



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



**ANÁLISIS HIDROGEOLÓGICO DE DOS SISTEMAS
DE VERTIENTES PERTENECIENTES AL VALLE
DEL RENEGADO, REGIÓN DE ÑUBLE, CHILE**



Memoria para optar al Título de Geólogo

Rodrigo Andrés Ulloa Jara

Profesor patrocinante: Dr. José Luis Arumi Ribera

Profesores Comisión: Dr. Jorge Andrés Quezada Flory

Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Concepción, 2022



ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1.INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	1
1.1.1. Objetivo general.....	1
1.1.2. Objetivos específicos.....	1
1.2. Ubicación y accesos	2
1.3. Cuenca del estero Renegado y su red hídrica	2
1.4. Metodología de trabajo	3
1.5. Trabajos anteriores	4
1.6. Agradecimientos	4
2. MARCO GEOLÓGICO	5
2.1. Generalidades	5
2.2. Basamento del complejo volcánico	6
2.2.1. Formación Cura-Mallín Miocm (Mioceno inferior-medio)	6
2.2.2. Batolito Santa Gertrudis-Bullileo Msgb (Mioceno).....	7
2.2.3. Formación Cola de Zorro PIPcz (Plioceno Superior- Pleistoceno)	7
2.3. Geología del CVNCh ancestral y volcanes satélites	7
2.3.1. Lavas Los Pincheira Plp (Pleistoceno medio)	7
2.3.2. Lavas Diguillín Pld (Pleistoceno medio)	8
2.3.3. Lavas Atacalco Pla (Pleistoceno medio-superior)	8
2.3.4. Lavas Lanalhue Pll (Pleistoceno Superior)	9

2.3.5. Ignimbrita El Castillo Piec (Pleistoceno Superior)	10
2.3.6. Conos Piroclásticos satélites: Volcanes Las Lagunillas Hll y Parador Hp (Holoceno)	10
2.4. Subcomplejo Cerro Blanco.....	11
2.4.1. Lavas Orientales CBlo (Pleistoceno Superior alto)	11
2.4.2. Volcán Colcura CBc (Pleistoceno Superior alto- Holoceno)	11
2.4.3. Volcanes Gato CBg y Blanco CBb (Holoceno).....	11
2.4.4. Volcanes Calfú, Pichicalfú y Los Baños CBcpb (Holoceno).....	12
2.4.5. Volcán Santa Gertrudis CBsg (1861-1865 d.C.)	12
2.5. Subcomplejo Las Termas.....	13
2.5.1. Lavas del Sur LTls (Pleistoceno Superior alto)	13
2.5.2. Lavas Larqui LTll (Pleistoceno Superior alto)	13
2.5.3. Lavas Aguas Calientes LTlac (Pleistoceno Superior alto)	14
2.5.4. Volcán Viejo LTv (Holoceno).....	14
2.5.5. Volcán Democrático LTd (Holoceno).....	15
2.5.6. Volcanes Chillán LTc y Shangri-la LTsl (Holoceno).....	15
2.5.7. Volcán Pata de Perro LTpp (Holoceno).....	16
2.5.8. Volcán Nuevo LTn (1906-1948 d.C.)	16
2.5.9. Volcán Arrau LTa (1973-1986 d.C.)	17
2.5.10. Cráter Chudcún LTcc (2003- d.C.)	17
2.6. Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos.....	17
2.6.1. Depósitos morrénicos indiferenciados PHm (Pleistoceno medio-Holoceno)	17
2.6.2. Depósitos de deslizamiento indiferenciados PHd (Pleistoceno medio-Holoceno)	18

2.6.3. Depósitos piroclásticos indiferenciados Hpi (Holoceno).....	18
2.6.4. Depósitos aluviales-laháricos (Hal), Depósitos coluviales y abánicos aluviales (Hca) (Holoceno).....	19
2.3. Geomorfología.....	19
2.3.1. Cordones montañosos con erosión fluvio-glaciar.....	21
2.3.2. Valles de origen fluvio-glaciar.....	21
2.3.3. Plataforma Volcánica del Pleistoceno Superior.....	22
2.3.4. Complejo Volcánico Actual.....	22
2.3.5. Relieves asociados a remociones en masa.....	22
2.3.6. Terrazas en lavas pleistocenas.....	23
2.3.7. Perfiles.....	23
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	24
4. HIDROLOGÍA.....	25
4.1. Clima.....	25
4.2. Temperatura.....	25
4.3. Precipitaciones.....	26
4.4. Evapotranspiración.....	26
4.5. Escorrentía.....	27
4.6. Red hídrica.....	27
5. HIDROGEOLOGÍA.....	29
5.1. Sistema de vertientes frías.....	29
5.1.1. Zonas aportantes y de posible recarga para el sistema de vertientes frías.....	33
5.2. Sistema de vertientes tibias.....	34
5.2.1. Vertiente 1.....	37

5.2.2. Vertiente 2.....	39
5.2.3. Vertiente 3.....	41
5.2.4. Zonas aportantes y de posible recarga para el sistema de vertientes tibias.....	42
5.3. Esquemas correspondientes a ambos sistemas de vertientes.....	43
5.4. Análisis de variación de temperatura, conductividad eléctrica y pH en el tiempo.....	44
5.5. Isótopos.....	47
5.6. Balance hídrico.....	48
6. MEGASEQUÍA Y SUS EFECTOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	50
7. CONCLUSIONES.....	54
8. REFERENCIAS.....	56

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1.1 Ubicación y accesos del área de estudio.....	2
1.2 Cuenca del estero Renegado y su red hídrica.....	3
2.1 Mapa geológico del Complejo Volcánico Nevados de Chillán.....	6
2.2 Mapa geomorfológico del CVNCh.....	20
2.3 Perfiles geológicos y geomorfológicos.....	23
4.1 Temperaturas diarias desde el año 2000 de la cuenca del estero Renegado.	25
4.2 Precipitaciones diarias desde el año 2000 de la cuenca del estero Renegado.....	26
4.3 Evapotranspiración potencial diaria desde el año 2000 de la cuenca del estero Renegado.....	26
4.4 Escorrentía diaria desde el año 2000 de la cuenca del estero Renegado.....	27
4.5 Red hídrica del área de estudio.....	28

5.1	Zonas aportantes para el sistema de vertientes frías y direcciones de flujo posibles.....	34
5.2	Zonas aportantes para el sistema de vertientes tibias y direcciones de flujo posibles.....	43
5.3	Esquemas representativos de ambos sistemas de vertientes.....	44
5.4	Variación de temperatura de ambos sistemas de vertientes en el tiempo...	45
5.5	Variación de pH de ambos sistemas de vertientes en el tiempo.....	45
5.6	Variación de conductividad eléctrica de ambos sistemas de vertientes en el tiempo.....	46
5.7	Resultados del muestreo de isótopos y su relación con las líneas de agua meteórica global (GMWL) y local.....	47
5.8	Esquema conceptual del método de Thorthwaite.....	48
6.1	Agentes climatológicos del Océano Pacífico.....	50
6.2	Factores climáticos que originan la Mancha Cálida.....	51
6.3	Anomalías asociadas a la Mancha Cálida.....	52



ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Página	
5.1	Frente de lava emplazado en un gullie de dirección este-oeste.....	30
5.2	Contacto entre frente de lava y suelo bien desarrollado.....	31
5.3	Techo del frente de lava.....	31
5.4	Ribera norte del cauce.....	32
5.5	Megabloque métrico en nacimiento del sistema de vertientes.....	32
5.6	Suelo con horizonte O.....	33
5.7	Frente de lava andesítico.....	35
5.8	Bloque de frente de lava sin vesículas.....	36
5.9	Vertiente 1 separada en tres por bloques de lava angulares.....	37

5.10	Desarrollo de suelo color marrón adyacente a la vertiente 1.....	38
5.11	Vegetación en bloques presentes en el cauce de la vertiente 1.....	38
5.12	Vertiente 2 de mayor caudal en el sistema de agua tibia.....	39
5.13	Aguas abajo de la vertiente 2.....	40
5.14	Vertiente 3.....	41
5.15	Bloques andesíticos entre vertiente 1 y 3.....	42

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1.1	Puntos de control usados para delimitar la cuenca del estero Renegado..... 2



RESUMEN

En el área de estudio se encuentra la cuenca del Estero del Renegado en la cual predomina los terrenos ígneos tanto extrusivos (Complejo Volcánico Nevados de Chillán) como intrusivos (Batolito Santa Gertrudis-Bullileo); en esta cuenca se encuentran dos sistemas de vertientes, uno de agua fría y otro de agua tibia. En la cuenca convergen dos artesas glaciares las cuales están cubiertas por coladas de lava asociadas al Complejo Volcánico Nevados de Chillán. Este material extrusivo se caracteriza por estar fracturado lo cual facilita la recarga de los acuíferos del sector. La artesa glaciar de Shangri-La y sus precipitaciones asociadas alimentan el sistema de vertientes de agua fría, en cambio, la artesa glaciar del Alto Renegado alimenta al sistema de vertientes de agua tibia. Las vertientes frías afloran en un frente de lava de bloques encauzado en un antiguo gullie mientras que las vertientes tibias se exponen a la luz en frente de lava andesítico de 10 metros de altura. Las zonas aportantes presentan diferentes litologías para cada sistema de vertientes donde predomina la porosidad secundaria asociada a las coladas de bloques fracturadas. La recarga de las vertientes tibias está relacionada a un sector en el arco donde el gradiente geotérmico es más elevado, en cambio, la recarga de las vertientes frías se complementa con derretimiento nival lo que se expresa en la baja temperatura del agua y en la baja conductividad eléctrica (bajo contenido de iones). A partir de isotopos se deduce que la altura de recarga es mayor para las vertientes tibias en comparación con las vertientes frías. En la actualidad el sistema de vertientes frías tiene oscilaciones importantes de caudal lo que incluso ha provocado sequía del sistema lo que podría asociarse al fenómeno de la Mancha Cálida.

