



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

**EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA CUATERNARIA TARDÍA  
DEL GLACIAR CUBIERTO PIRÁMIDE, CHILE CENTRAL (33°S)**

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

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

GABRIELA BEATRIZ REYES KUTSCHER

PROFESOR GUÍA:  
GABRIEL EASTON VARGAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS  
JAMES MCPHEE TORRES  
SANTIAGO MAZA

SANTIAGO DE CHILE  
2023

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL  
TÍTULO DE:** Magíster de Cs. Mención Geología  
**POR:** Gabriela Beatriz Reyes Kutscher  
**FECHA:** 2023  
**PROF. GUÍA:** Gabriel Easton Vargas

## **EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA CUATERNARIA TARDÍA DEL GLACIAR CUBIERTO PIRÁMIDE, CHILE CENTRAL (33°S)**

El glaciar Pirámide es un glaciar cubierto de detritos ubicado en la cuenca hídrica del Río Yeso. Este corresponde a la masa de hielo con mayor volumen de agua equivalente de la cuenca y su escorrentía, producto del derretimiento glacial, alimenta directamente el embalse El Yeso, fuente principal de agua potable de la ciudad de Santiago. A pesar de que múltiples autores han estudiado diversos aspectos físicos del glaciar Pirámide, tal como su balance de masa y retroceso en los últimos años, aún no se ha profundizado en el estudio de los factores que inciden en la cubierta de detritos que lo diferencia respecto de los glaciares vecinos.

Esta tesis de magíster tiene como objetivo general determinar los factores geológicos y geomorfológicos que han condicionado la posición del frente del glaciar Pirámide y las características de su cubierta de detritos. Para cumplir este objetivo se estudió en profundidad el valle del glaciar Pirámide desde su geomorfología, sedimentología y geología estructural con ayuda de la teledetección, de observaciones de terreno junto con el análisis petrográfico, sedimentológico, mineralógico y geoquímico de muestras de sedimento y rocas.

El valle del glaciar Pirámide se emplaza en el plano axial de un pliegue anticlinal que es cortado en su eje por una falla inversa. Se plantea que estas estructuras condicionan zonas de daño en el macizo rocoso que, junto con las altas pendientes del valle, favorecen el aporte detrítico a la cubierta glacial.

Como resultado de este trabajo se dispone de un mapa geológico geomorfológico escala 1:15.000 de la cuenca del glaciar Pirámide incluyendo la litología de la cubierta de detritos, un mapa escala 1:2.000 de la zona frontal del glaciar realizado a través de un modelo de elevación digital y un ortomosaico de imágenes tomadas a partir de un vuelo de dron, con el objetivo de identificar rasgos que permitan determinar los procesos de avance, retroceso y estancamiento que ha experimentado el glaciar. Además, se realizó una caracterización de las unidades geomorfológicas a partir de muestras de sedimento que fueron descritas y estudiadas según su granulometría y analizadas con DRX (Difractómetro de Rayos X), FRX (Fluorescencia de Rayos X) y FTIR (*Fourier Transform Infra-Red*) para obtener sus propiedades sedimentarias, mineralógicas y geoquímicas.

A partir de los resultados de esta tesis, se propone que la Falla Pirámide, definida en este trabajo, determina una zona de daño en el macizo rocoso que, junto con la geomorfología del valle y las altas pendientes del circo glacial, corresponden a los factores principales que condicionan la formación de la cubierta detrítica del glaciar. Adicionalmente se exponen las características sedimentarias y litológicas que contribuyen a la protección como también las que afectan a la ablación del glaciar. Por último, se describen las tres fases de retroceso que siguieron al último avance glacial, evidenciadas en la geomorfología del frente del mismo.

# Tabla de Contenido

1.	Introducción .....	1
1.1.	Hipótesis.....	2
1.2.	Objetivos .....	2
1.2.1.	Objetivo general.....	2
1.2.2.	Objetivos específicos.....	2
1.3.	Ubicación y vías de acceso .....	2
1.4.	Marco geodinámico .....	3
1.4.1.	Geología Regional.....	3
1.4.1.1.	Estratigrafía .....	6
1.4.1.2.	Geología Estructural.....	7
1.4.2.	Geomorfología e hidrología .....	10
2.	Antecedentes glaciares .....	13
2.1.	Antecedentes paleoclimáticos .....	13
2.2.	Clima actual.....	15
2.3.	Clasificación de glaciares cubiertos y rocosos.....	16
2.4.	Glaciares en la cuenca del Río Maipo.....	18
2.5.	Glaciares de la cuenca del Río Yeso .....	19
3.	Metodología .....	22
3.1.	Caracterización geomorfológica del área de estudio.....	22
3.2.	Caracterización litológica y sedimentológica de la cubierta de detritos .....	24
3.2.1.	Caracterización granulométrica .....	25
3.2.2.	Caracterización mineralógica .....	25
4.	Resultados .....	27
4.1.1.	Geología del valle del Pirámide.....	27
4.1.2.	Unidades estratificadas.....	29
4.1.2.1.	Formación Río Damas.....	29
4.1.2.2.	Formación Lo Valdés .....	30
4.1.3.	Unidades no estratificadas.....	32
4.1.3.1.	Diapiros de Yeso .....	32

4.1.3.2.	Intrusivo .....	32
4.1.3.3.	Alteraciones.....	34
4.1.4.	Geología estructural.....	35
4.1.4.1.	Pliegue Anticlinal Pirámide.....	35
4.1.4.2.	Falla Pirámide.....	35
4.1.5.	Geomorfología .....	38
4.1.6.	Morfometría.....	41
4.1.7.	Cubierta de detritos .....	45
4.2.	Caracterización de las unidades geomorfológicas .....	47
4.2.1.	Pie glacial.....	49
4.2.2.	Morrena de Arpón.....	53
4.2.3.	Morrena lateral este .....	63
4.2.4.	Morrena lateral oeste .....	66
4.2.5.	Planicie de outwash .....	70
4.2.6.	Drenaje lateral.....	76
4.2.7.	Laderas .....	77
4.2.8.	Río Yeso .....	77
5.	Discusión .....	79
5.1.	Rol de la falla Pirámide como control geomorfológico del valle del Glaciar Pirámide .....	79
5.1.1.	Definición .....	79
5.1.2.	Rol como estructura cortical .....	80
5.1.3.	Actividad de la falla .....	81
5.1.4.	Zona de daño.....	82
5.2.	Cubierta de detritos .....	84
5.2.1.	Sedimentología.....	84
5.2.2.	Composición.....	86
5.3.	Evolución del frente glacial .....	88
6.	Conclusiones.....	90
7.	Bibliografía .....	92
Anexo A:	Tamizaje.....	97

Anexo B: Granulómetro laser .....	98
Anexo C: Difractometría de rayos X.....	99
Anexo D: Fluorescencia de rayos X .....	101
Anexo E: Espectrometría de infrarrojo por transformada de Fourier .....	102

## Índice de Figuras

Figura 1-1: Acceso al área de estudio (Cuadro rojo). Modificado de MOP.....	3
Figura 1-2: a) Marco tectónico del margen de los Andes, el polígono indica la posición de la figura 2 b. b) Unidades morfoestructurales principales de los Andes de Chile central. Las isolíneas simbolizan la profundidad de la zona de Wadatt-Bentoff. El polígono indica aproximadamente el área de estudio (Mardones et al., 2021).....	4
Figura 1-3: Mapa geológico regional. El cuadro rojo muestra la ubicación del área de estudio. Modificado de Fock (2005) basado en Thiele (1980), Sellés y Gana (2001) y SERNAGEOMIN (2002). .....	5
Figura 1-4: Mapa litológico y geomorfológico de la cuenca alta del río Yeso. GB: glaciar Bello; GY: glaciar Yeso; GP: glaciar Pirámide. Modificado de Quezada (2018) basado en Thiele (1980). .....	6
Figura 1-5: (a) Mapa estructural de la faja plegado y corrida del Aconcagua a ~33.5°S derivado de la compilación de mapas geológicos publicados (Armijo et al., 2010a; Giambiagi, 2000; Giambiagi et al., 2001; Giambiagi & Ramos 2002; Fock, 2005; Polanski, 1964, 1972; Riesner et al., 2017; Thiele, 1980; SEGEMAR, 2010; SERNAGEOMIN, 2003) y observaciones de campo. (b) Perfil transversal de la subsuperficie deducido de la proyección de estratificación a través de las secciones A3-A3' y A4'-A4 (Riesner et al., 2018).....	8
Figura 1-6: Perfil geoestructural del valle del Río Yeso. A: Falla las Leñas; B: Falla Chacayal; C: Falla Estero Yeguas Muertas D: Falla El Yeso; E: Falla Piuquenes; 1: Anticlinal Yeguas Muestras y 2: Anticlinal Pirámide. (Mardones et al., 2021).....	9
Figura 1-7: a: Ubicación de la cuenca del Río Yeso y de la cuenca del Maipo; b: Ubicación del cuadro a. Extraído de Melo et al. (2022). .....	11
Figura 1-8: Cumbres de la cuenca alta del río Yeso. Elaboración propia, imagen de Google Earth Pro.....	12
Figura 2-1: Diagrama tentativo de edad de avance glacial en relación con su latitud mostrando las fases de aumento de humedad en gris entre los 15° y 40°S (Zech et al., 2008). .....	13
Figura 2-2: Zonas y subzonas glaciológicas definidas para la Estrategia Nacional de Glaciares (DGA, 2009). .....	14
Figura 2-3: Zonas climáticas según Köppen-Geiger, adaptado de mapa 1:1.500.000 del Departamento de Geografía de la Universidad de Chile. (Csb: Clima templado frío con estación seca prolongada, ET: Clima de tundra). (GB: Glaciar Bello, GY: Glaciar Yeso, GP: Glaciar Pirámide, GD-073: Glaciar D-073) (Quezada, 2018).....	15
Figura 2-4: Razón de ablación medida en relación con el espesor detrítico en cuatro glaciares semicubiertos, (a) muestra el espesor detrítico bajo el cual ocurre la máxima fusión de hielo, (b) indica el espesor en el cual la fundición es equivalente a la de hielo limpio (Nicholson and Benn, 2006). .....	16

Figura 2-5: Ejemplos de sistemas de glaciares cubiertos y rocosos complejos. (A) Sistema glaciar ubicado en la cuenca Navarro, subcuenca de la cuenca del Juncal. (B) Sistema ubicado aguas arriba de la cuenca del Maipo, en el Cerro Colina. Extraído de Janke et al., 2015.....	17
Figura 2-6: (a) Cuenca del Río Maipo, al este de la ciudad de Santiago. (b) Punto exutorio de la cuenca y sus subcuencas, ríos, glaciares principales y estaciones meteorológicas. (c) Rango de elevación de cada glaciar en la cuenca en función de su latitud media (en escala arbitraria) en cada subcuenca y la elevación promedio de ellos (línea negra). (d) Volumen total de hielo estimado utilizando el método elaborado por Huss & Farinotti (2012) (eje izquierdo) y el área glaciaria (eje derecho) en cada subcuenca. Se indica el área total cubierta por cada tipo de glaciar (glaciar de roca, glaciar cubierto de detritos y glaciar descubierto de detritos) y el número de glaciares en cada subcuenca (Ayala et al., 2020). .....	19
Figura 2-7: Estimación del espesor de la cubierta de detritos de los glaciares Bello, Yeso y Pirámide mediante el método de Rounce y McKinney (2014). Tomado de Ayala et al., 2016. ...	20
Figura 3-1: Ejemplo de RRIM y el diagrama de color de este. Extraído de Chiba et al. (2008). .....	22
Figura 3-2: Descripción gráfica del método de tres puntos para el cálculo de rumbo y manto de una unidad estratificada. ....	24
Figura 4-1: Mapa geomorfológico, estructural y litológico del valle del glaciar Pirámide. ....	28
Figura 4-2: Arriba: Afloramiento de la Formación Río Damas en el centro de la ladera este del valle. Abajo: Corte transparente de la muestra GP22-13-b. Derecha con nicols paralelos e izquierda con nicols cruzados. Elaboración propia. ....	29
Figura 4-3: Cortes transparentes de cuatro rocas sedimentarias clásticas y dos rocas extrusivas de la formación Lo Valdés. A-F derecha, nicols paralelos; izquierda nicols cruzados. Elaboración propia. ....	30
Figura 4-4: Diagrama AQP de clasificación de las rocas ígneas extrusivas. Las estrellas azules muestran la composición de las muestras recolectadas en terreno. Elaboración propia. ....	31
Figura 4-5: Muestras de clastos de Yeso del área de estudio. Elaboración propia. ....	32
Figura 4-6: Vista de los clastos del depósito coluvial abundancia de intrusivos en la ladera este del valle. Elaboración propia. ....	33
Figura 4-7: Diagrama QAP de clasificación de las rocas ígneas. Las estrellas azules muestran la posición de las muestras. Elaboración Propia. ....	33
Figura 4-8: Cortes transparentes de muestras de rocas ígneas intrusivas recogidas en terreno. Arriba, muestra GP22-8b; abajo, GP22-12-a; derecha, nicols paralelos; izquierda, nicols cruzados. Elaboración propia. ....	34
Figura 4-9: Cortes transparentes de muestras de rocas ígneas intrusivas recogidas en terreno. Izquierda: Arriba, muestra GP22-4-b; abajo, GP22-17-b; derecha, nicols paralelos; izquierda, nicols cruzados. Derecha: Imagen macroscópica de la muestra GP22-17. Elaboración propia. ....	34
Figura 4-10: Fotointerpretación de la vista hacia el norte del valle del glaciar Pirámide. Blanco y beige, estratos del diapiro de yeso; gris, estratos Formación Lo Valdés; rojo, Formación Río Damas, café claro, depósitos coluviales; naranja, morrena lateral; marrón oscuro, glaciar cubierto; línea amarilla, dique; línea roja, falla inversa Pirámide; línea negra, plano axial Pliegue Anticlinal Pirámide. Elaboración propia. ....	36
Figura 4-11: Fotointerpretación del núcleo del pliegue Pirámide en la zona sur del valle. Al NE se ve en estratos de la Formación Río Damas y al SW en contacto por falla estratos de la formación Lo Valdés manteniendo al este. Elaboración propia. ....	37
Figura 4-12: Perfiles estructurales transversales a la falla y el plano axial del pliegue anticlinal Pirámide. Elaboración propia .....	38
Figura 4-13: Mapa de pendientes de la cuenca alta del río Yeso. Elaboración propia. ....	39

Figura 4-14: Imagen tomada con dron de la cabecera del valle del Pirámide. Líneas; roja: falla inversa, negra: escarpe, azul: contorno circo. Polígonos; marrón: glaciar cubierto, rosado: morrena, amarillo: coluvios, celeste: conos de hielo, blanco: glaciar de circo. Elaboración propia. ....	40
Figura 4-15: Curvas hipsométricas de las cuencas del glaciar Pirámide (Azul) y del glaciar Bello y Yeso (Naranja). Se muestra las integrales hipsométricas (IH) de cada curva. Elavoración propia. ....	42
Figura 4-16: Perfiles topográficos transversales al glaciar cubierto a 100 m de distancia entre ellos. La línea roja continua muestra la posición de la falla de acuerdo con la grieta glaciar visible en superficie y la línea discontinua muestra su proyección hacia el sur. Elaboración propia. ....	43
Figura 4-17: Perfiles topográficos perpendiculares a la falla en el pie del glaciar Pirámide. ..	44
Figura 4-18: Perfil paralelo la morrena lateral del glaciar atravesada por un canal de desagüe sobre la traza de la falla Pirámide. ....	45
Figura 4-19: Thermokarst sobre la cubierta del glaciar Pirámide. Elaboración propia. ....	46
Figura 4-20: Ubicación de las muestras recolectadas en terreno. ....	47
Figura 4-21: Mapa geomorfológico de la morrena frontal del glaciar Pirámide. ....	48
Figura 4-22: Vista al norte desde la morrena de arpón. En marrón claro, morrena frontal; marrón oscuro, morrena lateral; azul, glaciar cubierto Pirámide; celeste, superficie de drenaje; verde, terraza 1; magenta, terraza 2; amarillo, detritos abandonados (Elaboración propia). ....	49
Figura 4-23: Fotografías tomadas en terreno del pie glaciar: A) grietas superficiales; B) vista en planta del sitio de la muestra GP22-08; C) vista en planta de la cara norte del sitio de la muestra GP22-09; D) vista en planta de la cara sur del sitio de la muestra GP22-09. ....	50
Figura 4-24: Resumen granulometría laser de las muestras del pie glaciar (Elaboración propia). ....	51
Figura 4-25: Análisis geoquímico y mineralógico de las muestras del pie glaciar (Elaboración propia). ....	51
Figura 4-26: Tamaño de grano porcentual según tamizaje de las muestras del pie glaciar (Elaboración propia). ....	52
Figura 4-27: Vista a la incisión del canal principal de desagüe en la morrena frontal. En rojo se marca la cresta del escarpe de la incisión. ....	54
Figura 4-28: Vista al suroeste de la sección oeste de la morrena de arpón. Marrón: morrena; azul superficie de drenaje; línea roja: cresta principal de la morrena (Elaboración propia). ....	55
Figura 4-29: Fotointerpretación de la visa al noroeste de la parada 11. En celeste se ve un depósito de drenaje lateral entre el glaciar cubierto de detritos al este y la morrena lateral oeste ; en marrón la morrena lateral oeste del glaciar que presenta estratificado con gradación normal en sus estratos (Elaboración propia). ....	56
Figura 4-30. Depósito sedimentario y clastos tamaño bloque sobre las crestas de la morrena de arpón (Elaboración propia). ....	57
Figura 4-31: Foto interpretación de la parada 1, en marrón se representa la morrena frontal del glaciar Pirámide; en amarillo se representa la zona de la morrena que está estabilizada por vegetación; en verde se representa la sección de la morrena frontal que presenta humedad; en azul se representa el cauce de deshielo lateral este del glaciar (Elaboración propia). ....	58
Figura 4-32: Resumen granulometría laser de las muestras de la morrena de arpón (Elaboración propia). ....	59
Figura 4-33: Análisis geoquímico y mineralógico de las muestras de la morrena de arpón (Elaboración propia). ....	60
Figura 4-34: Tamaño de grano porcentual según tamizaje de las muestras de la morrena de arpón (Elaboración propia). ....	61
Figura 4-35: Vista ortogonal al suelo en la morrena lateral este (Elaboración propia). ....	63

Figura 4-36: Resumen granulometría laser de las muestras de la morrena lateral este (Elaboración propia).....	64
Figura 4-37: Análisis geoquímico y mineralógico de las muestras de la morrena lateral este (Elaboración propia).....	64
Figura 4-38: Tamaño de grano porcentual según tamizaje de las muestras de la morrena lateral este (Elaboración propia).....	65
Figura 4-39: Vista al sur del Valle del Pirámide. Beige: depósitos coluviales; verde: morrenas laterales; marrón: glaciar cubierto Pirámide.....	66
Figura 4-40: Vista ortogonal del suelo de la morrena lateral oeste (Elaboración propia).....	67
Figura 4-41: Resumen granulometría laser de las muestras de la morrena lateral oeste (Elaboración propia).....	67
Figura 4-42: Análisis geoquímico y mineralógico de las muestras de la morrena lateral oeste (Elaboración propia).....	68
Figura 4-43: Tamaño de grano porcentual según tamizaje de las muestras de la morrena lateral oeste (Elaboración propia).....	69
Figura 4-44: Clastos redondeados y subredondeados en la planicie de outwash (Elaboración propia).....	70
Figura 4-45: Vista al suroeste desde la T2. Se observa una superficie aterrizada elevada sobre la superficie de lavado (Elaboración propia).....	71
Figura 4-46: Vista del corte vertical de la T2 (Elaboración propia).....	72
Figura 4-47: Fotografías de los clastos que cubren la parada 9. A) Vista ortogonal del suelo con una cobertura del 85% con respecto a la fracción fina. B) Vista ortogonal con una cobertura de clastos del 100% con clastos tamaño grava fina a media. C) Vista ortogonal con clastos tamaño grava media a gruesa cubriendo el 100% de la superficie D) Vista de los bloques que cubren parcialmente la superficie (Elaboración propia).....	73
Figura 4-48: Resumen granulometría laser de las muestras de la terraza 2 (Elaboración propia).....	74
Figura 4-49: Análisis geoquímico y mineralógico de las muestras de la terraza 2 (Elaboración propia).....	74
Figura 4-50: Tamaño de grano porcentual según tamizaje de las muestras de la terraza 2 (Elaboración propia).....	75
Figura 4-51: Depósito de flujo de barro sobre el canal de drenaje lateral oeste del glaciar (Elaboración propia).....	76
Figura 4-52: Vista al sureste mostrando el depósito lateral este. Se destacan los escarpes que bordean las terrazas presentes a ambos lados de un canal más profundo.....	77
Figura 5-1: Proyección del pliegue anticlinal y la falla Pirámide al sur del valle. En rojo se puede ver el plano que representa a la falla sin erosionar. Elaboración propia. ....	80
Figura 5-2: (Arriba) Distribución de los epicentros de eventos sísmicos ocurridos entre 27 de enero de 2017 y 15 de marzo de 2019. El cuadro azul muestra el área de estudio y la línea roja la traza de la falla Pirámide. (Abajo) Perfil transversal mostrando los hipocentros ubicados hasta 0,1° de la traza del perfil. El punto rojo señala la ubicación de la falla Pirámide en superficie. Modificado de Ammirati et al. (2019). ....	82
Figura 5-3: Relación entre el desplazamiento de una falla y el ancho de su núcleo para todo tipo de rocas (Torabi y Berg, 2011).....	82
Figura 5-4: Fracturas en la cabecera del glaciar Pirámide.....	83
Figura 5-5: Mapas del glaciar Alamkouh para el periodo 2018-2020. a) tasa de cambio de elevación del glaciar, b) velocidad superficial del glaciar, c) espesor del hielo glaciar (Karimi et al., 2021).....	85

Figura 5-6: Mapeo de depósito anaranjado en la cabecera del glaciar Pirámide entre enero del 2013 y mayo del 2023. ....	86
Figura 5-7: Albedo de diferentes superficies para el espectro entre 0,0 y 2,4 $\mu\text{m}$ (Rushby et al., 2020). ....	87
Figura 5-8: Mediciones de derretimiento de hielo bajo capas de material detrítico controlado. Gracias al albedo superior los granos de pumita son más efectivos para reducir la ablación que tefra negra y esquistos micosos. El área gris representa la incertidumbre de las mediciones. Extraído de Juen et al., (2013). ....	87
Figura 5-9: Etapas de evolución del frente del glaciar Pirámide. ....	88

## Índice de tablas

Tabla 3-1: Criterios de identificación de formas de relieve glacial mediante imágenes satelitales modificado de Pino (2018) e Izaguirre (2018). ....	23
Tabla 4-1: Mineralogía de acuerdo con el análisis de DRX. ....	52
Tabla 4-2: Composición litológica de las muestras de roca del pie glacial (Elaboración propia). ....	53
Tabla 4-3: Mineralogía de la morrena de arpón de acuerdo con el análisis de DRX. ....	61
Tabla 4-4: Composición litológica de las muestras de roca de la morrena de arpón (Elaboración propia). ....	61
Tabla 4-5: Mineralogía de la morrena lateral este de la morrena lateral este de acuerdo con el análisis de DRX. ....	64
Tabla 4-6: Composición litológica de las muestras de roca de la morrena lateral este (Elaboración propia). ....	65
Tabla 4-7: Mineralogía de la morrena lateral oeste de acuerdo con el análisis de DRX. ....	68
Tabla 4-8: Composición litológica de las muestras de roca de la morrena lateral oeste (Elaboración propia). ....	69
Tabla 4-9: Mineralogía de la outwash plain de acuerdo con el análisis de DRX. ....	74
Tabla 4-10: Composición litológica de las muestras de roca de la morrena lateral oeste (Elaboración propia). ....	75

# 1. Introducción

Durante la última pequeña edad de hielo los habitantes de regiones montañosas del hemisferio norte sufrían pérdidas de tierras y vidas producto del avance glaciar. Sin embargo, este hielo se ha visto retroceder enérgicamente a lo largo de todo el mundo en las últimas décadas, provocando inundaciones, flujos de detritos y aumentos en el nivel del mar (Benn & Evans, 2010).

El cambio climático es evidente e inminente y está afectando a todas las regiones del mundo, pero manifestándose de distintas maneras. En la zona central de Chile uno de los mayores problemas producto del aumento de la temperatura global es el aumento en frecuencia y duración de las sequías (Masson-Delmotte *et al.*, 2021). Afortunadamente la Región Metropolitana, el área más poblada de Chile, pertenece a la tercera área de Chile con mayor volumen de masas de hielo, después de los campos de hielo norte y sur y esto constituye una reserva de recursos hídricos (Janke *et al.*, 2015). Sin embargo, estas reservas deben ser protegidas para así poder hacer uso de estos recursos en épocas de sequía prolongadas como las que se proyectan debido al calentamiento global.

Para poder cuidar de la forma más eficiente posible los glaciares de la zona central es necesario conocer los procesos que los afectan a distintas escalas de tiempo. Entendiendo las reacciones pasadas de cada glaciar se puede indagar respecto de potenciales cambios futuros y así tomar acciones pertinentes para favorecer su resguardo.

Actualmente la fuente de agua más importante para la Región Metropolitana y en particular para el valle de Santiago es el Embalse del Yeso, cuya agua se debe en gran porcentaje al deshielo de los glaciares de la cuenca del Yeso y en particular, al glaciar más extenso de la cuenca: el glaciar Pirámide. Este glaciar es de especial interés geológico, porque a diferencia de otros glaciares de área similar en la zona este está cubierto de detritos. En los últimos años se han estudiado diversos aspectos del glaciar, tal como sus dimensiones, su balance de masa y su aporte híbrido a la cuenca del río Yeso (Ferrando, 2012; Janke *et al.*, 2015; Quevedo-Tejada *et al.*, 2019; Quezada, 2018; Torres *et al.*, 2017) pero la razón de su cubierta de detritos sigue siendo una incógnita. La litología y geología del área también cuenta con investigaciones a escala regional (Thiele, 1980; Fock, 2005; Riesner *et al.*, 2018; Mardones *et al.*, 2021), pero hasta el momento no se ha establecido una conexión entre estos factores geológicos, la geomorfología del valle en cuestión y la cubierta de detritos de este glaciar. Este trabajo aborda la cubierta del glaciar Pirámide, la geomorfología y la geología del valle para así poder contribuir al entendimiento de los factores que controlan las características del glaciar y de ese modo poder predecir su comportamiento y el de glaciares similares en el futuro.

## **1.1. Hipótesis**

La posición del frente del glaciar Pirámide, que se encuentra alrededor de 700 m más bajo que el frente de los glaciares vecinos, como por ejemplo el glaciar Yeso, se debe en gran medida a su cubierta de detritos, la cual está controlada a su vez por factores geomorfológicos y geológicos, tales como la alta pendiente que delimita el circo y las laderas del valle del Pirámide, junto con rocas dañadas por la acción de estructuras geológicas que han debilitado el substrato.

## **1.2. Objetivos**

### **1.2.1. Objetivo general**

Determinar los factores geológicos y geomorfológicos que han condicionado la posición del frente del glaciar Pirámide y su cubierta de detritos.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

- Determinar las unidades geomorfológicas y estructurales del valle del glaciar Pirámide.
- Determinar los factores que controlan la génesis y las características de la cubierta de detritos que cubren el glaciar.
- Determinar la evolución geomorfológica reciente del glaciar y su cubierta de detritos.

## **1.3. Ubicación y vías de acceso**

La zona de estudio corresponde a la cuenca del Pirámide (Figura 1-1), y es la subcuenca alta norte del río Yeso. Se encuentra en la comuna de San José de Maipo, dentro del parque privado Valle del Yeso, donde se encuentran las Termas del Plomo y el embalse del Yeso, ambos atractivos turísticos.



Figura 1-1: Acceso al área de estudio (Cuadro rojo). Modificado de MOP.

Para acceder a este parque se debe seguir en Camino al Volcán (Ruta G-25) hasta 2 km pasado San Gabriel, donde se encuentra el caserío de Romeral. Desde este punto se debe tomar el camino que se interna hacia el noreste por la ribera sureste del río Yeso por la ruta G-455, que tiene un horario de subida de 6 a 14 hrs. Se debe continuar por este camino por 23 km hasta el embalse del Yeso y luego otros 15 km más hasta la entrada del Parque. Una vez dentro de este, el camino de autos continúa hasta las Termas del Plomo.

Se debe seguir a pie por el sendero que va hacia la Laguna de los Patos hasta encontrarse con los esteros que bajan desde el valle del Pirámide y alimentan una vega al otro lado de la ribera. Para subir al glaciar se debe atravesar el río Yeso en este punto y continuar por las morrenas laterales del glaciar.

## 1.4. Marco geodinámico

### 1.4.1. Geología Regional

La evolución tectónica del margen continental occidental sudamericano es compleja con segmentaciones tanto latitudinal como longitudinalmente; se encuentra en un ambiente de subducción activa desde el periodo Carbonífero (360 a 300 Ma) (Coloma *et al.*, 2017; Del Rey *et al.*, 2016, 2019; Mardones *et al.*, 2021; Oliveros *et al.*, 2020). Entre los 33° y 34°S se extiende una zona de transición entre subducción subhorizontal (*flat slab*) y subducción normal. Al norte se encuentra la zona de *flat-slab* (27°-33°S) caracterizado por una cuña de acreción en la Cordillera de la Costa y una la Cordillera Principal acortada por cabalgamientos de bloques propios de una corteza frágil en una deformación de tipo faja corrida (Cahill & Isacks, 1992; Gutscher *et al.*, 2000). Esta zona presenta un decrecimiento en la actividad volcánica desde el Mioceno medio.

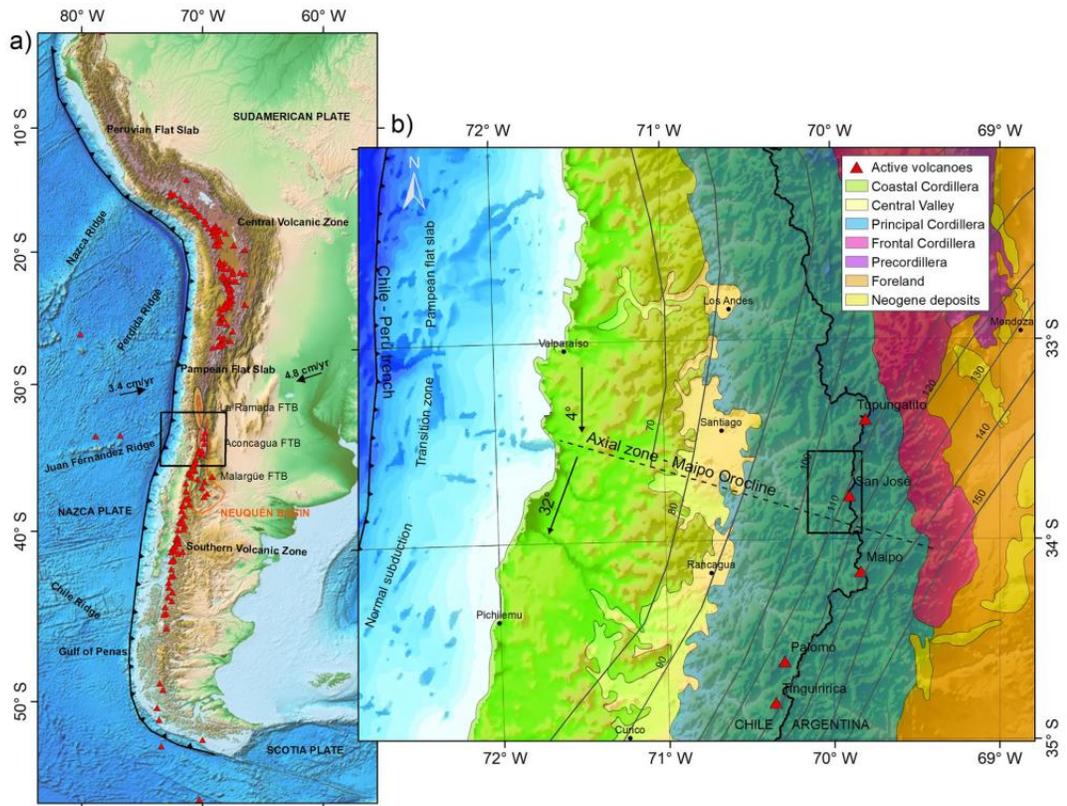
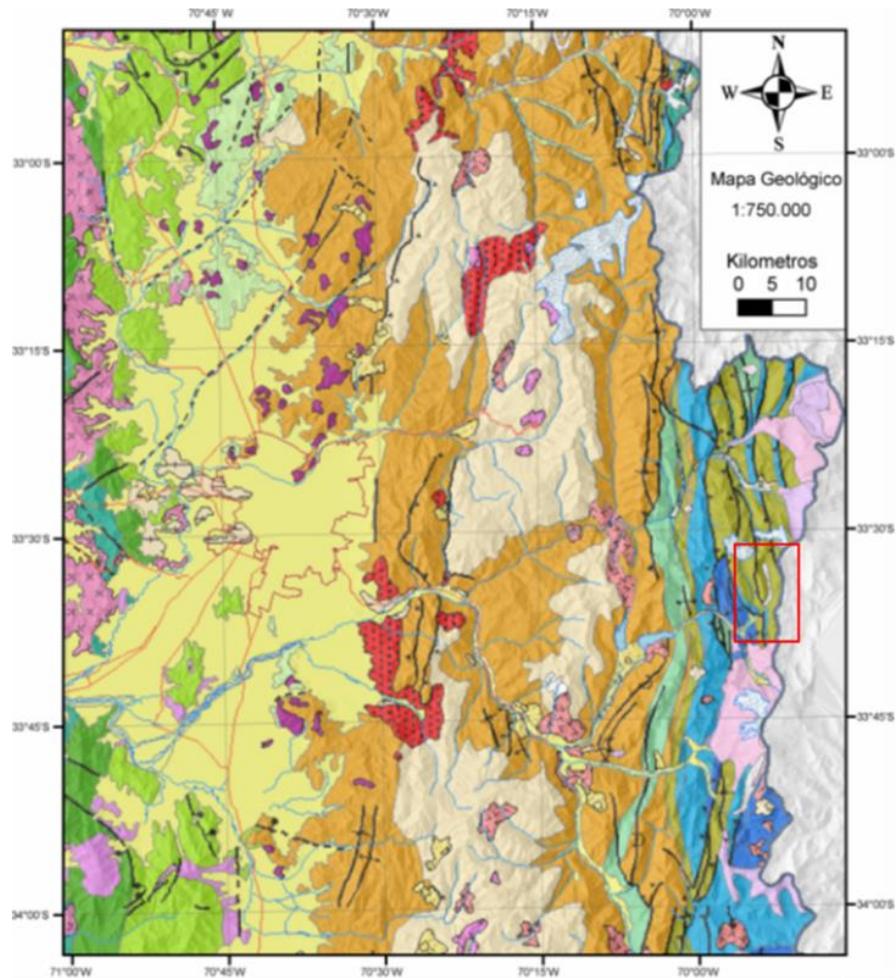


Figura 1-2: a) Marco tectónico del margen de los Andes, el polígono indica la posición de la figura 2 b. b) Unidades morfoestructurales principales de los Andes de Chile central. Las isolíneas simbolizan la profundidad de la zona de Wadatt-Bentoff. El polígono indica aproximadamente el área de estudio (Mardones et al., 2021).



### Legenda

#### Rocas Estratificadas

- Qal Depósitos Cuaternarios Aluviales, Fluviales y Coluviales
- Qav Depósitos de Avalanchas Volcánicas
- Qm Depósitos Morrénicos
- Qrm Depósitos de Remoción En Masa
- Quvn Unidad Volcánica Nueva
- Pip Ignimbrita Pudahuel
- PPluva Unidad Volcánica Antigua
- Mf Formación Farellones
- OiMa Formación Abanico
- Ksiv Formación Lo Valle
- Kisc Formación Colimapu
- Kilc Formación Las Chilcas
- Kilp Formación Lo Prado
- Kivn Formación Veta Negra
- JKiv Formación Lo Valdés
- Jsrđ Formación Río Damas
- Jsrc Formación Río Colina

#### Rocas Intrusivas

- Msh Porfidos Andesíticos del Mioceno Superior - Plioceno
- Mmsg Intrusivos del Mioceno Medio Superior
- Mig Plutones del Mioceno Inferior
- OIMh Intrusivos Hipoabisales Eoceno-Mioceno Inferior
- Ksh Intrusivos del Cretácico Superior
- Ksg Intrusivos del Cretácico Superior
- Kag Intrusivos del Cretácico Inferior

#### Estructuras

- Falla Observada
- Falla Inferida
- Falla Inversa
- Falla Normal
- Falla de Rumbo
- Traza de plano axial de anticlinal
- Traza de plano axial de sinclinal
- Traza de plano axial de anticlinal volcado
- Traza de plano axial de sinclinal volcado
- Traza de flexura con indicación de manto de limbo

- Lagunas
- Glaciares
- carminos

Figura 1-3: Mapa geológico regional. El cuadro rojo muestra la ubicación del área de estudio. Modificado de Fock (2005) basado en Thile (1980), Sellés y Gana (2001) y SERNAGEOMIN (2002).

Al sur de los 34°S se extiende la Zona Volcánica Sur caracterizada por tener una actividad volcánica activa propia de una subducción normal. En la zona de transición entre ambos segmentos se encuentra la faja plegada y corrida del Aconcagua, que se distingue por tener deformación por cabalgamiento y por pliegues actuando al mismo tiempo (Farias, 2007). En esta latitud se distinguen 5 unidades morfoestructurales principales dispuestas de oeste a este en franjas orientadas norte - sur; la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y el Antepaís Argentino (Figura 1-2).

El área de estudio se encuentra sobre la cordillera principal de Los Andes compuesta por la Cordillera Principal Occidental, conformada por rocas del Cenozoico, destacando las formaciones Abanico y Farellones y por la Cordillera Principal Oriental, compuesta por rocas del Mesozoico altamente deformadas que componen la faja plegada y corrida del Aconcagua (Figura 1-3). El acortamiento y la deformación en la Cordillera Principal ha generado altitudes desde los 1.000 m.s.n.m. hasta los 6.000 m.s.n.m. en algunas cumbres de esta.

Tal como se muestra en la Figura 1-4, dentro de la cuenca hidrográfica del glaciar Pirámide afloran la Formación Lo Valdés y la Formación Río Damas, mientras que en la cuenca hidrográfica aledaña aflora además la Formación Río Colina.

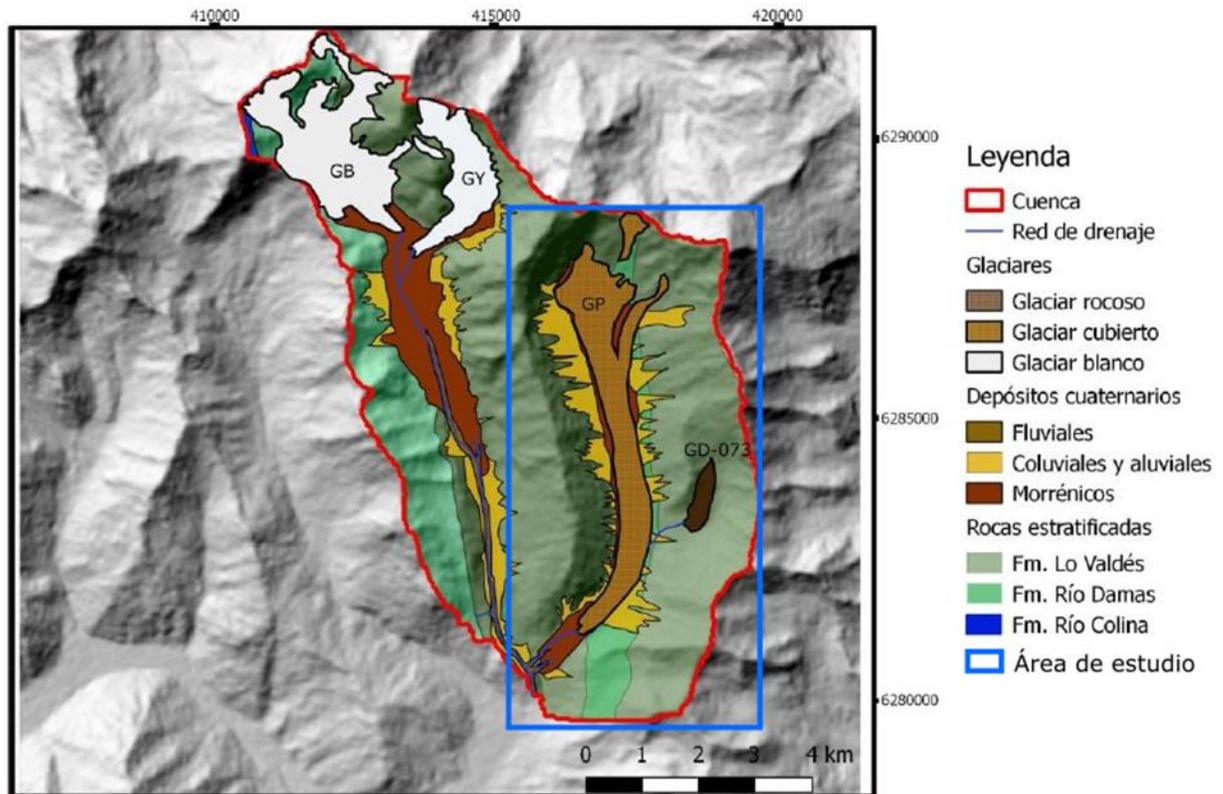


Figura 1-4: Mapa litológico y geomorfológico de la cuenca alta del río Yeso. GB: glaciar Bello; GY: glaciar Yeso; GP: glaciar Pirámide. Modificado de Quezada (2018) basado en Thiele (1980).

#### 1.4.1.1. Estratigrafía

**Formación Río Colina.** La Formación Río Colina se correlaciona con la Formación Nacientes del Teno, previamente nombrada por Klohn (1960). Se define como un conjunto de rocas sedimentarias clásticas marinas fosilíferas intercaladas con potentes lentes evaporíticos, correspondientes a la

unidad más antigua aflorante en el área de estudio y cuya edad comprendería el Oxfordiano y Caloviano por la parencia de fósiles de *Araucanites* sp. y *Perisphinctes* sp. (Álvarez *et al.*, 1997; Thiele, 1980). Esta formación se presenta en el área de estudio interceptando las cuencas de los glaciares Bello, Yeso y Pirámide en el lado oeste superior del valle del glaciar Bello (Fock, 2005). Quezada (2018) afirma que existen niveles de yeso pertenecientes a esta formación a altas altitudes de la cuenca, sobre el glaciar Bello y sobre el filo entre los glaciares Yeso y Pirámide.

**Formación Río Damas.** La Formación Río Damas es concordante con la Formación Río Colina. Según (Klohn, 1960) corresponde a una secuencia continental de sedimentitas clásticas color gris rojizo y vulcanitas andesíticas de color gris oscuro-rojiza y verdoso con una potencia de 3000 m y edad kimmeridgiana. Oliveros *et al.* (2014) en cambio indica que la edad máxima de esta formación titoniana. En el área de estudio aflora en franjas norte-sur color rojizo al borde occidental de la cuenca del glaciar Bello y al centro del glaciar Pirámide (Quezada, 2018).

**Formación Lo Valdés.** González (1963) define por primera vez a la Formación Lo Valdés como un conjunto sedimentario marino fosilífero que se representa por calizas de grano fino, areniscas de grano medio a grueso, lutitas calcáreas gris-negras, areniscas calcáreas, margas y areniscas glauconíticas gris pardo y gris verdoso, con intercalaciones de areniscas conglomeráticas y depósitos evaporíticos. Según su contenido fósil se le asigna una edad titoniana (Jurásico Superior) a valanginiana (Cretácico Inferior). Se correlaciona con la Formación Leñas-Espinoza nombrada por (Klohn, 1960). En el área de estudio aflora en franjas con orientación norte-sur en estratos subverticales, una entre los valles de los glaciares Bello y Yeso y el valle del glaciar Pirámide compuesta por areniscas y lutitas calcáreas, lutitas fosilíferas, areniscas de grano fino a medio, areniscas calcáreas fosilíferas, areniscas volcanoclásticas, conglomerados, brechas volcánicas, calizas, coquinas y lavas andesíticas y la otra en la ladera oriental del valle del Pirámide compuesta de una sucesión de calizas amarillas fosilíferas (bivalvos) y lutitas negras, con predominancia de lutitas (Mardones, 2019; Quezada, 2018).

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

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

**Depósitos Glaciares.** Corresponden a morrenas de fondo, frontales y laterales. Son depósitos polimícticos mal seleccionados, con clastos angulosos de tamaño variable, desde limo a arcillas hasta tamaño bloque. Las morrenas frontales más alejadas de los frentes glaciares actúan como acuíferos y tienen emanaciones de agua (Thiele, 1980).

#### **1.4.1.2. Geología Estructural**

La geología estructural y la evolución tectónica de la Cordillera Principal (Figura 1-2) entre los 33 y 34° es foco de estudio de varias investigaciones (Fock, 2005; Mardones *et al.*, 2021; Riesner

*et al.*, 2018; Thiele, 1980). En particular, existen dos modelos propuestos para la evolución estructural que incluyen en detalle el valle del río yeso.

