



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



EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL VALLE DEL INDIO, REGIÓN DEL MAULE, CHILE: PROCESOS GLACIALES Y VOLCÁNICOS

Memoria para optar al Título de Geóloga

Paulina Victoria Henry Osorio

Profesor Patrocinante:	Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda
Profesionales Guía:	Dra. María Hinia Mardones Flores Sr. Pablo Antonio Salas Reyes
Profesores Comisión:	MSc. Abraham Elías González Martínez Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

CONCEPCIÓN, 2019

A mi familia.



ÍNDICE

RESUMEN

	Página
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Presentación del problema	1
1.2. Hipótesis	2
1.3. Objetivos	2
1.3.1. Objetivo general	2
1.3.2. Objetivos específicos	2
1.4. Metodología	3
1.4.1. Etapa de gabinete pre-terreno	3
1.4.2. Etapa de terreno	3
1.4.3. Etapa de gabinete post-terreno	3
1.5. Ubicación y accesos	4
1.6. Trabajos anteriores	5
1.7. Marco teórico	7
1.8. Agradecimientos	7
2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	9
2.1. Síntesis estratigráfica	9
2.1.1. Formación Abanico (Eoceno superior- Mioceno inferior)	9
2.1.2. Formación Cola de Zorro (Plioceno inferior- Pleistoceno inferior)	9
2.1.3. Depósitos cuaternarios recientes	10
2.2. Zona Volcánica Sur Transicional	10
2.3. Antecedentes geomorfológicos de la cordillera andina de Chile central	12
2.4. Procesos glaciales entre 35°-38°S	14
2.4.1. Altitud de líneas de equilibrio glacial	14
2.4.2. Contexto glaciaciones globales y locales	16
3. ELEMENTOS VOLCÁNICOS Y GEOMORFOLÓGICOS GLACIALES	19
3.1. Antecedentes generales	19
3.2. Mapa geomorfológico	21
3.3. Elementos morfológicos volcánicos	23
3.3.1. Cordones montañosos pre-Pleistoceno medio	23
3.3.2. Depósitos asociados al volcán Manantial Pelado	23
3.3.2.1. <u>Depósitos Proximales</u>	23
3.3.2.2. <u>Colada 1 (andesita basáltica de olivino y piroxeno)</u>	25
3.3.2.3. <u>Colada 2 (andesita de plagioclasa)</u>	26

3.3.2.4. <u>Colada 3 (andesita afanítica)</u>	26
3.3.3. Centros eruptivos menores	27
3.3.3.1. <u>Lomas de Yegüitas</u>	27
3.3.3.2. <u>Volcán Cerro Sombrero</u>	27
3.3.4. Depósito de avalancha de detritos	27
3.4. Elementos morfológicos glaciales	30
3.4.1. Relieves de erosión glacial	30
3.4.2. Relieves de depositación glacial	34
4. CRONOLOGÍA DE EVENTOS VOLCÁNICOS Y GLACIALES	38
4.1. Relaciones entre unidades volcánicas y glaciares	38
4.2. Asignación de rasgos glaciales a eventos climáticos de escala regional-global	42
4.3. Modelo conceptual de cronología de eventos en el Valle del Indio	44
5. DISCUSIÓN	46
5.1. Comparación con casos similares en la Zona Volcánica Sur	46
5.1.1. Cuenca del río Lontué	46
5.1.2. Volcán Planchón-Peteroa	47
5.1.3. Complejo Volcánico Tatara-San Pedro	48
5.1.4. Volcán Campanario	49
5.1.5. Tramo superior del valle del río Laja	49
5.1.6. Síntesis de las comparaciones temporales	50
5.2. Extensión lateral de erosión glacial	52
5.3. Estimación de paleo-ELA pleistocena	53
5.4. Avances y retrocesos glaciales	55
6. CONCLUSIONES	57
7. REFERENCIAS	59

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos.	4
1. 2. Mapa detalle del área de estudio.	5
2. 1. Contexto volcanotectónico Zona Volcánica Sur.	11
2. 2. Mapa geomorfología de la Región del Maule.	13
2. 3. Representación esquemática de la ubicación de la ELA en un glaciar de valle.	14
2. 4. Altitudes de línea de equilibrio glacial actuales para los Andes.	15
2. 5. Método del piso de circo.	16
2. 6. Método de altitud máxima de morrena lateral.	16
2. 7. Episodios glaciales del Pleistoceno medio-Holoceno.	17
3. 1. Mapa y perfil de elevación del valle del Indio.	19
3. 2. Perfiles transversales de los principales valles del área de estudio.	21
3. 3. Mapa geomorfológico del valle del Indio y alrededores.	22
3. 4. Cordón montañoso pre-Pleistoceno medio en pared norte del VDI.	23
3. 5. Depósitos Proximales del volcán Manantial Pelado.	24
3. 6. Dique N-S en la cumbre del MP.	25
3. 7. Colada 3 por sobre Colada 1.	26
3. 8. Afloramiento de depósito de avalancha de detritos en el extremo noroeste del VDI.	28
3. 9. Megaclasto con fracturas puzzle o <i>jigsaw cracks</i>	29
3. 10. Imagen <i>Google Earth</i> de lengüeta del depósito de avalancha en el extremo oeste del VDI.	29
3. 11. Morfología de colapso de edificio volcánico.	30
3. 12. Circo cabecera de artesa glacial.	31
3. 13. Artesa glacial del VDI.	32
3. 14. Erosión glacial a microescala.	32
3. 15. Roca aborregada en sector occidental del valle del Indio.	33
3. 16. Morrena principal.	34
3. 17. Contenido morrena principal.	35
3. 18. Imágenes <i>Google Earth</i> de morrenas frontales.	35
3. 19. Imagen <i>Google Earth</i> de terraza en VDI.	36
3. 20. Depósito glaciofluvial.	36
3. 21. Bloque errático en la base de la pared sur del VDI.	37
4. 1. Colada del MP cubriendo y rodeando la base de un cono de las Lomas de Yegüitas.	38
4. 2. Distancia entre depósitos de avalancha y cabecera del VDI.	39
4. 3. Escoria de volcán Cerro Sombrero depositada sobre morrena principal.	40
4. 4. Superficie de productos de CS con estriación glacial.	40
4. 5. <i>Column forming joints</i> en la cumbre del MP.	41
4. 6. Patrón de fracturamiento en Colada 1.	41

4. 7.	Unidades MP (edades de Winslow, 2018) y eventos glaciales sobre la pila bentónica de isótopos marinos de oxígeno LR04 de Lisiecki & Raymo (2005)	42
4. 8.	Morrena en la pared norte del VDI.	43
4. 9.	Modelo esquemático de la evolución geomorfológica del valle del Indio desde el Pleistoceno medio-tardío hasta el Holoceno.	44
5. 1.	Ubicación de los distintos sitios mencionados que poseen aspectos comparables con la historia geomorfológica del MP y VDI.	46
5. 2.	Eventos relevantes de distintos centros eruptivos en la cordillera de Los Andes comparados con eventos del MP y VDI, sobre la pila bentónica de isótopos marinos de oxígeno LR04 de Lisiecki & Raymo (2005).	51
5. 3.	Imagen <i>Google Earth</i> con relieve donde se observan los valles separados por riscos de unidades pre-Pleistoceno medio.	52
5. 4.	Estimaciones de ELA en la Cordillera de los Andes y dirección de las masas de aire.	54
5. 5.	Estimación de altura de glaciar en la pared norte del VDI.	56



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
3. 1.	Datos de estrías glaciales en los distintos sectores del área de estudio. ...	33

RESUMEN

El valle del Indio constituye un importante elemento geomorfológico en la Zona Volcánica Sur Transicional de la Cordillera de los Andes de la Región del Maule ($35^{\circ}30'S$). Este valle drena la vertiente W del volcán Manantial Pelado, estratovolcán de edad pleistocena, inserto en el Complejo Volcánico Descabezado Grande. El volcán Manantial Pelado alcanza los 3.046 m s.n.m. y sus productos eruptivos están distribuidos a lo largo del valle del Indio y valle Puesto Varas. La actual morfología tanto del edificio volcánico como de su entorno, sugiere el desarrollo de significativos procesos de destrucción de la arquitectura volcánica original.

A partir de observaciones en terreno, cartografía detallada, análisis de modelos de elevación digital e imágenes satelitales, se distinguieron los elementos morfológicos volcánicos: cordones montañosos pre-Pleistoceno medio, depósitos proximales, Colada 1-3, Lomas de Yegüitas, volcán Cerro Sombrero, y depósito de avalancha. Además, se distinguen los elementos morfológicos glaciales erosivos, tales como circos y artesas glaciales, estriación y pulido, y rocas aborregadas. Ejemplos de elementos glaciales de depositación, son morrenas laterales y frontales, depósitos glaciofluviales y un bloque errático.

La relación entre formas volcánicas y glaciales permiten establecer temporalidades relativas, y existen patrones de fracturamiento que sugieren sincronicidad entre lava y hielo para algunas unidades.

Si bien no hay edades absolutas disponibles para las distintas formas glaciales en el valle del Indio, estas se asignan a periodos climáticos de edad conocida en la Cordillera de Los Andes y a escala global. De esta forma, para el área de estudio se definen los eventos glaciales (EG) EG0, EG1, EG2 y EG3, que corresponden a las glaciaciones de los estadios isotópicos marinos MIS 8, 6, 4-2 y al Neoglacial, respectivamente.

Con lo anterior, se propone una evolución cronológica de 8 fases (F1-F8), desde el Pleistoceno tardío-medio hasta el Holoceno tardío, que abarcan: la construcción del edificio volcánico del Manantial Pelado y el emplazamiento de sus productos tempranos por sobre las formaciones Abanico y Cola de Zorro; el debilitamiento del edificio volcánico y consecuente avalancha de detritos; el ensanchamiento y profundización del valle del Indio durante MIS 6; la construcción del volcán Cerro Sombrero; el desarrollo de las redes de drenaje; los avances neoglaciales.

La similitud entre los procesos transcurridos en el valle del Indio con los de otros centros eruptivos y valles de la Zona Volcánica Sur andina permite contrastarlos entre ellos y con el registro global. Algunas estimaciones sobre la actividad glacial en la zona son la paleo-ELA pleistocena (altitud de línea de equilibrio glacial), entre 2.500-2.649 m s.n.m., valores casi idénticos a los de estudios inmediatamente al norte del área de estudio. Las paleo-ELAs neoglaciales no concuerdan con las que se han reportado hacia el norte, debido a la diferencia en la orientación de los valles.

La interpretación del orden de los eventos glaciales y volcánicos propuesto en este trabajo contribuye a esclarecer la historia morfológica post-Pleistoceno medio (220 ka) del valle del Indio y a comprender la competencia entre agentes volcánicos y glaciales en Chile central.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Presentación del problema

El valle del Indio (VDI) es un valle con dirección este-oeste ubicado a los 35°30'S, que constituye un importante elemento geomorfológico en la Región del Maule. Esta depresión en el paisaje drena la vertiente oeste del volcán Manantial Pelado (MP), que pertenece a la Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST; López-Escobar & Moreno, 1994 en López-Escobar y otros, 1995) de la Cordillera de los Andes de la Región del Maule.

El MP es un estratovolcán de edad pleistocena, inserto en el Complejo Volcánico Descabezado Grande (Hildreth & Drake, 1992), que alcanza los 3.046 m s.n.m. y cuyos productos eruptivos están distribuidos hacia el norte y oeste del edificio principal, donde dominan lavas andesíticas y dacíticas (Hildreth & Drake, 1992). Según dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizadas por Winslow (2018), la edad más antigua de las lavas del MP es de $219,3 \pm 11,8$ ka. Otros estratovolcanes en el área también son de edad pleistocena (Salas y otros, 2017) y poseen morfologías propias de centros eruptivos en etapa de construcción, en cambio, el MP exhibe un edificio con un grado de erosión superior.

La destrucción de la arquitectura original del MP se manifiesta, en primer lugar, por la exhumación de varios diques de dirección nor-noroeste a norte-sur que afloran en las partes altas del edificio volcánico relicto. Además, en la falda oeste, los productos del MP están fuertemente erodados y cubiertos por depósitos de morrenas, cuya elongación coincide con la dirección del VDI. Adicionalmente, el VDI conecta con circos glaciales, se observan abundantes superficies rocosas pulidas con estrías glaciales y afloramientos discontinuos de los productos eruptivos del MP, los cuales alcanzan distancias de hasta 10 km de la fuente. Finalmente, hacia las zonas distales al oeste del edificio volcánico (hasta 20 km) se reconocen potentes depósitos caóticos que podrían corresponder a eventos de avalancha, a partir de los cuales se inferiría un episodio mayor de destrucción del edificio volcánico.

Hasta ahora, no se ha discutido la relación temporal entre los eventos que habrían provocado las evidencias anteriormente mencionadas. En esta memoria, se propone una cronología para la evolución

morfológica post-Pleistoceno tardío del valle del Indio, con énfasis en los principales eventos volcánicos y glaciales que han ocurrido en la zona. Para esto, se realizó un mapa geomorfológico que incluyó observaciones y descripciones de terreno, además de análisis de DEMs (modelos de elevación digital). Se determinó, además, las paleo-ELAs (altitud de línea de equilibrio glacial o *equilibrium-line altitude*) con el fin de discutir la relación entre los rasgos morfológicos glaciales del VDI con eventos de escala regional y global de edades conocidas. Finalmente, se contrasta la cronología propuesta con la evolución geomorfológica post-pleistocena tardía de otros valles cordilleranos en Chile central.

1.2. Hipótesis

Los eventos agradacionales y degradacionales que modelaron el paisaje en el sector del valle del Indio se pueden secuenciar y asociar a episodios de glaciación y actividad volcánica del Pleistoceno.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Comprender la evolución geomorfológica pleistocena tardía-holocena del MP y valle del Indio en función de los procesos volcánicos y glaciales.

1.3.2. Objetivos específicos

- Precisar la distribución y naturaleza de los productos eruptivos en torno al MP y valle del Indio.
- Clasificar morfologías glaciales en el área de estudio.
- Determinar la diferencia entre las altitudes de líneas de equilibrio glacial actual y pleistocena.
- Secuenciar los eventos que constituyen la evolución geomorfológica de la zona.

1.4. Metodología

1.4.1. Etapa de gabinete pre-terreno

La primera etapa consistió en el reconocimiento de rasgos de interés en imágenes satelitales *Google Earth*, con el fin de identificar sitios con evidencia que permitiera reconstruir la evolución geomorfológica del área. También se revisó material bibliográfico relacionado al área de estudio.

1.4.2. Etapa de terreno

Esta etapa se desarrolló en dos salidas a terreno en enero 2017 y marzo 2018, abarcando casi la totalidad del área de estudio delimitada. Se hizo cartografía de la zona, enfocándose en la descripción de las distintas unidades y rasgos morfológicos. Además, se caracterizaron y midieron estructuras glaciales y se tomaron muestras de materiales para describir con mayor detalle posteriormente.

1.4.3. Etapa de gabinete post-terreno

En la última etapa, se continuó con la revisión bibliográfica de trabajos en el área y de temas similares. Paralelamente, se hizo una selección de las fotografías de terreno para poder construir un registro de la evidencia morfológica del paso del glaciar por el área.

Se elaboró un mapa geomorfológico a partir de lo observado en terreno y en imágenes satelitales de alta resolución, con especial enfoque en rasgos volcánicos construidos (preservados *in situ*) y rasgos geomorfológicos del área mediante uso de software de sistema de información geográfica (SIG).

Mediante el uso de DEMs e imágenes satelitales se determinaron las paleo-ELAs en base al método de determinación de la altura de pisos de circos glaciales (Porter, 2000), el cual consiste en asignar la ELA a la elevación del piso de un glaciar confinado. Luego, se comparó con el método de la altitud máxima de morrena lateral (Flint, 1971 en Bacon y otros, 2001) y finalmente, con la ELA actual y pleistocena de la zona obtenida de bibliografía.

Para obtener más información sobre los depósitos glaciales en el área, las muestras recolectadas en terreno se describieron con lupa estereoscópica Zeiss Stemi DRC, de aumentos 20x y 40x, en el Laboratorio de Microscopía del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

Finalmente, se interpretó la información recopilada y se confeccionó un modelo de bloques en *Adobe Illustrator*, para exhibir de forma gráfica la secuencia de eventos.

1.5. Ubicación y accesos

El volcán Manantial Pelado se encuentra a los $35^{\circ}30,85' S$ y $70^{\circ}48,77' W$, en la Región del Maule. Talca, la capital regional, está a 76 km al suroeste del MP (Figura 1.1.).

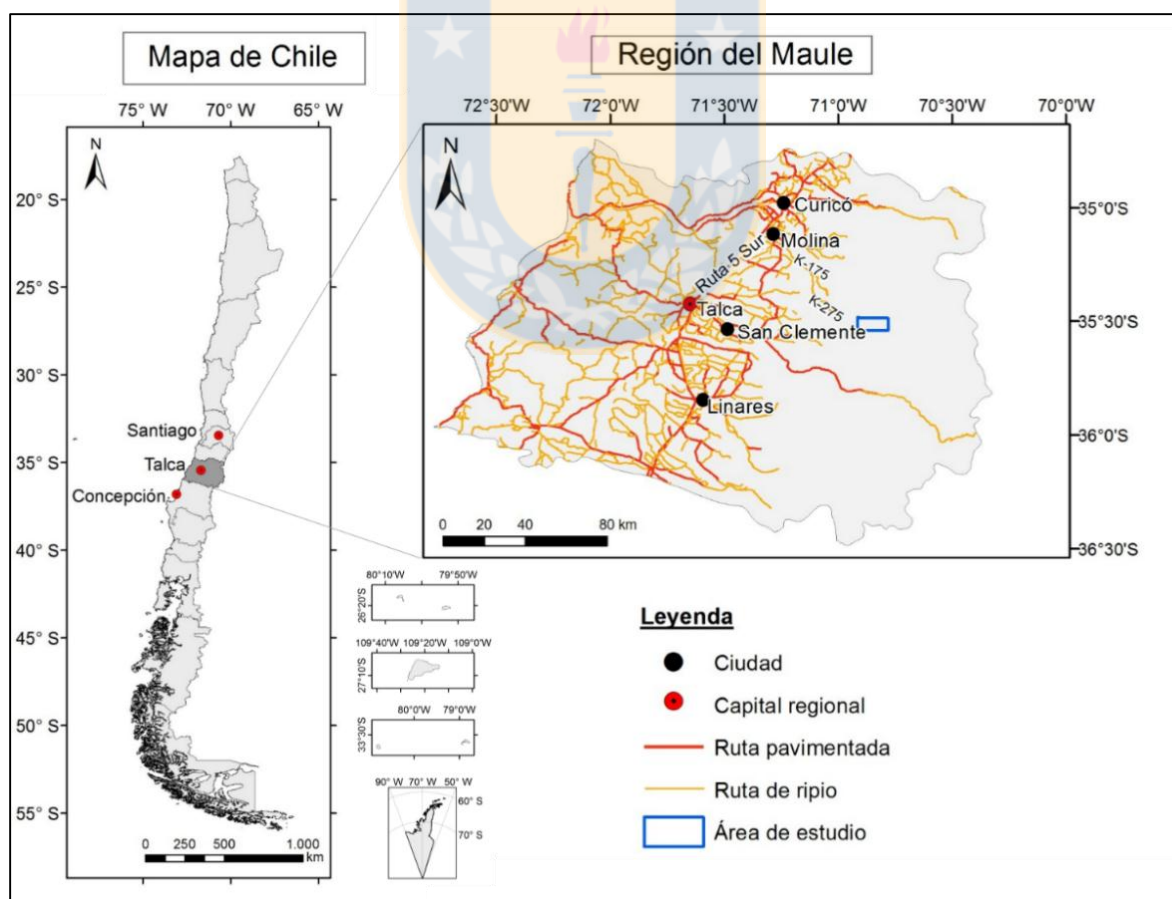


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos. El área de estudio en el marco de la Región del Maule de Chile continental.

El valle del Indio se ubica inmediatamente al oeste del MP y para dirigirse hacia esta localidad desde Talca en vehículo, se continúa 51 km hacia el norte hasta Molina por la Ruta 5 Sur. Una vez en Molina, se toma la Ruta K-175 en dirección sureste y luego la Ruta K-275 hasta llegar al sector Parque Inglés del Parque Nacional Radal Siete Tazas, donde al atravesar un sitio privado es posible acceder al área de estudio caminando, o bien con servicios de arrieros.

El área de estudio comprende los productos del volcanismo del MP en los valles contiguos a éste, como el valle del Indio (VDI) y el valle Puesto Varas (VPV) y cuenta con los centros eruptivos menores, el volcán Cerro Sombrero y las Lomas de Yegüitas (Figura 1.2.).

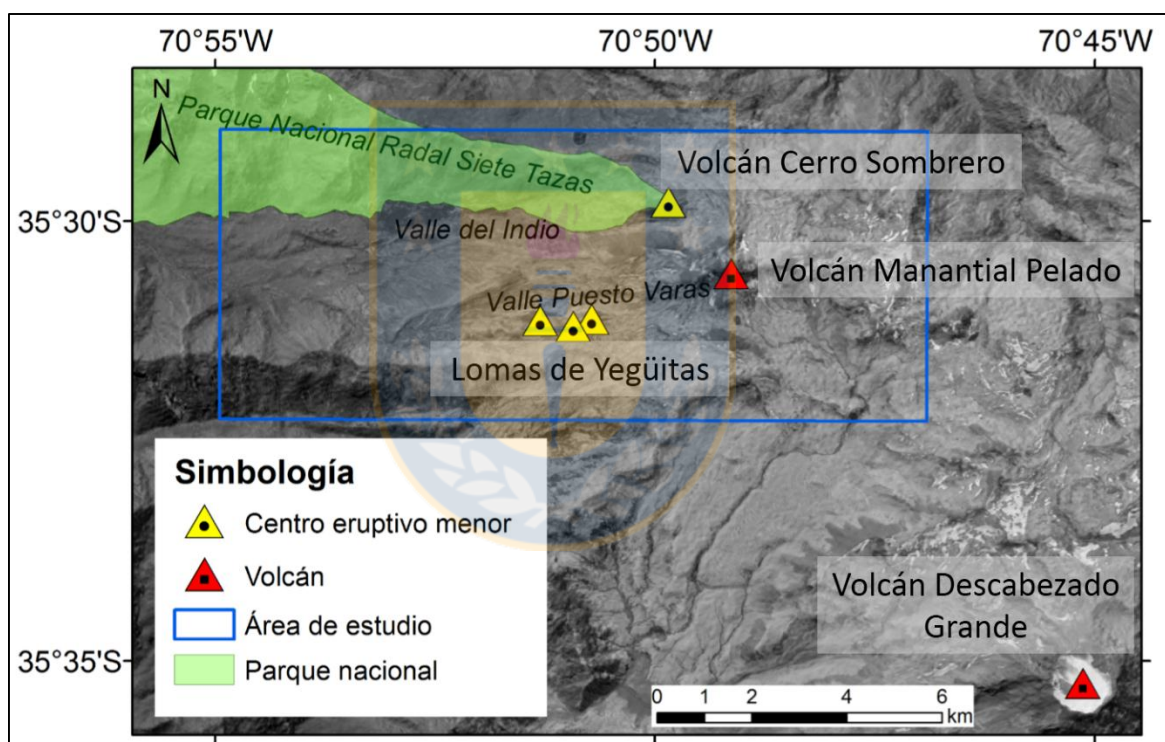


Figura 1.2: Mapa detalle del área de estudio.

