dividido en dos zonas dominadas por estos procesos, respectivamente. Donde prevalece la acumulación se denomina zona de acumulación. Desde esta zona el hielo puede ser transportado por gravedad hacia zonas, donde la ablación excede la acumulación. La zona de ablación es el área situada debajo de la línea de equilibrio. Aquí, la superficie del glaciar pierde masa a lo largo del año. En años típicos, la superficie es de hielo. Sin embargo, en años con un derretimiento mayor al promedio, la zona de ablación se extiende montaña arriba hacia la zona de acumulación (Benn & Evans, 2013; Cuffey & Paterson, 2010). Entre ambas zonas descritas anteriormente existe una línea teórica que las separa en el fin de la estación seca, esta línea se llama línea de equilibrio. En la línea de equilibrio, durante el fin del verano la masa perdida es exactamente igual a la ganancia neta registrada en el invierno anterior

## Cambios del espesor en un punto

Al mismo tiempo en que se calculan las variaciones en la masa, como se explica en los párrafos anteriores, también se puede estimar la variación del espesor del glaciar en un punto específico. El cambio en el tiempo del espesor en una columna de hielo,  $\dot{h}$ , puede ser mostrado por la fórmula de continuidad, ecuación 1.

$$\dot{h} = b/\rho - \nabla \cdot \vec{q} \quad (\text{Ecuación 1})$$

Donde,  $\dot{b}$ , es la tasa de balance de masa,  $\rho$  es la densidad del hielo y  $\vec{\nabla}q$  el gradiente horizontal del flujo de hielo. Si la ecuación 1 es integrada sobre la superficie completa del glaciar,  $\vec{\nabla}q$  se vuelve cero y el balance de masa puede ser expresado por el cambio de espesor multiplicado por la densidad del hielo.

Lo anterior es la base para la aplicación del método geodésico. Este método principalmente mide la elevación de la superficie del glaciar en dos fechas distintas. Si dos superficies en fechas distintas se restan, una respecto a la otra, el volumen de cambio obtenido debe ser multiplicado por la densidad del hielo y así se obtiene el cambio de masa.

## Balance de masa neto de un punto en el glaciar

El balance de masa específico es la diferencia entre acumulación y ablación desde el comienzo del año de balance, es decir, es el cambio de la masa por unidad de área relativa a la superficie del verano previo (Cuffey & Paterson, 2010). La función  $b(P)$ , descrita en la ecuación 2 es la tasa de balance de masa en unidades equivalentes en agua en un tiempo y punto específico  $P(x,y,z)$  en la superficie del glaciar y su integración sobre el tiempo entrega el balance de masa neto en un punto (Kaser et al., 2003).

$$b(P) = \int_t \dot{b}(P) dt$$

(Ecuación 2)

## Balance de masa neto total ( $B$ )

Integrando espacialmente a  $b(P)$ , sobre la superficie glacial  $dS$  se obtiene el balance de masa total del glaciar en  $m^3$  equivalentes a agua o kilogramos (Kg). Esto es el resultado de la multiplicación de volumen  $dV$  por la densidad del hielo  $\rho$  (ecuación 3). En la práctica, la superficie corresponde a la proyección horizontal del glaciar ( $S$ ). Se debe tener en cuenta que  $S$  puede variar con el tiempo (Kaser et al., 2003).

$$B = \int_t \int_s \dot{b}(P) dt dS = \int_s b(P) dS = \rho dV$$

(Ecuación 3)

## Balance de masa medio

Una vez calculado el balance de masa neto, es necesario compararlo con el resultado de otros glaciares. No obstante, el balance total neto ( $B$ ) no es un parámetro comparación porque es influenciado por la superficie de cada glaciar. Además, para comparar el balance de masa de varios glaciares, el balance de masa específico medio  $\bar{b}$  puede ser calculado por, la ecuación 4:

$$\bar{b} = B/S_G = \rho \Delta V/S_G = \rho \bar{\Delta h}$$

(Ecuación 4)

Este balance relaciona los cambios geométricos de volumen  $\Delta V$  y el promedio de los cambios altitudinales  $\bar{\Delta h}$  (Kaser et al., 2003).

## Perfil de balance de masa vertical

Si  $B$  y subsecuentemente  $\bar{b}$ , son calculados como bandas de elevación individual del glaciar, el balance de masa específico puede ser representado en función de la altitud,  $b(z)$ , mostrando así el perfil del balance de masa vertical. En comparación, los otros balances miden cambios entre años, el VBP (siglas en inglés de perfil del balance de masa vertical) comúnmente muestra la misma forma y solo su intercepción cambia. El VBP caracteriza el régimen de cambio climático glacial. Si la altitud del VBP es cero indica la posición de la ELA (altitud de la línea de equilibrio).

## Altitud de la línea de equilibrio (ELA)

La altitud de la línea de equilibrio está definida por la elevación en donde el perfil de balance de masa vertical y el balance de masa neto es cero. Este índice sirve para determinar el avance o retroceso del glaciar en función de la altitud de la ELA. Por ejemplo, si esta aumenta (ELA a mayor elevación) la mayor parte del glaciar se encuentra en la zona de ablación. La ELA se puede considerar como un índice de glaciación, por ejemplo, una posición más elevada de este índice indicaría condiciones propicias para pérdida de masa.

## 2.2 Métodos de cálculo de balance de masa

Existen diversos métodos para el cálculo de balance de masa, tales como el balance geodésico, método directo, balance hidrológico, modelaciones en base a registros climáticos y otros derivados del balance glaciológico. En esta documento el método geodésico será explicado con más detalle, ya que fue el empleado en esta investigación.

### 2.2.1 Método glaciológico o directo

Según (Benn & Evans, 2013) el método glaciológico es el único método que está basado en mediciones *in situ* sobre el glaciar. Este método es considerado como el más preciso y entrega información detallada de la variación espacial del balance de masa y su magnitud. Para aplicar el método glaciológico, los cambios superficiales y la densidad del glaciar en varios puntos deben ser conocidos, por lo que es necesario realizar un trabajo de campo.

La precisión del método glaciológico depende de las fuentes de incertidumbre durante el muestreo. Estas pueden ser: número insuficiente de puntos, representatividad de las mediciones en el área adyacente al punto de muestreo y a la representatividad completa del glaciar. Además, la falta de precisión en las mediciones de cambios de espesor y densidad del hielo puede producir errores apreciables (Bamber & Rivera, 2007; Benn & Evans, 2013; Kaser et al., 2003) .

### 2.2.2 Método Geodésico

El método geodésico, se basa en los cambios volumétricos calculados a partir de la sustracción de las elevaciones de la superficie del glaciar en dos fechas diferentes. Estas variaciones volumétricas pueden ser convertidas en balance de masa usando la densidad del hielo glacial. Usualmente se utilizan cartas topográficas y modelos digitales de elevación como datos de entrada. Este método se aplica para calcular el balance de masa neto sobre grandes periodos de tiempo. El método geodésico se destaca en comparación con los otros, porque puede cubrir con mayor facilidad gran parte de la superficie del glaciar, especialmente en zonas de topografía compleja. Además, con suficiente cobertura espacial, permite obtener el balance de masa de todo el sistema glacial, incluyendo las variaciones dinámicas y las pérdidas por *calving*. En los últimos años la disponibilidad de información altimétrica ha crecido gracias a los productos satelitales (SRTM, Aster GDEM, ALOS-PALSAR, etc.), permitiendo la determinación del balance de masa en masas de hielo a escala continental, campos de hielo y en glaciares de montaña (Bamber & Rivera, 2007; Paul et al., 2016; Podgórski et al., 2019). El balance de masa geodésico tiene varias limitaciones relacionadas a la captura de datos topográficos. Las técnicas modernas de sensoramiento remoto entregan algunas mejoras y simplifica la captura de datos topográficos. No obstante, algunos sensores como los ópticos tienen problemas en las zonas de acumulación y ablación, consecuencia de la insuficiente definición de la superficie y dificultad de medir la densidad del hielo en esos lugares. Esto puede conducir a errores importantes en la medición de la elevación completa del glaciar (Bamber & Rivera, 2007). Este método es adecuado para calcular valores correctos en el total del balance de masa neto. Además, al aplicarlo en bandas altitudinales individuales, los resultados también son precisos y confiables. A diferencia de lo mencionado anteriormente, este enfoque tiene en cuenta los procesos que ocurren en cada parte individual del glaciar, ya que el término  $\vec{\nabla}q$ , de la ecuación 4 es generalmente desconocido (Kaser et al., 2003).

## 3 Área de Estudio

### 3.1 Ubicación y entorno geomorfológico

El glaciar Universidad, está ubicado en la cabecera de la cuenca del río Tinguiririca, en la región de los Andes Centrales de Chile, en los 34°40'S - 70°20'W (DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS [D.G.A], 2022). Como ya se indicó en el Marco Conceptual, este es un glaciar de tipo valle, con dos zonas de acumulación que están apenas separadas por aristas y que más abajo forman un nunatak principal (Figura 9). Por los valles descendentes fluyen dos corrientes de hielo que convergen a una altura de 2790 metros sobre el nivel del mar, y bajo esta altitud el glaciar tiene una lengua terminal bien definida (Escanilla-Minchel et al., 2020). Según la descripción hecha en el inventario público de glaciares del año 2022 (D.G.A, 2022) , la superficie del glaciar Universidad es 26.3 km<sup>2</sup>, una orientación media SE y tiene una longitud lineal de 10 km. El rango de elevación del glaciar varía desde su parte más baja, que se encuentra a 2482 metros sobre el nivel del mar, hasta su parte más alta, que se ubica en los 4970 metros sobre el nivel del mar.

El glaciar Universidad es uno de los cuatro principales glaciares de la región, siendo los otros tres Cipreses, Palomo y Cortaderal. Estos cuatro glaciares se ubican en La Sierra del Brujo, ubicada entre las cuencas de los ríos Cachapoal y Tinguiririca. El glaciar Universidad es una importante fuente de agua para la región, ya que su fusión alimenta el río Tinguiririca, que a su vez es uno de los principales afluentes del río Cachapoal (Dirección General de Aguas, n.d.). Además, como ocurre con muchos glaciares en todo el mundo, el glaciar Universidad está experimentando un retroceso debido al cambio climático, lo que puede tener importantes consecuencias en el futuro para la disponibilidad de agua en la región (Bravo et al., 2017).

### 3.2 Contexto Geológico

El área de estudio se encuentra inmediatamente al sur del segmento de subducción de placa. Aquí, una depresión central bien desarrollada separa la Cordillera Costera, al oeste, de la Cordillera Principal Andina, al este, que incluye los edificios volcánicos ubicados cerca de la frontera internacional. El flanco occidental de la Cordillera Principal se encuentra en Chile, mientras que el flanco oriental se encuentra en Argentina. En esta región, las unidades geológicas expuestas en la Cordillera Principal pertenecen a las tres etapas del ciclo tectónico andino. Las rocas volcánicas de la Formación Abanico, de edad Eoceno medio-tardío a Oligoceno, y las formaciones Farellones del Mioceno conforman la mayor parte de la Cordillera Principal occidental. La parte más oriental está formada por depósitos marinos del Jurásico y Cretácico temprano de la zona de trasarco. La Formación Abanico forma dos franjas orientadas de norte a sur separadas entre sí por la Formación Farellones que las. Estas rocas consisten en una sucesión local de rocas volcánicas plegadas, volcánico-piroclásticas y sedimentarias que incluyen abundantes intrusiones subvolcánicas de la misma edad (Vergara et al., 2004). La Formación Abanico se depositó en una cuenca de rift que experimentó una inversión tectónica en el Oligoceno tardío a principios del Mioceno (orogenia Pehuenche) (Charrier et al., 2002; Tapia, 2015).

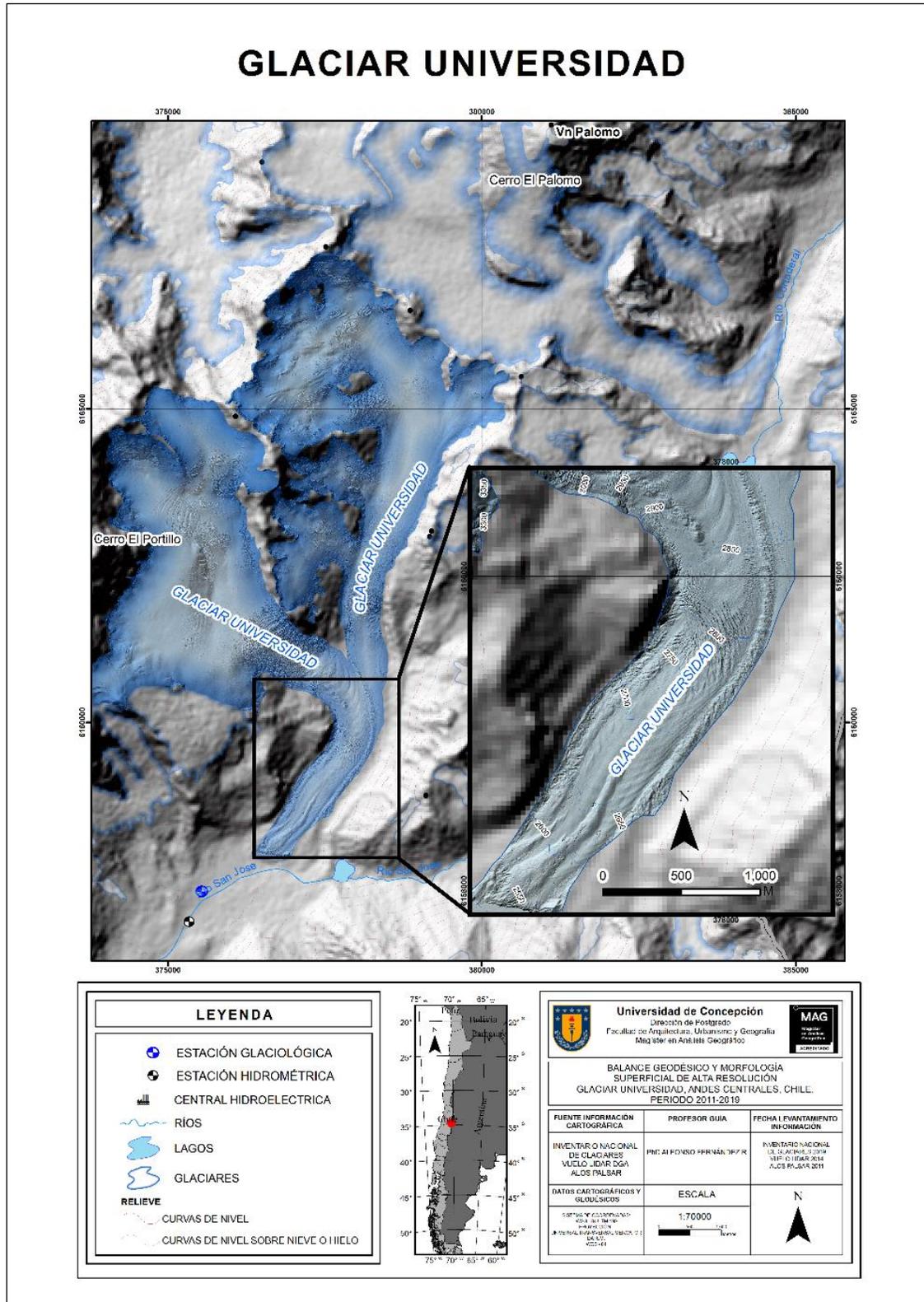
Al este, está separada de los depósitos trasarcos mesozoicos por la falla El Diablo. La actividad tectónica en la región continúa en la actualidad y se refleja en la presencia de numerosas fallas activas, tanto en la Cordillera Principal como en la Cordillera Costera. Además, la región está sujeta a una alta actividad sísmica, lo que refleja la complejidad de las fuerzas tectónicas que actúan en ella. En general, la geología de la región es compleja y variada, con una larga historia tectónica que ha dado lugar a una gran diversidad de unidades geológicas y estructuras.

### 3.3 Contexto Climático

En esta zona el clima predominante, según la clasificación Köppen-Geiger, es el temperado tipo Csb y Csc que domina en un 91% de una Macroregión. Csb se refiere a un clima templado cálido con lluvias invernales, mientras que, Csc se refiere a un clima templado frío por lluvias invernales. Además, en los Andes Centrales se observan variantes de alta elevación con climas Csb de cuarto orden con variante h (Sarricolea et al., 2017). En la zona de estudio, en base a mediciones de estaciones meteorológicas y datos grillados entregados por diferentes conjuntos de datos, se ha encontrado que la mayoría de las estaciones presentan tendencias negativas en la precipitación anual. Estas tendencias son especialmente notables hacia el sur, donde se ha observado una reducción significativa en la frecuencia de la precipitación invernal. Estas tendencias negativas en la precipitación también se relacionan con la sequía en la zona norte de la región, donde se han encontrado algunas tendencias positivas no significativas. Estas discrepancias entre las mediciones de estaciones y los datos grillados se deben al efecto de las tendencias de precipitación entregadas por los datos para el verano. En general, se puede observar una tendencia a la disminución de la precipitación en los Andes centrales de Chile, lo que puede tener consecuencias importantes en la criosfera, y la gestión del agua (Schumacher et al., 2020).

En los Andes Centrales la temperatura media anual varía entre 9°C y 19°C, mientras que, durante el verano, las temperaturas pueden alcanzar los 23°C, en el invierno oscilan entre 3 y 12°C. En cuanto a la tendencia de las temperaturas, ha habido un aumento significativo en la temperatura anual media en la mayoría de las estaciones en los Andes Centrales. Este aumento ha alcanzado un máximo de 0,43°C por década en la región y se ha observado una tendencia positiva en la temperatura durante el verano y el invierno en aproximadamente el 71% y el 65% de las estaciones, respectivamente. Aunque no todas las estaciones han mostrado una tendencia significativa, la mayoría de ellas están dominadas por una tendencia positiva. Los datos modelados también muestran patrones de variabilidad similares tanto anual como estacional en la temperatura, con una predominancia de tendencias positivas. Estos resultados sugieren el fin de la tendencia de enfriamiento regional que ocurrió entre 1979 y 2006, relacionada con la fase negativa de la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO), lo que ha permitido el incremento de las tendencias de calentamiento asociadas al aumento de la temperatura de la superficie del mar (Schumacher et al., 2020).

Figura 9: Mapa de ubicación del Glaciar Universidad.



Fuente: Elaboración propia.

## 4 Objetivos

### 4.1 General

Evaluar el efecto de la morfología superficial en el balance geodésico del Glaciar Universidad, período 2011-2022.

### 4.2 Específicos:

- a) Calcular la variación altimétrica y volumétrica de Glaciar Universidad
- b) Clasificar la morfología superficial del Glaciar Universidad.
- c) Zonificar los cambios de elevación en relación a la clasificación morfología superficial del glaciar

## 5.- Metodología

El siguiente planteamiento metodológico está estructurado para calcular el balance geodésico del Glaciar Universidad y como la morfología superficial influye en este. Se organiza en cuatro etapas principales, (i) estandarización geométrica, geodésica y cartográfica de la información altimétrica, (ii) coregistro y cálculo de precisión de los MDE utilizados y (iii) cálculo del balance de masa geodésico, incluyendo: variación de la elevación superficial y media anual, tasa anual de variación volumétrica y media anual, tasa de variación de masa glacial media y anual, (iv) por último estimar la influencia de la morfología superficial en las tasas de ablación del Glaciar Universidad

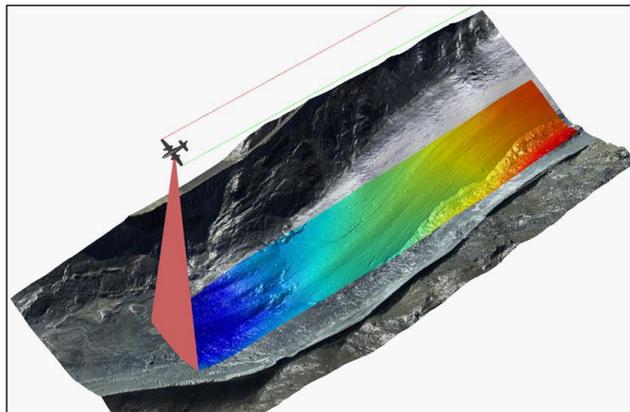
### 5.1 Adquisición de los modelos digitales de elevación (MDE)

#### Levantamiento por LiDAR (ALS)

El LiDAR es un sistema de levantamiento topográfico que utiliza un sensor remoto activo con un pulso láser que mide el tiempo que tarda en reflejarse en la superficie terrestre (Figura 10). Con esta información, se puede calcular la distancia entre el sensor y la superficie y, a partir de ello, se genera una nube de puntos tridimensionales de alta resolución que representa la superficie terrestre o los objetos en ella. (Foroutan et al., 2019; Pradhananga et al., 2021). El sistema LiDAR, se compone de tres componentes principales y puede ser aerotransportado o estar fijo en tierra. La configuración tradicional de este sistema es la siguiente:

- b) Laser aerotransportado: Consiste en un telémetro láser que mide la distancia entre el sensor y la superficie. Conociendo el tiempo de viaje bidireccional de cada pulso reflejado desde la superficie hasta el dispositivo reflector, este es reorientado en la dirección de vuelo. La desviación del láser crea un patrón zigzag característico del levantamiento de la superficie mediante LiDAR.
- c) Sistema de Posicionamiento Global (GPS): Es un dispositivo receptor usado para posicionar el láser en un sistema de coordenadas tridimensionales. Para obtener una precisión adecuada en el levantamiento, es necesario contar con el apoyo de otro dispositivo GPS en tierra. Generalmente se emplea un dGPS fijo (GPS diferencial) combinado con el receptor de la aeronave, para obtener la posición precisa del levantamiento.
- d) Sistema inercial de navegación (IMU): Este sistema determina la orientación del sensor láser usando tres ejes de movimiento balanceo, cabeceo y rumbo (x, y, z respectivamente).