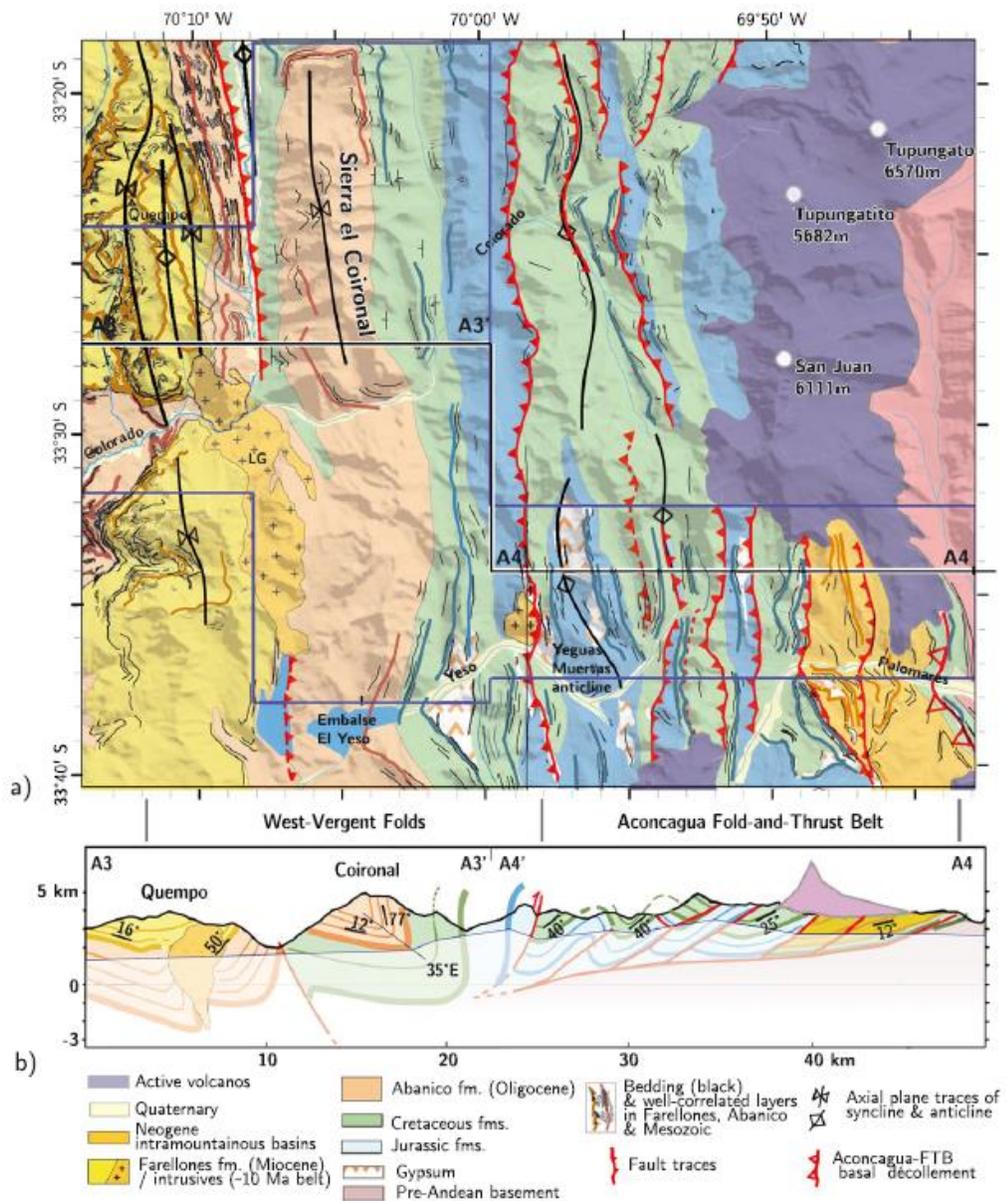


Figura 1-5: (a) Mapa estructural de la faja plegado y corrida del Aconcagua a ~33.5°S derivado de la compilación de mapas geológicos publicados (Armijo *et al.*, 2010a; Giambiagi, 2000; Giambiagi *et al.*, 2001; Giambiagi & Ramos 2002; Fock, 2005; Polanski, 1964, 1972; Riesner *et al.*, 2017; Thiele, 1980; SEGEMAR, 2010; SERNAGEOMIN, 2003) y observaciones de campo. (b) Perfil transversal de la subsuperficie deducido de la proyección de estratificación a través de las secciones A3-A3' y A4'-A4 (Riesner *et al.*, 2018).

Riesner *et al.* (2018) proponen el perfil estructural de la Figura 1-5. En él se ve que la faja plegada y corrida del Aconcagua (FPCA) presenta cuatro pliegues principales de vergencia este con un ancho de 1 a 3 km de rocas plegadas. El manto del plano axial de cada pliegue disminuye progresivamente de 30°W al oeste y 15°W al este. En la base de estas capas plegadas se encuentra 2 a 4 km de yeso jurásico.

De acuerdo con su modelo de evolución tectónica, esta da inicio en el oligoceno tardío, con la formación de una cuenca meso-cenozoica, en cuyo techo se encuentra la Formación Abanico. El segmento del perfil estructural de la Figura 1-5 b correspondiente a la faja plegada y corrida se encuentra en el margen oriental de la cuenca mencionada donde esta presenta una menor profundidad que la porción occidental. Luego en el mioceno temprano comienza la exhumación de la Cordillera Frontal. En el Mioceno temprano superior comienza la deformación de la FPCA producto de la propagación hacia el oeste del basamento de la cordillera frontal en alzamiento. En el mioceno medio temprano la deformación de la FPCA continua con una propagación de capas plegadas sobre la Cordillera Frontal. En el Mioceno medio tardío los estratos de la Fm. Lo Valdés y la Fm. Río Damas se vuelven verticales producto de un régimen compresivo.

Mardones et al. (2021) proponen los eventos tectónicos evidenciados en las rocas y estructuras del valle del Río Yeso (Figura 1-6), un resumen de estos eventos se presenta a continuación. Durante el Jurásico domina el régimen extensional que forma un sistema de graben por las fallas normales de borde correspondientes a las fallas F1 y Estero Yeguas Muertas (C) mientras que sus fallas normales secundarias son de oeste a este la falla Las Leñas (A) y la falla Chacayay (B). El graben es rellenado por la Formación Río Colina depositada en ambiente marino, la Fm. Río Damas formada en un ambiente aluvial continental con evidencia de depositación sintectónica y por último la Fm. Lo Valdés nuevamente de ambiente marino. Durante el Cretácico temprano se forma la Falla el Yeso (D) que corresponde a una falla inversa de rumbo N-S aproximadamente y manteo 65-70°E y se ubica al oeste de la cuenca del Pirámide.

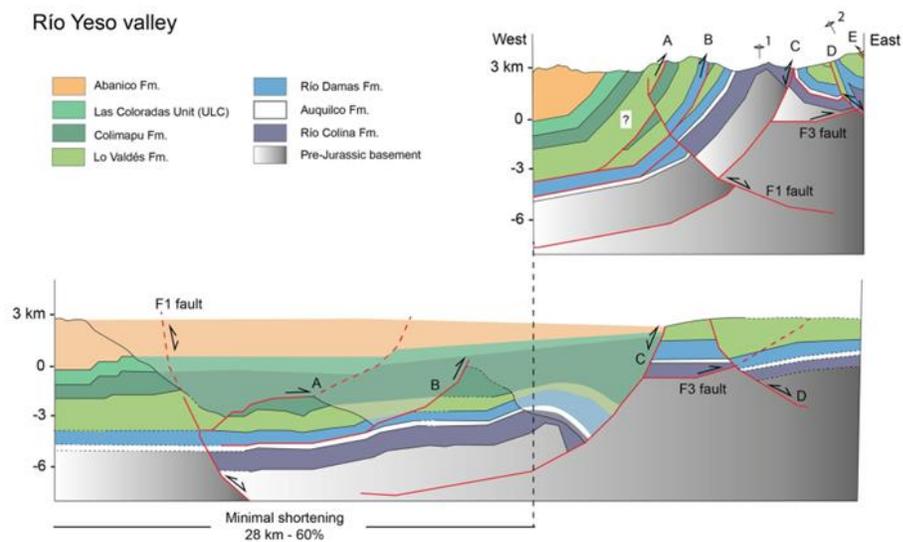


Figura 1-6: Perfil geoestructural del valle del Río Yeso. A: Falla las Leñas; B: Falla Chacayal; C: Falla Estero Yeguas Muertas D: Falla El Yeso; E: Falla Piuquenes; 1: Anticlinal Yeguas Muertas y 2: Anticlinal Pirámide. (Mardones et al., 2021).

Hace 15 Ma, durante el Mioceno, ocurren procesos compresivos que reactivan la falla Las Leñas y se emplazan plutones alrededor de esta y de estructuras análogas hacia el sur. Luego hace 8 Ma continua la inversión tectónica que da origen al anticlinal Yeguas Muertas hacia el oeste y el anticlinal Pirámide hacia el oeste alzado por la inversión de la falla El Yeso. El anticlinal corresponde a un pliegue volcado, cuyo eje atraviesa la ladera occidental del valle del glaciar Pirámide. En su núcleo está compuesta por la Formación Río Damas y al exterior la Formación Lo Valdés. El eje del pliegue tiene rumbo N-S y los estratos del flanco oeste mantean 70°E y los del flanco este mantean desde 50°E hasta 15°E hacia el este. Al este del anticlinal los estratos de la

Formación Río Damas y la Fm. Lo Valdés presentan una inclinación decreciente hacia el este interpretada como una inconformidad progresiva que se asocia a un graben parcialmente invertido. Luego hace 1 Ma termina el régimen compresivo luego de un acortamiento del 28 km de oeste a este.

Adicionalmente Mardones (2019) define la falla Piuquenes, como una estructura inversa de vergencia oeste ubicada cerca de la frontera con Argentina al este del anticlinal Pirámide. Su rumbo es N-S aproximadamente y su manteo 45°E. La estructura repite capas de la Fm. Lo Valdés hasta duplicar su espesor, se identifica en una zona con presencia de yeso y alteración hidrotermal.

#### **1.4.2. Geomorfología e hidrología**

La cuenca del Río Maipo cubre gran parte de la Región Metropolitana y menor área de las regiones de Valparaíso y la del Libertador Bernardo O'Higgins, abarcando una superficie de 15.273 km<sup>2</sup> aproximadamente. La cuenca tiene la demanda hidrológica más alta del país, ya que contiene la mayor población, alcanzando más de 6 millones de personas que comparten el territorio con agricultura e industrias (Janke *et al.*, 2015).

La cuenca del Río Yeso corresponde a una subcuenca del Río Maipo y se ubica en su parte noreste, entre la cuenca del Río Colorado y la cuenca del Río el Volcán, tal como se muestra en la Figura 1-7. La cuenca tiene una superficie de 627 km<sup>2</sup>, su altitud máxima se alcanza en la cima del Cerro Marmolejo a 6100 m.s.n.m. y la mínima en la confluencia con el río Maipo a 1200 m.s.n.m. El cerro Marmolejo corresponde a un edificio volcánico cuya última actividad ocurrió durante el Plioceno y que cuenta con un anfiteatro en forma de herradura provocado por una avalancha de roca cuyo depósito se extiende hasta 14.900 m aguas abajo por el valle del Río Yeso (Melo *et al.*, 2022).

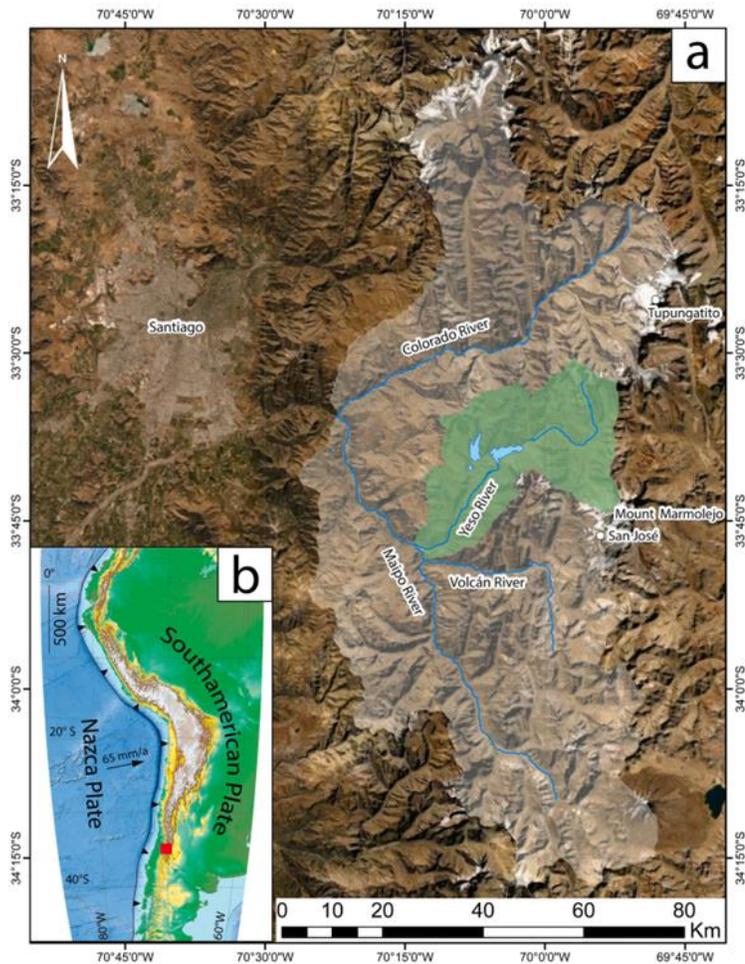


Figura 1-7: a: Ubicación de la cuenca del Río Yeso y de la cuenca del Maipo; b: Ubicación del cuadro a. Extraído de Melo *et al.* (2022).

Frente al Cerro Marmolejo se encuentra la cuenca alta norte del Río Yeso. Esta subcuenca tiene  $62 \text{ km}^2$  de área y una altitud media de 4007 m s.n.m. (Ayala *et al.*, 2016); la altitud máxima es alcanzada en la cumbre del cerro Pirámide a 5484 m.s.n.m. y su altitud mínima se encuentra 3100 m.s.n.m. donde comienza una planicie rellena por sedimentos glaciofluviales. Como se ve en la Figura 1-8 hacia el norte la cuenca está delimitada por un cordón montañoso de seis cumbres dominantes que corresponden a *horns* formados por ablación glacial, de oeste a este son; cerro Yeguas Muertas, cerro Cuerno Blanco, cerro Bello (5.230 m s.n.m.), la Punta Hoff (4.882 m s.n.m.), cerro Alto del Yeso (5.170 m s.n.m.) y el ya mencionado cerro Pirámide.

La cuenca está compuesta por dos valles de dirección norte-sur con forma de U y que son separados por un cordón montañoso que se extiende hacia el sur desde el cerro Alto del Yeso. El valle occidental cuenta con dos circos glaciales en su cabeza alojando a los glaciares Bello y Yeso, mientras que el valle oriental tiene un gran circo glacial en su cabecera donde existe un glaciar de circo. El valle aloja además al glaciar Pirámide en su centro y a un glaciar rocoso en la ladera que mira al oeste. En conjunto los glaciares conforman el 22,6% de la superficie de la cuenca, es decir  $5,72 \text{ km}^2$  (Dirección General de Aguas, 2022).

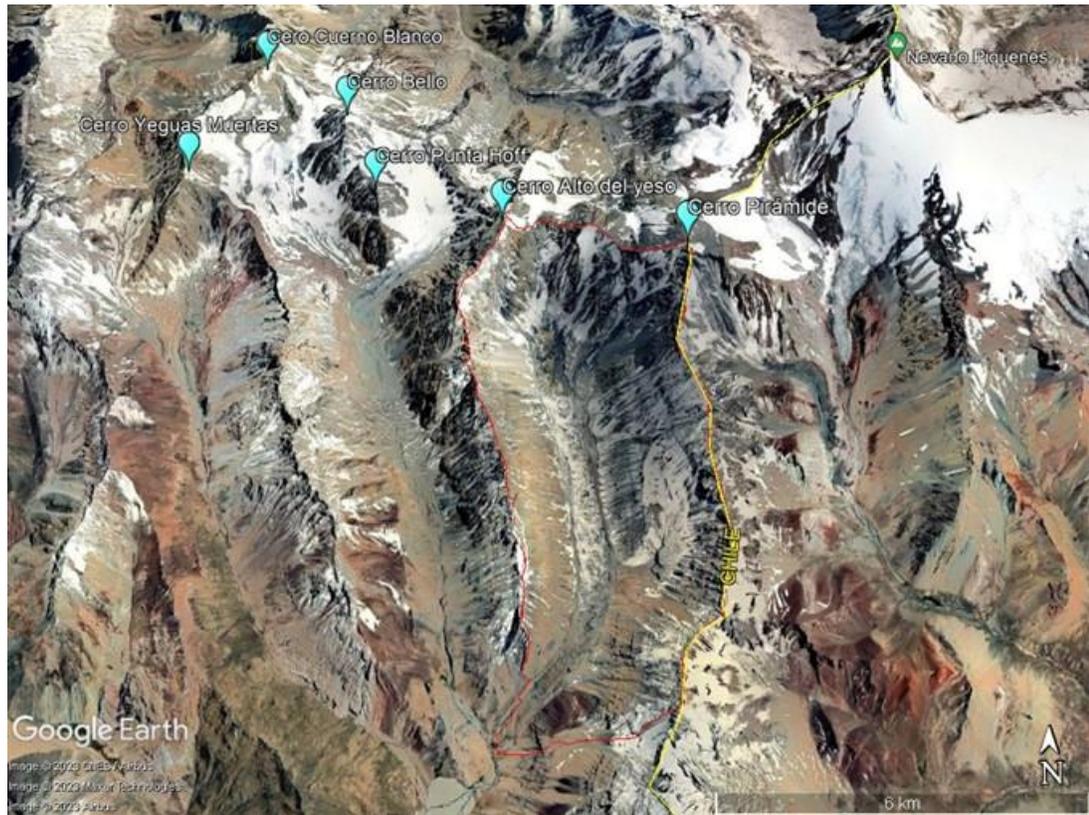


Figura 1-8: Cumbres de la cuenca alta del río Yeso. Elaboración propia, imagen de Google Earth Pro.

En la zona central de la cuenca existe un embalse artificial denominado embalse del Yeso. Este embalse corresponde a la fuente de agua potable más importante del sector suroriental de la ciudad de Santiago. El embalse se alimenta por el agua de deshielo de los glaciares de la cuenca del río Yeso (Ayala *et al.*, 2016). El aporte a la escorrentía del río Yeso proveniente del glaciar Pirámide es similar en magnitud al de los glaciares descubiertos Bello y Yeso, a pesar de que los últimos se encuentren a mayor altitud y en consecuencia tengan un periodo de derretimiento más corto (Ayala *et al.*, 2016).

## 2. Antecedentes glaciares

### 2.1. Antecedentes paleoclimáticos

El último Máximo Glacial (LGM por sus siglas en inglés *last glacial maximum*) corresponde al periodo en que la tierra alcanzó su máximo volumen de hielo. Este periodo se encuentra entre los 27 y 20 ka antes del presente, sin embargo, el periodo de máximo volumen no corresponde necesariamente al periodo de máximo avance para todo glaciar. Para incluir el máximo avance glaciar de los glaciares fuera de los casquetes de hielo se puede extender el periodo informalmente desde 29 a 19 ka (Hughes, 2022). El retroceso de los glaciares montañosos del hemisferio sur se sitúa entre 16 y 18 ka, periodo consistente con los registros del calentamiento de este hemisferio (Clark *et al.*, 2009).

El término del LGM gatilló una serie de altas y bajas de temperatura a nivel mundial durante el Pleistoceno tardío. Los cambios climáticos ocurridos luego de su término mantuvieron importantes diferencias latitudinales e incluso longitudinales, siendo estos condicionados por corrientes atmosféricas y oceánicas otorgando heterogeneidad en cuanto a temperaturas y humedad a nivel mundial. A lo largo de los Andes centro-sur también existieron diferencias en las edades de máximo avance y de retroceso glaciar (Figura 2-1) (Zech *et al.*, 2008). Estas diferencias permiten segmentar Chile continental en distintas zonas y subzonas glaciológicas como se muestra en la Figura 2-1.

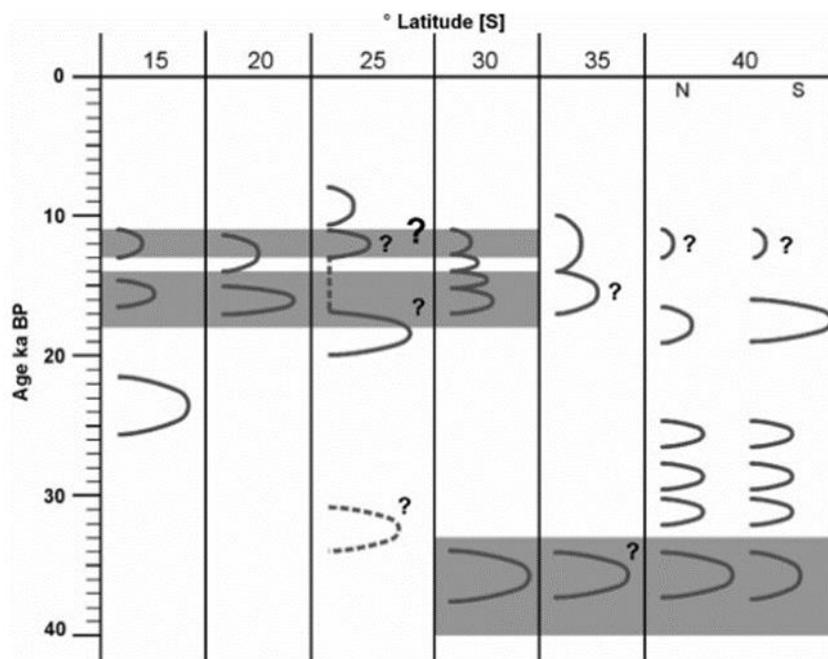


Figura 2-1: Diagrama tentativo de edad de avance glaciar en relación con su latitud mostrando las fases de aumento de humedad en gris entre los 15° y 40°S (Zech *et al.*, 2008).

De acuerdo con Zech *et al.* (2008) las distintas zonas glaciales de los Andes Centrales pueden ser o bien sensibles principalmente a la temperatura, como en la zona Norte y en la zona Sur o ser más sensibles a las variaciones de precipitaciones, como lo es en la zona Centro y subzona Norte C y es por esa razón cada zona glaciar presenta un desfase en sus periodos de avance o retroceso glaciar con el resto de las latitudes (Figura 2-2). Entre las latitudes 30 y 40° hubo un importante avance glaciar hace 35 a 40 ka producto de un aumento en las precipitaciones invernales. A pesar de las temperaturas bajas durante el último máximo glaciar global, esta zona experimenta un

retroceso glacial adelantado que se atribuye a una reducción en la disponibilidad de humedad producto de un cambio en la dirección de los vientos del oeste (Zech *et al.*, 2008).

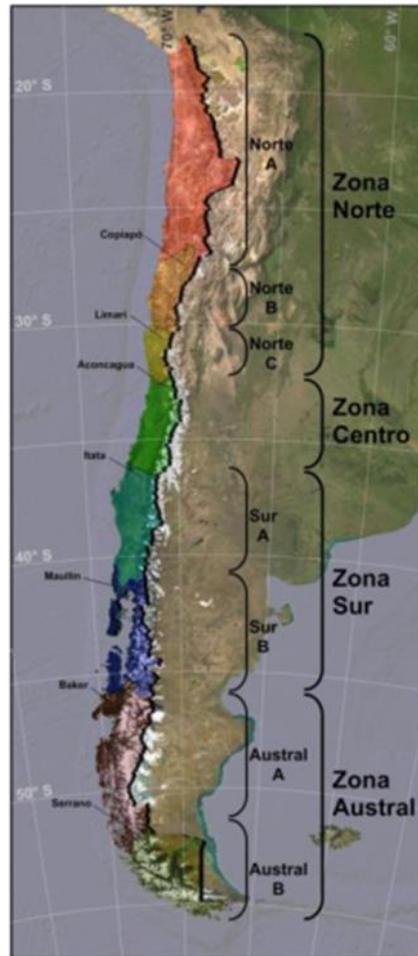


Figura 2-2: Zonas y subzonas glaciológicas definidas para la Estrategia Nacional de Glaciares (DGA, 2009).

Si bien no existen muchos datos geocronológicos de los depósitos glaciales de la cuenca del río Maipo, hay evidencias de dos periodos de avance durante el periodo entre el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano. Bajo la confluencia del río Yeso con el río Volcán existen *drift* glaciales datados en ~46-36 ka a una altitud de 1.300 m s.n.m. correspondiente a un avance prolongado ocurrido antes del LGM. El factor desencadenante de este avance sería el aumento de precipitación asociado a una mayor influencia de los vientos del oeste *-westerlies-* junto con bajas temperaturas superficiales del mar en el océano Pacífico frente a las costas de Chile central (Herrera-Ossandón *et al.*, 2023). Además, en el valle de la Engorda, ubicado 22 km al sur del valle del Pirámide, se dataron *drift* glaciales en ~15-10 ka a una altitud entre los 2450 y 2570 m s.n.m. Estos depósitos corresponden a avances glaciales posteriores al LGM asociados con el *Younger Dryas* y el *Antarctic Cold Reversal (ACR)*. La causa principal de este avance habría sido una mayor influencia de precipitaciones asociadas a los *westerlies*, en el contexto de una tendencia general de incremento de las temperaturas superficiales del mar frente a Chile central durante la deglaciación (Herrera-Ossandón *et al.*, 2023).

## 2.2. Clima actual

El clima en los Andes de Chile Central corresponde a un clima semi-árido (Ayala *et al.*, 2016) causado por la influencia directa del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste, centro de alta presión atmosférica con comportamientos cíclicos estacionales, interanuales y decadales. El verano es esencialmente seco y cálido y las precipitaciones en la zona se concentran en la temporada invernal y se asocian principalmente a sistemas frontales provenientes de latitudes medias, cuando el anticiclón migra hacia el norte (Ancapichún & Garcés-Vargas, 2015; Herrera-Ossandón *et al.*, 2023), sin embargo, esta época húmeda presenta variaciones interanuales importantes en cuanto a precipitación acumulada. La isoterma de 0°C de la temperatura media anual se sitúa, a escala regional, alrededor de los 3.600 m s.n.m. (Carrasco *et al.*, 2005; Bodin *et al.*, 2010).

Según la clasificación de Köppen-Geiger, el clima de la mayor parte del área de estudio es de tipo tundra correspondiente al terreno sobre los 3.000 m s.n.m. y bajo esta altitud tipo el clima es cálido templado con veranos cálidos y secos (Figura 2-3) (Kottek *et al.*, 2006). La tundra se caracteriza por tener un bajo crecimiento de vegetación y un subsuelo helado. Sobre el suelo crecen principalmente líquenes y musgo.

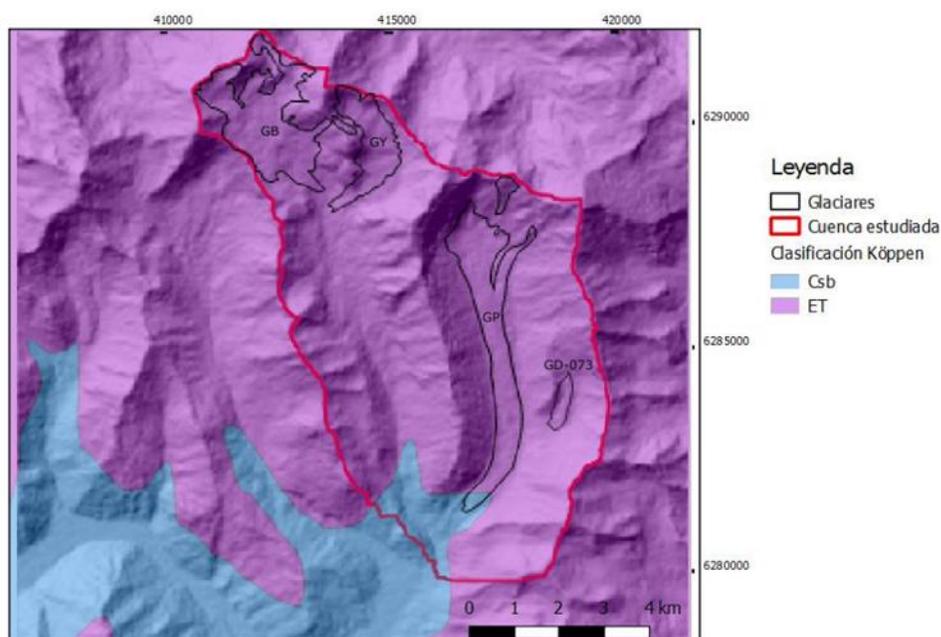


Figura 2-3: Zonas climáticas según Köppen-Geiger, adaptado de mapa 1:1.500.000 del Departamento de Geografía de la Universidad de Chile. (Csb: Clima templado frío con estación seca prolongada, ET: Clima de tundra). (GB: Glaciar Bello, GY: Glaciar Yeso, GP: Glaciar Pirámide, GD-073: Glaciar D-073) (Quezada, 2018).

Este contexto climático provoca que los glaciares de Chile central sean del tipo templado, es decir, su masa se encuentra cercana al punto de fusión y en consecuencia son altamente sensibles a las variaciones de precipitaciones (Herrera, 2016). Falvey & Garreaud (2009) analizan los patrones de temperatura de Chile entre los años 1979 y 2006 y muestran que en la costa del país se ve una tendencia de -0,20°C por década mientras que en la cordillera se evidencia un calentamiento de 0,25°C por década. Esta alza de temperatura genera un balance de masas negativos en la gran mayoría de los glaciares Chile Central, tal como muestra la tendencia a nivel mundial. Para el

glaciar Pirámide se midió un balance de masa de  $-1.0 \pm 0.11$  m de agua equivalente en promedio durante el periodo de 2013-2015 (Ayala *et al.*, 2016).

En particular en la cuenca del río Yeso la estación meteorológica Embalse el Yeso, ubicada a 2.475 m s.n.m. muestra una temperatura media anual del aire de  $10^{\circ}\text{C}$  entre 1984-2014, con menores temperaturas en el mes de julio y mayores en los meses de enero y febrero (DGA, 2015; Bodin *et al.*, 2010) y precipitaciones anuales acumuladas que fluctúan entre los 100 mm/año y hasta los 1500 mm/año (Quezada, 2018), sin embargo la precipitación registrada en el punto de salida de la cuenca del pirámide es tres veces más alta que en la estación Embalse del Yeso (Ayala *et al.*, 2016).

### 2.3. Clasificación de glaciares cubiertos y rocosos

Los glaciares cubiertos de detritos son morfologías que acumula progresivamente una capa de material detrítico que eventualmente puede servir de aislación o de conductor térmico para la masa de hielo bajo ella (Figura 2-4). Sobre esta capa de detritos pueden formarse nuevas capas de hielo y de detritos sucesivamente. Cuando la fusión de hielo es muy alta en la superficie las capas de detritos más profundas pueden quedar descubiertas de hielo y así aumentar el espesor de la cubierta de detritos.

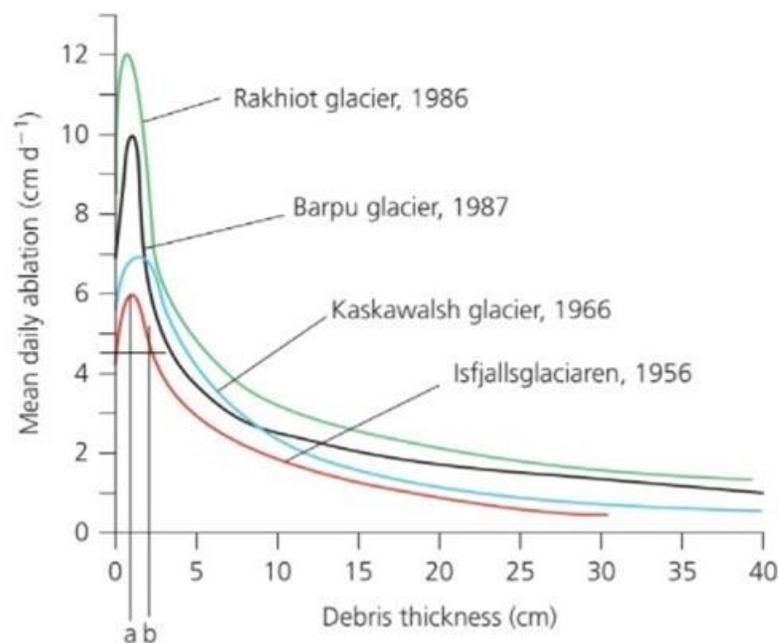


Figura 2-4: Razón de ablación medida en relación con el espesor detrítico en cuatro glaciares semicubiertos, (a) muestra el espesor detrítico bajo el cual ocurre la máxima fusión de hielo, (b) indica el espesor en el cual la fundición es equivalente a la de hielo limpio (Nicholson and Benn, 2006).

Janke *et al.* (2015) proponen una clasificación para categorizar los glaciares según su contenido de hielo de acuerdo con observaciones realizadas en los Andes Centrales de Chile. Esta clasificación también puede ser empleada para secciones de un sistema glaciar que pueden estar compuestos de múltiples clases en segmentos condicionados la morfología del paisaje adyacente (Figura 2-5). A continuación, se resumen las seis clases definidas.

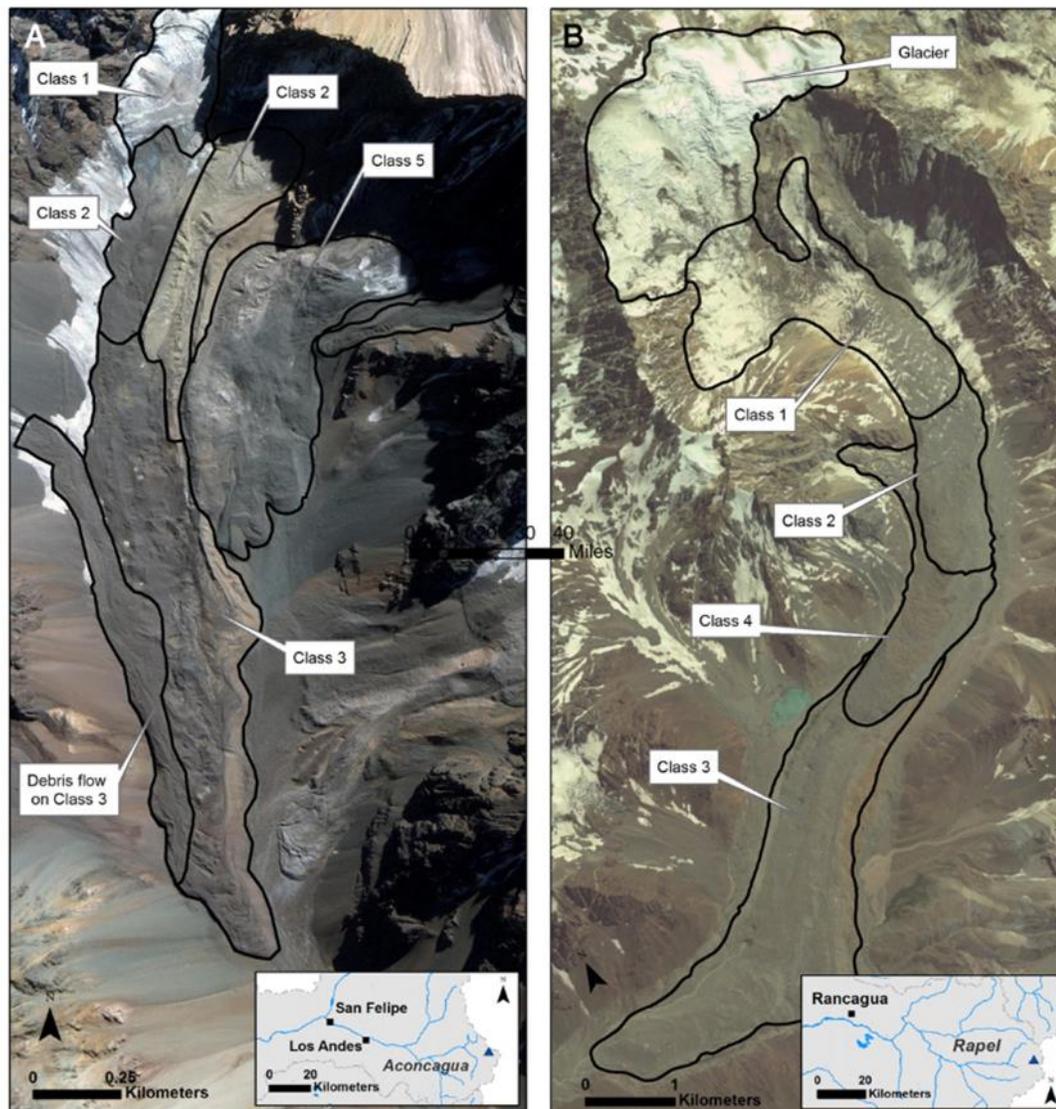


Figura 2-5: Ejemplos de sistemas de glaciares cubiertos y rocosos complejos. (A) Sistema glaciar ubicado en la cuenca Navarro, subcuenca de la cuenca del Juncal. (B) Sistema ubicado aguas arriba de la cuenca del Maipo, en el Cerro Colina. Extraído de Janke et al., 2015.

**Los glaciares de clase 1** corresponden a glaciares semicubiertos con una capa menor a 0,5 m de espesor, el cual varía considerablemente a lo largo y ancho del glaciar. La zona de acumulación del glaciar no cuenta con una cubierta de detritos, mientras que el frente glaciar suele estar compuesto completamente de hielo sucio. El contenido de hielo total de un glaciar de clase 1 es 85%.

**Los glaciares de clase 2** son glaciares completamente cubiertos bajo un espesor detrítico de 0,5 a 3 m y un contenido de hielo entre el 65 y 85%. La superficie de estos glaciares tiene morfologías caóticas sin zonas claras de acumulación y ablación ni direcciones de flujo y formando *thermokarst* y canales de circulación de agua internos. La cobertura no tiene el espesor suficiente como para aislar el calor del hielo y en consecuencia la capa detrítica responde activamente a cambios de temperaturas tanto diarias como estacionales. En ocasiones los glaciares de clase 2 pierden su conexión con glaciares de circo que lo alimentan con avalanchas.

**Los glaciares de clase 3** son glaciares enterrados completamente en una capa de detritos de 3 a 5 m de espesor. La gruesa capa detrítica corresponde a entre el 45 y 65% su volumen total y proporciona aislamiento del hielo. Por lo general los glaciares de clase 3 son una transición a los glaciares rocosos de clase 4 que aún no ha alcanzado la estabilidad de la estructura de hielo.

**Los glaciares de clase 4** corresponden a glaciares propiamente de roca y no cuentan hielo visible pues este alcanza entre el 25 a 45% del volumen total del glaciar. Su hielo interior corresponde a una matriz con un núcleo y lentes de hielo heredado de un antiguo glaciar descubierto. Su forma de acumulación en los Andes Centrales consiste en el congelamiento de agua que se infiltra por la capa de detritos hasta llegar en contacto con hielo. Los glaciares de clase 4 forman *ridge* transversales al glaciar en forma perpendicular a la dirección de flujo producto de las fuerzas compresivas que actúan sobre ellos gracias al avance del hielo. Los *thermokarst* son menos frecuentes que en las clases 1, 2 y 3. Estos glaciares cuentan con signos de avance en su frente evidenciándose en la apariencia fresca de los materiales que se encuentran en su pie.

**Los glaciares de clase 5** contienen un 10 a 25% de hielo interno estando en su mayoría segregado lo que provoca una disminución del flujo y suaviza las geomorfologías formadas en etapas anteriores, los *ridge* se ven lineales y las pendientes se alargan. Son difíciles de distinguir por la mala conservación de sus geoformas en zonas de influencia antrópica.

**Los glaciares de clase 6** son glaciares de roca con menos de un 10% de hielo. Consiste principalmente en detritos morrénicos y una forma de lengua heredada de etapas anteriores. El hielo se reparte en núcleos aislados.

## **2.4. Glaciares en la cuenca del Río Maipo**

La cuenca del río Maipo cuenta con más de 800 glaciares que cubren 378 km<sup>2</sup>, es decir el 7,8% del área de la cuenca, lo que la convierte en el área con mayor superficie glacial fuera del Campo de Hielo Norte (46°-47°S) y el Campo de Hielo Sur (48°-51°S). La cuenca del Maipo se divide en 5 subcuencas; Olivares, Colorado, Yeso Volcán y Maipo Alto (Figura 2-6b). Las zonas con superficie glaciada a mayor elevación corresponden a las subcuencas de Olivares y Colorado, fluctuando entre los 4.200 y 4.500 m s.n.m., mientras que la subcuenca Alto Maipo tiene los glaciares encontrados a menor elevación, entre 3.500 y 4.000 m s.n.m. La cuenca cuenta con 59 glaciares más grandes que 1 km<sup>2</sup> y de estos, los más grandes se encuentran en la subcuenca Olivares (glaciares Juncal Sur, Olivares Gamma y Olivares beta) y en las subcuencas Colorado y Volcán (glaciares Volcán Tupungato, Azufre y Marmolejo), en general, el tamaño de los glaciares disminuye hacia el sur (Ayala *et al.*, 2020).

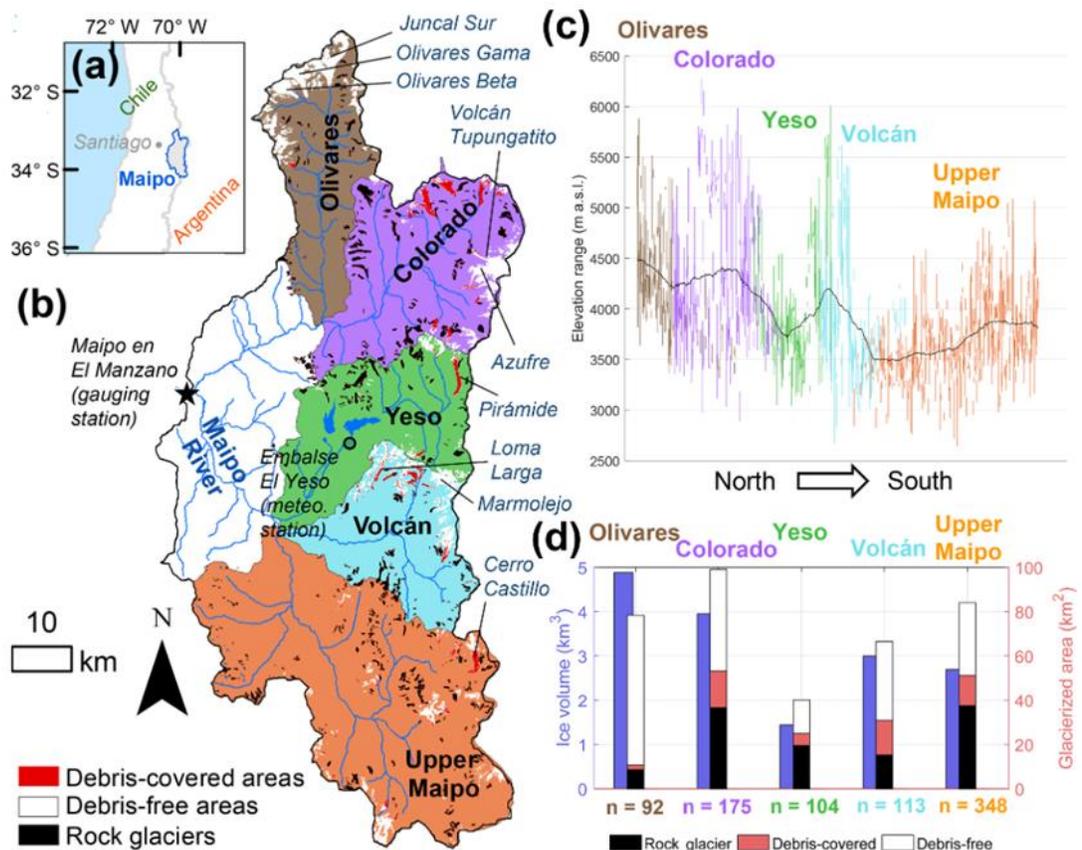


Figura 2-6: (a) Cuenca del Río Maipo, al este de la ciudad de Santiago. (b) Punto exutorio de la cuenca y sus subcuencas, ríos, glaciares principales y estaciones meteorológicas. (c) Rango de elevación de cada glaciar en la cuenca en función de su latitud media (en escala arbitraria) en cada subcuenca y la elevación promedio de ellos (línea negra). (d) Volumen total de hielo estimado utilizando el método elaborado por Huss & Farinotti (2012) (eje izquierdo) y el área glaciada (eje derecho) en cada subcuenca. Se indica el área total cubierta por cada tipo de glaciar (glaciar de roca, glaciar cubierto de detritos y glaciar descubierta de detritos) y el número de glaciares en cada subcuenca (Ayala et al., 2020).

De acuerdo con Ayala *et al.* (2020), la altitud de la línea de equilibrio glacial de los glaciares de la cuenca del Maipo subió a una tasa de 39 m por año entre 1955 y 2016 y junto a eso el volumen glacial de la cuenca disminuyó una quinta parte.

## 2.5. Glaciares de la cuenca del Río Yeso

Dentro de la cuenca del río Yeso existen numerosos glaciares en total que cubren un área de 37,18 km<sup>2</sup>. De esa área 16,63 km<sup>2</sup> corresponden a hielo limpio y los 25,76 km<sup>2</sup> restantes corresponde a hielo sucio, es decir glaciares cubiertos o de roca. Estos últimos se alojan principalmente en circos que se encuentran en las zonas más altas de la cuenca. En particular en la subcuenca alta norte del río Yeso, donde se ubica el área de estudio, se concentran 4 glaciares; el glaciar Bello, el glaciar Yeso, el glaciar Pirámide y el glaciar D073.