1.6. Trabajos anteriores

Uno de los primeros en describir el área fue Domeyko (1850 en Fuenzalida, 1941) quien menciona al MP como un volcán con una morfología semejante a un diente de tiburón en su trabajo sobre la cordillera de Talca y Chillán, y luego hace un reconocimiento del área en 1903 (en Hildreth & Drake, 1992).

Posterior a la erupción del volcán Quizapu en 1932, varios trabajos se concentraron en la zona cordillerana de la Región del Maule. Fuenzalida (1941) publica un trabajo titulado “Distribución del Grupo de los Descabezados”, donde hay una descripción de un volcán que ha sufrido una erosión muy intensa y se refiere a él como “Alto Pelado”.

González-Ferrán & Vergara Martínez (1962) hicieron un reconocimiento de la geología de la zona entre los 35° y 38°S, incluyendo información geomorfológica en la cual discuten la influencia glacial.

Drake (1976) hace dataciones K-Ar en el área con el fin de elaborar una cronología de eventos ígneos y tectónicos.

En cuanto a centros eruptivos, los que rodean a la Caldera Calabozos (al este del MP) fueron cartografiados por Hildreth y otros (1984). Posteriormente, Hildreth & Drake (1992) realizan un trabajo sobre el volcán Quizapu, con un mapa donde se observan productos como lavas andesítica-dacíticas afectadas por glaciación, de las cuales algunas se les atribuye al MP. Hildreth y otros (1998) mencionan al MP al compararlo con el Cerro Campanario (35,9°S), otro volcán de la Región del Maule cuyo edificio presenta características similares en cuanto a estado de conservación, edad y facies.

Ejemplos de estudios más recientes en el área son la investigación sobre evolución estructural de Astaburuaga (2014) y la de Salas y otros (2017) sobre conos monogenéticos en el Complejo Volcánico Descabezado Grande, y la caracterización petrogenética del MP de Winslow (2018).

Los trabajos existentes desde el punto de vista geomorfológico, son el del Grupo Descabezado Grande de Sáez Muñoz (1987) y el de Puratich (2010) en la cuenca del río Lontué. Éste último es especialmente importante ya que, de manera similar al presente trabajo, se enfoca en la relación entre el desarrollo de glaciares y la morfología cordillerana.

1.7. Marco teórico

El presente trabajo se basa en los fundamentos de la geomorfología glacial, la cual abarca los procesos y formas de relieve que se generan por el contacto de masas de hielo con la superficie terrestre (Menzies, 2018).

Gracias a la preservación de materiales glaciogénicos, es posible conocer las condiciones glaciales antiguas y asociarlas a escalas regionales y globales (Ehlers y otros, 2017). Uno de los parámetros que se utilizan para ello son las ELAs, o líneas de equilibrio glacial, las cuales se pueden estimar a través de distintos métodos utilizando mediciones morfológicas de morrenas y valles (Nesje, 2013).

1.8. Agradecimientos

Me gustaría agradecer de todo corazón a quienes me han acompañado, de alguna forma u otra, durante mis años de estudio en la universidad.

Gracias a los docentes del Departamento Ciencias de la Tierra, por ser parte de mi formación. Por toda la ayuda que me brindó como jefa de carrera, destaco a María Verónica Pineda. También a todos los funcionarios, en especial a Don Raúl y a Don Carlos, por su excelente disposición. A María Esperanza y Carolina, por su infinita paciencia y eficiencia superpoderosa.

A mi profesor patrocinante, Joaquín Cortés por su dedicación y calidad como docente, siempre en su búsqueda de sacar lo mejor de cada alumno. Muchas gracias por tu apoyo.

María Mardones, por resolver todas nuestras dudas glaciales y siempre estar dispuesta a dedicarle tiempo a los alumnos con tanto entusiasmo, realmente es un privilegio haber tenido la oportunidad de aprender de usted.

A Pablo Salas, por ser el que me señaló el volcán Manantial Pelado en la distancia. Sin ti y las horas que pasamos sobrevolando al valle del Indio frente a una pantalla, jamás habría surgido este trabajo. Tu curiosidad y pasión por la cordillera maulina son muy contagiosas.

A todos mis compañeros en terreno por su gran ayuda. A Philipp y a Heather, por su generosidad y por compartir lo que sería mi primera campaña de terreno. Y a Nicolás y José, por ser parte de una excelente segunda campaña, fue genial contar con ustedes.

A mis amigos, que me animaron todo este tiempo, incluso cuando la meta se veía tan lejana. Carolina, gracias por recibirme en Concepción con tanto cariño, cada vez que viajé tuve un hogar al cual llegar; y a mis Constanzas, las mejores consejeras incondicionales.

Finalmente, le agradezco a mi familia. Siempre he contado con su apoyo y son mi pilar fundamental. Mamá y Papá, gracias por guiarme y ayudarme a buscar mi camino. Los quiero mucho.



2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1. Síntesis estratigráfica

En la Región del Maule se encuentran rocas estratificadas e intrusivas de edades jurásicas tempranas a cuaternarias recientes (Sáez Muñoz, 1987). El área de estudio se ubica en la Cordillera Principal de la región, donde las rocas cenozoicas se concentran en el sector oriental, mientras que las rocas mesozoicas están distribuidas en el sector occidental (Astaburuaga, 2014). El basamento expuesto en la zona corresponde a rocas volcánicas y sedimentarias de edades mesozoicas tardías a neógenas y granitoides pre-pleistocenos (Dungan y otros, 2001).

A continuación, se describen las unidades más relevantes reconocidas cercanas a o dentro del área de estudio.

2.1.1. Formación Abanico (Eoceno superior- Mioceno inferior)

La Formación Abanico infrayace en discordancia a la Formación Cola de Zorro, mientras que al norte del área de estudio sobreyace depósitos mesozoicos de forma tanto discordante como concordante (Charrier y otros, 2002).

La edad Eoceno superior-Mioceno inferior de esta formación se ha obtenido mediante dataciones radiométricas y contenido fosilífero (Charrier y otros, 2002).

En la naciente del río Claro (valle del Indio) González-Ferrán & Vergara Martínez (1962) observaron lavas porfídicas con masa fundamental afanítica gris verde claro a gris rojizo con abundantes amígdalas de zeolitas que corresponderían a esta unidad.

2.1.2. Formación Cola de Zorro (Plioceno inferior- Pleistoceno inferior)

Esta formación está compuesta por andesitas basálticas, basaltos con clinopiroxenos y material piroclástico descritos por González-Ferrán & Vergara Martínez (1962).

Es de una amplia distribución y se dispone en estratos subhorizontales que sobreyacen la Formación Abanico discordantemente en el área de estudio. La Formación Cola de Zorro infrayace lavas del *plateau* y volcanes actuales, y está intruida por diques y pequeños cuellos volcánicos (González-Ferrán & Vergara Martínez, 1962).

La edad plio-pleistocena de esta formación se ha acotado entre 2 y 1 Ma de acuerdo a dataciones radiométricas K-Ar realizadas sobre muestras de distintas localidades de Chile centro-sur (Vergara Martínez & Muñoz Bravo, 1982).

2.1.3. Depósitos cuaternarios recientes

Son depósitos piroclásticos, de escoria y de ceniza, y coladas de lava provenientes de erupciones recientes que forman un extenso *plateau* volcánico y que están acompañados por sedimentos de origen glacial, fluvial y aluvial (Astaburuaga, 2014).

El volcanismo moderno se ha descrito en el área de estudio como un grupo de basaltos con intercalaciones de brechas, que abarcan desde el volcán Descabezado Grande hacia el río Claro (González-Ferrán & Vergara Martínez, 1962).

2.2. Zona Volcánica Sur Transicional

El arco magmático presente a lo largo de la Cordillera de los Andes es producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Las características de la subducción varían a lo largo del contacto entre placas, incidiendo en los estilos magmáticos y volcanismo que se dan en la extensión del arco.

El arco se subdivide en zonas volcánicas, y es la Zona Volcánica Sur (ZVS) la cual contiene al área de estudio. La ZVS se extiende desde los 33° a 46°S (Tormey y otros, 1991), limitada en el norte por la subducción de la dorsal de Juan Fernández y en el sur por la subducción de la dorsal de Chile (Stern, 2004). Se divide en las provincias petrográficas norte (33°-34,5°S), transicional (34,5°-37°S), central (37°-41,5°S) y sur (41,5°-46°S) (López-Escobar y otros, 1995). El área de estudio se encuentra en la Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST), donde el espesor de la corteza

disminuye de norte a sur desde 55 a 35 km (Torney y otros, 1991). En ella, los estratovolcanes están por sobre bloques de basamento alzados, separados por cuencas intra-arco extensionales que contienen conos monogénicos basálticos y coladas de lava (Stern, 2004) cuyas composiciones varían desde basaltos a riolitas, pero hay predominancia de andesitas y dacitas (López-Escobar y otros, 1995).

La ZVST incluye a la cordillera de la Región del Maule (Figura 2.1.), dentro la cual los principales volcanes y complejos volcánicos son: Planchón-Peteroa, Descabezado Chico, Descabezado Grande, Quizapu-Cerro Azul, Tatara-San Pedro, Cerro Campanario, Laguna del Maule y Nevado de Longaví.

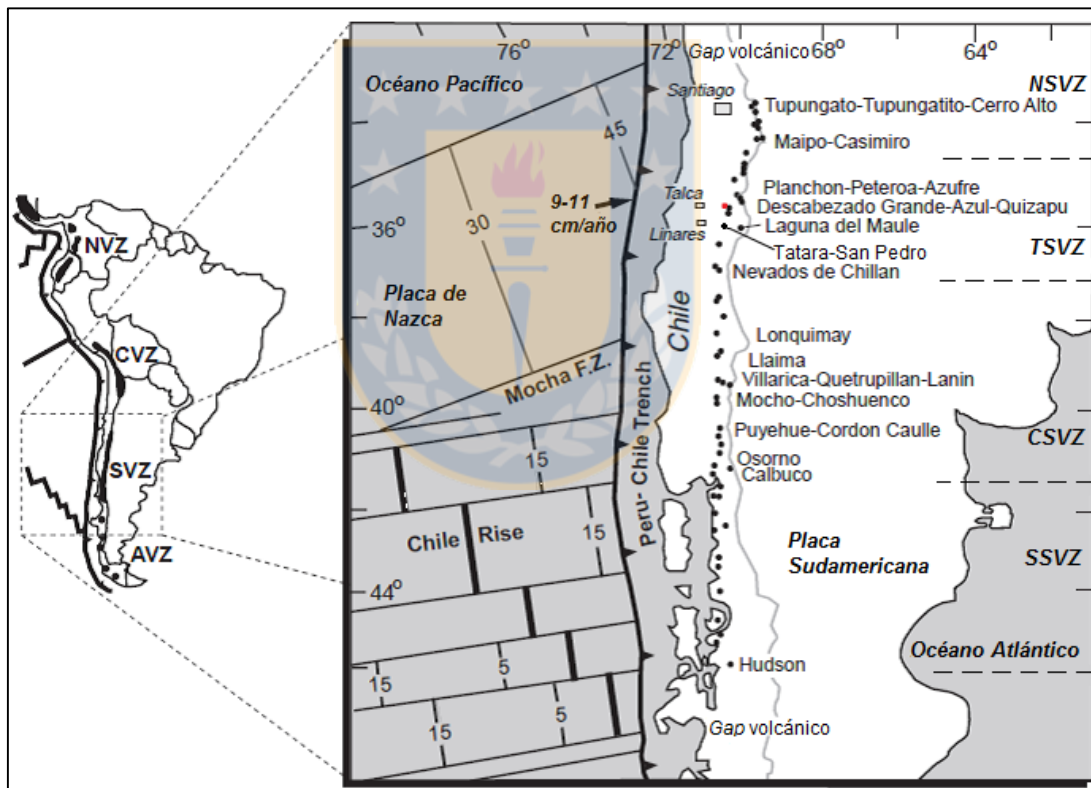


Figura 2.1: Contexto volcanotectónico Zona Volcánica Sur. Modificado de Singer y otros (1997). Punto rojo indica ubicación aproximada del MP.

El área de estudio comprende parte del Complejo Volcánico Descabezado Grande (CVDG), que se caracteriza por edificios volcánicos de edades Plioceno tardío a Holoceno temprano y otros respiraderos volcánicos (Wulff, 2009). El CVDG incluye a los volcanes Descabezado Grande,

Cerro Azul, Quizapu, Manantial Pelado y conos monogenéticos (Los Hornitos, La Resolana) (Hildreth & Drake, 1992; Hildreth y otros, 1984).

Los eventos neógenos tardíos y cuaternarios están representados por flujos andesíticos que comenzaron alrededor de los 4 Ma, pero que tuvieron un aumento en su actividad a los 2,5 Ma, con un registro casi continuo hasta la actualidad (Drake, 1976). Las etapas del volcanismo cuaternario en el área de estudio se sintetizan de la siguiente manera: andesitas de piroxeno y hornblenda y brechas andesíticas (2,5-1,3 Ma), pertenecientes a la Formación Cola de Zorro; andesitas basálticas con olivino y andesitas de piroxeno (1,3-0,6 Ma); material asociado a estratovolcanes como el Descabezado Grande y Cerro Azul (0,6 Ma al presente; Drake, 1976).

Otra unidad volcánica que no está contenida dentro del área de estudio, pero que es útil para contextualizar cronológicamente debido a que está bien datada, es la Toba Loma Seca. Ésta es un conjunto de tobas dacíticas a riódacíticas del Pleistoceno inferior, al este del MP, procedente del complejo de Caldera Calabozos estudiado en detalle por Hildreth y otros (1984), quienes describen y datan a 3 subunidades: Unidad S (0,15 Ma); Unidad V (0,3 Ma); y la Unidad L (0,8 Ma). La Toba Loma Seca rellena valles y se dispone discordantemente sobre unidades más antiguas.

La expresión más reciente del volcanismo en el área es la erupción tipo pliniana de 1932 del volcán Quizapu, cuyos productos cubren la mayor parte del CVDG.

2.3. Antecedentes geomorfológicos de la cordillera andina de Chile central

Börgel (1983) describe la geomorfología de Chile según unidades correspondientes a agrupaciones regionales divididas de acuerdo a sus características climáticas y geomorfológicas. El área de estudio pertenece a la “Región central de las cuencas y del llano fluvio-glacio-volcánico”, la cual incluye a las siguientes unidades geomorfológicas de oeste a este: Planicie Costera Marina, Llanos de Sedimentación Fluvial, Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia, Precordillera, y Cordillera Andina (Figura 2.2.).

La cordillera andina presenta una fuerte retención crionival, con preservación de recubrimientos glaciovolcánicos en los valles altos que se han movilizadado hacia la Precordillera y Llano de Sedimentación Fluvial debido a episodios sísmicos y climáticos asociados a glaciación y volcanismo (Börgel, 1983).

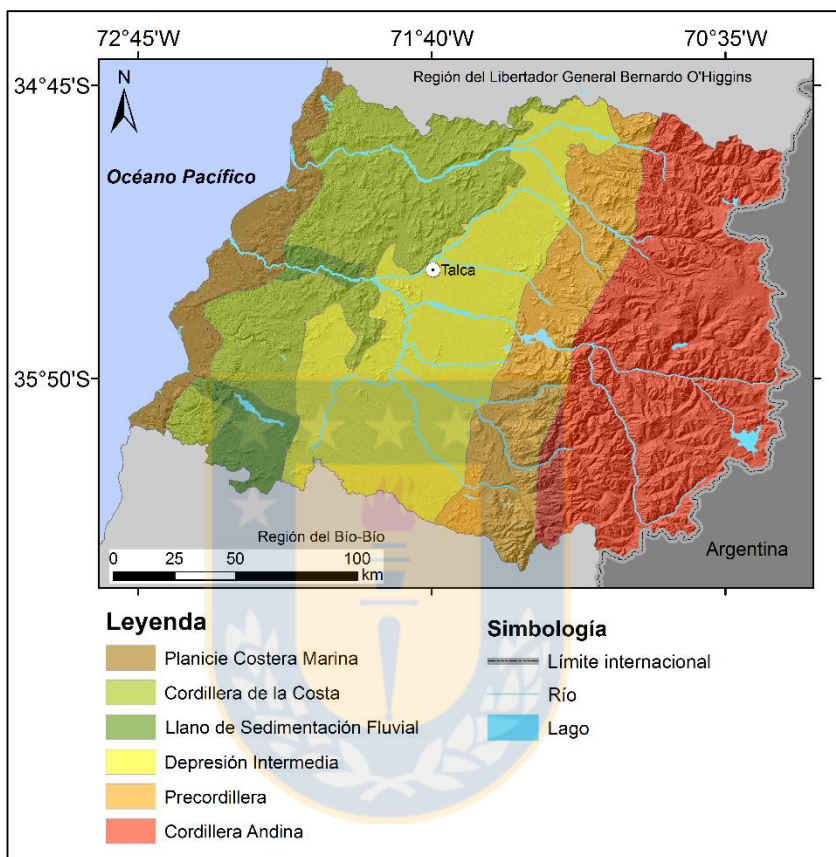


Figura 2.2: Mapa geomorfológica de la Región del Maule. Basado en Börgel (1983).

Desde los 34,5° S, el frente volcánico se ubica al occidente de la divisoria de aguas (Hildreth & Moorbath, 1988). En el caso de los volcanes de la cordillera del Maule, estos constituyen el alineamiento más occidental de la cordillera con respecto a la divisoria (Börgel, 1983).

Entre los 35° y 38°S de la cordillera andina, González-Ferrán & Vergara Martínez (1962) describen 3 tipos de relieve:

1. Remanentes del macizo andino: el macizo andino ha sido fuertemente erosionado por la acción glacial pleistocena y fluvial actual. El modelamiento de los valles transversales está controlado por factores estructurales y litológicos.

2. Valles, lagunas y glaciares: los valles han sido formados principalmente por erosión glacial y fluvial.
3. Estructuras volcánicas: constituyen elementos agradacionales originados principalmente por la acción del volcanismo cuaternario.

2.4. Procesos glaciales entre 35°-38°S

2.4.1. Altitud de líneas de equilibrio glacial

Los sistemas de clima que afectan a los Andes son producto de las masas de aire húmedas del norte, los vientos alisios procedentes del océano Atlántico, y la circulación anticiclónica del océano Pacífico. Estos factores, además de la influencia de altitud y barreras topográficas, son los responsables de la naturaleza y distribución de los glaciares actuales (Clapperton, 1983).

El parámetro que permite cuantificar la posición altitudinal de glaciares es la ELA (Figura 2.3.), es decir, la línea entre la zona de acumulación o donde se añade masa a la superficie de un glaciar), y la línea de ablación o donde hay derretimiento en la parte terminal del glaciar (Bennett & Glasser, 2011). La ELA cambia de acuerdo las condiciones climáticas imperantes, y cuando hay un retroceso de los glaciares su altitud aumenta.

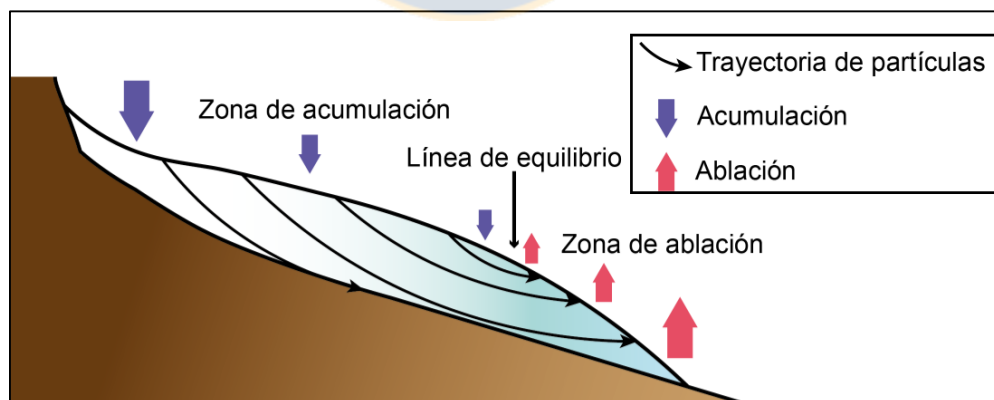


Figura 2.3: Representación esquemática de la ubicación de la ELA en un glaciar de valle. Modificado de Bennett & Glasser (2011).

Entre los 35°-38°S de 3.100 a 2.700 m s.n.m. y específicamente a los 35,5°S, en la zona del CVDG, según González-Ferrán & Vergara Martínez (1962) la ELA actual se ubica aproximadamente a

2.800 m s.n.m. Sin embargo, según cálculos más recientes, la ELA estaría a 3.300 m s.n.m. en esa latitud (Carrasco y otros, 2008) (Figura 2.4.). En contraste, las altitudes de la época glacial (Pleistoceno), en general, eran 1.000 m más bajas (Rabassa & Clapperton, 1990), y según Brüggén (1928) en el CVDG estaba a los 2.200 m s.n.m.