1. INTRODUCCIÓN

En el valle del estero Renegado existen dos sistemas de vertientes ubicados a la misma elevación y separados por una corta distancia los cuales son diferentes en varios aspectos tales como temperatura, caudal, hidroquímica, isótopos, calidad, pH, entre otros. El primer grupo de vertientes se encuentra en la parte norte del valle y se denomina localmente como vertientes frías mientras que el segundo grupo se ubica a unos 800 metros en la parte sur del valle y se denomina vertientes tibias. Las vertientes frías están formadas en torno a una quebrada que recibe el aporte de aguas subterráneas cuando el nivel freático supera la cota del lecho de la quebrada y por eso su caudal es variable, llegando a unos 1000 l/s en años húmedos, hasta secarse en años secos. La temperatura del agua de estas vertientes es de aproximadamente 6°C y se supone que se recargan por infiltración de derretimiento nival. Las vertientes tibias se desarrollan en torno a una ladera de las lavas Atacalco, próximas al estero Renegado y poseen un caudal aparentemente constante y una temperatura de 15°C a 16°C. Se supone que este sistema de vertientes es recargado por aguas termales provenientes del complejo Volcánico Chillán sumadas al aporte de infiltración por derretimiento nival. El agua de los sistemas de vertientes andinas es de gran importancia en los sectores aledaños al arco tales como el valle ubicado en el área de estudio ya que permiten el abastecimiento de la comunidad de este imprescindible recurso.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo General

Investigar la hidrogeología de las zonas aportantes a los sistemas de vertientes del valle del Renegado con el fin de explicar las diferencias de caudal y las variaciones hidroquímicas, isotópicas y de temperatura.

1.1.2. Objetivos Específicos

1. Sintetizar información geológica, isotópica e hidroquímica de ambos sistemas de vertientes.
2. Caracterizar la geología de las zonas de recarga de ambas vertientes.
3. Realizar Balance hídrico del área de estudio.
4. Explicar las variaciones de caudal en el sistema de vertientes frías y su sequía esporádica.

1.2 Ubicación y accesos

Los sistemas de vertientes se ubican en el área de estudio de coordenadas geográficas $36^{\circ}47'$ – $36^{\circ}56'$ S y $71^{\circ}17'$ - $71^{\circ}40'$ W perteneciente al valle del Renegado de la comuna de Pinto en la Región de Ñuble, Chile. El acceso al sector es a través de la ruta N-55 desde Chillán hacia el este a 61 kilómetros aproximadamente (figura 1.1). Al norte del punto de coordenadas $36^{\circ}54'28''$ S y $71^{\circ}31'29''$ W, ubicado en la ruta N-55, se encuentra el sistema de vertientes frías, en cambio, el sistema de vertientes tibias se encuentra al sur de esta ubicación.

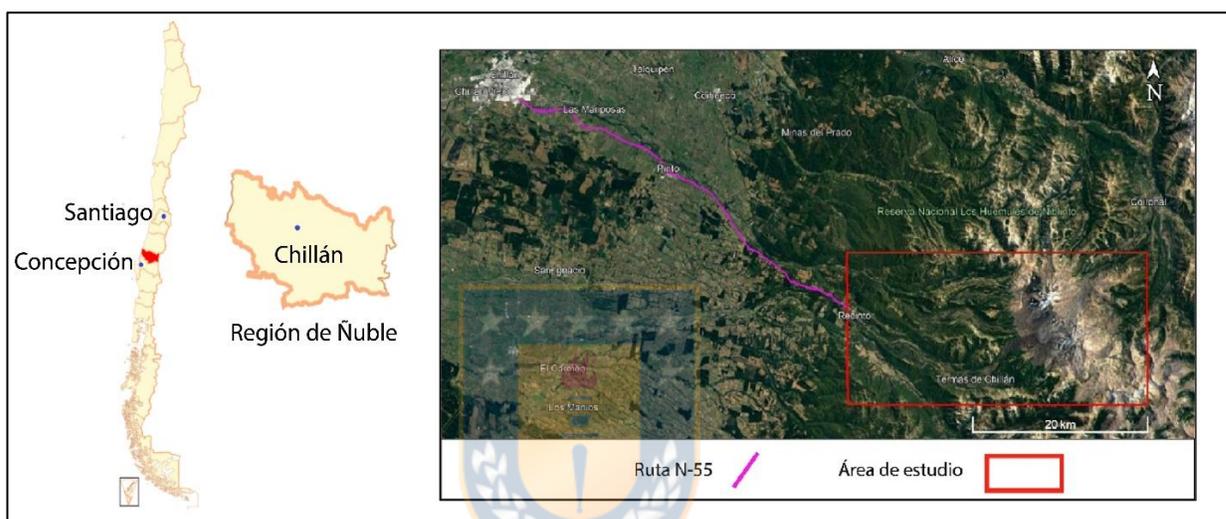


Figura 1.1: Ubicación y accesos del área de estudio.

1.3. Cuenca del estero Renegado y su red hídrica

En la figura 1.2 obtenida de Google Earth se muestra el área de estudio donde se puede observar la delimitación de la cuenca del Estero del Renegado y su red hídrica. Para realizar esta delimitación se usaron 4 puntos de control los cuales tienen las siguientes coordenadas UTM y geográficas:

Tabla 1.1: Puntos de control usados para delimitar la cuenca del estero Renegado.

Punto	Coordenadas UTM (19H)	Coordenadas geográficas
Vertiente el Saltillo	5917257 S/263736 E	$36^{\circ}51'39.95''$ S/ $71^{\circ}39'1.03''$ O
Puente Marchant	5913031 S/273219 E	$36^{\circ}54'5.33''$ S/ $71^{\circ}32'42.97''$ O
Vertientes frías	5912834 S/275164 E	$36^{\circ}54'13.39''$ S/ $71^{\circ}31'24.67''$ O
Vertientes tibias	5911935 S/274880 E	$36^{\circ}54'42.28''$ S/ $71^{\circ}31'37.09''$ O

Todos los puntos de control se ubican en la carta IGM de código F111-Recinto, en cambio la cuenca hidrográfica se distribuye entre las cartas F111- Recinto y F112- Nevados de Chillán. El área de la cuenca hidrográfica es de 130,608323 km².



Figura 1.2: Cuenca del estero Renegado y su red hídrica.

1.4. Metodología de trabajo

El primer paso fue un reconocimiento en terreno de los dos sistemas de vertientes donde se inspeccionó las nacientes y los frentes de lava donde afloran estas aguas subterráneas. También se observó en terreno parte de las zonas aportantes asociadas a ambos sistemas. Posteriormente se realizó una recopilación bibliográfica donde se estudió la geología y la geomorfología del sector, además de comprender las recargas en el sector andino fracturado. Prosiguiendo se usó ArcGIS para determinar la cuenca en estudio y su red hídrica, en conjunto con la observación de las zonas aportantes a través de Google Earth. Continuando con el estudio se llevó a cabo muestreos de agua en terreno para poder medir la temperatura, el pH y la conductividad eléctrica. En trabajo de gabinete se redactó inicialmente el marco geológico de la zona realizado por Naranjo *et al.* (2008). Se efectuó un análisis isotópico tomando muestras de las vertientes en botellas con tapa rosca de 15 ml las cuales fueron llenadas y refrigeradas para ser analizadas con un láser Analizador de isótopos de agua V2 seis veces cada una considerando el promedio de las últimas 4 y obteniendo así los valores de los isótopos. En conjunto se realizaron terrenos para reconocer la geología del sector. Luego se hizo un balance hídrico usando el método de Thornthwaite para lo cual se obtuvieron los datos de precipitación y evapotranspiración potencial de la página web de CR² (Center for Climate and Resilience Research). Finalmente se investigó el porqué de las sequías en la zona centro-sur de Chile y se construyó el informe definitivo.

1.5. Trabajos anteriores

Un pionero en estudiar el Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh) fue Philippi en 1863 el cual compiló evidencias y testimonios asociados a la erupción del volcán Santa Gertrudis en el 1861. A pesar de esto los primeros detalles asociados a la geología del sector fueron realizados por Brügger en 1948 el cual describió estructuras volcánicas del CVNCh además de recopilar y analizar antecedentes eruptivos. En 1974 y 1975 Déruelle y Déruelle aportan datos estructurales y proponen que los volcanes alineados se asociarían a una caldera de forma elíptica de la cual quedan registros como ciertos escarpes, además dividen el CVNCh en dos centros volcánicos. Posteriormente, en el 1977, Déruelle habla de las primeras etapas eruptivas que formaron al volcán Arrau. Naranjo *et al.* (1994) entregan información de la evolución pleistocena-holocena del complejo volcánico los que destacan una etapa primaria de caldera, continuada por erupciones efusivas importantes las que exhiben una decreciente tendencia respecto a volumen y tasas de emisión en sus nuevos episodios. El primer mapeo en detalle del CVNCh fue realizado por Dixon *et al.* (1999) los cuales separan sus unidades en el Subcomplejo Cerro Blanco en el noroeste y el Subcomplejo Las Termas al sureste. A partir de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ellos indican que el CVNCh inicio como un sistema volcánico desde hace 640 ka el cual permitió una abundante actividad efusiva, sobre todo en un ambiente subglacial. Mee (2004) y en un documento de Mee *et al.* (en edición), más datos arrojados por el método $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}$, aportaron descripciones de facies subglaciares de lavas del Pleistoceno Superior que permitieron construir las características paleoambientales del noroccidente de CVNCh. En Naranjo y Lara (2004) describen las características de una erupción vulcaniana ocurrida entre los dos volcanes más jóvenes del complejo. Posteriormente, Mee *et al.* (2006) describen el emplazamiento del material extrusivo del volcán Santa Gertrudis en la porción noroccidental del complejo. Naranjo *et al.* (2008) elaboran la Carta Geológica Básica del CVNCh basándose en Dixon *et al.* (1999), integrando datos geoquímicos y geocronológicos facilitando así la caracterización de unidades. Finalmente, Rivera (2014) estudia la geología, la geomorfología y el geopatrimonio en el CVNCh.