El glaciar Bello es un glaciar de montaña de orientación sur este que está parcialmente cubierto de detritos en su pie glacial. Este cubre un área de 2,25 km<sup>2</sup>, tiene una pendiente media de 17,56° y alcanza una altitud mínima de 4.078 m s.n.m. y máxima de 4.814 m s.n.m. con una altitud de línea de equilibrio (ELA) alrededor de los 4.600 m s.n.m. dejando un área de acumulación entre la mitad y el tercio del área total. El glaciar Yeso es un glaciar de valle con orientación suroeste y se ubica directamente al este del glaciar bello, separado de este por un filo de montaña. El glaciar que

cubre un área de 1,23 km<sup>2</sup>, tiene una pendiente media de 19,96° y alcanza una altitud mínima de 4.276 m s.n.m. y máxima de 4.795 m s.n.m. con una ELA alrededor de los 4.650 m s.n.m. dejando un área de acumulación entre la mitad y el tercio del área total. Ambos glaciares se alojan en circos que se interceptan formando un valle en U con orientación sureste (Ayala *et al.*, 2016). Por último, el glaciar D073 es un glaciar de roca que representa menos del 7,9% del área glacial de la cuenca estudiada. Este está ubicado al este del glaciar Pirámide con una altitud sobre los 3.600 m s.n.m.

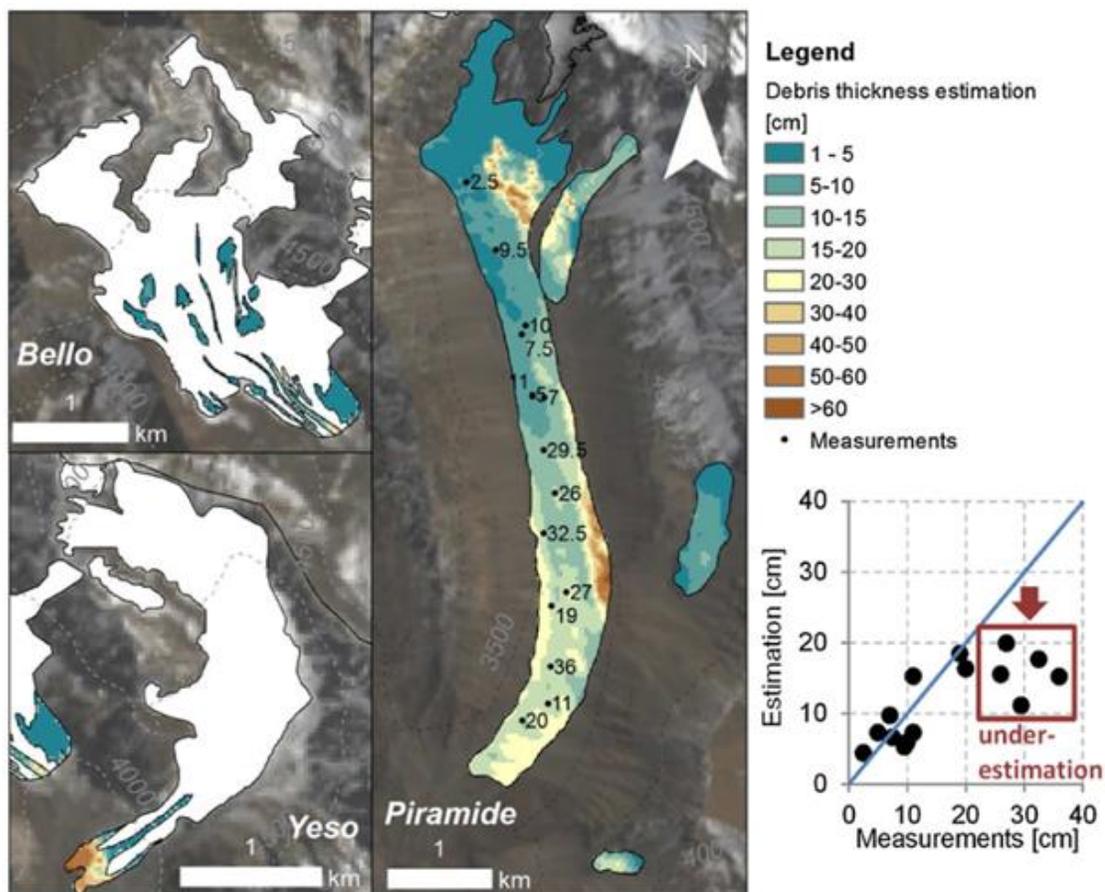


Figura 2-7: Estimación del espesor de la cubierta de detritos de los glaciares Bello, Yeso y Pirámide mediante el método de Rounce y McKinney (2014). Tomado de Ayala *et al.*, 2016.

El glaciar Pirámide es un glaciar cubierto de detritos. Su altitud máxima y mínima corresponden a 3.870 y 3.259 m s.n.m. respectivamente. Se extiende por aproximadamente 7 km por el valle hacia el sur con una pendiente media de 4,2° cubriendo una superficie de 4,4 km<sup>2</sup>. Tiene un espesor promedio de 54 m, un espesor máximo de 89,85 m y un volumen de hielo sucio de 0,167 km<sup>3</sup> que contiene aproximadamente 135.200 m<sup>3</sup> de agua equivalente (Ferrando, 2012). El glaciar no cuenta con un área de acumulación clásica ya que, su principal fuente de alimentación son las avalanchas provenientes de las pendientes pronunciadas que rodean su cabecera. De acuerdo con Ayala *et al.* (2016), la ELA del Pirámide fluctúa entre los 3.800 y 4.100 m s.n.m. y esta es muy influenciada por la presencia de avalanchas de nieve sobre la superficie del glaciar. La morrena frontal del glaciar muestra ser estables, propio de un carácter estacionario, es decir su frente no avanza ni retrocede a pesar de las condiciones climáticas actuales, sin embargo, esto no quiere decir que el balance de masa sea nulo, sino que el glaciar pierde masa en forma vertical en vez de mostrar un retroceso y a una taza estable, poco dependiente de la variabilidad climática (Ayala *et al.*, 2016; Burger *et al.*, 2019; Ferrando, 2012).

La cubierta detrítica del glaciar Pirámide tiene un espesor de entre 0,3 y 1 m y corresponde a un glaciar de clase 2 (Janke *et al.*, 2015). Un estudio reciente elaboró un mapa de espesor detrítico mediante el método Rounce y McKinney (2014), el cual genera una estimación del espesor a partir de la banda satelital termal libre de nubes. Al comparar la estimación con datos obtenidos en terreno se concluye que esta funciona adecuadamente con un espesor detrítico bajo 20 cm, sin embargo, las estimaciones pierden validez en espesores mayores (Figura 2-7) (Ayala *et al.*, 2020). De acuerdo con Ferrando (2012) el espesor de la cubierta del Pirámide no es suficiente para provocar aislamiento térmico sobre el cuerpo de hielo.

La superficie del glaciar es caótica producto de la ablación, presentando numerosas lagunas y depresiones por fusión de hielo llamadas *thermokarst*, que tienen diámetros entre los 20 y 200 m y se encuentran principalmente en alturas inferiores a los 3.600 msnm (Torres *et al.*, 2017). Hasta la fecha no hay publicaciones que describan en mayor detalle las características físicas, sedimentológicas o petrológicas de la cubierta detrítica.

### 3. Metodología

#### 3.1. Caracterización geomorfológica del área de estudio

La geomorfología del valle del Pirámide se estudió mediante herramientas de sistema de información geográfica (SIG) y observaciones de terreno. Con la ayuda de diferentes SIG se hizo un mapeo de la cuenca del Valle del Pirámide a una escala de 1:2.500. Para esto se extrajeron múltiples capturas de pantalla de imágenes satelitales del Software Google Earth Pro fechadas en enero del 2018 que luego se unieron en un mosaico de imágenes con la ayuda de Photoshop. Por último, este mosaico de imágenes fue georreferenciado con la función “Georreferenciador” de QGIS 3.16.9. Para determinar las dimensiones de las geoformas de mayor escala se utilizó un modelo de elevación digital (DEM) obtenido del satélite Pléiades con 3 m/px de resolución. A partir del DEM se hizo un análisis geomorfométrico extrayendo un mapa de pendientes, un mapa de sombras y un mapa de aspectos que se combinaron para obtener una vista 3D de la cuenca del río Yeso.

El mapeo preliminar se complementó con una salida a terreno de 4 días realizada en enero del 2022 en la que se recorrió parte de la zona frontal y lateral del glaciar Pirámide realizando observaciones que incluyeron descripciones del grado de selección, tamaño de clastos, litología de los clastos, madurez, redondeamiento, porcentaje de matriz y clastos y relaciones morfoestratigráficas con el paisaje circundante. Adicionalmente se capturaron un total de 406 imágenes georreferenciadas con un dron DJI Phantom 4 Pro sobrevolando a 200 m de altura un polígono de 1080 x 480 m. Para esto se realizaron 2 vuelos de 24 y 19 min que cubrieron el extremo sur del Valle del Pirámide. A partir de estas imágenes se generó un ortomosaico de 14 cm/px y un DEM de 20 cm/px de resolución con el software AgiSoft Metashape.

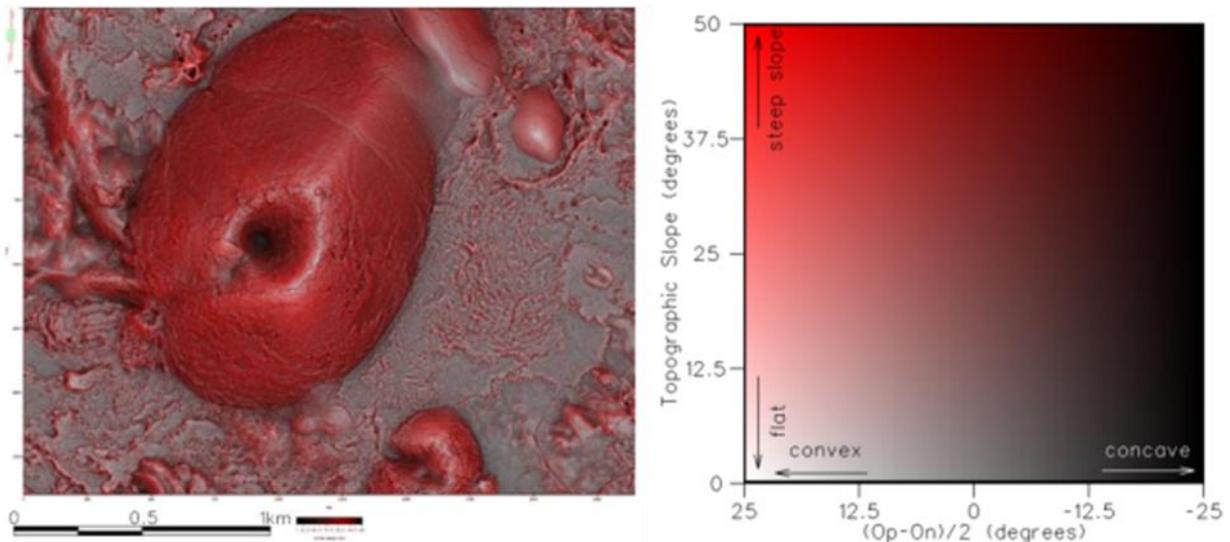


Figura 3-1: Ejemplo de RRIM y el diagrama de color de este. Extraído de Chiba et al. (2008).

A partir del DEM de alta resolución se generó un Red Relief Image Map (RRIM), que corresponde a un mapa que ilustra la pendiente topográfica, concavidades y zonas convexas al

mismo tiempo (Figura 3-1) y fue propuesto por Chiba *et al.* (2008) para visualizar imágenes LiDAR. Para construir este mapa se utilizó la metodología indicada por Daxer (2020). Adicionalmente se crearon perfiles topográficos de distintas geomorfologías con el complemento “Profile Tool” de QGIS. El mapeo geomorfológico fue hecho a una escala de 1:500.

Los criterios de identificación utilizados para determinar cada morfología glacial a partir del reconocimiento remoto se pueden ver en la Tabla 3-1.

Tabla 3-1: Criterios de identificación de formas de relieve glacial mediante imágenes satelitales modificado de Pino (2018) e Izaguirre (2018).

CRITERIOS DE IDENTIFICACIÓN				
GEOFORMA		Morfología	Color/estructura/textura	Significancia glaciológica
<b>CUMBRE DE CERROS</b>		Altos topográficos, frecuentemente piramidales producto de la erosión glacial y periglacial	Posibles lados sombreados con textura rugosa	Divide una o más masas de hielo presente o pasadas
<b>CRESTAS DE CERROS</b>		Filos empinados que separan dos valles o circos glaciales, comúnmente descienden de las cumbres	Estructura lineal con sombras, generalmente resalta sobre el hielo o la nieve	Indica erosión glacial o debilitamiento en pendientes empinadas
<b>ESCARPES</b>		Escalones abruptos en pendientes	Sombreado con colores oscuros	Indica erosión glacial o debilitamiento en pendientes empinadas
<b>GLACIARES CONTEMPORANEOS</b>		Hielo, nieve y detritos. Superficie con estructuras como grietas o Thermokarst	La nieve y el hielo se ven blancas y azules con superficies redondeadas. Los glaciares cubiertos de detritos se ven del color de la roca que lo rodea	Acción de glaciación activa
<b>THERMOKARST</b>		Pequeños cuerpos de agua con bordes de hielo escarpados rodeados de detritos	Redondeados, con sombras	Evidencia de deshielo activo
<b>CIRCOS GLACIALES</b>		Huecos con forma de anfiteatro en los flancos de las montañas	Bordes con el entorno angulosos	Indica presencia de glaciación de montaña localizada o persistente
<b>COMPLEJOS DE DEPÓSITOS MORRENICOS</b>	<b>O</b>	Topografía ondulosa en la cual se presentan cordones morrénicos distintivos	Diferente textura y color respecto al terreno adyacente. Presencia de crestas morrénicas elevadas	Marca aproximadamente la extensión de la depositación marginal del hielo
<b>CRESTAS MORRENICAS</b>		Una o más crestas perpendiculares al valle predominantes en altura. En planta se ven lineares, curvadas, sinuosas o en zigzag.	Sombradas por el cambio de relieve abrupto. Cambios de color cuando hay vegetación	Marca posiciones de contorno glaciación posteriores
<b>OUTWASH PLAIN</b>		Acumulaciones de sedimentos en la base de valles, comúnmente cortadas por patrones trenzados	Apariencia plana normalmente iluminada, marcas de erosión y escarpes separándola del terreno circundante	Rutas de drenaje principales de glaciares
<b>CANALES DE AGUA DESHIELO ABANICOS ALUVIALES</b>	<b>DE DE</b>	Canales sin drenaje contemporaneo	Generalmente sinuosos. La base puede ser de otro color	Pueden indicar la posición de drenaje de deshielo pasado, en especial asociados a morrenas
		Abanicos subhorizontales que surgen desde quebradas	pueden estar cortados por patrones trenzados	Retrabajo de material no consolidado

<b>CONO DE DEYECCIÓN</b>	Conos emplazados en pendientes empinadas con material fragmentado	Textura homogénea	Indica paredes con susceptibilidad a caídas de rocas y derrumbes
--------------------------	---	-------------------	--

Para determinar los valores de rumbo y manto de las unidades estratificadas que afloran en el valle se utilizó el método de los tres puntos. Este método consiste en el calcular a través de la trigonometría los ángulos de la dirección del rumbo y el buzamiento a partir de la posición y la elevación de tres puntos pertenecientes a una capa o grupo de capas tal como se muestra en la Figura 3-2. Para poder utilizar este método se identificó la traza de múltiples estratos a lo largo del valle con la ayuda de imágenes de Google Earth Pro y el modelo de elevación digital de 3 m/px mencionado anteriormente.

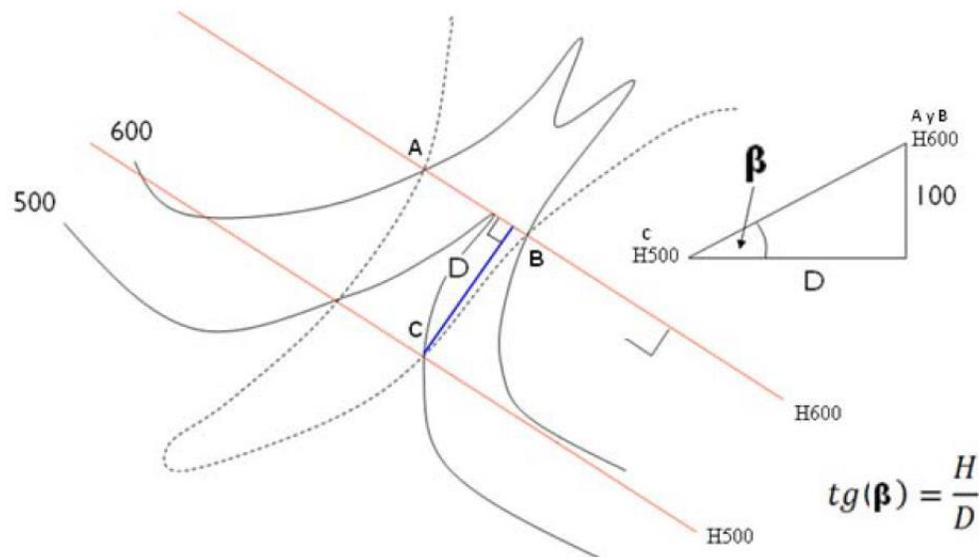


Figura 3-2: Descripción gráfica del método de tres puntos para el cálculo de rumbo y manto de una unidad estratificada.

Luego de la confección de ambos mapas geomorfológicos complementándolos con la información litológica del valle y los datos estructurales obtenidos a partir de las imágenes satelitales y los modelos de elevación digital se esquematizan distintos perfiles geoestructurales transversales y longitudinales al glaciar Pirámide. Para determinar la topografía de las transectas se extrajeron perfiles topográficos con el complemento Profile Tool del software QGIS y luego se ilustraron las características geológicas con la ayuda de Inkscape.

### 3.2. Caracterización litológica y sedimentológica de la cubierta de detritos

Para ver la distribución litológica de la cubierta de detritos de glaciar Pirámide se llevó a cabo una zonación de la cubierta de acuerdo con su color. Para esto se utilizaron las imágenes extraídas de Google Earth Pro descritas en la sección anterior. Con una saturación de color del 100% para poder distinguir a simple vista las diferencias de color.

Además, durante la salida a terreno se recolectaron muestras de entre 450 y 1000 g de la matriz del suelo de 14 sitios en conjunto con muestras de clastos tamaño graba gruesa a bloque. Por

facilidad de acceso, el estudio sedimentológico se concentra en la morrena terminal de arpón ubicada valle abajo del frente glaciar y en el costado oeste del glaciar.

Las muestras de mano fueron descritas macroscópicamente con ayuda de lupa, ácido, rayador y mica. A partir de estas descripciones se seleccionó 12 muestras que fueron cortadas y pulidas para obtener un corte transparente que fueron descritos con microscopio óptico.

### **3.2.1. Caracterización granulométrica**

Las muestras de sedimento fueron dejadas en un horno a 40°C por 24 horas para luego ser separadas utilizando los tamices #18, #10, #5 y #3/8” que tienen aperturas de 1, 2, 4 y 9,5 mm respectivamente. Para esto se siguieron las recomendaciones dadas por Melo (2020). Las muestras sobre la malla #18 fueron lavadas con agua y un tamiz para remover el material fino adherido a la superficie de los clastos. Posteriormente se describió ópticamente cada granulometría con ayuda de una lupa apuntando su redondeamiento, esfericidad y litología.

Los sedimentos bajo la malla #18 fueron analizados por granulometría laser con el equipo Malvern Mastersizer 2000. Para procesar la información entregada por el granulómetro se utiliza la planilla de Excel GRADISTATv8 que entrega estadísticas de cada muestra incluyendo la distribución granulométrica, su grupo textural, la moda, la media y a los valores  $D_{10}$ ,  $D_{50}$  y  $D_{90}$ , correspondientes al diámetro bajo el cual se encuentra el 10, 50 y 90% de la masa de la muestra respectivamente. También entrega un porcentaje de distribución granulométrica desde arcilla a grava gruesa. Además, calcula la media, el grado de selección, la asimetría y la curtosis en forma aritmética, geométrica, logarítmica y descriptiva según los métodos de Moments y Folk & Ward (Blott & Pye, 2001).

### **3.2.2. Caracterización mineralógica**

Una porción de los sedimentos bajo la malla #18 se tamizó con la malla #230, que tiene una apertura de 0,0625 mm. La fracción fina fue utilizada para tres análisis, Difracción de Rayos X, Fluorescencia de rayos X y Espectrometría de infrarrojo a la transformada de Fourier. Los análisis de Difracción de Rayos X fueron realizados e interpretados en el laboratorio de Cristalografía y Difracción de Rayos-X de la Universidad de Chile donde se obtuvo la composición mineralógica de cada muestra. Por su parte el análisis de Fluorescencia de Rayos-X fue realizado en el laboratorio de Sedimentología y Medio Ambiente de la Universidad de Chile con el equipo Shimadzu EDX-720 obteniéndose la composición elemental de cada muestra.

La espectrometría de infrarrojo se usa comúnmente para identificar diferentes grupos de átomos según las características de su banda de absorción en el espectro infrarrojo. En particular el rango de longitud de onda entre 400 y 1.700  $\text{cm}^{-1}$  es la región del espectro de particular importancia, ya que en ella el patrón de absorbencia es único y muy característico para cada mineral (Chukanov, 2014). Para obtener el espectro de absorbencia de cada muestra se utilizó el equipo Spectrum 100 de Perkin Elmer ® del laboratorio de Sedimentología y Medio ambiente de la Universidad de Chile. Para la medición se requirió preparar las muestras obteniendo una pastilla de bromuro de potasio según los pasos detallados en Melo (2020).

Para determinar el porcentaje de cada mineral presente en la muestra se utilizó el software Matlab y una extensión que compara un espectro entregado con un espectro calibrado manualmente y visual a partir de la ponderación de los espectros de siete minerales. Los minerales seleccionados para ser calibrados fueron los siete minerales más comunes encontrados en la mayoría de las muestras según los análisis de DRX y guiando sus porcentajes de acuerdo con los valores de composición química elemental obtenida por los análisis de FRX. A partir de esta calibración se obtiene la composición mineral porcentual normalizada de la muestra.

## **4. Resultados**

En el este capítulo se presentan los resultados de la investigación realizada en el valle de Pirámide. En primer lugar, se realiza una caracterización de la geología del valle completo en base a un mapa a escala 1:15.000. Esta sección incluye la estratigrafía y rocas no estratificadas, geología estructural, geomorfología y morfometría del valle y los aspectos litológicos y sedimentológicos de la cubierta detrítica glacial.

Luego se presenta la caracterización geomorfológica, sedimentológica, mineralógica y geoquímica de las unidades geomorfológicas del frente del glaciar Pirámide en base a un mapeo a escala 1:2.000 y al análisis de muestras.

### **4.1.1. Geología del valle del Pirámide**

La geología del valle está representada en el mapa a escala 1:15.000 de la Figura 4-1. En el puede verse las unidades rocosas que afloran en el valle incluyendo el rumbo y manteo calculado de las unidades estratificadas, las estructuras geológicas y el relleno glacial y paraglacial que cubre el fondo del valle y la parte baja de sus laderas. Además, se muestra un mapeo de las diferentes zonaciones de la cubierta detrítica en base a el color de sus sedimentos.

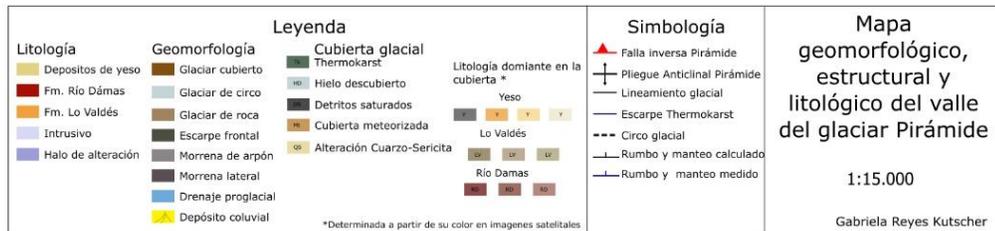
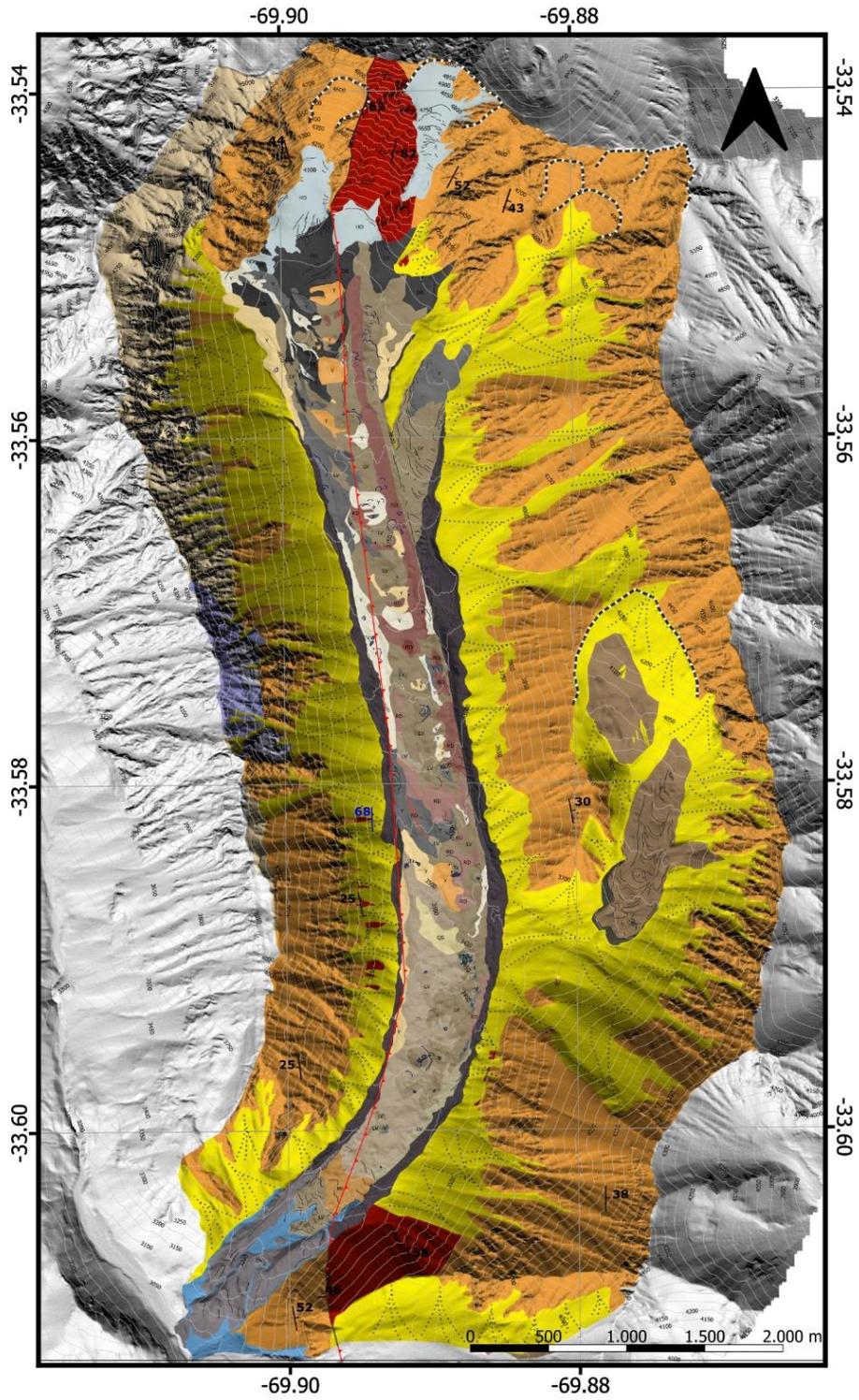


Figura 4-1: Mapa geomorfológico, estructural y litológico del valle del glaciar Pirámide.

#### 4.1.2. Unidades estratificadas

##### 4.1.2.1. Formación Río Damas

En el área de estudio afloran estratos de areniscas rojas que se observan a ambos extremos del valle en la ladera oeste y en el centro del valle en la ladera este. Se encuentra en contacto concordante bajo la Formación Lo Valdés. Tanto en el norte como en el sur del valle se observa su base en contacto por falla inversa con la Formación Lo Valdés. Sus estratos tienen dirección aproximadamente norte sur y su manteo cambia a lo largo y ancho del valle. El manteo medido en el centro del valle es  $68^{\circ}\text{W}$  (Figura 4-2 arriba) y el manteo calculado decreciente hacia el este de  $90^{\circ}$  a  $70^{\circ}\text{E}$  en la cabecera y de  $70^{\circ}\text{E}$  a  $50^{\circ}\text{E}$  en el sur del valle. Los estratos que mantean al oeste presentan artesas de pocos centímetros de ancho que indican la dirección del techo hacia el oeste.

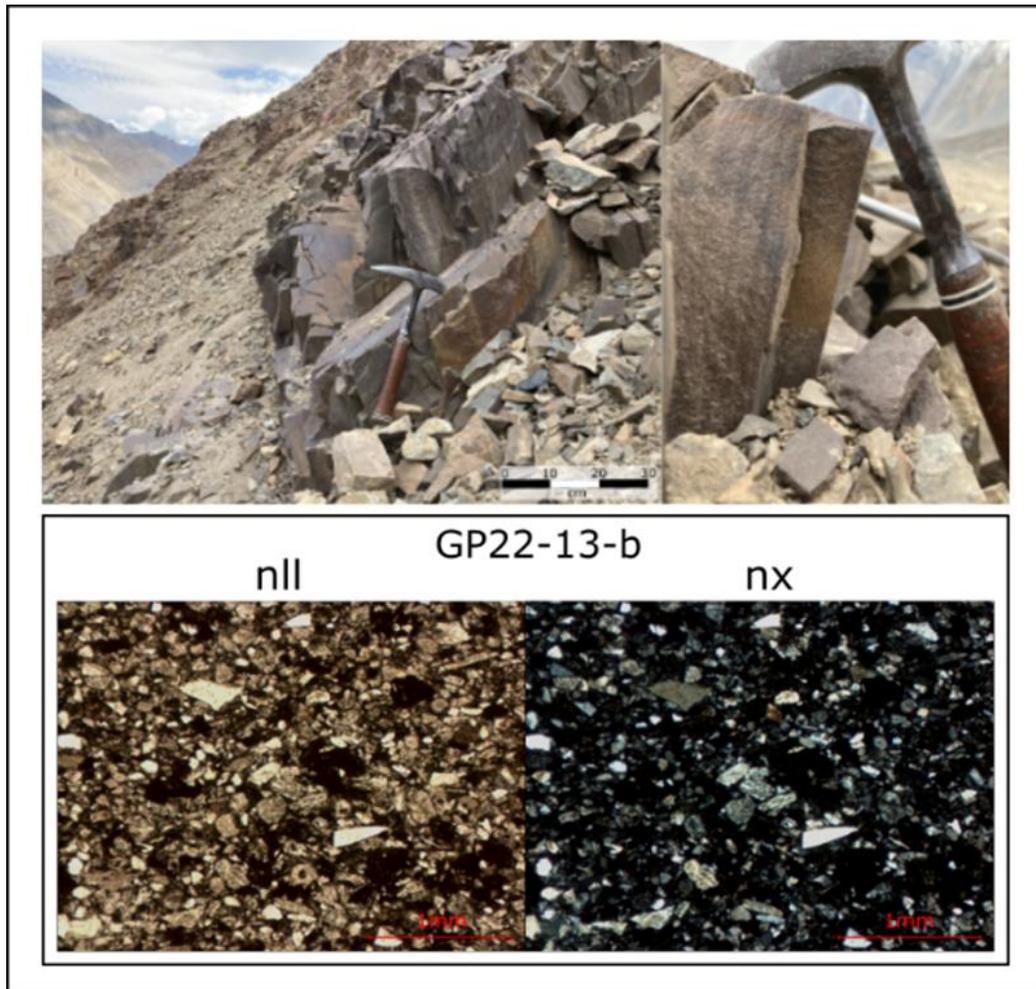


Figura 4-2: Arriba: Afloramiento de la Formación Río Damas en el centro de la ladera este del valle. Abajo: Corte transparente de la muestra GP22-13-b. Derecha con nicols paralelos e izquierda con nicols cruzados. Elaboración propia.

Como se observa en la parte inferior de la Figura 4-2, la Formación Río Damas se presenta como rocas sedimentarias clásticas con grano tamaño arena fina a arena gruesa, matriz soportada con granos angulosos, no esféricos y bien seleccionados. Se componen entre un 5 y 10% de cemento silíceo gris a incoloro y entre un 90 y 95% de clastos minerales de epidota, cuarzo, plagioclasa y limonita. Presenta oxidación y alteración a limonita.

#### 4.1.2.2. Formación Lo Valdés

Corresponde a una alternancia de rocas sedimentarias clásticas y químicas carbonatadas con intercalaciones de rocas ígneas extrusivas en estratos bien definidos de espesor variable. Su base es concordante a la Formación Río Damas y compone la mayor parte de la superficie rocosa de las laderas del valle. En la zona noroeste del valle la Formación Lo Valdés aparece bajo un diapiro de Yeso. El rumbo de sus estratos es aproximadamente norte sur y su manteo calculado en la cabecera es decreciente hacia el este de  $70^{\circ}\text{E}$  a subhorizontal al lado este y decreciente hacia el oeste en el lado occidental presentándose con  $45^{\circ}\text{W}$  en su punto. A lo largo del valle los estratos mantean desde los  $30^{\circ}$  hasta subhorizontales en las aristas y en el término del valle el manteo de la Formación Lo Valdés tanto al oeste como al este de la Formación Río Damas es hacia el este.

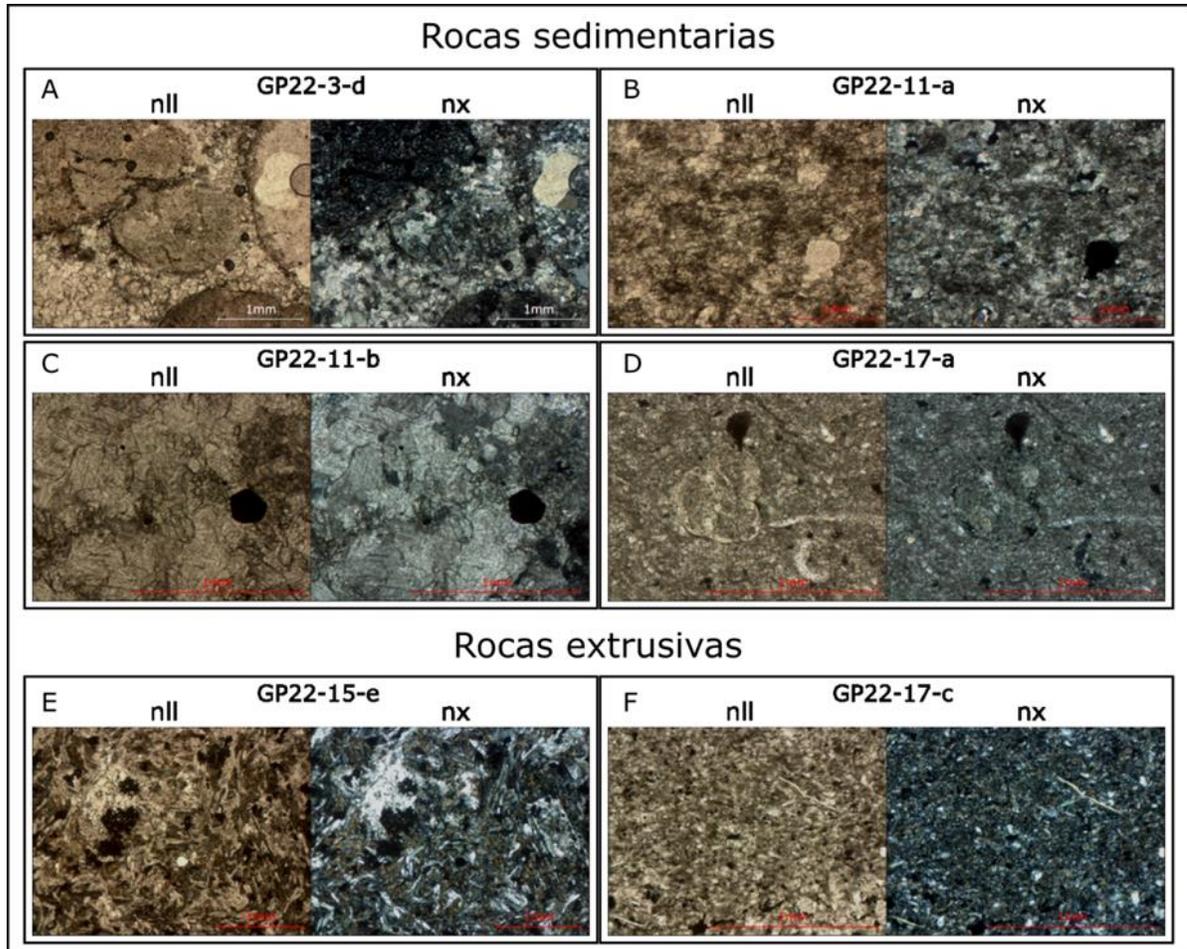


Figura 4-3: Cortes transparentes de cuatro rocas sedimentarias clásticas y dos rocas extrusivas de la formación Lo Valdés. A-F derecha, nicoles paralelos; izquierda nicoles cruzados. Elaboración propia.

Las rocas sedimentarias químicas presentes en el área de estudio corresponden a calizas blancas, grises y anaranjadas. Se encuentran clastos con silicificación, mineralización de pirita y óxidos de hierro. Las rocas clásticas de la Formación Lo Valdés encontradas en el valle corresponden a areniscas y conglomerados de clastos líticos y fosilíferos depositadas en ambiente marino. La mayoría de las muestras tienen cemento de carbonato y existen muestras con silicificación, vetillas de calcita cristalina, mineralización de pirita, óxido de pirita, fósiles marinos y mineralización de calcita en pocos casos. En las Figura 4-3 A-C se muestran los cortes

transparentes de rocas de clastos de carbonato con cemento de carbonato y la Figura 4-3 D corresponde a una roca de bioclastos calcáreos con cemento carbonatado. Además, se observa mineralización de un mineral opaco hexagonal en la muestra GP22-11-b.

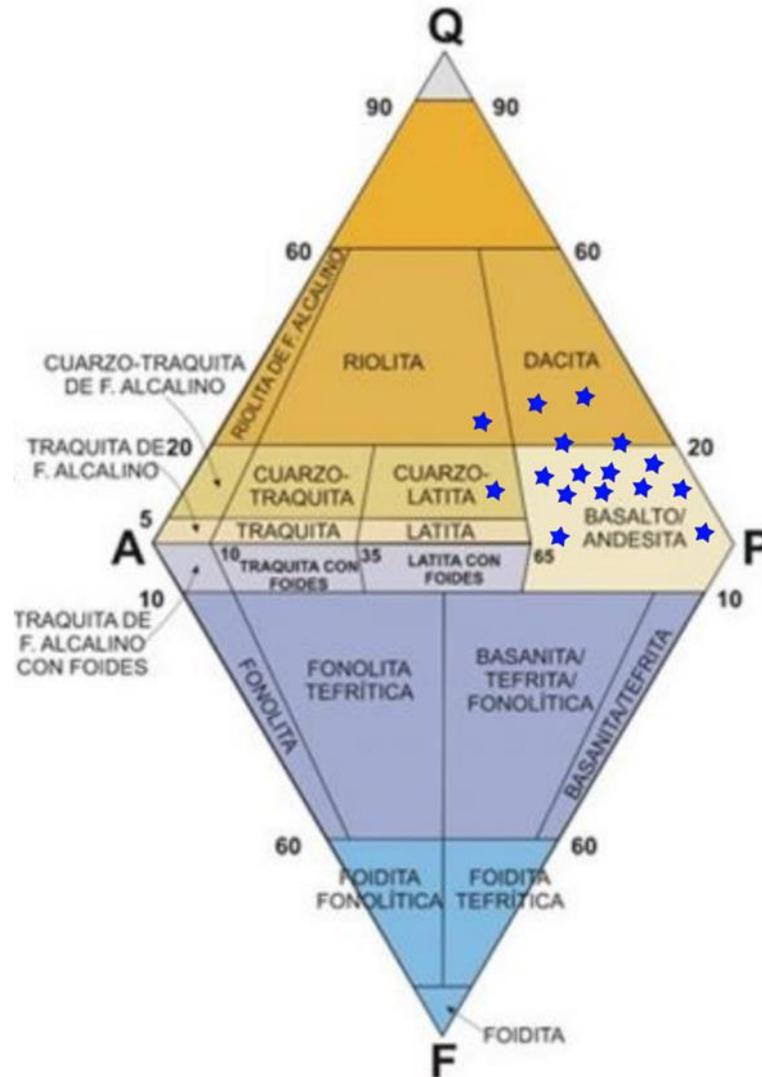


Figura 4-4: Diagrama AQP de clasificación de las rocas ígneas extrusivas. Las estrellas azules muestran la composición de las muestras recolectadas en terreno. Elaboración propia.

Las rocas extrusivas corresponden a lavas principalmente holocristalina, de textura porfídica y grano inequigranular tamaño fino a medio y estructura homogénea. Algunas presentan vesículas y vetillas de cuarzo. Además, en los cortes transparentes de las muestras GP22-15-e y GP22-17-c (Figura 4-9 E-F) se observa epidota y clorita alterando los clastos máficos. Como se ve en el triángulo AQP de clasificación de rocas ígneas extrusivas de la Figura 4-4, las muestras corresponden a andesitas, luego dacitas y en menor cantidad riolitas y basaltos.

### 4.1.3. Unidades no estratificadas

#### 4.1.3.1. Diapiros de Yeso

En la ladera oriente del valle aflora un diapiro de yeso montado sobre la Formación Lo Valdés. En el noreste el diapiro tiene estratos verticales que luego se vuelven sub horizontales y se extienden hacia el sur de la ladera manteniendo su base a 4.100 m.s.n.m. (Figura 4-1). En el valle se encuentran clastos de yeso blanco cristalino meteorizados o intactos (Figura 4-5).

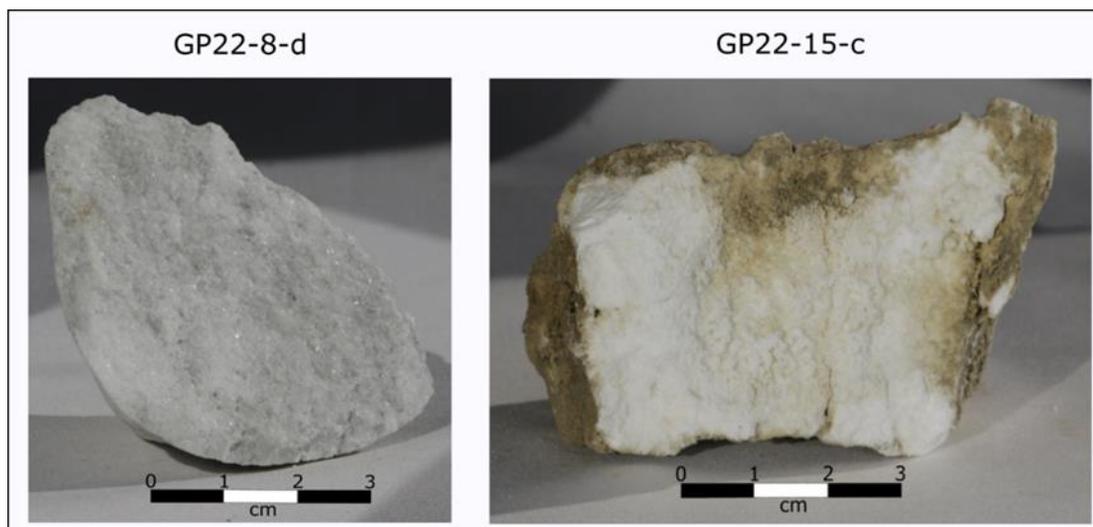


Figura 4-5: Muestras de clastos de Yeso del área de estudio. Elaboración propia.

#### 4.1.3.2. Intrusivo

En el área de estudio se distingue un cuerpo intrusivo en la arista oeste del valle del Pirámide gracias a la observación en terreno de un cono coluvial con alto contenido de intrusivos en la ladera este del valle y la posterior verificación mediante teledetección. No se descartan la presencia de zonas con rocas intrusivas en el área de estudio (Figura 4-6).

Los clastos de intrusivo muestreados presentan una textura fanerítica con cristales tamaño fino a grueso y forma hipidiomórfica con estructura homogénea y fábrica isótropa. En su mayoría están compuestas de cuarzo, plagioclasa, anfíboles y biotita mientras que algunas de las muestras contienen feldespato potásico, epidota, clorita, calcita, hematita, magnetita, y mineralización de pirita. Se encuentran rocas tanto mesocráticas como leucocráticas. En la Figura 4-7 se puede ver la posición de las muestras en el triángulo de clasificación QPA. En él se muestra que la mayoría de las muestras corresponden a tonalitas, muchas a cuarzo dioritas, granodioritas y monzogranitos y una a un granito rico en cuarzo.



Figura 4-6: Vista de los clastos del depósito coluvial abundancia de intrusivos en la ladera este del valle. Elaboración propia.