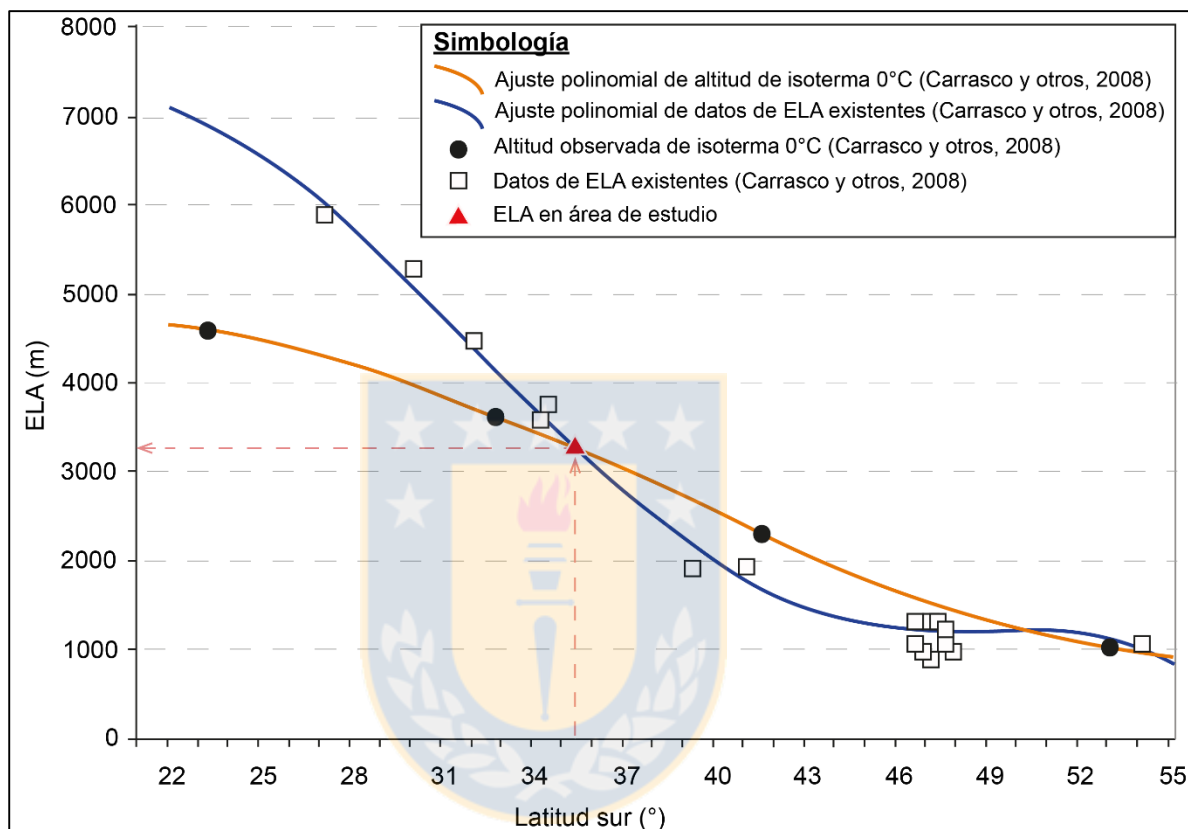


Figura 2.4: Altitudes de línea de equilibrio glacial actuales para los Andes. El triángulo rojo muestra la ELA para la latitud 35,5°S del área de estudio. Modificado de Carrasco y otros (2008).

Las paleo-ELAs de un área determinada se pueden estimar y utilizar para conocer las variaciones climáticas y sus efectos sobre glaciares mediante el uso de varios métodos (Nesje, 2013).

Uno es el método de piso de circo glacial (Figura 2.5), donde la altitud de este es equivalente a la paleo-ELA (Porter, 1975). Los circos generalmente se forman durante varios ciclos glaciares, por lo que no se les puede asociar una etapa glacial en particular y se debe asumir que la altitud estimada a partir de ellos es reflejo de una ELA o línea de nieve compuesta para varios avances glaciares (Barr & Spagnolo, 2015). Para obtener resultados confiables se recomienda usar este método solo en circos con morrena asociada (Flint, 1971 en Bacon y otros, 2001).

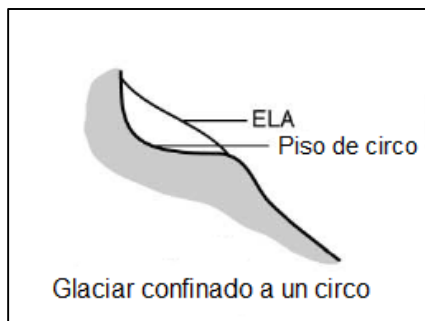


Figura 2.5: Método del piso de circo. Modificado de Porter (2001).

Otro método es el de altitud máxima de morrena lateral (Flint, 1971 en Bacon y otros, 2001). Esta altitud generalmente representa la transición entre la zona de acumulación y la zona de ablación de sistemas glaciares antiguos (Figura 2.6.). El problema que conlleva es que subestima a la paleo-ELA por la removilización de material del depósito morrénico, pero es útil ya que considera la distribución de los depósitos glaciogénicos (Nesje, 2013).

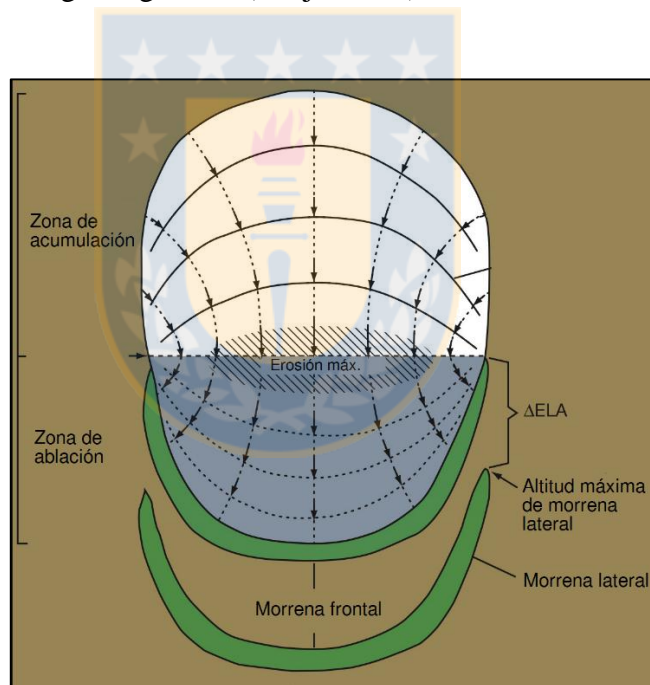


Figura 2.6: Método de altitud máxima de morrena lateral. Modificado de Nesje (2013).

2.4.2. Contexto glaciaciones globales y locales

A lo largo de la historia de la Tierra, pero especialmente a partir de los 2,6 Ma, el clima se caracteriza por haber sufrido importantes cambios cuyas causas guardan relación con los ciclos de Milankovitch o variaciones en la órbita de la Tierra alrededor del Sol (Ehlers y otros, 2017). Estos cambios han involucrado, entre otros aspectos, el descenso de las temperaturas globales y el

consecuente desarrollo de extensos campos de hielo, en rangos de tiempo que se denominan periodos glaciales y que se intercalan con periodos interglaciales. A inicios del Cuaternario, las fluctuaciones climáticas sucedían cada 41 ka, pero desde los 0,8 Ma se establecieron ciclos de 100 ka (Ehlers y otros, 2017).

En Chile, existe un registro continuo de las glaciaciones desde el Mioceno y el mejor registro existente es el que se ha obtenido a partir de estudios en la Región de Los Lagos (Ehlers y otros, 2017), comparable con eventos globales. En la Figura 2.7., se resumen los principales episodios glaciales del Cuaternario tardío, los cuales son: Penúltima Glaciación (MIS 6), Última Glaciación (MIS 4-2), y Neoglacial.

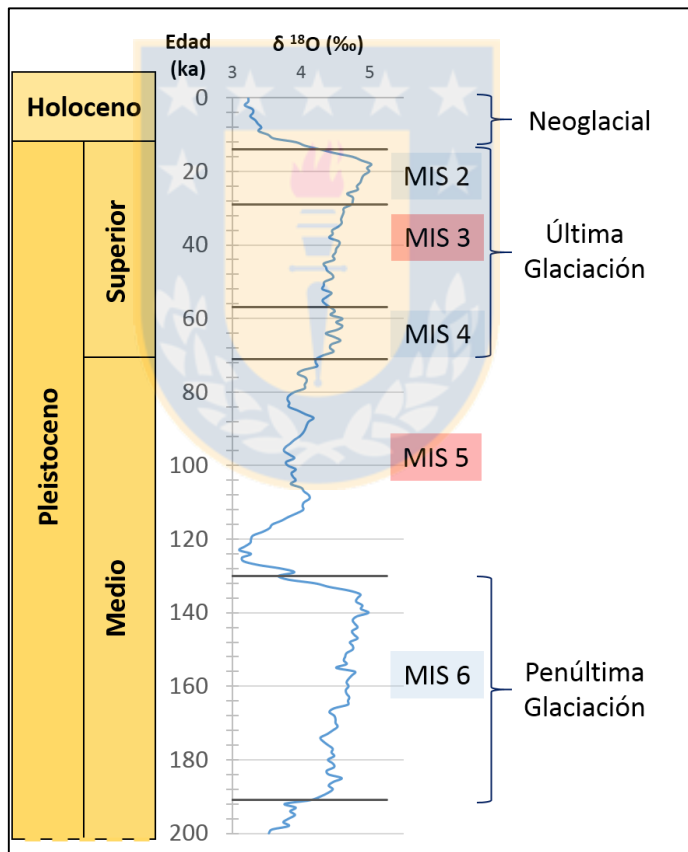


Figura 2.7: Episodios glaciales del Pleistoceno medio-Holoceno. Etapas de isótopos marinos en base a la pila bentónica de isótopos marinos de oxígeno LR04 de Lisiecki & Raymo (2005), y episodios glaciales de Rabassa & Clapperton (1990).

Los avances glaciales en el Holoceno tardío forman parte de la etapa Neoglacial, dentro de la cual la actividad más extensa y reciente es la Pequeña Edad del Hielo o LIA (*Little Ice Age*) (Bradley & Jonest, 1993), que comprende avances entre 1100-1300 y 1700-1900 (Grove, 1988 en Koch, 2015).

A menudo, se asume la sincronía entre la ocurrencia de episodios glaciales en los hemisferios norte y sur. No obstante, la correlación de los episodios entre los hemisferios debe hacerse en base a eventos y no a fechas, ya que efectivamente existe una asincronicidad (Ehlers y otros, 2017).

En la Cordillera de los Andes, entre 33°-37°S, hubo glaciación en los intervalos fríos del Cenozoico tardío, a pesar de las altitudes medias, debido a que es una zona de relativamente alta precipitación. Sin embargo, existe poca información preservada a causa de la actividad volcánica pleistocena-holocena (Clapperton, 1994).

Al momento de estudiar los relieves donde existieron glaciares, es necesario considerar variaciones locales a distintas escalas. Ejemplo de ello es que en Sudamérica meridional los glaciares del Pleistoceno temprano (Penúltima Glaciación) fueron más extensos, y capaces de erodar áreas más amplias que durante avances tardíos (Última Glaciación; Singer y otros, 1997). Otro factor, específicamente a los 36°S, es que la desglaciación posterior a la Última Glaciación fue más temprana (sin avances posteriores) en comparación a la de los glaciares de la Región de los Lagos (Singer y otros, 2000).

3. ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS VOLCÁNICOS Y GLACIALES EN EL VALLE DEL INDIO Y ALREDEDORES

3.1. Antecedentes generales

El área de estudio se enmarca completamente dentro de la unidad geomorfológica Cordillera Andina. Ubicado en el extremo este del área, el elemento de mayor elevación es el edificio volcánico del MP, el cual alcanza los 3.046 m s.n.m.; el segundo más alto es el volcán Cerro Sombrero (CS), con una elevación de 2.640 m s.n.m. Las principales depresiones en el paisaje son tres valles de dirección este-oeste y suroeste que son, de norte a sur: valle del Indio (VDI), valle Puesto Varas (VPV) y valle Yegüitas (Figura 3.1.).

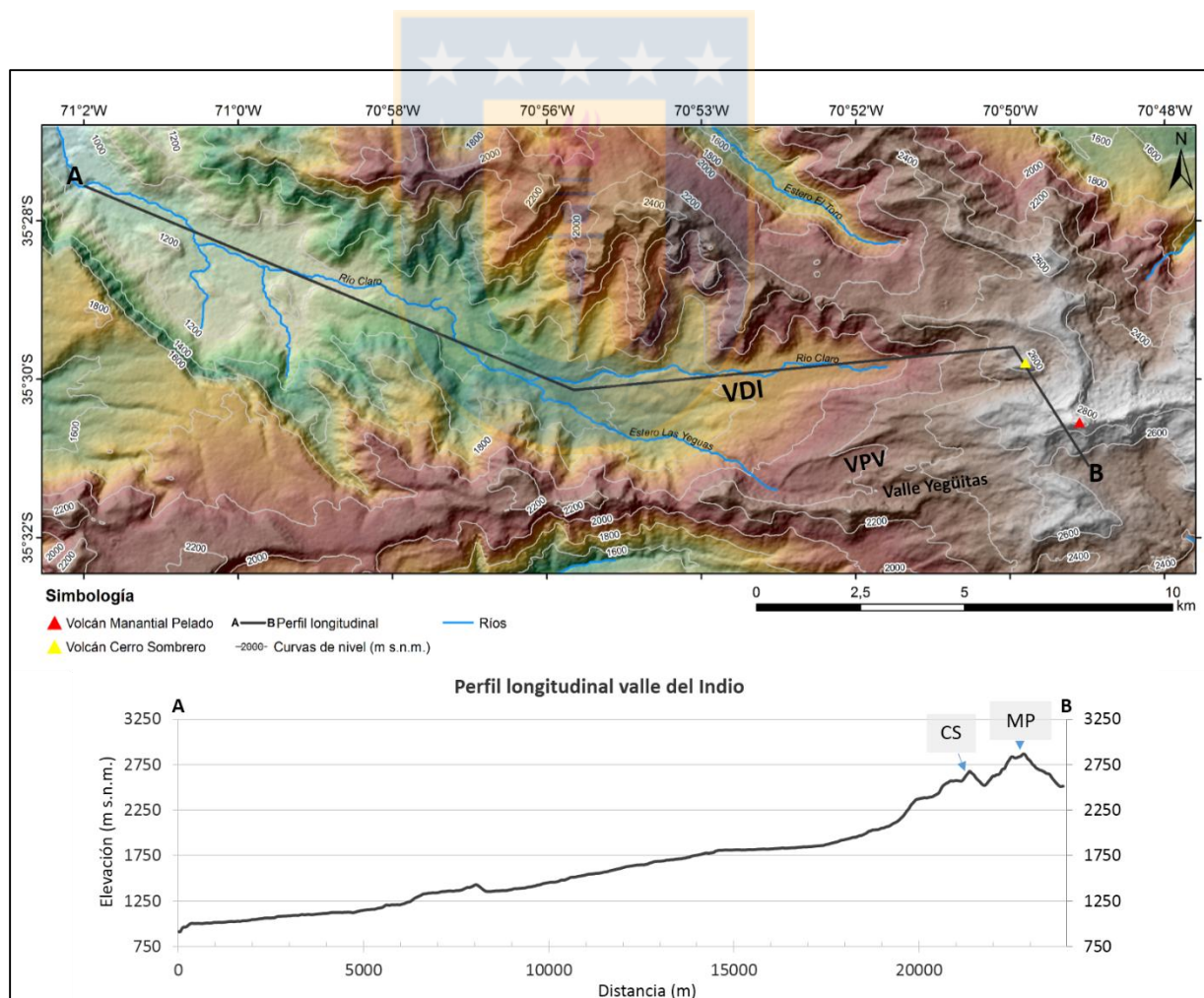


Figura 3.1: Mapa y perfil de elevación del valle del Indio.

El volcán Cerro Sombrero se asienta en la cabecera del VDI, y sus productos volcánicos se concentran solo en su base, ya que valle abajo el resto del terreno es de dominio fluvio-aluvial. La mayor parte de las lavas provenientes del MP se agrupan en el VPV, mientras que al Valle Yegüitas lo rellena mayoritariamente material fluvio-aluvial.

Los componentes hidrográficos en el área de estudio corresponden a los cursos superiores de ríos y esteros, que constituyen una red hídrica de tipo dendrítica. El nacimiento del río Claro es la cabecera del VDI, que a su vez es afluente del río Maule (90 km hacia el oeste). El estero Las Yeguas proviene del Valle Yegüitas y luego conecta con el río Claro en la zona occidental del área de estudio (Figura 3.2a).

Los principales accidentes topográficos se distinguen en los perfiles transversales a los valles (Figura 3.2b). Los más prominentes en cuanto a altura son el MP, las Lomas de Yegüitas y la morrena principal. Estos últimos dos montículos enmarcan al VPV.

Las formas en “U” de las artesas glaciales se empiezan a notar desde la cabecera del VDI, a una altitud de aproximadamente 2.600 m s.n.m., y persiste a lo largo del VDI y VPV (límites de las artesas marcados por línea discontinua gris en P8 de Figura 3.2b).

De igual manera, la morfología de artesa glacial podría extenderse a un máximo de 3-4 km (perfiles P3, P5, P6 de Figura 3.2b) y correspondería a un episodio glacial más antiguo y extenso que los que se asocian a las morrenas observadas (sección 5.2).

Al continuar hacia el oeste, se comienza a perder la marcada influencia glacial en la topografía y aparece la incisión del río Claro, cambiando el piso del valle a una forma en “V” (observado en P6 y P1 de Figura 3.2b).

Finalmente, en el extremo oeste del valle hay pequeños cerros que pertenecen a la topografía *hummocky* de un depósito epiclástico, marcados por flechas negras en los perfiles P2 y P3 (Figura 3.2b).

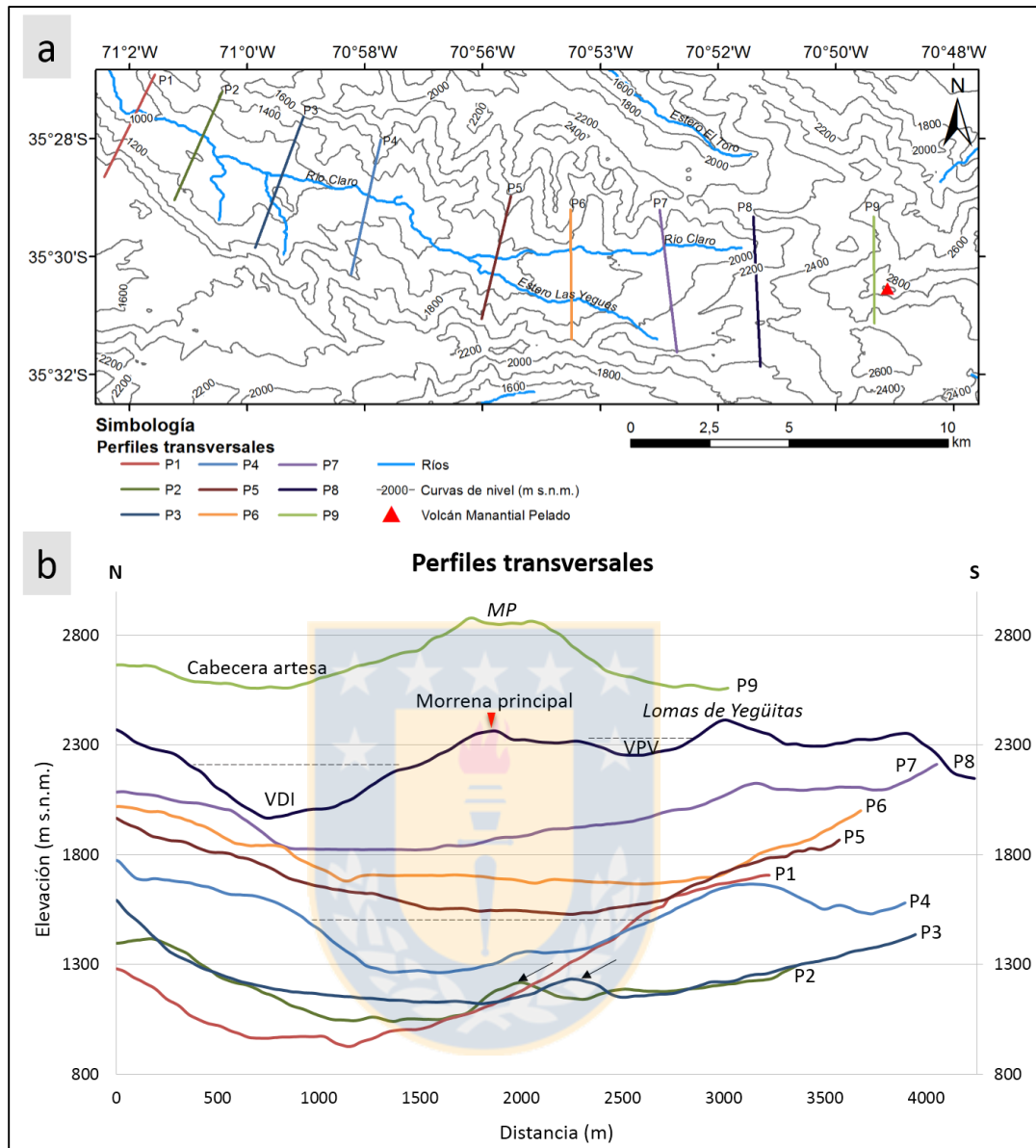


Figura 3.2: Perfiles transversales de los principales valles del área de estudio. (a) Red hídrica y ubicación de perfiles trazados en el área de estudio. (b) Perfiles trazados en el área de estudio. Las flechas negras indican los altos que corresponden a topografía *hummocky*.

3.2. Mapa geomorfológico

El mapa geomorfológico con el contenido de los elementos morfológicos nombrados en las siguientes secciones de este capítulo se adjunta en la siguiente página (Figura 3.3.). La ubicación donde fueron tomadas las fotografías utilizadas en las figuras se indican mediante números subrayados.