1.6. Agradecimientos

Quiero dar las gracias al centro CRHIAM por medio del proyecto ANID/FONDAP/15130015, a mi familia y amigos por su apoyo.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Generalidades

El CVNCh se caracteriza por tener una composición variable entre andesítica y dacítica, además de poseer una forma elíptica con un área basal de 150 km² y un volumen de 65 km³. Este complejo se ubica en la Región de Ñuble en las provincias Punilla y Diguillín, específicamente en el límite de las comunas de Pinto y Coihueco, teniendo como coordenadas 36°52'S – 71°22'O. El CVNCh alcanza una altura máxima de 3212 m s.n.m. y se ubica próximo a centros poblados como Las Trancas, Chacayal, Roble Huacho y Termas de Chillán. El complejo y su edificio volcánico se compone por diecisiete centros de emisión los que se distribuyen mayoritariamente en dirección noroeste-sureste y se dividen en dos subcomplejos (Subcomplejo Las Termas y Subcomplejo Cerro Blanco) que presentan centros de emisión satélites de menor dimensión y que se asocian al basamento del sector constituido por la Formación Cura-Mallín, el Batolito Santa Gertrudis-Bullileo y la Formación Cola de Zorro. Es relevante indicar que la morfología próxima al CVNCh está constituida por valles principalmente estrechos los que aportan agua a importantes sistemas fluviales y que el sector se conoce principalmente por las aguas termales y por el centro de ski Nevados de Chillán. El CVNCh tiene actividades volcánicas desde hace 640 ka las que se clasifican como subplinianas y vulcanianas; además presenta peligros como flujos de detritos, coladas de lava y lahares que fluyen por valles principales del sector asociados a los esteros Renegado, Shangri-La y San José y a los ríos Chillán, Santa Gertrudis, Gato y Las Minas. Los peligros volcánicos de mayor relevancia en el sector son los lahares debido a importantes cauces y la nieve con hielo en las cumbres del CVNCh que los gatillan (Sernageomin y Naranjo *et al.*, 2008). El siguiente marco geológico se basa en la carta geológica de Chile llamada Geología del Complejo Nevados de Chillán y el mapa geológico asociado (figura 2.1) diseñados por Naranjo *et al.* (2008).

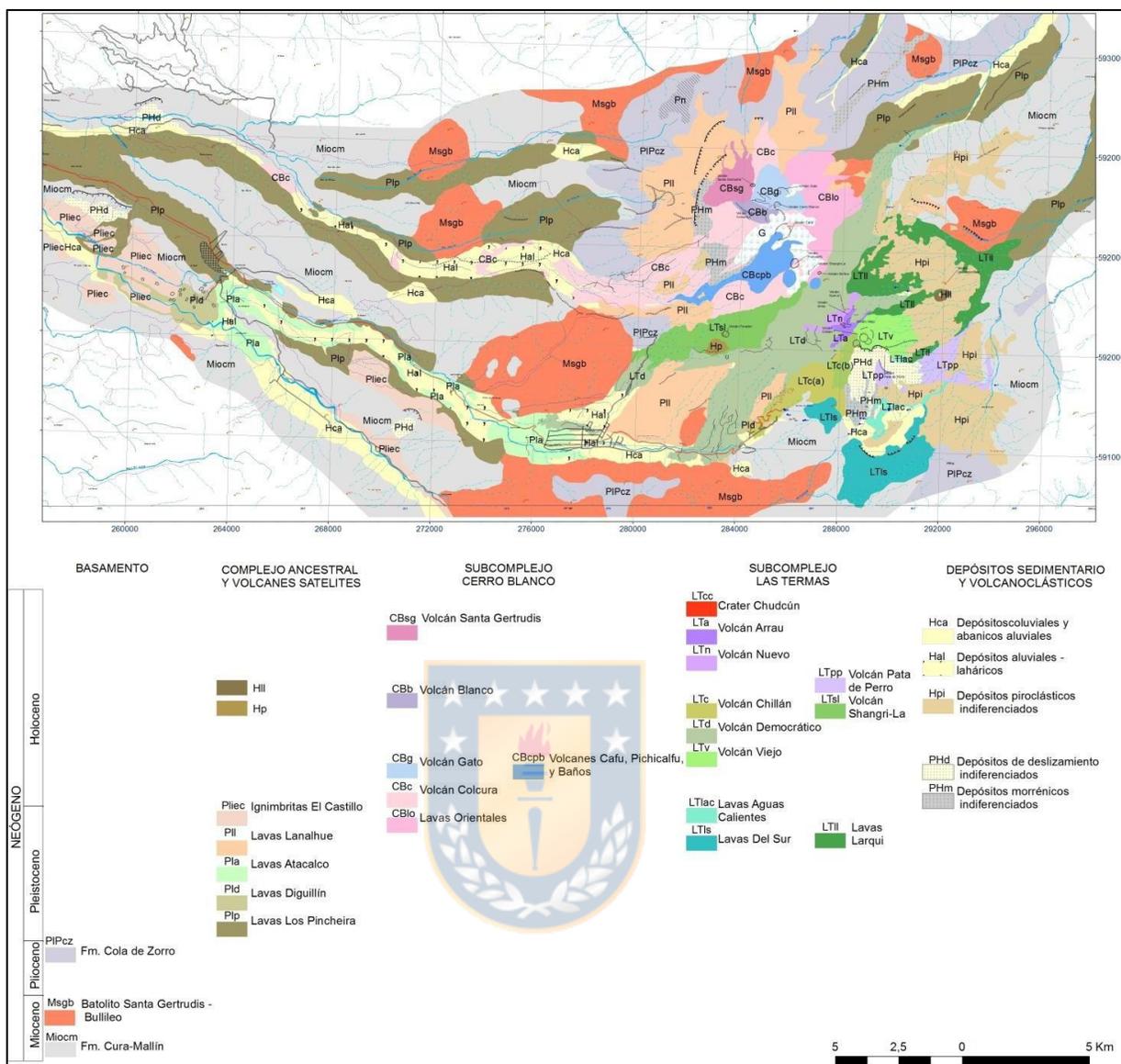


Figura 2.1: Mapa geológico del Complejo Volcánico Nevados de Chillán. Elaborado por Naranjo *et al.* (2008).

2.2. Basamento del complejo volcánico

2.2.1. Formación Cura-Mallín Miocm (Mioceno inferior-medio)

La Formación Cura-Mallín, definida por González y Vergara (1962), se constituye por una secuencia subhorizontal inclinada al oeste compuesta por rocas piroclásticas, rocas sedimentarias clásticas y lavas intermedias (Muñoz y Niemeyer, 1984). La formación infrayace en discordancia a material volcánico perteneciente a la Formación Cola de Zorro y a la vez es intruida por el granitoide Batolito Santa Gertrudis-Bullileo. Estas litologías se encuentran próximas al CVNCh.

2.2.2. Batolito Santa Gertrudis-Bullileo Msgb (Mioceno)

Esta unidad, descrita por Muñoz y Niemeyer (1984), se compone principalmente por monzodioritas cuarcíferas, granodioritas subordinadas y filones graníticos tardimagmáticos. Estos intrusivos se emplazaron en capas de la Formación Cura-Mallín próximas al CVNCh. Al norte del CVNCh estas rocas infrayacen en discordancia de erosión a coladas de lava y material piroclástico pertenecientes a la Formación Cola de Zorro. Este plutón tiene una edad Mioceno la cual fue estimada a partir de datos radiométricos K-Ar estudiados por Muñoz y Niemeyer los cuales determinaron un intervalo de edades entre 5,8 y 17,2 Ma.

2.2.3. Formación Cola de Zorro PIPcz (Plioceno Superior-Pleistoceno)

La Formación Cola de Zorro, definida por González y Vergara (1962), está compuesta por lavas y rocas piroclásticas de composición principalmente andesítica las que se disponen de manera horizontal y discordante sobre la Formación Cura-Mallín. Esta unidad tiene una edad Plioceno tardío-Pleistoceno determinada por datos radiométricos realizados por Muñoz y Niemeyer (1984). Al sur del estero Renegado se estimó una edad de 1.820 ± 640 ka a partir de $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ la que es consistente con la edad señalada previamente.

2.3. Geología del CVNCh ancestral y volcanes satélites

2.3.1. Lavas Los Pincheira Plp (Pleistoceno medio)

Estas rocas extrusivas se caracterizan por ser coladas extensas y gruesas de superficie plana ubicadas en diversos valles glaciales formados y labrados en rocas del basamento. En el valle asociado al estero Renegado estas rocas se encuentran cubiertas por las lavas Atacalco y por niveles de la Ignimbrita El Castillo, además se distribuyen en los valles del río Chillán y del estero San José alcanzando una expansión de 40 km aproximadamente desde las cimas del CVNCh hacia el oeste, mientras que al este se expanden por los valles del estero Las Cabras, del río Las Minas y el río Gato. Litológicamente son rocas andesíticas de olivino y piroxeno principalmente afáníticas de textura muy fina y regularmente de matriz vítrea con un porcentaje de SiO_2 que gradúa entre 58 a 60,6%. Sus potencias fluctúan entre 100 a 200 m las que presentan en niveles basales un diaclasamiento de tipo disyunción columnar de 50 a 100 m de espesor el cual es cubierto por diaclasamiento irregular caótico. A partir de estas estructuras se puede explicar el flujo subterráneo desde el valle del Renegado hacia el río Diguillín. Esto se debe a la interconexión de diaclasas las

cuales facilitan el movimiento de agua subterránea la que sigue la pendiente del valle (Arumi, J., comunicación personal, 2022). Se obtuvieron 4 edades $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ concordantes de 630 ± 50 , 641 ± 40 , 660 ± 40 y 690 ± 40 ka.

2.3.2. Lavas Diguillín Pld (Pleistoceno medio)

Las lavas distales de esta unidad están constituidas principalmente por rocas andesíticas y brechas las que cubren de manera lateral a las lavas Los Pincheira e infrayacen a las ignimbritas El Castillo y a las lavas Atacalco. En zonas proximales este material infrayace a las lavas Lanalhue. El emplazamiento de estas rocas fue a través del valle del estero Renegado, partiendo del área suroeste del CVNCh, al norte del complejo Termas de Chillán, específicamente en las nacientes del estero Renegado. En esta área aflora una alternancia de lavas macizas de potencias que varían entre 8 a 10 m y brechas (autobrechas) de espesor próximo a 10 m. Estas lavas son andesitas porfíricas de piroxeno y de escaso olivino y anfíbol las que contienen un 58 % de SiO_2 . Las autobrechas formadas a partir de las mismas lavas se componen por bloques vesiculares subredondeados y angulosos cementados por arcillas intersticiales. Las rocas distales afloran al sureste del pueblo de Recinto, lugar donde el frente de lava oscila entre 50 a 100 m de espesor y alcanza una distancia de 33 km desde la zona emisión, siendo común una potencia de hasta 150 m en este material.

Las lavas presentan montículos de hasta 200 m de diámetro que se clasifican como megabloques transportados por las coladas los que corresponden a fragmentos asociados a la ruptura del filo que separa los valles glaciares de Diguillín y del Renegado. A partir de estudios $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ se obtuvieron tres resultados muy similares y concordantes los que corresponden a 390 ± 60 , 270 ± 80 y 240 ± 140 ka; a partir de estos datos se estima un intervalo que varía entre 330 a 380 ka.