Figura 10: Levantamiento ALS sobre superficie glacial

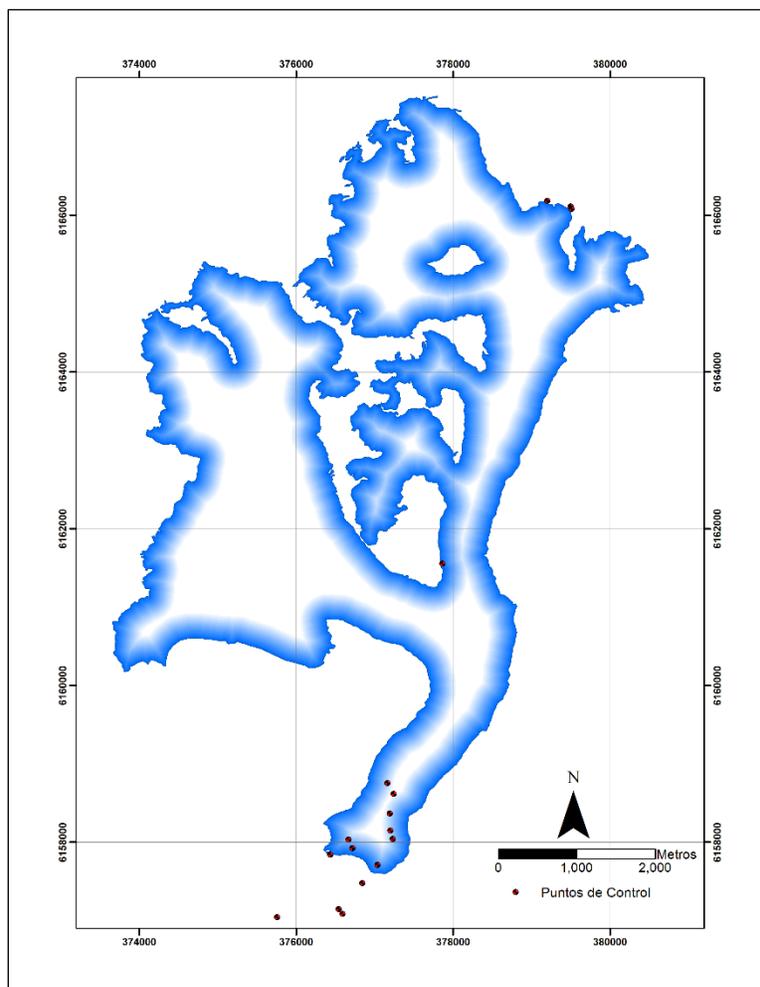


## Adquisición de imágenes MDE 2022

La creación del Modelo Digital de Elevación 2022 (MDE2022) óptico a partir de imágenes tomadas por un Vehículo Aéreo no Tripulado (U.A.V por sus siglas en inglés) Ebee SenseFly a una altura de vuelo de 100 metros sobre la superficie del glaciar y con una distancia de muestreo en el suelo (GSD) de 5 cm. El vuelo capturó 2483 imágenes con un porcentaje de solape de 10 %.

El proceso de las imágenes fue realizado en software especializado Pix4D, el cual utiliza algoritmos fotogrametría para crear un modelo tridimensional de la superficie del glaciar. En primer lugar, el software detecta y empareja automáticamente las imágenes superpuestas, luego genera un modelo 3D básico. Posteriormente, se lleva a cabo un proceso de ortorrectificación para corregir la distorsión de las imágenes causada por la perspectiva y la topografía esto proceso se hizo en base a puntos de referencia en tierra distribuidos en el frente, cercano a la confluencia y en la cuenca de acumulación (Figura 11). A continuación, se lleva a cabo un proceso de filtrado para eliminar los errores en el modelo generado. Finalmente, se obtiene el MDE óptico con resolución espacial de 5 cm.

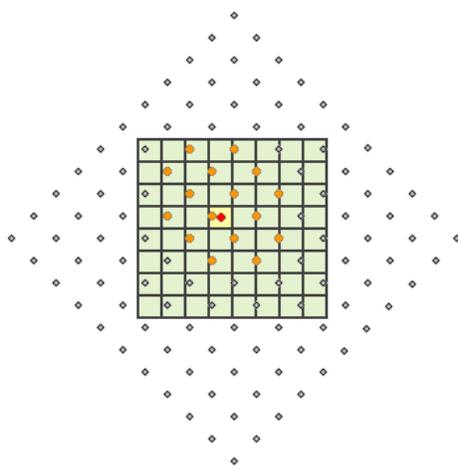
Figura 11: Distribución de los puntos de control utilizados para generar el MDE 2022



## 5.2 Estandarización geométrica, geodésica y cartográfica de la información altimétrica

Esta etapa consistió en la estandarización de la información altimétrica, donde cada conjunto de datos fue llevado a un sistema de referencia común. Esta información fue obtenida mediante el uso de escaneo láser aerotransportado (ALS) a finales del verano de los años 2011, 2013 y 2015. Por otro lado, el modelo digital de elevación (MDE) correspondiente al año 2022 fue adquirido mediante un levantamiento llevado a cabo con un vehículo aéreo no tripulado (UAV). En la Tabla 1 se detallan los metadatos originales de la información utilizada. En primer lugar, a cada conjunto de datos se les aplicó un remuestreo en base al método de interpolación convolución cúbica, debido a que este método no produce desalineamientos y omisiones de píxeles que pueden afectar el análisis, como resultaría de aplicar el método por defecto que es el vecino más cercano (Mather, 2004; U.S. Geological Survey, 2017). Este método, se basa en la premisa de que los valores de las celdas se ajustan al valor de los píxeles circundantes. Para calcular el valor resultante, se toman en consideración las 16 esquinas más cercanas. La Figura 12, muestra cómo se calcula el valor de salida con el método de convolución cúbica. Se identifican los 16 centros de celda de entrada (puntos naranjas) más cercanos al centro de la celda de procesamiento (punto rojo), se calcula el promedio ponderado y el valor resultante se asigna como valor de salida para la celda de procesamiento (área amarilla sombreada). Este enfoque tiene un efecto suavizador en la imagen generada, ya que utiliza promedios de los valores cercanos para obtener un resultado final (ESRI, 2021).

Figura 12: Esquema de interpolación por Convolución Cúbica



Fuente: ESRI, 2021

A continuación, se asignó el tamaño del píxel a 1 metro y delimitados por un contorno del glaciar Universidad IPG 2022 modificado. El datum vertical utilizado corresponde al modelo gravitacional terrestre, 1996 (EGM-96). Los datos fueron trabajados en la proyección UTM, huso 19 sur y elipsoide WGS-84. El contorno del Glaciar Universidad empleado, tal como se indica arriba, corresponde a una modificación del margen reportando en el inventario público de glaciares (IPG,2022), que fue obtenido por digitalización en una imagen Sentinel 2 con fecha 07/03/2018.

La modificación en este estudio se ejecutó mediante interpretación visual de una imagen satelital Planet Scope con fecha 09/03/2021 (Tabla 2). La modificación se realizó para hacer coincidir el contorno del glaciar con la extensión útil de los modelos de elevación.

Tabla 1: Fuentes de datos altimétricos utilizados en la zona de estudio. Se muestran sus características originales y las utilizadas para realizar el análisis.

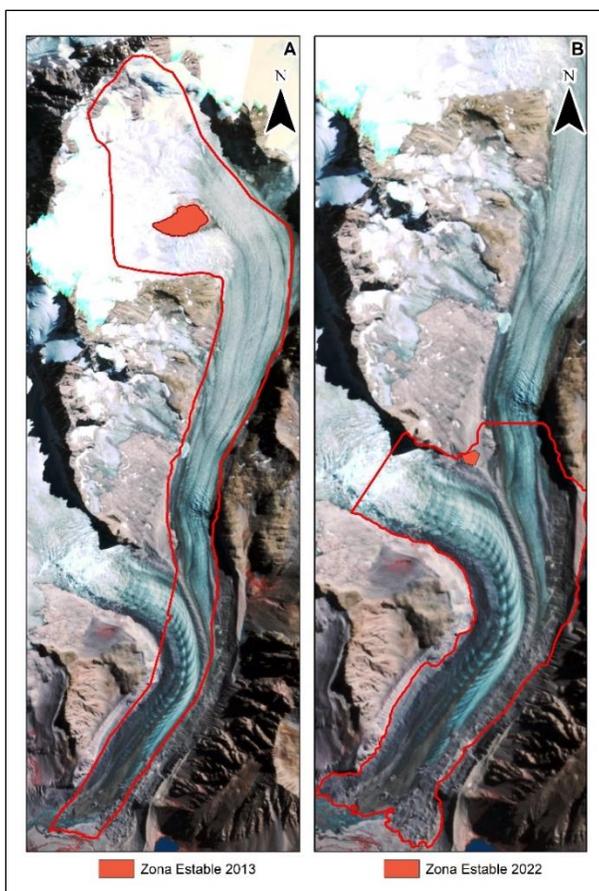
FUENTE	FECHA CAPTURA	RESOLUCIÓN ORIGINAL (M)	METODO CAPTURA	PRODUCTO	DATUM VERTICAL ORIGINAL	RESOLUCIÓN UTILIZADA (M)	ERROR VERTICAL* (RMSE)	DATUM VERTICAL UTILIZADO
TRSL	Abril, 2011	0.15	ALS	MDE	EGM-96	1	±0.20	EGM-96
DIMAP	Abril, 2013	1	ALS	MDE	EGM-96	1	±0.1	EGM-96
DMCL	Marzo, 2015	1	ALS	MDE	Elipsoi- dal Wgs84	1	±1.64	EGM-96
UQTR	Marzo, 2022	0.05	Foto- gramé- trico	MDE	EGM-96	1	±0.90	EGM-96

Tabla 2: Fuentes de datos satelitales utilizados para construir el contorno de análisis.

FUENTE	PRODUCTO	TIPO	FECHA	RESOLUCIÓN (m)
ESA	Sentinel-2	Imagen Multi-espectral	07/03/2018	10
Planet Image	Planet Scope	Imagen Multi-espectral	09/03/2021	5

El glaciar Universidad comprende toda la superficie de hielo mostrada por el contorno en la Figura 9. Sin embargo, debido a la disponibilidad y cobertura de la información altimétrica del glaciar, el área de análisis solo consideró una fracción del margen modificado y la zona donde los datos disponibles por cada fecha coincidan. Como se muestra en la Figura 13A, el contorno muestra el flujo glacial Noreste, que además posee la información común para los años de análisis, desde el 2011 hasta el 2015. Esta superficie específica cubre 8.57 km<sup>2</sup> (31% del área total) y el rango de altitud va desde 2422 hasta 4428 msnm. La Figura 13B, muestra el segundo contorno de análisis cubre una superficie de 4.5 km<sup>2</sup> (16% del área total) y se utilizó para calcular el balance de masa geodésico en los periodos 2011-2022 y 2015-2022.

Figura 13: Contornos de análisis específicos para cada periodo. Imagen satelital base Planet Scope en falso color (432), con fecha marzo del 2021. En naranja las zonas estables utilizadas.



Fuente: Elaboración propia.

### 5.3 Co-registro y cálculo de precisión de los MDE utilizados

Una vez concluida la estandarización de los MDE, en base al conjunto descrito anteriormente es necesario aplicar una corrección tridimensional a los desplazamientos horizontales y verticales, en función de la pendiente y orientación del terreno en zonas descubiertas de hielo, que se asumen estables altimétricamente. Esto se realiza aplicando un co-registro a todos los MDE, que consiste en el cálculo de vectores de desplazamiento en los ejes x, y, z de un modelo hacia otro de referencia (MDE esclavo y MDE maestro respectivamente). El método de co-registro utilizado en este trabajo es el propuesto por Nuth & Kääb (2011) (N&K), que se basa en la corrección de los desplazamientos horizontales y los sesgos verticales en función de la pendiente y orientación del terreno en zonas descubiertas de hielo, que se asumen estables altimétricamente. Antes de aplicar el método N&K es necesario identificar aquellas zonas de terreno estable (ZE), que son las de referencia para detectar los desplazamientos entre MDE's. Estas zonas corresponden a una porción común de roca expuesta en todos los MDE, que se asumen sin cambios significativos de elevación con el tiempo de análisis, en relación a lo esperado para una superficie glacial. Por esta razón, fueron excluidas aquellas que se encuentran fuera de la zona de análisis y que además presentan las siguientes características (Bollmann, 2010): Superficies cubiertas por nieve, superficie glacial, hielo muerto y zonas susceptibles a remoción en masa. Considerando estos criterios, la selección de las ZE se hizo en base al análisis visual de imágenes multiespectrales coincidentes con las fechas de captura de los MDE (Tabla 3). En la Figura 13 A se muestran las zonas estables utilizadas en el co-registro de los MDE correspondientes a los años 2011, 2013 y 2015. Como zona estable, se consideró el nunatak ubicado en la cuenca de acumulación, esta morfología se encuentra en todos los modelos utilizados. Y la elevación media de esta zona fue de 3720.9, 3721.03 y 3720.8 m.s.n.m respectivamente. Esto indica que la región es estable altimétricamente. Mientras que, en el co-registro del MDE 2022 se utilizó zona estable distinta a la usada en los otros modelos debido a cobertura espacial del MDE 2022 y esta se encuentra cercana a la cuña de confluencia con una altitud 2910 m.s.n.m en el 2013 y 2911 en el 2022 (Figura 13B).

Tabla 3: Imágenes utilizadas para las cartografías de morfología superficial e identificación de zonas estables.

Fuente	Sensor	Rango	Resolución (m)	Fecha	Combinación	Cobertura %
TRSL <sup>1</sup>	LIDAR MARK II	Multi espectral	0.15	18/04/2011	1;2;3	31%
DIMAP <sup>2</sup>	HypSpex VNIR	Hiper espectral	1	18/04/2013	85;32;3	100%
DMCL <sup>3</sup>	SPOT 6	Multi espectral	1.5	19/03/2015	4;3;2	31%
UQTR <sup>4</sup>	SenseFly S.O.D.A	Multi espectral	0.06	19/03/2022	1;2;3	16%

1: TERRA REMOTE SENSING LTDA ;2:DIMAP, 2013;3: Digimapas Chile; 4: Université de Quebec-Trois Rivières.

#### 5.4 Co-registro y precisión de los MDE

El método N&K fue implementado en *xDEM*, un flujo de trabajo escrito en código abierto en lenguaje de programación *Python*. El algoritmo emplea de forma iterativa las correcciones de desplazamiento y sesgo altimétrico resolviendo la Ecuación 5. El resultado de esta corrección entrega un vector de desplazamiento en los ejes  $x, y, z$  entre el modelo maestro y el esclavo.

$$dh = a \cos(b - \varphi) \tan(\alpha) + \overline{dh} \quad (\text{Ecuación 5})$$

Donde  $dh$  es la diferencia de elevación en cada píxel,  $\alpha$  es la pendiente en grados,  $a$  es la magnitud del vector de desplazamiento horizontal,  $b$  es la dirección del vector de desplazamiento,  $\varphi$  es la orientación del terreno y  $\overline{dh}$  es el sesgo altimétrico entre los dos conjuntos de datos de elevación. En primer lugar, *xDEM* calcula la diferencia ( $dh$ ) (diferencias de elevación entre el MDE maestro y esclavo) la pendiente y orientación en zonas estables; con estos tres productos se obtienen los vectores de desplazamiento. Este es un proceso iterativo, que va corrigiendo continuamente el desplazamiento total. El ciclo se detiene cuando las estadísticas espaciales entre el MDE maestro y esclavo dejen de mejorar significativamente (*xDEM*, 2021).

La precisión de los MDE's alineados se calculó comparando cada uno en zonas con altimetría invariable. En este estudio se consideraron como tal, las zonas estables utilizadas en el co-registro. En cada ZE, se calculó el error de elevación de los modelos del 2011 y 2015 respectivamente, teniendo como referencia el modelo maestro (año 2013), el error fue medido a través del error medio cuadrático (RMSE) y el NMAD (*Normalized Median Absolute Deviation*), ver ecuación 6.

$$\text{NMAD} = 1.4826 \times \text{mediana}_j(|\Delta h_j - m_{\Delta j}|) \quad (\text{Ecuación 6})$$

Donde 1.4826 es el parámetro de ajuste gaussiano,  $\Delta h_j$  son los errores individuales por cada píxel y  $m_{\Delta j}$  es la mediana de los errores. El NMAD es un estimador más apropiado que los indicadores paramétricos, como la desviación estándar o el error medio cuadrático, ya que minimiza el efecto de datos extremos (Höhle & Höhle, 2009). Así mismo, el NMAD está más estandarizado en la literatura científica para la evaluación de la precisión de los MDE, lo que lo hace más fácilmente comparable entre diferentes estudios (Braun et al., 2019; Hugonnet et al., 2022). De acuerdo con esto, en la zona de estudio, donde se aplica el co-registro de los MDE existen zonas de alta variabilidad altimétrica, por ejemplo: campos de grietas y los bordes del glaciar expuestos a remociones en masa que generan valores atípicos de elevación, lo que puede afectar la precisión medida por el error medio cuadrático (RMSE). En este contexto, el NMAD se considera una medida más apropiada, ya que es menos sensible a los valores atípicos y, por lo tanto, puede medir la precisión de los modelos digitales de elevación de manera más confiable.

## 5.5 Balance de masa geodésico

Con el fin de cumplir el objetivo específico 3, fueron comparados los MDE en las zonas cubiertas por hielo en diferentes fechas de adquisición (Tabla 3) y se obtuvo la variación media del cambio de elevación dentro del periodo de análisis. Este cálculo fue realizado por una simple diferencia entre el modelo más reciente y el más antiguo (ecuación 7). Se utilizaron los MDE co-registrados en la etapa anterior, siendo estos 2011, 2013 y 2015 respectivamente. El balance de masa geodésico se hizo en *Python 3.8*. Primero se calcularon las diferencias de elevación entre pares de modelos.

$$\Delta_h = z_{t1} - z_{t2} \quad (\text{Ecuación 7})$$

Donde  $\Delta_h$ , es la variación de la elevación,  $Z_{t1}$  son las elevaciones del MDE reciente y  $Z_{t2}$  del más antiguo. En todo momento del análisis se utilizaron alturas geoidales (EGM-96). La tasa de pérdida de hielo es el balance de masa dividido por el número de años entre cada par de MDE. Luego el balance de masa se calculó al multiplicar  $\Delta_h$  por el valor de densidad relativa del hielo de 0.85 (Huss, 2013; Podgórski et al., 2019).

$$\text{Balance de masa} = \Delta_h (0.85) \quad (\text{Ecuación 8})$$

Una vez obtenido el balance de masa del glaciar Universidad se calculó la incertidumbre de la tasa de cambios de elevación  $\overline{\Delta h}$ . Para este análisis, se consideraron las diferencias de elevación zonas de terreno estable y las  $\overline{\Delta h}$  sobre toda la lengua NE del glaciar.

$$\text{Incertidumbre} = \sqrt{\left[ \frac{\frac{dh}{dt_{ze}}}{\frac{dh}{dt_{to}}} \right]^2} \quad (\text{Ecuación 9})$$

En la ecuación 9, se muestra la incertidumbre de la tasa de adelgazamiento anual  $\frac{dh}{dt}$ . En la ecuación,  $\frac{dh}{dt_{ze}}$  es la diferencia en elevación en cada período sobre la zonas estables. Por su parte,  $\frac{dh}{dt_{to}}$  es la tasa de adelgazamiento anual sobre toda la lengua noreste del glaciar.