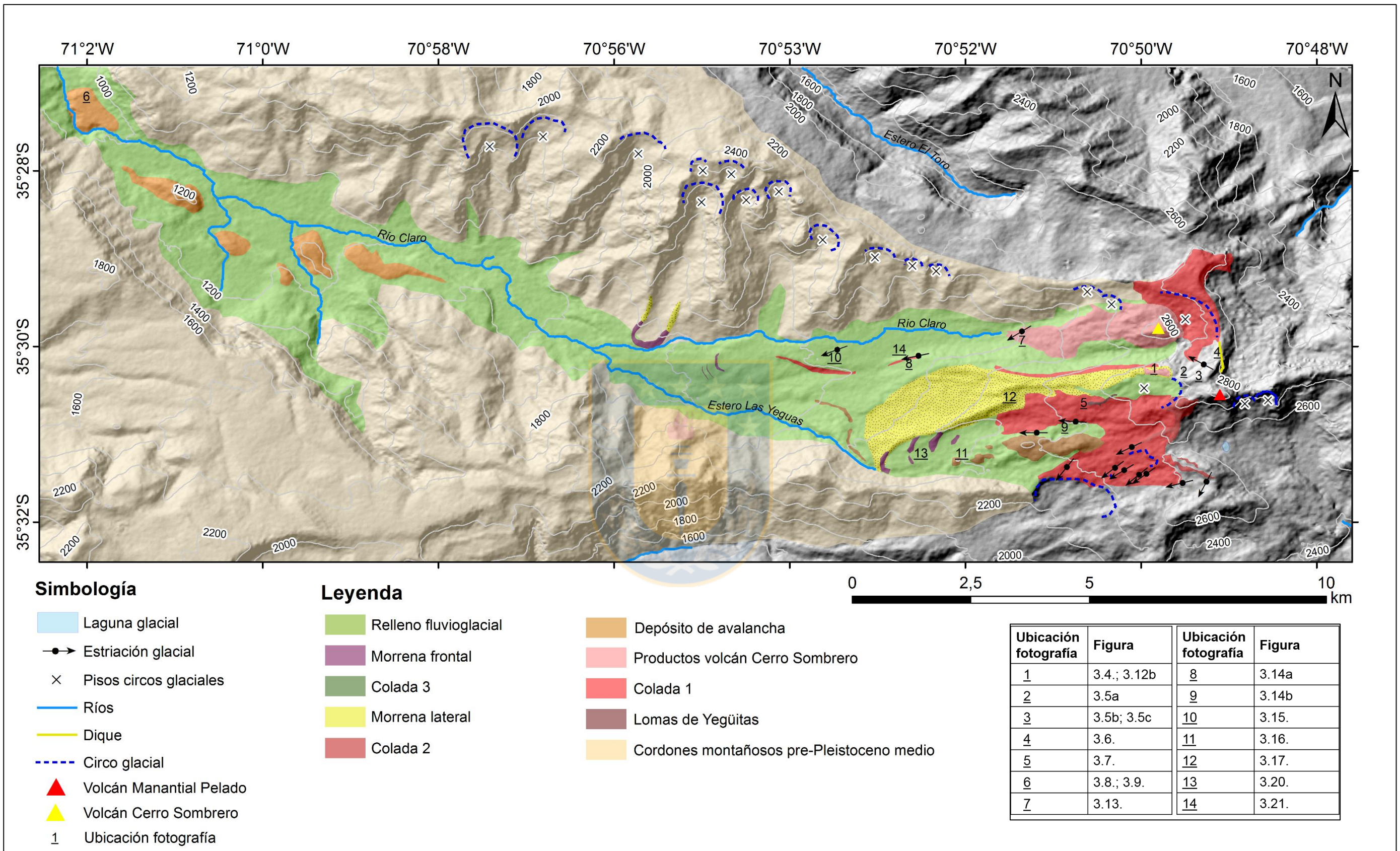


Figura 3.3: Mapa geomorfológico del valle del Indio y alrededores.

3.3. Elementos morfológicos volcánicos

3.3.1. Cordones montañosos pre-Pleistoceno medio

Al recorrer la base de la pared norte del VDI, se encuentran rodados de brecha volcánica y otros de textura porfídica, color de alteración verdosa y fenocristales de plagioclasa de 2-3 mm; ambas son litologías de aspecto distinto a las que se asocian al MP. Además, hay afloramientos de coladas de posible composición andesítica, color de alteración gris-rojizo y textura porfídica. Estas litologías definen un cordón montañoso de secuencias volcano sedimentarias de orientación este-oeste. En la parte superior del afloramiento se observa una discordancia. Las rocas aflorantes corresponderían a las formaciones Abanico y Cola de Zorro, de edades Eoceno superior-Mioceno inferior y Plioceno inferior-Pleistoceno inferior, respectivamente, y la discordancia sería el contacto entre ambas (Figura 3.4.).

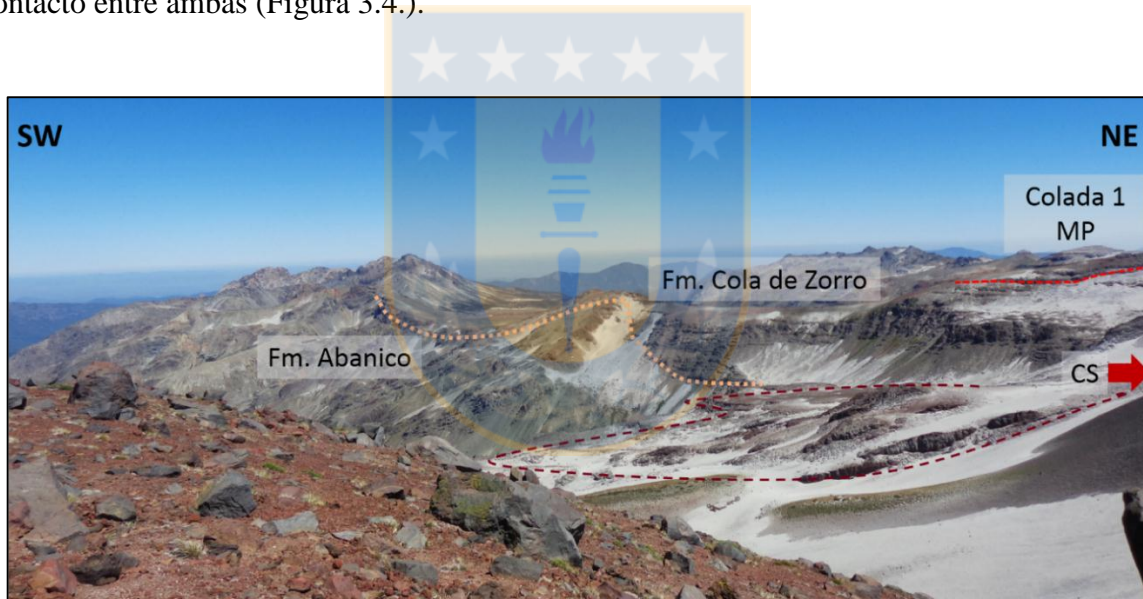


Figura 3.4: Cordón montañoso pre-Pleistoceno medio en pared norte del VDI. Se aprecian la discordancia entre las formaciones Abanico y Cola de Zorro (línea discontinua anaranjada); el contacto entre productos del MP y el cordón montañoso (línea discontinua roja); y finalmente, los productos del CS (línea discontinua burdeo).

3.3.2. Depósitos asociados al volcán Manantial Pelado

3.3.2.1. Depósitos Proximales

Esta unidad abarca los depósitos piroclásticos que componen la parte central del edificio del MP y que fueron identificados en su cara oeste-noroeste.

Se describió a altitudes de 2.774 y 2.679 m s.n.m. en un depósito de espesor variable de 1,7 a 6 m, de consolidación media, mala selección, color negro grisáceo y alteración parda-rojiza (Figura 3.5a). Sus clastos son principalmente tefra escoriácea y líticos de andesita de 10 a 50 cm de diámetro con contenido mineral de plagioclasa, piroxeno y olivino. Los cristales también existen sueltos en la matriz y en general son de 1-2 mm de diámetro, pero los piroxenos llegan a tamaños de 5 mm. En un punto a 2.745 m s.n.m., hay un depósito de características similares, pero de mayor espesor, más consolidado, clastos con formas ovaladas y bandeamiento hacia techo. El grado de consolidación es variado y también se encuentra de forma muy sólida o aglutinada (tipo *spatter*) en algunos sectores (Figura 3.5b). Los afloramientos son discontinuos y las capas mantienen radialmente entre 30 a 50°, rodeando o por debajo de la cumbre compuesta por un núcleo rocoso altamente fracturado (Figura 3.5c).

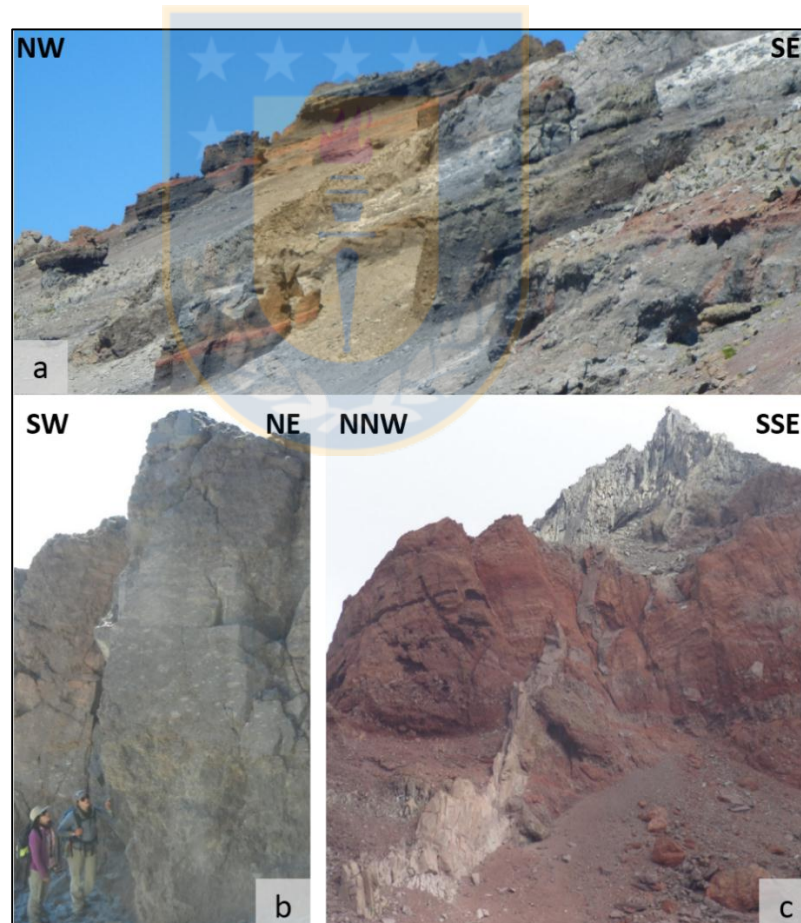


Figura 3.5: Depósitos Proximales del volcán Manantial Pelado. (a) Estratificación de depósitos escoriáceos discontinuos en ladera noroeste de MP. (b) Depósito consolidado a 2.851 m s.n.m. (c) Cumbre de MP compuesta por rocas con fracturamiento tipo columnar por sobre depósito escoriáceo.

En las partes altas del edificio se observan diques que han quedado expuestos debido a procesos de erosión. El más prominente es de orientación N-S, de composición andesítico-basáltica, y se proyecta alrededor de 400-500 m desde el edificio hacia el norte. En la Figura 3.6., se ve el contacto entre el dique y un depósito escoriáceo, a los 2.750 m s.n.m.



Figura 3.6: Dique N-S en la cumbre del MP.

3.2.2.2. Colada 1 (andesita basáltica de olivino y piroxeno)

Las lavas más características del MP se distinguen claramente al sur y al oeste del edificio volcánico. Estas son grises, de textura porfídica y con aproximadamente un 15% de contenido de fenocristales de olivino y piroxeno, dentro de los cuales destacan los primeros con tamaños de hasta 8 mm. De acuerdo a Winslow (2018) son de composición que oscila entre basaltos a andesitas basálticas.

Estas lavas no se encuentran en el fondo del VDI, si no que en su cabecera y aparecen en la pared sur a 100 m por sobre el fondo el valle. En cambio, en el VPV están escalonadas y se extienden hasta 5 km al oeste de la fuente. La unidad posee estriación y pulido glacial y está cubierta por depósitos morrénicos a mayores elevaciones.

3.3.2.3. Colada 2 (andesita de plagioclasa)

Se tratan de coladas negras con color de alteración rojizo que tienen una distribución angosta hacia el suroeste del edificio volcánico. Se alcanzan a distinguir algunos cristales de plagioclasa (cerca al 5%), pero no hay piroxenos ni olivinos. Estas coladas están por sobre la Colada 1, y también están afectadas por erosión glacial.

3.3.2.4. Colada 3 (andesita afanítica)

Es de distribución muy acotada y se encontró solo en algunos puntos en un radio entre 1,7 a 2,8 km del MP, como un flujo de color negro con brecha basal. Es muy pobre en cristales, sin embargo, alberga escasos cúmulos de plagioclasa y piroxeno, como también plagioclasas aisladas de 4-5 mm de largo. Su contenido de SiO₂ es de 61% de acuerdo a Winslow (2018) y composicionalmente es una especie de líquido andesítico.

La Colada 3 sería el último producto asociado al MP que, por su distribución, probablemente se originó en fuentes adventicias. Sobreyace la Colada 1 y carece de evidencias de glaciación, tales como estrías o pulido (Figura 3.7.).



Figura 3.7: Colada 3 por sobre Colada 1.

3.3.3. Centros eruptivos menores

3.3.3.1. Lomas de Yegüitas

Las Lomas de Yegüitas son un grupo de lomas elongadas ubicadas al suroeste del MP con elevaciones máximas de 2.485 y 2.365 m s.n.m. Afloran rocas con una cantidad reducida de fenocristales de plagioclasa, y flujos bandeados. La oxidación de estos productos se hace presente como un color rojizo, en los afloramientos y en piroclastos agrupados hacia el oeste. Adicionalmente, al complejo se le podrían asociar flujos observados en una quebrada del estero Las Yeguas, al noroeste.

3.2.3.2. Volcán Cerro Sombrero

El CS es un cono de escoria 1,8 km al noroeste de la cumbre del MP. Su morfología es asimétrica, con una pendiente más suave por el lado norte, y con superficie oxidada (tonalidades rojizas). Frente a su ladera sur, la escoria proveniente de este centro eruptivo menor cubre parcialmente una morrena. El depósito generado contiene cristales y posee un 65% de matriz tamaño ceniza (0,1 mm)-lapilli (12 mm) y un 35% de granos de hasta 7 cm de color negro-gris-azulado (fresco), café-verdoso (meteorizado), cubierto por protosuelo y ceniza del volcán Quizapu. También se le asocia un flujo de lava con fenocristales de olivino (<1 mm) que se extiende 1,2 km hacia el oeste desde su base, y que posee estriación glacial.

En el presente trabajo se considera al CS como un elemento separado por motivos geomorfológicos. Sin embargo, por su proximidad podría ser parte del sistema del MP, pero para corroborarlo se necesitarían estudios geoquímicos.

3.3.4. Depósito de avalancha de detritos

Aproximadamente 20 km al noroeste del la cabecera del VDI, cercano al cauce del río Claro, se conserva un depósito con forma de “lengüeta”, de consolidación media y muy mala selección (Figura 3.8.).

Se considera como matriz a la fracción constituida por un 37% de finos y un 63% de grava-arena, donde se reconocen micas y líticos indiferenciados. Estos últimos son esféricos a subesféricos y poco redondeados. En promedio, los clastos del depósito son de 50 a 15 cm, pero hay bloques que

llegan a los 6 m de diámetro. Se diferencian cuatro tipos de clastos con distintos grados de alteración: brecha/autobrecha con zonas vesiculares y color de alteración rojo-grisáceo; rocas piroclásticas de color rojizo con clastos vesiculares; lavas de color verde grisáceo con cristales de 2 mm, de olivino (7%) y micas (2%), alteración a arcillas y relleno de cuarzo; lava fanerítica con color de alteración rosado con cristales de 0,7 a 0,9 mm de feldspatos alterados (70%), micas (25%) y olivino (5%).



Figura 3.8: Afloramiento de depósito de avalancha de detritos en el extremo noroeste del VDI.

Las características determinantes de las avalanchas de detritos son la presencia de megabloques, fracturas puzzle (*jigsaw cracks*), y topografía *hummocky* (Cas & Wright, 1987; Siebert, 1984). Dentro del depósito descrito, los megabloques se diferenciaron por tener varios metros de diámetro en comparación a los otros clastos de tamaños centimétricos, y en ellos fue posible apreciar las fracturas en puzzle (Figura 3.9.).

Adicionalmente, la morfología de los depósitos de avalancha puede ser lobulada (Hewitt, 1999), o plana en superficie (*flat-topped*) y con lados empinados (Glicken 1991; Bernard, 2009). En la Figura 3.10. se observa la topografía *hummocky* y un ejemplo de una lengüeta de superficie plana.

El terreno tipo *hummocky* es característico tanto de avalanchas de detritos como de terrenos glaciados y a menudo se confunden (Hewitt, 1999). El depósito en el extremo oeste del VDI se diferencia de los depósitos glaciales estudiados en el área de estudio, ya que el primero destaca por contener una mayor cantidad de clastos vesiculares semejantes a los que se encontraron en las partes altas del edificio, y que no se encontraron en los depósitos morrénicos.

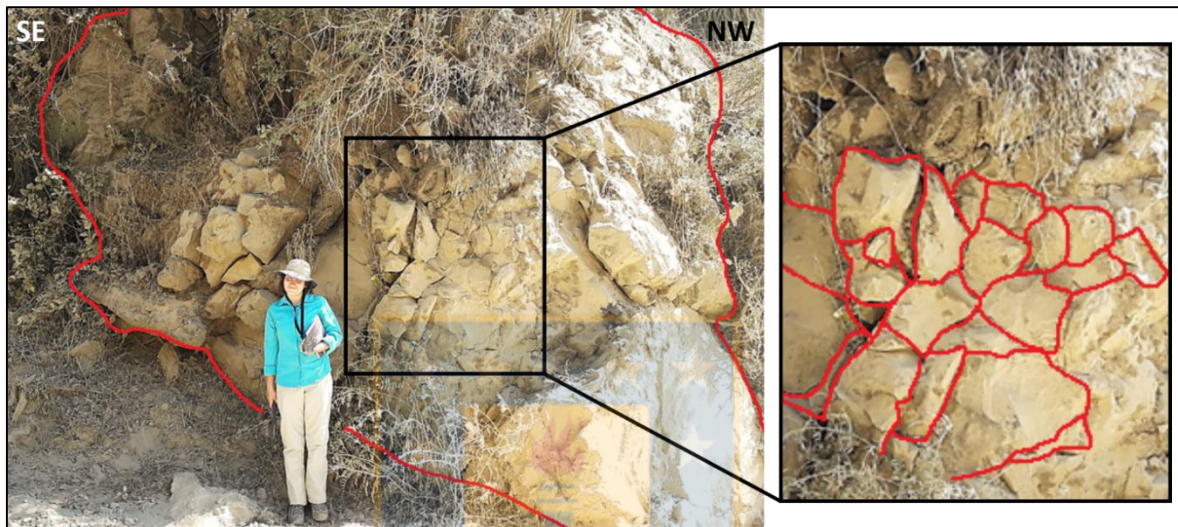


Figura 3.9: Megaclasto con fracturas puzzle o *jigsaw cracks*.

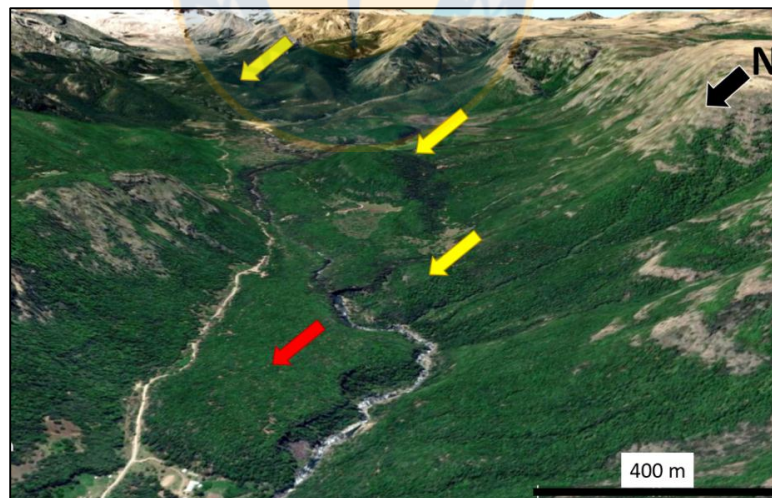


Figura 3.10: Imagen *Google Earth* de lengüeta del depósito de avalancha en el extremo oeste del VDI. Flechas amarillas muestran cerros con topografía *hummocky* y flecha roja indica una lengüeta plana en superficie.

Los colapsos en los edificios volcánicos generalmente producen una morfología de herradura abierta (Siebert, 1984). Esta no se observa en el MP actualmente, pero podría haberse formado y

posteriormente haber sido obliterada por erosión glacial. De haber existido, su apertura sería perpendicular al *fissure vent* o dique N-S, al igual que la dirección de flujo (Figura 3.11.).

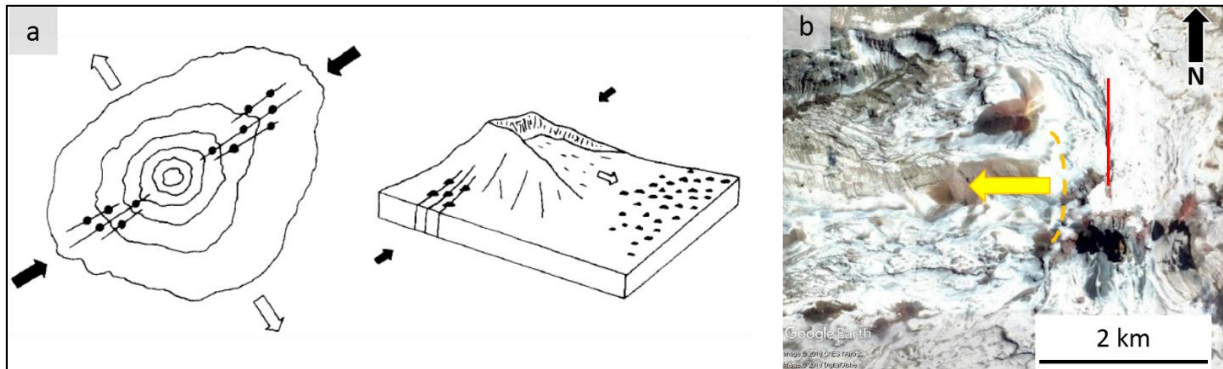


Figura 3.11: Morfología de colapso de edificio volcánico. (a) Esquema de Siebert (1984) muestra morfología de herradura abierta. (b) Imagen *Google Earth* del MP. La línea roja indica el dique N-S y la dirección de avalancha está representada por la flecha amarilla. La línea discontinua amarilla muestra dónde se podría haber formado el escarpe en herradura.