2.3.3. Lavas Atacalco Pla (Pleistoceno medio-superior)

La unidad está constituida por varios flujos de lava andesítica caracterizados por presentar bloques y rocas aa que afloran en el valle del estero Renegado y que cubren lateralmente a las lavas Los Pincheira Y Diguillín; además están cubiertas por lavas del volcán Democrático y depósitos laháricos. En el sector de la Laguna Veguilla se encuentran altos topográficos relacionados a lavas previas los que desviaron el flujo al valle del río Diguillín para luego acumularse en Atacalco alcanzando potencias que gradan entre 30 a 50 m. Esta unidad se compone por andesitas porfíricas gruesas de piroxeno, plagioclasa y olivino que presentan vesículas sin rasgos de erosión y tienen

un porcentaje de SiO₂ entre 57 y 59%. A partir de análisis radiométrico ⁴⁰Ar/³⁹Ar se obtuvieron edades concordantes con valores 157±90, 120±60 y 110±60 ka.

2.3.4. Lavas Lanalhue PII (Pleistoceno Superior)

Las Lavas Lanalhue se caracterizan por tener una superficie plana y por mostrar diaclasamiento fragmentario y hialoclastitas además de presentar niveles y centros de emisión de escorias. Respecto a su composición esta es muy variable la que gradúa desde andesitas basálticas a riolitas. En cuanto a su distribución estas lavas sobreyacen a la Formación Cola de Zorro y las lavas Los Pincheira; también cubren las lavas Diguillín en las nacientes del estero Renegado, al norte de las instalaciones Termas de Chillán. En el sector norte estas lavas están cubiertas o cortadas lateralmente por rocas de las lavas orientales y del volcán Colcura pertenecientes al Subcomplejo Cerro Blanco, en cambio, en el sur, los afloramientos están rodeados por material del volcán Democrático. Respecto al Subcomplejo Cerro Blanco las lavas Lanalhue se encuentran al oeste, noreste y noroeste de este mismo las que están cortadas por escarpes de 100 a 150 m. En las nacientes del río Chillán los afloramientos son menos potentes. En el flanco suroccidental del complejo, las lavas Lanalhue se presentan como una secuencia de lavas de hasta 150 m de espesor ubicadas entre los valles de los esteros Renegado y Shangri-La. También se asocian coladas andesíticas de olivino, plagioclasa y en menor cantidad clinopiroxeno con potencias entre 5 y 8 m y con porcentajes de SiO₂ que gradúan entre 58 a 62%; además se observa diaclasamiento planar hacia la base y niveles brechosos entre ellas. Ciertas lavas presentan lóbulos con diaclasamiento fragmentario con texturas vítreas en sus márgenes. Relacionadas con hialoclastitas se observan fracturas poligonales centimétricas y pseudoalmohadillas de las cuales se infiere un rápido enfriamiento por agua o vapor asociado probablemente a emplazamiento subglaciar. Localmente se encuentran brechas soldadas, salpicaduras y bombas de escoria con composición andesítica y basáltica con olivino y plagioclasa y una cantidad de SiO₂ próxima a un 55%, en conjunto con intrusivos tales como mantos y filones interpretados como centros de emisión (Mee *et al.*, en edición). Ciertas porciones en el sector suroeste incluyen lavas ricas en sílice como andesitas, dacitas y riolitas con una concentración de esta molécula que varía entre 59 a 71%. Se obtuvieron 14 estudios radiométricos de ⁴⁰Ar/³⁹Ar realizados por Dixon *et al.* (1999), Mee (2004), Mee *et al.* (en edición) y los autores de este trabajo arrojando los siguientes datos: 97±15 ka, 96±15 ka, 92,4±7

ka, $90 \pm 1,2$ ka, $88,9 \pm 2,0$ ka, $85,3 \pm 11,6$ ka, 82 ± 4 ka, $81,5 \pm 8$ ka, 81 ± 8 ka, $79,9 \pm 1,2$ ka, $68,1 \pm 2$ ka, 60 ± 30 ka, 60 ± 10 ka y $51,5 \pm 3,4$ ka.

2.3.5. Ignimbrita El Castillo Pic (Pleistoceno Superior)

Esta unidad se compone por material ignimbrítico depositado por flujos piroclásticos densos, cenizas, pómez y escorias que sobreyacen a las lavas Diguillín y Los Pincheira. Se observan flujos de ceniza y escoria en las proximidades de Recinto y en el sector El Castillo, aguas abajo de los valles del estero Renegado y del río Diguillín. Al norte del área de estudio, en San Fabián, se observan depósitos de flujos de cenizas y pómez los que presentan troncos carbonizados antracíticos que no se pudieron datar por ^{14}C . Estas rocas se correlacionan con ignimbritas de la depresión central ubicadas hasta 100 km al oeste y noroeste del CVNCh cuyo volumen supera los 150 km^3 y abarca un área de 5500 km^2 (Naranjo *et al.*, 1994; Varela y Moreno, 1982). Al oeste de Recinto, a unos 5 km aproximadamente aflora una secuencia de niveles pumíceos con una potencia que fluctúa entre 1,5 a 2 m. La porción inferior es un horizonte de líticos, pómez y carbón sobre el cual aflora una capa de pómez de 25 cm con fragmentos de 3 cm aproximadamente en una matriz de lapilli fino y cenizas. Sobreyace una capa de ceniza amarillenta y fina continuada por una capa constituida por carbón con lapilli gruesa de pómez en ceniza fina. A techo se depositó una unidad compuesta por líticos principalmente que varía a un horizonte de lapilli fino de 20 cm de potencia, con pómez anaranjadas a amarillentas, esquirlas líticas y carbón. La unidad superior se compone por líticos, pómez y carbón con bombas y bloques de tamaño menor a 25 cm. En esta secuencia se ha formado suelo cinerítico bioturbado. A partir de radiocarbono AMS se obtuvo una edad de valor $37,5 \pm 0,5$ ka; en San Fabián, por AMS, la edad calculada fue de $38,7 \pm 0,5$ ka.

2.3.6. Conos Piroclásticos Satélites: Volcanes Las Lagunillas Hll y Parador Hp (Holoceno)

Ambos conos piroclásticos satélites, llamados volcanes Las Lagunillas y Parador, pertenecen al CVNCh y afloran en el flanco oriental y occidental de este complejo respectivamente. El volcán Las Lagunillas se ubica 5 km al este del portezuelo encontrado entre el subcomplejo Cerro Blanco y el subcomplejo Las Termas, mientras que el cono de escoria Parador aflora a unos 4 km al suroeste del portezuelo previamente mencionado. Las Lagunillas tiene una altura de 90 m aproximadamente y una base elongada hacia al noreste con dimensión 0,75 km por 0,5 km, además

su cráter es circular y está cubierto por tefra del holoceno presentando un diámetro próximo a 100 m. El volcán Parador, de aspecto juvenil, es similar al volcán Las Lagunillas en cuanto a dimensiones basales, pero alcanza una altura de 150 m, además de exhibir un cráter de 300 m de diámetro; el edificio está rodeado por lavas del volcán Shangri-La y sus bombas son escoriáceas con una oxidación distintiva.

2.4. Subcomplejo Cerro Blanco

2.4.1. Lavas Orientales CBlo (Pleistoceno Superior alto)

Las lavas Orientales se componen por bloques porfíricos dacíticos y andesíticos que presentan erosión glacial parcial y tienen un volumen importante y principal correspondiente al edificio perteneciente al Subcomplejo Cerro Blanco. Estas coladas sobreyacen a las lavas Lanalhue e infrayacen discordantemente a material piroclástico del volcán Gato y lavas del volcán Democrático. Las lavas afloran sobre el flanco este del Subcomplejo Cerro Blanco y se constituyen por andesitas y dacitas de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno con SiO_2 que gradúa entre 59 a 65,5%. Dixon *et al.* (1999) calculó una edad de $23,9 \pm 5,4$ ka.

2.4.2. Volcán Colcura CBc (Pleistoceno Superior alto- Holoceno)

Este volcán se compone por remanentes de un estratocono de escorias oxidadas y lavas. Se constituye por lavas aa y de bloques en conjunto con brechas y depósitos de avalancha de detritos que sobreyacen en discordancia a las lavas Lanalhue e infrayacen a material piroclástico del volcán Gato, a las coladas de los volcanes Pichicalfú, Blanco y Calfú y a depósitos morrénicos y piroclásticos de caída. Su distribución es sobre el flanco este, norte y en mayor cantidad al suroeste del Subcomplejo Cerro Blanco. El emplazamiento de estas lavas es desde cabeceras por el valle del río Chillán. La composición de las rocas varía entre andesítica y dacítica (56 a 66% de SiO_2 según Dixon *et al.*, 1999) con plagioclasa, titanomagnetita, dos piroxenos y trazas de ilmenita y olivino. A partir de una muestra extraída en el valle del río Chillán a 1200 m s.n.m., sin evidencias de erosión glacial, se calculó una edad de $14,2 \pm 2,2$ ka con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. También, en el flanco norte, se tomó una muestra la cual arrojó una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $8,2 \pm 7,2$ ka. En base a estos datos la edad del volcán Colcura es pleistocena superior a holocena.

2.4.3. Volcanes Gato CBg y Blanco CBb (Holoceno)

Estas estructuras pertenecen a la parte superior del edificio del Subcomplejo Cerro Blanco. Los volcanes corresponden a estratoconos de composición dacítica con bajo porcentaje de sílice. El volcán Gato tiene una altura próxima de 500 m y un cráter con 650 m de diámetro, además sobreyace a las lavas Orientales y las del volcán Colcura. El volcán Gato está cubierto por el cono del volcán Blanco y por un centro de emisión sin cráter. El volcán Blanco es un cono de altura próxima a 100 m el cual tiene una base de 750 m de diámetro y un cráter de 250 m de diámetro, el cual liberó lavas hacia el noroeste que fueron cubiertas parcialmente por el volcán Santa Gertrudis. El volcán Blanco y el Gato son composicionalmente dacíticos con un contenido de sílice de 65,3 a 66,4 %, lo cual los permite distinguir del resto de volcanes del Subcomplejo Cerro Blanco.