## 5.6 Relación morfología superficial y balance de masa

Para evaluar el impacto de la morfología superficial sobre la distribución espacial del balance de masa geodésico, se comparó un mapa de morfología con las tasas de cambio altitudinal promedio. Para esto, en primer lugar, se necesitó minimizar el efecto de la elevación en la estimación del balance de masa geodésico. Se aplicó una regresión lineal simple en que el glaciar fue dividido en bandas altitudinales en intervalos de 10 metros, a partir de los cuales se obtuvo el promedio de los cambios de elevación en cada una. La variable dependiente fue la diferencia media de elevación por banda altitudinal  $\Delta h$  y la variable independiente fue la elevación del glaciar en metros sobre el nivel del mar. En la ecuación de regresión lineal, el parámetro  $a$  (pendiente) muestra la tasa de cambio de elevación del glaciar respecto a la elevación y  $b$  (intercepto) indicaría el cambio de elevación esperado en cuando la altitud es cero.

Con la ecuación de regresión lineal, se obtuvieron los valores de  $\Delta h$  modelados. Luego, se aplicó el test de residuos para ajustar el modelo a la serie de  $\Delta h$  y calcular los valores predichos. En su forma general, la ecuación del modelo de regresión lineal puede escribirse como:

$$y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \dots + \beta_k * x_k + \varepsilon \quad (\text{Ecuación 10})$$

$$\varepsilon = \Delta h \text{ observado} - \Delta h \text{ modelado} \quad (\text{Ecuación 11})$$

Donde  $y$  es la variable dependiente ( $\Delta h$ ) y  $x_1; x_2; \dots; x_k$  son las variables independientes, elevaciones en este estudio, por último,  $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$  son los coeficientes de regresión que se estiman a partir de las elevaciones usando una ventana móvil de 30 metros, mientras que  $\varepsilon$  es el término de error que representa la diferencia entre los valores observados y los valores predichos por el modelo. Adicionalmente, una vez minimizada la tendencia, los valores obtenidos fueron normalizados para llevar la media a 0 y la desviación estándar a 1. Esto facilita la comparación de los datos y la identificación de patrones más claros en el comportamiento del glaciar en relación con la morfología superficial. La ecuación para normalizar la serie de datos utilizando este método es:

$$\Delta h \text{ norm} = (\varepsilon - \bar{\varepsilon}) / \sigma\varepsilon \quad (\text{Ecuación 12})$$

Donde  $\varepsilon$  es el valor del error de  $\Delta h$ ,  $\bar{\varepsilon}$  es la media del error y  $\sigma\varepsilon$  es la desviación estándar de  $\varepsilon$ . El valor resultante  $\Delta h \text{ norm}$  es el valor normalizado de las diferencias de elevación superficial con una media de cero y una desviación estándar de uno.

En cuanto a la cartografía de la morfología superficial, la interpretación se realizó visualmente empleando de imágenes multiespectrales (Tabla 3) y del sombreado topográfico obtenidos desde los modelos de elevaciones (Tabla 1). De acuerdo con esto, las formas resultantes de la dinámica glacial se dibujaron como clases individuales. Cada clase representa el resultado de procesos activos y pasados que son responsables de cada forma específica. En la Tabla 5, se muestran las clases o formas que serán cartografiadas, basado en la clasificación morfológica hecha por Mölg et al., (2020). Estas se presentan como una entidad individual, por ejemplo, los acantilados de hielo y las morrenas o como agrupación de formas como las grietas y las ojivas; también se señala como serán identificadas en la cartografía. Se tuvo como criterio cambios evidentes en el color, textura y forma de la superficie glacial; además se tuvo como información de apoyo el sombreado topográfico ante situaciones de poca claridad, por ejemplo, límites no claros o formas ambiguas (Mölg et al., 2020). Por último, las variaciones de la posición del frente se obtuvieron de forma manual por interpretación visual de los sombreados topográficos de los modelos digitales de elevación mencionados en la Tabla 1 y de las imágenes multiespectrales de la Tabla 3.

La morfología superficial de la lengua NE fue completamente mapeada en los años 2011, 2013 y 2015; en el año 2022 se hizo parcialmente debido a la disponibilidad de información. El proceso de mapeo fue hecho manualmente sobre las ortofotos, empleando digitalización en pantalla.

El dibujo cartográfico se realizó siguiendo un criterio conservador, es decir, lo más cercano a la forma identificada y en caso de poca claridad se recurre al apoyo mencionado anteriormente y al criterio del cartógrafo. Según Molg et al (2020) y las unidades morfológicas se clasifican en geometrías puntuales, lineales y poligonales. Como en este trabajo se busca medir el efecto de la morfología superficial en la ablación, las unidades morfológicas se consideraron como geometrías poligonales, dejando fuera las líneas como las aristas de morrenas y aristas supraglaciales. En la propuesta original (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) los autores clasifican el hielo recubierto y hielo limpio generalizando las morfologías específicas que se encuentran en esas zonas. En este estudio, debido a nivel de resolución utilizado, dentro de las zonas de hielo recubierto se consideró clasificar la morrena medial y las laterales como entidades poligonales independientes. En las zonas de hielo limpio, se clasificaron las ojivas (claras y oscuras como entidades independientes) y el propio hielo limpio. Por otro lado, las grietas originalmente son clasificadas como entidades lineales, mientras que en este trabajo se reconocen como campo de grietas. En el caso del moulin, lo reconocen como una entidad puntual, mientras que en este estudio como poligonal debido a la extensión de este.

El dibujo de la cartografía geomorfológica de la lengua NE y lengua principal del Glaciar Universidad, se hizo en base a la escala de mapeo. En la Ecuación 12, se muestra la relación entre escala y tamaño del pixel en la ecuación propuesta por Tobler, 1987. Con la resolución de las imágenes empleadas (Tabla 3) en este estudio se obtuvo una escala de dibujo de 1:2000.

$$\text{Escala del mapa} = \text{Resolución del ráster (en metros)} * 2 * 1000 \quad (\text{Ecuación 12})$$

Tabla 4: Clasificación morfológica propuestas en Molg et al, 2020 y la clasificación utilizada en este trabajo.

Clasificación Molg et al, 2020	geometría	Clasificación utilizada en este trabajo
Grietas	Línea	Campo de grietas
Hielo recubierto	Polígono	Morrena medial
	Polígono	Morrena lateral
Hielo limpio	Polígono	Ojivas claras
	Polígono	Ojivas oscuras
	Polígono	Hielo limpio
Pared de Roca	Polígono	Pared Roca
Cuerpo de Agua Superficial	Polígono	Cuerpo de Agua Superficial
Acantilado de hielo	Polígono	Acantilados de hielo
Moulin	Punto	Moulin
Pared aporte de roca	Polígono	No Identificado
Hidrología superficial	Línea	No Identificado

Fuente: Elaboración propia.

# Resultados

## Co-registro de Modelos digitales de elevación

Como se menciona en la metodología, antes de comparar los cambios de elevación del glaciar Universidad los MDE's fueron co-registrados según el método de N&K. Como modelo altimétrico de referencia, se utilizó el correspondiente al de abril del 2013 (Tabla 5), la zona estable seleccionada es el nunatak ubicado en la zona de acumulación al NE del glaciar (Figura 10).

Tabla 5: Resultados del co-registro aplicado a los modelos 2011, 2015 y 2022 respecto al MDE de referencia. Los vectores de desplazamiento muestran la distancia respecto al modelo de referencia. Todas las magnitudes están en metros

MDE	SIN CO-REGISTRO					Post CO-REGISTRO					Vector Desplazamiento (metros)		
	Me-diana	RMSE	NMAD	Me-dia	Std	Me-diana	RMSE	NMAD	Me-dia	Std	X	Y	Z
2011	-1.18	3.74	0.63	-1.05	3.52	0.01	3.55	0.89	-0.10	3.55	1	0.3	-0.7
2015	-1.65	1.78	0.30	-1.49	0.98	0	0.94	0.23	0.19	0.92	0.3	0.1	-0.2
2022	-0.79	0.90	0.41	-0.66	0.62	0	0.40	0.24	0.04	0.40	-6.5	1.3	0.4

Los modelos, responden diferente a la aplicación del método N&K. En la Tabla 5, se muestran las condiciones previa y posterior al co-registro. En la situación sin coregistro, la precisión vertical en zonas estables en los tres modelos, representada por el NMAD es de 0.63, 0.30 y 0.41 metros respectivamente. Claramente se observa una menor precisión inicial en el MDE del 2011 comparado con los otros modelos, lo que se explica por la existencia de píxeles nulos en el conjunto original. Los píxeles nulos, fueron rellenados a través de una interpolación espacial con el método IDW. No obstante, la corrección de píxeles nulos en el MDE correspondiente al año 2011 no fue efectiva, ya que el NMAD aumentó con respecto al estado sin co-registro (0.63 a 0.89 metros). Por otro lado, la corrección del MDE 2015 mostró un aumento de su precisión en comparación con el 2011, el NMAD se redujo un post co-registro ( 0.30 a 0.23 metros). Por último, la corrección del MDE del año 2022 disminuyó el valor de NMAD pasando de 0.41 a 0.24 metros. En la se pueden observar los histogramas de las diferencias de elevación en zonas estables, tanto en la etapa previa como post co-registro.

## Balance de Masa Geodésico

En la Tabla 6, se muestran los periodos de análisis del cambio medio de elevación superficial del glaciar Universidad. En los periodos 2011-2013, 2011-2015 y 2013-2015 los cambios de elevación superficial fueron calculados sobre toda la lengua NE del glaciar, mientras que, en el periodo 2011-2022 y 2015-2022 las estimaciones fueron hechas en la superficie cubierta por el MDE 2022 (Figura 13). Durante el primer periodo, comprendido entre los años 2011 al 2013, se registró un cambio de elevación superficial de  $-5.68 \pm 0.08$  metros, lo que equivale a una tasa anual de  $-2.89 \pm 0.84$  metros año. En el segundo periodo, desde el 2011 al 2015 el cambio de elevación superficial es mayor, alcanzando  $-12.76 \pm 0.47$  metros, con una tasa anual de  $-3.19 \pm 0.84$  metros año y en el periodo 2013-2015 el  $\overline{\Delta h}$  es de  $-6.58 \pm 0.94$  y  $\frac{dh}{dt} -3.29 \pm 0.038$ . Finalmente, en el tercer periodo, de 2011 a 2022, que solo comprende la lengua principal del Glaciar Universidad se observó una aceleración en la disminución de la elevación superficial con  $-68.59 \pm 0.28$  metros. Se consideró como valor de incertidumbre de  $\Delta h$  el error medio cuadrático (RMSE) post co-registro de los modelos (Tabla 6). Estos resultados sugieren una tendencia negativa y constante en el cambio de elevación superficial del glaciar Universidad en el periodo de análisis

Tabla 6: Cambios de elevación superficial medio, tasa de adelgazamiento anual y balance de masa.

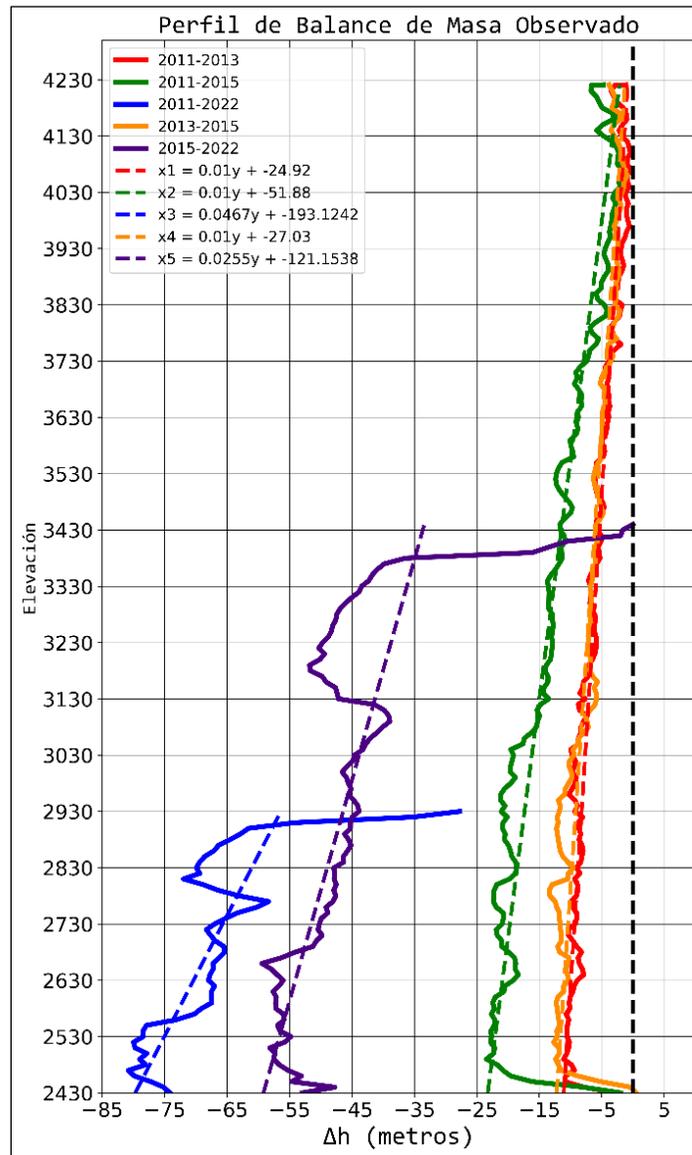
Periodo	Cambio Elevación $\Delta h$ (metros)	Tasa anual $\frac{dh}{dt}$ (metros año <sup>-1</sup> )	Balance de masa (m eq. a)
2011-2013	$-5.68 \pm 3.5$	$-2.89 \pm 0.54$	$-4.83 \pm 3.5$
2011-2015	$-12.76 \pm 0.94$	$-3.19 \pm 0.47$	$-10.85 \pm 0.94$
2011-2022	$-68.75 \pm 0.40$	$-7.63 \pm 0.06$	$-58.44 \pm 0.40$
2013-2015	$-6.58 \pm 0.94$	$-3.29 \pm 0.038$	$-5.59 \pm 0.94$
2015-2022**	$-47.98 \pm 0.67$	$-6.85 \pm 0.67$	$-40.78 \pm 0.67$

\*\*En el periodo 2015-2022 se consideraron como medidas de incertidumbre obtenidas en el co-registro del MDE 2015. Ya que el MDE 2022 no tiene zona estable coincidente con el MDE 2015.

Durante el periodo 2011-2013, se registró el menor adelgazamiento superficial del glaciar, que probablemente se debe a que durante noviembre y diciembre del 2012 las condiciones climáticas fueron favorables para el desarrollo de nevadas, permitiendo mantener una reserva de nieve durante la estación seca y ayudó mitigar el efecto de la ablación de verano (Kinnard et al., 2018).

Para realizar una interpretación más detallada de los cambios de elevación superficial del glaciar Universidad, los resultados del balance de masa se analizan de 3 formas: (1) en un análisis de regresión utilizando las diferencias de elevación observadas y (2) análisis de regresión con los datos modelados con un test de residuos y por último (3) con una cartografía de distribución espacial de los cambios de elevación.

Figura 14: Perfil vertical del cambio de elevación superficial observado ( $\Delta h$ ) de la lengua NE del Glaciar Universidad.



## Relación entre el cambio de elevación superficial y la elevación

Una vez que se ha calculado el cambio de elevación superficial del glaciar (denotado como  $\Delta h$ ), se puede observar un comportamiento similar en los periodos. Este comportamiento se debe a la tendencia altitudinal de  $\Delta h$ , ya que se detecta una fuerte correlación entre los rangos altitudinales con los cambios elevación ( $R^2$  2011-2013=0.88;  $R^2$  2011-2015= 0.85;  $R^2$  2013-2015= 0.75;  $R^2$  2011-2022= 0.54;  $R^2$  2015-2022= 0.45. Figura 14). Dicho fenómeno se relaciona con el contraste de las tasas de ablación en el glaciar, por ejemplo, valores negativos en la zona más baja y valores positivos en la cuenca de acumulación. Aunque este comportamiento es lógico en glaciares de valle, a medida que el glaciar alcanza mayores altitudes, puede ocultar otras influencias en las tasas de ablación, como el efecto de la morfología superficial.

En todos los periodos de análisis, se detecta una disminución gradual de la elevación superficial, aunque es más notoria en el intervalo de altitud entre 2500 y 3030 msnm. Es importante mencionar que el comportamiento en el periodo 2011-2022 solo fue medido hasta los 2920 metros s. n. m., ya que el nivel de cobertura altimétrica del modelo 2022 abarcaba hasta esa elevación. Sin embargo, se observa que en este periodo la disminución de la elevación superficial ha sido mayor en la lengua principal, coincidiendo con los resultados obtenidos en todos los MDE utilizados. En particular, se observa una mayor disminución de la elevación superficial durante el periodo 2011-2015 en comparación con 2011-2013 en toda la lengua NE del glaciar (Figura 13 B). Esta tendencia muestra una aceleración del retroceso glacial durante este periodo, siendo más pronunciada en el intervalo de elevaciones 2500 -3030 msnm. Aunque este comportamiento de la elevación superficial se reduce a medida que se asciende en la altitud, aún se observa el descenso en todo el perfil durante ambos periodos. Mientras que en el periodo 2011-2022, se observa un claro incremento en las diferencias de elevación superficial. Esta tendencia indica una pérdida significativa de masa glacial en la zona del Glaciar Universidad durante los últimos años.

A pesar de que la relación inversa entre  $\Delta h$  observadas y la elevación es una característica común en los glaciares de valle, es importante tener en cuenta que este comportamiento puede no reflejar completamente la influencia de la morfología en los cambios de elevación del glaciar. La morfología superficial puede influir significativamente en las tasas de ablación, por lo tanto, en su cambio de elevación. Estos factores pueden modificar la cantidad y la distribución de la ablación, lo que puede ocultar o distorsionar la relación entre  $\Delta h$  y la elevación (Mölg et al., 2020; Rowan et al., 2021). En consecuencia, es necesario considerar la influencia de la topografía y la morfología superficial en el análisis de los cambios de elevación del Glaciar Universidad.

En Figura 15, se muestra el comportamiento del test de residuos aplicado a las diferencias de elevación  $\Delta h$  versus la elevación en la lengua noreste del glaciar Universidad en todos los periodos tiempo analizados. En la Tabla 8, se muestra el resultado del análisis de regresión lineal para los valores de  $\Delta h$  resultantes del test de residuos en los intervalos de elevación  $h \geq 2850$  y  $h \leq 2850$ . Se observa una disminución significativa de  $\Delta h$  en todos los periodos de análisis indica una pérdida importante de masa en la lengua NE del glaciar, especialmente en el intervalo de altitud 2850-2930 m.s.n.m. Del gráfico se observa que el comportamiento vertical del balance de masa no es uniforme a lo largo del glaciar, sino que presenta una variabilidad altitudinal. Aunque hay una tendencia negativa

general en el intervalo que comienza en el frente del glaciar hasta los 2850 m.s.n.m, existen áreas donde el cambio de elevación es cero o incluso positivo.