El depósito de avalancha logró un alcance de al menos 20 km, y en la literatura se habla de casos de hasta 90 km, como es el caso de la avalancha detrítica del volcán Planchón, que se desplazó 95 km hacia el valle central (Tormey, 2010). Un parámetro cuantitativo de avalanchas es el rango de movilidad, dado por H/L (donde H es la diferencia en altitudes inicial y final, y L la distancia recorrida). El rango de movilidad de la avalancha propuesta es de 0,10 (calculado con $H= 3.046 - 911$ m s.n.m. y $L= 21.000$ m), el cual concuerda con los rangos de movilidad de avalanchas volcánicas, que tienen una mediana de aproximadamente 0,11 (Siebert, 1984).

3.4. Elementos morfológicos glaciales

Los relieves asociados a la acción glacial se reconocen en toda el área al oeste del MP, con ejemplos tanto de erosión como de depositación, a menudo actuando sobre o en contacto con las unidades volcánicas previamente descritas.

3.4.1. Relieves de erosión glacial

En el área de estudio, los rasgos de erosión glacial están a mayores elevaciones y sobre todo afectando a los productos del MP, e incluyen circos glaciales, artesas glaciales, estriación y pulido, y rocas aborregadas.

Los circos glaciales coronan el MP a elevaciones cercanas a 2.700 m s.n.m., erosión que da lugar a una forma de pico piramidal en las rocas que conforman la cumbre. Además, los circos se observan a lo largo de la pared norte del VDI a altitudes entre 1.800 y 2.350 m s.n.m., y localmente al suroeste del MP a 2.500 m s.n.m.

El circo de mayor tamaño tiene un ancho de 1,4 km y se identificó en el extremo este del VDI (Figura 3.12a), marcando el inicio de la artesa glacial (valle en “U” o *glacial trough*, en la Figura 3.12b). La erosión glacial esculpió a las lavas del MP, resultando en escalones que son interrumpidos por el CS y que actualmente están cubiertas por los productos piroclásticos de la erupción de 1932 del volcán Quizapu.

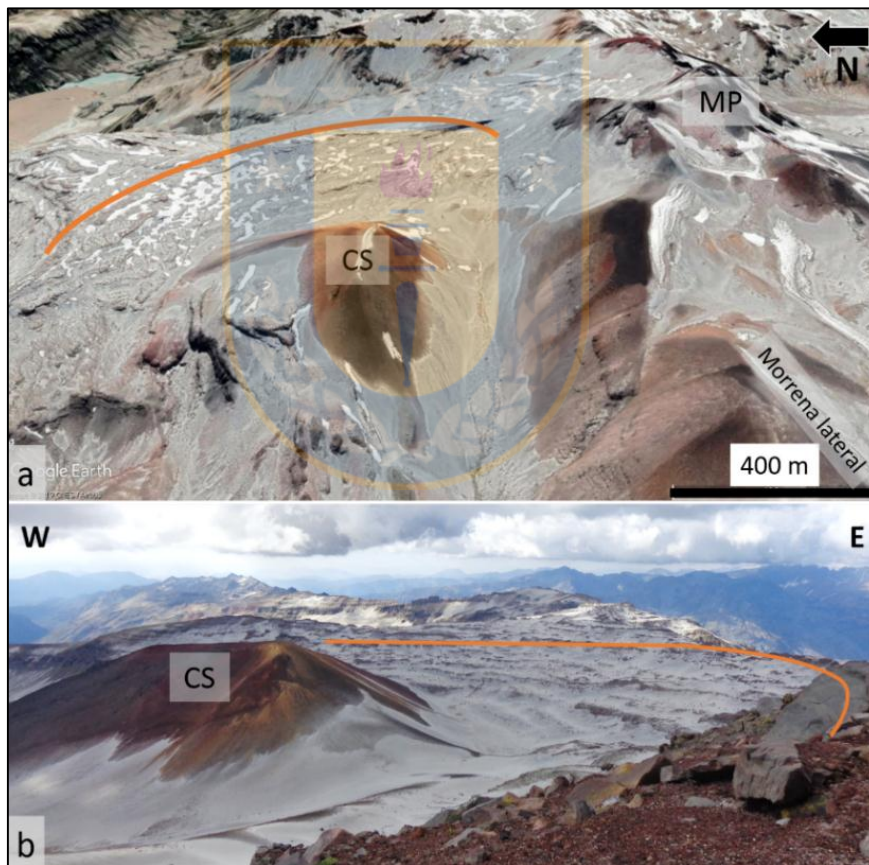


Figura 3.12: Circo cabecera de artesa glacial. (a) Imagen *Google Earth* de circo cabecera de artesa glacial. Su curvatura está destacada en naranja. (b) Circo glacial con lavas escalonadas del MP al este de CS.

La artesa glacial que conforma el VDI tiene la característica forma en “U”, cuya curvatura se observa con claridad en la ladera de la morrena principal (Figura 3.13.).

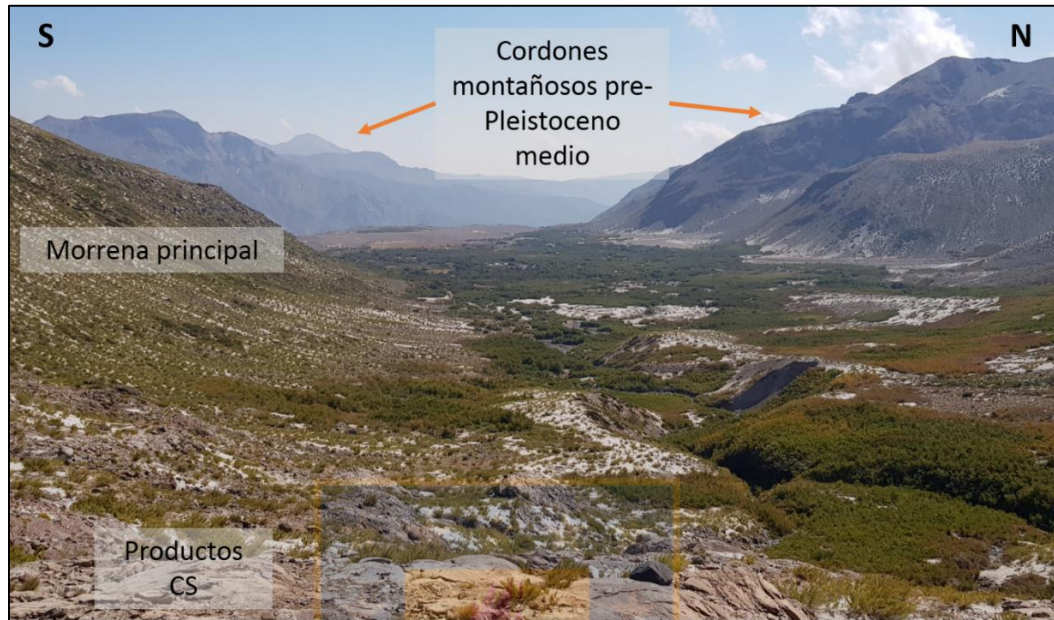


Figura 3.13: Artesa glacial del VDI.

La estriación glacial (Figura 3.14a) afecta a unidades andesíticas y andesítica-basálticas del MP (Coladas 1 y 2), principalmente en el VPV y al sur-suroeste del MP. También afecta a los productos del CS en el VDI. Generalmente la estriación está acompañada por pulido glacial y en un afloramiento en particular, por muescas crecientes (Figura 3.14b), otra forma de erosión que implica un mayor arranque de partículas de la roca.

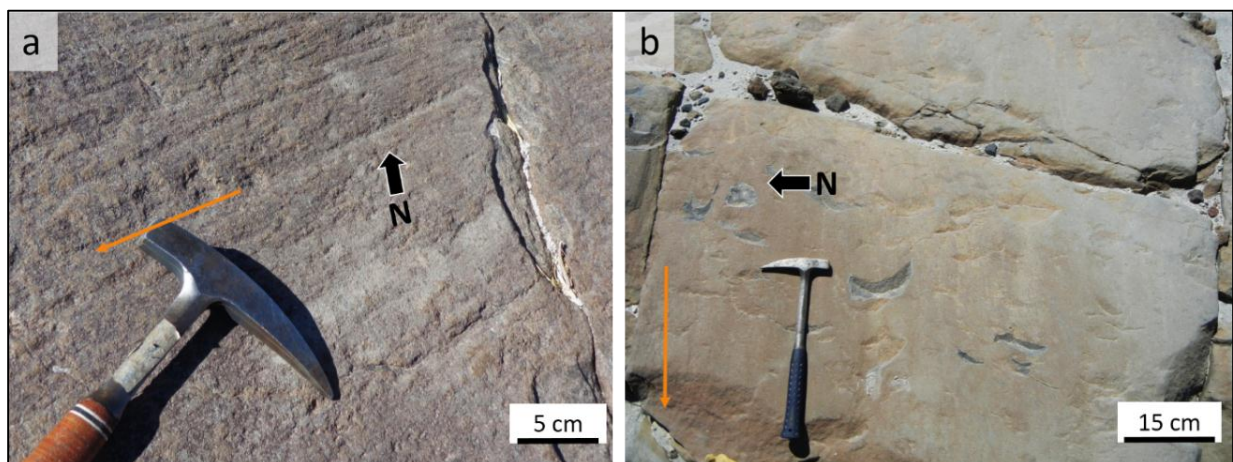


Figura 3.14: Erosión glacial a microescala. (a) Estriación glacial. (b) Muecas crecientes. Las flechas anaranjadas indican la dirección y sentido del avance del glaciar.

Una de las evidencias de erosión glacial más occidentales en el VDI es la presencia de pulido y estriación glacial en una roca aborregada (*rôche moutonnée*) bastante aislada, casi a 10 km al oeste del MP (Figura 3.15.).



Figura 3.15: Roca aborregada en sector occidental del valle del Indio. Imagen de la izquierda: las flechas anaranjadas indican la dirección y sentido del avance del glaciar. Imagen de la derecha: detalle de la superficie de la roca aborregada.

La Tabla 3.1. contiene las mediciones realizadas sobre estrías glaciales durante las campañas de terreno, las que permiten conocer la dirección y el sentido del avance glacial.

Tabla 3.1. Datos de estrías glaciales en los distintos sectores del área de estudio.

Sector área de estudio	Coordenadas UTM Proyección WGS84 19H (m)		Altitud (m s.n.m.)	Azimut (°)	Sentido
	E	N			
Suroeste MP	332282	6067216	2.353	44	SW
	332340	6067223	2.356	41	SW
	332375	6067218	2.358	39	SW
	333171	6067254	2.426	53	SW
	333316	6067227	2.439	59	SW
	333590	6067118	2.460	51	SW
	333706	6067147	2.469	55	SW
	334305	6067048	2.578	76	SW
Valle Puesto Varas	334817	6066930	2.683	332	SW
	331769	6068109	2.297	90	W
Valle Yegüitas	332432	6068369	2.405	274	WNW
	333428	6067742	2.490	65	SW
Valle del Indio	329710	6069641	1.850	78	WSW
	331504	6070113	1.970	59	SW
	328319	6069711	1.780	250	WSW
	334639	6069706	2.690	298	NW

Al suroeste del MP y en la cabecera del Valle Yegüitas, este avance es hacia el suroeste, desembocando en otro valle no incluido en el área de estudio. El fondo del Valle Yegüitas no presenta ningún afloramiento con estrías, ya que está mayoritariamente relleno por material fluvio-aluvial. En cambio, los valles del Indio y Puesto Varas coinciden en un avance hacia el oeste (con leves variaciones).

3.3.2. Relieves de depositación glacial

Los mayores exponentes de depositación glacial en el área son morrenas. La de mayor envergadura es una de tipo lateral, que se alinea paralela al VDI (Figura 3.16.), luego curvándose ligeramente hacia el suroeste. La cresta del depósito se extiende por 4,8 km y llega a una elevación máxima de 2.630 m s.n.m. Su altura promedio con respecto al fondo del VDI es de 389 m y al VPV es de 106 m. Se referirá a ésta como “morrena principal”.

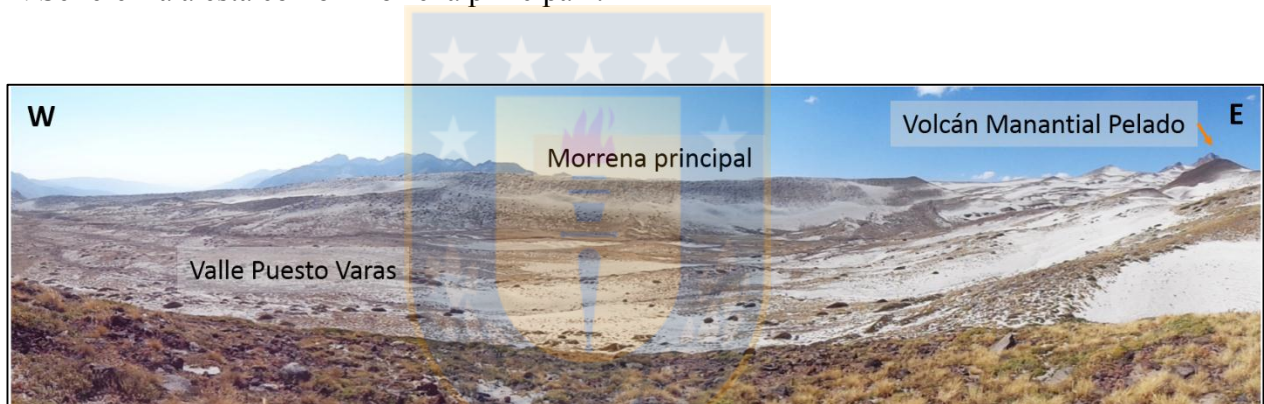


Figura 3.16: Morrena principal. El depósito morrénico lateral visto desde las Lomas de Yegüitas.

El depósito es de contenido polimíctico de mala selección, matriz-soportado, con clastos poco redondeados, subangulosos-angulosos de andesita basáltica de olivino y piroxeno, andesita de plagioclasa y rocas más vesiculares de tonalidades rojizas (Figura 3.17.). La matriz es fina y el tamaño de los clastos oscila entre 0,2 a 30 cm en promedio, pero con bloques en superficie de hasta 1,50 m. La morrena principal presenta un muy alto grado de consolidación, pero ha sido afectada por erosión fluvial en su ladera norte, en los sectores donde escurre el agua hacia el VDI.

En tanto, las morrenas que se extienden transversales a los valles son del tipo frontal, y se encontraron en la zona oeste del VPV y del VDI. En el VPV, se reconocieron 4 morrenas frontales parciales, erodadas por procesos aluvio-fluviales (Figura 3.18a). La más alejada está a 8,8 km al

oeste de la cabecera del VDI, y se reconoció como un conjunto de cerros de baja altura disectados por procesos fluviales y alineados perpendiculares a la dirección del avance glacial (Figura 3.18b).

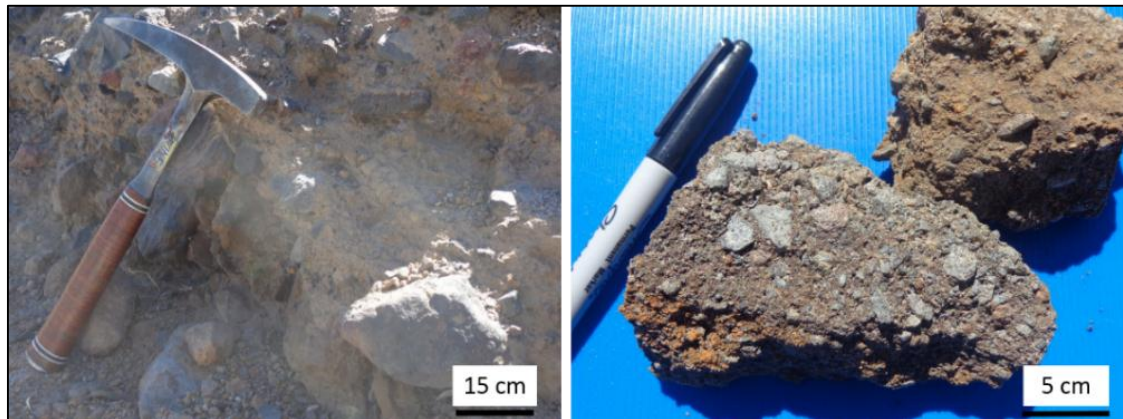


Figura 3.17: Contenido morrena principal. A la izquierda, afloramiento de morrena principal. A la derecha, muestra de diamictita de morrena principal.

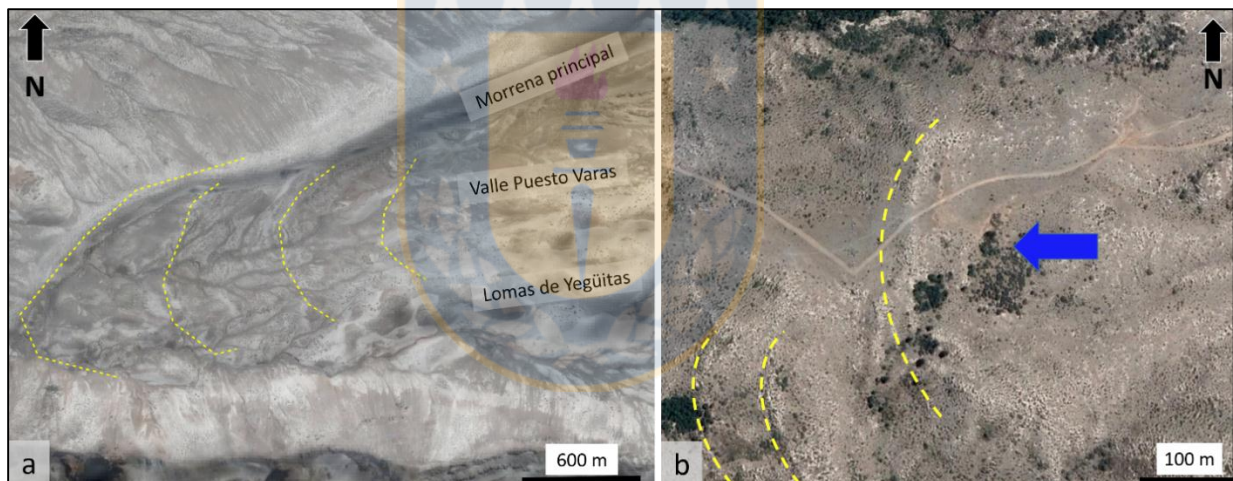


Figura 3.18: Imágenes Google Earth de morrenas frontales. Morrenas frontales indicadas por línea discontinua amarilla. (a) Morrenas frontales en valle Puesto Varas. (b) Morrenas frontales más alejadas de circo cabecera, en VDI. Flecha azul indica la dirección del avance glacial.

En los fondos de los valles existen zonas planas de depositación dominadas por influencia glaciofluvial. En el VDI forma una terraza que se desarrolla sobre lavas expuestas en el costado sur contiguo al curso del estero Las Yegüas (Figura 3.19.).

En el VPV se encontraron afloramientos con alto contenido de grava (Fig. 3.20a), estratificación cruzada (Fig. 3.20b) y simple (Fig. 3.20c) que se ajustan a facies de ríos trenzados de llanura glacial o sandur (*outwash plain*).

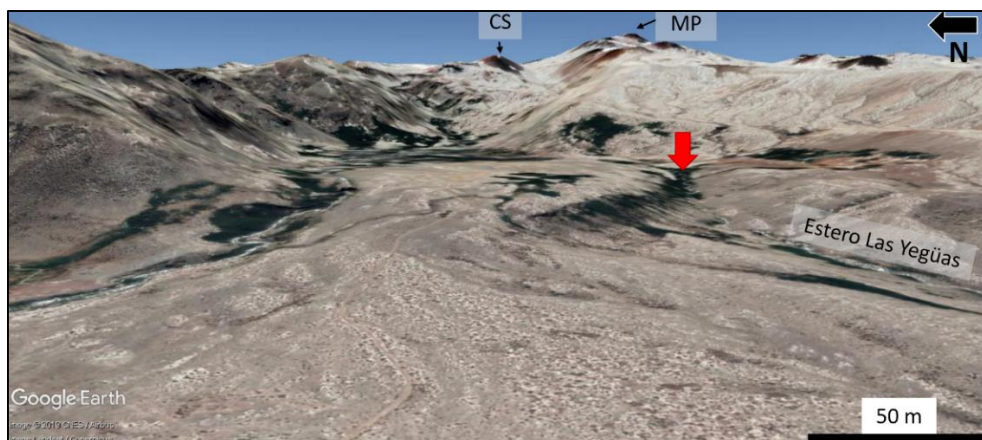


Figura 3.19: Imagen *Google Earth* de terraza en VDI. Superficie plana cubierta por gravas volcánicas y material de erupción del volcán Quizapu. Afloramiento de lavas indicado por flecha roja.



Figura 3.20: Depósito glaciofluvial. (a) Afloramiento de depósito glaciofluvial. Recuadro rojo indica ubicación de 3.20b. (b) Estratificación cruzada. (c) Estratificación simple.

En general no se registraron bloques erráticos, salvo uno con diámetro aproximado de 7 m en el sector sur del VDI (Fig. 3.21.). Es el mayor tamaño de bloque en toda el área y el único con estas características.



Figura 3.21: Bloque errático en la base de la pared sur del VDI. En el fondo se aprecian las coladas de lava andesítica basálticas sobre las cuales se apoya la morrena principal.