2.4.4. Volcanes Calfú, Pichicalfú y Los Baños CBcpb (Holoceno)

En el flanco sur del Subcomplejo Cerro Blanco se observan tres volcanes menores de andesitas máficas. El cono piroclástico volcán Calfú posee un cráter que tiene una razón altura (50 a 100 m) /ancho (700 por 400 m) muy baja. Este cono tiene una alta cantidad de depósitos piroclásticos vulcanianos ricos en líticos con acumulaciones de caída de escorias andesíticas, salpicaduras oxidadas rojizas y aglutinados soldados, además de exhibir niveles de lavas. Una de las últimas actividades libero lavas aa de 5 km de extensión en sentido suroeste además de acumulaciones de tefra ubicadas al este, oeste y sur. Hacia el sur se encuentra el estratocono de piroclastos conocido como volcán Pichicalfú el cual posee 500 m de diámetro aproximadamente con un cráter de 300 m y de altura próxima a 50 m. Al sureste se observa el cono Los Baños de estructura cónica compuesta por piroclastos con un diámetro basal de 400 m y un cráter de 100 m con altura menor a 50 m. Este sistema de volcanes tiene una composición andesítica porfírica denominada como tipo Calfu (Dixon *et al.*, 1999), el cual tiene una mineralogía semejante al material del volcán Colcura, pero con una menor concentración de SiO₂ que oscila entre 56 a 58,5%.

2.4.5. Volcán Santa Gertrudis CBsg (1861-1865 d.C.)

En agosto de 1861 ocurrió la erupción volcánica que origino al volcán Santa Gertrudis; este fenómeno se concretó específicamente en el flanco noroeste del Subcomplejo Cerro Blanco. El volcán está compuesto por un campo de lava andesítica porfírica de bloques y un cono de escorias. La unidad se sobrepone a lavas del volcán Blanco y corresponde a la actividad más nueva del Subcomplejo Cerro Blanco. El edificio cónico se encuentra 500 m bajo la cumbre volcán del Blanco. La base del volcán Santa Gertrudis tiene medidas de 400 m por 600 m, el cual se encuentra

alargado en dirección oeste- este y posee una altura próxima a 150 m. El cráter respectivo tiene una tendencia similar a su base teniendo como medidas 100 m por 200 m. El material extrusivo se liberó entre los años 1861 y 1862 pero se debe indicar que la actividad probablemente perduró hasta 1865 desarrollando el cono de escorias (Philippi, 1863; Cuadra, 1868). La liberación de lava se acompañó por explosiones estrombolianas y gatillo la formación de lahares producidos por la fusión de hielo y nieve. La composición geoquímica indica que las lavas tienen un 57 % de SiO₂ aproximadamente y son del tipo volcán Calfú.

2.5. Subcomplejo Las Termas

2.5.1. Lavas del Sur LTIs (Pleistoceno Superior alto)

Lavas del Sur es una sucesión bien estratificada compuesta por lavas andesíticas basálticas y andesitas porfíricas que sobreyacen a material extrusivo de la Formación Cola de Zorro y que a la vez infrayacen a las lavas Aguas Calientes. Las coladas asociadas a estas lavas tienen un espesor próximo a los 200 m y se constituyen por unas 30 capas extrusivas con potencias de 10 m aproximadamente y por sus brechas respectivas. Las rocas tienen 53 a 59,1 % de SiO₂ y una mineralogía constituida por plagioclasa, titanomagnetita, clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de una alta cantidad de olivino en las lavas más máficas el cual tiene una rara ocurrencia en andesitas. Dixon *et al.* (1999) estudio una muestra de la porción intermedia de estas lavas la cual arrojó una edad de 40,9±13,4 ka usando la datación radiométrica 40Ar/39Ar.

2.5.2. Lavas Larqui LTII (Pleistoceno Superior alto)

Las lavas Larqui presentan un leve grado de arcillización en conjunto con niveles soldados de tefras y salpicaduras, que fueron depositadas sobre distintas unidades pertenecientes al basamento y que lateralmente son cortadas por lavas derivadas del volcán Democrático y del volcán Viejo. El material extrusivo aflora al oriente del Subcomplejo Las Termas y presenta escarpes importantes originados por acción glaciaria. La secuencia tiene una potencia que fluctúa entre 150 a 200 m y es constituida por coladas de lava de espesores que oscilan entre 5 a 10 m y capas tobáceas y spatters escoriáceos con potencias entre 2 a 5 m; 1 edificio volcánico asociado fue erosionado por acción glaciaria. A partir de una muestra de lava se determinó una composición andesítica-basáltica con un 55,2 % de SiO₂. Con relaciones estratigráficas y morfología se deduce que las lavas Larqui son

más antiguas que el edificio del volcán Viejo, pero se desconoce la asociación con las lavas Aguas Calientes.

2.5.3. Lavas Aguas Calientes LTlac (Pleistoceno Superior alto)

El material extrusivo se compone por lavas dacíticas vítreas desvitrificadas que exhiben diaclasamiento columnar radial y brechas. Su composición dacítica silíceo tiene un 67,7 a 69,3 % de SiO₂ y su mineralogía está constituida principalmente por plagioclasa, titanomagnetita, ilmenita y piroxenos. Partes de este material presentan disyunciones columnares con forma de abanicos radiales asociadas a un núcleo central. Las diaclasas de morfología columnar varían a disyunciones fragmentarias en flujos prominentes y en bordes de lava. La gradación de columnas de abanico a estructuras fragmentarias podría indicar erupciones bajo glaciales donde domos dacíticos intruyeron al hielo acumulado en una caldera. Se dataron tres edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar arrojando los valores 30,2±2,2 ka, 26,2±6 ka y 25,1±1,4 ka.

2.5.4. Volcán Viejo LTV (Holoceno)

El volcán Viejo es un estratovolcán fundamental perteneciente al Subcomplejo Las Termas el que se constituye por capas de lavas y unidades piroclásticas que tienen importantes niveles andesíticos y dacíticos de aglutinados soldados. El edificio se constituye principalmente por piroclastos dacíticos presentando un diámetro de base que se aproxima a 1,5 km y una altura cercana a los 500 m. En la cumbre existe un cráter de casi 700 m de ancho el cual incluye dos cráteres menores con diámetros próximos a 250 m y 350 m. En el flanco sur ocurrieron al menos dos importantes deslizamientos los que desarrollaron escarpes permitiendo así observar la estructura interna. La unidad visible inferior presenta una secuencia bien estratificada con una potencia de 50 m aproximadamente la que se constituye por tobas grisáceas de lapilli con niveles ricos en bloques dacíticos vítreos con escasas vesículas a densos con una concentración de SiO₂ que varía entre 64,5 a 69,6%. La estratificación presenta laminación planar relacionada a depósitos de caída de piroclastos, además de unidades con estratificación cruzada de gran escala que corresponderían a hialoclastitas subglaciares. Los depósitos previamente descritos están cubiertos por piroclastos de cientos de metros que presentan niveles de salpicaduras soldadas (fiammes), depósitos de caída de pómez dacíticas y potentes depósitos vulcanianos con bloques dacíticos y líticos accidentales. La mayoría de las tefras holocenas depositadas al este del volcán Viejo fueron emitidas por este cono (Dixon *et al.*, 1999). Con dataciones radiométricas ¹⁴C realizadas en muestras de depósitos

distribuidos al este del complejo el volcán tendría una edad Holoceno el cual estuvo activo próximo hasta hace 2 ka.

2.5.5. Volcán Democrático LTd (Holoceno)

El Volcán Democrático es una estructura estratocono principalmente efusiva compuesta por lavas de bloques y andesitas a dacitas silíceas las cuales han sido cubiertas por la estructura del volcán Arrau. Sus lavas se extienden hasta 14 km hacia al oeste cubriendo las unidades Lanalhue, Diguillín y Atacalco, en cambio, al este, estas rocas se adosan a escarpes labrados en las lavas Larqui. Se debe indicar que las lavas relacionadas al volcán están sobreyacidas por material de los volcanes Chillán y Shangri-La. El sector sur del volcán se puede observar en fotos aéreas capturadas previamente al año 1973 donde ocurrió la erupción del volcán Arrau el cual cubrió completamente al Democrático. La zona norte del volcán fue cubierta por el volcán Nuevo entre los años 1906 al 1948. En el portezuelo que separa a los subcomplejos el material efusivo del Democrático está fuertemente erosionado y cubierto por morrenas. Estas lavas de bloques las cuales afloran cerca de los sistemas de vertientes se componen por variadas coladas las que presentan variaciones composicionales con concentraciones de sílice que gradan entre 56 a 70,4 %, con escasos fenocristales y con una mineralogía constituida por ilmenita, titanomagnetita, plagioclasa y dos piroxenos.

2.5.6. Volcanes Chillán LTc y Shangri-la LTsl (Holoceno)

Volcán Chillan es un estratovolcán contiguo al oeste del volcán Viejo al cual cubre parcialmente. Se compone mayoritariamente por dacitas con intercalaciones de piroclastos, material que se emplazó cubriendo el flanco sur del volcán Democrático y que además infrayace a productos del volcán Arrau. El volcán Chillán tiene un diámetro basal de 1,5 km y una altura que bordea los 400 m, además de poseer un cráter de 250 de diámetro el cual sufrió un deslizamiento en el flanco sur. Las lavas asociadas afloran en el flanco suroeste del cono. El material extrusivo es principalmente dacitas en forma de bloque de hasta 1 m (silíceas y pobres en cristales con un 69 a 69,5% de SiO₂) comúnmente interestratificadas con cenizas retrabajadas y pómez. Las capas de lava inferiores son similares en cuanto a composición con niveles de tefra pertenecientes a una secuencia piroclástica de caída almacenada en el este del Subcomplejo Las Termas, lo que permite realizar una correlación pudiendo estimar así que estas lavas son probablemente más jóvenes que 2,27 ka (Dixon *et al.*, 1999). Las lavas asociadas al volcán Shangri-La, dacitas de bloque, fueron liberadas

por un domo de 250 m de diámetro localizado en el portezuelo entre los subcomplejos; estas se movilizaron hacia el oeste-suroeste por el valle homónimo. A partir de una dacita del volcán Shangri-La y usando el método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ este arrojo una edad de $7,7 \pm 2,8$ ka (Mee, 2004; Mee *et al.*, en edición).

A pesar de que los centros de emisión están geográficamente separados, las lavas suprayacentes del volcán Chillán son similares con las dacitas de bloque del volcán Shangri-La, las que además tienen una misma posición estratigráfica. Ambos tipos de lavas presentan las mismas características geoquímicas (Dixon *et al.*, 1999).