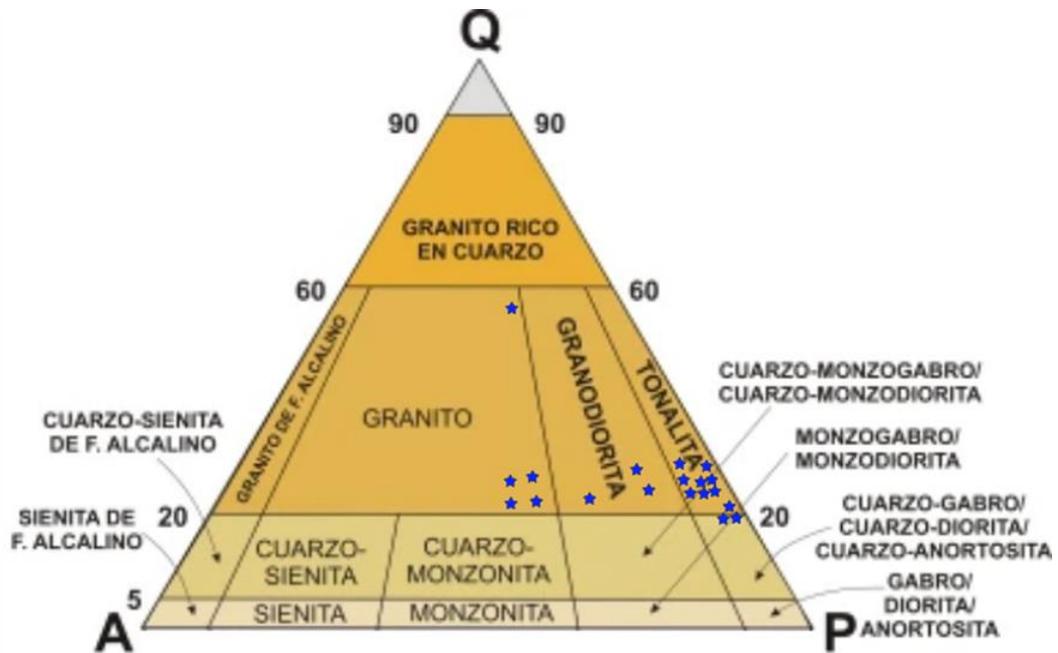


Figura 4-7: Diagrama QAP de clasificación de las rocas ígneas. Las estrellas azules muestran la posición de las muestras. Elaboración Propia.

En la Figura 4-8 se muestran fotografías de cortes transparentes en nicols cruzados y nicols paralelos de dos de las muestras. La muestra GP22-8b contiene principalmente plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, presenta alteración a biotita y abundantes minerales opacos cúbicos. corresponde a un monzogranito. La muestra GP22-12-a está compuesta de hornblenda, plagioclasa y biotitas cloritizadas. Además, se ve mineralización de un mineral opaco cubico. Corresponde a una tonalita.

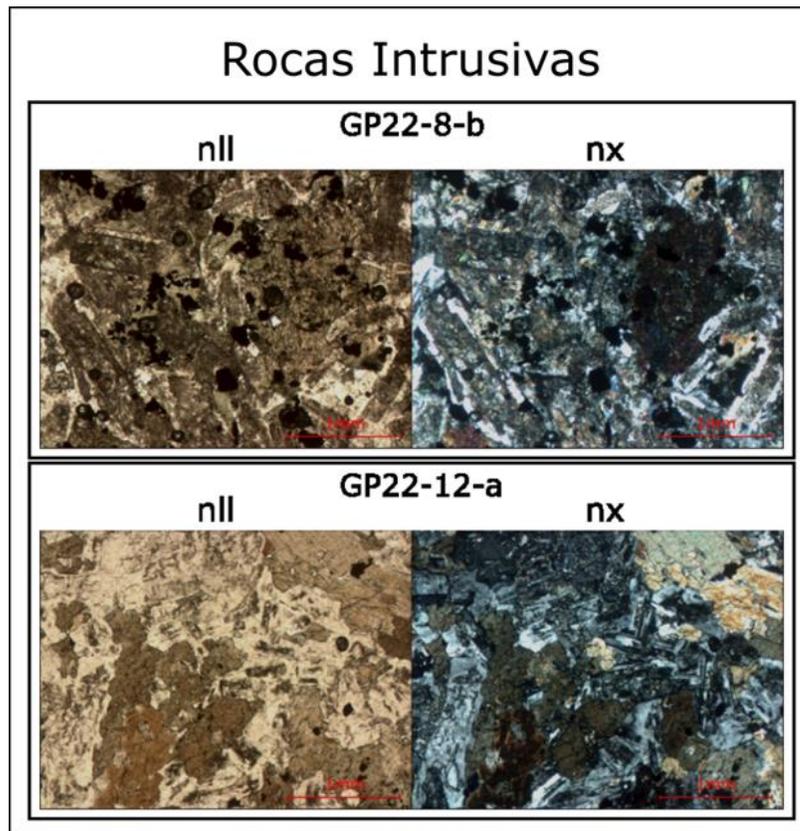


Figura 4-8: Cortes transparentes de muestras de rocas ígneas intrusivas recogidas en terreno. Arriba, muestra GP22-8b; abajo, GP22-12-a; derecha, nicols paralelos; izquierda, nicols cruzados. Elaboración propia.

#### 4.1.3.3. Alteraciones

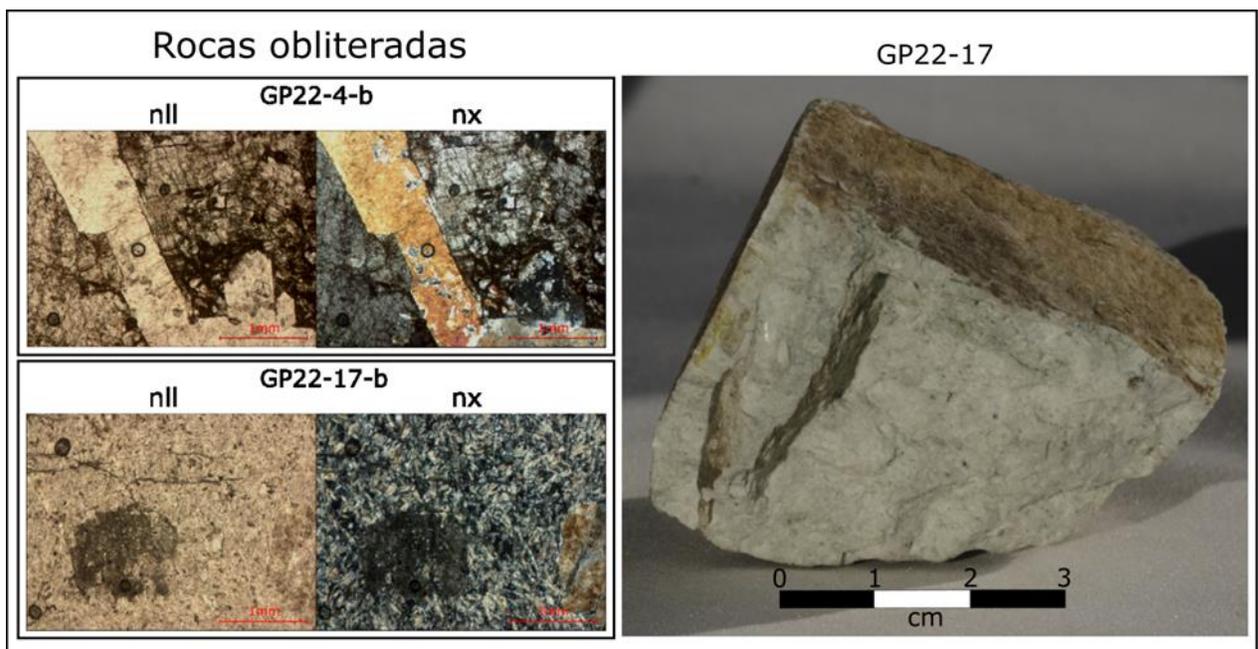


Figura 4-9: Cortes transparentes de muestras de rocas ígneas intrusivas recogidas en terreno. Izquierda: Arriba, muestra GP22-4-b; abajo, GP22-17-b; derecha, nicols paralelos; izquierda, nicols cruzados. Derecha: Imagen macroscópica de la muestra GP22-17. Elaboración propia.

Asociado al cuerpo intrusivo mencionado se identificó un halo de alteración en la ladera este del valle. Durante el terreno se recolectaron muestras con alteración argílica avanzada, con alteración fílica y con alteración cuarzo sericita. En la sección superior de la Figura 4-9 se muestran fotografías de corte transparente de la muestra GP22-4-b. En ellas se ven andalucitas, micas y alunita y corresponde a una roca obliterada de alteración argílica avanzada. En la parte inferior de la Figura 4-9 se ve el corte transparente de la muestra GP22-17-b. Se ve una roca obliterada por la mineralización de cuarzo y sericita. Las rocas obliteradas con alteración cuarzo sericita fueron encontradas en abundancia sobre la cubierta glacial (Figura 4-9)

#### **4.1.4. Geología estructural**

##### **4.1.4.1. Pliegue Anticlinal Pirámide**

La estructura presenta un plano axial de rumbo aproximadamente norte sur y manteo variable, que en la cabecera del valle se observa subvertical (Figura 4-10), mientras que hacia el sur del valle se ve volcado hacia el oeste con un manteo de 50°E. La estructura actúa sobre la Formación Lo Valdés, y la Formación Río Damas en su núcleo. Los estratos de ambos flancos se vuelven más verticales a medida que se aproximan al núcleo del pliegue en su cabecera.

##### **4.1.4.2. Falla Pirámide**

El plano axial de un pliegue anticlinal que a su vez es atravesado longitudinalmente por una falla inversa con vergencia oeste de rumbo norte sur y manteo variable de 90° en la cabecera a 50°E en el pie (Figura 4-10 y Figura 4-11). El trazado de la falla se encuentra bajo el glaciar Pirámide en todo el resto del valle. La sección sur de la falla Pirámide (Figura 4-11) fue previamente definida por Mardones (2020) como la falla el Yeso.

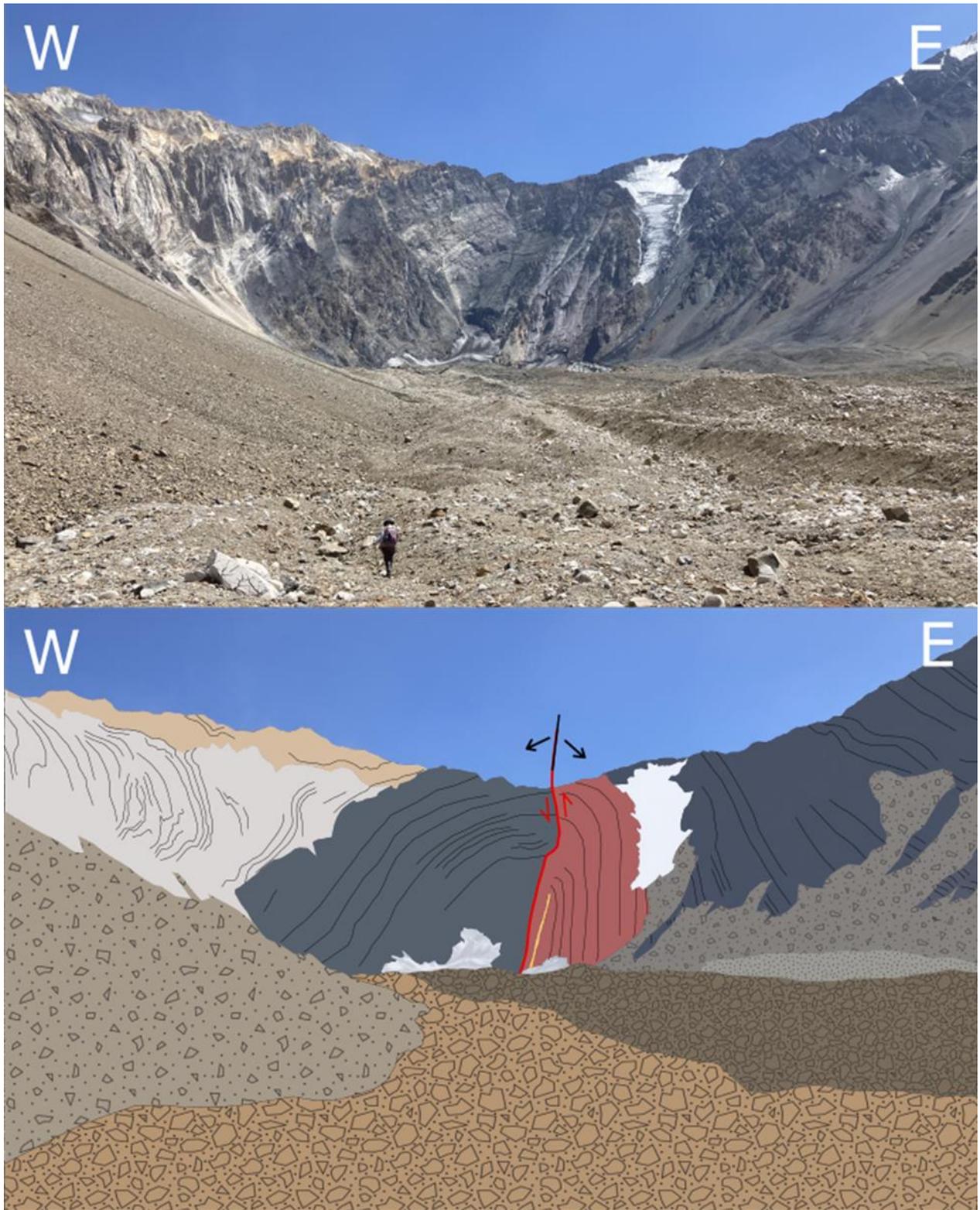


Figura 4-10: Fotointerpretación de la vista hacia el norte del valle del glaciar Pirámide. Blanco y beige, estratos del diapiro de yeso; gris, estratos Formación Lo Valdés; rojo, Formación Río Damas, café claro, depósitos coluviales; naranja, morrena lateral; marrón oscuro, glaciar cubierto; línea amarilla, dique; línea roja, falla inversa Pirámide; línea negra, plano axial Pliegue Anticlinal Pirámide. Elaboración propia.

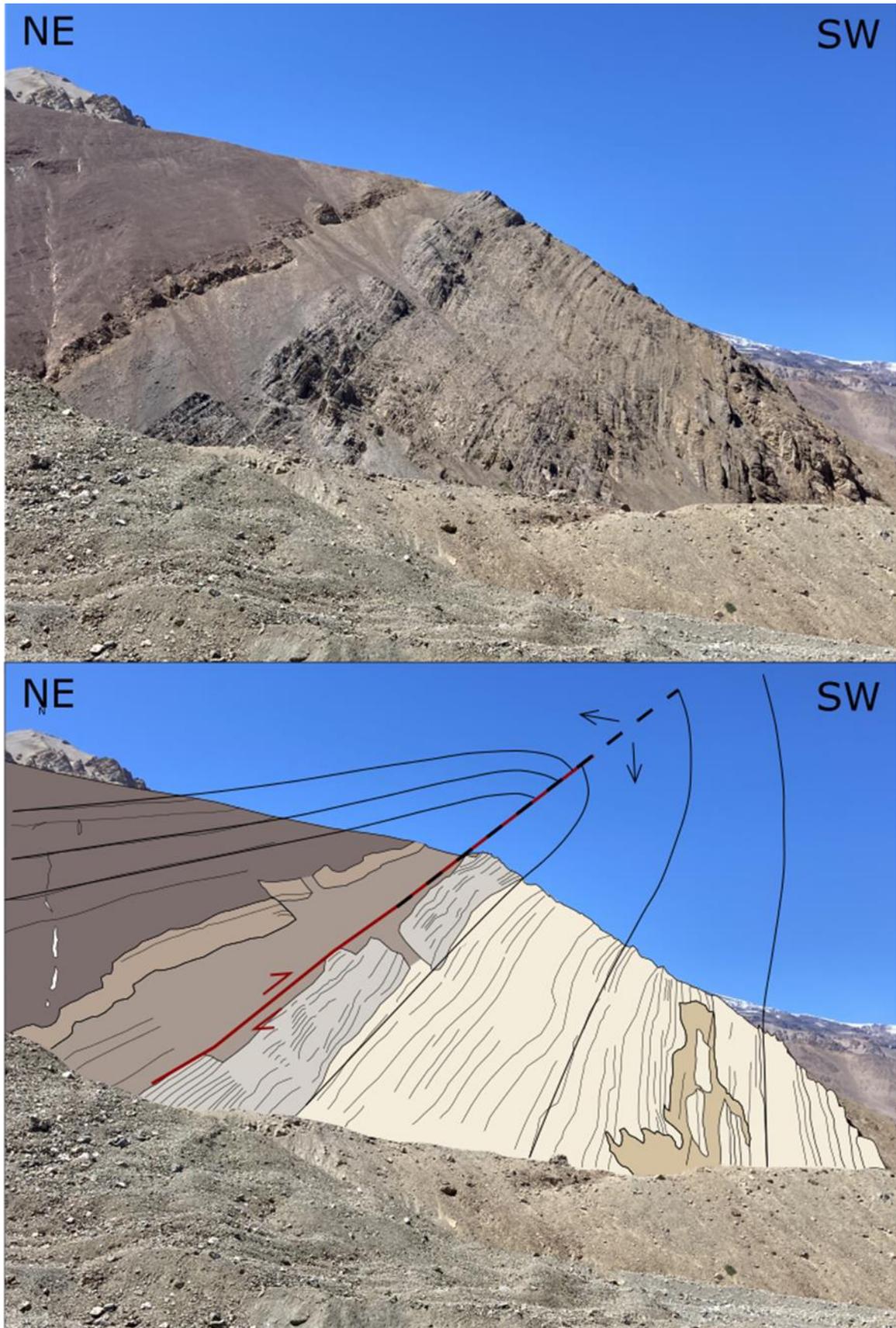


Figura 4-11: Fotointerpretación del núcleo del pliegue Pirámide en la zona sur del valle. Al NE se ve en estratos de la Formación Río Damas y al SW en contacto por falla estratos de la formación Lo Valdés manteando al este. Elaboración propia.

En la Figura 4-12 se muestran tres perfiles estructurales esquemáticos de la cabecera, el centro y el final del valle del Pirámide. En ellos se muestra la posición de la falla y el manto de los estratos en ambos flancos del pliegue anticlinal Pirámide en base al mapeo litológico y geomorfológico y los datos estructurales tomados en terreno, obtenidos de Mardones *et al.* (2021) y los calculados con teledetección. Gracias al afloramiento de la Formación Río Damas en el centro oeste del valle y su manto tomado en terreno que indica la dirección de techo hacia arriba, se puede concluir que la traza de la falla Pirámide se encuentra bajo el glaciar Pirámide.

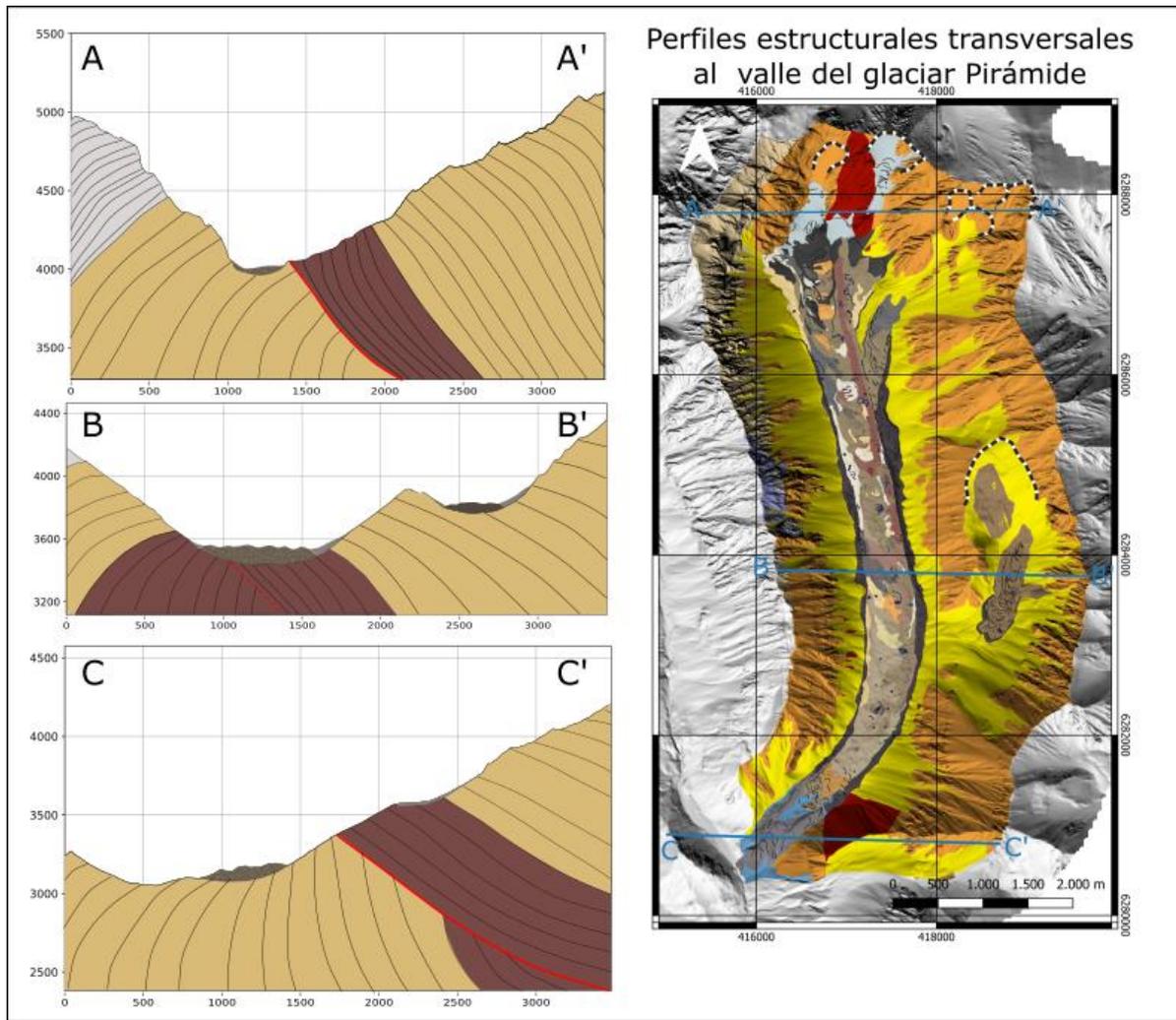


Figura 4-12: Perfiles estructurales transversales a la falla y el plano axial del pliegue anticlinal Pirámide. Elaboración propia

#### 4.1.5. Geomorfología

El glaciar Pirámide se encuentra en un valle forma de U. De arista a arista el valle tiene en promedio 3,5 km de ancho. La base del valle tiene una dirección constante e igual a N13W que mantiene por 5 km de largo. Luego el valle toma un giro hacia el sur oeste y los últimos 2,3 km de este descenden con rumbo S44W. Por el norte el valle está delimitado por un enorme anfiteatro con paredes de roca de hasta 2 km de elevación con respecto a la base del glaciar que tienen una pendiente media de 50° y que alcanzan pendientes máximas de 90°. En las zonas más altas de ambas aristas del valle afloran rocosas con una media de 40° desde donde cae material fragmentado formando depósitos coluviales con pendientes de entre 25 y 30° (Figura 4-13).

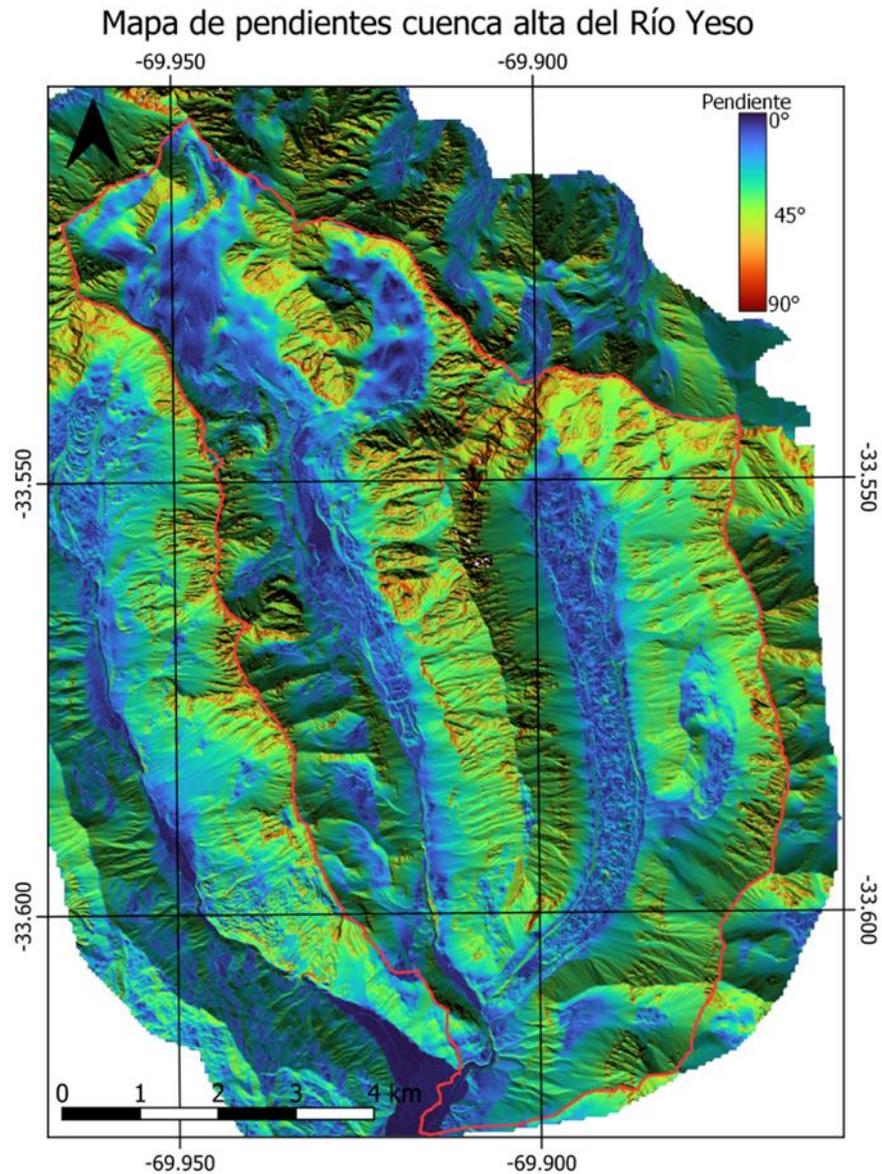


Figura 4-13: Mapa de pendientes de la cuenca alta del río Yeso. Elaboración propia.

En el lado este del anfiteatro destaca la cima principal del valle, el Cerro Pirámide, que corresponde a un *Horn* de 4 caras. Su cara suroeste aloja cuatro circos glaciales de alrededor de 300 m de ancho que no presentan hielo glacial. En la zona central del anfiteatro se encuentra un glaciar blanco que ocupa un área de 205 m<sup>2</sup> y se extiende desde 5.000 hasta 4.400 m.s.n.m. A su izquierda existe un circo glacial de 280 m de ancho que se extiende entre los 4.600 y 4.200 m.s.n.m. Bajo el circo existe un escarpe de 20 m que lo separa del punto más alto del glaciar Pirámide. En la cara este del anfiteatro no se encuentran circos glaciales (Figura 4-14).

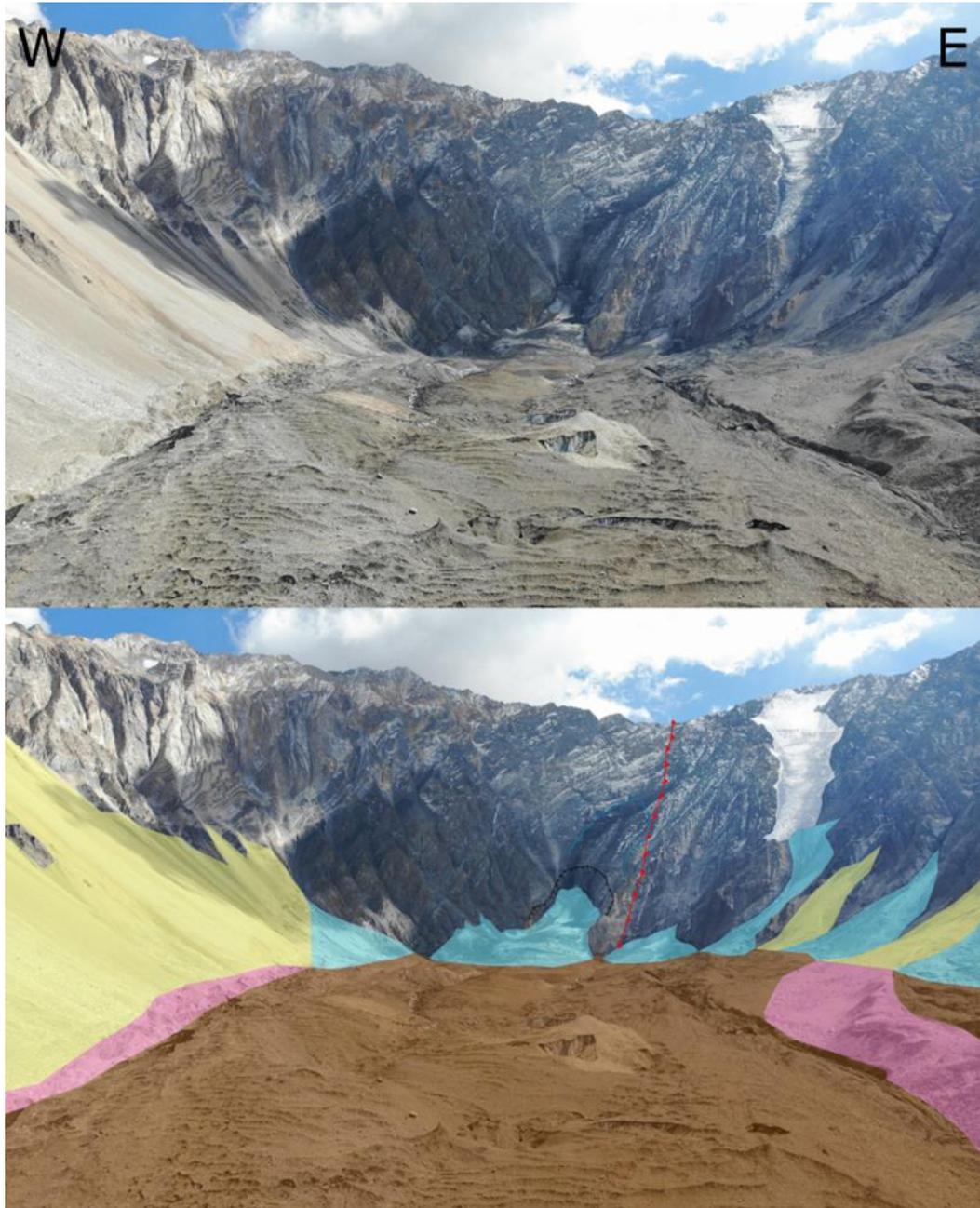


Figura 4-14: Imagen tomada con dron de la cabecera del valle del Pirámide. Líneas; roja: falla inversa, negra: escarpe, azul: contorno circo. Polígonos; marrón: glaciar cubierto, rosado: morrena, amarillo: coluvios, celeste: conos de hielo, blanco: glaciar de circo. Elaboración propia.

Desde las paredes de roca del anfiteatro caen seis conos de acumulación que se depositan sobre la cabecera del glaciar Pirámide. Desde la cara este descienden dos de los conos, el más occidental cae desde los 4.050 m.s.n.m. y está cubierto parcialmente por detritos de yeso mientras que el de su derecha se encuentra en el centro de la cabecera del glaciar y corresponde a su cono de acumulación principal. Este último está alojado en un pequeño circo al oeste de la falla Pirámide. En su parte más alta el cono tiene una pendiente de  $35^\circ$  y en su base de  $15^\circ$ . Presenta múltiples depósitos de caídas de roca que no cubren el hielo por completo. En los días de altas temperaturas

se puede observar caídas de roca en forma frecuente tal como se observó en terreno durante el mes de marzo de 2023. Bajo los 3960 m.s.n.m. el glaciar está completamente cubierto de detritos.

En la cara oeste del anfiteatro hay cuatro conos de acumulación. De norte a sur, el primero nace a los 4.100 m.s.n.m., tiene una pendiente media de 25° y la mayor parte de su superficie está libre de detritos. El siguiente cono está completamente cubierto de detritos, tiene una pendiente media de 35° y nace desde una altitud de 4.500 m.s.n.m. justo por debajo del glaciar de circo. Los dos conos de acumulación restantes encuentran su punto más alto a los 4.190 m.s.n.m. Ambos está completamente cubiertos de detritos. Desde el último cono fluye una masa de hielo cubierta de una capa de detritos de profundidad desconocida oblicua al glaciar. 850 metros desde su punto más alto intercepta al cuerpo de hielo principal del glaciar Pirámide. Ambas masas de hielo están separadas por una morrena central que luego se vuelve parte de la cubierta de detritos.

A 1,3 km desde el inicio del glaciar se forman las morrenas laterales del glaciar que lo rodean hasta su pie. Estos depósitos tienen un ancho variable entre los 40 y 180. En el tramo norte del glaciar, sus morrenas laterales se interdigitan con los depósitos coluviales que caen desde las laderas del valle en U. Valle abajo existe un entallamiento entre las morrenas laterales y las laderas cuya profundidad que aumenta progresivamente hacia el sur. En su lado más proximal al glaciar, morrenas laterales están separadas del este por un bajo topográfico que nace después del primer tercio del valle y que alcanza 20 m de profundidad con respecto a la cresta de la morrena lateral en el último tercio del glaciar. Ambas morrenas laterales presentan múltiples grietas paralelas de dirección oblicua al glaciar producidas por la pérdida de cohesión del material.

En el centro de la ladera oeste del valle del Pirámide existe un valle colgado de 750 m de ancho paralelo al valle principal y que lo intercepta sobre el cambio de dirección ya mencionado del glaciar Pirámide. En él se alojan dos glaciares de roca de aproximadamente 300 m de ancho separados entre sí por depósitos coluviales. El glaciar superior tiene 800 m de largo mientras que el inferior se extiende por 1,3 km y termina en un escarpe frontal. Bajo el glaciar la ladera del valle tiene una pendiente media de 15° y está completamente cubierta depósitos coluviales.

#### **4.1.6. Morfometría**

En el gráfico de la Figura 4-15 se comparan las curvas y la integral hipsométricas (IH) de la cuenca del Pirámide y la cuenca continua donde se encuentran el glaciar Bello y el glaciar Yeso. Se puede ver que la IH de la cuenca del Pirámide es menor a la de la cuenca del Yeso y que su curva en el 40% de mayor altitud y cóncava en el 60% inferior, mientras que la curva del Yeso es más recta.

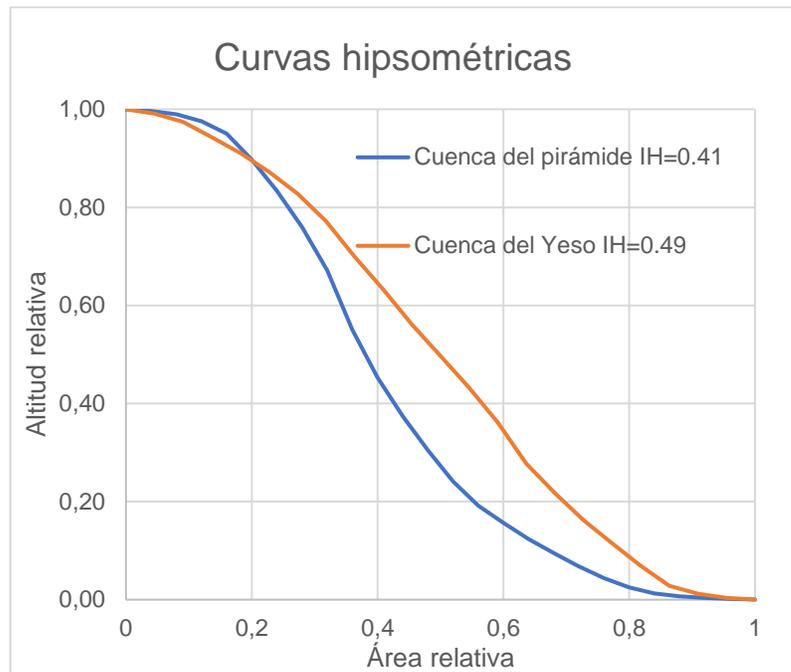
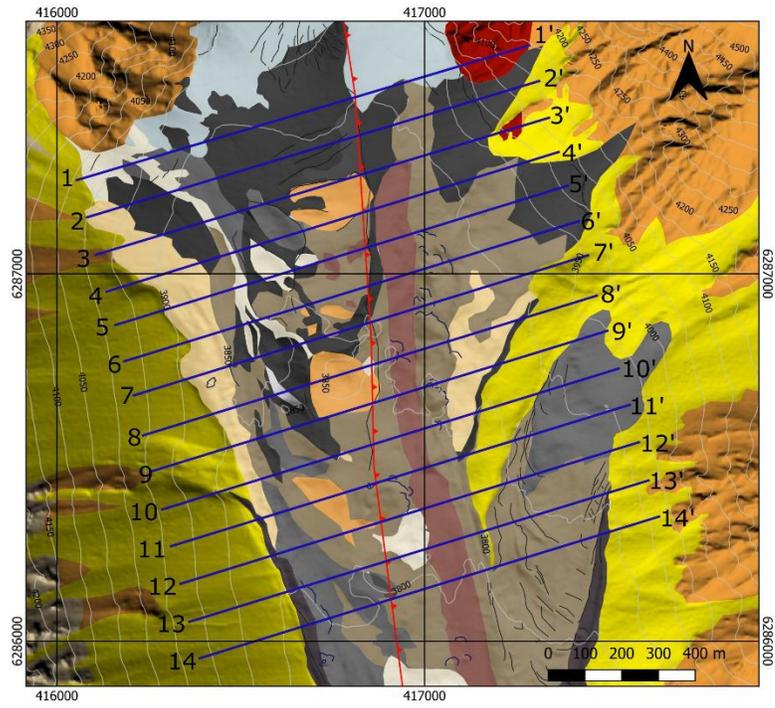


Figura 4-15: Curvas hipsométricas de las cuencas del glaciar Pirámide (Azul) y del glaciar Bello y Yeso (Naranja). Se muestra las integrales hipsométricas (IH) de cada curva. Elaboración propia.

Se trazaron catorce perfiles topográficos transversales al glaciar Pirámide con una distancia de 100 m entre ellos (Figura 4-16). La figura muestra que no existe ningún rasgo transversal a todos los perfiles que pueda diferenciarse como un marcador geomorfológico de la falla Pirámide sobre la cobertura del glaciar, sin embargo, en los primeros diez perfiles sí se distingue un *crevice* coincidente con la traza de la falla que puede proyectarse hacia el sur como se muestra en la línea discontinua.



Perfiles topográficos transversales al valle del glaciar Pirámide

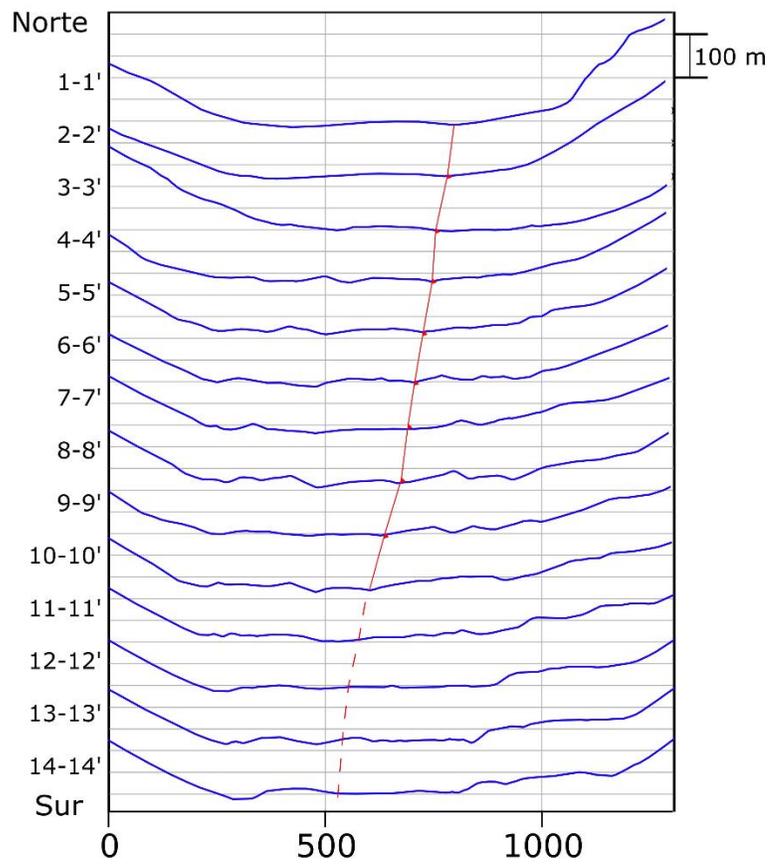


Figura 4-16: Perfiles topográficos transversales al glaciar cubierto a 100 m de distancia entre ellos. La línea roja continua muestra la posición de la falla de acuerdo con la grieta glaciar visible en superficie y la línea discontinua muestra su proyección hacia el sur. Elaboración propia.

La Figura 4-17 muestra cinco perfiles transversales a la falla Pirámide en la zona en que atraviesa el pie del glaciar Pirámide, cubierto con una capa de detritos de más de 1 m de espesor. Los perfiles muestran una diferencia de pendientes en el lado oeste con respecto al lado este de la falla. Al este la pendiente es en promedio  $7,2^\circ$  mientras que en el oeste el promedio es  $16,4^\circ$  con una diferencia promedio de  $9,2^\circ$ .

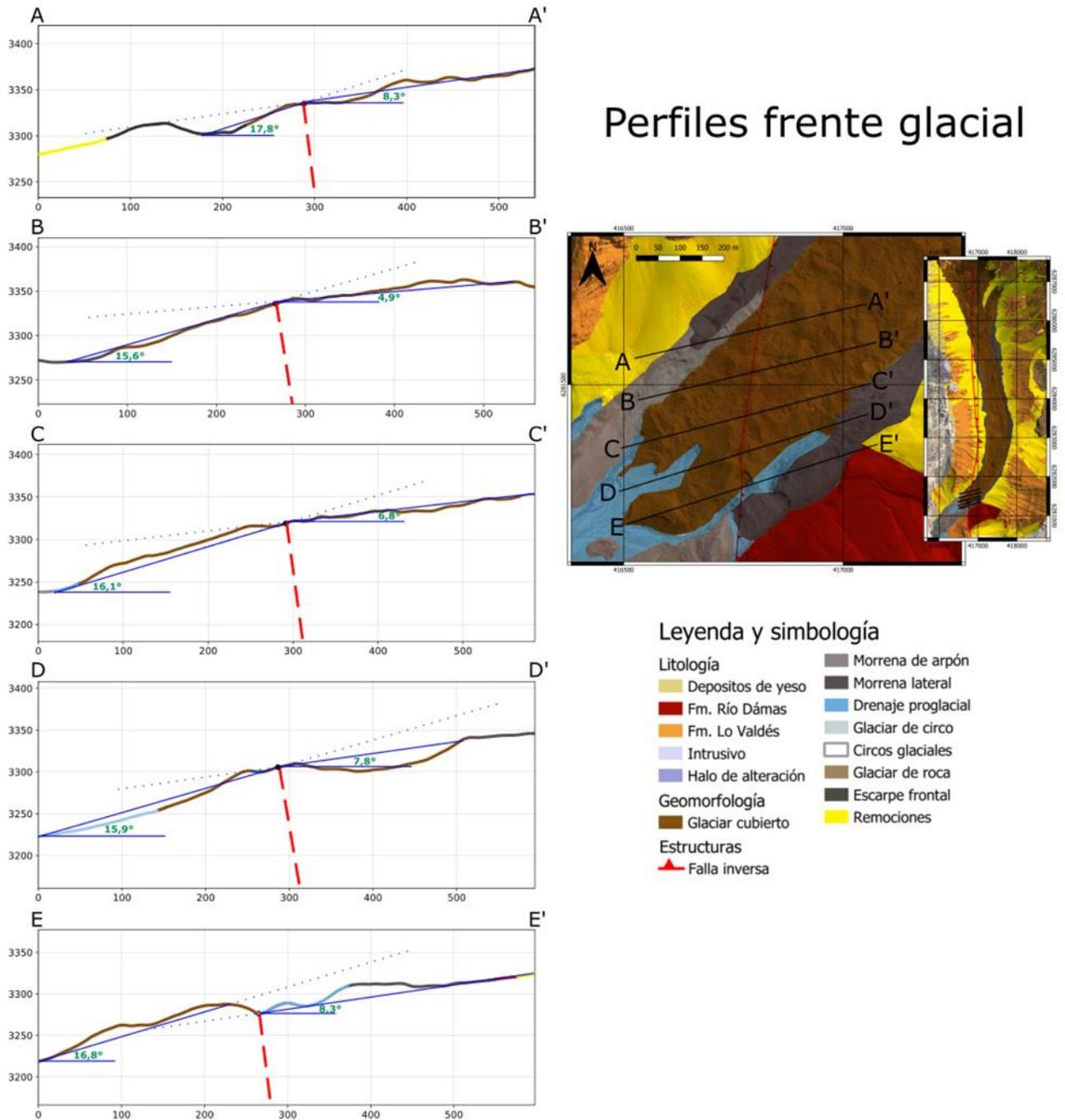


Figura 4-17: Perfiles topográficos perpendiculares a la falla en el pie del glaciar Pirámide.

En el lado sureste de la punta del glaciar sobre la traza de la falla existe un depósito glaciofluvial que atraviesa la morrena lateral del glaciar dejando una incisión por un flujo inactivo de desagüe glacial que desde ese punto descendiendo por el costado este de la morrena de arpón del glaciar Pirámide (Figura 4-18).