4. CRONOLOGÍA DE EVENTOS VOLCÁNICOS Y GLACIALES

4.1. Relaciones entre unidades volcánicas y glaciales

Se considera, en primera instancia, las relaciones de contacto y evidencias de erosión y depositación entre las unidades volcánicas y glaciales descritas en el capítulo anterior, con el fin de lograr esclarecer una cronología relativa post-Pleistoceno inferior (cubriendo a Formación Cola de Zorro). Se complementa con las formas de relieve y diferentes tipos de fracturamiento que resultan de la interacción entre hielo/nieve y lava, un proceso común en estratovolcanes cubiertos por glaciares (Lescinsky & Fink, 2000).

Las Lomas de Yegüitas se identificaron como el rasgo más antiguo del VDI. Los productos volcánicos que conforman dichas lomas están cubiertos por lavas de la Colada 1 del MP (Figura 4.1.). Se infiere que las Lomas de Yegüitas formaban parte de un complejo volcánico compuesto por dos conos, cuyas formas elongadas actuales son resultado de erosión glacial. Al sufrir un mayor grado de erosión, comparativamente, que el volcán Cerro Sombrero (cuya morfología de cono aún se conserva), se asocia a un mayor tiempo de exposición a agentes erosivos, por lo que es coherente que las Lomas de Yegüitas sea de las primeras unidades en la cronología.

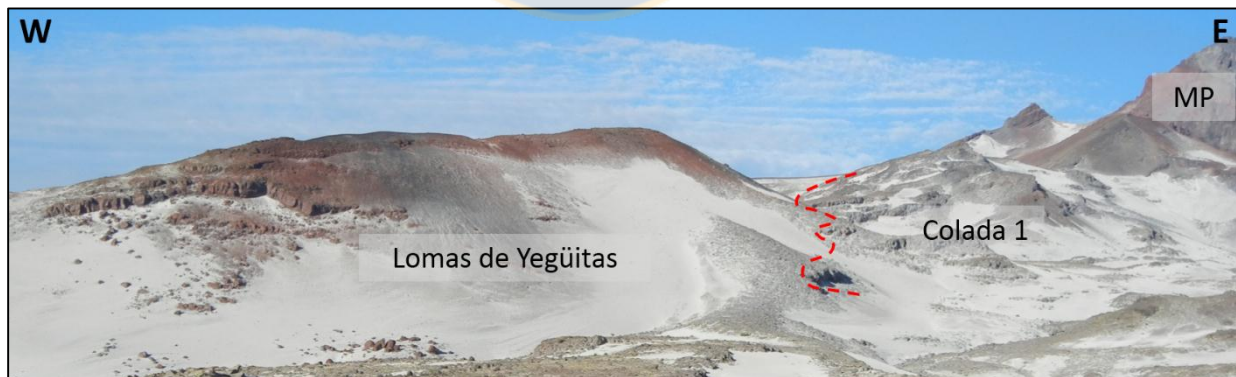


Figura 4.1: Colada 1 del MP cubriendo y rodeando la base de un cono de las Lomas de Yegüitas. Contacto representado por línea discontinua roja.

La Colada 1 se encuentra por sobre los Cordones montañosos pre-Pleistoceno medio y, como se mencionó anteriormente, las Lomas de Yegüitas. También rellena al VPV y se emplaza en los sectores al sur del volcán. La erosión glacial afecta uniformemente a esta unidad, en forma de

pulido y estrías glaciales que estarían vinculadas a un episodio glacial de gran magnitud, responsable de labrar el circo cabecera de la artesa glacial del VDI. Asimismo, depósitos morrénicos sobreyacen al paquete de lavas de la Colada 1, concordando con la ocurrencia de este episodio glacial.

La cumbre del edificio volcánico alberga varios circos glaciales vacíos, otorgándole un aspecto disectado, muy distinto a sus vecinos, los volcanes Descabezado Grande y Cerro Azul, que aún conservan su forma de estratovolcán clásica.

El edificio volcánico presenta evidencias de un colapso, tales como depósitos caóticos de gran alcance con topografía *hummocky*. Este colapso habría originado una avalancha de detritos por el VDI y los depósitos resultantes serían previos a la depositación de la morrena principal y a los avances glaciales por el valle. Lo anterior se explica por la ausencia de depósitos hasta los 13 km al oeste de la fuente (Figura 4.2.) y debido a que, si la morrena principal hubiese sido depositada antes de la avalancha, mostraría algún tipo de deterioro producto de esta.



Figura 4.2: Distancia entre depósitos de avalancha y cabecera del VDI. La distancia desde la cabecera del VDI hasta donde comienzan los depósitos de avalancha (puntos anaranjados).

La construcción del cono de escoria denominado Cerro Sombrero se produjo dentro del circo cabecera artesa, es decir, sería posterior a este importante episodio de glaciación. La escoria expulsada desde el cono hacia el sur cubre a la morrena principal del área (Figura 4.3.).

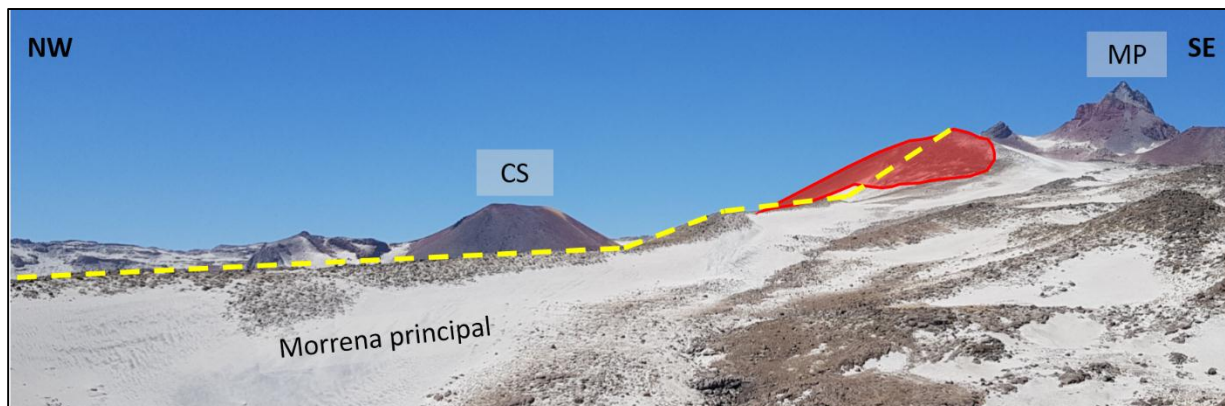


Figura 4.3: Escoria de volcán Cerro Sombrero depositada sobre morrena principal. La cresta de la morrena principal se observa a lo largo de la línea amarilla, cubierta por la escoria del volcán Cerro Sombrero (en rojo).

Las lavas emitidas desde la base del volcán Cerro Sombrero hacia el oeste están afectadas por estriación glacial (Figura 4.4.). De igual forma, tiene estriación glacial la Colada 2 (andesitas de plagioclasa provenientes del MP).



Figura 4.4: Superficie de productos del CS con estriación glacial. Flecha anaranjada indica dirección del movimiento del glaciar.

En afloramientos al suroeste y cercanos a la cumbre del MP, hay patrones de fracturamiento que podrían indicar texturas de enfriamiento propias de ambientes subglaciales, lo que implicaría eventos simultáneos a episodios glaciales (Mee y otros, 2006).

En la cumbre del MP se vislumbraron *column forming joints* (uniones formadoras de columnas; Figura 4.5.), evidenciando un sector lateral (por su posición subhorizontal) de interacción local o menor con glaciares/nieve (Conway y otros, 2015).

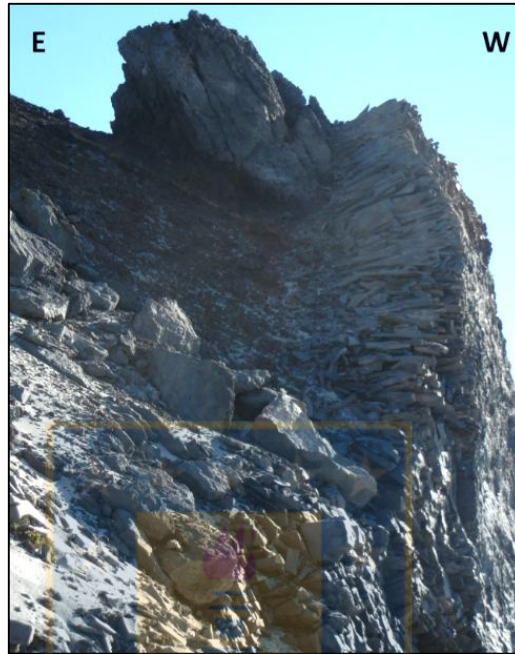


Figura 4.5: *Column forming joints* en la cumbre del MP.

El segundo tipo de estructura que se reconoció fue *platy jointing* (Figura 4.6a), una especie de entablado curvo que pertenece al interior de un flujo que tuvo contacto con hielo durante su emplazamiento (Figura 4.6b; Conway y otros, 2015), a menudo debido a pequeños glaciares que permanecieron después de la desglaciación (Martínez y otros, 2018).

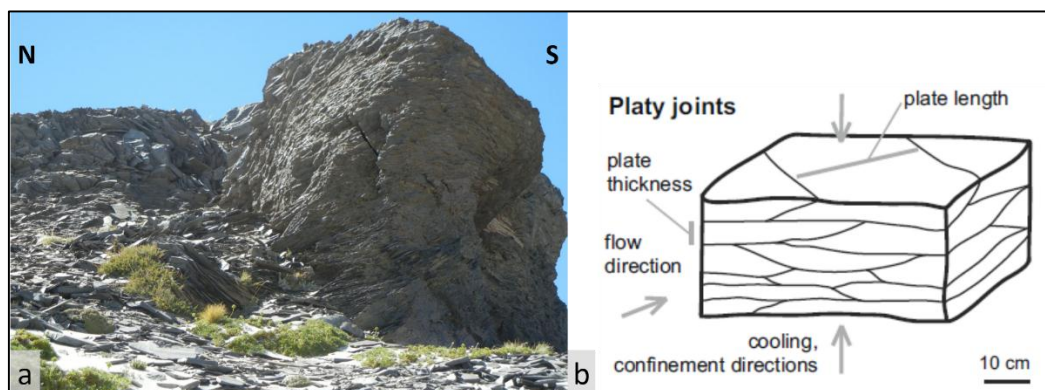


Figura 4.6: Patrón de fracturamiento en Colada 1. (a) Los trozos planicurvus se observan sobre el suelo. (b) *Platy joints* tomado de Conway y otros (2015).

Finalmente, en afloramientos de la Colada 3 se observó fracturamiento similar al tipo *kubbaberg*, o unión en cubos, que es indicativo de un ambiente subglacial (Conway y otros, 2015).

4.2. Asignación de rasgos glaciales a eventos climáticos de escala regional-global

Dado que para el área de estudio no existen edades que permitan datar los procesos glaciales que han originado las formas asociadas, se consideran las glaciaciones regionales/globales *ca.* 219 ka que afectaron la zona cordillerana de Los Andes donde se localiza el VDI. Los eventos se encontrarían en el marco del Pleistoceno-Holoceno, en las etapas MIS 8, 6, 4-2, y Neoglacial (Figura 4.7.). Las edades de los eventos se logran dilucidar a partir del registro existente y se acotan según las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las rocas del MP obtenidas por Winslow (2018).

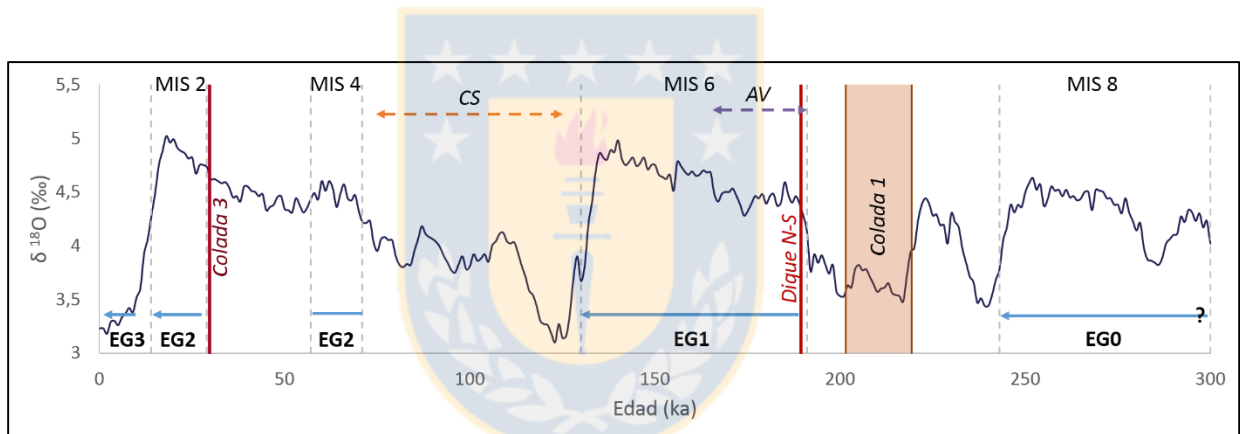


Figura 4.7: Unidades MP (edades de Winslow, 2018) y eventos glaciales sobre la pila bentónica de isótopos marinos de oxígeno LR04 de Lisiecki & Raymo (2005). Los eventos glaciales están indicados por las flechas celestes, la actividad del volcán Cerro Sombrero (CS) por la flecha anaranjada y la avalancha volcánica (AV) por la flecha violeta.

Para el VDI, se sugieren los siguientes eventos glaciales (EG):

- EG0: es posterior a la Formación Cola de Zorro (de edad $1,9 \pm 1$ Ma; Vergara Martínez & Muñoz Bravo, 1982) y se interpreta como la disconformidad entre unidades pre-pleistocenas y pleistocenas producto de erosión glacial asociada a las glaciaciones mayores correspondientes, MIS 16,12 y/u 8.
- EG1: durante este evento ocurrió la depositación de la morrena principal, y la erosión glacial observada sobre la Colada 1 del MP ($219,3 \pm 11,8$ ka y los $201,6 \pm 16,4$ ka; Winslow, 2018) y el dique N-S ($189,4 \pm 12,6$ ka; Winslow, 2018) emplazado en el edificio volcánico. Se

correlaciona con los avances glaciales de MIS 6, y se infiere su relación con la morrena principal por el alto grado de consolidación y alteración en la matriz que ésta presenta. Posiblemente, este evento también fue responsable de la erosión que más afectó a las Lomas de Yegüitas.

- EG2: la estriación glacial sobre los productos del volcán Cerro Sombrero y el desarrollo de su morfología asimétrica es consecutivo a MIS 6 (185-135 ka), en lo que sería la Última Glaciación o MIS 4-2. Esto, debido a que durante MIS 6 aún se estaba formando lo que sería la cabecera del VDI, donde se emplaza el volcán Cerro Sombrero.

A pesar que la evidencia glacial está ausente sobre la Colada 3 (a diferencia de las coladas 1 y 2), se relaciona a MIS 2 por la edad datada por Winslow (2018) y se corrobora su coexistencia con hielo, ya que el fracturamiento observado indica un ambiente subglacial.

- EG3: es el evento más reciente y se asocia a la morrena de la pared norte del VDI (Figura 4.8.) ubicada 9,7 km al oeste del circo cabecera. Por su excelente estado de conservación, esta morrena habría sido depositada durante el Neoglacial, probablemente en la Pequeña Edad del Hielo (LIA).

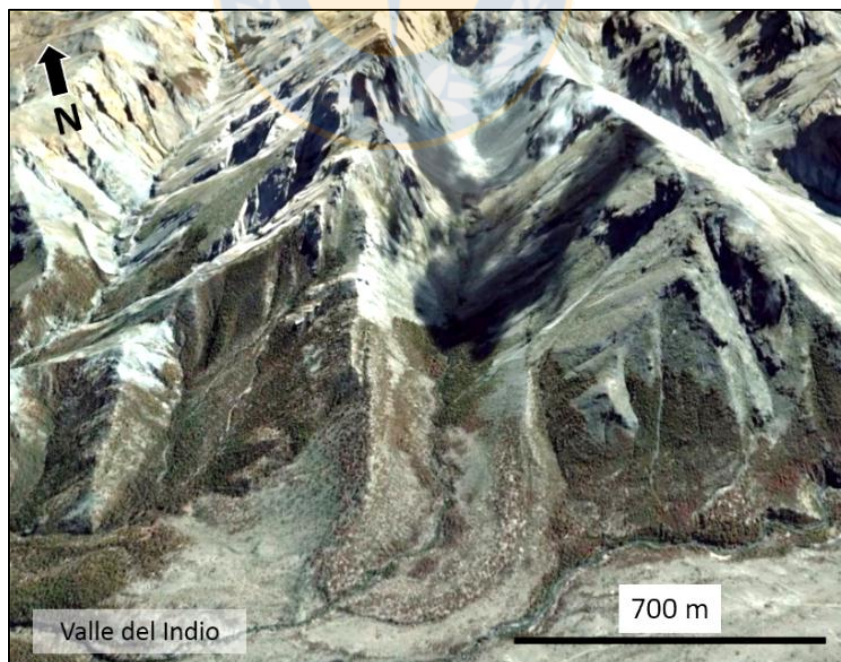


Figura 4.8: Morrena en la pared norte del VDI.

4.3. Modelo conceptual de cronología de eventos en el valle del Indio

La evolución morfológica del VDI se interpreta en función de los procesos volcánico-glaciales que dieron lugar a los eventos propuestos y se resumen en el siguiente modelo conceptual con las fases F1-F8 (Fig. 4.9.).

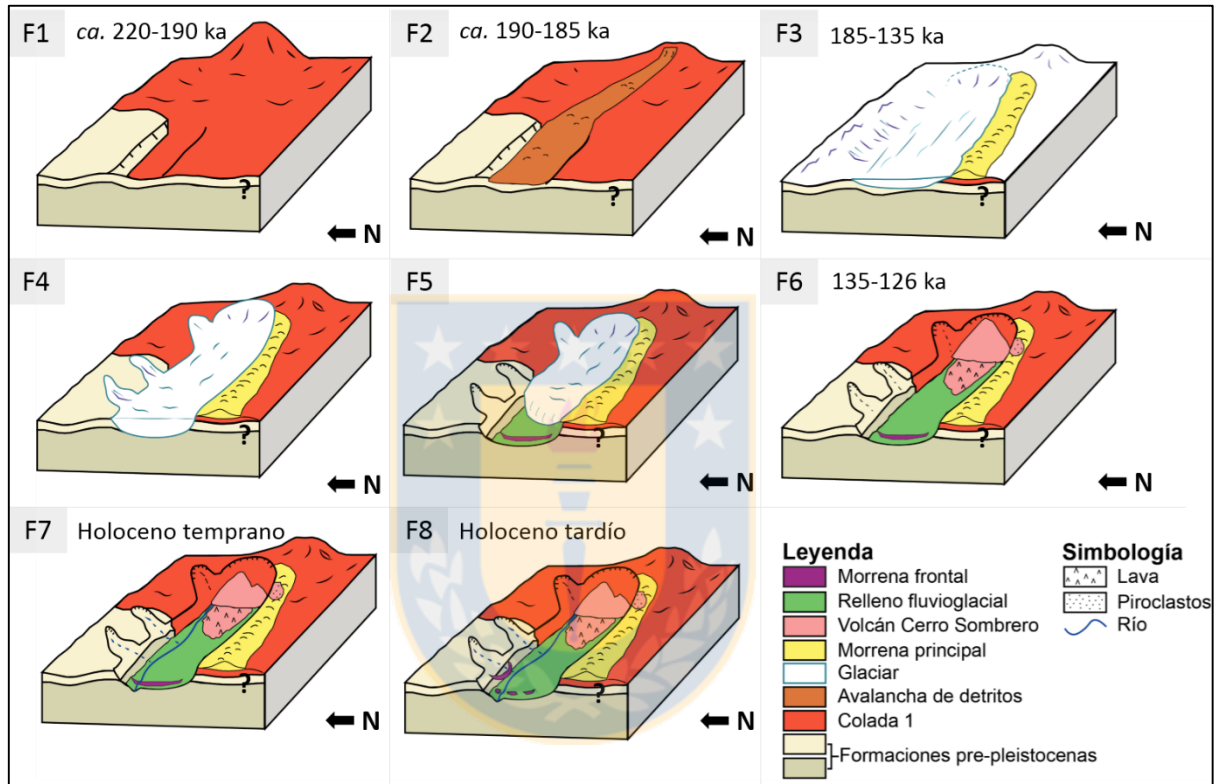


Figura 4.9: Modelo esquemático de la evolución geomorfológica del valle del Indio desde el Pleistoceno medio-tardío hasta el Holoceno. Etapas de más antigua a más reciente F1-F8.

- F1: posterior al efecto erosivo de glaciaciones previas (MIS 8 o anterior), se conformó el edificio del MP y la Colada 1 se emplazó en disconformidad por sobre las unidades pre-Pleistoceno medio, las formaciones Abanico y Cola de Zorro. Durante esta etapa, es factible que ya existieran redes de drenaje formadas por ríos y el paso de glaciares de etapas anteriores.
- F2: en este momento de la evolución se sugiere que se produjo el debilitamiento del edificio volcánico del MP, ocasionando una avalancha de detritos que se desplazó hacia el oeste, de la cual actualmente solo hay evidencias a una distancia máxima de 20 km de la fuente.

- F3 y F4: durante la Penúltima Glaciación o MIS 6, se plantea mayor actividad erosiva durante la cual se produjo el ensanchamiento y profundización del VDI, la creación del circo en la cabecera del valle, erosión en la pared norte, y depositación de tillitas (morrena principal) por el costado sur. Además, se habría removilizado la mayor parte de los depósitos de avalancha de detritos que previamente ocupaban el valle, hasta una distancia de aproximadamente 14 km de la cabecera.
- F5: durante la desglaciación posterior a la Penúltima Glaciación quedan expuestas las morrenas frontales más alejadas de la cabecera del valle.
- F6: correspondiente al Último Interglacial o MIS 5, en el cual el volcán Cerro Sombrero y sus productos se asientan en la cabecera del VDI. Hay expulsión de escoria, proveniente de este centro eruptivo menor, sobre la morrena principal. Además, comienzan a desarrollarse redes de drenaje fluvial.
- F7: luego de transcurrir las etapas MIS 4-2 o la Última Glaciación (la cual no se muestra en el modelo), la configuración del VDI se estableció muy similar a la actual. Continúa actuando la erosión fluvial por sobre las excavaciones glaciales, así desarrollando valles en “V” al interior de los valles en “U”.
- F8: esta fase se desarrolla posterior a los avances del Neoglacial que no modificaron significativamente el paisaje, ya que se emplazan dentro de circos de etapas glaciales previas. Sin embargo, durante la Pequeña Edad de Hielo o LIA, se depositan algunas morrenas frontales pequeñas (como la de la pared norte del VDI) que se conservan muy bien. Las morrenas frontales de la Penúltima y Última Glaciación son erodadas por ríos y acción aluvial, resultando en depósitos discontinuos.