2.5.7. Volcán Pata de Perro LTpp (Holoceno)

Volcán Pata de Perro está conformado por una colada de lava de bloques dacítica y por un cono piroclástico de pómez soldadas. El material se sobrepone a las lavas Aguas Calientes y a los Depósitos Piroclásticos de Caída Indiferenciados, además se encuentra cubierto por deslizamientos gatillados en la zona sur del volcán Viejo. Este volcán se encuentra sobre el flanco sur del volcán Viejo y su colada de lava se extiende a las cabeceras del valle del río Las Minas. Del estratocono compuesto por pómez soldadas se conserva la mitad occidental debido a que su otra porción del edificio fue destruida por un deslizamiento del volcán Viejo; previo a esto la altura original del volcán supero los 200 m. Tanto las lavas como las pómez tienen una composición dacítica con una cantidad de sílice que oscila entre 68,75 y 69,4 %. El aspecto juvenil de su lava y las relaciones estratigráficas respecto de los niveles piroclásticos de caída permiten suponer una actividad prehistórica reciente.

2.5.8. Volcán Nuevo LTn (1906-1948 d.C.)

Este volcán tiene una morfología cónica con 180 m de altura la que se construyó sobre la ladera norte del volcán Democrático a partir de una erupción que se gatilló el 16 de agosto del 1906. En los meses iniciales de actividad esta alcanzó un importante desarrollo donde las explosiones se mantuvieron de forma esporádica hasta el 1946 aproximadamente (Brüggen, 1948). Este volcán es semicónico con una cumbre aguda y una base no regular con 1 km de diámetro, además presenta pendientes que superan los 35° en las porciones altas y su cráter tiene un diámetro cercano a 100 m. En sus laderas afloran lavas coulée con un largo superior a 1,5 km y depósitos de cenizas y bloques. La composición de las lavas corresponde a dacitas porfíricas de plagioclasa y dos

piroxenos con una cantidad de SiO₂ próximo a 64%. Naranjo *et al.* (1994) propone que el volcán Nuevo correspondería principalmente a una lava-domo deducida por la pendiente y la presencia de lavas viscosas.

2.5.9. Volcán Arrau LTa (1973-1986 d.C.)

El volcán corresponde a un domo cónico edificado sobre la mitad sur del volcán Democrático entre los volcanes Nuevo y Chillán, el cual tiene un cráter con un diámetro de 120 m. La construcción del volcán inicio en 1973 (Déruelle, 1977) y alcanzo su altura máxima en 1983 (se debe indicar que la actividad volcánica terminó en 1986). De manera similar al volcán Nuevo su formación se llevó a cabo gracias a pulsos de lavas tipo coulée menores a 1 km asociados con explosiones menores y flujos de ceniza y bloques que suavizaron sus laderas. Las pendientes de la porción alta son próximas a 37° y su diámetro basal es un poco superior a 500 m. El material extrusivo del volcán Arrau corresponde a flujos de dacitas vítreas porfíricas con mineralogía compuesta por clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, ilmenita y titanomagnetita con contenidos de SiO₂ que varían entre 64,5 a 65,4 %. Las lavas pertenecientes a este volcán son más ricas en minerales que las dacitas típicas del subcomplejo.

2.5.10. Cráter Chudcún LTcc (2003- d.C.)

Es un cráter alargado con 40 m aproximados en dirección noroeste-sureste y 12 a 15 m de ancho el cual se ubica entre los cráteres de los volcanes Arrau y Nuevo. El desarrollo del cráter se asocia a una erupción tipo vulcaniana menor la que ocurrió en septiembre del 2003; este fenómeno liberó cenizas finas hacia el sur (Naranjo y Lara, 2004). A partir de fotografías se deduce la ocurrencia de una explosión de menor escala en marzo del 2004 que permitió una prolongación del cráter hacia el borde del cráter del volcán Arrau.

2.6. Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos

2.6.1. Depósitos morrénicos indiferenciados PHm (Pleistoceno medio-Holoceno)

Los depósitos morrénicos se caracterizan por contener detritos matriz soportados de mala selección que están constituidos por limos, arenas, bloques y bolones de materiales volcánicos. El espesor de este material grada entre 10 y 30 m y se acumuló en frentes de glaciares más antiguos. Este tipo de acumulaciones se encuentran al oeste del Subcomplejo Cerro Blanco. También se encuentran

depósitos morrénicos al sur del volcán Chillán cubiertos por deslizamientos gatillados en el sector. Al noreste del CVNCh, en el cordón Las Cabras, se puede observar a partir de fotografías aéreas una acumulación alargada de sedimentos no consolidados que podrían ser asociados a remanentes de morrenas elevadas y laterales, depositadas por glaciares dispuestos en valles pertenecientes a los esteros Las Cabras y Cajón Nuevo, los que además encauzaron lavas de la unidad Los Pincheira.

2.6.2. Depósitos de deslizamiento indiferenciados PHd (Pleistoceno medio-Holoceno)

En las porciones altas de filos entre los valles del estero Renegado y el río Diguillín se observan como mínimo tres remociones en masa en las laderas de la cara sur. Estos depósitos desarrollaron taludes con menor pendiente en comparación con los de sectores aledaños y presentan superficies con irregularidades que son indicadores de la presencia de bloques decamétricos y métricos en el subsuelo. Asociado a estos depósitos se visualizan cicatrices de deslizamiento labradas mayoritariamente en escarpes desarrollados por rocas subhorizontales de la Formación Cura-Mallín. Estas cicatrices se pudieron originar por el colapso de grietas formadas por descompresión las que relacionan con la evacuación de glaciares en los valles mencionados (Abele, 1984) durante el Pleistoceno medio a Superior. También se observa deslizamientos más jóvenes que afectaron las laderas sur de los volcanes Chillán y Viejo. El material rocoso pudo quedar predisposto a la remoción debido al debilitamiento de los flancos volcánicos y al retiro de glaciares modernos los que formaron sedimentos morrénicos. Factor gatillantes de los deslizamientos son posiblemente sismos derivados de eventos eruptivos.

2.6.3. Depósitos piroclásticos indiferenciados Hpi (Holoceno)

Los depósitos piroclásticos, mayoritariamente de caída, son emitidos a partir de diversos centros eruptivos del CVNCh; la acumulación de material es controlada por las direcciones de vientos del sector, debido a esto el material se deposita al este y este-sur-este del complejo volcánico. En el sector aflora una columna piroclástica compuesta por 4 niveles de pómez, sobre los que se observan niveles de cenizas ricas en líticos juveniles y accidentales de tipo vulcaniano. Al noreste aflora otra secuencia la cual no se correlaciona con las pómez previamente nombradas, pero si muestra rasgos composicionales que indican un origen en el volcán Viejo (Dixon *et al.*, 1999). El espesor y tamaño de fragmentos piroclásticos de las pómez descritas disminuye rápidamente con el aumento de distancia a partir desde las fuentes; esto se corrobora a 10 km al este del volcán Viejo donde los niveles son de 5 cm y el diámetro máximo de pómez es de 1,5 cm. Con la clasificación de Walker

(1973) y el estudio de los depósitos estos se clasifican como vulcanianos y subplinianos (Dixon *et al.*, 1999). A partir de ^{14}C usado en turba intercalada se estimó una edad para las capas de pómez que varía de 5,5 a 9 ka. También se reconocen afloramientos locales de depósitos de flujo piroclástico con diferente preservación ubicados en valles al oeste o como cubiertas en terrenos boscosos. Estos depósitos se componen por cenizas meteorizadas con fragmentos de lapilli de pómez o escoria subredondeadas con menor cantidad de carbón y líticos. Los depósitos más jóvenes se dataron arrojando edades entre 2.270 ± 70 y 3.460 ± 60 a.

2.6.4. Depósitos aluviales-laháricos (Hal), Depósitos coluviales y abanicos aluviales (Hca) (Holoceno)

En gran parte de los valles asociados al CVNCh afloran remanentes de flujos de detritos de origen lahárico. En el valle Renegado estos depósitos se observan como terrazas originadas por la incisión de flujos de agua actuales. Estos depósitos cubren y allanan lavas antiguas y su deposición es previa al emplazamiento de coladas de lavas del mismo fenómeno eruptivo. En ciertos sectores del valle se encuentran niveles pobremente seleccionados de lavas de bloque características del volcán Chillán. De manera común, el material distal corresponde a depósitos de flujos hiperconcentrados con características de depósitos aluviales y de flujos de detritos. Los depósitos hiperconcentrados suelen ser macizos, pero de manera común presentan débil estratificación caracterizada por finas capas de arena con niveles de partículas más gruesas. Los depósitos laháricos del CVNCh se componen mayoritariamente por material morrénico y por productos expulsados durante la erupción gatillante. Los coluvios son depósitos mal seleccionados clastosoportados compuestos por gravas y bloques desarrollados por colapso gravitacional de taludes inestables. Debido a precipitaciones torrenciales se forman depósitos aluviales compuestos por barro, gravas y arena. En las laderas, alrededor del CVNCh, tienen una expresión de superficie reducida como abanicos de baja extensión originados principalmente por remociones en masa de material piroclástico mezclados de vez en cuando con depósitos de taludes formados por rocas del basamento.

2.3. Geomorfología

El área de estudio está constituida principalmente por sistemas cordilleranos de variadas alturas y geoformas que presentan una elevación que gradúa entre los 650 m s.n.m (sector oeste) a edificios con cumbres próximas y superiores a los 3.000 m s.n.m. donde la pendiente es relativamente alta.

El terreno se caracteriza por ser ígneo el cual se puede dividir en una porción granítica como lo es el Batolito Santa Gertrudis y una porción predominante constituida por volcanes, morrenas, lavas, brechas volcánicas y material piroclástico. El sector cordillerano de estudio se encuentra en la Región de Ñuble y se caracteriza por presentar evidencias de procesos geológicos tanto endógenos como exógenos. Dentro de los procesos constructivos se encuentran los endógenos, ya sea tectónicos y volcánicos, típicos de la Cordillera de los Andes; estos procesos permiten el alzamiento del terreno lo que se suma a la construcción de edificios volcánicos, coladas de lavas y sedimentación piroclástica. En conjunto con los fenómenos endógenos y la posterior ocurrencia de procesos exógenos permiten el desarrollo de un sistema geomórfico más complejo debido a la acción de agentes glaciares, fluviales, aluviales, gravitacionales como remociones en masa y eólicos minoritariamente los que en conjuntos modelan valles glaciares, valles fluviales y morrenas. La geomorfología del área de estudio se puede dividir en seis unidades propuestas por Rivera (2014): cordones montañosos con erosión fluvio-glaciar, valles de origen fluvio-glaciar, plataforma volcánica del Pleistoceno Superior, el complejo volcánico actual, relieves asociados a remociones en masa y terrazas en lavas pleistocenas (figura 2.2).