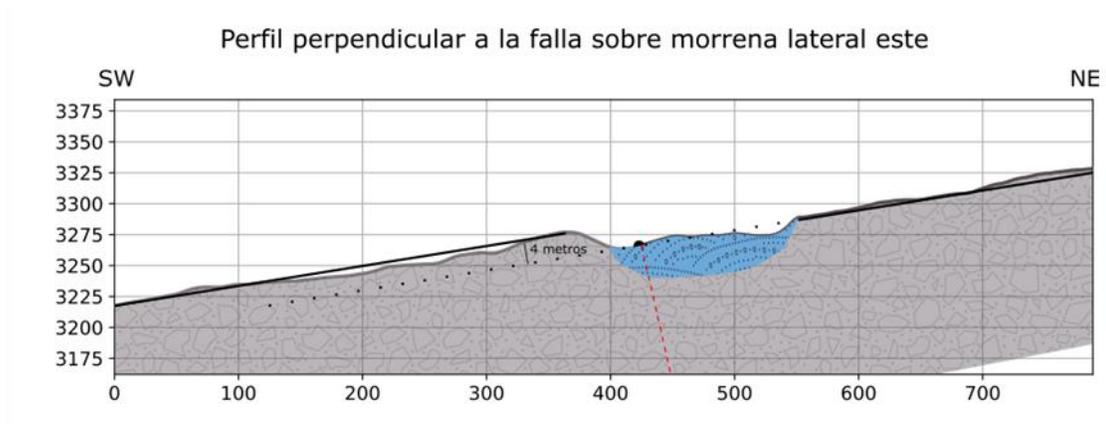


Figura 4-18: Perfil paralelo la morrena lateral del glaciar atravesada por un canal de desagüe sobre la traza de la falla Pirámide.

#### 4.1.7. Cubierta de detritos

La superficie de la cubierta del glaciar es muy irregular tanto en escala de metros como de centímetros. Se pueden encontrar montículos de hasta 20 metros de elevación con la superficie aledaña y grietas de hasta 40 m de alto. Además, el material se presenta muy pobremente seleccionado y se encuentra desde bloques de varios metros de largo hasta sedimento tamaño arcilla en la matriz de la cubierta. El espesor de los detritos es menos potente en la sección del glaciar más cercana a la cabecera donde se encuentran espesores de menos de 10 cm y aumenta progresivamente hasta tener más de 1 m de espesor en el pie del glaciar. Sin embargo, el espesor es muy variable de acuerdo con la topografía de la superficie del glaciar y tiende a ser máximo localmente en los bajos topográficos de la cubierta en especial al sur de montículos altos y mínimo localmente en las zonas de alta pendiente.

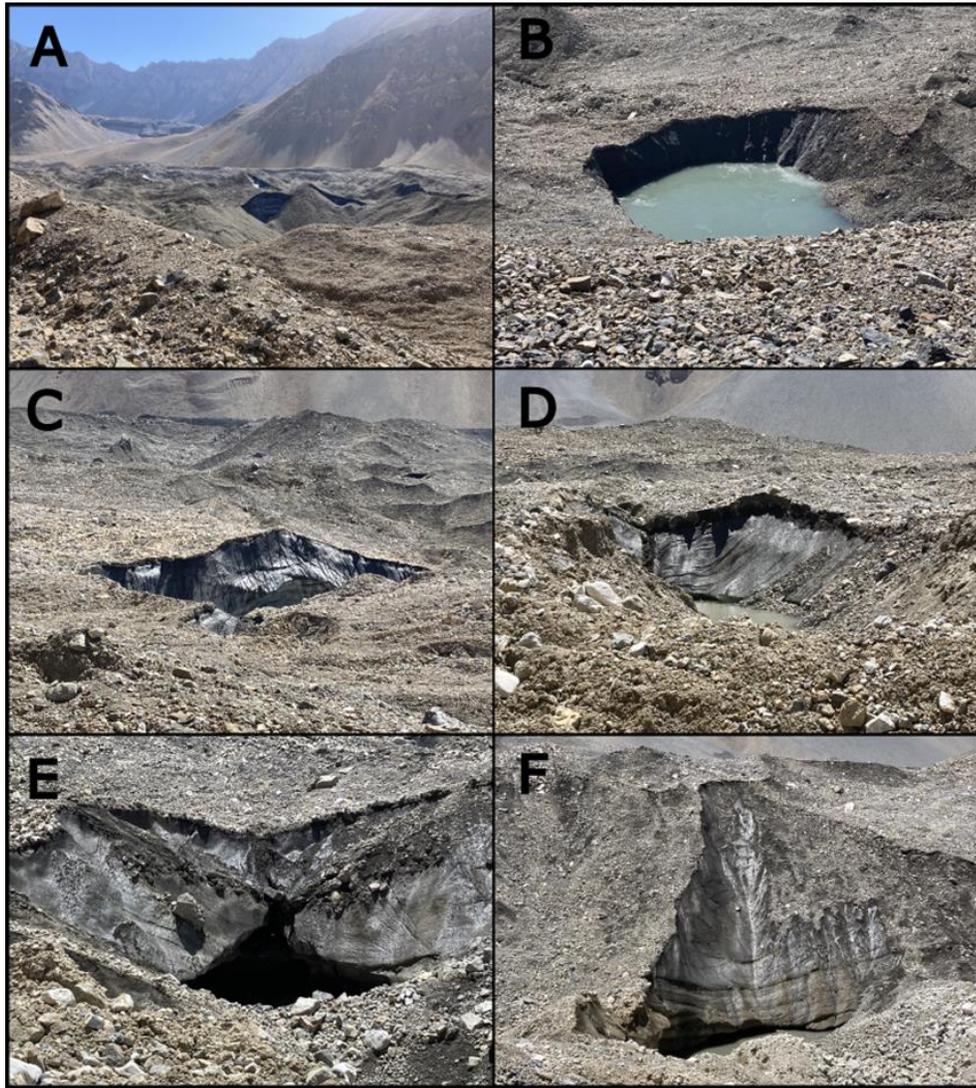


Figura 4-19: Thermokarst sobre la cubierta del glaciar Pirámide. Elaboración propia.

Tal como se muestra en el mapa de la Figura 4-1, la superficie de la cubierta detrítica tiene acumulaciones de clastos de distintos colores. Estos colores pueden atribuirse a las distintas composiciones que tienen las rocas del valle del Pirámide. Gracias a los análisis petrológicos entregados y las observaciones de terreno se pueden atribuir los colores gris, naranja, naranja claro y blanco a clastos de yeso, el negro a material detrítico saturado en agua, rojo, burdeo y marrón rojo a las areniscas rojas de la Formación Río Damas, *beige* a rocas con alteración cuarzo sericita, el color marrón-naranja corresponde a clastos con alto grado de meteorización in situ. y el resto de los colores se atribuye a clastos de la Formación Lo Valdés con diferentes proporciones de lavas, rocas sedimentarias clásticas y calizas. Además, se pueden observar *thermokarst* y *ridge* a lo largo de toda la cubierta detrítica (Figura 4-19).

Al observar imágenes satelitales entre enero del 2013 febrero de 2018, se observó que en el centro de la sección superior del glaciar la velocidad de flujo de los detritos es de aproximadamente 18 metros al año o 1,5 metros al mes durante esos 5 años.

## 4.2. Caracterización de las unidades geomorfológicas

A continuación, se presenta la caracterización de las diferentes unidades geomorfológicas que componen el valle del Pirámide. Se incluye la descripción granulométrica, petrológica y geoquímica por unidad de acuerdo con las muestras recolectadas en terreno (Figura 4-20). En el Anexo 1 se puede ver el resumen de cada uno de estos análisis incluyendo todas las muestras.

### Ubicación de las muestras

MUESTRA	UNIDAD GEOMORFOLÓGICA
GP22-1	Morrena frontal
GP22-2	Morrena frontal
GP22-3	Morrena frontal
GP22-4	Morrena frontal
GP22-5	Morrena frontal
GP22-6	Terraza outwash
GP22-7	Terraza outwash
GP22-8	Cubierta glacial
GP22-9	Cubierta glacial
GP22-10	Morrena lateral este
GP22-11	Morrena lateral oeste
GP22-12	Ladera oeste
GP22-13	Ladera oeste
GP22-14	Morrena lateral oeste
GP22-15	Morrena lateral oeste
GP22-16	Morrena frontal
GP22-17	Morrena frontal

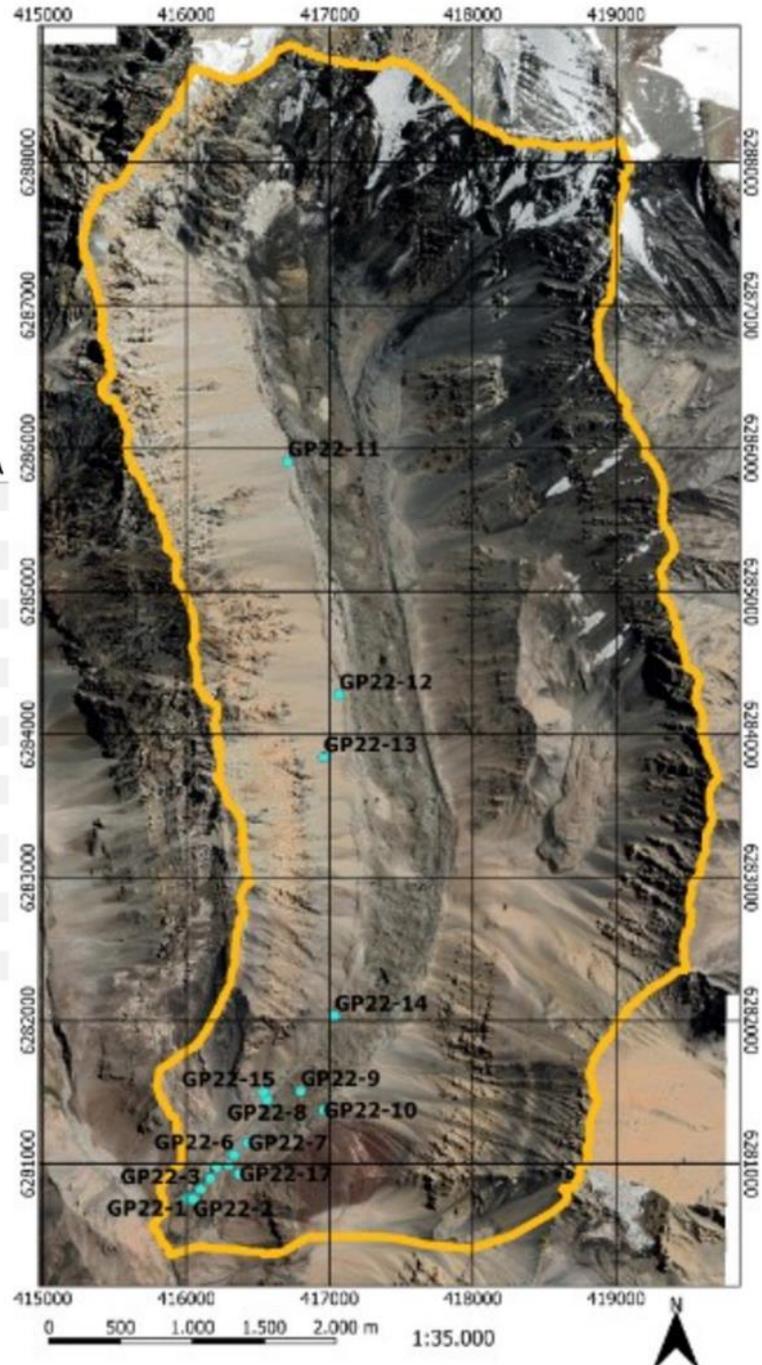


Figura 4-20: Ubicación de las muestras recolectadas en terreno.

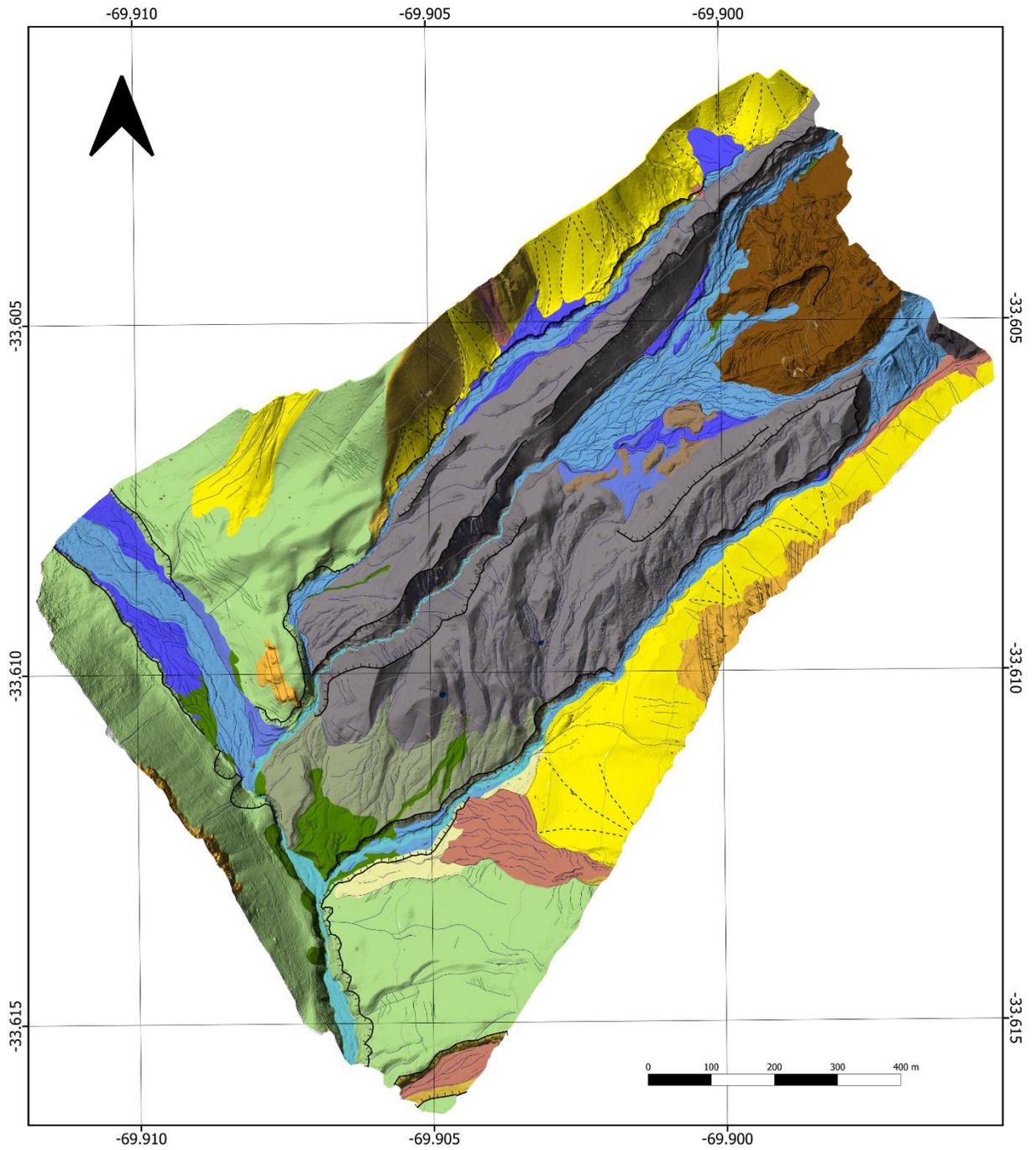


Figura 4-21: Mapa geomorfológico de la morrena frontal del glaciar Pirámide.

#### 4.2.1. Pie glacial

El glaciar Pirámide termina en dos puntas paralelas a simétricas cubiertas de detritos. Ambas puntas tienen una superficie irregular, sin embargo, la punta este es más alta, larga y ancha que la punta oeste. En el frente glacial, entre ambas puntas, existen escarpes de 20 m de alto de material detrítico que separan al glaciar de la superficie de lavado (Figura 4-22).

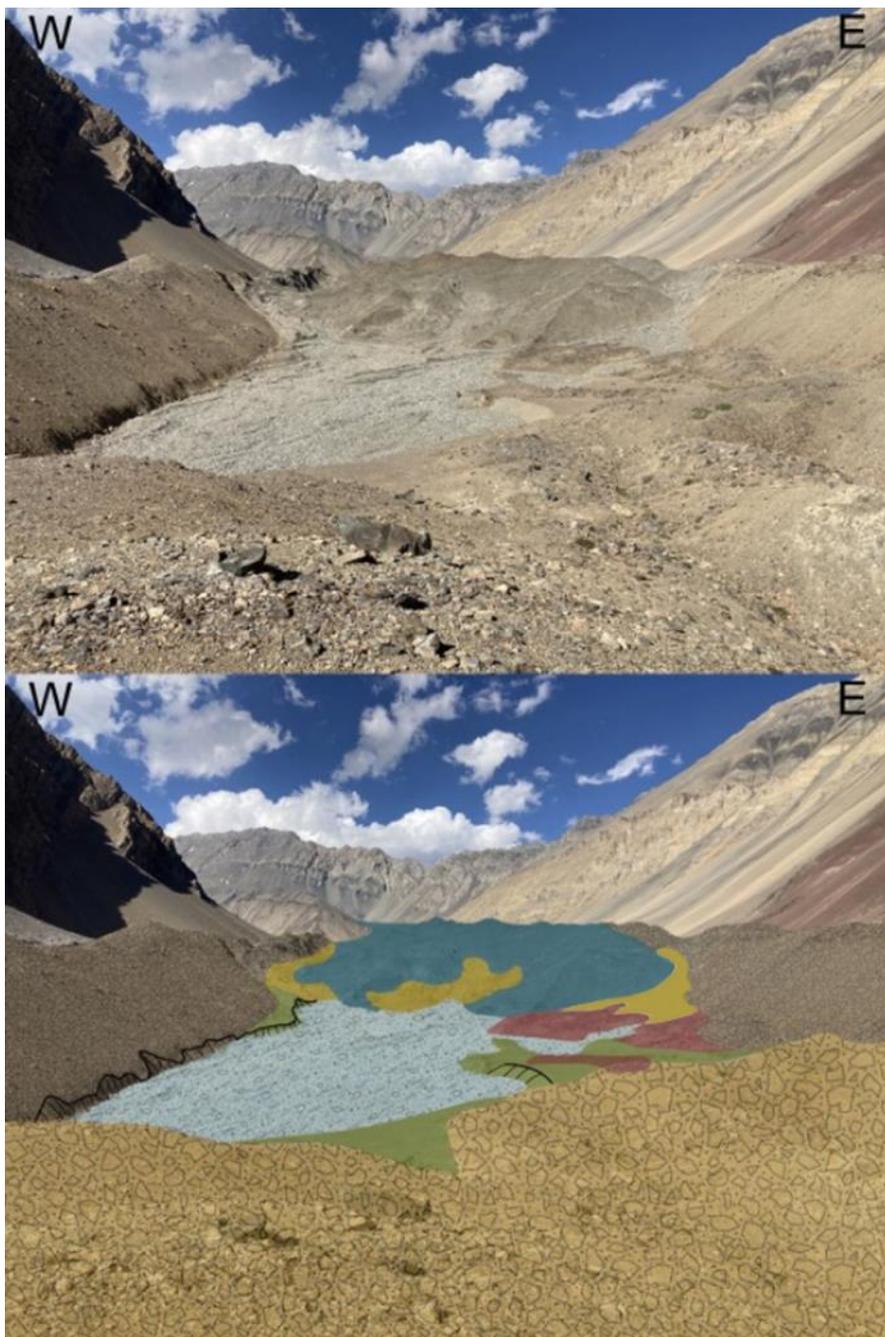


Figura 4-22: Vista al norte desde la morrena de arpón. En marrón claro, morrena frontal; marrón oscuro, morrena lateral; azul, glaciar cubierto Pirámide; celeste, superficie de drenaje; verde, terraza 1; magenta, terraza 2; amarillo, detritos abandonados (Elaboración propia).

El material detrítico que compone la cubierta tiene más de un metro de profundidad y se encuentra muy pobremente seleccionado, no consolidado y semi cohesionado a causa de la humedad proveniente del hielo del glaciar y que aumenta con la profundidad dentro de la cubierta. Los detritos superficiales presentan manchas de algunos centímetros cuadrados compuestas de un mineral gris evaporítico. En las crestas de los montículos de material detrítico existen grietas de algunas decenas de profundidad orientadas predominantemente semi perpendiculares a la dirección del flujo del glaciar (Figura 4-23 A).

Las cualidades de la superficie del depósito son altamente dependientes de la topografía y varía ampliamente en cuanto a porcentaje de matriz y clastos entre las caras que se orientan hacia la cabecera y las que apuntan hacia el pie. De acuerdo con las observaciones de terreno, los clastos sobre el pie varían de grava fina a bloques y son muy pobremente seleccionados, angulosos y no esféricos. Se encuentran de color marrón, anaranjado y gris. La matriz es marrón, tamaño arcilla a arena fina, pobremente seleccionada (Figura 4-23 B-D).

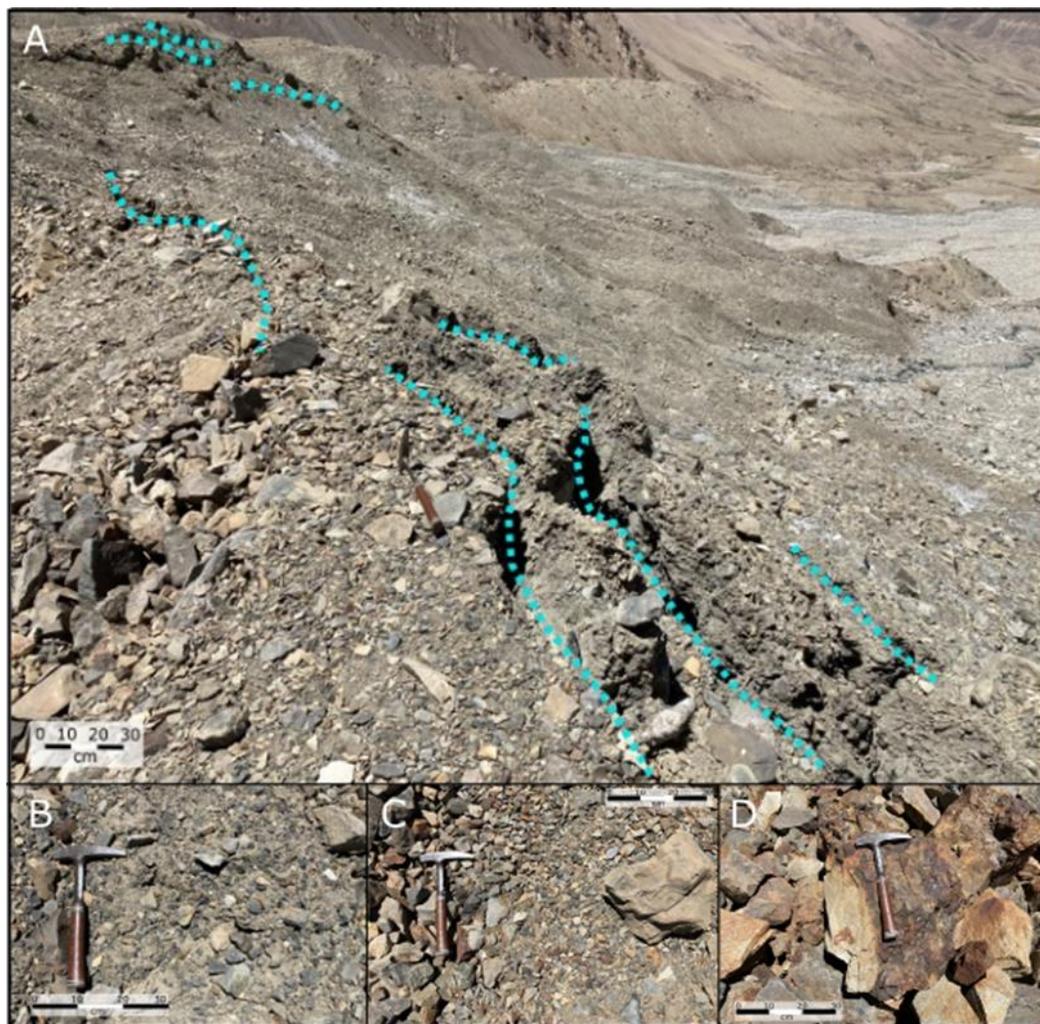


Figura 4-23: Fotografías tomadas en terreno del pie glacial: A) grietas superficiales; B) vista en planta del sitio de la muestra GP22-08; C) vista en planta de la cara norte del sitio de la muestra GP22-09; D) vista en planta de la cara sur del sitio de la muestra GP22-09.

### Matriz

De acuerdo con los análisis realizados con el granulómetro laser, las dos muestras del pie glaciar se componen de matrices con diferentes parámetros granulométricos (Figura 4-24) pero de composición geoquímica y mineralógica muy similar.

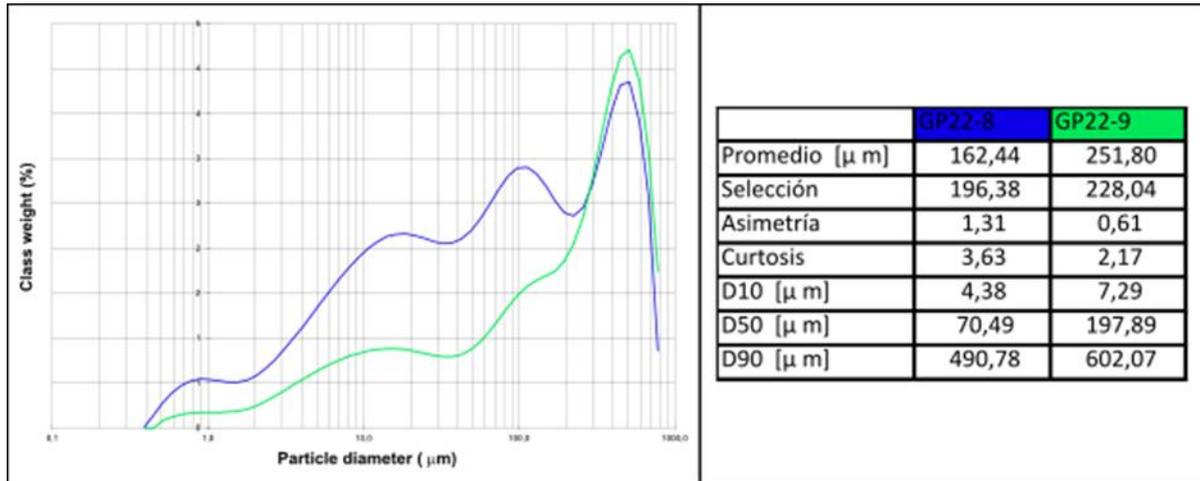


Figura 4-24: Resumen granulometría laser de las muestras del pie glaciar (Elaboración propia).

La Figura 4-25 muestra ambas muestras del pie glaciar presentan una huella geoquímica muy similar tanto mineralógica como composicionalmente.

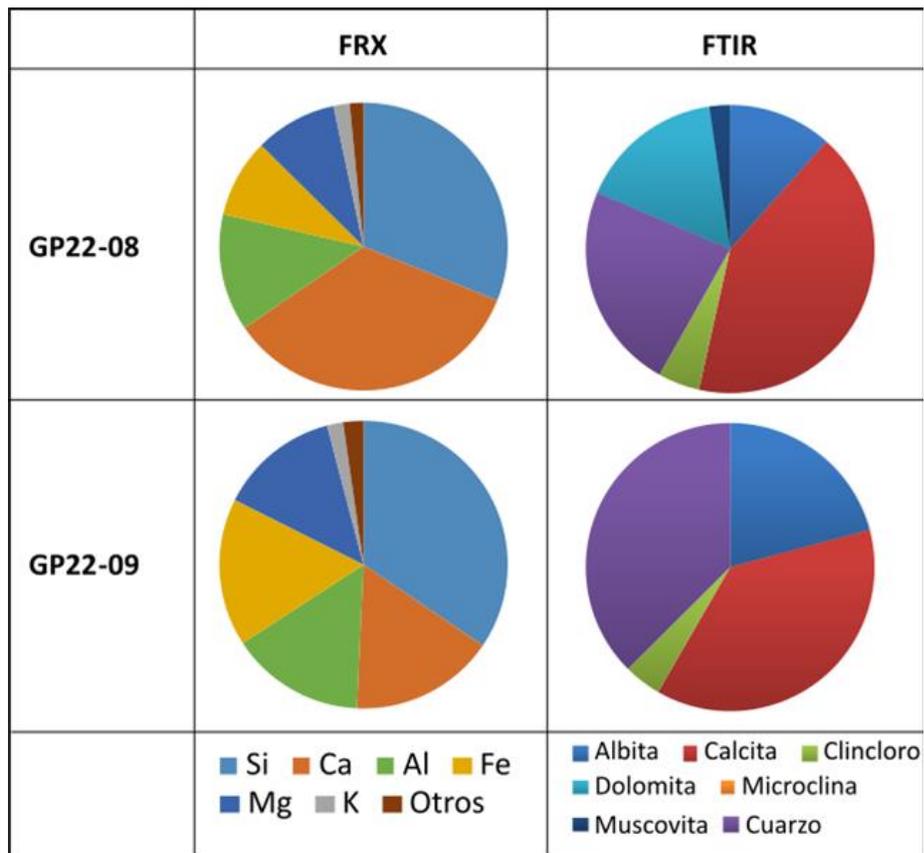


Figura 4-25: Análisis geoquímico y mineralógico de las muestras del pie glaciar (Elaboración propia).

Tabla 4-1: Mineralogía de acuerdo con el análisis de DRX.

Pie glacial	GP22-08	GP22-09
Cuarzo	x	x
Arcilla vermiculítica	x	x
Calcita	x	x
Albita	x	x
Oligoclasa	x	x
Clorita	x	x
Micas blancas	x	x
Laumontita/chabasita	x	x
Actinolita	x	x

### Clastos

De acuerdo con el tamizaje de las muestras, la variación granulométrica para los clastos de diámetro menor a 19 mm es baja y difiere principalmente en las granulometrías más pequeñas y las más grandes (Figura 4-26).

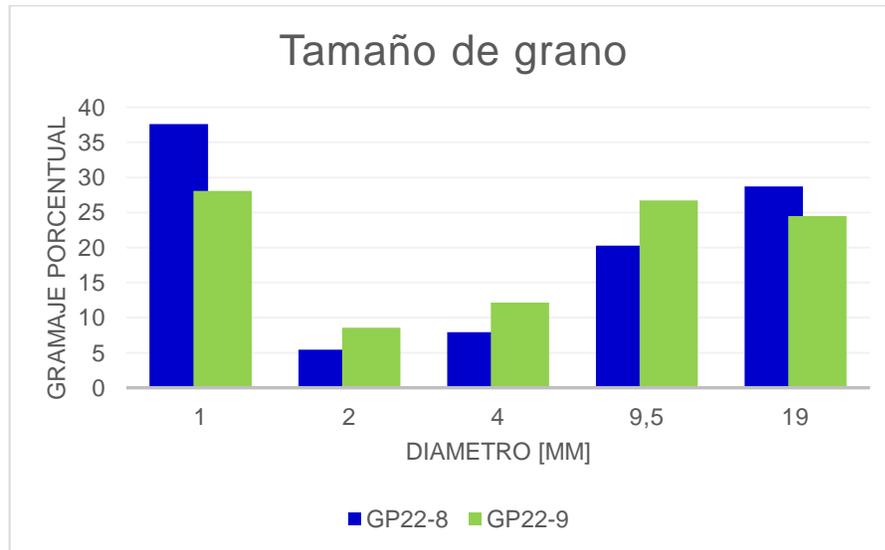


Figura 4-26: Tamaño de grano porcentual según tamizaje de las muestras del pie glacial (Elaboración propia).

Sin embargo, existe una diferencia importante en la variabilidad litológica de los clastos. Se puede observar que en el punto más distal muestreado sobre el glaciar existen clastos pertenecientes a todas las litologías mapeadas en la cuenca del Pirámide y en la más proximal solo se encuentran clastos de Lo Valdés y de intrusivos (Tabla 4-2).

Tabla 4-2: Composición litológica de las muestras de roca del pie glacial (Elaboración propia).

Código de parada	Litologías	Resumen	Alteración/ Mineralización	Formación(es)
GP22-8	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Lutita carbonatada</li> <li>• Monzogranito de anfíbol</li> <li>• Subarcosa</li> <li>• Yeso</li> <li>• Alteración fílica con mineralización de pirita</li> <li>• Tonalita con boxwork</li> </ul>	Rocas carbonatadas (marinas), intrusivos de composición intermedia a ácida, Yeso, rocas sedimentarias clásticas y alteración Qz-Ser.	Mineralización de pirita en alteración y boxwork en intrusivo intermedio.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Río Damas</li> <li>• Fm. Lo Valdés</li> <li>• Intrusivo</li> <li>• Halo de alteración</li> <li>• Yeso</li> </ul>
GP22-9	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caliza con mx de Pirirta</li> <li>• Tonalita, Monzogranito</li> <li>• Grainstone</li> <li>• Arenisca sublítica</li> <li>• Arenisca silicificada con pirita</li> </ul>	Rocas sedimentarias clásticas y marinas, intrusivos intermedios a ácidos.	Mineralización de pirita en rocas sedimentarias.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Lo Valdés</li> <li>• Intrusivos</li> </ul>

#### 4.2.2. Morrena de Arpón

El depósito terminal del glaciar Pirámide está encajonado en el segmento sur del valle, justo antes de su convergencia con el valle del río Yeso. Se compone de dos secciones que están separadas entre sí por la incisión del canal principal de desagüe proglacial (Figura 4-27).



*Figura 4-27: Vista a la incisión del canal principal de desagüe en la morrena frontal. En rojo se marca la cresta del escarpe de la incisión.*

La sección este del depósito se presenta como un cuerpo elongado con un máximo de 150 m de ancho. En este costado del depósito no existe un límite claro entre la morrena frontal y la morrena lateral del glaciar. Sobre el depósito existen una serie de crestas paralelas a la incisión principal que disminuyen en altura hacia el oeste (Figura 4-28). Entre ellas existe marcas de la red hídrica que caen en diagonal hacia el suroeste con una pendiente media de  $25^\circ$  en surcos poco profundos. La red converge con el depósito de desagüe lateral oeste. Hacia el este el escarpe formado por la incisión tiene  $35^\circ$  y la red hídrica cae en línea recta al canal principal desde la cresta morrénica. En el extremo sur surge una vertiente de agua activa que conecta con el desagüe lateral.

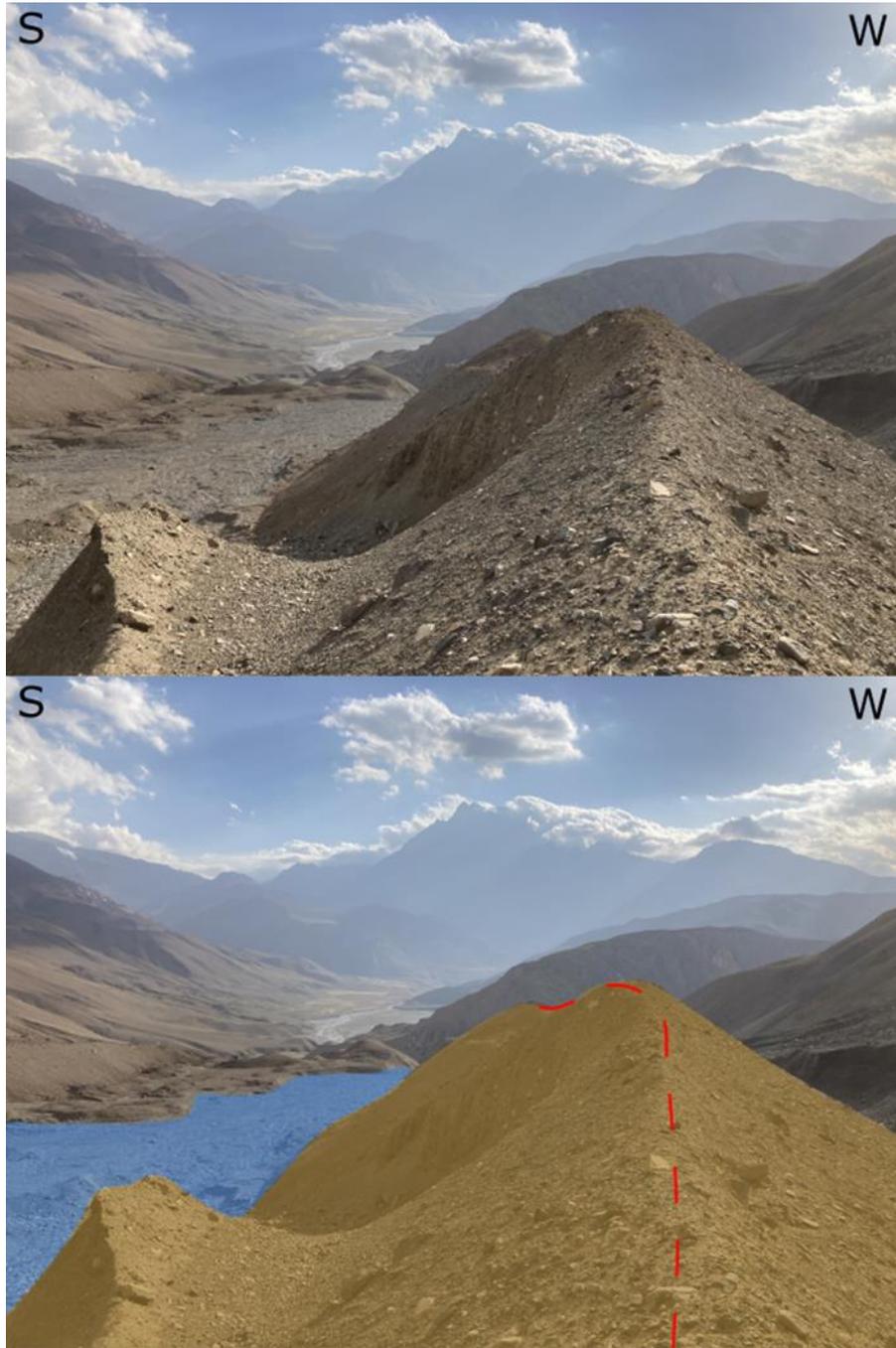


Figura 4-28: Vista al suroeste de la sección oeste de la morrena de arpón. Marrón: morrena; azul superficie de drenaje; línea roja: cresta principal de la morrena (Elaboración propia).

En la zona superior de la morrena su cara interna tiene sedimentos fluvio-glaciales adosados a la pared de la morrena lateral. Este se presenta como sedimento grueso no consolidado estratificado con gradación normal de clastos envueltos en una matriz muy pobremente seleccionada. Los estratos superiores presentan clastos que van desde bloque a grava fina, mientras que los estratos inferiores con gradación normal de clastos desde grava media arena gruesa (Figura 4-29).

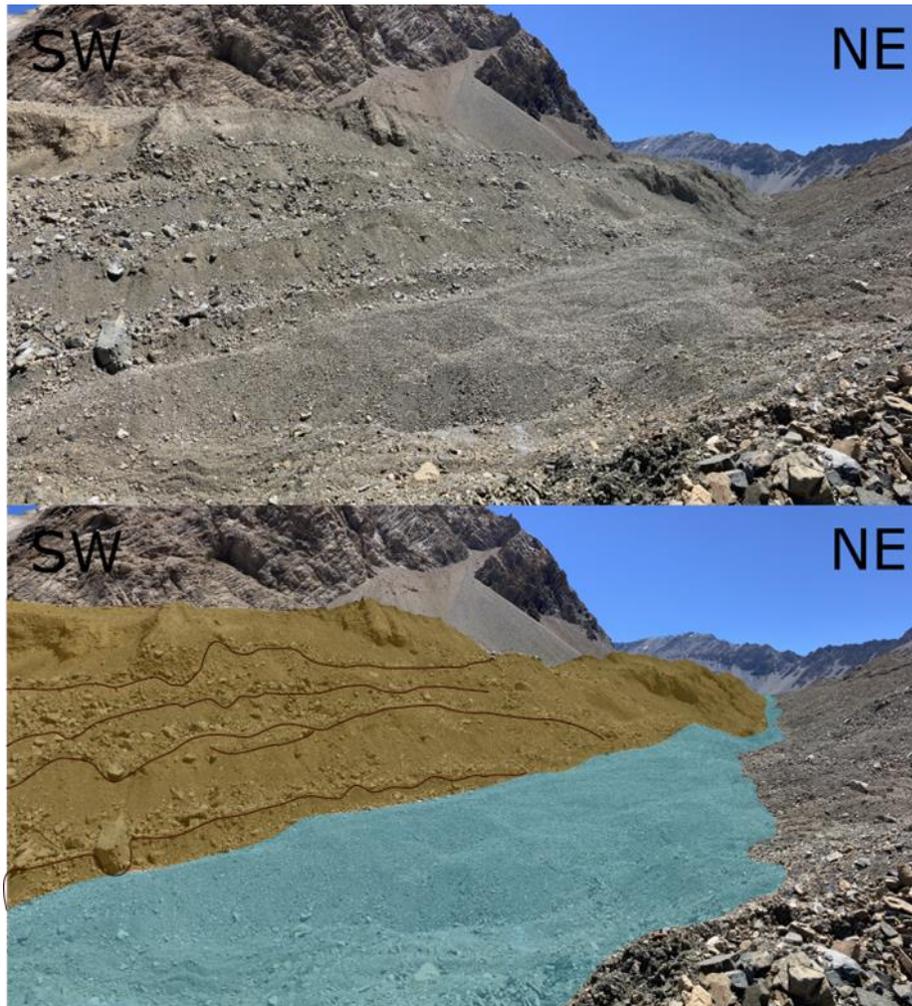


Figura 4-29: Fotointerpretación de la visa al noroeste de la parada 11. En celeste se ve un depósito de drenaje lateral entre el glaciar cubierto de detritos al este y la morrena lateral oeste; en marrón la morrena lateral oeste del glaciar que presenta estratificado con gradación normal en sus estratos (Elaboración propia).

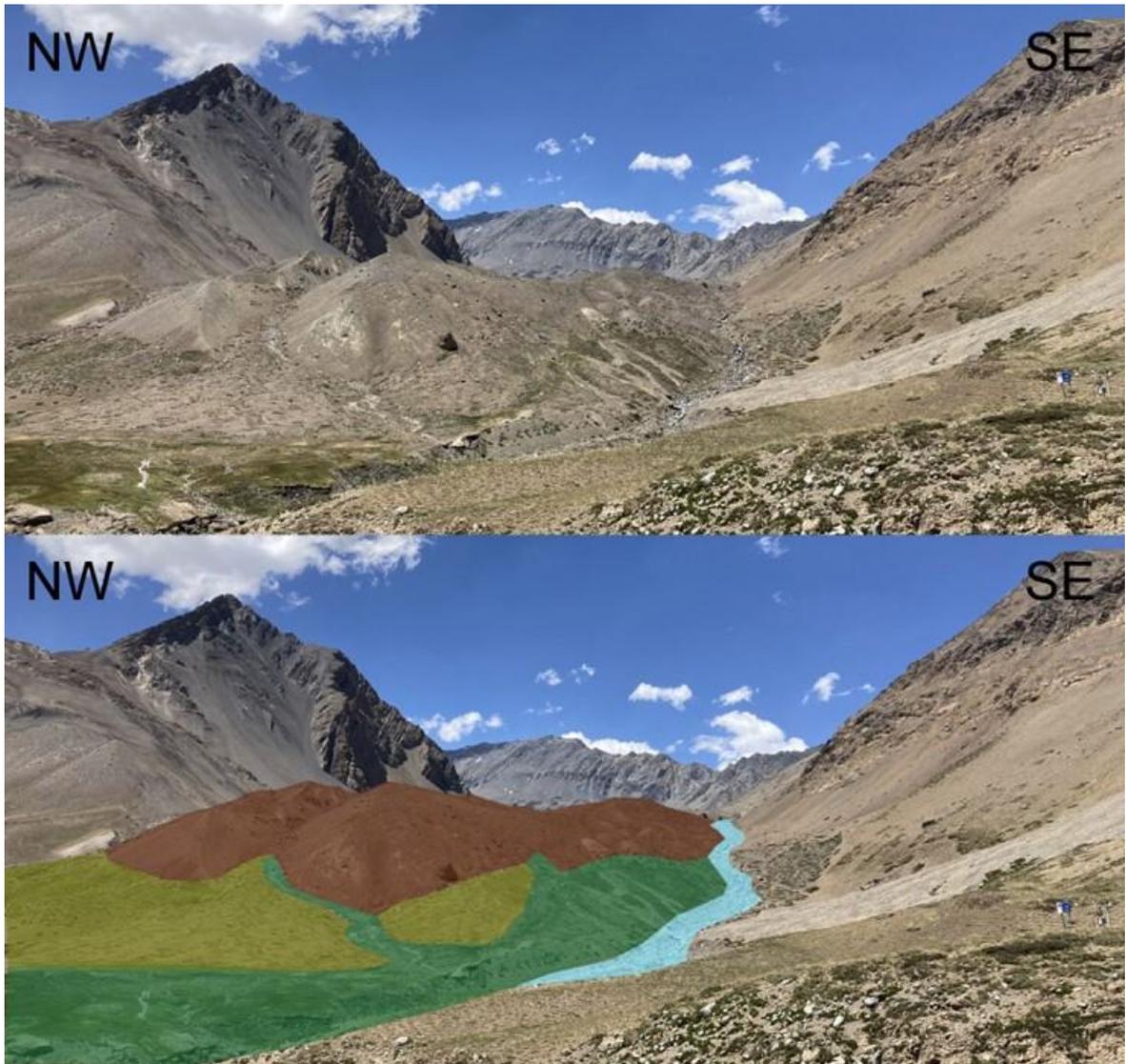
La sección oeste de la morrena de arpón no está conectada con la morrena lateral del glaciar. Su extensión transversal es relativamente constante e igual a 150 m en su tramo superior y luego se expande hasta los 300 m. En su cara norte la sección presenta escarpes con pendientes entre  $35^\circ$  y  $40^\circ$  sobre la superficie de lavado y el canal principal de drenaje respectivamente, mientras que en la cara sur tiene una pendiente media de  $24^\circ$ . En su superficie, la morrena presenta crestas en dirección norte-sur suavizadas por la erosión fluvio-glacial que se evidencia en una red hídrica subparalela que baja desde las crestas principales hasta el drenaje lateral. La red es más densa en esta sección que en la este.