5. DISCUSIÓN

5.1. Comparación con casos similares en la Zona Volcánica Sur

La historia geomorfológica interpretada para el VDI se puede comparar con otros casos en la Zona Volcánica Sur de la cordillera de Los Andes (Fig. 5.1.) donde transcurrieron procesos similares, para lograr una mejor comprensión de los procesos que participaron en su evolución.

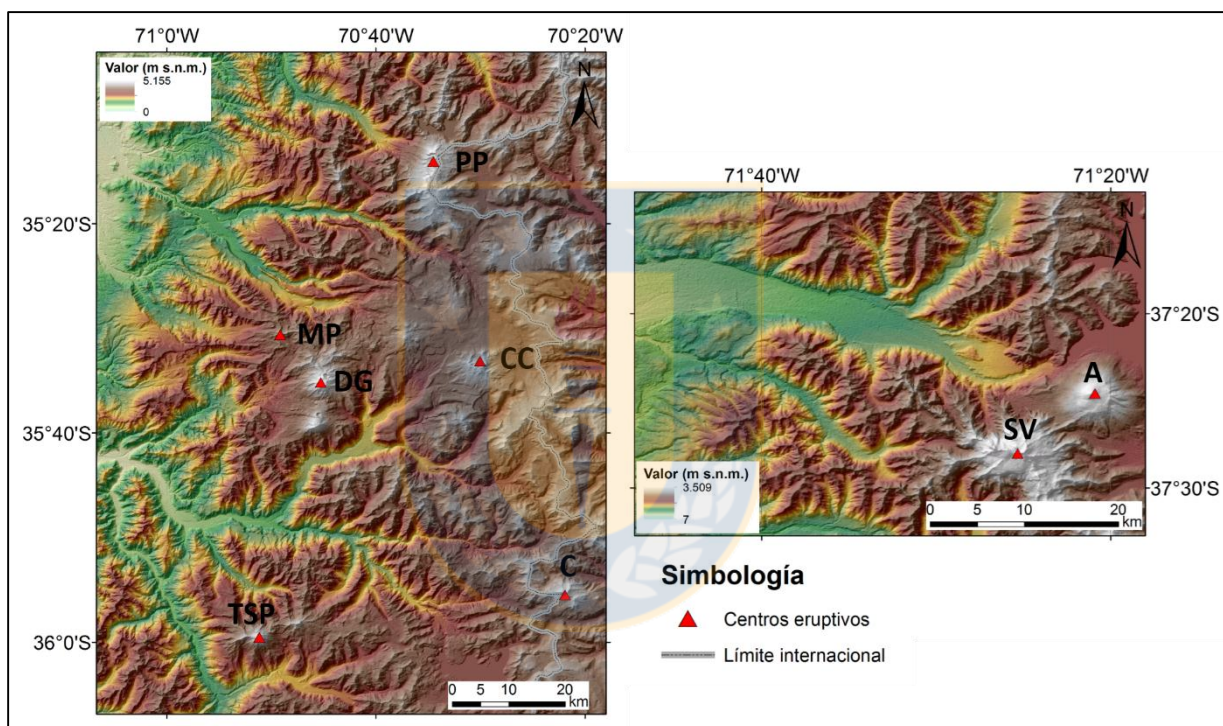


Figura 5.1: Ubicación de los distintos sitios mencionados que poseen aspectos comparables con la historia geomorfológica del MP y VDI. En la Región del Maule, los centros eruptivos: Planchón-Peteroa (PP), Caldera Calabozos (CC), Campanario (C), Tatara-San Pedro (TSPV); MP y Descabezado Grande (DG) como referencia. En la Región del Biobío: el tramo superior del río Laja, donde se encuentran los volcanes Antuco (A) y Sierra Velluda (SV).

5.1.1. Cuenca del río Lontué

Puratich (2010) expone la evolución geomorfológica inmediatamente al norte del área de estudio, en la cuenca del río Lontué, donde los centros eruptivos de mayor importancia son el volcán Planchón-Peteroa al norte y la Caldera Calabozos al sur. Este último produjo las secuencias de ignimbrita Loma Seca, cuyas edades son conocidas y fueron utilizadas por Puratich (2010) para limitar las edades de eventos glaciales.

La duración de los “*drifts*” o sistemas glaciales de Puratich (2010) están dados por discordancias litológicas en el Plioceno-Holoceno: G1 (\approx 5 Ma), G2 (2-1,2 Ma), G3 (0,8-0,3 Ma), G4 (0,3-0,15 Ma), G5 (150-7 ka), G6 (5,7-0,15 ka). De ellos, G3 y G4 se basan exclusivamente en las edades de las unidades L, V y S de la Toba Loma Seca (de 0,8 Ma, 0,3 Ma y 0,15 Ma, respectivamente) descrita por Hildreth y otros (1984).

Al comparar estas edades con las de las etapas glaciales descritas en el presente trabajo (sección 4.2.), la EG0 podría correlacionarse con G2 y, parcialmente, con G3, considerando que la edad de la Formación Cola de Zorro es de $1,9 \pm 1$ Ma (Vergara Martínez & Muñoz Bravo, 1982) y que EG0 es posterior a ella.

La EG1 es comparable con el término del sistema G4, debido a que en el área de estudio el comienzo de este evento es a partir de MIS 6 (0,191 Ma). Por ende, en el sector del VDI el evento estaría más acotado que en la cuenca del río Lontué.

La edad de G6 (5,7-0,15 ka) se conoce por la correlación con la datación de depósitos morrénicos en los valles El Peñón y El Azufre (latitud $35^{\circ}15'S$, al este del límite chileno-argentino en la cordillera de Los Andes) y son asociados a la Pequeña Edad del Hielo, o LIA (Espizua, 2005 en Puratich, 2010). En los alrededores del VDI se encontraron evidencias de la presencia del Neoglacial, específicamente de la LIA, las cuales se apoyan en observaciones cualitativas de morrenas frontales en buen estado de conservación.

5.1.2. Volcán Planchón-Peteroa

Es un volcán activo de $< 0,55$ Ma de edad, ubicado 37,5 km al noreste del MP, que sufrió un colapso sectorial importante durante la desglaciación de fines del Pleistoceno. El colapso generó una avalancha de detritos que se desplazó por el valle del río Teno, recorriendo una distancia mínima de 95 km hasta el valle central, donde se halla el depósito tipo *hummocky* con megaclastos basálticos (Tormey, 2010).

El sistema pre-colapso considera a los volcanes Azufre y Planchón, de composiciones toleíticas, y posterior al colapso la actividad volcánica migró y se produjo un cambio composicional, así

evolucionando el nuevo sistema del volcán Peteroa a uno de composición calcoalcalina (Tormey, 2010).

El colapso de este centro eruptivo demuestra que se han generado avalanchas debido a la desglaciación en latitudes cercanas. En el MP no hay evidencia de que haya alcanzado semejante escala, pero se interpreta que habría ocurrido por la misma causa.

Además, las lavas del MP cambian composicionalmente de manera casi análoga a las del Planchón-Peteroa: la andesita basáltica se ubica en el campo calcoalcalino, pero cercana al límite toleítico bajo K, mientras que las andesitas afaníticas y de plagioclasa son de composiciones calcoalcalinas, de alto K (Winslow, 2018).

5.1.3. Complejo Volcánico Tatara-San Pedro

Este complejo está a una distancia de 53 km al sur del MP y sus volcanes más jóvenes son: Pellado (188-83 ka), Tatara (90-19 ka) y San Pedro (Holoceno). El volcán Pellado tiene composiciones basáltico-andesíticas a andesíticas, parecidas al MP (Singer y otros, 1997).

La mayor parte del registro previo a los 200 ka fue removido y hay una laguna estratigráfica entre 150-110 ka que coincide con MIS 6 (Singer y otros, 1997), etapa que también dejó su impronta en el área de estudio.

Los avances glaciales más recientes habrían generado inestabilidad en las laderas del volcán Tatara, produciendo un colapso estructural y una avalancha de detritos post-glacial en el Holoceno, cuyos depósitos quedaron sepultados por otros de mayor tamaño del Holoceno tardío (Singer y otros, 1997). Singer y otros (1997) sugieren que episodios erosionales anteriores pueden haber ocurrido con consecuencias semejantes sobre edificios más antiguos. De ser así, estos episodios se homologarían con el evento ocurrido en la F2, que fue propuesta para la cronología del VDI (sección 4.3.).

El avance Neoglacial en el área del complejo se vincula con morrenas que podrían ser de edades cercanas a los 300 ^{14}C yr B.P. (Rabassa y Clapperton, 1990 en Singer y otros, 1997), la cual es una edad probable para la morrena en la pared norte del VDI que se asocia al Neoglacial.

5.1.4. Volcán Campanario

El volcán Campanario es un estratovolcán máfico muy erodado, 61,7 km al sureste del MP, cuya cumbre tiene facies fragmentales que se interdigita con lavas. Es más reciente que el MP, de edad de 160-150 ka, y abarca un radio 6-8 km (Hildreth y otros, 1998).

La estratigrafía del núcleo del edificio refleja varios tipos de eyección piroclástica: *spatter* o aglutinado, capas de escoria mal seleccionada y capas ricas en ceniza (Hildreth y otros, 1998). En estos depósitos han quedado expuestas capas de tefra y aglutinamiento, similares a los Depósitos Proximales (sección 3.3.2.1.).

La construcción del volcán Campanario fue rápida, con ciclos eruptivos cortos y no hay mención sobre avalanchas de detritos. Hildreth y otros (1998) proponen que la erosión del edificio volcánico fue efecto de la actividad glacial durante MIS 6, concordante con el estadio isotópico propuesto como responsable de la mayor parte de la erosión del MP en el presente trabajo.

5.1.5. Tramo superior del valle del río Laja

Esta zona cordillerana de la región del Biobío fue el escenario de procesos de remoción en masa, aluvio-fluviales, y volcánicos del complejo Antuco-Sierra Velluda (Thiele y otros, 1998).

A comienzos del Holoceno, una violenta erupción freatomagmática detonó el colapso lateral del edificio del Antuco I. La avalancha resultante descendió al menos 40 km valle abajo, donde el material represó al lago Laja. Posteriormente, al romperse esta represa, las cenizas fueron movilizadas hacia el oeste formando un gran abanico aluvial en la zona del valle central (Thiele y otros, 1998).

El tramo superior del valle del río Laja fue modelado por la acción glacial pleistocena inferior. A lo largo de él, se reconocen estrías glaciales, pero no hay presencia de morrenas, ya que estas fueron removidas y redistribuidas por procesos dinámicos posteriores (Thiele y otros, 1998).

Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dan cuenta de una historia eruptiva de al menos 430 ka para el complejo, comenzando con la actividad basáltica a andesítico-basáltica del volcán Sierra Velluda. Hay lagunas en el registro estratigráfico que coinciden con MIS 10 y 8, luego de las cuales se inició la primera fase del volcán Antuco (basalto-andesítico a dacítico). La segunda fase fue post-MIS 2 (basalto a basalto-andesítico) y la tercera (basalto de olivino) fue después del colapso sectorial, el cual ocurrió a los 6,2 ka (Martínez y otros, 2018).

A diferencia del VDI, la erosión glacial no tuvo su máximo efecto durante MIS 6 en el tramo superior del valle del río Laja y las morrenas no se preservaron bien. Además, el colapso sectorial del Antuco, al igual que el del volcán Planchón-Peteroa, es posterior a MIS 2, mientras que para el MP se propone que guarda relación con MIS 6.

5.1.6. Síntesis de las comparaciones temporales

Los procesos en los centros eruptivos mencionados comparten varias características con el MP y VDI, tales como composiciones y variabilidad de éstas, erosión glacial y ocurrencia de remociones en masa. No obstante, las temporalidades de los distintos procesos no necesariamente coinciden con la cronología propuesta y se comparan en la Figura 5.2.

Los centros eruptivos que se revisaron fueron los volcanes Planchón-Peteroa y Antuco, ambos con avalanchas en la desglaciación pleistoceno-holocena, y el Tatara, cuya avalancha ocurrió durante el Holoceno. La inestabilidad que causó colapsos en el Planchón-Peteroa y Tatara se atribuye episodios glaciales, mientras que en el Antuco la causa fue una erupción freatomagmática. El evento responsable del depósito en el VDI tendría que haber precedido a los de los otros volcanes, por su mala conservación y su posición dentro de la historia evolutiva propuesta con respecto a las otras unidades. Además, este colapso podría ser la razón por la cual el MP está mucho más erodado que sus vecinos. Los otros volcanes del Complejo Volcánico Descabezado Grande son más jóvenes

por solo algunas decenas de miles de años, pero ellos aún conservan su forma clásica de estratovolcán.

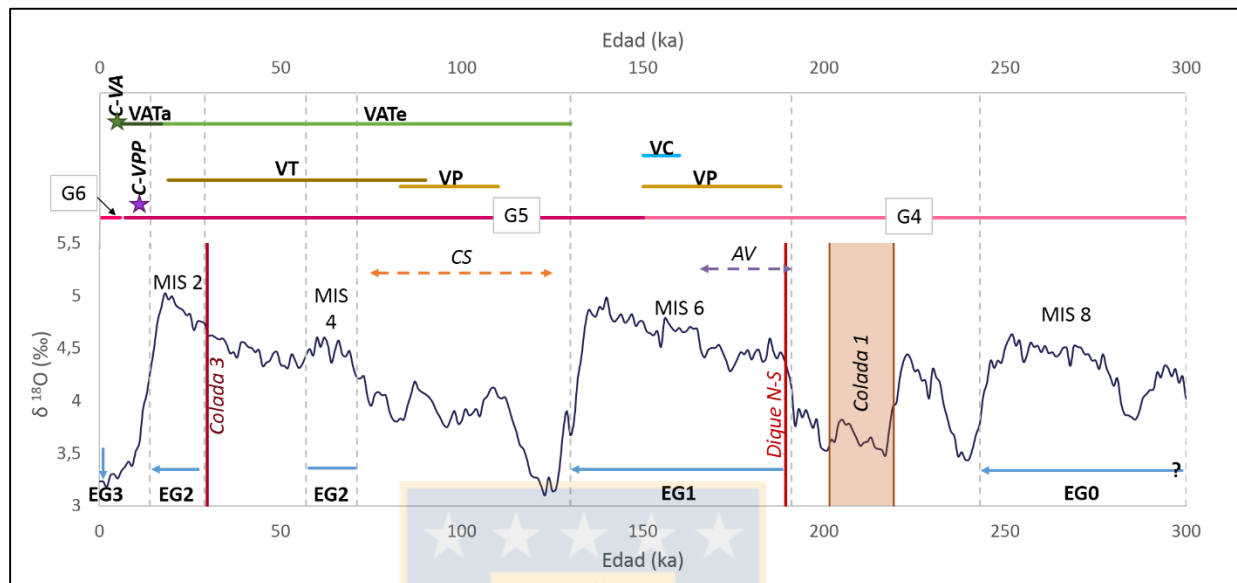


Figura 5.2: Eventos relevantes de distintos centros eruptivos en la cordillera de Los Andes comparados con eventos del MP y VDI, sobre la pila bentónica de isótopos marinos de oxígeno LR04 de Lisiecki & Raymo (2005). Etapas glaciales propuestas EG0-EG3 con flechas azules; CS (flecha anaranjada) y avalancha volcánica (AV, flecha violeta); sistemas glaciales propuestos por Puratich (2010) G4, G5 y G6; volcán Pellado (VP); volcán Tatara (VT); volcán Campanario (VC); volcán Antuco temprano (VATE) y tardío (VATA); colapsos (estrellas) de volcán Antuco (C-VA) y Planchón-Peteroa (C-VPP).

Una de las coincidencias clave entre algunos centros eruptivos es la laguna estratigráfica que comienza a los 150 ka en los volcanes Pellado (parte del Complejo Volcánico Tatara-San Pedro) y Campanario. Se le atribuye a MIS 6, y se concluye que, en estos lugares, al igual que en el VDI, este estadio isotópico marino jugó un papel importante en la erosión glacial, con mayor influencia que MIS 4-2. Por esta razón, el volcán Cerro Sombrero debe ser posterior a MIS 6, ya que la erosión es lo que formó el circo glacial en el que se emplaza. No se descarta que la avalancha de detritos en el VDI también podría haber ocurrido post-MIS 6, pero con la condición de anteceder la construcción del volcán Cerro Sombrero.

5.2. Extensión lateral de erosión glacial

Las unidades pre-pleistocenas en el área de estudio se encuentran al norte del valle del Indio y al sur del valle Yegüitas, sin manifestación de afloramientos entre estos lugares, los cuales están separados por una distancia de casi 4 km (Figura 5.3.). Basándose en observaciones, se plantea que inicialmente las formaciones Abanico y Cola de Zorro eran continuas a través de esta extensión, y que debido a incisión fluvial y/o erosión glacial se formó una gran depresión sobre la cual se fueron depositando las unidades descritas en el presente trabajo.

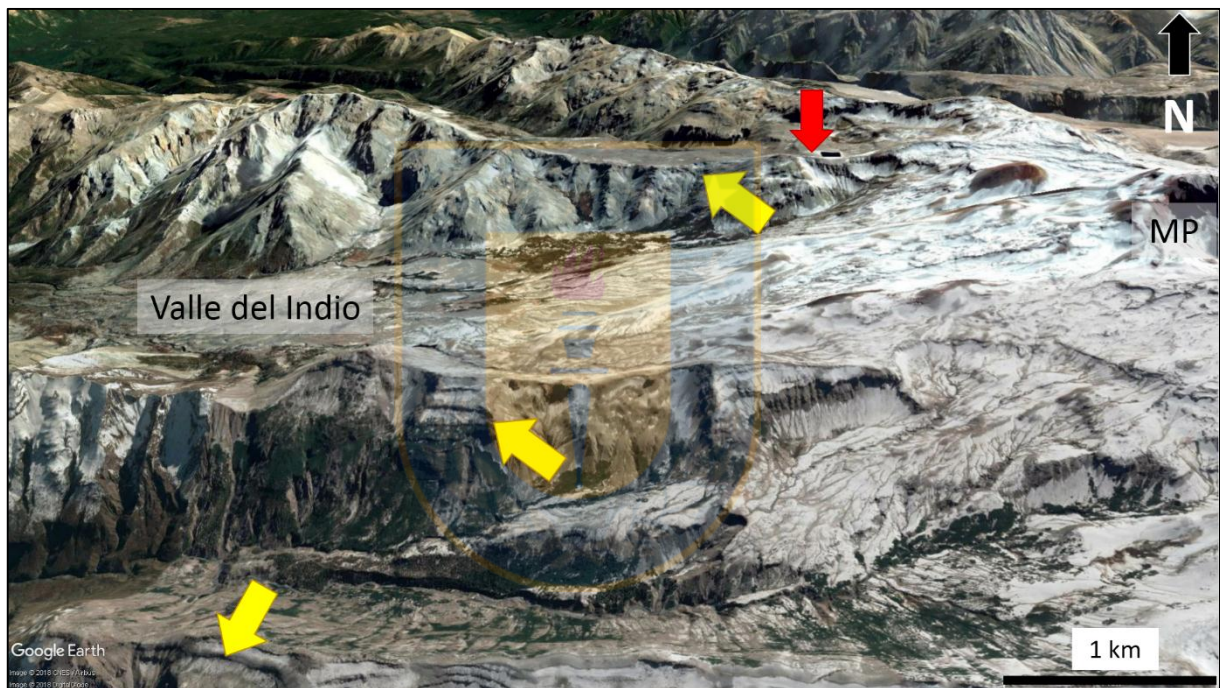


Figura 5.3: Imagen *Google Earth* con relieve donde se observan los valles separados por riscos de unidades pre-Pleistoceno medio. Flechas amarillas indican paquetes de lavas horizontales correspondientes a unidades pre-Pleistoceno medio, y flecha roja indica lugar del contacto entre esas unidades y lavas MP.

Es más factible que lo sugerido se le atribuya a acción glacial, puesto que sería más potente que la erosión fluvial. Dicho esto, las glaciaciones de MIS 6 probablemente causaron este encajonamiento debido a que fueron más extensas que las etapas glaciales posteriores, al menos en Sudamérica meridional (Singer y otros, 1997).

5.3. Estimación de paleo-ELA pleistocena

Se emplearon métodos simples para estimar los valores de paleo-ELAs pleistocenas, con el fin de compararlos y corroborarlos con antecedentes previamente publicados. La ELA actual es de 3.300 m s.n.m, y en la literatura las paleo-ELAs calculadas para el Pleistoceno son aproximadamente de 800-1.000 m menos (Clapperton, 1994).

La paleo-ELA pleistocena es de 2.502-2.649 m s.n.m. para el área de estudio, considerando el método de piso de circo y solo utilizando los circos con morrenas asociadas. La altitud máxima de la morrena principal (VDI) entrega una paleo-ELA de 2.630 m s.n.m., la cual concuerda con el rango de valores anterior. Con respecto a la ELA actual, la paleo-ELA estimada está deprimida 650-800 m.

Puratich (2010) obtuvo una paleo-ELA de elevación máxima de 2.600-2.500 m s.n.m. para los avances glaciales del Plioceno-Pleistoceno en la cuenca del río Lontué, un valor muy similar a los del VDI. Esto implica que no hubo grandes diferencias en los factores climáticos entre ambos sectores y que la paleo-ELA en esta zona de la cordillera del Maule está deprimida entre 500-800 m con respecto a la ELA actual.

La morrena conservada en la pared norte del VDI que se asoció a avances neoglaciales, tiene una paleo-ELA de 2.361 y 2.342 m s.n.m. considerando dos circos, y la medida en el sitio donde parecen confluir es de 2.033 m s.n.m. Estas elevaciones son casi 400 m menores a la obtenida por Puratich (2010), de 2.700 m s.n.m. para los avances neoglaciales en el sector de Valle Grande.