Sin embargo, a partir de los 2850 m.s.n.m los datos vuelven a ser sensibles a la tendencia altitudinal, dada la disminución en los valores de  $\Delta h$  con el incremento de la altitud, pese a haber quitado la tendencia altitudinal. Esto sugiere que el efecto altimétrico sigue siendo sensible al realizar el análisis de regresión utilizando los valores del test de residuos. Por ejemplo, en el intervalo 2930-4100 m.s.n.m se observa la tendencia altitudinal en el cambio de elevación. Por lo tanto, se debe tener en cuenta este efecto altimétrico al realizar el análisis de regresión con las diferencias de elevación modeladas, ya que la minimización de la tendencia altitudinal a través del test de residuos no es suficiente para excluir completamente este efecto.

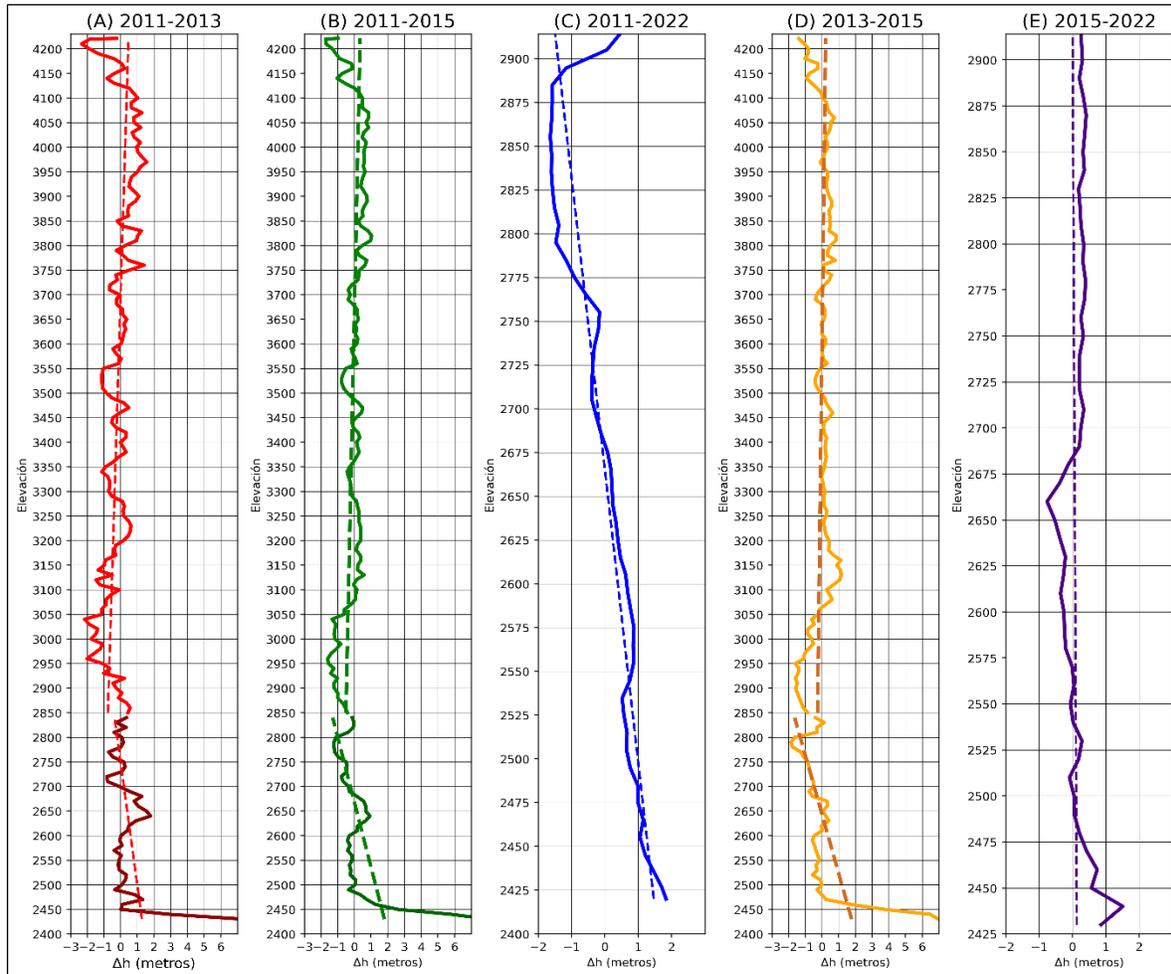
En el gráfico de la Figura 15 A se muestra el perfil vertical de los cambios de elevación de la lengua NE en el periodo 2011-2013. Durante este periodo, se realizó un análisis de regresión para estudiar la relación entre rangos altitudinales y los cambios de elevación de la lengua NE. Los resultados obtenidos indican que, para altitudes iguales o superiores a 2850 msnm, existe una relación positiva significativa entre la elevación y  $\Delta h$ , como se observa en la ecuación de regresión con una pendiente de 0.0009 y un coeficiente de determinación  $R^2$  de 0.19. Por otro lado, para altitudes menores o iguales a 2850 m.s.n.m, se encontró una relación negativa débil entre la elevación y  $\Delta h$ , como se muestra en la ecuación de regresión con una pendiente de -0.0004 y un coeficiente de determinación  $R^2$  de 0.14 (Tabla 7). En el gráfico 10 B, el comportamiento de  $\Delta h$  en función de la elevación es similar al periodo anterior en el mismo intervalo de elevación (2850-4230 msnm) con una pendiente de regresión es de 0.0006 y un coeficiente  $R^2$  de 0.14, mientras que en el intervalo 2430-2850 la tendencia lineal sigue siendo sensible (0.00769) y el coeficiente  $R^2$  es de 0.30 indica un aumento, pese a no ser muy alto, sugiere que hay una relación moderada entre el cambio de elevación con otro factor distinto al control altitudinal. En el periodo entre el 2013 y 2015 (Figura 15D) para las altitudes iguales o superiores a 2850 m.s.n.m, se encontró una ecuación de regresión con una pendiente de 0.0003 y un coeficiente de determinación  $R^2$  de 0.05, lo que sugiere que sí existe una relación significativa entre la elevación y la variación de la altura de la lengua NE en este rango altitudinal. Por otro lado, para altitudes menores o iguales a 2850 m.s.n.m, se encontró una pendiente de -0.0083 y un coeficiente de determinación  $R^2$  de 0.34, lo que indica una relación negativa moderada entre la elevación y la variación de la altura de la lengua NE. En el periodo 2015-2022 (Figura 10E), los resultados indican una relación negativa muy débil entre la elevación y  $\Delta h$  la lengua principal para altitudes menores o iguales a 2850 m.s.n.m. Se encontró una pendiente negativa de -0.0003 en la ecuación de regresión, lo que sugiere que la disminución en la altura de la lengua por unidad de elevación es muy pequeña. El coeficiente de determinación  $R^2$  fue de 0.01, lo que indica una relación negativa muy débil. Por último, en el periodo 2011-2022 (Figura 15 C) que solo cubre las elevaciones entre 2430 y 2850 la pendiente sigue siendo negativa con un valor de -0.0060, es decir, que aún se observa el efecto altitudinal pese a estar ubicado en la sección más baja del glaciar, sin embargo, el valor  $R^2$  es de 0.79 lo que significa que el modelo de regresión explica la mayor parte de la varianza de  $\Delta h$ . Este es un valor alto, lo que sugiere que la relación entre la elevación y las diferencias de elevación otro control distinto a la tendencia altitudinal. También es posible que haya una relación no lineal, o que haya otros factores que afecten a los cambios de elevación superficial que no se estén considerando en el modelo de regresión. Sería importante revisar el contexto del

análisis y los datos utilizados para el modelo para entender mejor las posibles razones detrás de los resultados obtenidos.

Tabla 7: Test de residuos para  $\Delta h$  versus elevación en los periodos de tiempo estudiados.

Periodos	Intervalo	Ecuación	Pendiente	R <sup>2</sup>
2011-2013	$h \geq 2850$	$-3.32 + 0.0009x$	0.0009	0.19
	$h \leq 2850$	$11.00 + -0.0040x$	-0.0004	0.14
2011-2015	$h \geq 2850$	$-2.27 + 0.0006x$	-0.0006	0.15
	$h \leq 2850$	$20.15 + -0.0076x$	-0.0076	0.3
2013-2015	$h \geq 2850$	$-1.25 + 0.00x$	0.0003	0.05
	$h \leq 2850$	$21.99 + -0.01x$	-0.0083	0.34
2011-2022	$h \leq 2850$	$15.92 + -0.01x$	-0.0060	0.79
2015-2022	$h \leq 2850$	$0.76 + -0.00x$	-0.0003	0.01

Figura 15: Comportamiento del test de residuos en función de la elevación. La línea segmentada muestra la tendencia.



Después de analizar los cambios de elevación con la tendencia altitudinal minimizada, se descubrió que el comportamiento de  $\Delta h$  aún estaba influenciado por la altitud. Sin embargo, al estudiar el coeficiente de regresión lineal  $R^2$  en los intervalos de elevación utilizados en la modelación anterior, (2430-2850 y 2850-4230), se encontró que había un factor adicional no considerado en la modelación que afectaba la tasa de cambio superficial. Para aclarar este fenómeno, se estudió el comportamiento de  $R^2$  por ventanas móviles de 30 metros (Figura 11 A y B) y se identificó que existía una relación entre el control altitudinal y morfológico.

En los gráficos de variabilidad del coeficiente  $R^2$  en el intervalo comprendido entre 2850 y 4230 m.s.n.m (Figura 15 A), se observa un patrón parecido en los periodos 2011-2013 y 2011-2015, en el cual los valores de  $R^2$  tienen un comportamiento similar en todo el intervalo de elevación. Por ejemplo, en ambos periodos en el intervalo 2950-3150 msnm el valor de  $R^2$  es mínimo siendo 0.04 en 2011-2013 y 0.18 en 2011-2015. Además, el nivel de correlación comienza a incrementarse con la elevación. Sin embargo, entre 3350 y 3950 m.s.n.m se presenta otra zona de bajo grado de correlación, esta franja altitudinal coincide con zonas de alta variabilidad altimétrica como se observa en los mapas A y B de la Figura 12.

A pesar de que se notó un incremento en el valor de  $R^2$  a medida que se incrementa la elevación (Tabla 8), su comportamiento es variable a lo largo de los periodos de análisis. En los primeros intervalos se observa que el comportamiento del coeficiente de variación es similar en todos los periodos, mientras que el correspondiente al 2011-2013 es distinto. Este comportamiento de  $R^2$  puede explicarse por el retroceso del glaciar, ya que a medida que su límite inferior se desplaza hacia secciones más elevadas, las secciones terminales estarán en una posición más alta en comparación con el inicio de las mediciones. Además, como la sección terminal se encuentra a mayores elevaciones, se empieza a notar la influencia del control altitudinal combinado con la morfología superficial en los cambios de elevación superficial.

Por último, en los tres periodos los valores de  $R^2$  entre los 2610 y 2850 metros tienen un comportamiento similar en los periodos 2011-2013, 2013-2015 y 2011-2015 (Figura 16 B), lo que indica que existen intervalos específicos en donde la correlación es fuerte, mientras que en otros es débil y en esos intervalos puede existir un mayor control morfológico. En especial, en el periodo 2011-2022, se observa que el control morfológico es más influyente que en los otros periodos, los valores de  $R^2$  son menores que en los otros periodos lo que indica que existe un mayor control morfológico en este periodo comparado a los otros.

Figura 16: Los gráficos muestran el comportamiento del coeficiente correlación lineal  $R^2$  según la elevación. En A se muestra el comportamiento  $R^2$  en el intervalo 2430-2850 y en B entre 2850-4230.

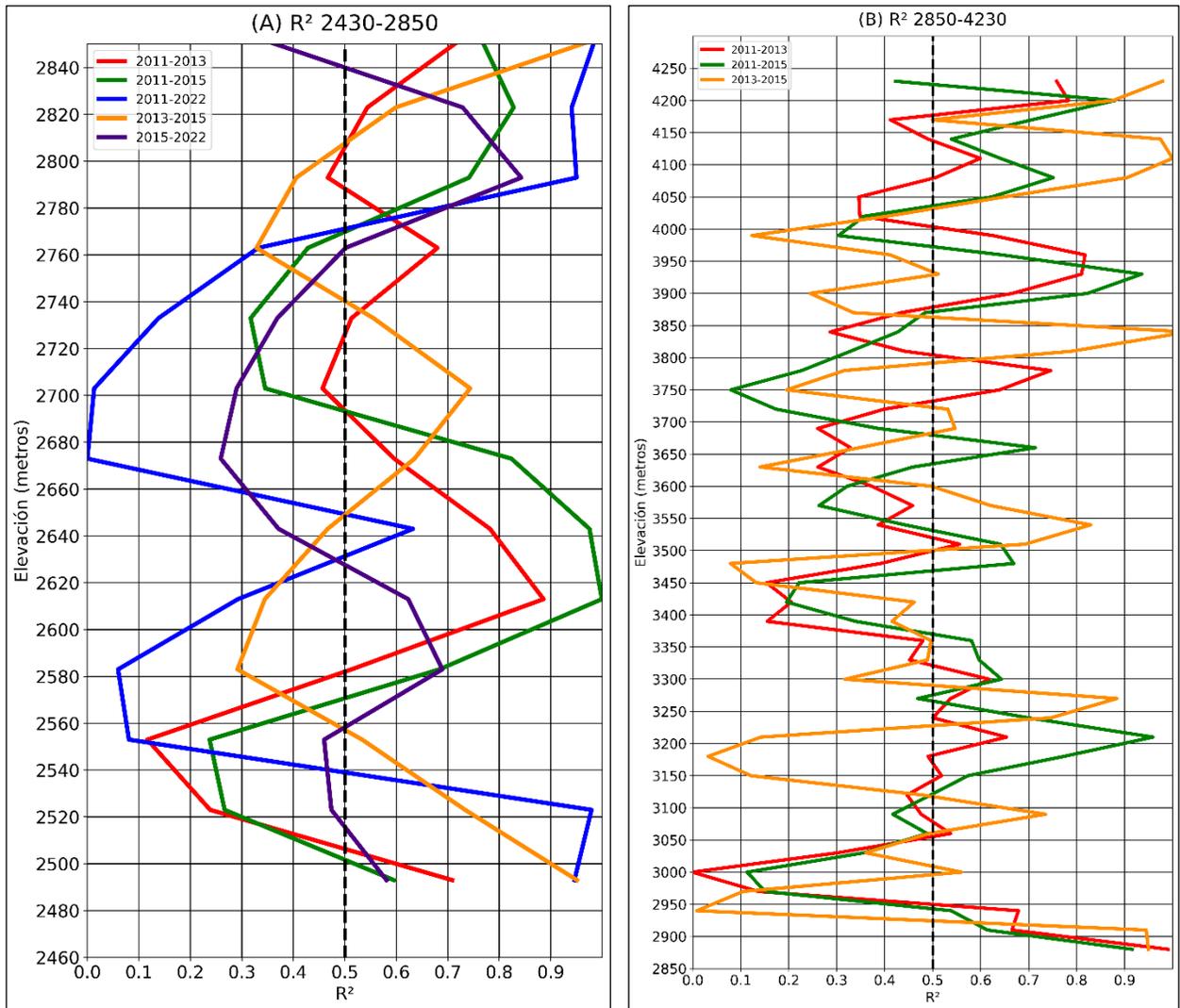


Tabla 8: Valores del coeficiente R2 por banda altitudinal con intervalo de 30 metros (continúa en la página siguiente).

Intervalo H	2011-2013	2011-2015	2013-2015	2015-2022	2011-2022
2400-2430	0.37	0.03	0.66	0.21	0.02
2460-2490	0.01	0.03	0.00	0.69	0.01
2490-2520	0.88	0.77	0.37	0.11	0.09
2520-2550	0.14	0.36	0.14	0.12	0.44
2550-2580	0.87	0.96	0.59	0.94	0.66
2580-2610	0.88	0.96	0.24	0.94	0.82
2610-2640	0.97	0.99	0.90	0.39	0.59
2640-2670	0.05	0.02	0.12	0.25	0.52
2670-2700	0.19	0.12	0.07	0.21	0.69
2700-2730	0.87	0.38	0.81	0.20	0.21
2730-2760	0.12	0.03	0.15	0.99	0.99
2760-2790	0.93	0.06	0.01	0.04	0.99
2790-2820	0.51	0.98	0.64	0.07	0.01
2820-2850	0.98	0.03	0.93	0.72	0.76
2850-2880	0.00	0.02	0.01	0.97	0.97
2880-2910	0.08	0.11	0.01	0.95	0.97
2910-2940	0.11	0.12	0.50	0.98	0.05
2940-2970	0.26	0.65	0.32		
2970-3000	0.59	0.73	0.86		
3000-3030	0.40	0.71	0.18		
3030-3060	0.97	0.89	0.80		
3060-3090	0.76	0.87	0.97		
3090-3120	0.25	0.48	0.21		
3120-3150	0.96	0.98	0.71		
3150-3180	0.75	0.02	0.38		
3180-3210	0.98	0.89	0.36		
3210-3240	0.30	0.06	0.06		
3240-3270	0.08	0.03	0.98		
3270-3300	0.06	0.35	0.22		
3300-3330	0.42	0.09	0.20		
3330-3360	0.97	0.99	0.94		
3360-3390	0.53	0.33	0.62		
3390-3420	0.70	0.45	0.94		

Continuación de la tabla 8

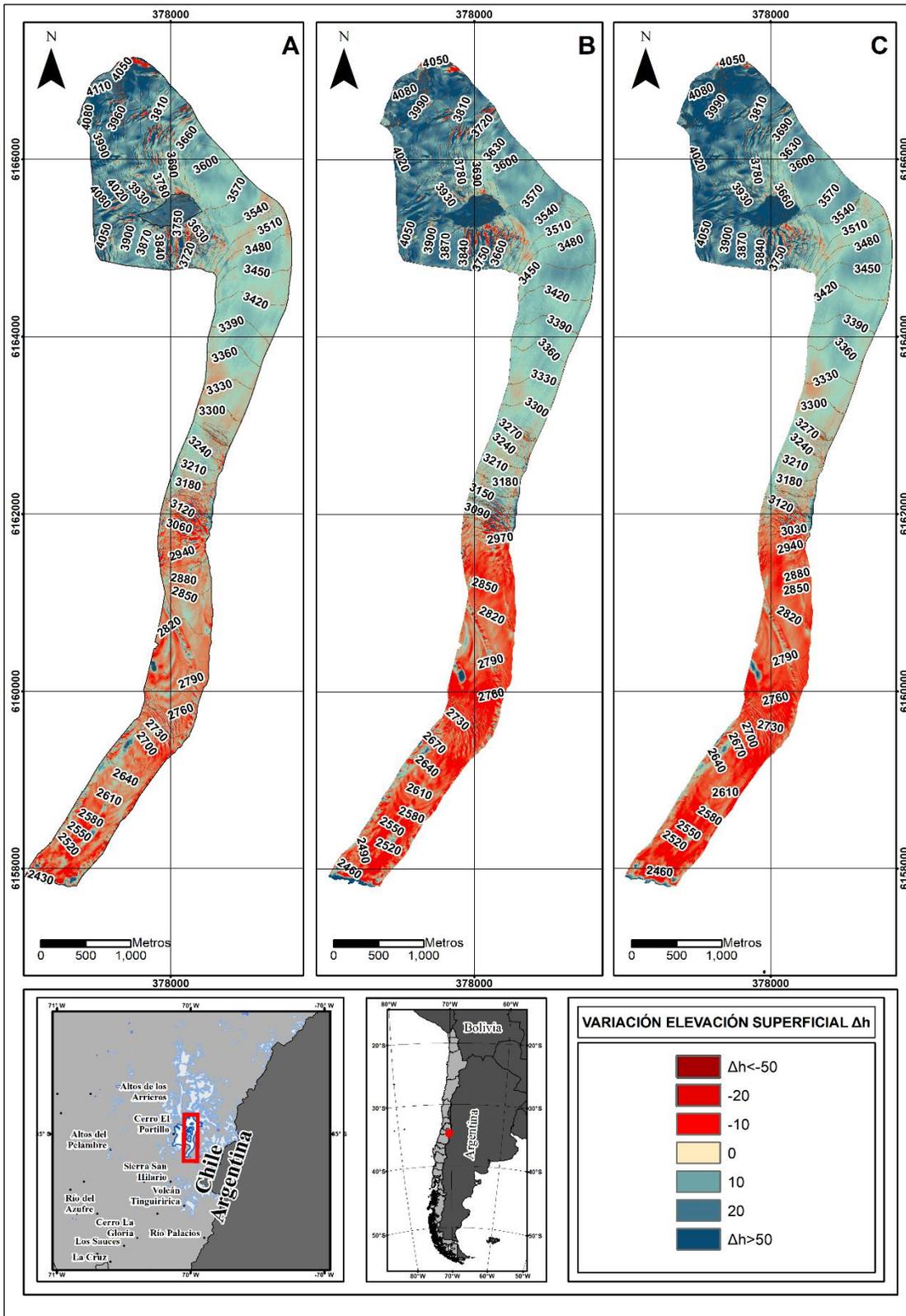
Intervalo H	2011-2013	2011-2015	2013-2015	2015-2022	2011-2022
3420-3450	0.22	0.87	0.52		
3450-3480	0.64	0.20	0.49		
3480-3510	0.01	0.00	0.02		
3510-3540	0.32	0.67	0.12		
3540-3570	0.89	0.84	0.95		
3570-3600	0.59	0.67	0.21		
3600-3630	0.06	0.06	0.24		
3630-3660	0.46	0.75	0.73		
3660-3690	0.68	0.05	0.09		
3690-3720	0.07	0.52	0.83		
3720-3750	0.86	0.38	0.77		
3750-3780	0.15	0.51	0.74		
3780-3810	0.95	0.97	0.96		
3810-3840	0.23	0.41	0.00		
3840-3870	0.55	0.15	0.16		
3870-3900	1.00	0.97	0.58		
3900-3930	0.04	0.02	0.06		
3930-3960	0.95	0.96	0.29		
3960-3990	0.22	0.62	0.77		
3990-4020	0.09	0.24	0.22		
4020-4050	0.86	0.95	0.92		
4050-4080	0.38	0.05	0.02		
4080-4110	0.90	0.23	0.00		
4110-4140	0.03	0.03	0.01		
4140-4170	0.61	0.87	0.85		
4170-4200	0.02	0.02	0.97		
4200-4230	0.93	0.82	0.01		