El depósito es clasto sostenido, muy pobremente seleccionado y sus colores varían a lo largo de la sección. Los clastos alcanzan los 2 m de largo, son angulosos no esféricos y muchos presentan crioclastismo. La matriz del depósito está compuesta por sedimentos tamaño arcilla a arena gruesa muy pobremente seleccionados, angulosos no esféricos. Los bloques del depósito se encuentran altamente fracturados y fragmentados (Figura 4-30).



Figura 4-30. Depósito sedimentario y clastos tamaño bloque sobre las crestas de la morrena de arpón (Elaboración propia).

Morrena abajo la pendiente disminuye a una media de  $17^\circ$  y la superficie presenta una erosión mayor con un patrón trezado de baja densidad. Sobre esta zona hay vegetación concentrada en la red hídrica inactiva y además se encuentran flora propia del ecosistema de vegas andinas rodeando esteros de bajo caudal. Tanto en la sección este como en la oeste de la morrena se encuentran bloques de roca repartidos principalmente entre crestas morrénicas que desaparecen en la zona frontal del depósito (Figura 4-31).



*Figura 4-31: Foto interpretación de la parada 1, en marrón se representa la morrena frontal del glaciar Pirámide; en amarillo se representa la zona de la morrena que está estabilizada por vegetación; en verde se representa la sección de la morrena frontal que presenta humedad; en azul se representa el cauce de deshielo lateral este del glaciar (Elaboración propia).*

## Matriz

Las muestras recolectadas sobre la morrena de arpón fueron ordenadas de norte a sur para facilitar su lectura. Comparando las granulometrías de las muestras de la morrena de arpón se puede ver diferencias principalmente en el contenido de arena fina y de limo (Figura 4-32). Por su parte, los resultados geoquímicos muestran que no hay una gran diferencia mineralógica entre cada muestra, pero se observa una tendencia al aumento de calcita en las muestras más proximales al glaciar (Figura 4-33).

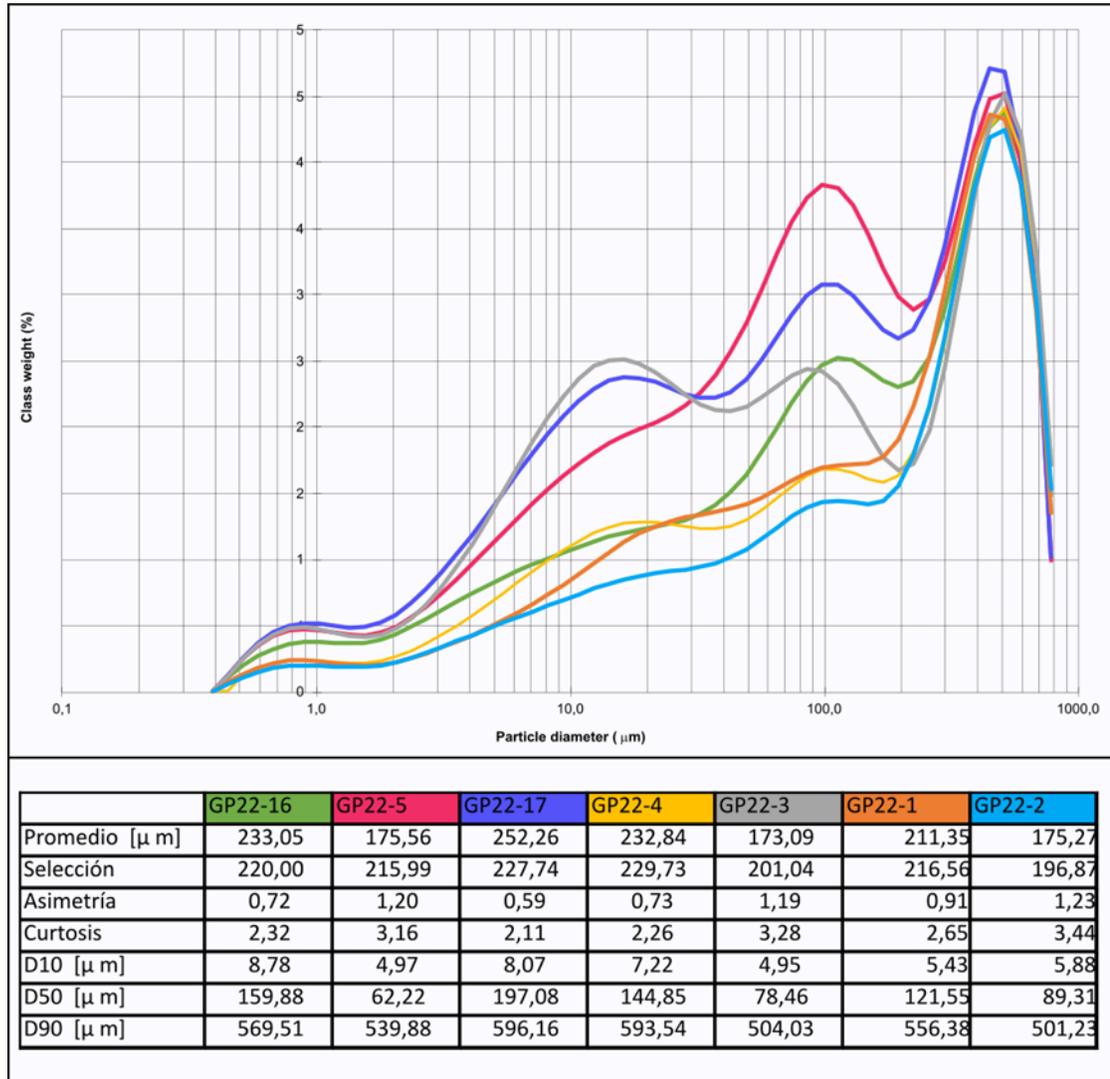


Figura 4-32: Resumen granulometría láser de las muestras de la morrena de arpón (Elaboración propia).

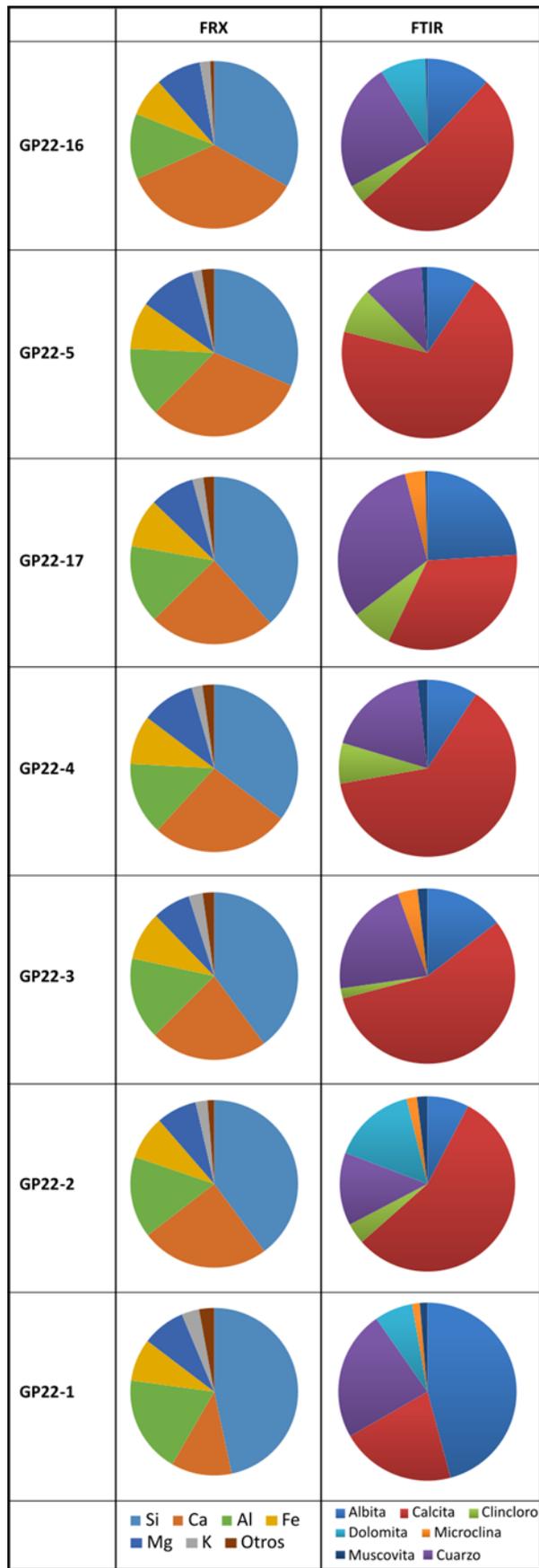


Figura 4-33: Análisis geoquímico y mineralógico de las muestras de la morrena de arpón (Elaboración propia).

Tabla 4-3: Mineralogía de la morrena de arpón de acuerdo con el análisis de DRX

Morrena de arpón	GP22-01	GP22-02	GP22-03	GP22-04	GP22-17	GP22-05	GP22-16
Cuarzo	x	x	x	x	x	x	x
Arcilla vermiculítica	x	x	x	x	x	x	x
Calcita	x	x	x	x	x	x	x
Albita	x	x	x	x	x	x	x
Oligoclasa	x	x	x	x	x	x	x
Clorita	x	x	x	x	x	x	x
Micas blancas	x	x	x	x	x	x	x
Laumontita/chabasita	x	x	x	x	x	x	x
Actinolita	x	x	x	x	x	x	x
Dolomita	x	x					x
Faujasita		x			x		

### Clastos

Entre los análisis de tamizaje destaca la muestra GP22-17, con un porcentaje mucho menor de clastos de entre 1 y 4 mm de diámetro y mucho mayor en clastos de hasta 19 mm de diámetro en comparación con el resto de las muestras (Figura 4-34).

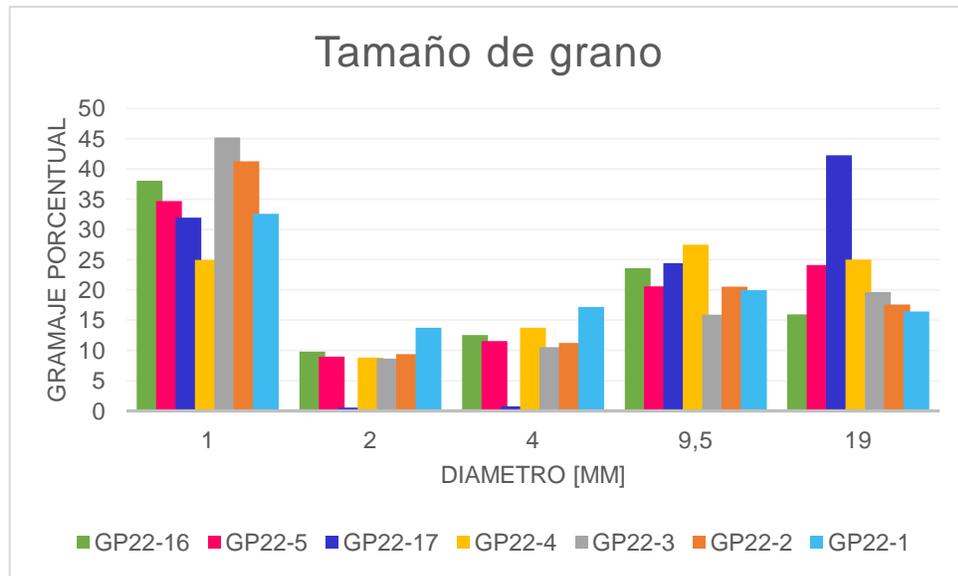


Figura 4-34: Tamaño de grano porcentual según tamizaje de las muestras de la morrena de arpón (Elaboración propia).

Al observar la variabilidad litológica de los clastos se puede ver una tendencia en los sitios muestreados más distales al glaciar a ser monomícticos mientras que los más proximales son polimícticos (Tabla 4-4).

Tabla 4-4: Composición litológica de las muestras de roca de la morrena de arpón (Elaboración propia).

Código de parada	Litologías	Resumen	Alteración/Mineralización	Formación(es)

<b>GP22-16</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caliza con pirita</li> <li>• Arenisca subarcosa</li> <li>• Cuarzo latita de biotita</li> <li>• Dacita de anfíbol</li> <li>• Tonalita de biotita</li> </ul>	Lavas e intrusivo de composición intermedia, caliza y arenisca de origen continental.	Mineralización de pirita en caliza.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Río Damas</li> <li>• Fm. Lo Valdés Intrusivo</li> </ul>
<b>GP22-5</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caliza</li> <li>• Tonalita</li> <li>• Andesita de anfíbol</li> </ul>	Rocas ígneas de composición intermedia y rocas carbonatadas (marinas)		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Lo Valdés, intrusivo</li> </ul>
<b>GP22-17</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caliza silicificada con pirita</li> <li>• Alteración Cuarzo Sericita</li> <li>• Andesita</li> <li>• Diorita</li> </ul>	Intrusivos y lavas intermedias, rocas carbonatadas marinas y alteración Qz-Ser.	Mineralización de pirita en caliza.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Lo Valdés</li> <li>• Intrusivo</li> <li>• Halo de alteración</li> </ul>
<b>GP22-4</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caliza con pirita</li> <li>• Alteración argílica avanzada</li> <li>• Litarenita</li> <li>• Tonalita, Andesita de anfíbol</li> </ul>	Rocas sedimentarias clásticas, rocas carbonatadas (marinas) y rocas intrusivas y extrusivas de composición intermedia	Alteración Argílica avanzada y rocas carbonatadas silicificadas con mineralización de pirita.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Río Damas</li> <li>• Fm. Lo Valdés</li> <li>• Intrusivo</li> <li>• Halo de alteración</li> </ul>
<b>GP22-3</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caliza</li> <li>• Riolita con pátina de calcita</li> <li>• Granodiorita con pirita</li> <li>• Conglomerado</li> </ul>	Rocas sedimentarias clásticas, rocas intrusivas de composición ácida y rocas carbonatadas (marinas)	Alteración y mineralización de pirita en rocas carbonatadas e intrusivas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Lo Valdés</li> <li>• Intrusivo</li> </ul>
<b>GP22-2</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Wacka lítica calcárea</li> <li>• Caliza</li> <li>• Grainstone</li> <li>• Conglomerado</li> <li>• Andesita</li> </ul>	Rocas sedimentarias calcáreas y fosilíferas (marinas) y rocas volcánicas de composición intermedia	Alteración y mineralización de pirita en rocas carbonatadas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Lo Valdés</li> </ul>
<b>GP22-1</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Wacka lítica</li> <li>• Arenisca con pirita</li> <li>• Andesita</li> </ul>	Rocas sedimentarias calcáreas (marinas) y rocas volcánicas de composición intermedia	Pirita en arenisca	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Lo Valdés</li> </ul>

### 4.2.3. Morrena lateral este

La parte más baja de la morrena lateral este no está conectada con la morrena frontal del glaciar. En la zona antes del término de la morrena, en su superficie se ve un depósito de color gris con sedimentos muy pobremente seleccionados, clasto sostenido con detritos tamaño bloque hasta arcilla. Los bloques alcanzan los 50 cm y son angulosos no esféricos, polimícticos de color amarillo, gris y violeta. Los clastos tamaño grava están muy pobremente seleccionados, son polimícticos, angulosos y no esférico. Predominan los colores claros y blancos. La matriz es gris compuesta por arcilla a arena gruesa mal seleccionada (Figura 4-35).



*Figura 4-35: Vista ortogonal al suelo en la morrena lateral este (Elaboración propia).*

#### Matriz

La matriz de la muestra GP22-10 está compuesta principalmente por arena fina y arena media y se compone casi en un 50% de calcita (Figura 4-36).

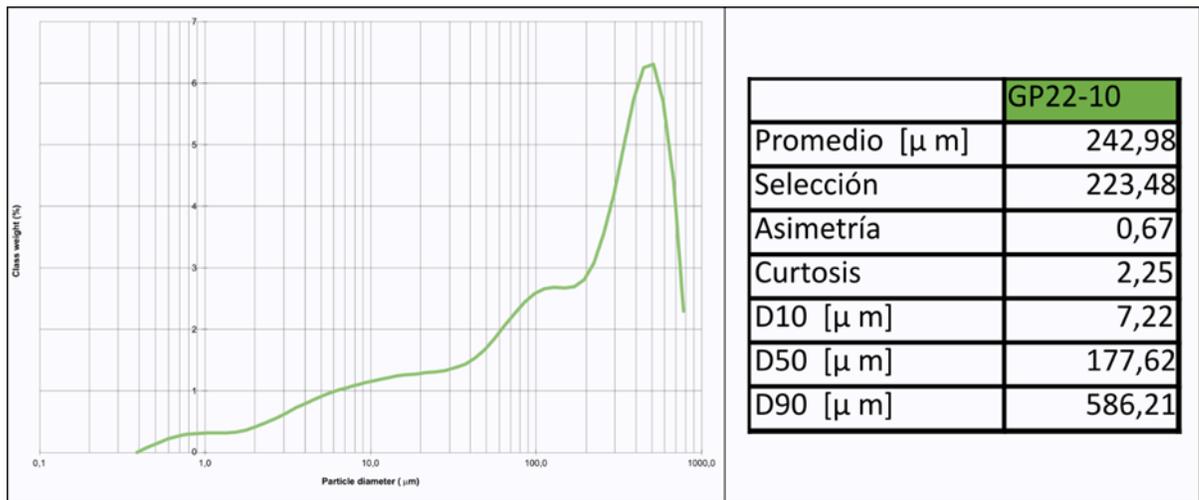


Figura 4-36: Resumen granulometría laser de las muestras de la morrena lateral este (Elaboración propia).

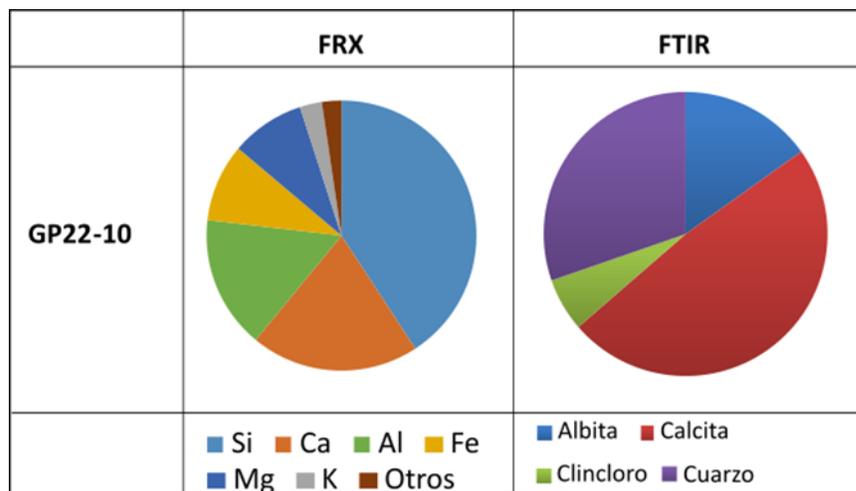


Figura 4-37: Análisis geoquímico y mineralógico de las muestras de la morrena lateral este (Elaboración propia).

Tabla 4-5: Mineralogía de la morrena lateral este de la morrena lateral este de acuerdo con el análisis de DRX.

Morrena lateral este	GP22-10
Cuarzo	x
Arcilla vermiculítica	x
Calcita	x
Albita	x
Oligoclasa	x
Clorita	x
Micas blancas	x
Laumontita/chabasita	x
Actinolita	x

## Clastos

Los clastos del depósito tienen una amplia variedad granulométrica (Figura 4-38) y litológica, encontrándose clastos de la formación Lo Valdés, Fm. Río Damas, fragmentos del cuerpo intrusivo y del halo de alteración del intrusivo (Tabla 4-6/Figura 4-39).

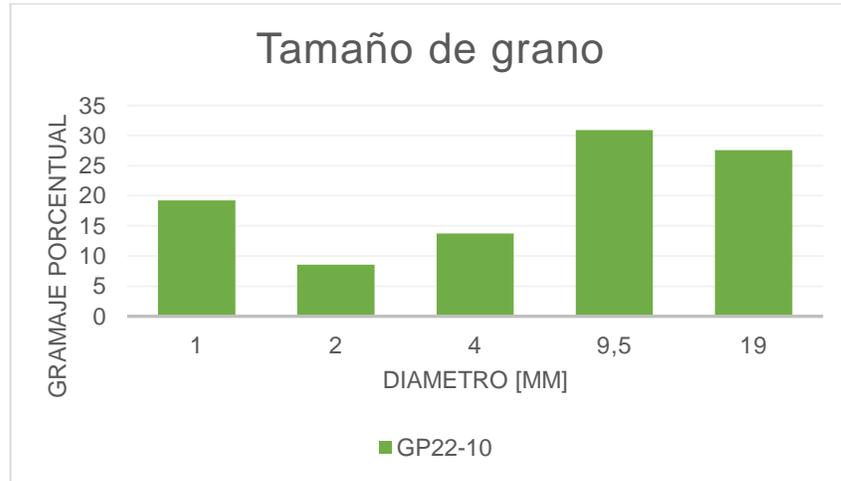


Figura 4-38: Tamaño de grano porcentual según tamizaje de las muestras de la morrena lateral este (Elaboración propia).

Tabla 4-6: Composición litológica de las muestras de roca de la morrena lateral este (Elaboración propia).

Código de parada	Litologías	Resumen	Alteración/Mineralización	Formación(es)
GP22-10	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Grainstone</li> <li>• Alteración Fílica (andesita)</li> <li>• Litarenita</li> <li>• Granitoide rico en cuarzo</li> <li>• Arenisca silicificada con pirita</li> </ul>	Rocas carbonatadas y clásticas, Alteración Fílica e intrusivo rico en sílice.	Alteración Fílica y mineralización de pirita en arenisca.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Río Damas</li> <li>• Fm. Lo Valdés</li> <li>• Intrusivo</li> <li>• Halo de alteración</li> </ul>

#### 4.2.4. Morrena lateral oeste

La morrena oeste del glaciar está encajada entre la cobertura glaciaria y las laderas del valle cubiertas de depósitos coluviales (Figura 4-39). Al margen oeste del pie glacial no se puede distinguir el punto en que termina la morrena lateral y comienza la morrena de arpón.

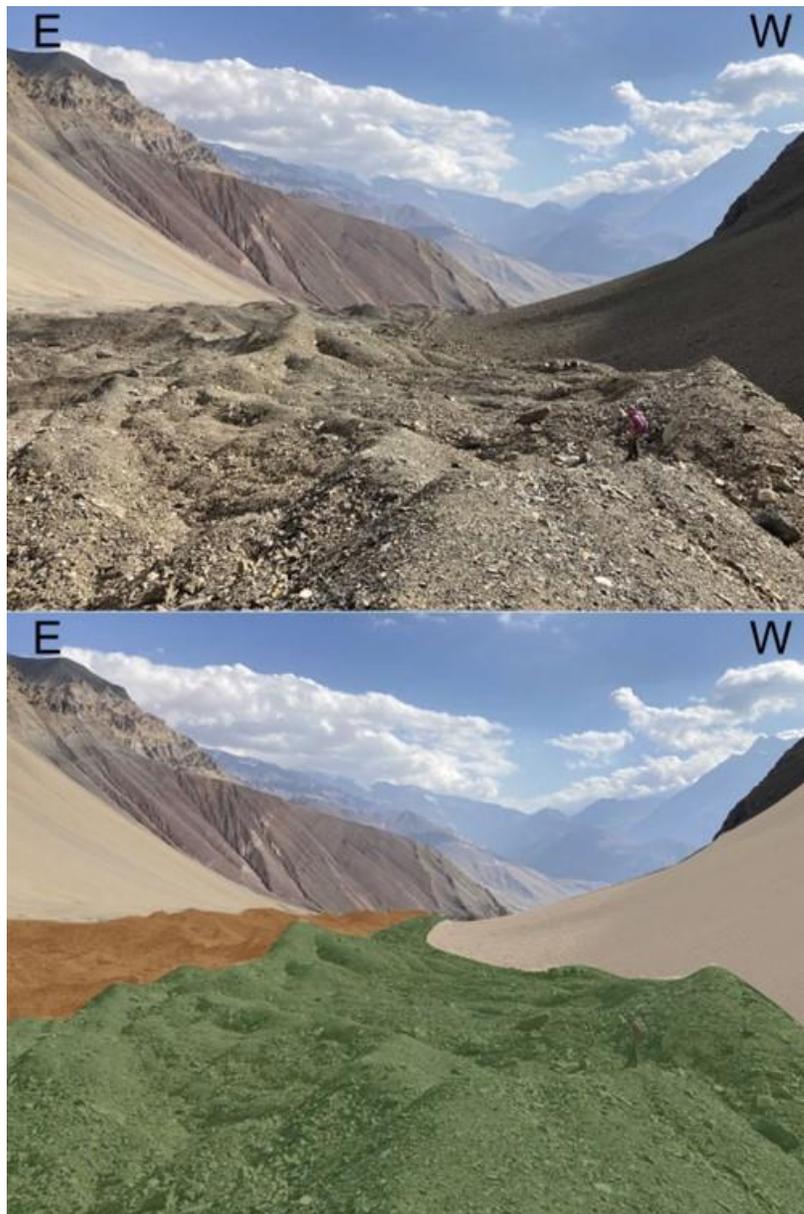


Figura 4-39: Vista al sur del Valle del Pirámide. Beige: depósitos coluviales; verde: morrenas laterales; marrón: glaciar cubierto Pirámide.

El depósito presenta alta humedad en el punto muestreado más cercano a la cabecera del glaciar, sin embargo, en los puntos sur esta humedad no está presente. A lo largo de la morrena la distribución de los clastos en la superficie es heterogénea, sin embargo, es clasto sostenido y muy pobremente seleccionado en toda su extensión. Los bloques alcanzan los 2 m de largo y son angulosos no esféricos, corresponden a yeso redondeados y caliza e intrusivos angulosos. Los clastos tamaño grava son color gris a blanco, angulosos no esféricos, y de carácter polimícticos

presentándose mayormente caliza, yeso, y andesita. La matriz es marrón tamaño arcilla a arena gruesa (Figura 4-40).



Figura 4-40: Vista ortogonal del suelo de la morrena lateral oeste (Elaboración propia).

### Matriz

Existe una diferencia granulométrica importante entre la muestra GP22-14 y las muestras GP22-11 y 15 (Figura 4-41). Desde el punto de vista geoquímico la muestra GP22-15 tiene un contenido de calcita mucho mayor al de las otras muestras (Figura 4-42).

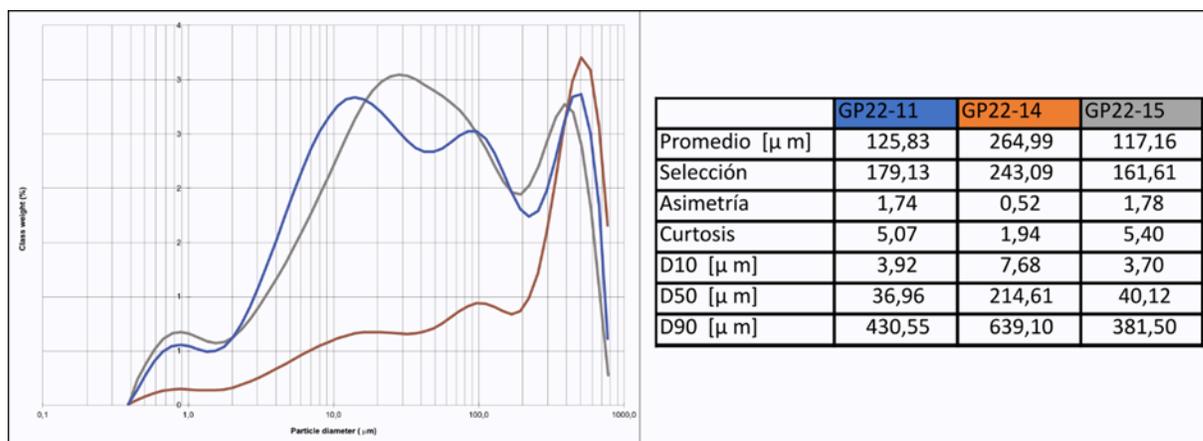


Figura 4-41: Resumen granulometría laser de las muestras de la morrena lateral oeste (Elaboración propia).

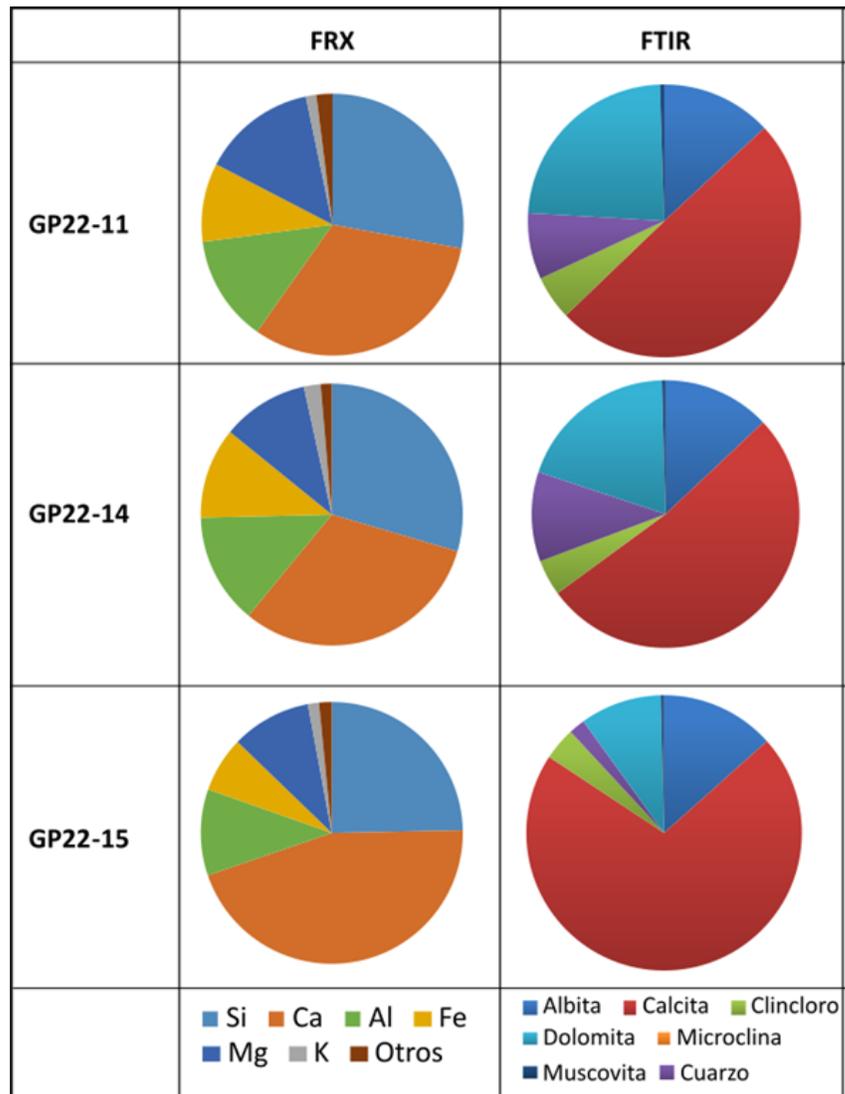


Figura 4-42: Análisis geoquímico y mineralógico de las muestras de la morrena lateral oeste (Elaboración propia).

Tabla 4-7: Mineralogía de la morrena lateral oeste de acuerdo con el análisis de DRX.

Morrena lateral oeste	GP22-11	GP22-14	GP22-15
Cuarzo	x	x	x
Arcilla vermiculítica	x	x	x
Calcita	x	x	x
Albita	x	x	x
Oligoclasa	x	x	x
Clorita	x	x	x
Micas blancas	x	x	x
Laumontita/chabasita	x	x	x
Actinolita	x	x	x
Dolomita	x	x	x
Faujasita	x		
Yeso	x		x

## Clastos

De acuerdo con los resultados de tamizaje se puede ver que la muestra GP22-15 tiene un contenido de matriz mucho mayor al de las otras muestras de la morrena lateral oeste (Figura 4-43). En cuanto la litología de los clastos se puede destacar que todas las muestras presentan clastos de la Formación Lo Valdés y ninguna de la Formación Río Damas (Tabla 4-8).

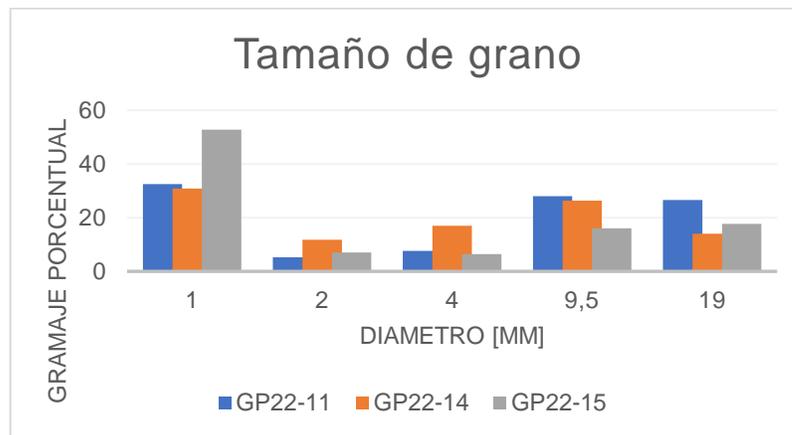


Figura 4-43: Tamaño de grano porcentual según tamizaje de las muestras de la morrena lateral oeste (Elaboración propia).

Tabla 4-8: Composición litológica de las muestras de roca de la morrena lateral oeste (Elaboración propia).

Código de parada	Litologías	Resumen	Alteración/ Mineralización	Formación(es)
<b>GP22-11</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Arenisca silicificada con pirita</li> <li>• Caliza</li> <li>• Caliza silicificada</li> <li>• Andesita epidotizada</li> <li>• Monzogranito de anfíbol</li> <li>• Yeso</li> </ul>	Calizas y areniscas silicificadas, lavas intermedias, intrusivo de composición ácida y yeso.	Mineralización de pirita en rocas sedimentarias.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Lo Valdés</li> <li>• Yeso</li> <li>• Intrusivos</li> </ul>
<b>GP22-14</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caliza con pirita</li> <li>• Caliza</li> <li>• Cuarzodiorita</li> <li>• Tonalita de biotita</li> </ul>	Intrusivos intermedios y calizas marinas.	Mineralización de pirita en caliza.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Lo Valdés</li> </ul>
<b>GP22-15</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caliza con óxidos</li> <li>• Caliza</li> <li>• Yeso</li> <li>• Alteración Fílica con pirita</li> <li>• Andesita</li> </ul>	Caliza, yeso, lava intermedia y alteración Qz-Ser	Óxidos en carbonatos y pirita en roca alterada.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Lo Valdés</li> <li>• Yeso</li> <li>• Halo de alteración</li> </ul>

#### 4.2.5. Planicie de outwash

La planicie de lavado está encajada entre los brazos del pie glacial y la morrena de arpón alcanzando un largo de 400 m y un ancho 150 m con una pendiente media de  $14^\circ$  que disminuye aguas abajo. En su superficie se pueden observar múltiples canales abandonados trenzados y algunos canales activos que se concentran en el lado oeste de la planicie. Estos canales nacen en distintos puntos del pie glacial y convergen hasta el punto exutorio de la planicie en su esquina suroeste. El depósito es clasto sostenido color gris y sus clastos son subredondeados a subangulosos.

En su lado oeste la planicie nace de un pequeño valle en V encajonado entre el glaciar y la morrena lateral. Los depósitos que rellenan el valle forman pequeños levees paralelos. El depósito se compone principalmente por clastos tamaño grava fina clasto soportados en una matriz de arena fina a arcilla. Se observan algunos clastos tamaño grava fina a bloque subredondeados a redondeados (Figura 4-44).



*Figura 4-44: Clastos redondeados y subredondeados en la planicie de outwash (Elaboración propia).*

En elevación sobre la planicie se conservan tres superficies de erosión. La más baja, denominada T1, es una superficie plana que se eleva 1 m de la actual superficie de lavado. La superficie de T1 presenta patrones trenzados suavizados que se orientan hacia drenaje proglacial activo. Además, hay remanentes de esta superficie en una línea delgada al margen oeste de la planicie.

La siguiente superficie de erosión, denominada T2, se eleva 3 metros sobre la superficie y se encuentra en dos depósitos aislados sobre la T1 y entre la sección este de la morrena de arpon y la planicie de lavado (Figura 4-45). Su superficie es lisa y presenta algunas zonas con vegetación. En el extremo sur la antigua red de drenaje de esta terraza corta a morrena frontal y baja por surcos poco profundos atravesando la morrena hasta interceptar el drenaje lateral oeste.



Figura 4-45: Vista al suroeste desde la T2. Se observa una superficie aterrazada elevada sobre la superficie de lavado (Elaboración propia).

El depósito de T2 es clasto soportado de color marrón rojizo. En un corte vertical del depósito ubicado en el límite de la superficie aterrazada se observa alternancia de estratos que difieren en cantidad y tamaño de las gravas, las cuales son subredondeadas no esféricas, muy pobremente seleccionados y polimícticas. La matriz es marrón claro con granulometría que varía de arena gruesa a arcilla y es de litología calcárea. No se observan sedimentos tamaño bloque (Figura 4-46).



*Figura 4-46: Vista del corte vertical de la T2 (Elaboración propia).*

En las islas de T2 sobre T1 el depósito es marrón, clasto sostenido con clastos tamaño bloque a grava fina. El porcentaje de cobertura de los clastos en relación con la matriz es heterogéneo y varía a lo largo de la superficie del depósito cubriendo en promedio el 95% del suelo (Figura 4-47). Los bloques son color gris a marrón, angulosos, no esféricos y corresponden principalmente andesitas y en menor cantidad calizas. Los clastos tamaño grava son subangulosos a subredondeados, no esféricos y muy pobremente seleccionadas. Muchos de estos clastos corresponden a fragmentos de bloque fracturados in situ. Son mayoritariamente calizas y algunas andesitas. Su matriz es marrón claro con granulometría que va de arcilla a arena gruesa. Hay escasez de fracción fina en la superficie.

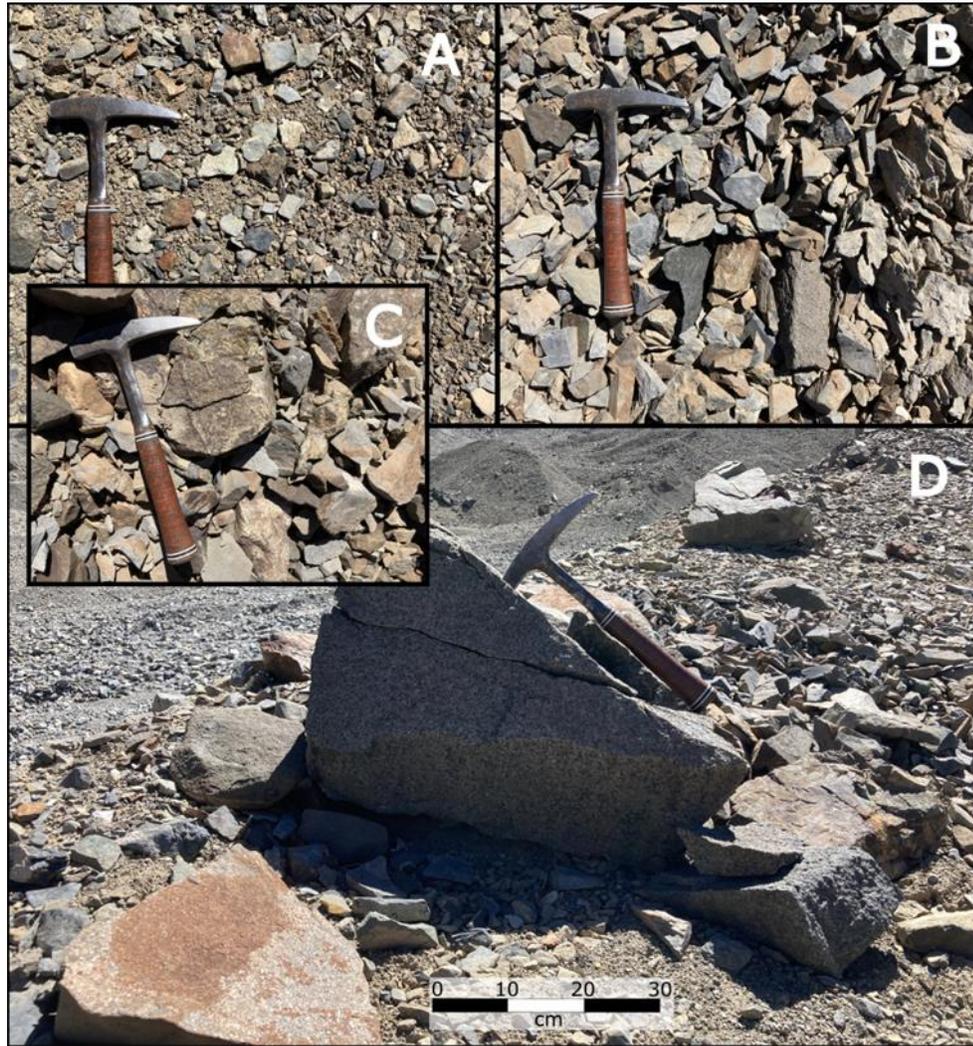


Figura 4-47: Fotografías de los clastos que cubren la parada 9. A) Vista ortogonal del suelo con una cobertura del 85% con respecto a la fracción fina. B) Vista ortogonal con una cobertura de clastos del 100% con clastos tamaño grava fina a media. C) Vista ortogonal con clastos tamaño grava media a gruesa cubriendo el 100% de la superficie D) Vista de los bloques que cubren parcialmente la superficie (Elaboración propia).

Sobre la T2 se encuentran cuatro montículos irregulares de hasta 80 m de largo y 3 m de alto que corresponden a antiguos depósitos morrénicos erosionados por corrientes de deshielo. La ocurrencia de clastos tamaño bloque aumenta progresivamente desde la planicie de lavado hasta las islas de morrena erosionada.

### Matriz

Se obtuvieron dos muestras de la T2. La matriz de ambas muestras se diferencia por su contenido arcillas y limos (Figura 4-48). Sin embargo, según los análisis de DRX y FRX estas tendrían una composición muy similar (Figura 4-49).

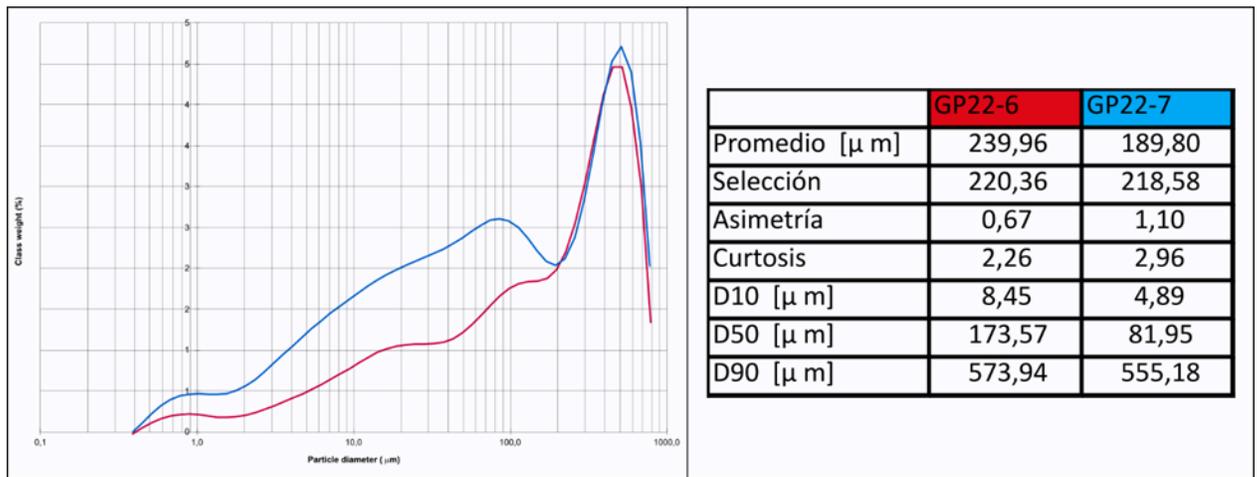


Figura 4-48: Resumen granulometría laser de las muestras de la terraza 2 (Elaboración propia).