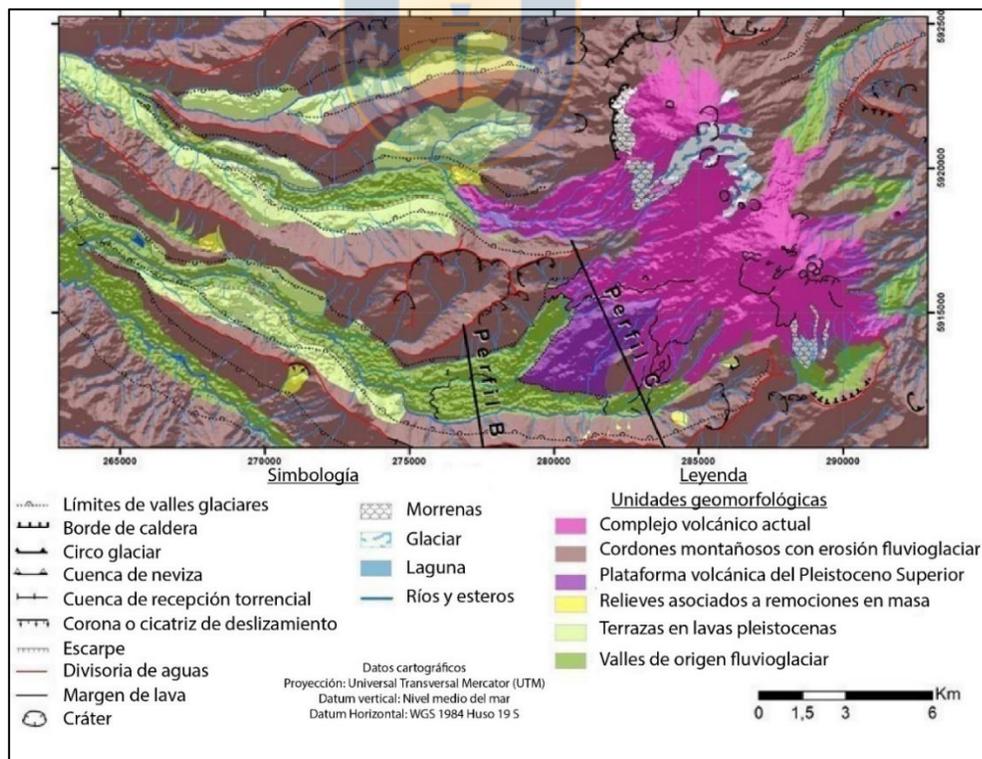


Figura 2.2: Mapa geomorfológico del CVNCh. Los perfiles B y C se encuentran en la figura 2.3. Elaborado por Rivera (2014).

2.3.1. Cordones montañosos con erosión fluvioglacial

Estos cordones abundan en el área estudio distribuyéndose en aproximadamente un 70% del sector donde las alturas son menores en el occidente y son máximas en el CVNCh, específicamente en el Complejo Volcánico Moderno. Los agentes geomórficos han labrado el basamento de edad Mioceno inferior a Pleistoceno ubicado en la zona, además de afectar menormente a las lavas del Complejo volcánico ancestral del Pleistoceno Medio. En estos relieves se gatillan diversos procesos gravitacionales favorecidos por las altas pendientes que son próximas a 35%; estos procesos se constituyen por avalanchas, flujos de detritos, deslizamientos, además de la formación de abanicos aluviales y conos de derrubios. En las zonas altas de estos cordones montañosos se pueden ver variados tipos de subcuencas tales como circos glaciares, cuencas de neviza y cuencas de recepción torrencial. Los circos glaciares se encuentran sobre los 1.800 m s.n.m aproximadamente y se caracterizan por ser semicirculares y bordeados por picos, crestas y aristas. Las cuencas de neviza se originan en zonas altas gracias a la acumulación y la posterior compactación de importantes masas de neviza la cual es la transición entre nieve compactada y el hielo; al derretirse aporta agua a esteros y ríos. Los circos son similares a las cuencas de neviza, pero estas últimas no superan los 1.800 m s.n.m. Las cuencas de recepción torrencial se encuentran asociadas a las nacientes de vertientes y quebradas con altas pendientes. En estas subcuencas se concentra la escorrentía y el material que conformará la carga que el flujo moverá hacia tramos inferiores. Asociados a relieves de acumulación de origen glacial existe un glaciar importante ubicado en los alrededores y sobre el volcán Cerro Blanco donde se observan morrenas derivadas del retroceso y ablación de este mismo, además en el sector meridional del Subcomplejo Las Termas se observan sedimentos glaciales elongados hacia el sur.

2.3.2. Valles de origen fluvioglacial

En el área de estudio los valles de mayor envergadura son los asociados a los ríos Diguillín y Chillán en conjunto con el estero Renegado, todos ubicados al oeste del complejo volcánico actual. Los valles en el área de estudio son múltiples pero los de mayor importancia en este trabajo son el valle Renegado y el valle Shangri-La ya que en estos se encuentran las zonas de recarga y el afloramiento de las vertientes en estudio. El valle del Renegado tiene una extensión próxima a 20 km el cual en su parte superior describe un perfil asimétrico donde erosiona el sur de una artesa glaciar preservando su concavidad semicircular en la ladera norte. Este valle converge con el valle

Shangri-La formando así un escarpe importante de morfología triangular que apunta al oeste donde interactúan los esteros Renegado, Las Cabras y Shangri-La. En el Pleistoceno Superior este valle fue rellenado por flujos de lava los que afectaron la morfología de la artesa glaciaria original. Un aspecto importante del estero Renegado es que en sus partes medias y bajas el valle se encajona lo que permite ver en sus laderas niveles aterrazados compuestos por lavas Los Pincheira, los que se formaron probablemente al fluir lava por los bordes de un glaciar. Al retroceder el glaciar las lavas quedaron aflorando en las dos laderas desarrollando escarpes de hasta 200 m de altitud.

2.3.3. Plataforma Volcánica del Pleistoceno Superior

Esta plataforma nombrada en el sector como meseta Palo Huacho es caracterizada por ser relativamente plana y por tener importantes escarpes de dirección oeste-este y noreste-suroeste que se intersecan y desarrollan un ángulo agudo que apunta al oeste. La altura de la meseta oscila entre los 1.450 y 2.000 m s.n.m. siendo un centro de emisión volcánica sin cráter el punto más alto (Naranjo *et al.*, 2008). En el sureste de la plataforma se ubica un monte caracterizado por su altura y por su carácter intrusivo conocido como Cerro Gato el cual es una montaña apartada de los cordones montañosos compuestos por basamento la cual se derivó a partir de erosión glaciaria. Esta planicie está compuesta por las lavas Lanalhue de edad $51,5 \pm 3,4$ a 97 ± 15 ka (Naranjo *et al.*, 2008). Estas lavas fueron cortadas en la porción alta del Valle Shangri-la lo que se puede demostrar por la existencia de los mismos afloramientos en ambas laderas del valle.

2.3.4. Complejo Volcánico Actual

Este sistema volcánico es irregular y se compone por múltiples estratovolcanes y por dos conos satélites. El campo volcánico está constituido por flujos de lava y de manera subordinada por morrenas, lahares y flujos piroclásticos restringidos espacialmente. En el complejo se observan 11 cráteres alineados con sentido $N35^{\circ}W$ siendo este el lineamiento más importante del CVNCh.

2.3.5. Relieves asociados a remociones en masa

Estos relieves se caracterizan por acumulaciones de material el cual es transportado principalmente por gravedad, por agua y por inestabilidades. Generalmente estos procesos son rápidos los que se traducen en la formación de una cicatriz y un depósito. Las remociones en masa comunes son los flujos de detritos, flujos de barro, flujos de tierra, caída de rocas, slumps y reptación siendo esta última la menos espontánea.

2.3.6. Terrazas en lavas pleistocenas

Las lavas son afectadas por agentes geomórficos tales como sistemas fluviales y glaciares lo que modelan escalones en ambas laderas del valle por erosión y encajonamiento de estos fluidos.

2.3.7. Perfiles

Rivera (2014) propone cinco perfiles geológicos del área de estudio de los cuales solo se usarán en este trabajo el perfil B y C ya que estos cortan sectores próximos a los sistemas de vertientes (figura 2.3). Siendo precisos el perfil C muestra dos artesas glaciares, Shangri-La y Alto Renegado, donde se encuentran las zonas aportantes de recarga de los sistemas de vertientes. La artesa glaciar de Shangri-La y sus respectivas lavas aportan el agua del sistema de vertientes frías, en cambio, la artesa glaciar del Alto Renegado y sus lavas asociadas alimentan con agua al sistema de vertientes tibias.

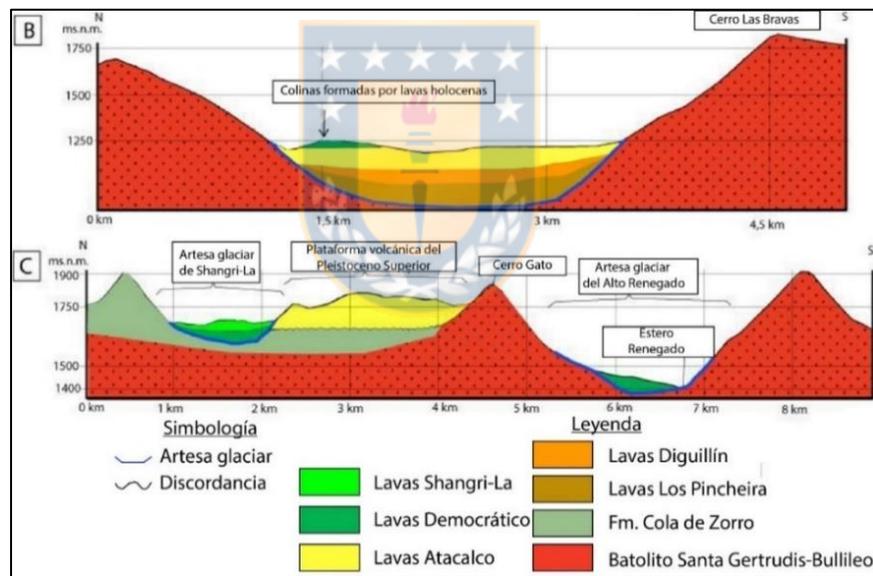


Figura 2.3. Perfiles geológicos y geomorfológicos. Elaborados por Rivera (2014).