La variación media de la elevación superficial, analizada en los párrafos anteriores explica parcialmente del comportamiento de estos cambios en el glaciar Universidad. Por consiguiente, en esa descripción y en los correspondientes gráficos de las Figuras 10 y 11, no se ha considerado la distribución espacial de los cambios altitudinales, ni la existencia de puntos locales de ablación o acumulación dentro de cada banda altitudinal. Para profundizar el análisis, los cambios medios de elevación superficial fueron cartografiados y se muestran en las Figuras 12 y 13, utilizando las diferencias entre cada MDE. Los mapas muestran los cambios en todos los periodos, estos entregan información detallada de la distribución espacial de los cambios de elevación superficial

Según los análisis anteriores, se puede identificar una zona de ablación diferencial en la lengua NE del glaciar, donde los cambios de elevación siguen una tendencia altitudinal. En general, se observa que, en todos los períodos analizados, se registra un comportamiento de  $\Delta h$  negativo, lo que indica una disminución en la elevación superficial en el glaciar. Sin embargo, al analizar con mayor detalle la lengua NE en los mapas de las Figura 17 y Figura 18 como en los gráficos de las Figuras 15 y 16, se destaca que la disminución se concentra principalmente entre el frente del glaciar y los 2850 metros de elevación. En los tres mapas, se observa una aceleración en la disminución de la elevación superficial en toda la extensión de la lengua noreste, en el periodo 2011-2013 (Figura 17 A) la pérdida media es de  $-5.68 \pm 3.5$  metros. En el segundo periodo, 2013-2015 (Figura 17 B) la pérdida de masa media es de  $-6.58 \pm 0.94$  metros. Por último, en el periodo 2011-2015 (Figura 17 C) en donde valor medio es  $-12.76 \pm 0.94$  metros. Mientras que, en la lengua principal del Glaciar Universidad (Figura 18), el comportamiento espacial de  $\Delta h$  es predominantemente negativo evidenciando una aceleración de esta tendencia en los últimos periodos de análisis, siendo este  $-65.75 \pm 0.40$  metros en el periodo 2011-2022 y  $-47.98 \pm 0.67$  metros en el periodo 2015-2022. En esta sección del glaciar, se pueden observar cambios repentinos en la elevación superficial debido al flujo gravitacional del glaciar, lo cual ocurre durante los tres períodos analizados. Este fenómeno es común en zonas donde hay glaciares activos o en retroceso, ya que el movimiento constante de la masa de hielo puede afectar la morfología del terreno circundante.

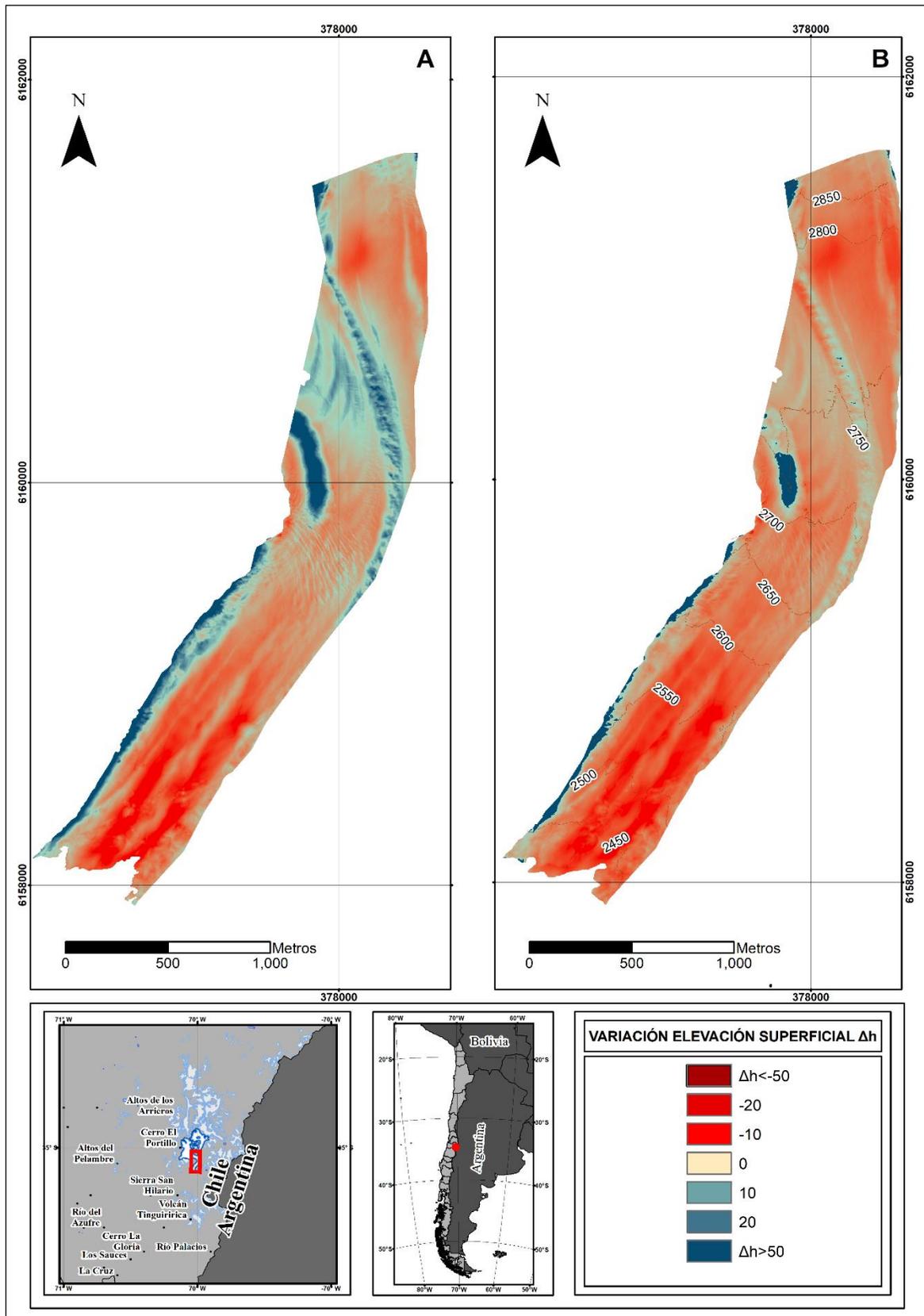
En el rango altitudinal entre los 2850 y los 4230 metros sobre el nivel del mar, se puede observar una tendencia a la disminución en los cambios de elevación, que se vuelven positivos en las secciones más elevadas. Estos hallazgos coinciden con la tendencia decreciente en el cambio de elevación a medida que se alcanzan altitudes más elevadas. Durante el periodo 2011-2013, el cambio de elevación medio fue de -4,5 metros, mientras que durante el periodo 2011-2015, fue de -9,4 metros. Aunque la morfología superficial de esta zona es generalmente uniforme, se identifica una zona de cambios bruscos de elevación en el intervalo de 2950 a 3200 msnm, así como en el intervalo de 3500 a 3850 msnm. Estos cambios son el resultado de la presencia de grietas en la zona, las cuales se forman debido al esfuerzo tensional del glaciar y pueden variar en tamaño, forma y profundidad. Por último, en el circo glacial la morfología superficial es similar y también se observa la presencia de un campo de grietas en la parte más alta.

Figura 17: : Distribución espacial del balance de masa geodésico en la lengua noreste (NE) del glaciar Universidad.



Fuente: Elaboración propia

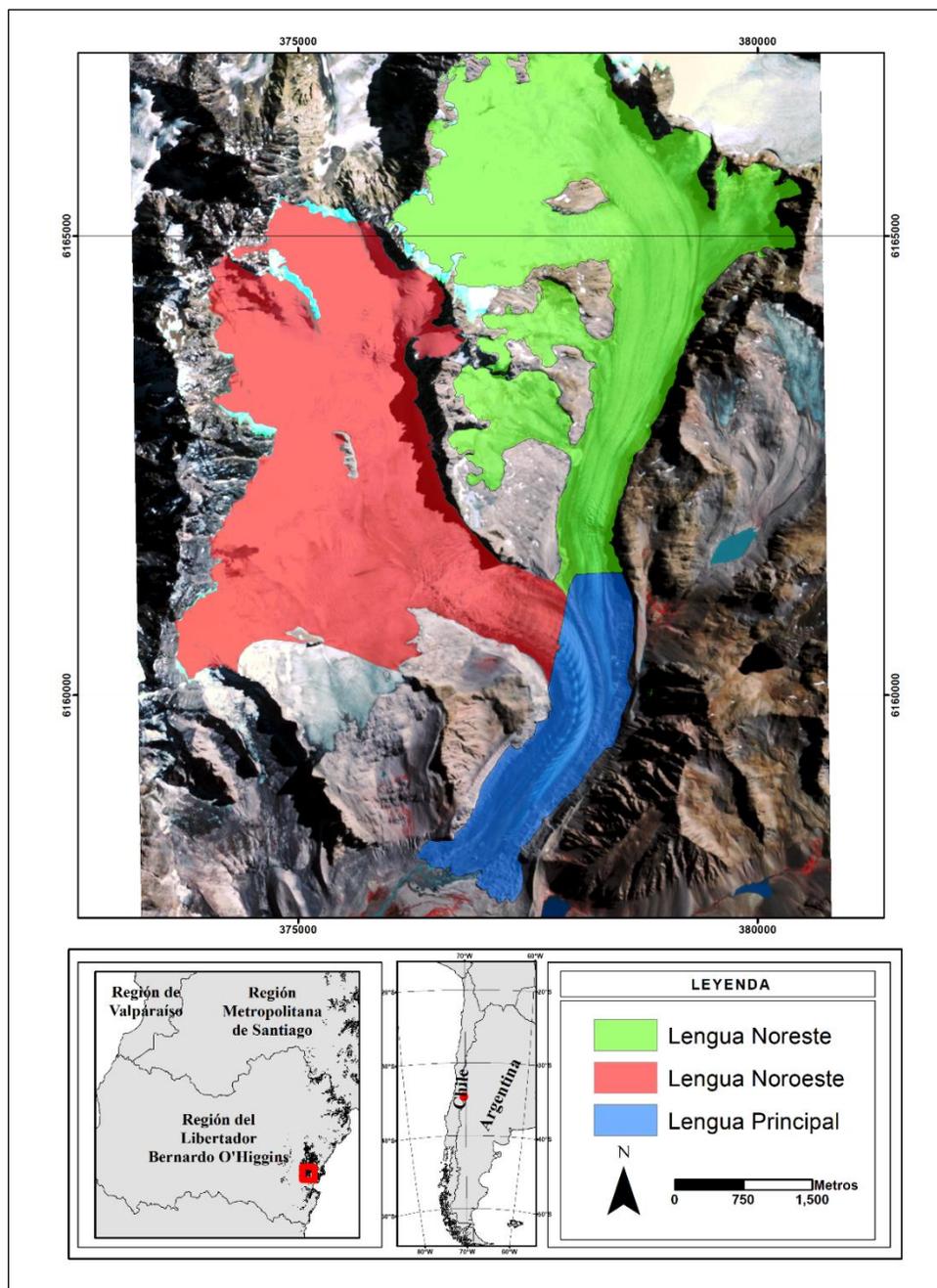
Figura 18: Distribución espacial del balance de masa geodésico en la lengua principal del glaciar Universidad.



## Morfología superficial y balance de masa

Tras realizar un análisis general de la configuración morfológica del glaciar Universidad, se ha identificado que se trata de un glaciar de cuencas compuestas. Se han encontrado dos cuencas de acumulación principales situadas al noroeste y noreste, respectivamente, de las cuales fluyen dos corrientes de hielo principales, el flujo noroeste y el flujo noreste. Estas corrientes de hielo convergen para formar la lengua principal del glaciar, como se puede apreciar en la Figura 19. En esta sección se analiza el solamente las lenguas noreste y principal debido a cobertura altimétrica y de imágenes ópticas.

Figura 19: Zonificación morfológica Glaciar Universidad.



El flujo noroeste se inclina por suaves pendientes entre los 4300 y 3500 msnm y está rodeado por una sierra en dirección norte-sur (Figura 19, sección roja). Más abajo comienza una cascada de hielo de a lo menos 600 metros. En esta abrupta caída se identifica una abundante presencia de grietas transversales, las cuales seccionan el glaciar en peldaños semicirculares. Al pie de esta cascada, se distinguen una sucesión continua de ojivas. Justo en esta zona se unen las dos corrientes de hielo y posteriormente el glaciar gira aproximadamente en ángulo recto hacia el SE y fluye sobre una pequeña zona de afloramiento rocoso. El paso por esta zona quiebra el glaciar en un segundo campo de grietas, comenzando en el punto de máxima curvatura y continuando de forma diagonal en el sentido del flujo. Más abajo, se encuentran dos morrenas mediales provenientes de ambas corrientes, con la más distal uniéndose al margen sureste formando una morrena lateral, al mismo tiempo que la morrena interior absorbe parte del material dejado y pasa a ser una central aumentando su tamaño.

La segunda corriente de hielo desciende desde el NE y está alimentada por el hielo proveniente de las laderas del volcán Palomo (Figura 19 sección azul). Su correspondiente zona de acumulación se encuentra a una altitud menor que su vecina al oeste y tiene zonas de fuertes pendientes alternando con sectores planos. Además, está densamente cubierta por grietas, distinguiéndose una franja principal que se alinea con un segundo nunatak de menor tamaño. Este es el nunatak utilizado como superficie de referencia en el co-registro. Más abajo, a diferencia de la corriente oeste, el flujo tiene un aporte de hielo de pequeños glaciaretos ubicados en el margen oeste del valle glacial.

En una interpretación general del flujo noreste del glaciar Universidad (Figura 20 y 21), se observan tres zonas principales que están caracterizadas por su variabilidad morfológica y cobertura detrítica. La zona 1, se ubica desde el circo glacial hasta la banda de detritos provenientes de la lengua noroeste en donde la morfología dominante es una alternancia entre patrones de grietas y hielo limpio. En la zona 2, la baja variabilidad se rompe por la aparición de una banda de detritos claros provenientes de la morrena lateral de la lengua noroeste (2850 msnm). En esta zona, la morfología superficial es más dinámica y comienzan a aparecer ojivas que se van alternando entre claras y oscuras. Estas se observan desde la confluencia de las lenguas noroeste y noreste. Además, comienzan a aparecer las estructuras de la morrena central y morrenas laterales de la lengua principal del glaciar. Este sector, se caracteriza por estar parcialmente cubierto por detritos que se encuentran distribuidos en tres bandas longitudinales que corresponden a cada morrena. Estas zonas se diferencian por tener tonalidades claras pertenecientes a las morrenas laterales y oscuras en la morrena principal. Por último, la tercera zona más próxima al frente del glaciar la cobertura de detritos se fusiona, dejando el frente del glaciar completamente cubierto y las estructuras, tales como las morrenas comienzan a adquirir más elevación y pendientes más fuertes y a la vez, comienzan a aparecer formas producto de la fragmentación del frente. Este flujo glacial es el que ha tenido un mayor retroceso, consecuencia de que su zona de acumulación se encuentra a menor altitud que la corriente oeste, 3770 msnm aproximadamente. Cercano al punto de convergencia, se encuentra un pequeño campo de grietas. En este flujo de hielo, se forma una pequeña morrena lateral que más abajo se fusiona a una de mayor tamaño que compone la corriente principal.

Figura 20: Cartografías de la morfología superficial de la lengua noreste.