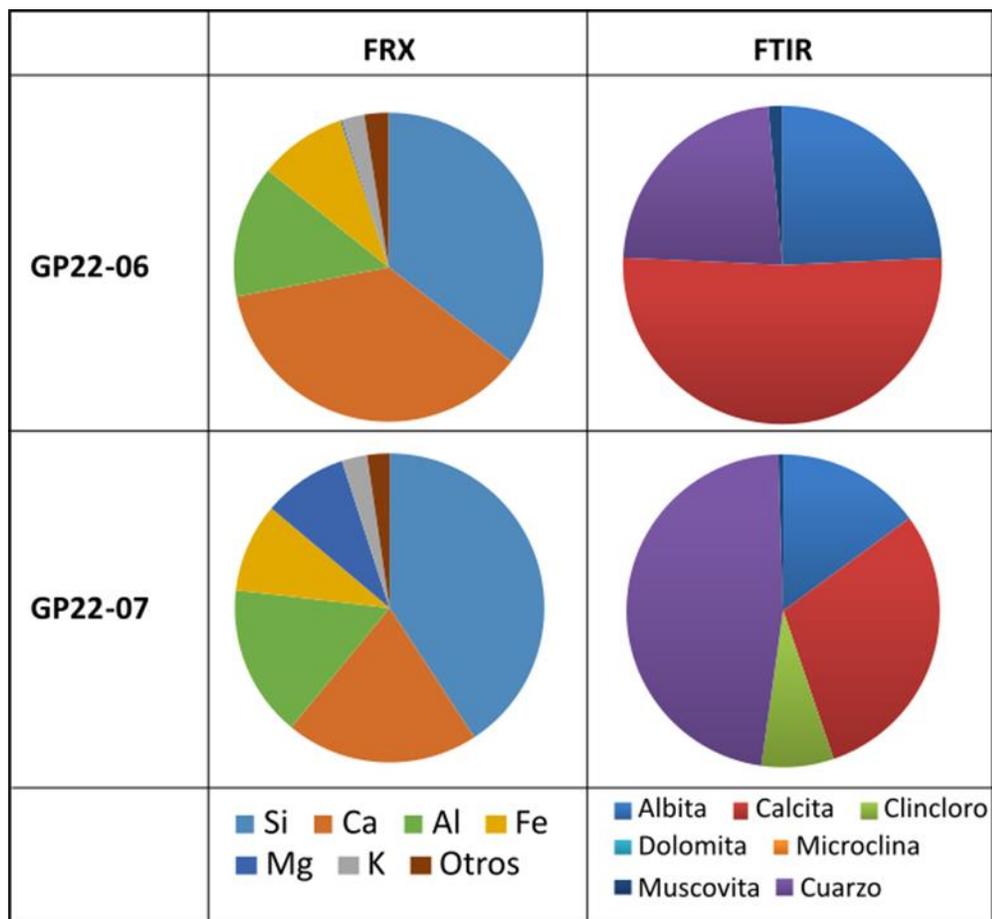


Figura 4-49: Análisis geoquímico y mineralógico de las muestras de la terraza 2 (Elaboración propia).

Tabla 4-9: Mineralogía de la outwash plain de acuerdo con el análisis de DRX.

Outwash plain	GP22-06	GP22-07
Cuarzo	x	x

Arcilla vermiculítica	x	x
Calcita	x	x
Albita	x	x
Oligoclasa	x	x
Clorita	x	x
Micas blancas	x	x
Actinolita	x	x

### Clastos

En cuanto a la granulometría de los clastos de ambas muestras se puede observar una alta similitud (Figura 4-50), mientras que su petrología varía ampliamente, estando la muestra GP22-07 compuesta únicamente por clastos de la Formación Lo Valdés, mientras que en el sitio de la muestra GP22-06 se pueden encontrar clastos de la Formación Lo Valdés, la Formación Río Damas, intrusivos y clastos de Yeso (Tabla 4-10).

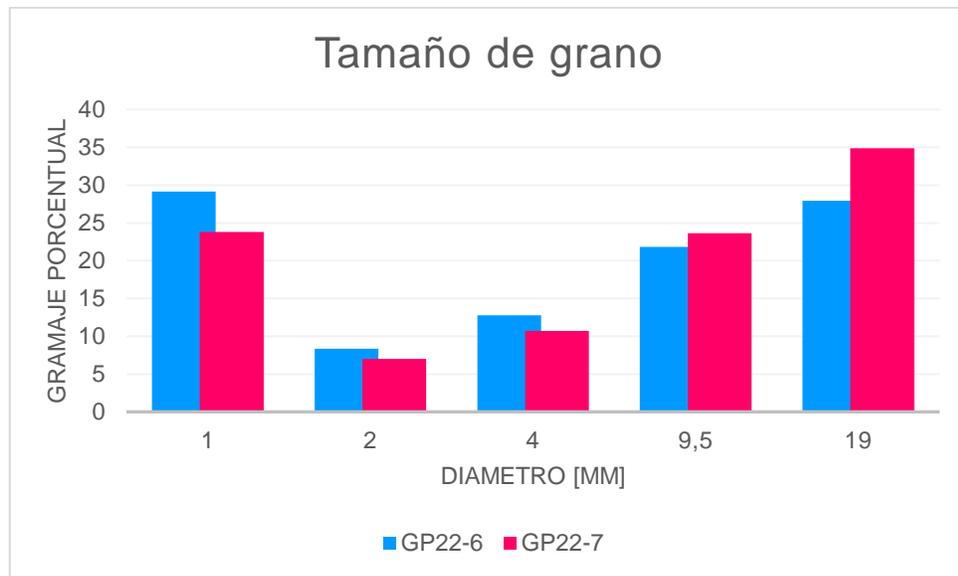


Figura 4-50: Tamaño de grano porcentual según tamizaje de las muestras de la terraza 2 (Elaboración propia).

Tabla 4-10: Composición litológica de las muestras de roca de la morrena lateral oeste (Elaboración propia).

Código de parada	Litologías	Resumen	Alteración/ Mineralización	Formación(es)
<b>GP22-6</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caliza</li> <li>• Yeso</li> <li>• Litarenita</li> <li>• Andesita de anfíbol</li> <li>• Gabro</li> <li>• Caliza con py</li> </ul>	Calizas marinas, yeso, rocas sedimentarias clásticas, intrusivos máficos y lavas de composición intermedia.	Mineralización de pirita en rocas carbonatadas.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Río Damas</li> <li>• Fm. Lo Valdés</li> <li>• Intrusivo</li> <li>• Yeso</li> </ul>
<b>GP22-7</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Limolita carbonatada</li> <li>• Biomicrita</li> <li>• Andesita</li> </ul>	Rocas marinas carbonatadas y rocas volcánicas		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fm. Lo Valdés</li> </ul>

	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Andesita de biotita</li> <li>• Dacita de anfíbol</li> </ul>	de composición intermedia.		
--	--	----------------------------	--	--

#### 4.2.6. Drenaje lateral

El depósito de drenaje lateral del glaciar está presente a ambos lados de la morrena de arpón encajado entre la misma y los depósitos de ladera del valle del Pirámide. En el lado oeste el depósito presenta un patrón trenzado, alcanza 1 km de largo y un ancho máximo de 25m. En el extremo superior del depósito se preserva una planicie de 80 m de ancho con superficie regular que se encuentra encajada entre depósitos coluviales y depósitos de flujo que se cubren los márgenes del plano (Figura 4-51). En este punto se encuentra la mayor acumulación de bloques del área mapeada. El plano es cortado por el canal de desagüe formando un escarpe de 1 m de alto. Aguas abajo se preservan terrazas de menos de un metro de ancho en el lado este del depósito y una pequeña planicie con la misma elevación en el lado oeste. A diferencia del plano recién descrito, esta planicie tiene una superficie irregular y una cobertura coluvial más extensa.



Figura 4-51: Depósito de flujo de barro sobre el canal de drenaje lateral oeste del glaciar (Elaboración propia).

En el lado este del glaciar el depósito de drenaje lateral surge en contacto con el pie glacial, atraviesa la morrena este haciendo una incisión de 120m de ancho y continúa aguas abajo encajado entre la morrena de arpón y la ladera occidental del valle con una extensión de 1,1 km de largo. A este lado del glaciar el drenaje cuenta con una única terraza de 20m de largo y a diferencia del margen oeste sobre el depósito se encuentra activo un estero que recorre 450m hasta converger

con el río Yeso. La sección superior del depósito está cubierta por un depósito de flujo de barro (Figura 4-52). A lo largo de ambos canales de desagüe existen múltiples bloques.



*Figura 4-52: Vista al sureste mostrando el depósito lateral este. Se destacan los escarpes que bordean las terrazas presentes a ambos lados de un canal más profundo.*

#### **4.2.7. Laderas**

Las laderas que rodean el frente del glaciar presentan depósitos coluviales que tienen una pendiente media de  $30^\circ$  y están cortados en su base por la incisión del drenaje lateral. Sobre los coluvios afloran rocas de la Formación Lo Valdés. Además, se observan dos depósitos de flujo de detritos en esta sección del valle, uno en la ladera oriente de 30 m de ancho y otro en la ladera occidente con 160 m de ancho. El último se encuentra depositado sobre un antiguo avánico aluvial que está estabilizado por vegetación. Las laderas terminales del valle, compartidas con las laderas del valle del río Yeso tienen una pendiente media menor a  $20^\circ$  presentando líneas horizontales entre franjas de vegetación, geomorfología propia de los procesos de reptación de suelo.

#### **4.2.8. Río Yeso**

En forma perpendicular al glaciar descende el Río Yeso en dirección sur. Antes de la confluencia con el desagüe del glaciar Pirámide, el río Yeso es un río de carácter aluvial que se encuentra contenido en una planicie de inundación de aproximadamente 50 m de ancho. Sobre la planicie hay tres terrazas fluviales no pareadas que presenta algunas vertientes de agua y vegetación de ambiente de vega andina en su extremo más sur. Aguas debajo de la confluencia del

río Yeso con el desagüe del glaciar, el río forma una incisión en la roca con una profundidad que alcanza los 25 m. En la base existen depósitos fluviales trenzados de 40 m de ancho.

## 5. Discusión

En esta tesis se ha determinado la geología del valle del glaciar Pirámide y se han caracterizado las unidades geomorfológicas del frente glacial. En este capítulo se discuten temas asociados a los resultados obtenidos y a los objetivos planteados.

### 5.1. Rol de la falla Pirámide como control geomorfológico del valle del Glaciar Pirámide

#### 5.1.1. Definición

Parte del objetivo de esta tesis consiste en determinar los factores geológicos que controlan la cubierta de detritos del glaciar Pirámide y contrastar estas condiciones con las de sus glaciares vecinos, el glaciar Bello y el glaciar Yeso. Para cumplir con este objetivo se obtuvo un mapa de pendientes, se realizó un mapeo litológico, geomorfológico y estructural escala 1:15.000 del valle del glaciar Pirámide y se ilustraron perfiles topográficos y estructurales transversales al glaciar. La resolución del mapa geológico construido es mucho mayor a la de los mapas previamente existentes en la literatura (Fock, 2005; Mardones *et al.*, 2021; Riesner *et al.*, 2018; Thiele, 1980) y por eso esta sección detallará la geología estructural del valle según los resultados obtenidos en esta investigación.

Tal como puede observarse en el mapa geomorfológico de la Figura 4-1 presentado en la sección de resultados, el valle del glaciar Pirámide es atravesado longitudinalmente por dos estructuras principales; el pliegue anticlinal Pirámide definido por Mardones *et al.*, (2021) y la falla Pirámide definida en este trabajo. El pliegue Pirámide es un pliegue asimétrico, cuyo flanco oriental se encuentra apretado con estratos subverticales en su núcleo compuesto por la Fm. Río Damas y rodeado por estratos de la Fm. Lo Valdés con manteo decreciente hacia el este, mientras que en el flanco occidental el núcleo del pliegue no es visible y los estratos de la Fm. Lo Valdés tienen un manteo menor y decreciente hacia el oeste.

La falla Pirámide corresponde a una falla inversa de vergencia este que se encuentra en el plano axial del pliegue montando el techo de la Fm. Río Damas sobre la Fm. Lo Valdés. El rechazo mínimo de la falla corresponde a la altura de la pared en la cabecera al este de la falla. Ahí se miden aproximadamente 970 m de la Formación Río Damas montándose sobre la Fm. Lo Valdés. Sin embargo, no se puede observar el contacto concordante de estas formaciones en el lado oeste de la falla, imposibilitando la determinación de una cota superior del rechazo producido por la falla.

La Figura 5-1 muestra la proyección vertical de la falla en el valle del Pirámide. En ella se ve que el manteo de la falla no es constante y siendo la estructura subvertical en la cabecera y basculada hacia el este con un manteo de  $46^\circ$  en el pie. La diferencia de manteo a lo largo del valle se atribuye a la erosión diferenciada que aumenta progresivamente hacia el sur a causa de la incisión del glaciar Pirámide. En consecuencia, el segmento sur del valle deja al descubierto la zona más profunda de la falla Pirámide.

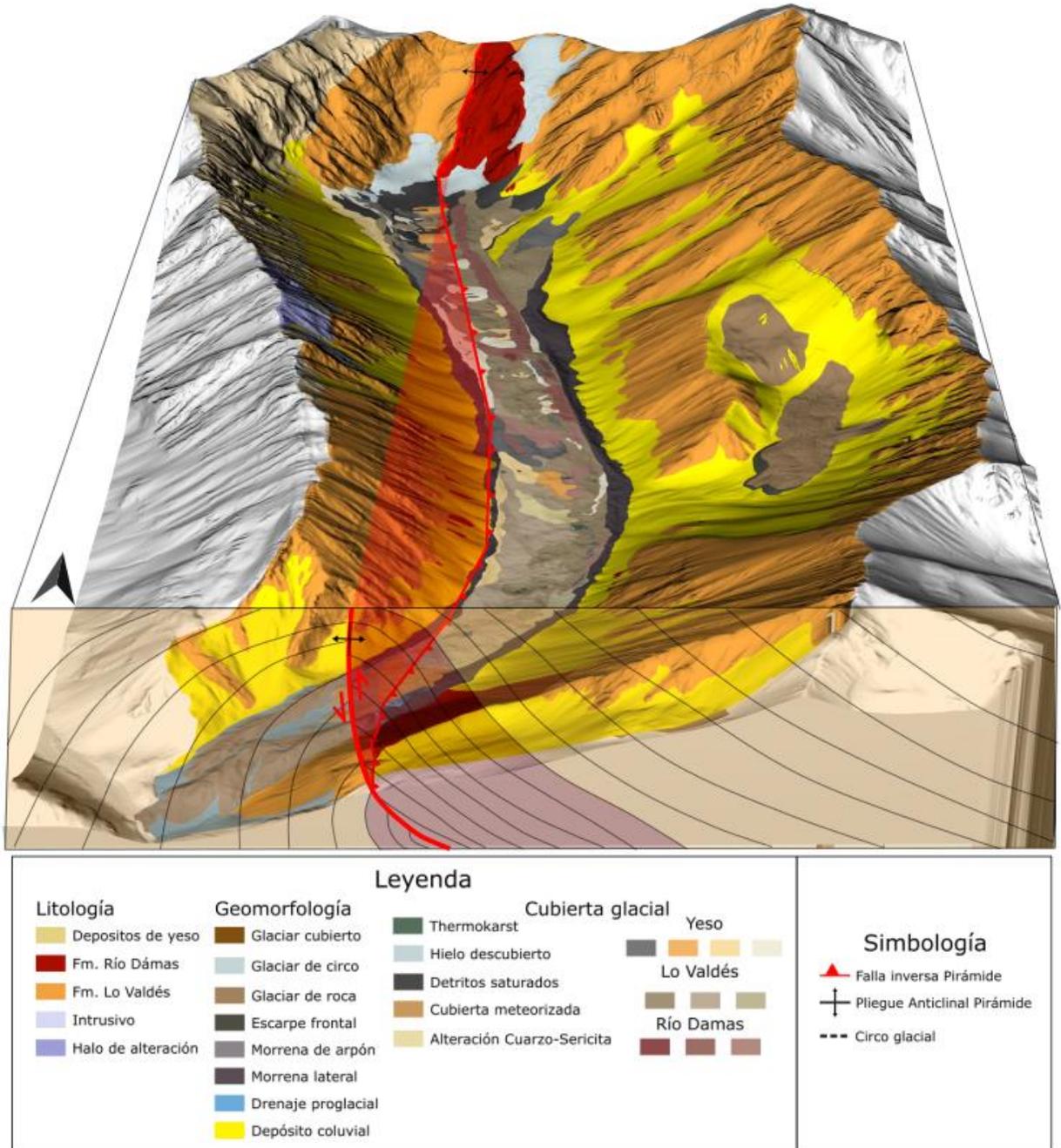


Figura 5-1: Proyección del pliegue anticlinal y la falla Pirámide al sur del valle. En rojo se puede ver el plano que representa a la falla sin erosionar. Elaboración propia.

### 5.1.2. Rol como estructura cortical

El mapa publicado por Mardones *et al.* (2021) no abarca la totalidad del valle del glaciar Pirámide, sin embargo, es el mapa local a menor escala publicado hasta el momento. En él se define la parte norte de la Falla Pirámide como la Falla El Yeso y la sitúan al oeste del pliegue anticlinal Pirámide. Además, incluye una falla de vergencia oeste al este del pliegue anticlinal y la define como Falla Piuquenes que montaría parte de la Formación Lo Valdés sobre la misma. Sin embargo, en el mapa presentado en este trabajo no se reconoce la Falla Piuquenes en la ladera oeste del valle del Pirámide como lo hace Mardones *et al.* (2021). Las diferencias en la definición

de la Falla El Yeso, Falla Pirámide y Falla Piuquenes se atribuye a la diferencia de escala y extensión entre el mapa de Mardones *et al.* (2021) y el confeccionado en este trabajo, el primero es de escala mayor y no incluye la mitad norte del valle del Pirámide.

El mapa realizado por Riesner *et al.* (2018) muestra una falla con las características de la falla Pirámide sin asignarle un nombre (Figura 1-5 A). En el perfil de la Figura 1-5 B dicha falla se muestra como una falla antitética que nace sobre una falla sintética de vergencia este que aflora en el lado argentino de la frontera. Al comparar ambos perfiles estructurales se puede notar que Riesner *et al.* (2018) argumenta que la faja plegada y corrida del Aconcagua corresponde a una deformación de piel fina cuya base coincide con los depósitos evaporíticos del jurásico (Yeso Principal, según Thiele, 1980), por su parte el modelo estructural de Mardones *et al.* (2021) no considera las características mecánicas de estos depósitos y en consecuencia expone que la FPCA es una deformación de piel gruesa.

Este trabajo expone resultados a escala del valle del Pirámide, de menos de 2 km de ancho, y se caracteriza una única estructura que fractura y pliega la roca caja. En contraste, los trabajos recién expuestos estudian la cordillera bajo una escala de decenas de kilómetros de ancho, que incluye múltiples estructuras. La caracterización de la Falla Pirámide demuestra que la geología estructural del valle es más compleja que lo anteriormente planteado por Mardones *et al.* (2022) y que coincide, en lo concerniente a esta falla, con las deducciones realizadas por Riesner *et al.* (2018) para la construcción de su modelo estructural.

Por su parte, el mapeo en detalle del valle del Pirámide muestra un diapiro de Yeso al oeste de la Falla Pirámide. La posición de este elemento es evidencia de que la mecánica de este mineral es fundamental para la deformación de la FPCA (Riesner *et al.*, 2018), ya que se demuestra que esta capa no es plegada y fracturada en conjunto con la cuenca mesozoica depositada sobre el yeso, sino que es inyectada hacia la superficie por estructuras N-S.

### **5.1.3. Actividad de la falla**

La Figura 5-2 modificada de Ammirati *et al.* (2019) muestra los hipocentros de los sismos ocurridos entre 27 de enero de 2017 y 15 de marzo de 2019 mostrando que la zona de estudio es sísmicamente activa presentando hipocentros a menos de 10 km de profundidad bajo la traza en superficie de la falla Pirámide. Sin embargo, para determinar si la falla presenta o no actividad durante el Cuaternario tardío se buscó indicadores geomorfológicos en las unidades mapeadas que se alinean con ambos segmentos de la falla en los extremos del valle.

Las Figura 4-16 a 4-18 presentadas en la sección de resultados muestran cortes transversales al glaciar tanto en su cabecera como en su pie. Ellas sugieren una relación entre la topografía del glaciar y la Falla Pirámide representada en la Figura 4-16 como un bajo topográfico correspondiente a una grieta de hielo que nace en la cabecera del glaciar y se extiende 1280 m hacia el sur coincidiendo aproximadamente con la traza de la falla. Además, en la Figura 4-17 se aprecia un cambio en la pendiente del frente glaciar de aproximadamente 9° que también coincide con la traza de la falla en este sector del valle. Por último, existe un canal de desagüe abandonado que nace en el pie glaciar y atraviesa la morrena lateral oeste siguiendo el mismo lineamiento de la falla (Figura 4-18). Si bien ninguno de estos indicadores es concluyente para demostrar la actividad reciente de la falla, estos sí sugieren la posibilidad de que la topografía del glaciar sea dependiente de esta actividad.

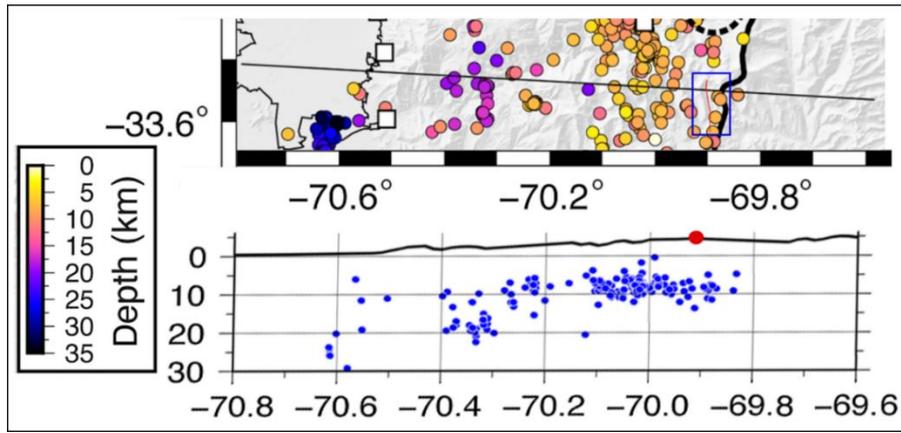


Figura 5-2: (Arriba) Distribución de los epicentros de eventos sísmicos ocurridos entre 27 de enero de 2017 y 15 de marzo de 2019. El cuadro azul muestra el área de estudio y la línea roja la traza de la falla Pirámide. (Abajo) Perfil transversal mostrando los hipocentros ubicados hasta  $0,1^\circ$  de la traza del perfil. El punto rojo señala la ubicación de la falla Pirámide en superficie. Modificado de Ammirati et al. (2019).

#### 5.1.4. Zona de daño

Habiendo establecido el rechazo mínimo de la falla Pirámide en unos 970 m, queda por estimar la extensión de la zona de daño asociada a esta estructura geológica. De acuerdo con Torabi y Berg (2011) y Ju *et al.* (2014), la razón del desplazamiento total de la falla y el espesor de la zona de daño, principalmente del núcleo de falla, es directamente proporcional. Así mismo, el ancho mínimo de la zona de daño asociada a la falla Pirámide podría ser desde 0,1 a 1000 m de espesor (Figura 5-3).

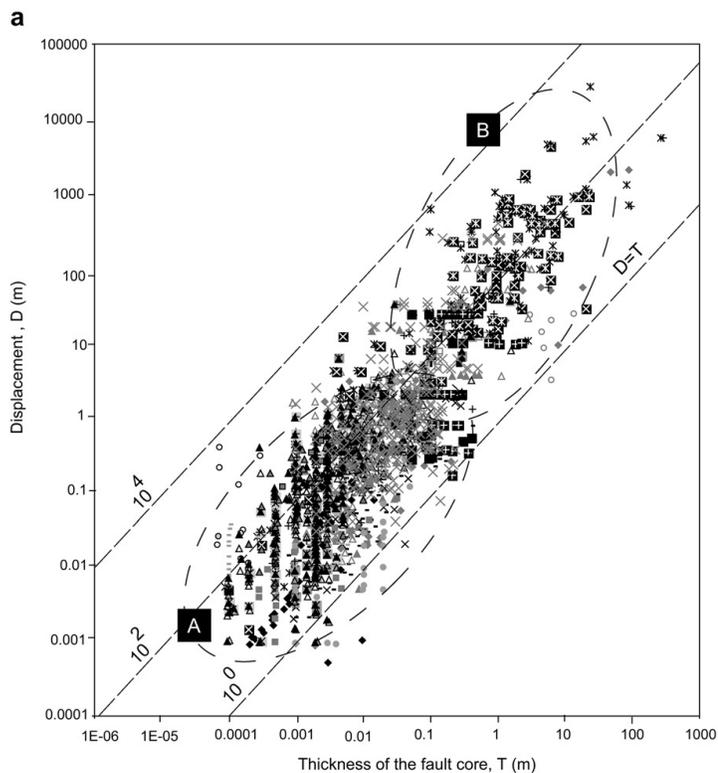


Figura 5-3: Relación entre el desplazamiento de una falla y el ancho de su núcleo para todo tipo de rocas (Torabi y Berg, 2011).

Tal como puede observarse en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**, las paredes escarpadas de la cabecera del valle se encuentran altamente fracturadas. Además, los estratos de ambas formaciones, y en mayor extensión de la Formación Lo Valdés, se encuentran plegados, provocando planos de debilidad adicionales en la roca caja. Estos indicios nos indican que la zona de daño abarca gran parte del ancho del Pirámide. La literatura indica que la zona de daño suele ser más ancha en el bloque colgante de la falla, sin embargo, las características composicionales de la Fm. Lo Valdés facilitan su erosión en contraste con la mayor dureza de los estratos menormente plegados de la formación Río Damas. En consecuencia, el grado de fracturamiento y la erosión son mayores en el bloque adyacente de la falla.



*Figura 5-4: Fracturas en la cabecera del glaciar Pirámide.*

La zona de daño de la falla presenta un alto grado de fracturamiento que se concentra en la cabecera del valle. De esta forma, esta área corresponde a una zona de aporte activo de sedimentos a través de procesos de caída de rocas y deslizamiento, cuyos depósitos caen sobre el glaciar Pirámide y dan origen a su cubierta detrítica.

## 5.2. Cubierta de detritos

### 5.2.1. Sedimentología

La cubierta de detritos es heterogénea en cuanto a espesor, composición litológica y tamaño de sedimentos. Como se mencionó en la sección de resultados, su espesor aumenta progresivamente glacial abajo desde aproximadamente 10 cm en la cabecera y superando 1 m de espesor en el frente del glaciar, además es ampliamente variable según la topografía del glaciar, siendo menor en las crestas y mayor en las depresiones locales. Múltiples estudios (Juen *et al.*, 2013; Nicholson & Benn, 2013; Pratap *et al.*, 2015) han determinado que la presencia de una cubierta de detritos con espesores tan bajos como 10 cm tiene el poder de aislar térmicamente al glaciar y en consecuencia obtener tasas de ablación más bajas que glaciares blancos de condiciones geográficas similares. Adicionalmente el glaciar cuenta con lagunas supraglaciales o *thermokarst* y *crevices* donde el hielo se encuentra expuesto directamente a la superficie y las condiciones atmosféricas, estas zonas corresponden a lugares de alta ablación glacial (Sakai *et al.*, 2000; Watson *et al.*, 2016).

La granulometría de la cubierta está muy pobremente seleccionada y se puede dividir según su origen en dos grupos de acuerdo con su tamaño de grano. Los clastos de mayor tamaño provienen principalmente de la zona de daño asociada a la falla Pirámide, cuya zona de fractura se concentra principalmente en la cabecera del valle Pirámide. Desde este punto los sedimentos son transportados por el hielo glacial hacia el frente de este. A pesar de que las morrenas laterales actúan como barrera entre las laderas del valle y la cubierta detrítica bloqueando el aporte detrítico, no se descarta que los bloques de mayor tamaño pueden alcanzar el lecho glacial por mecanismos de caída de rocas y saltación. Para comprobar cuál es el aporte lateral real hacia la cubierta se sugiere hacer modelos de alcance de rocas producto de caídas desde los afloramientos de la ladera. Además, es necesario destacar que puede existir transporte de sedimentos desde la morrena lateral al glaciar por caída de rocas o deslizamientos tal como sucede en otros glaciales a lo largo del mundo (Van Woerkom *et al.*, 2019).

En cuanto a los sedimentos de menor tamaño, su origen se atribuye a diferentes mecanismos de producción, como son las mismas remociones en masa que generan los sedimentos gruesos, el crioclastismo producido por las condiciones meteorológicas propias del ambiente glacial (Woronko & Pisarska-Jamrozy, 2016) el transporte glacioeólico que desplaza partículas pequeñas tanto desde la misma cubierta como desde los depósitos morrénicos y depósitos coluviales que rodean al glaciar (Derbyshire & Owen, 2018) y por último al fraccionamiento mecánico generado por del transporte de los sedimentos de la misma cubierta gracias al movimiento del hielo glacial (Owen *et al.*, 2003).

Ferrando (2012) expone que el glaciar tuvo un proceso evolutivo desde un glaciar de valle descubierto a un glaciar cubierto. Esto se debería a la reducción paulatina de alimentación de nieve y de la ablación superficial causada por el aporte detrítico que tendría origen en ambos flancos del valle y a la integración de detritos intraglaciales que quedarían al descubierto por la ablación del hielo glacial. Estos sedimentos formarían un pavimento detrítico que aísla el hielo de la influencia atmosférica. Sin embargo, como se plantea en los párrafos anteriores, los resultados de este trabajo indican que la mayor parte de los detritos vienen en realidad desde la cabecera del glaciar y solo una pequeña fracción proviene desde las laderas. En base a esto, se plantea la hipótesis de que el

factor desencadenante para la formación de la cubierta detrítica sería la desaparición del hielo glacial anteriormente presente en el circo principal del valle del Pirámide. Su retroceso habría desestabilizado la ladera haciendo susceptible la formación de remociones en masa sobre la cabecera del glaciar Pirámide.

Habiendo establecido el origen principal de los detritos que conforman la cubierta glacial y su evolución desde un glaciar blanco a uno cubierto de detritos, cabe preguntarse cuánto demoró el glaciar Pirámide en cubrirse de detritos. Si suponemos que la tasa de erosión de la cabecera del valle es mayor que la velocidad de flujo del glaciar, entonces podemos calcular en forma simplificada el tiempo que tarda el glaciar en cubrirse por completo ( $t_c$ ) como:

$$t_c[\text{año}] = \frac{L[\text{m}]}{v_s\left[\frac{\text{m}}{\text{año}}\right]}$$

Donde  $L$  corresponde al largo total del glaciar y  $v_s$  a la velocidad en superficie. El largo del glaciar fue medido con técnicas de teledetección corresponde a 7.253 m. La velocidad superficial de los glaciares cubiertos es altamente heterogénea a lo largo y ancho del glaciar y, además, es sensible a los cambios atmosféricos siendo en consecuencia altamente variable entre temporadas y periodos más largos de tiempo (Karimi *et al.*, 2021). En la Figura 5-5 se pueden ver mapas de cambio de elevación, velocidad de flujo y espesor del hielo del glaciar cubierto Alamkouh estudiado entre el 2018 y el 2020. En él se puede observar que la velocidad de la superficie glacial es mayor en la cabecera del glaciar y disminuye hacia los costados dependiendo de la topografía bajo el glaciar y de su espesor de hielo.

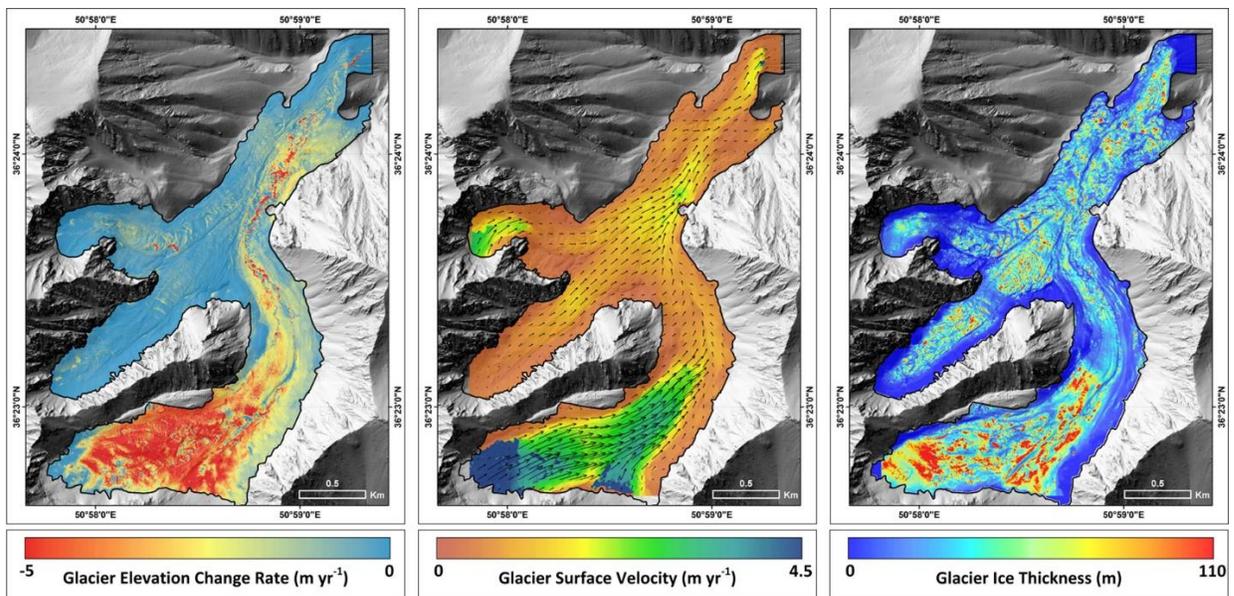


Figura 5-5: Mapas del glaciar Alamkouh para el periodo 2018-2020. a) tasa de cambio de elevación del glaciar, b) velocidad superficial del glaciar, c) espesor del hielo glacial (Karimi *et al.*, 2021).

Para calcular la velocidad superficial promedio del glaciar Pirámide, se estudió el avance de un depósito color anaranjado en la cabecera del glaciar a lo largo de 10 años. De acuerdo con las imágenes satelitales estudiadas, existe una diferencia de 153 m en la posición del depósito entre

enero del 2013 y mayo del 2023 (Figura 5-6). Esto se traduce en un desplazamiento de 1,2 m aprox. al mes equivalentes a aproximadamente 15 m al año. Reemplazando estos datos en la ecuación recién descrita se obtiene que el glaciar tardaría unos 467 años en cubrirse por completo.

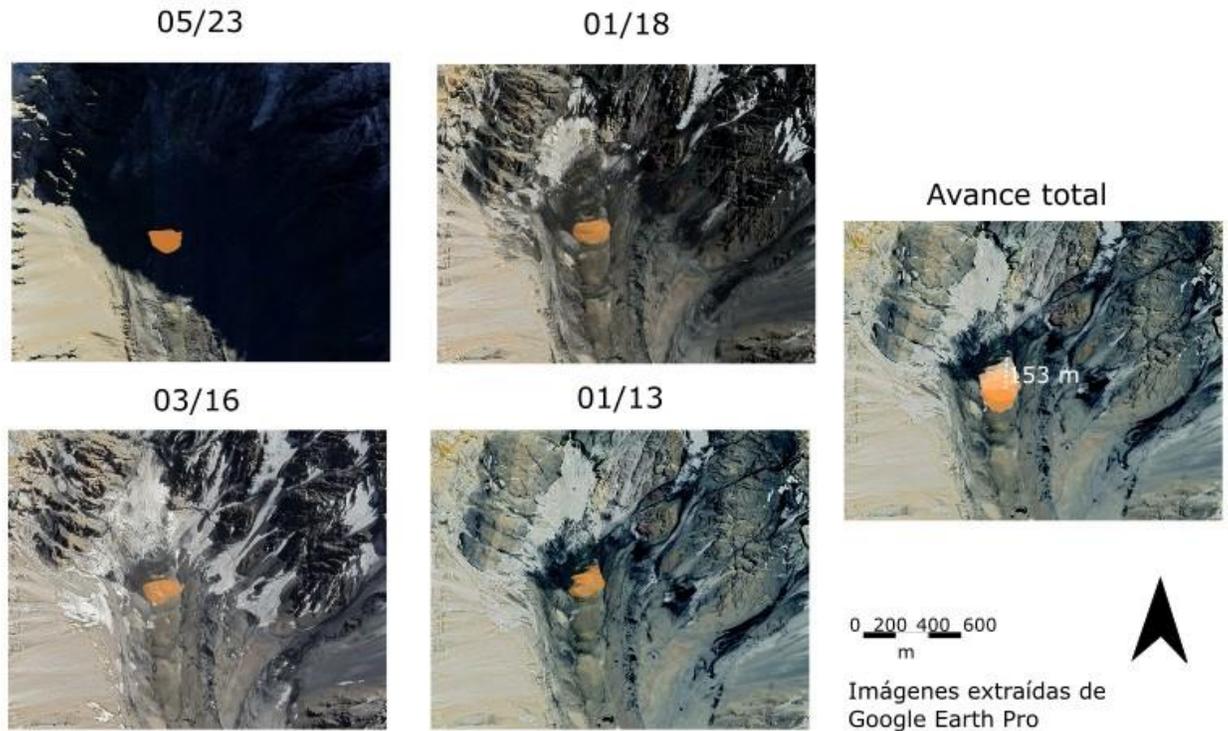


Figura 5-6: Mapeo de depósito anaranjado en la cabecera del glaciar Pirámide entre enero del 2013 y mayo del 2023.

Tomando en cuenta las diferencias en la velocidad superficial que hay entre la cabecera y el pie del glaciar Pirámide, puede estimarse que el tiempo de cobertura fluctúa en un orden entre  $10^2$  y  $10^3$  años y que este periodo depende de factores como la pendiente del glaciar, su espesor de hielo y su velocidad variable, suponiendo que se tiene un aporte sedimentario constante proveniente de la cabecera del glaciar.

Para obtener un resultado más preciso será necesario estimar el aporte sedimentario desde las paredes de roca de la zona de daño de la falla Pirámide y la descarga de sedimentos existente en el margen sur del glaciar y modelar la velocidad de flujo del glaciar y su respuesta a las variaciones climáticas.

### 5.2.2. Composición

En cuanto a la litología de la cubierta cabe destacar que, tal como se muestra en el mapa del valle (Figura 4-1), la cubierta de detritos está compuesta por depósitos de remoción en masa, incluyendo caída, deslizamientos de roca y otros. Estos depósitos se diferencian litológicamente según su origen y formando el manto detrítico zonificado como se ve en el mapa mencionado. Sobre la cubierta se encuentran litologías de todas las rocas que afloran en el Valle, de la Fm. Lo Valdés, la Fm. Río Damas, cuerpos intrusivos y del diapiro de yeso principal. Sin embargo, la litología dominante corresponde lavas andesíticas y las rocas calcáreas asociadas a la Formación Lo Valdés.

Los modelos actuales de ablación en glaciares cubiertos reconocen que la temperatura de la superficie del hielo bajo el manto detríticos depende de múltiples factores incluyendo el espesor de la cubierta, la conductividad térmica de los detritos, la difusión térmica, el albedo, las condiciones meteorológicas como la temperatura y la humedad, etc. Según la ecuación de balance de energía a mayor albedo, menor es el flujo de radiación de onda corta y en consecuencia es menor la conducción de calor desde los detritos al hielo ((Bochiola *et al.*, 2015; Evatt *et al.*, 2015; Juen *et al.*, 2013; Nakawo & Young, 1981; Nicholson & Benn, 2006; etc.). Debido a las particularidades geológicas del valle como litología y control estructural, la cubierta detrítica del glaciar Pirámide tiene calcita en abundancia, mineral de albedo particularmente alto en el espectro visible al compararlo con otras superficies como dunas de arena y granito (Figura 5-7).

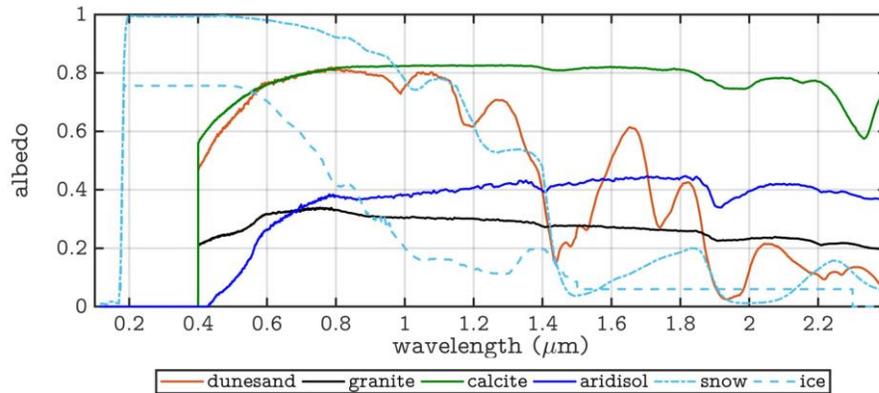


Figura 5-7: Albedo de diferentes superficies para el espectro entre 0,0 y 2,4  $\mu\text{m}$  (Rushby *et al.*, 2020).

En la Figura 5-8 se puede ver un gráfico extraído de Juen *et al.* (2013). Su estudio compara la razón de derretimiento de una superficie de hielo cubierta con materiales de litología y espesor definidos. En la figura se puede ver una diferencia de 0,3 m de espesor de ablación entre hielo bajo cubiertas oscuras en relación con hielo bajo una cubierta de litología de color claro en un periodo de observación de dos semanas.

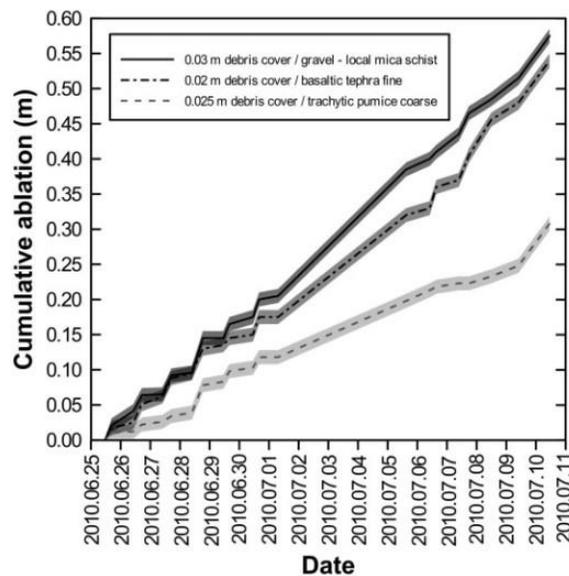


Figura 5-8: Mediciones de derretimiento de hielo bajo capas de material detrítico controlado. Gracias al albedo superior los granos de pumita son más efectivos para reducir la ablación que tefra negra y esquistos micosos. El área gris representa la incertidumbre de las mediciones. Extraído de Juen *et al.*, (2013).

Los resultados de este estudio sugieren a grandes rasgos que la litología del área de estudio es un factor influyente en la posición del frente del glaciar Pirámide, aportando con su alto contenido de caliza, a aumentar el albedo promedio de la cubierta y servir como mecanismo de protección contra la ablación. Sin embargo, para poder determinar el aporte real del albedo de la cubierta detrítica del glaciar Pirámide se recomienda obtener datos de albedo a lo largo de todo el glaciar con la ayuda de un albedómetro (Nicholson & Benn, 2006) obteniendo una grilla de datos para luego realizar una modelación de la ablación glacial con ayuda de imágenes de alta resolución de toda la cubierta detrítica.

### 5.3. Evolución del frente glacial

La morrena frontal es evidencia del último avance del glaciar Pirámide y en base a su morfología no existe evidencia de que esto haya sucedido en más de una etapa (Figura 5-9 a). La falta información geocronológica de los glaciares en la zona central de Chile y en general de Los Andes central hacen difícil estimar la edad en la que ocurrió este último avance, por eso se recomienda a estudios posteriores realizar dataciones de exposición a radionucleidos cósmicos en los clastos tamaño bloque que se encuentren en las crestas morrénicas y así poder estimar la edad del avance glacial.

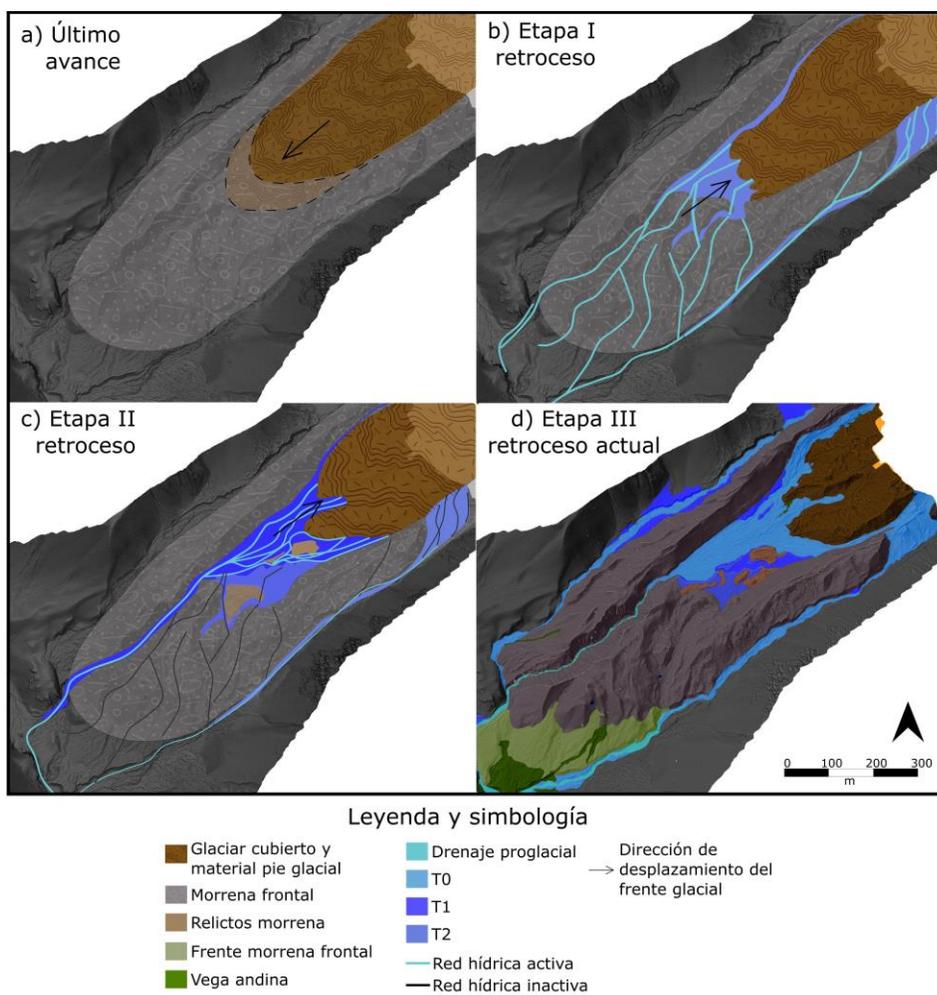


Figura 5-9: Etapas de evolución del frente del glaciar Pirámide.