Durante los avances del Neoglacial los glaciares ocupan circos previamente excavados, por lo que la estimación de paleo-ELAs para el Holoceno presenta problemas. Sin embargo, es probable que las paleo-ELAs neoglaciales del VDI sean más bajas que las de la cuenca del río Lontué por la ubicación y orientación donde se emplazaron los glaciares. Zonas que se encuentran expuestas a los vientos del oeste (*westerlies*) y a las precipitaciones que éstos traen, tienden a tener mayor acumulación de nieve y hielo en sectores de menor altitud, resultando en ELAs más bajas (Nesje, 2013). La pared norte del VDI enfrenta a esta masa de aire (Figura 5.4.), mientras que los valles

más al noroeste (sector de Valle Grande) tienen orientación noreste-suroeste y no reciben su influencia de forma tan directa. Otro factor a considerar son las diferencias de niveles base, pues la altitud también juega un papel en el desarrollo de glaciares.

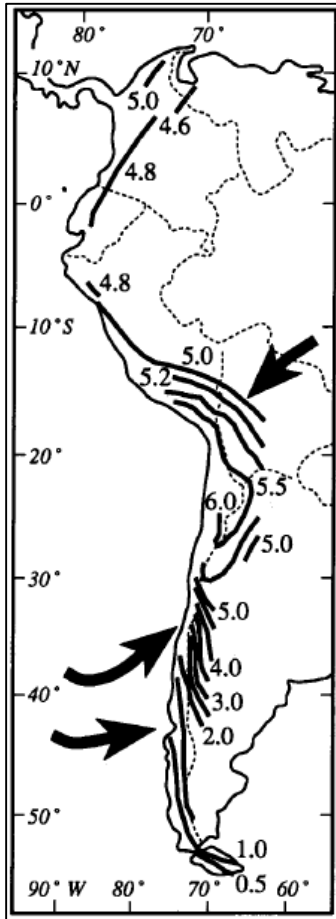


Figura 5.4: Estimaciones de ELA en la Cordillera de los Andes y dirección de las masas de aire. Flechas indican las direcciones de los vientos. Los valores de las líneas corresponden a las altitudes de la línea de nieve en miles de m s.n.m. Tomado de Clapperton (1994).



Los métodos utilizados para asignar ELAs tienen varias limitantes, tales como la existencia de errores de muestreo, variaciones naturales de influencia microclimática sobre acumulación y ablación glacial, variaciones topográficas locales para glaciares pequeños, etc (Meierding, 1982). Los métodos que se aplicaron en este caso se utilizaron a modo de hacer un acercamiento a las paleo-ELAs, pero no se consideraron variables de áreas de acumulación. Para afinar las estimaciones se podrían aplicar otros métodos analíticos tales como las razones THAR (*toe to headwall altitude ratio*) y AAR (*accumulation area ratio*) que sí incluyan estas variables, pero para ello se requiere de mayor cantidad de datos y una buena delimitación de la extensión del glaciar.

5.4. Avances y retrocesos glaciales

Los avances/retrocesos glaciales se interpretan a partir de la ubicación de morrenas frontales en el área de estudio. Los depósitos morrénicos de cada avance van quedando al descubierto cada vez que el glaciar retrocede y dan cuenta del alcance del hielo, no obstante, si las morrenas son erodadas por procesos post-glaciales la extensión puede subestimarse.

En el VPV se observaron 4 lengüetas discontinuas de morrenas frontales consecutivas, a partir de las cuales se deriva el mismo número de retrocesos glaciales en dirección oeste-este (líneas moradas en Figura 5.5a). En los valles El Peñón y Azufre se identificaron el tres avances durante el Holoceno que culminaron a los *ca.* 400 y 340 ¹⁴C yr B.P. (Espizua, 2005 en Puratich, 2010), por lo que las morrenas frontales del VPV también podrían ser del Holoceno. Su mala conservación en comparación a la del avance neoglacial en el VDI podría ser a causa de la mayor erosión del fondo del VPV, en comparación a la pared norte del VDI.

Para estimar la altura del hielo durante los avances glaciales pleistocenos, se identificaron los quiebres de pendiente correspondientes a los límites de la artesa glacial en la pared norte del VDI (Fig. 5.5a). Al graficar estos puntos y contrastar con el perfil longitudinal del VDI (Fig. 5.5b), se logra hacer un acercamiento a lo que habría sido la altura del glaciar a lo largo del valle.

La extrapolación hasta la cabecera del circo se puede realizar con bastante seguridad, sin embargo, el frente glacial se desconoce con exactitud, debido a la poca claridad de la artesa en los perfiles y escasa evidencia de morrenas frontales en terreno en ese sector. Asimismo, se extrapola la topografía original del VDI (línea gris discontinua en Fig. 5.5b) previa a la construcción del edificio del volcán Cerro Sombrero.

La máxima altura de hielo estimada a partir de los perfiles de elevación es de 371 m y la mínima es de 215 m. Otro valor de altura de hielo es de 389 m, el que se obtuvo calculando la diferencia entre la cima de la morrena principal y el fondo del VDI. Este es un método rápido, pero menos confiable, ya que la altitud de la morrena principal pudo haber sido afectada por mayor depositación

(piroclastos erupción del volcán Quizapu) y el fondo del VDI ha sido intervenido por la acción fluvio-aluvial reciente.

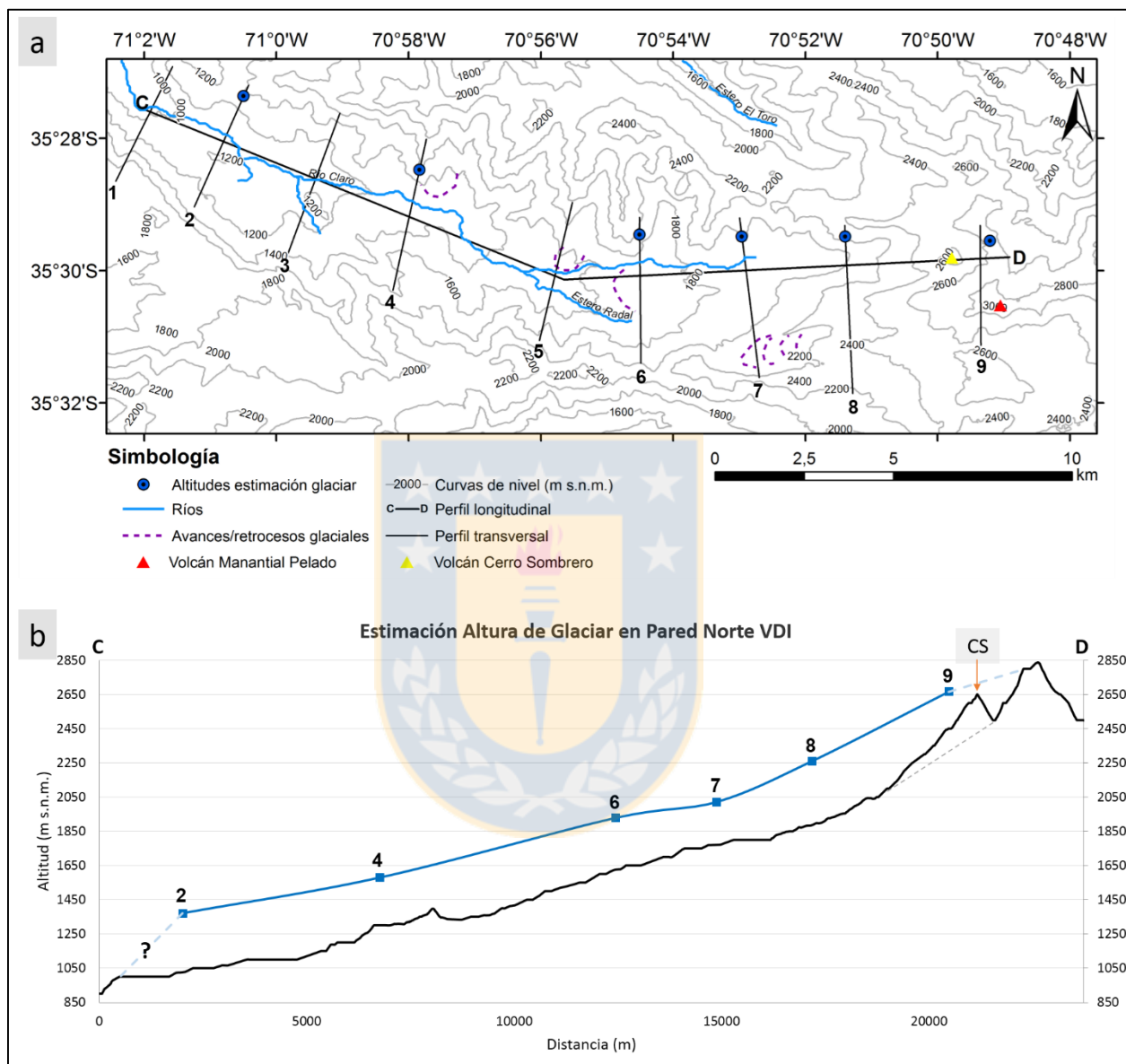


Figura 5.5: Estimación de altura de glaciár en la pared norte del VDI. (a) Mapa de perfiles y puntos utilizados para estimar la altura de hielo. También muestra los lugares donde se encontraron e infirieron morrenas frontales, indicativas de avance o retroceso glaciár. Los perfiles transversales son los mismos trazados en la Figura 3.2. (b) En negro, perfil longitudinal del VDI y en azul, la altura del glaciár obtenida a partir de los puntos de elevación marcados en los perfiles transversales.

6. CONCLUSIONES

El paisaje del área del volcán Manantial Pelado y valle del Indio está modelado por procesos agradacionales y degradacionales, siendo la erosión glacial un gran contribuyente. El análisis de las relaciones entre las unidades descritas y las evidencias de erosión y/o depositación glacial permitieron elaborar una cronología relativa de los eventos que contribuyeron a comprender la evolución geomorfológica del área de estudio.

Esta evolución se resume en 8 fases desde el Pleistoceno medio-tardío hasta el Holoceno tardío. Comienza con F1 cuando se emplazaron productos del volcán Manantial Pelado, el cual durante F2 sufrió un colapso que ocasionó una avalancha volcánica en el valle del Indio. Las fases F3 y F4 describen lo ocurrido durante la Penúltima Glaciación (MIS 6), momento en el que los glaciares excavaron valles en “U” y circos glaciales, y depositaron morrenas. Posteriormente, en F5 se ilustra la desglaciación que da paso a la construcción del Cerro Sombrero en la cabecera del valle del Indio en F6. Luego de la desglaciación de la Última Glaciación (MIS 4-2), se desarrollaron redes de drenaje que formaron valles en “V” dentro del valle del Indio en F7. Finalmente, F8 abarca los avances neoglaciales del Holoceno.

La historia geomorfológica interpretada para el valle del Indio comparte características con otros valles y centros eruptivos ubicados en la Zona Volcánica Sur de la cordillera de Los Andes. Al compararlos, se corrobora que en la cordillera de la Región del Maule las glaciaciones pertenecientes al estadio isotópico marino (MIS) 6 alcanzaron un gran poder erosivo, asociándose a una laguna estratigráfica que comienza a los 150 ka.

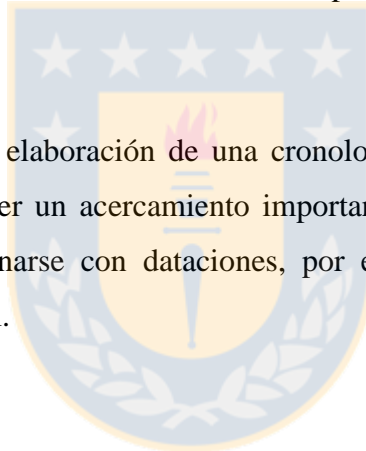
En particular, para el valle del Indio, se estima que los glaciares fueron capaces de erosionar suficiente material de las unidades pre-Pleistoceno medio como para crear una depresión de aproximadamente 4 km de ancho, sobre la cual posteriormente se depositaron más unidades volcánicas y glaciales.

Los resultados obtenidos según los métodos de circo glacial y el método de altitud máxima de morrena lateral para las paleo-ELAs pleistocenas fueron de 2.502-2.649, y 2.630 m s.n.m.,

respectivamente. Según Clapperton, la paleo-ELA pleistocena está deprimida 800-1.000 m con respecto a la a ELA actual de 3.300 m s.n.m. En consecuencia, los métodos utilizados entregaron buenos resultados, puesto que se obtuvo una paleo-ELA pleistocena de 650-800 m menos que la actual. Las paleo-ELAs neoglaciales son 400 m más bajas que las que han sido reportadas para sectores más al norte, como el área de estudio de Puratich (2010). Esto se atribuye a diferencias en la orientación de los valles en los que se ubicaron los glaciares. Los métodos de estimación de paleo-ELA tienen limitantes, por lo que habría que aplicar otros que consideren variables de áreas de acumulación para poder determinarlas con mayor exactitud.

Los máximos avances de los glaciares son poco claros en el valle del Indio debido a la escasa conservación de morrenas terminales; sin embargo, se infieren al menos cuatro retrocesos en el valle Puesto Varas. La máxima altura de hielo estimada para los avances pleistocenos es de 215-371 m.

Finalmente, se plantea que la elaboración de una cronología relativa permite tener una visión general de los procesos y hacer un acercamiento importante al orden en el que ocurrieron. El modelo propuesto podría refinarse con dataciones, por ejemplo, de nucleidos cosmogénicos mediante el isótopo ^{10}Be o ^{26}Al .



7. REFERENCIAS

- ASTABURUAGA, D. 2014. Evolución estructural del límite Mesozoico-Cenozoico de la Cordillera Principal entre los 35°30' y 36°S, Región del Maule, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 128 pp. Santiago.
- BACON, S.; CHINN, T.; VAN DISSEN, R.; TILLINGHAST, S.; GOLDSTEIN, H. & BURKE, R. 2001. Paleo-equilibrium line altitude estimates from late Quaternary glacial features in the Inland Kaikoura Range, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. **44** (1): 55-67.
- BARR, I.D. & SPAGNOLO, M. 2015. Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. *Earth-Science Reviews*. Vol. **151**: 48-78.
- BÖRGEL, R. 1983. Geomorfología de Chile. Instituto Geográfico Militar: 182 pp. Santiago.
- BRADLEY, R.S. & JONEST, P.D. 1993. "Little Ice Age" summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*. Vol. **3** (4): 367-376.
- CARRASCO, J.F.; OSORIO, R. & CASASSA, G. 2008. Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*. Vol. **54** (186): 538-550.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. 1987. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Chapman and Hall: 528 pp. London.
- CHARRIER, R.; BAEZA, O.; ELGUETA, S.; FLYNN, J.; GANS, P.; KAY, S.M.; MUÑOZ, N.; WYSS, A. & ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15** (1): 117-139.
- CHARRIER, R.; BUSTAMANTE, M.; COMTE, D.; ELGUETA, S.; FLYNN, J.J.; ITURRA, N.; MUNOZ, N.; PARDO, M.; THIELE, R. & WYSS, A.R. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*. Vol. **236** (1-2): 43-77.
- CLAPPERTON, C. 1983. The glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews*. Vol. **2** (2-3): 83-155.
- CLAPPERTON, C.M. 1994. The quaternary glaciation of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural*. Vol. **67** (4): 369-383. Santiago.

CONWAY, C.E.; TOWNSEND, D.B.; LEONARD, G.S.; WILSON, C.; CALVERT, A. & GAMBLE, J.A. 2015. Lava-ice interaction on a large composite volcano: a case study from Ruapehu, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **77** (3): 21.

DRAKE, R.E. 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes—Latitudes 35° 30' to 36° S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **1** (3): 265-284.

DUNGAN, M.A.; WULFF, A. & THOMPSON, R. 2001. Eruptive stratigraphy of the Tatara–San Pedro complex, 36 S, Southern Volcanic Zone, Chilean Andes: reconstruction method and implications for magma evolution at long-lived arc volcanic centers. *Journal of Petrology*. Vol. **42** (3): 555-626.

EHLERS, J.; GIBBARD, P. & HUGHES, P. 2017. Quaternary Glaciations and Chronology. Past Glacial Environments (Second Edition). Elsevier: 77-101 pp. Amsterdam.

FUENZALIDA, H. 1941. Distribución de los volcanes del grupo de Los Descabezados. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural, Chile*. Vol. **19**: 19-30. Santiago.

GLICKEN, H. 1991. Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. *Sedimentation in volcanic settings: SEPM*. Special Publication 45: 99-106.

GONZÁLEZ-FERRÁN, O. & VERGARA MARTÍNEZ, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35 y 38 sur. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*. Vol. **19** (19): 12-121. Santiago.

HEWITT, K. 1999. Quaternary moraines vs catastrophic rock avalanches in the Karakoram Himalaya, northern Pakistan. *Quaternary Research*. Vol. **51** (3): 220-237.

HILDRETH, W. & DRAKE, R.E. 1992. Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **54** (2): 93-125.

HILDRETH, W.; GRUNDER, A.L. & DRAKE, R.E. 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **98** (1): 45-54.

HILDRETH, W. & MOORBATH, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **98** (4): 455-489.

HILDRETH, W.; SINGER, B.; GODOY, E. & MUNIZAGA, F. 1998. The age and constitution of Cerro Campanario, a mafic stratovolcano in the Andes of Central Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **25** (1): 17-28. Santiago.

KOCH, J. 2015. Little Ice Age and recent glacier advances in the Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, Chile. *Anales Instituto Patagonia*. Vol. **43** (1):127-136.

- LESCINSKY, D.T. & FINK, J.H. 2000. Lava and ice interaction at stratovolcanoes: use of characteristic features to determine past glacial extents and future volcanic hazards. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **105** (B10): 23.711-23.726.
- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. Vol. **20** (1): PA1.003.
- LÓPEZ-ESCOBAR, L.; CEMBRANO, J. & MORENO, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46° S). *Andean Geology*. Vol. **22** (2): 219-234. Santiago.
- MARTÍNEZ, P.; SINGER, B.S.; ROA, H.M. & JICHA, B.R. 2018. Volcanologic and petrologic evolution of Antuco-Sierra Velluda, Southern Andes, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **349**: 392-408.
- MEE, K.; TUFFEN, H. & GILBERT, J. 2006. Snow-contact volcanic facies and their use in determining past eruptive environments at Nevados de Chillán volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **68** (4): 363-376.
- MEIERDING, T.C. 1982. Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. *Quaternary Research*. Vol. **18** (3): 289-310.
- MENZIES, J. 2018. Glacial Geomorphology. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences (ELIAS, S.A; editor). Elsevier: 1-16. Amsterdam.
- NESJE, A. 2013. Glacial landforms, Ice Sheets. Paleo-ELAs. Encyclopedia of Quaternary Science (ELIAS, S.A.; editor). Elsevier: 882-892. Amsterdam.
- PORTER, S.C. 1975. Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*. Vol. **5** (1): 27-47.
- PORTER, S.C. 2001. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*. Vol. **20** (10): 1067-1091.
- PURATICH, J. 2010. Influencia del Desarrollo Glaciar en la Evolución Morfológica de la Alta Cordillera de los Andes en la Parte Norte de la Región del Maule (35°15'S-35°50'S). Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 109 pp. Santiago.
- RABASSA, J. & CLAPPERTON, C.M. 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews*. Vol. **9** (2-3): 153-174.
- RODBELL, D.T.; SMITH, J.A. & MARK, B.G. 2009. Glaciation in the Andes during the Lateglacial and Holocene. *Quaternary Science Reviews*. Vol. **28** (21-22): 2165-2212.
- SÁEZ MUÑOZ, R. 1987. Descripción de las unidades geomorfológicas de la Cordillera de los Andes VII Región Área Descabezado Grande Los Hornitos. Tesis para optar al grado de

Licenciado en Historia y Geografía y al Título de Profesor de Estado en Historia y Geografía. Universidad de Talca, Departamento de Historia y Geografía (Inédito): 184 pp. Talca.

SALAS, P.A.; RABBIA, O.M.; HERNÁNDEZ, L.B. & RUPRECHT, P. 2017. Mafic monogenetic vents at the Descabezado Grande volcanic field (35.5°S-70.8°W): the northernmost evidence of regional primitive volcanism in the Southern Volcanic Zone of Chile. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **106** (3): 1.107-1.121.

SIEBERT, L. 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **22** (3-4): 163-197.

SINGER, B.; HILDRETH, W. & VINCZE, Y. 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for early deglaciation of the central Chilean Andes. *Geophysical Research Letters*. Vol. **27** (11): 1.663-1.666.

SINGER, B.; THOMPSON, R.; DUNGAN, M.; FEELEY, T.; NELSON, S.; PICKENS, J.; BROWN, L.; WULFF, A.; DAVIDSON, J. & METZGER, J. 1997. Volcanism and erosion during the past 930 ky at the Tatará–San Pedro complex, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **109** (2): 127-142.

STERN, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **31** (2): 161-206. Santiago.

THIELE, R.; MORENO, H.; ELGUETA, S.; LAHSEN, A.; REBOLLEDO, S. & PETIT-BREUILH, M.E. 1998. Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **25** (2): 229-253. Santiago.

TORMEY, D. 2010. Managing the effects of accelerated glacial melting on volcanic collapse and debris flows: Planchón–Peteroa Volcano, Southern Andes. *Global and Planetary Change*. Vol. **74**, (2): 82-90.

TORMEY, D.R.; HICKEY-VARGAS, R.; FREY, F.A. & LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42°S); interpretations of along-arc compositional variations. *Andean magmatism and its tectonic setting: Geological Society of America Special Paper*. Vol. **265**: 57-77.

VERGARA MARTÍNEZ, M. & MUÑOZ BRAVO, J.O. 1982. La Formación Cola de Zorro en la alta cordillera Andina Chilena (36°-39° lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Andean Geology*. Vol. **17**: 31-46. Santiago.

WINSLOW, H. 2018. A study of Pleistocene volcano Manantial Pelado, Chile: Unique access to a long history of primitive magmas in the thickened crust of the Southern Andes. Master of Science in Geology. University of Nevada (Inédito): 105 pp. Reno.