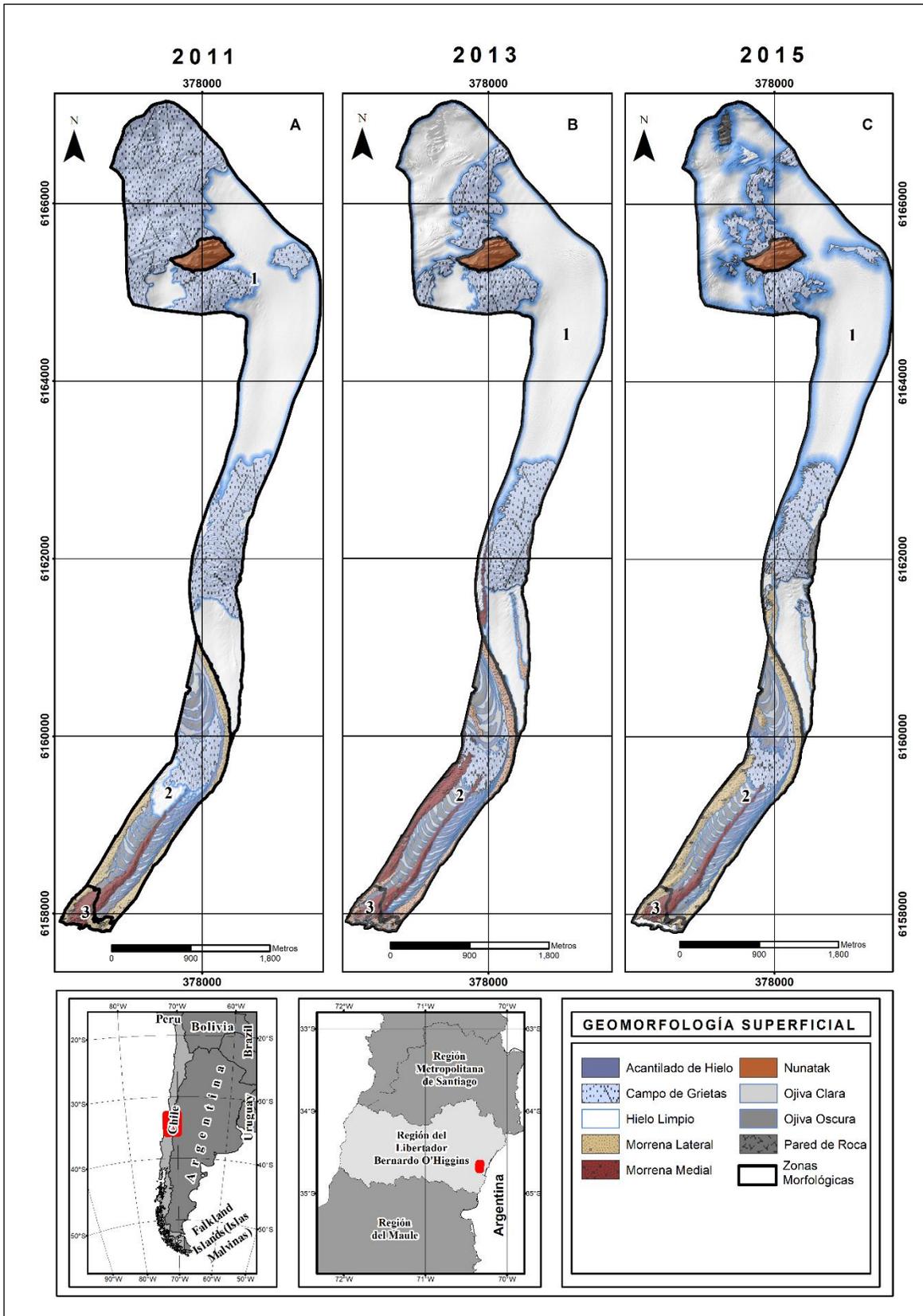
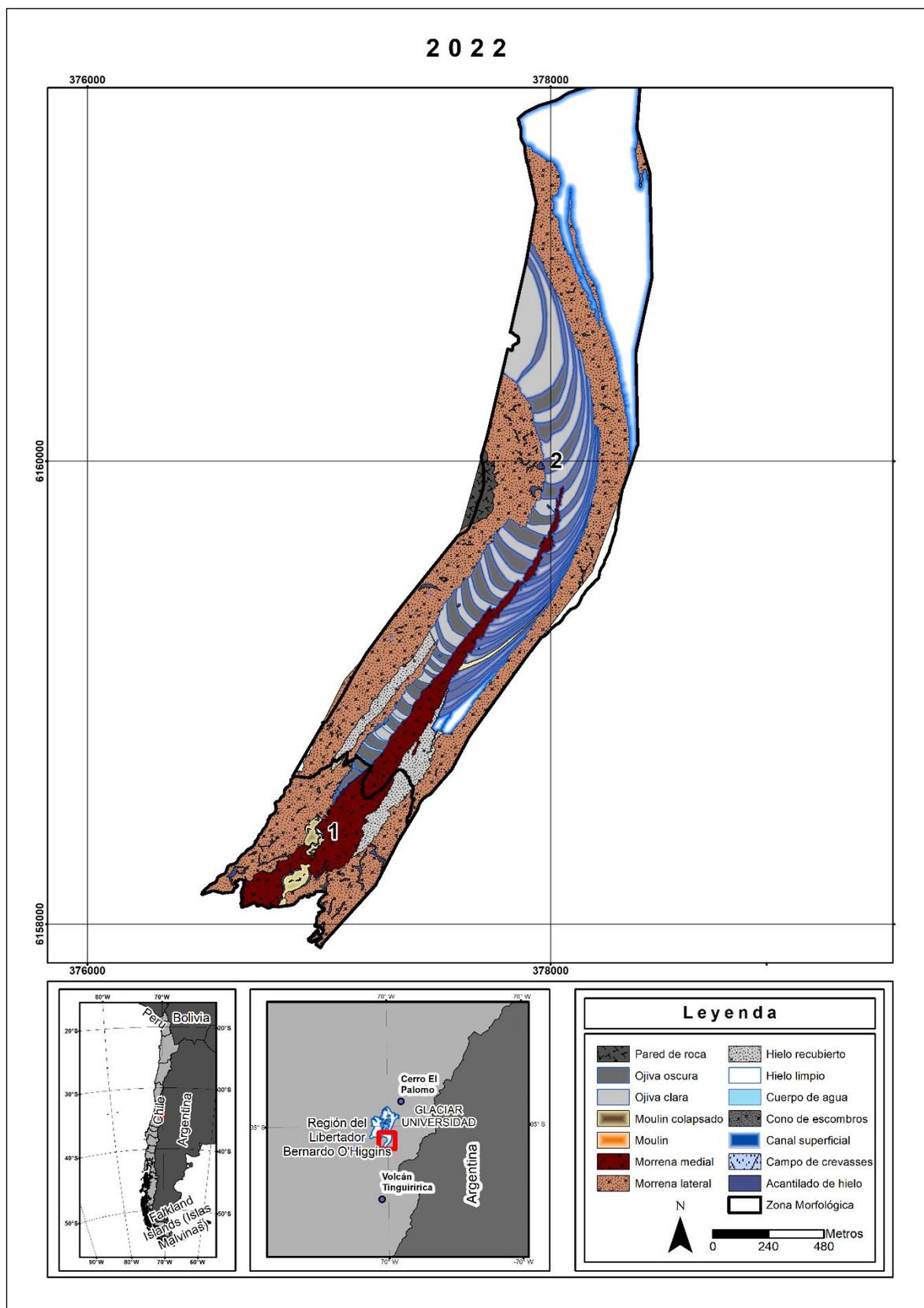


Figura 21: Geomorfología superficial de la lengua principal año 2022.



## Evolución de las zonas morfológicas durante el período de análisis

### Zona morfológica 1

Desde el extremo superior del glaciar hasta la aparición de la banda de detritos en la cota 2850 msnm, se reconoce una baja variabilidad morfológica y topográfica como se detalla en la Tabla 9. Se han identificado dos morfologías principales: Campos de Grietas y zonas de hielo limpio. Los campos de grietas se concentran en dos lugares específicos, en el circo glaciar hasta el nunatak y el otro en la cascada de hielo. Las zonas de hielo limpio se encuentran entre los campos de Grietas y se caracterizan por ser de gran extensión y por presentar una continuidad a lo largo del flujo de hielo; hasta ser interrumpida por la aparición de la banda de detritos en la cota 2850. En los periodos de análisis, las zonas de hielo limpio tenían una superficie de 3.04km<sup>2</sup> en el año 2011, 4.5 km<sup>2</sup> en el 2013 y 4.7km<sup>2</sup> 2015, mientras que la superficie de los campos de grietas para los mismos años comienza en: 4.8 km<sup>2</sup>, 1.4 km<sup>2</sup> y 1.12 km<sup>2</sup> respectivamente. A partir del 2013, se observa el surgimiento de dos morrenas laterales de 0.08 km<sup>2</sup> (2013) y 0.1 km<sup>2</sup> el 2015.

La Tabla 10, muestra datos de altura promedio de las diferentes categorías de morfología superficial en tres años tres años: 2011, 2013, y 2015. La morfología más estable en cuanto a su elevación es el Nunatak, cuya altura promedio se mantuvo relativamente constante en los tres años. Debido a esto, la estabilidad altimétrica del Nunatak permitió su uso como superficie de referencia para el método de co-registro N&K a los MDE utilizados. Por otro lado, la variabilidad de los datos en los Campos de Grietas indica que esta área puede estar experimentando cambios significativos en su topografía. Además, en el hielo limpio del 2011 al 2015 se identificó un incremento de la elevación media, lo que se puede explicar por estar situada a una mayor elevación, con condiciones más propicias para la acumulación, lo que podría estar contribuyendo a este aumento.

Tabla 9: Alturas promedio de diferentes categorías de morfología superficial presentes en la zona morfológica 1.

Año	Forma	h mínima	h máxima	$\bar{h}$	$\sigma_h$
2011	Nunatak	3579,42	3961,01	3763,14	126,53
	Hielo limpio	2770,76	4000,26	3394,70	272,73
	Campo de Grietas	2890,82	4220,76	3683,97	355,90
2013	Nunatak	3610.25	3975.76	3814.25	101.73
	Morrena Medial	2761.73	4219.93	3550.93	349.68
	Hielo limpio	3610.25	3975.76	3814.25	101.73
	Morrena Lateral	2768.94	3207.04	2984.10	119.06
	Campo de Grietas	2954.47	4083.48	3520.77	324.78
2015	Nunatak	3569,56	3972,76	3787,15	101,11
	Morrena Medial	2755,14	3041,68	2887,00	59,85
	Hielo limpio	2753,14	4216,28	3557,17	345,02
	Morrena Lateral	2749,48	2891,95	2828,37	21,69
	Campo de Grietas	2863,19	4050,74	3468,20	325,85
	Pared de Roca	2903,50	4107,74	3516,13	458,09

*h mínima indica la elevación mínima, h máxima indica elevación máxima,  $\bar{h}$  elevación media de la forma y  $\sigma_h$  es la desviación estándar.*

En la Tabla 9, se muestran los cambios de elevación por cada categoría morfológica en los periodos, 2011-2013, 2011-2015 y 2013-2015. En el primer periodo, la morrena lateral presentó la mayor tasa de cambio de elevación superficial ( $dh/dt$ ), con una tasa de  $-4.19 \text{ ma}^{-1}$ . Le sigue la morrena medial con una tasa de  $-3.67 \text{ ma}^{-1}$  y el campo de grietas con  $-2.59 \text{ ma}^{-1}$ . De la morfologías con mayor variación, destaca el campo de grietas por tener la mayor desviación estándar  $\sigma_h \pm 5.21$ . Por otro lado, las formas con menor tasa de cambios de elevación fueron el hielo limpio con una tasa de  $-2.24 \text{ ma}^{-1}$ , aunque también tuvo la segunda variabilidad más alta en esta zona, con un desviación estándar de  $\pm 3.65$ . En el periodo 2011-2015, la morrena medial tuvo la mayor tasa con  $-5.01 \text{ ma}^{-1}$ , seguida por la por la morrena lateral con  $-4.73 \text{ ma}^{-1}$  y por último el campo de grietas con  $-2.80 \text{ ma}^{-1}$  que de igual forma que el periodo anterior tiene la mayor variabilidad con una desviación estándar de  $\pm 6.42$ . Las formas con la menor tasa de cambios este periodo son el hielo limpio, que tiene el menor cambio de elevación media con  $-2.39 \text{ ma}^{-1}$ . De los cambios de elevación superficial por categoría morfológica, se puede observar la influencia de la morfología superficial en los cambios de elevación. En particular, la morfología Hielo limpio mostró el menor cambio elevación en ambos periodos. También destaca la estabilidad altimétrica del nunatak, donde se observan las menores tasas de variación:  $-0.48$ ,  $-0.08$ , y  $-0.10 \text{ ma}^{-1}$  respectivamente a cada periodo.

Tabla 10: Cambios de elevación superficial según morfología superficial correspondiente a la zona morfológica 1.

Periodo	Forma	$\Delta h$ Mínima	$\Delta h$ Máxima	$\overline{\Delta h}$	$dh/dt$	$\sigma_h$
2011-2013	Nunatak	-16,08	19,10	-0.95	-0.48	2,31
	Morrena Medial	-23,46	2,08	-7.34	-3.67	2,86
	Morrena Lateral	-18,94	-2,64	-8.37	-4.19	1,94
	Hielo limpio	-41,47	145,18	-4.48	-2.24	3,65
	Campo de Grietas	-46,91	31,29	-5.17	-2.59	5,21
2011-2015	Nunatak	-23,03	34,65	-0.31	-0.08	2,55
	Morrena Medial	-33,39	-8,95	-20.04	-5.01	2,26
	Hielo limpio	-41,66	145,15	-9.57	-2.39	5,87
	Morrena Lateral	-26,04	-12,58	-18.9	-4.73	2,43
	Campo de Grietas	-45,40	28,28	-11.20	-2.80	6,42
2013-2015	Nunatak	-17,95	5,80	-0,21	-0.10	3,31
	Morrena Medial	-19,43	0,82	-11,05	-5,45	1,57
	Hielo limpio	-56,73	35,64	-5,11	-5,53	1,76
	Morrena Lateral	-15,01	-6,61	-10,91	-0,10	1,01
	Campo de Grietas	-39,17	28,1	-5,68	-2,84	4,81

## Zona morfológica 2

En la zona morfológica 2, se observa un aumento en la variedad y complejidad de las formas superficiales en comparación con la zona anterior (Figuras 15-16). Las principales formas identificadas son las ojivas y las morrenas medial y laterales. Estas características se alinean en dirección del flujo de hielo y se pueden observar patrones reconocibles en su distribución y crecimiento. En primer lugar, se puede destacar la aparición de las ojivas, que se alternan entre claras y oscuras, interrumpidas longitudinalmente por la morrena central. A medida que transcurren los años de análisis, se observa un aumento en el número de ojivas y se observa un avance en dirección hacia el frente del glaciar. Otra forma destacable es la morrena medial, que desde el inicio del período estudiado hasta el año 2022, se pudo evidenciar una progresiva expansión. Sin embargo, a partir del año 2013 se observa el desarrollo de un moulin en la base de la morrena medial que finalmente colapsa en el año 2022. Por otro lado, se han encontrado acantilados de hielo que se caracterizan por tener hielo expuesto a la radiación solar creando puntos extremos de ablación. La morfología superficial de la zona 2, en general, es variada y puede influir en las tasas de cambio de elevación superficial.

En la Tabla 12 se muestran los cambios de elevación superficial en promedio por cada morfología. En general, se puede observar que todas las formas en esta zona experimentaron una disminución en su elevación superficial durante los tres periodos analizados. En el primer periodo (2011-2013), se observa que las formas con las tasa más altas de cambios de elevación son ambos tipos de ojivas con  $-4.84 \text{ ma}^{-1}$  en las claras y  $-4.9 \text{ ma}^{-1}$  metros en las oscuras. Estas formas también tienen una desviación estándar relativamente baja, lo que indica que los cambios en la elevación son relativamente uniformes. La siguiente morfología con las mayores tasa de cambios son los acantilados de hielo con un valor de  $-4.80 \text{ ma}^{-1}$  y además tienen la mayor variabilidad con una desviación estándar de  $\pm 4.7$ . En el periodo 2011-2015, el comportamiento es similar al periodo anterior, se destaca una aceleración en la tasa de cambios de elevación, ubicándose el mayor incremento en los acantilados de hielo con una tasa de  $-5.58 \text{ ma}^{-1}$ . El siguiente mayor cambio se observa en ambas ojivas con una tasa de  $-5.46 \text{ ma}^{-1}$  en las oscuras y  $-5.38 \text{ ma}^{-1}$  en las claras. En este periodo, destaca el incremento de la tasa de cambio en el campo de grietas  $-5.47 \text{ ma}^{-1}$ . Durante el periodo de 2013 a 2015, se registraron cambios significativos en la morrena medial y acantilados de hielo. En la primera unidad morfológica se observó una disminución de  $-23.36$  metros en su elevación, con tasas de cambio de  $-2.30 \text{ ma}^{-1}$ . Asimismo, se observó que el acantilado de hielo también presentó una disminución importante de  $-24.18$  metros, con una tasa de cambio promedio de  $-2.92 \text{ ma}^{-1}$ . De forma similar, las ojivas oscuras tuvieron una disminución de  $-28.10$  metros en su elevación, con una tasa de cambio promedio de  $-2.45 \text{ ma}^{-1}$ . En contraste, las unidades morfológicas que tuvieron menores tasas de cambio son las ojivas claras presentaron una disminución menor de  $-21.06$  metros, con una tasa de cambio promedio de  $-2.96 \text{ ma}^{-1}$ . El hielo limpio disminuyó en  $-14.60$  metros, con una tasa de cambio promedio de  $-5.83 \text{ ma}^{-1}$ . Finalmente, se observó que la morrena lateral experimentó un aumento de  $12.07$  metros en su elevación durante el mismo periodo, con una tasa de cambio promedio de  $-10.39 \text{ ma}^{-1}$ . Por otro lado, la forma con el valor más bajo de  $(\overline{\Delta h})$  es la morrena medial, con  $-8.74$ ; aunque su  $\Delta h$  Desviación Estándar es bastante alta, lo que indica una variabilidad significativa en los cambios de elevación a lo largo de la forma.

En el periodo 2011-2022, se puede observar que el hielo limpio experimentó el mayor cambio en elevación, con una tasa de retroceso promedio de  $-6.82 \text{ ma}^{-1}$ . En segundo lugar, se encuentra la morrena medial con una tasa promedio de retroceso de  $-6.77 \text{ ma}^{-1}$ . Seguido del moulin colapsado con  $-6.59 \text{ ma}^{-1}$ . La ojiva oscura y la ojiva clara presentaron tasas de retroceso promedio similares, de  $-69.86$  y  $-66.45 \text{ ma}^{-1}$ , respectivamente. El acantilado de hielo tiene las tasas de retroceso más bajas de todas las unidades morfológicas en esta zona con  $-4.86 \text{ ma}^{-1}$ .

En el periodo de 2013 a 2015, las tasa de cambio de elevación indican que, durante este periodo, el Acantilado de Hielo presentó la tasa de adelgazamiento más alta, con un valor de  $-6.40$  metros por año. Esto sugiere una pérdida significativa en el espesor del hielo durante estos años. En segundo lugar, se encontró que la Ojiva Oscura presentó una tasa de adelgazamiento de  $-6.02 \text{ ma}^{-1}$ , seguida de cerca por la Ojiva Clara con una tasa de  $-5.93 \text{ ma}^{-1}$ . Estos valores, aunque menores que los observados en el acantilado de Hielo, indican una importante pérdida en el espesor del hielo en estas formas. Por otro lado, la Morrena Medial, morrena lateral y el hielo limpio presentaron las menores tasas de adelgazamiento con  $-5.69$ ,  $-5.20$  y  $-5.19$  metros por año, respectivamente. Estos valores, aunque menores que los anteriores siguen manteniendo un comportamiento negativo.

En el periodo 2015 a 2022, morfología superficial con la mayor tasa de adelgazamiento fue el hielo limpio con un valor de  $-7,93 \text{ ma}^{-1}$ , seguida por morrena medial con  $-7,72 \text{ ma}^{-1}$ . La tercera forma con mayor tasa de adelgazamiento fue "Ojiva Oscura" con  $-6,92 \text{ ma}^{-1}$ . Por otro lado, la forma con la menor tasa de adelgazamiento fue la morrena Lateral con  $-5,95 \text{ ma}^{-1}$ , seguida de las ojivas claras con  $-6,50 \text{ ma}^{-1}$  y el acantilado de Hielo" con  $-4,87 \text{ ma}^{-1}$ . En cuanto a la variación en la altura de las formas de glaciar, se observó que "Hielo limpio" presentó la mayor variación de altura, con un rango de  $-74,33 \text{ m}$  a  $-37,08 \text{ m}$ . Por otro lado, "Acantilado de Hielo" presentó el menor rango de variación, con valores entre  $-65,91 \text{ m}$  y  $-34,10 \text{ m}$ . En términos de la variabilidad de los datos, medida por la desviación estándar ( $\sigma$ ), se puede observar que los valores más altos se registraron en "Acantilado de Hielo" y "Morrena Lateral", con  $\pm 9,42 \text{ m}$  y  $\pm 8,67 \text{ m}$ , respectivamente. Mientras tanto, la menor incertidumbre se presentó en las ojivas claras con un valor de  $\pm 6.18$  metros .

En la zona morfológica 2, los cambios de elevación superficial son más evidentes. Por ejemplo, durante los tres periodos analizados se observó que la disminución de la elevación superficial en cada unidad morfológica es diferente, como en aquellas donde se presentan los valores de  $\Delta h$  promedio altos, como el Hielo Limpio, Morrena medial y Moulin Colapsado. Los valores del promedio de  $\Delta h$  evidencian que en esta zona la influencia de la morfología superficial tiene un mayor impacto de las tasas de ablación.

Tabla 11: Cambios de elevación superficial según morfología superficial correspondiente a la zona morfológica 2.