En cuanto al retroceso que ha sufrido el glaciar desde su máximo avance, se puede determinar, a partir de las terrazas fluvio-glaciales que se encuentran sobre la *outwash plain* ubicada entre el frente glacial actual y la morrena de arpón y de la red de drenaje, que el glaciar ha sufrido tres etapas de retroceso, las cuales se describen a continuación (Figura 5-9 b-d):

- La primera es la responsable de la erosión e incisión del sector interior de la morrena frontal, dejando montículos aislados de estos sedimentos entre los depósitos de la primera superficie de lavado, T2. Durante este periodo el glaciar tuvo múltiples vías de drenaje que atraviesan la parte central de la morrena de arpón. Adicionalmente se encuentra un canal de desagüe que conecta el margen este del frente glacial con el canal lateral del glaciar atravesando la morrena lateral.
- La segunda etapa de retroceso produjo una incisión en la T2 y la depositación de T1. Durante esta etapa la red de drenaje se concentra en el sector oeste de la *outwash plain* provocando una incisión profunda en la morrena de arpón.
- Por último, la tercera etapa de retroceso genera una incisión en la T1 y la depositación de la actual *outwash plain*. De acuerdo con las imágenes analizadas por Torres *et al.* (2017) el frente del glaciar ha mantenido su posición desde el año 1965 sufriendo pequeñas modificaciones en su morfología con una migración hacia el oeste de sus principales vías de desagüe que siguen convergiendo al mismo punto de escape que en la etapa anterior acentuando la incisión en la morrena de arpón.

Además, se debe mencionar que existen canales de drenaje lateral a ambos lados de la morrena de arpón más, no es posible atribuir las terrazas fluvio-glaciales que se encuentran sobre ambos canales laterales a las etapas de retroceso recién mencionadas.

## 6. Conclusiones

A lo largo de esta investigación se estudió un glaciar cubierto de detritos, ubicado en la subcuenca alta del río Yeso, desde un punto de vista geomorfológico, geológico y estructural. El objetivo general de la investigación fue determinar los factores que han condicionado la posición del frente del glaciar Pirámide y las características de su cubierta de detritos. Para esto se realizó un mapeo a partir de herramientas de teledetección seguido de una verificación en terreno. También se recogieron sedimentos de diferentes puntos de depósito glacial a lo largo del valle y se analizó su granulometría, petrología y geoquímica.

En base a lo anterior se obtuvo dos mapas geomorfológicos. Uno a escala 1:15.000 que incluye toda la cuenca del Pirámide y otro a escala 1:2.000 del frente glacial. A partir de ambos mapas y de los análisis de sedimentos se detallaron las características litológicas de la Fm. Río Damas, la Fm. Lo Valdés, los cuerpos intrusivos, el diapiro de yeso y las diferentes alteraciones hidrotermales que afloran en el valle. También se describieron las características estructurales del pliegue anticlinal Pirámide y de la falla inversa Pirámide y se describió geomorfología y los parámetros morfométricos del valle. Por añadidura, se realizó una caracterización de las unidades geomorfológicas del frente glacial incluyendo la cubierta de detritos, la morrena de arpon, las morrenas laterales, la *outwash plain* junto con las terrazas fluvio-glaciales y los canales de drenaje.

A partir de estos resultados se determinó que la Falla Pirámide, definida en este trabajo, supone una zona de debilidad para las rocas sedimentarias calcáreas y las rocas andesíticas de la Fm. Lo Valdés y las rocas sedimentarias continentales de la Fm. Río Damas. Esta característica acentúa la incisión glacial en el valle y favorece la caída de rocas sobre la cabecera del glaciar logrando como consecuencia directa las condiciones ideales para la construcción de su cubierta detrítica.

También se ilustraron las tres etapas de retroceso que ha sufrido el glaciar desde su último avance a partir de las características geomorfológicas de la red de drenaje proglacial, la *outwash plain* y las terrazas fluvio-glaciales que se encuentran encajonadas entre la morrena de arpon y la posición actual del frente glacial. Por último, se discutió a cerca de los componentes de la cubierta detrítica que aportan en la protección del glaciar, como lo son su espesor y sus cualidades térmicas atribuibles a la litología de sus sedimentos y los componentes que suponen un agravante en la ablación glacial como lo es la presencia de *thermokarst* y *crevices*.

A modo de conclusión se tiene que el valle del Pirámide es atravesado por la falla inversa Pirámide de rumbo N-S. Esta se encuentra en el plano axial de uno de los cuatro pliegues principales de la faja plegada y corrida del Aconcagua en esta latitud. Estos resultados son concordantes con una falla inversa de vergencia oeste, eventualmente como un retrocorrimiento del sistema de vergencia este dominante correspondiente a la faja plegada y corrida (Riesner *et al.*, 2019). A partir de las observaciones realizadas en este trabajo no se pudieron determinar indicadores concluyentes de que esta falla se encuentre activa. Si desmedro de lo anterior, se presentan rasgos en el glaciar tales como una grieta conspicua y cambios geomorfológicos alineados con la falla, que podrían considerarse como indicios de su actividad. Además, al encontrarse la falla en una zona activa (Ammirati *et al.*, 2019), se puede suponer que esta también se encuentra activa.

La Falla Pirámide y su posible actividad reciente son responsables de un debilitamiento de la roca en el núcleo del valle Pirámide. Esto ha facilitado la incisión glacial y la erosión en la cabecera

del valle convirtiéndose en un factor determinante en la génesis de la cubierta de detritos del glaciar Pirámide. Esta se compone de depósitos de remoción en masa principalmente provenientes de la cabecera del valle correspondiendo principalmente a rocas calcáreas de la Fm. Lo Valdés, rocas con alteración Qz-Ser y yeso. El albedo alto de estas rocas podría jugar un rol importante en la protección del glaciar ante las condiciones atmosféricas disminuyendo la absorción de radiación de onda corta, de acuerdo con los resultados experimentales de Juen *et al.* (2013). Para determinar el rol real del albedo de estas rocas se sugiere obtener datos con un albedómetro y modelar su influencia en el equilibrio termal del sistema de interacción entre el hielo, la cubierta y la atmósfera.

El pie del glaciar Pirámide ha sufrido un receso permanente desde su último avance que se evidencia por una morrena de arpón que rodea la *outwash plain* y el pie glacial. La geomorfología de las terrazas encajadas entre la morrena de arpón y el pie del glaciar dan cuenta de tres etapas de retroceso que se han determinado a partir de la migración del flujo de drenaje hacia el lado oeste del glaciar. Este estudio incluyó imágenes de alta definición creadas a partir de vuelos de dron permitiendo una muy buena resolución de mapeo geomorfológico de la morrena frontal. Para complementar este trabajo se sugiere realizar dataciones de  $^{36}\text{Cl}$  en bloques de la morrena frontal y así poder determinar el periodo del último avance glacial.

Cabe destacar, que al comparar al glaciar Pirámide con sus glaciares vecinos, Bello y Yeso, se sostiene en todos casos un retroceso permanente. La baja altitud del pie del Pirámide en comparación con la de sus vecinos se debe a que las condiciones estructurales y litológicas del valle permiten una mayor incisión y crean las condiciones ideales para la formación de la cubierta detrítica del glaciar Pirámide. Esta cubierta actúa como protección ante la ablación glacial permitiendo la existencia de masa de hielo en altitudes mucho menores que las de los pies de los glaciares descubiertos Yeso y Bello. De este modo, se concluye que la génesis de la cubierta de detritos del glaciar Pirámide está condicionada por factores geológicos y geomorfológicos, a lo cual se añaden los factores radiativos y climáticos.

## 7. Bibliografía

- Álvarez, P. P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., & Ramos, V. A. (1997). Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33°45'-34°00'S). *VIII Congreso geológico Chileno*.
- Ammirati, J. B., Vargas, G., Rebolledo, S., Abrahami, R., Potin, B., Leyton, F., & Ruiz, S. (2019). The crustal seismicity of the western Andean thrust (Central Chile, 33°-34° s): Implications for regional tectonics and seismic hazard in the Santiago area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(5), 1985–1999. <https://doi.org/10.1785/0120190082>
- Ancapichún, S., & Garcés-Vargas, J. (2015). Variabilidad del anticiclón subtropical del pacífico sudeste y su impacto sobre la temperatura superficial del mar frente a la costa Centro-Norte de Chile. *Ciencias Marinas*, 41(1), 1–20. <https://doi.org/10.7773/cm.v41i1.2338>
- Ayala, Á., Farías-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., & Farinotti, D. (2020). Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile. *Cryosphere*, 14(6), 2005–2027. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2005-2020>
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., & Egli, P. (2016). Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile. *Hydrological Processes*, 30(22), 4036–4058. <https://doi.org/10.1002/hyp.10971>
- Benn, D., & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers and Glaciation* (Routledge).
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). Gradstat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Bochiola, D., Senese, A., Mihalcea, C., Mosconi, B., D'Agata, C., Smiraglia, C., & Diolaiuti, G. (2015). An ablation model for debris-covered ice: The case study of venerocolo glacier (Italian Alps). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 38(2), 113–128. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2015.38.11>
- Burger, F., Ayala, A., Farias, D., Shaw, T. E., MacDonell, S., Brock, B., McPhee, J., & Pellicciotti, F. (2019). Interannual variability in glacier contribution to runoff from a high-elevation Andean catchment: understanding the role of debris cover in glacier hydrology. *Hydrological Processes*, 33(2), 214–229. <https://doi.org/10.1002/hyp.13354>
- Cahill, T., & Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12). <https://doi.org/10.1029/92jb00493>
- Chiba, T., Kaneta, S.-I., & Suzuki, Y. (2008). Red Relief Image Map: New Visualization Method For Three Dimensional Data. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences.*, 38.

- Chukanov, N. V. (2014). *Infrared spectra of mineral species* (Springer, Vol. 1). Springer Geochemistry / Mineralogy. <http://www.springer.com/series/10171>
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., & McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, *325*(5941), 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., & Ducea, M. N. (2017). Geoquímica de rocas ígneas Permo-Triásicas del norte de Chile (28°-30°15'S): Implicancias en la dinámica del margen pre-Andino. *Andean Geology*, *44*(2), 147–178. <https://doi.org/10.5027/andgeoV44n2-a03>
- Daxer, C. (2020). *Topographic Openness Maps and Red Relief Image Maps in QGIS Lacustrine paleoseismology in Carinthia (Austria) and improved seismic intensity assessment based on lake sediments View project Beyond Lake Villages View project*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.18958.31047>
- del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., & Martínez, F. (2016). Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, *37*, 172–181. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.008>
- del Rey, A., Deckart, K., Planavsky, N., Arriagada, C., & Martínez, F. (2019). Tectonic evolution of the southwestern margin of Pangea and its global implications: Evidence from the mid Permian–Triassic magmatism along the Chilean-Argentine border. *Gondwana Research*, *76*, 303–321. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.05.007>
- Derbyshire, E., & Owen, L. A. (2018). Glacioaeolian Processes, Sediments, and Landforms. En *Past Glacial Environments: Second Edition* (pp. 273–308). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100524-8.00008-7>
- Evatt, G. W., Abrahams, I. D., Heil, M., Mayer, C., Kingslake, J., Mitchell, S. L., Fowler, A. C., & Clark, C. D. (2015). Glacial melt under a porous debris layer. *Journal of Glaciology*, *61*(229), 825–836. <https://doi.org/10.3189/2015JoG14J235>
- Falvey, M., & Garreaud, R. D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *114*(4). <https://doi.org/10.1029/2008JD010519>
- Farias, M. (2007). *Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno*. Universidad de Chile.
- Ferrando Acuña, F. (2012). Glaciar Pirámide: Características y evolución reciente de un glaciar cubierto. Evidencias del cambio climático. *Investigaciones Geográficas*, *44*, 57–74.
- Fock, A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y 34°S Universidad de Chile.

- González, O. L. (1963). Observaciones geológicas den el valle del río Volcán. *Minerales*.
- Gutscher, M. A., Spakman, W., Bijwaard, H., & Engdahl, E. R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, *19*(5), 814–833. <https://doi.org/10.1029/1999TC001152>
- Herrera, M. (2016). *Estimación de las altitudes de las líneas de equilibrio en glaciares de montaña para el último ciclo glacial-interglacial en Los Andes de Santiago, Chile Central*. Universidad de Chile.
- Herrera-Ossandón, M., Easton, G., Antinao, J. L., & Forman, S. L. (2023). Late Quaternary glacier advances in the Andes of Santiago, central Chile, and paleoclimatic implications. *Frontiers in Earth Science*, *11*, 1192812.
- Hughes, P. D. (2022). Concept and global context of the glacial landforms from the Last Glacial Maximum. En *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations* (pp. 355–358). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00039-X>
- Janke, J. R., Bellisario, A. C., & Ferrando, F. A. (2015). Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of central Chile. En *Geomorphology* (Vol. 241, pp. 98–121). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.034>
- Ju, W., Hou, G., & Zhang, B. (2014). Insights into the damage zones in fault-bend folds from geomechanical models and field data. *Tectonophysics*, *610*, 182–194. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.022>
- Juen, M., Mayer, C., Lambrecht, A., Wirbel, A., & Kueppers, U. (2013). Thermal properties of a supraglacial debris layer with respect to lithology and grain size. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, *95*(3), 197–209. <https://doi.org/10.1111/geoa.12011>
- Karimi, N., Sheshangosht, S., & Roozbahani, R. (2021). High-resolution monitoring of debris-covered glacier mass budget and flow velocity using repeated UAV photogrammetry in Iran. *Geomorphology*, *389*, 107855. doi:10.1016/j.geomorph.2021.107855
- Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central; Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Instituto de investigaciones geológicas*, *8*.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, *15*(3), 259–263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
- Mardones, V. (2019). *Evolución Tectónica Meso-Cenozoica De La Cordillera Principalde Los Andes De Chile Central, 33°30'S-34°S*. Universidad de Chile.
- Mardones, V., Peña, M., Pairoa, S., Ammirati, J. B., & Leisen, M. (2021). Architecture, Kinematics, and Tectonic Evolution of the Principal Cordillera of the Andes in Central Chile (~33.5°S): Insights From Detrital Zircon U-Pb Geochronology and Seismotectonics Implications. *Tectonics*, *40*(7). <https://doi.org/10.1029/2020TC006499>

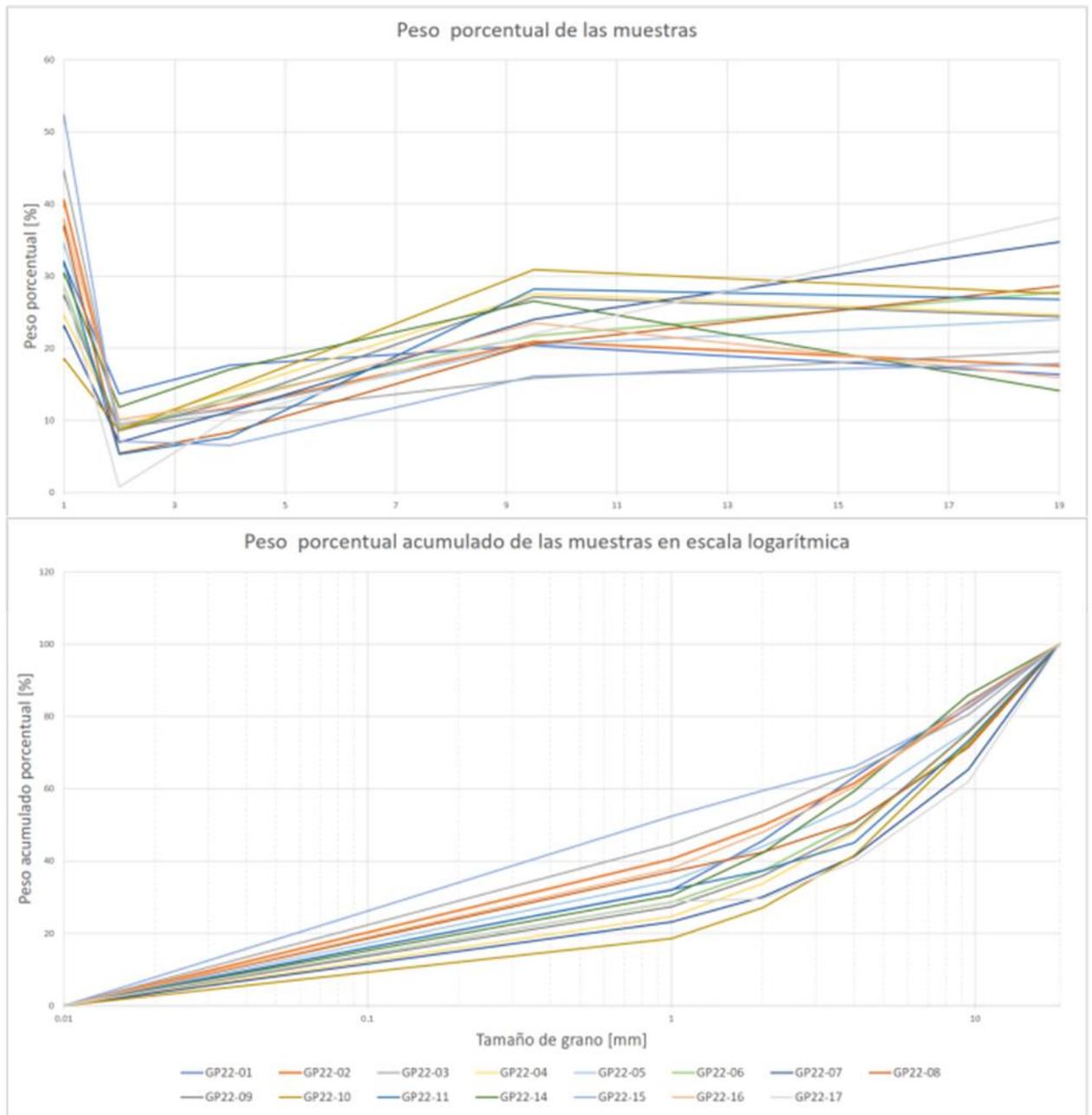
- Melo, J. V. (2020). *Análisis Morfoestratigráfico Del Depósito Holoceno De Avalancha Volcánica En La Subsubcuenca Del Río Yeso, Región Metropolitana*. Universidad de Chile.
- Nakawo, M., & Young, G. J. (1981). Field Experiments to Determine the Effect of a Debris Layer on Ablation of Glacier Ice. *Annals of Glaciology*, 2, 85–91. <https://doi.org/10.3189/172756481794352432>
- Nicholson, L., & Benn, D. I. (2006). Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. *Journal of Glaciology*, 52(178), 463–470. <https://doi.org/10.3189/172756506781828584>
- Nicholson, L., & Benn, D. I. (2013). Properties of natural supraglacial debris in relation to modelling sub-debris ice ablation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(5), 490–501. <https://doi.org/10.1002/esp.3299>
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., Coloma, F., & Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. En *Gondwana Research* (Vol. 80, pp. 202–227). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.002>
- Owen, L. A., Derbyshire, E., & Scott, C. H. (2003). Contemporary sediment production and transfer in high-altitude glaciers. *Sedimentary Geology*, 155, 13–36. [www.elsevier.com/locate/sedgeo](http://www.elsevier.com/locate/sedgeo)
- Pratap, B., Dobhal, D. P., Mehta, M., & Bhambri, R. (2015). Influence of debris cover and altitude on glacier surface melting: A case study on Dokriani Glacier, central Himalaya, India. *Annals of Glaciology*, 56(70), 9–16. <https://doi.org/10.3189/2015AoG70A971>
- Quevedo-Tejada, D., Landeros, E., Olivares, D., McPhee, J., Caro, A., Berroeta, C., Poblete, C., Reyes, J., Fleege, H., & Fuentes, J. (2019). Dinámica de la contribución glaciaria a la cuenca alta del río Yeso durante el periodo de ablación 2017/2018. *Aqua-LAC*, 11(2), 59–70. <https://doi.org/10.29104/phi-aqualac/2019-v11-2-06>
- Quezada, S. (2018). *Estimación del aporte glaciario a la escorrentía del Río Yeso Mediante el análisis de trazadores naturales de agua*. Universidad de Chile.
- Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Carrizo, D., & Armijo, R. (2018). Revisiting the Crustal Structure and Kinematics of the Central Andes at 33.5°S: Implications for the Mechanics of Andean Mountain Building. *Tectonics*, 37(5), 1347–1375. <https://doi.org/10.1002/2017TC004513>
- Riesner, M., Simoes, M., Carrizo, D., & Lacassin, R. (2019). Early exhumation of the Frontal Cordillera (Southern Central Andes) and implications for Andean mountain-building at ~33.5°S. *Scientific Reports*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-44320-1>
- Sakai, A., Nozomu, T., Fujita, K., & Nakawo, M. (2000). *Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas SIGMA (Snow Impurity and Glacial Microbe effects on abrupt warming in the Arctic) project View project*

- Thiele, R. (1980). *Carta geológica de Chile N°39; Hoja de Santiago.*
- Torabi, A., & Berg, S. S. (2011). Scaling of fault attributes: A review. *Marine and petroleum geology*, 28(8), 1444-1460.
- Torres, H., Brenning, A., & García, J.-L. (2017). Balance de masa del glaciar cubierto del Pirámide (Chile Central, 33°S) entre 1965 y 2000 aplicando métodos geodésicos. *Espacios*, 3(5), 11. <https://doi.org/10.25074/07197209.5.345>
- Van Woerkom, T., Steiner, J. F., Kraaijenbrink, P. D. A., Miles, E. S., & Immerzeel, W. W. (2019). Sediment supply from lateral moraines to a debris-covered glacier in the Himalaya. *Earth Surface Dynamics*, 7(2), 411–427. <https://doi.org/10.5194/esurf-7-411-2019>
- Watson, C. S., Quincey, D. J., Carrivick, J. L., & Smith, M. W. (2016). The dynamics of supraglacial water storage in the Everest region, central Himalaya. *Global and Planetary Change*, 142, 14–27. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.04.008>
- Woronko, B., & Pisarska-Jamrozy, M. (2016). Micro-Scale Frost Weathering of Sand-Sized Quartz Grains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27(1), 109–122. <https://doi.org/10.1002/ppp.1855>
- Zech, R., May, J. H., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P. W., & Veit, H. (2008). Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from ~ 15 to 40° S. En *Journal of Quaternary Science* (Vol. 23, Números 6–7, pp. 635–647). <https://doi.org/10.1002/jqs.1200>

# ANEXOS

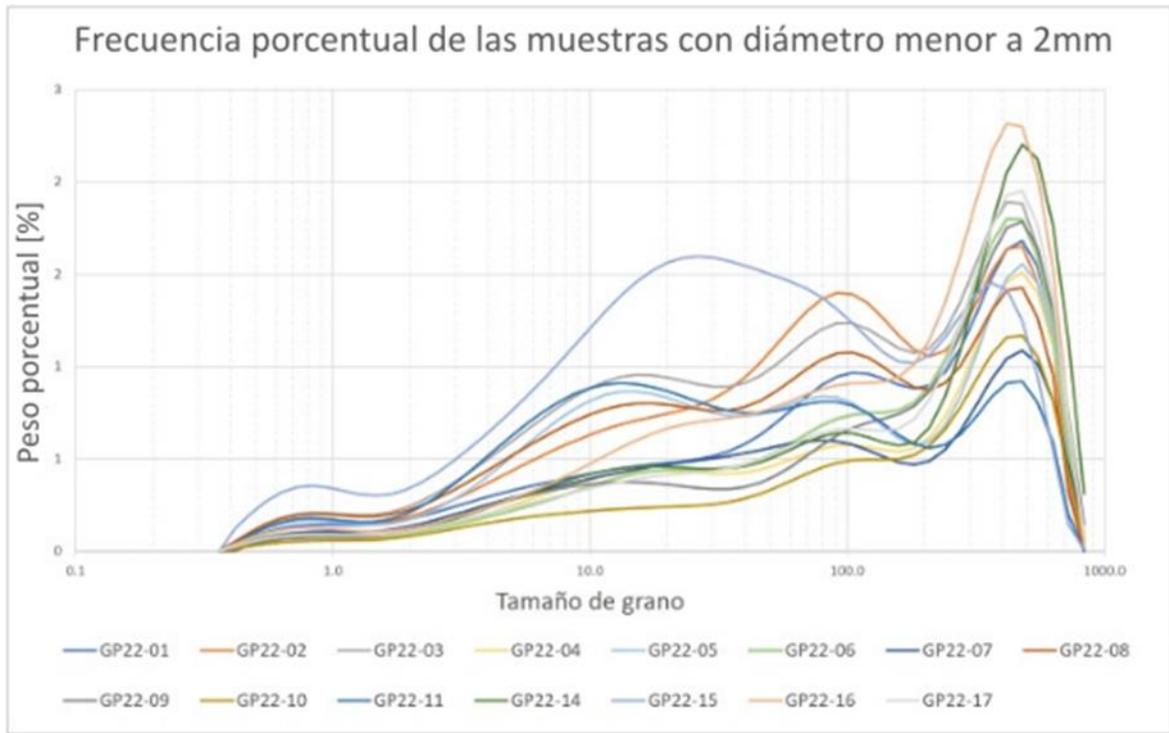
## Anexo A: Tamizaje

Anexo 1: Frecuencia porcentual en peso (arriba) y frecuencia porcentual acumulada en escala logarítmica (abajo) de las 15 muestras tamizadas (Elaboración propia).

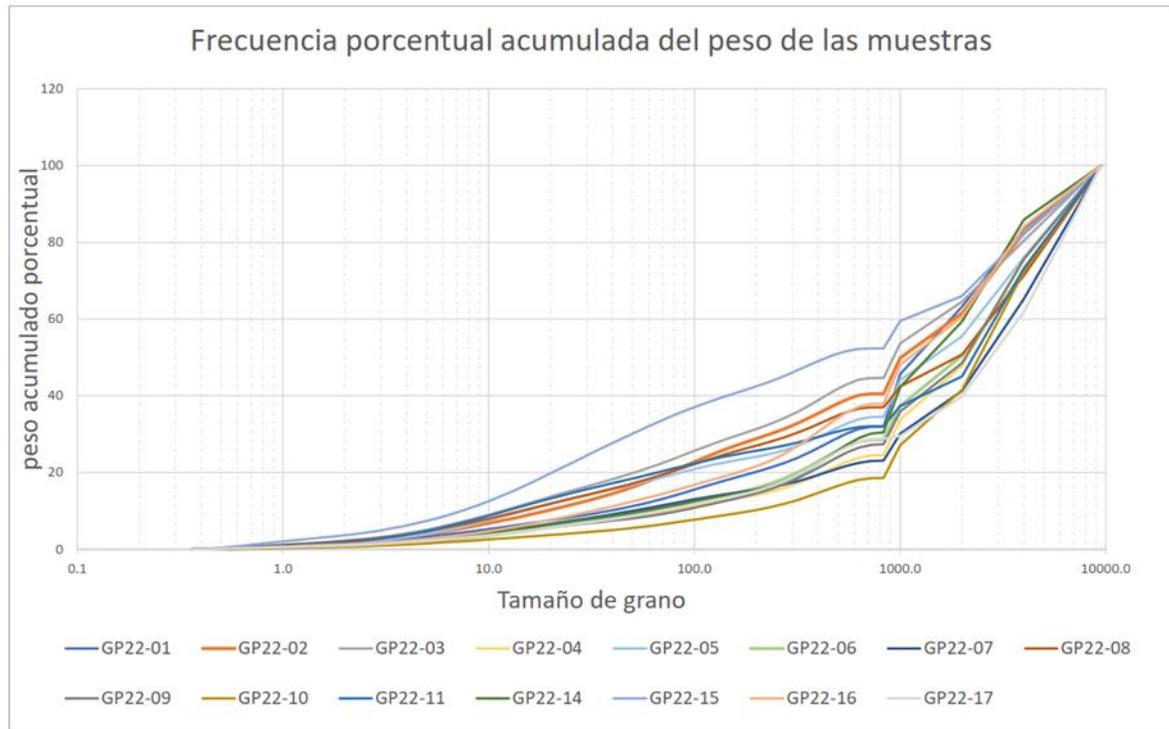


## Anexo B: Granulómetro laser

Anexo 1: Frecuencia porcentual acumulada de las muestras menores a 2 mm (Elaboración propia).



Anexo 2: Frecuencia porcentual acumulada del peso de las muestras menores a 2 mm (Elaboración propia).

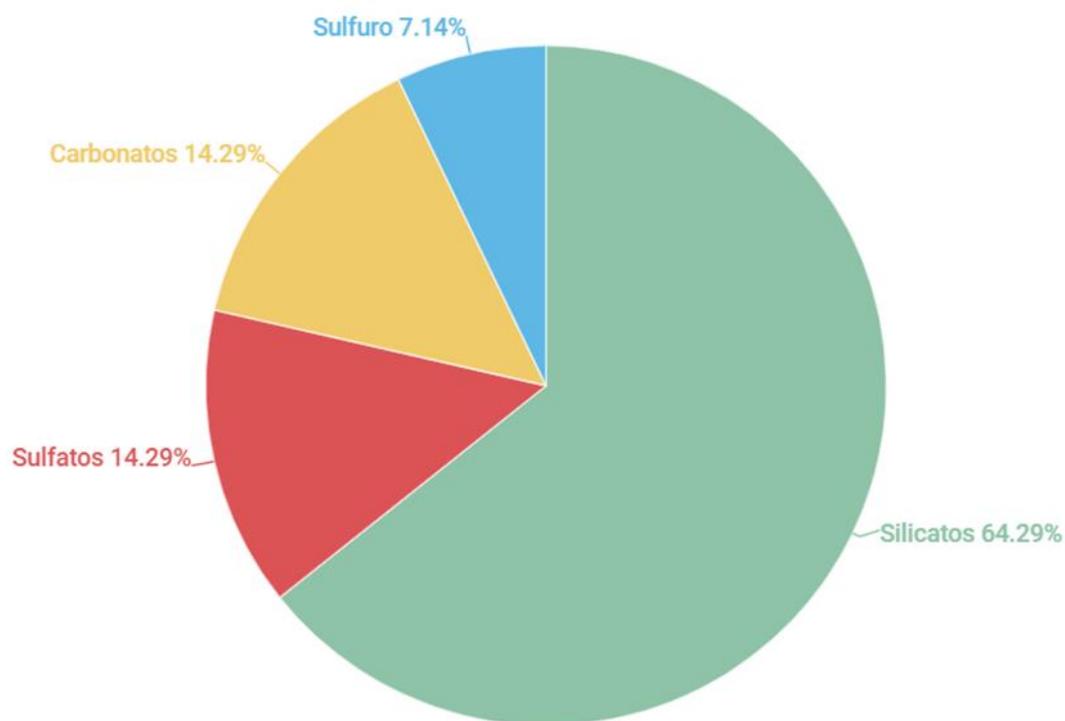


Anexo 3: Tabla que muestra los parámetros granulométricos de las muestras analizadas con granulómetro laser (Elaboración propia).

	Promedio [ $\mu$ m]	Selección	Asimetría	Curtosis	D10 [ $\mu$ m]	D50 [ $\mu$ m]	D90 [ $\mu$ m]
GP22-11	125.83	179.13	1.74	5.07	3.92	36.96	430.55
GP22-14	264.99	243.09	0.52	1.94	7.68	214.61	639.10
GP22-9	251.80	228.04	0.61	2.17	7.29	197.89	602.07
GP22-15	117.16	161.61	1.78	5.40	3.70	40.12	381.50
GP22-8	162.44	196.38	1.31	3.63	4.38	70.49	490.78
GP22-10	242.98	223.48	0.67	2.25	7.22	177.62	586.21
GP22-7	189.80	218.58	1.10	2.96	4.89	81.95	555.18
GP22-6	239.96	220.36	0.67	2.26	8.45	173.57	573.94
GP22-16	233.05	220.00	0.72	2.32	8.78	159.88	569.51
GP22-5	175.56	215.99	1.20	3.16	4.97	62.22	539.88
GP22-17	252.26	227.74	0.59	2.11	8.07	197.08	596.16
GP22-4	232.84	229.73	0.73	2.26	7.22	144.85	593.54
GP22-3	173.09	201.04	1.19	3.28	4.95	78.46	504.03
GP22-1	211.35	216.56	0.91	2.65	5.43	121.55	556.38
GP22-2	175.27	196.87	1.23	3.44	5.88	89.31	501.23

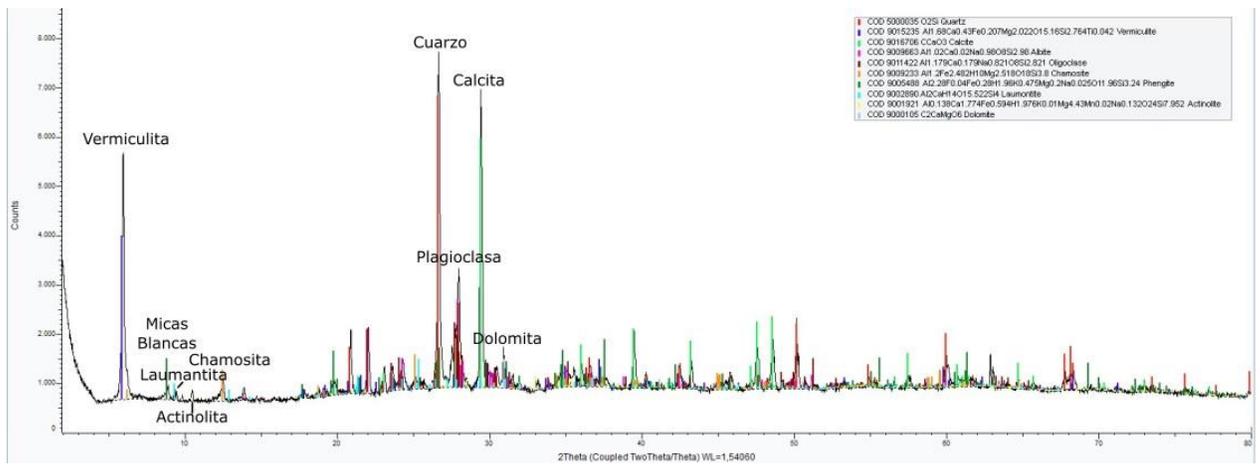
## Anexo C: Difractometría de rayos X

Anexo 4: Grupos minerales presentes en las muestras de acuerdo con el análisis DRX (Elaboración propia).



Anexo 5: Tabla con el contenido mineralógico de las muestras de acuerdo con el análisis DRX (Elaboración propia).

	Formula química	GP22-01	GP22-02	GP22-03	GP22-04	GP22-05	GP22-06	GP22-07	GP22-08	GP22-09	GP22-10	GP22-11	GP22-14	GP22-15	GP22-16	GP22-17
Cuarzo	SiO <sub>2</sub>	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Arcilla vermiculítica	(Mg,Ca) 0,7 (Mg,Fe,Al) 6,0 [(Al,Si)8O20] (OH) 4,8 H2O	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Calcita	CaCO <sub>3</sub>	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Albita	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Oligoclasa	(Na,Ca)(Si,Al)4O8	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Clorita	(Mg,Fe) <sub>3</sub> (Si,Al)4O10(OH) <sub>2</sub> ·(Mg,Fe) <sub>3</sub> (OH) <sub>6</sub>	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Micas blancas	K(Al,Mg)2(Al,Si)4O10(OH)2	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Laumontita /chabasita	Ca(Si4Al2)O12·4H2O	X	X	X	X	X			X	X	X	X	X	X	X	X
Actinolita	Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe <sup>2+</sup> ) <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X
Dolomita	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	X	X									X	X	X	X	
Faujasita	(Mg,Na,K,Ca) <sub>n</sub> (Si,Al) <sub>12</sub> O <sub>24</sub> ·15H <sub>2</sub> O		X									X				
Yeso	CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O											X		X		



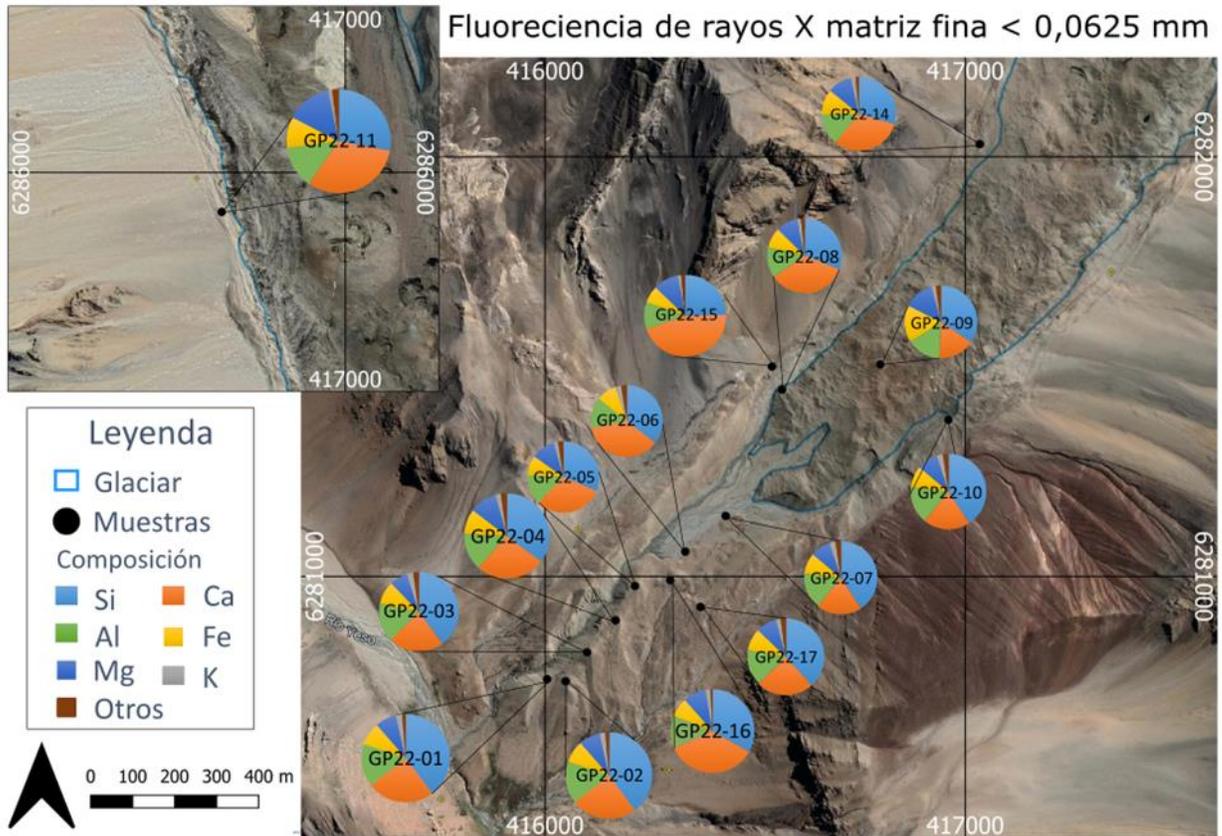
Anexo 6 Espectro DRX muestra GP22-01 mostrando los peaks principales de cada mineral identificado.

## Anexo D: Fluorescencia de rayos X

	GP22-01	GP22-02	GP22-03	GP22-04	GP22-05	GP22-06	GP22-07	GP22-08	GP22-09	GP22-10	GP22-11	GP22-14	GP22-15	GP22-16	GP22-17
Si	46.64	39.82	39.90	35.29	31.43	35.45	40.79	31.11	34.50	40.79	27.93	29.54	24.68	33.24	38.40
Ca	11.70	24.71	22.65	26.52	30.94	36.51	20.17	34.34	16.26	20.17	31.85	31.43	45.07	35.12	24.26
Al	18.81	15.69	15.84	14.03	13.38	13.81	15.87	13.17	15.07	15.87	13.12	13.66	10.63	12.68	15.10
Fe	8.20	8.41	9.37	9.47	9.08	9.19	9.32	8.82	16.60	9.32	9.72	11.23	6.84	7.44	9.44
Mg	8.36	7.79	7.32	10.35	10.95	0.17	8.87	9.22	13.50	8.87	14.12	10.73	9.85	8.75	8.62
K	3.39	2.28	2.70	2.07	1.79	2.33	2.64	1.80	1.79	2.64	1.29	2.06	1.37	1.99	2.11
Ti	0.94	0.77	0.81	0.63	0.38	1.04	1.05	0.77	0.45	1.05	0.83	0.80	0.48	0.46	0.84
P	1.09		1.06	0.93	1.02	1.03	0.62		0.55	0.62					0.86
S	0.22			0.16	0.22		0.20	0.23	0.35	0.20	0.82	0.21	0.30		
Ba	0.37	0.23		0.28	0.72	0.25		0.20	0.61						
Mn	0.15	0.16	0.17	0.15			0.18	0.21	0.22	0.18	0.19	0.17	0.14	0.11	0.10
Sr	0.06	0.11	0.07	0.07	0.08	0.12	0.08	0.13	0.06	0.08	0.15	0.09	0.17	0.10	0.09
Zr	0.05	0.02	0.06	0.04		0.08	0.11		0.03	0.11		0.03		0.10	0.04
Sc													0.44		
V			0.04				0.05			0.05		0.04	0.03	0.02	
Rb	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01		0.02		0.02			0.01
Cr															0.12
Cu							0.04			0.04					
Zn									0.02						
Y	0.01														

Anexo 7: Tabla con la composición elemental de las muestras de acuerdo con los análisis FRX (Elaboración propia).

Anexo 8: Composición porcentual de la matriz de cada muestra tomada con granulometría bajo 0,065 mm de acuerdo con los análisis de FRX (Elaboración propia).

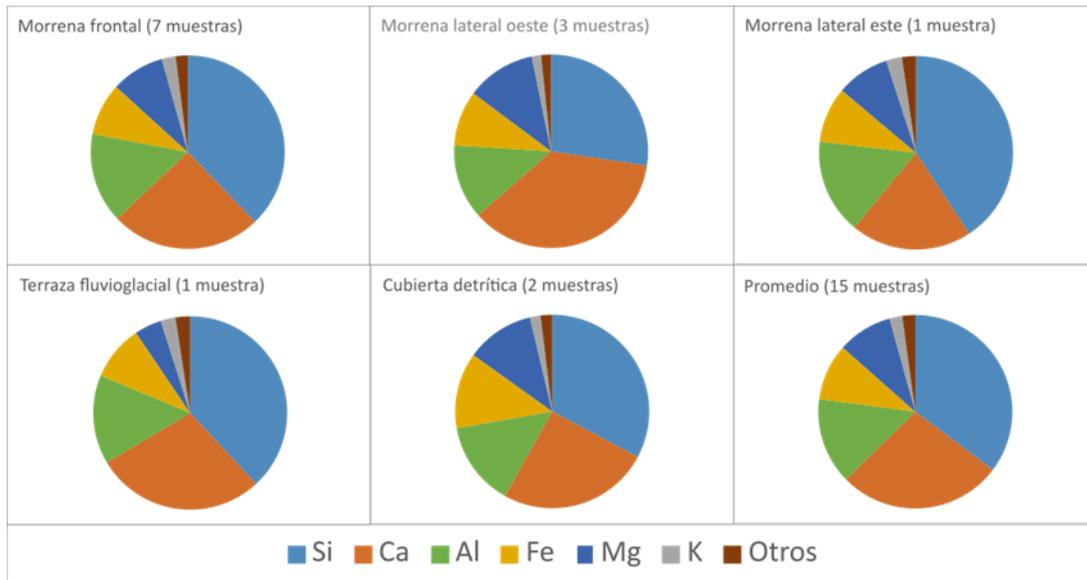


## Anexo E: Espectrometría de infrarrojo por transformada de Fourier

Anexo 9: Composición mineralógica relativa porcentual de las muestras de acuerdo con los análisis FTIR (Elaboración propia).

MUESTRA	Albita	Calcita	Clincloro	Cuarzo	Dolomita	Microclina	Muscovita
GP22-01	46	21	0	24	7	1	1
GP22-02	8	56	4	13	15	2	2
GP22-03	15	56	2	22	0	4	2
GP22-04	9	63	7	19	0	0	2
GP22-05	9	70	9	11	0	0	1
GP22-06	24	51	0	23	0	0	1
GP22-07	15	30	7	47	0	0	0
GP22-08	12	42	5	23	16	0	2
GP22-09	21	38	4	38	0	0	0
GP22-10	15	48	6	30	0	0	0
GP22-11	13	50	5	8	24	0	1
GP22-14	13	52	4	11	19	0	0
GP22-15	13	71	4	2	10	0	0
GP22-16	12	52	3	24	9	0	0
GP22-17	24	33	7	31	0	4	0

Anexo 10: Composición elemental promedio por unidad geomorfológica de las muestras de acuerdo con el análisis FTIR (Elaboración propia).



Anexo 11: Composición mineralógica relativa de las muestras de acuerdo con los análisis FTIR (Elaboración propia).