Año	Forma	h mínima	h máxima	$\bar{h}$	$\sigma h$
2011	Morrena Medial	2488,37	2851,00	2664,88	110,25
	Acantilado de Hielo	2503,06	2594,42	2551,61	25,02
	Ojiva Oscura	2533,84	2620,16	2617,02	10,80
	Ojiva Clara	2618,01	2746,31	2690,95	21,21
	Hielo limpio	2471,01	2843,01	2669,51	101,89
	Morrena Lateral	2520,03	2844,06	2730,29	99,62
	Campo de Grietas	2488,91	2672,41	2576,74	41,16
2013	Morrena Medial	2469,30	2841,81	2614,88	70,26
	Acantilado de Hielo	2497,79	2842,01	2648,37	114,25
	Ojiva Oscura	2483,22	2835,14	2675,20	95,54
	Ojiva Clara	2484,82	2833,55	2693,90	96,42
	Hielo limpio	2555,23	2841,96	2801,46	22,53
	Morrena Lateral	2460,04	2842,97	2695,84	120,40
	Campo de Grietas	2695,51	2804,59	2750,89	23,33
2015	Morrena Medial	2539,00	2845,69	2815,86	25,07
	Acantilado de Hielo	2487,21	2652,87	2552,74	41,99
	Ojiva Oscura	2486,65	2824,10	2676,47	87,24
	Ojiva Clara	2476,05	2824,63	2676,19	96,97
	Hielo limpio	2753,69	2811,43	2788,60	9,90
	Morrena Lateral	2770,71	2818,72	2795,47	10,89
	Campo de Grietas	2679,56	2786,72	2737,48	22,05
2022	Morrena Medial	2520,00	2709,10	2584,44	52,73
	Acantilado de Hielo	2537,43	2783,16	2695,16	63,23
	Ojiva Oscura	2520,00	2779,51	2669,09	66,60
	Ojiva Clara	2520,31	2781,92	2697,18	65,80
	Hielo limpio	2531,45	2793,01	2685,13	102,72
	Morrena Lateral	2520,00	2845,15	2675,85	85,84
	Moulin colapsado	2586,48	2658,85	2614,58	18,74
	Pared de roca	2668,24	2736,46	2697,56	17,57

Tabla 12: Cambios de elevación superficial según morfología superficial correspondiente a la zona morfológica 2.

Periodo	Forma	$\Delta h$ Mínima	$\Delta h$ Máxima	$\overline{\Delta h}$	dh/dt	$\sigma h$
2011-2013	Morrena Medial	-21,76	6,03	-8,74	-4,37	3,29
	Acantilado de Hielo	-20,97	3,88	-9,59	-4,80	4,77
	Ojiva Oscura	-20,68	-3,01	-9,79	-4,90	1,80
	Ojiva Clara	-21,40	3,94	-9,67	-4,84	1,83
	Hielo limpio	-14,42	-0,56	-9,14	-4,57	1,08
	Morrena Lateral	-20,37	10,67	-9,05	-4,53	3,29
	Campo de Grietas	-27,36	5,04	-9,16	-4,58	2,56
2011-2015	Morrena Medial	-36,88	-6,82	-21,10	-5,28	4,26
	Acantilado de Hielo	-35,90	-8,06	-22,33	-5,58	6,18
	Ojiva Oscura	-40,52	-9,59	-21,84	-5,46	2,83
	Ojiva Clara	-36,38	-10,61	-21,53	-5,38	2,63
	Hielo limpio	-23,16	-9,84	-19,63	-4,91	1,36
	Morrena Lateral	-44,91	2,01	-19,44	-4,86	4,72
	Campo de Grietas	-35,96	-7,32	-21,89	-5,47	2,82
2011-2022	Morrena Medial	-88,12	-57,83	-74,42	-6,77	4,50
	Acantilado de Hielo	-85,77	-21,86	-53,51	-4,86	9,87
	Ojiva Oscura	-89,15	-53,29	-69,86	-6,35	6,74
	Ojiva Clara	-88,86	-52,06	-66,45	-6,04	7,03
	Hielo limpio	-93,87	-55,79	-75,07	-6,82	8,35
	Morrena Lateral	-93,23	-16,49	-61,10	-5,55	9,73
	Moulin colapsado	-79,14	-65,19	-72,54	-6,59	2,92
2013-2015	Morrena Medial	-23,36	-2,30	-11,38	-5,69	2,46
	Acantilado de Hielo	-24,18	-2,92	-12,80	-6,40	4,40
	Ojiva Oscura	-28,10	-2,45	-12,04	-6,02	2,11
	Ojiva Clara	-21,06	-2,96	-11,86	-5,93	1,70
	Hielo limpio	-14,60	-5,83	-10,38	-5,19	1,07
	Morrena Lateral	-32,25	12,07	-10,39	-5,20	3,47
2015-2022	Morrena Medial	-69,76	-36,98	-54,03	-7,72	5,07
	Acantilado de Hielo	-65,91	-2,99	-34,10	-4,87	9,42
	Ojiva Oscura	-67,39	-30,24	-48,45	-6,92	6,35
	Ojiva Clara	-66,45	-32,49	-45,48	-6,50	6,18
	Hielo limpio	-74,33	-37,08	-55,52	-7,93	7,83
	Morrena Lateral	-73,77	-4,60	-41,66	-5,95	8,67

### Zona morfológica 3

La zona 3 corresponde al sector más próximo al frente del glaciar. En este sector la elevación es la más baja del cuerpo de hielo, 2478 msnm aproximadamente y la que tiene menor superficie. En la Tabla 13 se muestra disminución gradual de la elevación superficial de esta zona en todos los años de análisis. La morfología superficial en esta zona tiene una configuración caótica de formas asociadas principalmente a la ablación y de frecuentes cambios de elevación a pequeña escala. Las principales formas que se pueden observar son los acantilados de hielo y restos del colapso del moulin. Estas morfologías, al estar en el frente del glaciar no se alinean con el flujo de hielo, sino que se orientan en todas direcciones y se expanden lateralmente.

Tabla 13: Cambios de elevación superficial según morfología superficial correspondiente a la zona morfológica 3.

Año	Forma	h mínima	h máxima	$\bar{h}$	$\sigma h$
2011	Morrena Medial	2422,40	2530,35	2482,19	25,86
	Morrena Lateral	2421,93	2522,85	2476,11	22,11
	Acantilado de Hielo	2422,58	2521,05	2458,86	18,71
2013	Morrena Medial	2426,12	2518,23	2478,50	20,29
	Morrena Lateral	2422,63	2513,52	2465,28	22,77
	Acantilado de Hielo	2423,55	2498,52	2455,26	15,51
	Ojiva Oscura	2475,19	2512,10	2491,91	8,82
2015	Morrena Medial	2425,00	2506,48	2468,71	18,81
	Morrena Lateral	2424,61	2502,00	2465,51	17,07
	Acantilado de Hielo	2423,00	2482,85	2448,87	12,79
	Ojiva Oscura	2460,05	2498,19	2486,87	10,21
2022	Morrena Medial	2423,19	2520,00	2472,16	26,54
	Morrena Lateral	2426,98	2523,50	2468,90	26,40
	Acantilado de Hielo	2422,85	2509,07	2454,87	18,06
	Ojiva Oscura	2487,07	2520,41	2508,71	8,39
	Cuerpo Agua Superficial	2467,16	2475,76	2471,12	2,18
	Moulin colapsado	2426,15	2484,69	2455,81	15,01

La Tabla 14 muestra los cambios en la elevación media por unidad morfológica en la zona 3, durante el período de 2011 a 2013, la tasa de adelgazamiento del glaciar fue alta, como lo indica el valor negativo de las tasas de cambio en todas las unidades morfológicas. La ojiva oscura fue la forma de relieve con la tasa de adelgazamiento más alta, con un valor de  $-5.50 \text{ ma}^{-1}$ . Le sigue la morrena medial con  $-5.47 \text{ ma}^{-1}$ . La última unidad morfológica con mayor tasa de adelgazamiento son los acantilados de hielo con  $-5.21 \text{ ma}^{-1}$ . Por otro lado, la morrena lateral registró la tasa de adelgazamiento más baja, con una disminución de altura de  $-4.65 \text{ ma}^{-1}$ . Es importante destacar que los valores de desviación estándar en la columna  $\sigma$  varían entre 1.86 y 5.02, lo que sugiere que hay una variabilidad significativa en las mediciones de la altura del glaciar.

En el período 2011-2015, se puede observar que la mayor tasa de adelgazamiento se presenta en la Ojiva Oscura con un valor de  $-6,60 \text{ ma}^{-1}$ , seguida del Acantilado de Hielo con una tasa de  $-6,08 \text{ ma}^{-1}$ . Por otro lado, la Morrena Medial y el Hielo limpio presentan tasas de adelgazamiento menores,  $-5,65$  y  $-4,92 \text{ ma}^{-1}$ , respectivamente. Respecto a la desviación estándar, se observa que la Ojiva Oscura presenta la menor variabilidad en los datos con un valor de 1,22 m, lo que sugiere que el comportamiento de esta forma es más consistente en cuanto a la tasa de adelgazamiento. Por otro lado, el Acantilado de Hielo y el Hielo limpio presentan una desviación estándar similar, con valores de 4,77 m y 5,56 m, respectivamente, lo que sugiere una mayor variabilidad en los datos. La Morrena Medial, por su parte, presenta una desviación estándar de 3,72 m.

En el periodo 2011-2022, se observa un aumento en la tasa de adelgazamiento de todas las formas del glaciar, en comparación con el periodo anterior. La mayor tasa de adelgazamiento se registró en el Cono de Escombros con una tasa promedio de  $-8.29 \text{ ma}^{-1}$ . Le siguen las ojiva claras y oscuras, con una tasa de adelgazamiento anual de  $-8,15$  y  $-8,12 \text{ ma}^{-1}$  respectivamente. Por último, el Moulin colapsado tiene una tasa de adelgazamiento anual de  $-8,10 \text{ ma}^{-1}$ . Las unidades morfológicas con las menores tasas de adelgazamiento corresponden a la morrena Medial y lateral con valores de  $-7,62$  y  $-7,17 \text{ ma}^{-1}$  respectivamente. Mientras que el Acantilado de Hielo tiene una tasa de  $-7,17$  metros por año.

Los datos de la Tabla 14 muestran que la tasa de adelgazamiento superficial en la zona morfológica 3 del glaciar Universidad se ha acelerado en todos los periodos de análisis. Desde el período de 2011-2013 hasta el de 2011-2015, las tasas de adelgazamiento incrementaron su adelgazamiento gradualmente. Sin embargo, los períodos 2011-2022 y 2015-2022 se registraron las mayores tasas de adelgazamiento en todas las formas del glaciar.

Tabla 14: Cambios de elevación superficial según morfología superficial correspondiente a la zona morfológica 3.

Periodo	Forma	$\Delta h$ Mínima	$\Delta h$ Máxima	$\bar{\Delta h}$	dh/dt	$\sigma h$
2011-2013	Morrena Medial	-25,65	2,83	-10,94	-5,47	2,63
	Acantilado de Hielo	-28,71	4,58	-10,41	-5,21	5,02
	Ojiva Oscura	-16,91	-3,43	-11,00	-5,50	1,86
	Morrena Lateral	-28,14	5,07	-9,30	-4,65	4,66
2011-2015	Morrena Medial	-37,98	-6,52	-22,60	-5,65	3,72
	Acantilado de Hielo	-37,97	-5,65	-24,30	-6,08	4,77
	Ojiva Oscura	-30,71	-23,60	-26,40	-6,60	1,22
	Hielo limpio	-35,52	0,66	-19,67	-4,92	5,56
2011-2022	Morrena Medial	-102,03	-61,64	-83,77	-7,62	6,96
	Acantilado de Hielo	-101,50	-44,88	-78,88	-7,17	11,89
	Ojiva Oscura	-93,50	-84,16	-89,70	-8,15	1,71
	Ojiva Clara	-91,09	-85,10	-89,36	-8,12	1,29
	Morrena Lateral	-101,43	-57,73	-78,82	-7,17	8,38
	Moulin colapsado	-101,66	-75,44	-89,11	-8,10	5,81
	Cuerpo Agua Superficial	-82,55	-80,54	-81,41	-7,40	0,62
	Cono de escombros	-91,76	-90,53	-91,23	-8,29	0,32
2013-2015	Morrena Medial	-28,81	-2,70	-11,84	-5,92	2,65
	Acantilado de Hielo	-29,18	-1,13	-14,83	-7,42	3,77
	Ojiva Oscura	-16,24	-11,85	-13,79	-6,89	0,55
	Morrena Lateral	-23,69	1,85	-9,94	-4,97	3,18
2015-2022	Acantilado de Hielo	-76,30	-28,09	-55,38	-7,91	10,18
	Ojiva Oscura	-69,59	-59,81	-65,74	-9,39	1,90
	Ojiva Clara	-65,45	-60,85	-64,29	-9,18	0,96

En esta zona, se observa un retroceso continuo del frente como lo muestra el mapa de la Figura 15. En la Tabla 15 se muestran las distancias en que el frente ha retrocedido desde el 2011 hasta el 2022. En el periodo 2011-2013 la distancia de retroceso media es de 14.41 metros, en el 2011-2015 de 49.27 y por último en el periodo 2011-2022 fue 238.55. Una característica del retroceso del frente, desde el 2011 hasta el 2015 es su forma relativamente uniforme. Por el contrario, en el periodo desde el 2015 al 2022, aparte del drástico retroceso del frente, se observan dos entrantes a los costados de la morrena central que inciden dentro del glaciar (Figura 15). Estos entrantes son producto del retroceso del frente alcanzando el hielo limpio o cubierto de forma somera por los detritos, además los acantilados de hielo que se formaron después del colapso del moulin provocando su debilitamiento estructural. Este proceso provocó el aumento de la superficie de erosión y número de formas asociadas, tales como acantilados de hielo y grietas; por consiguiente, la aceleración del retroceso del frente.

Figura 15: Variaciones de la posición frente del flujo principal del Glaciar Universidad desde los años 2011 – 2022

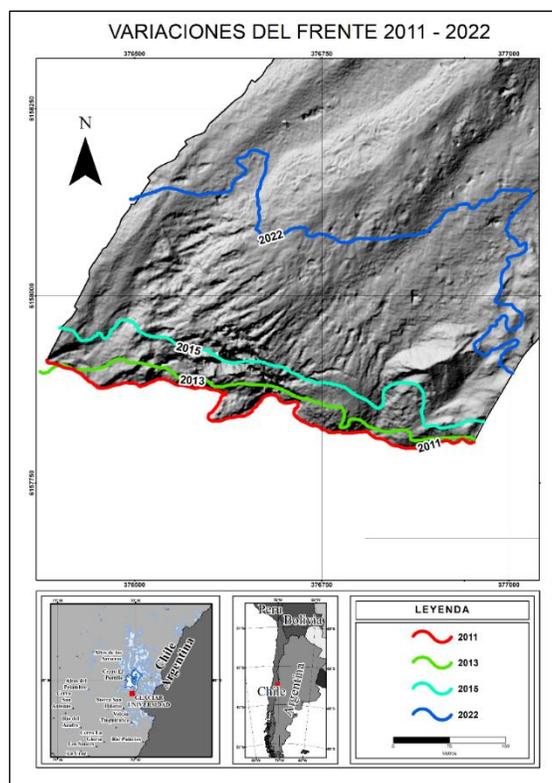


Tabla 15: Distancias del retroceso del frente del glaciar Universidad respecto a la posición en el año de inicio

Periodo	Mínimo	Máximo	Media
2011 - 2013	0	35.54	14.41
2011 - 2015	16.03	84.52	49.27
2011 - 2022	104.62	343.20	238.55

## Discusión

La comparación de los resultados de co-registro obtenidos en este estudio con los de otros modelos altimétricos muestra una notable mejora en la precisión y exactitud de modelos digitales de elevación. Por ejemplo, en el estudio de Podgórski et al. (2019), se utilizaron modelos altimétricos ASTER y SRTM con una resolución espacial de 30 metros para el mismo glaciar. En ese estudio, la mediana inicial para el modelo ASTER fue de -6.45 metros, mientras que la mediana final corregida fue de 0.22 metros. En el caso del modelo SRTM, la mediana inicial fue de -10.61 metros y la mediana final corregida fue de -0.11 metros. Resulta relevante mencionar que, el modelo digital de elevaciones correspondiente al 2013 (MDE 2013) es el mismo que los investigadores utilizaron, sin embargo, su resolución fue modificada para ser comparado con los otros modelos (ASTER GDEM y SRTM).

En comparación con estos estudios previos, los resultados obtenidos en la presente investigación muestran una disminución significativa de la incertidumbre. Los valores de las medianas iniciales de los MDE's en la presente investigación fueron de -1.15 metros en 2011, -1.63 metros en 2015 y -0.79 metros en 2022, mientras que las medianas finales corregidas fueron de 0.012 metros, 0.00024 metros y 0 metros respectivamente. En comparación con estudios anteriores, la buena resolución de los MDE utilizados y el grado de precisión alcanzado con el co-registro permiten una comprensión detallada del balance de masa geodésico y la morfología superficial del glaciar en el período 2011-2022.

Cabe destacar que el método de co-registro de N&K tiene mejores resultados cuando se aplica en modelos que cubren más superficie. En base a los resultados de Podgórski et al. (2019) y a Nuth y Kääb (2011), la precisión del co-registro incrementa con la disponibilidad y superficie de las zonas estables dentro del área de estudio. En este trabajo se seleccionó el nunatak ubicado en la zona de acumulación al NE del glaciar como la zona estable para el co-registro de los MDE's, lo que permitió mejorar significativamente la precisión de los modelos altimétricos corregidos. Además, el uso de la técnica de co-registro permite obtener información más precisa y confiable sobre el balance de masa y los cambios en la morfología superficial del glaciar, lo que resulta esencial para la toma de decisiones en la gestión de los recursos hídricos en la zona de estudio y su entorno.

Con los modelos digitales de elevación corregidos en base al método Nuth y Kääb se detectaron cambios de espesor estadísticamente significativos. En todo el glaciar Universidad existe una tendencia de cambio negativa sobre toda su superficie. Se observa que, pese a la dominancia negativa en los cambios de elevación del glaciar Universidad, estos se encuentran influenciados por el gradiente altitudinal. Se observa el efecto de la elevación sobre la variación de la altitud superficial, es decir, que a medida en que se asciende las tasas de cambios de elevación tienden a ser positivas. Para una interpretación más detallada de los resultados, se analizaron los cambios de elevación superficial del glaciar Universidad a través de tres formas: (1) en un análisis de regresión utilizando las diferencias de elevación observadas, (2) en un análisis de regresión con los datos modelados con un test de residuos y (3) con una cartografía de distribución espacial de los cambios de elevación.

Los tres métodos coincidieron en la evidencia de una tendencia negativa en el cambio de elevación superficial del glaciar, con un aceleramiento de la tasa de adelgazamiento superficial en los últimos años, pero se destacan las tasas observadas en las zonas más bajas del glaciar Universidad, como lo es en la lengua principal. (Figura 15). Esto es consistente por la relación inversa que existe entre la temperatura atmosférica y la elevación. En este sentido, el comportamiento del gradiente tiene un comportamiento similar en otros glaciares. Por ejemplo, Rasmussen & Andreassen, (2005) calcularon el balance de masa interanual en glaciares noruegos encontrando mayores tasas de adelgazamiento en las zonas más bajas de los glaciares estudiados. Por otro lado, Dobhal et al. (2021) encontraron similar comportamiento del gradiente altitudinal y además notaron que la cobertura detrítica del frente del glaciar Dokriani en la cordillera Garhwal en el Himalaya tiene influencia en las tasa de ablación. Además, se compararon los resultados obtenidos en este estudio con los de otros trabajos realizados en la misma zona, pero en diferentes periodos de tiempo y con diferentes técnicas de medición. En la Tabla 19, se muestran los datos obtenidos por otros estudios en la misma área de estudio, incluyendo la ubicación, la fuente de datos altimétricos, la resolución espacial y la tasa de cambios. Los resultados de este estudio son coherentes con los obtenidos por otros trabajos en la zona, los cuales han evidenciado una disminución en el espesor del glaciar Universidad durante las últimas décadas.

En particular, los resultados obtenidos en este estudio son comparables con los de Podgórski et al. (2019), en donde utilizaron un modelo de elevaciones obtenido con ALS y un MDE TanDEMx para medir la elevación superficial del Glaciar Universidad en el periodo de 2000 a 2013. Los autores obtuvieron una tasa anual de cambio de  $-6.99 \pm 0.42$  metros durante el periodo de 2000 a 2013, sobre toda la superficie del glaciar Universidad, es decir incluyendo ambos flujos de hielo, mientras que en este estudio reportó una tasa anual de cambio de  $-4.86 \pm 0.24$  metros para el periodo de 2011 a 2022 en la lengua noreste del glaciar.

Con la tasa de cambios de elevación superficial y el balance de masa geodésico del glaciar Universidad puede ser comparado con los trabajos realizados previamente en la misma zona de estudio. Por ejemplo, Kinnard et al. (2018) calcularon el balance de masa mediante el método directo, utilizando estacas de ablación instaladas en la banda altimétrica de 3500-4200 msnm. Los resultados mostraron que el balance de masa fue positivo, con una media de 2 metros equivalentes a agua (m. eq. a), entre los años 2012-2013. Sin embargo, entre los años 2013-2014, el balance de masa se tornó negativo, con una medida de -4 m. eq. a. Es importante señalar que este estudio solo tuvo mediciones en zonas accesibles del glaciar. En contraste, los resultados obtenidos en este estudio difieren de los obtenidos por Kinnard et al. (2018), ya que se registró un cambio de elevación superficial de  $-2.89 \text{ ma}^{-1}$ . No obstante, en el periodo 2013-2015, ambos estudios son consistentes, registrando una variación de  $-3.50 \text{ ma}^{-1}$  en la misma banda altitudinal. De manera similar a Podgórski et al. (2019), este estudio también encontró una consistencia negativa en la variación de la altitud superficial.

En los Andes Centrales de Chile se observa una tendencia negativa en el cambio de elevación superficial de sus glaciares (Tabla 16). Además, el estudio de Le Quesne et al., (2009) en la Sierra del Brujo, en donde utilizaron modelos digitales de elevación, obtenidos por la interpolación de curvas de nivel de la cartografía del Instituto Geográfico Militar de 1955 y el otro modelo altimétrico fue el SRTM del año 2000, obtuvieron una tasa de cambio de elevación superficial de  $-0.56 \pm 0.47$  metros por

año, en toda la superficie del glaciar Universidad, entre 1955 y 2000, esto sugiere que los glaciares de la región han estado experimentando adelgazamiento superficial durante varias décadas.

En cuanto al glaciar Universidad en particular, los datos de Podgórski et al, (2019), muestran que la tasa de adelgazamiento superficial se ha acelerado significativamente en los últimos años. Los datos del período 2000-2013 obtenidos con sustracción de modelos SRTM-ALS indican una tasa de cambio de elevación superficial de  $-6.99 \pm 0.42$  metros por año, mientras que los datos del período 2003-2013 obtenidos con el uso de ASTER-ALS indican una tasa de cambio de elevación superficial de  $-15.71 \pm 1.07 \text{ ma}^{-1}$ . Además, los datos más recientes de Dussailant et al., 2019, indican una tasa de cambio de elevación superficial de  $-1.58 \pm 0.19 \text{ ma}^{-1}$  en el período 2000-2018. Comparado con aquellos resultados, este estudio sugiere aceleración en la tasa de adelgazamiento superficial del glaciar Universidad a excepción de Podgórski et al, (2019) que obtuvo valores distintos al calcular la tasa de cambios sobre toda la superficie del glaciar Universidad.

Tabla 16: Comparación de tasas de cambios de elevación obtenidas por varios autores con los resultados obtenidos en esta investigación.

Periodo	Fuente datos altimétricos	Resolución espacial (m)	Tasa de cambios $\text{Ma}^{-1}$	Ubicación	Autor
1955-2000	IGM-SRTM	90	$-0.56 \pm 0.47^*$	Sierra del Brujo	Le Quesne, 2009
2000-2011	TanDEM-X	30	$-0.10 \pm 0.10$	Andes Centrales	Braun et al., 2019b
2000-2013	SRTM-ALS	30	$-6.99 \pm 0.42$	Glaciar Universidad	Podgórski et al, 2019
2003-2013	ASTER-ALS	30	$-15.71 \pm 1.07$	Glaciar Universidad	Podgórski et al, 2019
2000-2018	ASTER-ASTER	30	$-1.58 \pm 0.19$	Glaciar Universidad	Dussailant et al., 2019
2011-2013	ALS	1	$-2.89 \pm 0.54$	Glaciar Universidad Lengua NE	Este trabajo
2011-2015	ALS	1	$-3.19 \pm 0.47$	Glaciar Universidad Lengua NE	Este trabajo
2011-2022**	ALS	1	$-7.63 \pm 0.06$	Glaciar Universidad	Este trabajo

\*Valores obtenidos sin coregistro , \*\*Tasa de cambios calculada solo en la lengua principal

Además de los hallazgos encontrados en este estudio, los autores Salerno et al., 2017 encontraron patrones similares en el balance de masa geodésico en los glaciares en el centro sur de la cordillera del Himalaya. Los autores también observaron que el adelgazamiento de los glaciares en el centro sur del Himalaya ha sido más rápido y generalizado en las elevaciones más bajas, lo que indica que estos glaciares están experimentando un mayor impacto del cambio climático. El estudio también reveló que el tamaño de los glaciares no es un factor determinante en su respuesta al cambio climático. De hecho, algunos de los glaciares más grandes del Himalaya han mostrado tasas de adelgazamiento similares o incluso mayores que los glaciares más pequeños.

El cambio de elevación superficial el glaciar muestra un comportamiento diferencial dependiendo de la morfología superficial. Como se muestra en la Tabla 18, que muestra que  $\overline{\Delta h}$  en la zona morfológica que se sitúa más próxima al frente del glaciar, las tasas de cambio sobre la superficie con una cobertura abundante en detritos son más bajas que en aquellas con hielo limpio. En el trabajo de Podgórski et al., (2019), donde se compararon las elevaciones del 2000 (SRTM) con las del 2013 (MDE 2013), se observa que las mayores tasas de adelgazamiento se encuentran en zonas de hielo limpio. El comportamiento del cambio de elevación es similar en ambos trabajos, destacando la influencia de la cobertura superficial en las tasas de ablación en las partes más bajas del glaciar.

Como es sabido, la ablación superficial en zonas cubiertas por detritos no es homogénea, sino que depende del grosor de la capa de detritos. Por lo tanto, una capa delgada puede aumentar la ablación superficial, mientras que una capa más gruesa tiene un efecto aislante, disminuyendo la ablación. De acuerdo con esto, es necesario conocer empíricamente el grosor de la cobertura de detritos para mejorar la comprensión del rol de estos en la ablación (Östrem, 1959, como se citó en (Rowan et al., (2021)).

Los resultados de (Rowan et al., 2021) indican que la cobertura de detritos tiene un impacto en la ablación diferencial de los glaciares. Los investigadores encontraron que la ablación es alta en las zonas con menor espesor de detritos debido a la menor reflectividad y la mayor conductividad térmica entre el hielo subyacente y la capa detrítica. Y se incrementa en zonas donde el hielo está completamente expuesto. En el Glaciar Universidad también se ha observado un comportamiento similar en la ablación superficial. Por ejemplo, en las zonas morfológicas 1 y 2 que están compuestas principalmente por las morrenas medial y laterales tienen un cambio de elevación medio menor que las zonas donde solo hay hielo expuesto (Tabla 16 y 17). Del mismo modo, la superficie cubierta por detritos se ha mantenido estable dentro del periodo de análisis, por ejemplo, la superficie de la morrena medial en el 2011 fue 0.19, en el 2013 0.19 km<sup>2</sup>, en el 2015 0.18 km<sup>2</sup> y por último en el 2022 la superficie fue 0.19 km<sup>2</sup> junto a ella los valores de  $\Delta h$ .

El adelgazamiento superficial de los acantilados de hielo en las zonas morfológica 2 y 3 muestra una aceleración entre 2011-2022. Esto es coincidente con observaciones de (BRUN et al., 2016) sobre el impacto que tienen los acantilados de hielo en la pérdida de masa en glaciares recubiertos en el Himalaya nepalí. Estos autores indican que este fenómeno se encuentra presente en otros glaciares de valle. Los acantilados de hielo han sido identificados como una fuente importante de pérdida de masa de los glaciares. Los autores utilizaron datos topográficos de alta resolución obtenidos mediante fotogrametría terrestre y aérea para estimar la pérdida de volumen de los acantilados de hielo. Los resultados de ese estudio muestran que los acantilados de hielo pierden masa a una tasa seis veces mayor que la fusión del glaciar bajo una capa somera de detritos, lo que sugiere que los acantilados de hielo son una contribución importante a la fusión total del glaciar. Este comportamiento de la ablación en los acantilados de hielo difiere de los obtenidos en este trabajo, porque en este estudio la cantidad y tamaño de los acantilados de hielo es menor que el glaciar estudiado por Brun et al. (2016).

## Conclusiones

En este trabajo se estudió el balance de masa geodésico y la morfología superficial del flujo noreste del glaciar Universidad. Esto se realizó utilizando modelos digitales de elevación de alta precisión, obtenidos mediante ALS (LiDAR aéreo) y fotogramétricos (UAV). Estos modelos fueron adquiridos en fechas cercanas al fin del año hidrológico. Para cumplir con los objetivos propuestos en este trabajo la información altimétrica se le aplicó una corrección geométrica, usando el método de co-registro de Nuth y Kääb. Esto permitió obtener resultados con baja incertidumbre.

En cuanto al co-registro, la precisión de los modelos incrementó considerando la poca disponibilidad de zonas estables en el área de análisis. Por ejemplo, la corrección de los modelos tuvo el mejor resultado en el MDE 2015 con 21% respecto a su estado inicial. También, es importante considerar que los métodos de captura de los datos altimétricos, por su naturaleza de obtención son lo suficientemente precisos. Por lo que este método es idóneo para corregir modelos digitales de elevación derivados de productos satelitales e interpolación de curvas de nivel desde cartografía tradicional.

En los períodos estudiados, el balance fue negativo, y solamente en la zona cercana al circo se encontraron puntos de ganancia de masa. Entre los años 2011-2013 la tasa de disminución fue de  $-2.89 \pm 0.84 \text{ ma}^{-1}$ . El periodo con mayor pérdida de masa fue el 2011-2015, en donde hubo una disminución de  $-3.19 \pm 0.84 \text{ ma}^{-1}$ , esto coincide con una disminución del aporte nival, reducción del albedo y menor cobertura nubosa. Por último, en el periodo 2011-2022, solo se calculó la tasa de cambio parcial, debido a la cobertura espacial de los modelos (desde la confluencia hasta el frente). La tasa de cambio en este periodo es de  $-3.23 \pm 0.85 \text{ ma}^{-1}$ , siendo esta la mayor de todos los periodos, aunque se debe considerar que en la lengua principal del glaciar Universidad predomina la ablación y que el efecto de la megasequía observada desde el 2015 puede ser un factor acelerante en la tasa de adelgazamiento superficial del glaciar. En todos los periodos de análisis se encontraron anomalías positivas dentro de la zona de máxima ablación, este fenómeno no corresponde a un aumento del grosor de hielo, sino que, es efecto de la redistribución de material (hielo o detritos) asociado a la ablación diferencial.

Finalmente, el estudio de la variabilidad del coeficiente de correlación  $R^2$  en relación con la elevación ha permitido identificar un patrón de comportamiento en los cambios de elevación superficiales del glaciar. Aunque la altitud sigue siendo un factor influyente en los cambios de elevación, se ha descubierto que hay un factor adicional no considerado en la modelación que afecta la tasa de cambio superficial. El análisis por bandas altitudinales cada 30 metros ha permitido identificar una relación entre el control altitudinal y morfológico en la variabilidad del coeficiente  $R^2$ . Los valores de  $R^2$  son más bajos en zonas de alta variabilidad altimétrica y en zonas de mayor control morfológico. Se observó un incremento en el valor de  $R^2$  a medida que se ascendía en altitud, pero su comportamiento es variable a lo largo de los periodos de análisis. El retroceso del glaciar ha afectado los valores de  $R^2$ , debido a que las secciones terminales se encuentran en una posición más alta en comparación con el inicio de las mediciones. En el periodo 2011-2022, se observó un mayor control morfológico en los cambios de elevación superficial, lo que indica la importancia de considerar este factor en futuros estudios del glaciar. En conclusión, estos resultados permiten una mejor

comprensión de los procesos que afectan el comportamiento del glaciar y son una herramienta valiosa para la toma de decisiones en la gestión y conservación de los glaciares.

# Bibliografía

- Bamber, J. L., & Rivera, A. (2007). A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global and Planetary Change*, 59(1–4), 138–148.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.031>
- Benn, D., & Evans, D. (2013). *Glacier & Glaciation* (Second edi).
- Bollmann, E. (2010). *Airborne Laser Scanning Glacier Mass Balance / Evaluation of Airborne Laser Scanning Glacier Mass Balance Calculations at Hintereisferner (Tyrol, Austria)*. UNIVERSITY OF INNSBRUCK.
- Braun, M. H., Malz, P., Sommer, C., Farías-Barahona, D., Sauter, T., Casassa, G., Soruco, A., Skvarca, P., & Seehaus, T. C. (2019). Constraining glacier elevation and mass changes in South America. *Nature Climate Change*, 9(2), 130–136. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7>
- Bravo, C., Loriaux, T., Rivera, A., & Brock, B. W. (2017). Assessing glacier melt contribution to streamflow at Universidad Glacier, central Andes of Chile. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7), 3249–3266. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3249-2017>
- BRUN, F., BURI, P., MILES, E. S., WAGNON, P., STEINER, J., BERTHIER, E., RAGETTLI, S., KRAAIJENBRINK, P., IMMERZEEL, W. W., & PELLICCIOTTI, F. (2016). Quantifying volume loss from ice cliffs on debris-covered glaciers using high-resolution terrestrial and aerial photogrammetry. *Journal of Glaciology*, 62(234), 684–695.  
<https://doi.org/10.1017/jog.2016.54>
- Clason, C., Rangecroft, S., Owens, P. N., Edyta, Ł., Baccolo, G., Selmes, N., Beard, D., & Kitch, J. (2023). *Contribution of glaciers to water , energy and food security in mountain regions : current perspectives and future priorities*. 1–6.
- Cuffey, K., & Paterson, W. S. . (2010). The physics of glaciers. In Butterworth-Heinemann (Ed.), *Geoforum* (Fourth Edi). Elsevier.
- Digimapas Chile Aerofotogrametría Ltda. (2015). *TOPOGRAFÍA SUPERFICIAL Y GENERACIÓN DE MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN EN UTILIZANDO ALTIMETRÍA AÉREA LÁSER E IMÁGENES SATELITALES ( LIDAR )*.
- DIMAP. (2013). *CH201301-hyperspectral*.
- Dirección General de Aguas. (n.d.). *Inventario Público de Cuencas Hidrográficas y Lagos*. Inventario

Público de Cuencas Hidrográficas.

[http://www.dga.cl/administracionrecursoshidricos/inventario\\_cuencas\\_lagos/Paginas/default.aspx](http://www.dga.cl/administracionrecursoshidricos/inventario_cuencas_lagos/Paginas/default.aspx)

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). (2022). *METODOLOGÍA DEL INVENTARIO PÚBLICO DE GLACIARES*.

Dobhal, D. P., Pratap, B., Bhambri, R., & Mehta, M. (2021). Mass balance and morphological changes of Dokriani Glacier (1992–2013), Garhwal Himalaya, India. *Quaternary Science Advances*, 4(June), 100033. <https://doi.org/10.1016/j.qsa.2021.100033>

Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., & Ruiz, L. (2019). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, 12(10), 802–808. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>

Escanilla-Minchel, R., Alcayaga, H., Soto-Alvarez, M., Kinnard, C., & Urrutia, R. (2020). Evaluation of the impact of climate change on runoff generation in an andean glacier watershed. *Water (Switzerland)*, 12(12). <https://doi.org/10.3390/w12123547>

ESRI. (2021). *Register Raster*. <https://pro.arcgis.com/>

Foroutan, M., Marshall, S. J., & Menounos, B. (2019). Automatic mapping and geomorphometry extraction technique for crevasses in geodetic mass-balance calculations at Haig Glacier, Canadian Rockies. *Journal of Glaciology*, 65(254), 971–982. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.71>

Hugonnet, R., Brun, F., Berthier, E., Dehecq, A., Mannerfelt, E. S., Eckert, N., & Farinotti, D. (2022). Uncertainty Analysis of Digital Elevation Models by Spatial Inference From Stable Terrain. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 15, 6456–6472. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2022.3188922>

Huss, M. (2013). Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere*, 7(3), 877–887. <https://doi.org/10.5194/tc-7-877-2013>

Jennings, S. J. A., & Hambrey, M. J. (2021). Structures and Deformation in Glaciers and Ice Sheets. *Reviews of Geophysics*, 59(3), 1–135. <https://doi.org/10.1029/2021RG000743>

Kaser, G., Fountain, A. G., & Jansson, P. (2003). A Manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers with particular attention to low latitude characteristics; Technical documents in hydrology. *IHPVI Technical Documents in Hydrology*, 2003(59), 1–137. [papers2://publication/uuid/C48874AD-97E5-4178-BEF3-E35CD400C043](https://publication/uuid/C48874AD-97E5-4178-BEF3-E35CD400C043)

- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J. A., Rivera, A., & Barichivich, J. (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *281*(3–4), 334–344. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.01.039>
- Mather, P. M. (2004). Computer processing of remotely-sensed images. In *Processing*. <https://doi.org/10.1002/9780470666517>
- Mölg, N., Ferguson, J., Bolch, T., & Vieli, A. (2020). On the influence of debris cover on glacier morphology: How high-relief structures evolve from smooth surfaces. *Geomorphology*, *357*, 107092. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107092>
- Nuth, C., & Kääb. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *Cryosphere*, *5*(1), 271–290. <https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011>
- Paul, F., Winsvold, S. H., Kääb, A., Nagler, T., & Schwaizer, G. (2016). Glacier remote sensing using Sentinel-2. part II: Mapping glacier extents and surface facies, and comparison to Landsat 8. *Remote Sensing*, *8*(7). <https://doi.org/10.3390/rs8070575>
- Podgórski, J., Kinnard, C., Pełlicki, M., & Urrutia, R. (2019). Performance assessment of TanDEM-X DEM for mountain Glacier elevation change detection. *Remote Sensing*, *11*(2), 1–26. <https://doi.org/10.3390/rs11020187>
- Pradhananga, D., Pomeroy, J. W., Aubry-Wake, C., Munro, D. S., Shea, J., Demuth, M. N., Kirat, N. H., Menounos, B., & Mukherjee, K. (2021). Hydrometeorological, glaciological and geospatial research data from the Peyto Glacier Research Basin in the Canadian Rockies. *Earth System Science Data*, *13*(6), 2875–2894. <https://doi.org/10.5194/essd-13-2875-2021>
- Rasmussen, L. A., & Andreassen, L. M. (2005). Seasonal mass-balance gradients in Norway. *Journal of Glaciology*, *51*(175), 601–606. <https://doi.org/10.3189/172756505781828990>
- Rowan, A. V., Egholm, D. L., Quincey, D. J., Hubbard, B., King, O., Miles, E. S., Miles, K. E., & Hornsey, J. (2021). The Role of Differential Ablation and Dynamic Detachment in Driving Accelerating Mass Loss From a Debris-Covered Himalayan Glacier. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *126*(9), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2020JF005761>
- Salerno, F., Thakuri, S., Tartari, G., Nuimura, T., Sunako, S., Sakai, A., & Fujita, K. (2017). Debris-covered glacier anomaly? Morphological factors controlling changes in the mass balance, surface area, terminus position, and snow line altitude of Himalayan glaciers. *Earth and*

- Planetary Science Letters*, 471, 19–31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.039>
- Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M., & Meseguer-Ruiz, Ó. (2017). Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*, 13(2), 66–73.  
<https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1259592>
- Schumacher, V., Justino, F., Fernández, A., Meseguer-Ruiz, O., Sarricolea, P., Comin, A., Peroni Venancio, L., & Althoff, D. (2020). Comparison between observations and gridded data sets over complex terrain in the Chilean Andes: Precipitation and temperature. *International Journal of Climatology*, 40(12), 5266–5288. <https://doi.org/10.1002/joc.6518>
- TERRA REMOTE SENSING LTDA. (2011). *LEVANTAMIENTO LÁSER AEROTRANSPORTADO DE LOS GLACIARES UNIVERSIDAD Y JUNCAL NORTE, ANDES DE CHILE CENTRAL*.
- Tobler, W. (1987). Measuring Spatial Resolution. *Beijing Conference on Land Use and Remote Sensing, July*, 12–16.  
[https://www.researchgate.net/publication/291877360\\_Measuring\\_spatial\\_resolution](https://www.researchgate.net/publication/291877360_Measuring_spatial_resolution)
- U.S. Geological Survey. (2017). *U.S.G.S.* <https://www2.usgs.gov/faq/categories/9865/5001>
- Vincent, C., Dumont, M., Six, D., Brun, F., Picard, G., & Arnaud, L. (2018). Why do the dark and light ogives of Forbes bands have similar surface mass balances? *Journal of Glaciology*, 64(244), 236–246. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.12>