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El sector donde afloran ambos sistemas de vertientes se caracteriza por ser un terreno ígneo extrusivo donde se puede observar múltiples coladas de lavas de bloques angulares de baja esfericidad (lavas Atacalco sobreyacidas por lavas del volcán Democrático) las cuales se superponen unas a otras sin compactar a las inferiores, siendo esto importante ya que permite preservar la porosidad secundaria en los sistemas y en sus nacientes. Estas coladas presentan bloques importantes lo que permite una recarga considerable, pero como estos bloques no tienen cohesión la formación de fallas de diferentes comportamientos se dificulta. Existen fallas y diaclasas en el basamento de la zona debido a su consolidación en el cual se mapearon escarpes asociados a posibles fallas normales en rocas del Batolito Santa Gertrudis-Bullileo y de la Formación Cola de Zorro, además de las estructuras pertenecientes a las lavas Lanalhue tales como diaclasamiento fragmentario.

Estructuralmente, en las zonas aportantes y en las vertientes, es más fácil el desarrollo de diaclasamiento por sobre la formación de fallas; un ejemplo de ello son las lavas Lanalhue. Esto se debe a la oscilación de temperatura que permite termoclastia en los bloques desarrollando diaclasas, además la gelifracción también favorece ya que las cuñas de hielo formadas aumentan el volumen de agua en un 9%. También es importante la exfoliación que se puede llevar a cabo en rocas tanto ígneas intrusivas como extrusivas; en las rocas extrusivas la exfoliación se puede deber a hidratación de minerales lo que permite un aumento de volumen, en cambio las rocas ígneas intrusivas pertenecientes al Batolito Santa Gertrudis-Bullileo pueden exfoliarse por descompresión posterior a una importante erosión, además de hidratación.

4. HIDROLOGÍA

4.1. Clima

El sector cordillerano de los Andes se caracteriza por ser un biombo climático el cual permite el desarrollo de variados climas en sus flancos. En la zona centro de Chile los Andes presentan un clima frío en sus zonas altas lo que permite el desarrollo de largas temporadas nivales y la formación de hielo favoreciendo así a la mantención de campos de nieve duraderos y la formación de glaciares como los asociados al CVNCh. Las precipitaciones han disminuido en los últimos años lo que se puede deber a una suma del cambio climático y a la mancha cálida originada en el océano pacífico al este de Nueva Zelanda. Según Santibáñez y Uribe (1993 *in* Valdebenito, 2002) los climas imperantes en el área de estudio son el templado microtermal a infratermalestenotérmico mediterráneo húmedo y variantes polares. La transición de templado a mediterráneo húmedo es común en valles que presentan veranos frescos e inviernos severos, mientras que el clima polar corresponde a zonas de alta montaña con precipitaciones medias anuales que normalmente varían entre 3000 a 3800 mm y temperaturas anuales que oscilan comúnmente entre $-4,4^{\circ}\text{C}$ y $14,8^{\circ}\text{C}$.

4.2. Temperatura

En el gráfico de temperaturas diarias se observan tres curvas las que corresponden a temperaturas máximas, medias y mínimas (figura 4.1). Los peaks de cada curva se forman gradualmente en cada verano los cuales decrecen paulatinamente a comienzos del otoño; este patrón se repite muy bien de un año a otro. Las temperaturas máximas oscilan aproximadamente entre los 5°C a los 30°C , mientras que las temperaturas medias alcanzan valores próximos a 20°C en verano y cercanos a 0°C en invierno. La curva asociada a las temperaturas mínimas alcanza como máximo en verano los 10°C y en invierno los datos se aproximan a los -10°C . En ocasiones puntuales se registran peaks con temperaturas superiores a 30°C , además en inviernos fríos los valores mínimos alcanzan exactamente los -10°C .

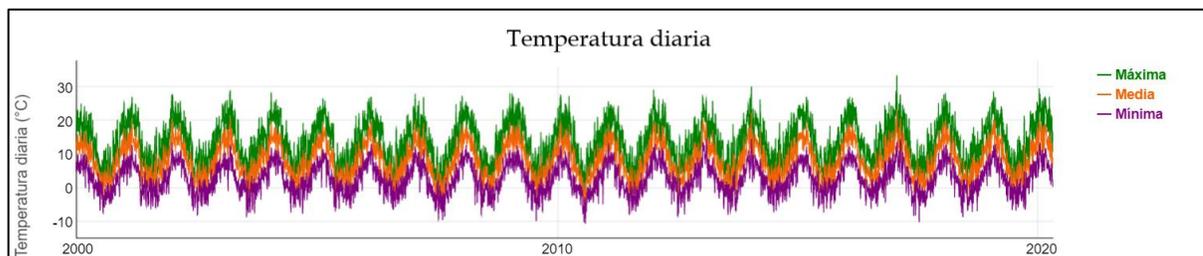


Figura 4.1: Temperaturas diarias desde el año 2000 de la cuenca del estero Renegado. Obtenidas de (CR)².

4.3. Precipitaciones

En el gráfico presente se puede observar diferentes curvas las cuales están asociadas a precipitaciones diarias calculadas por diferentes productos, siendo estos MSWEP, CR2MET, CHIRPS y TMPA (figura 4.2). Los peaks alcanzan valores máximos en invierno próximos a los 150 mm/día, siendo importantes también la oscilación de valores entre 100 a 150 mm/día. La mayoría de datos de los cuatro productos se encuentran en el rango de 0 a 100 mm/día. Observando ambas décadas se puede concluir que se formaron mayores peaks entre el año 2000 y 2010, siendo la posterior década más seca.

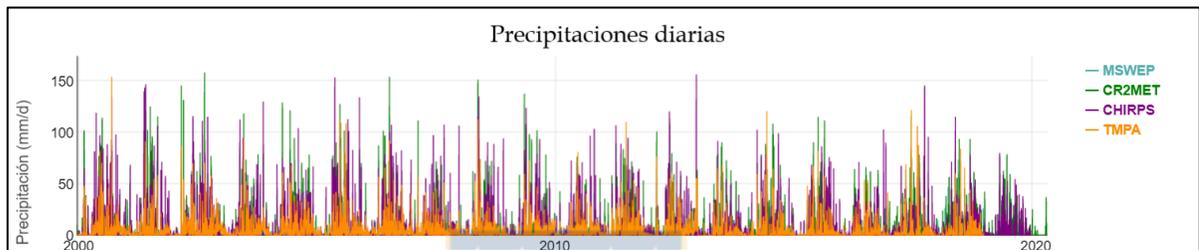


Figura 4.2: Precipitaciones diarias desde el año 2000 de la cuenca del estero Renegado. Obtenidas de (CR)².

4.4. Evapotranspiración

En el presente gráfico se observan claros peaks positivos los que se forman inicialmente en primavera alcanzando un máximo en pleno verano lo cual desciende en otoño (figura 4.3). Este patrón se repite cada año donde además se puede observar peaks negativos los que se asocian a las bajas temperaturas de invierno siendo la evapotranspiración en el sector mínima. Un punto importante es la baja evaporación lo cual se suma por el recubrimiento de vegetación por mantos navales.

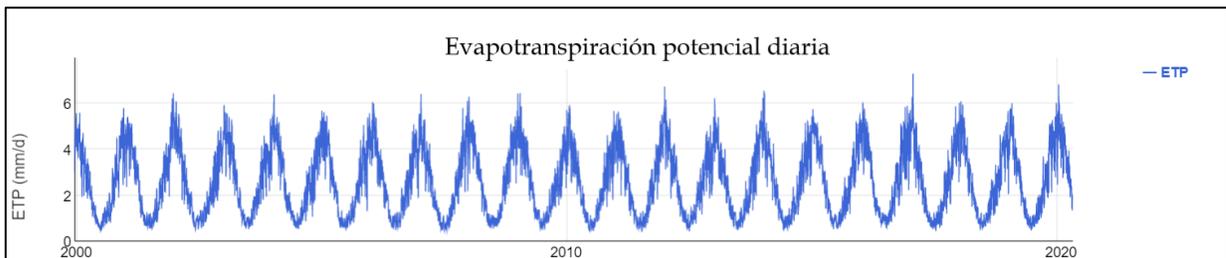


Figura 4.3: Evapotranspiración potencial diaria desde el año 2000 de la cuenca del estero Renegado. Obtenidas de (CR)².

4.5. Escorrentía

Observando el gráfico se puede deducir que la escorrentía ha sido baja en los últimos 20 años lo que puede estar asociado al terreno extrusivo donde predominan lavas de bloque las que se caracterizan por su alta tasa de infiltración a lo cual se debe sumar los suelos arenosos en las zonas aportantes los que dificultan aun mas la escorrentía (figura 4.4). Además de esto se debe considerar las precipitaciones las cuales han sido relativamente bajas las que disminuyeron aun mas en la última década permitiendo peaks máximos de escorrentía inferiores a 20 mm/día. Otro punto importante son los datos próximos e iguales a cero los que se derivan de la sequía intermitente de la cuenca del Renegado.

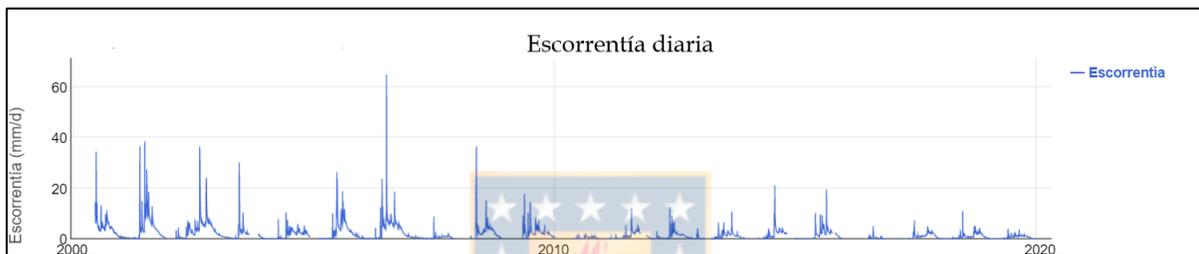


Figura 4.4: Escorrentía diaria desde el año 2000 de la cuenca del estero Renegado. Obtenidas de (CR)².

4.6. Red hídrica

El drenaje predominante es el dendrítico constituido por cauces de arroyos arborescentes asociados a una porción radial al este donde se ubica el flanco oeste del CVNCh (figura 4.5). El modelo de drenaje es similar al constituido en terrenos arenosos. El flujo principal es el estero Renegado el cual tiene un comportamiento resecaente, es decir que se ha formado después de la erosión de la zona la que se debe a flujos anteriores y a la acción glacial. La forma de los arroyos depende directamente de la heterogeneidad del terreno y de las propiedades de estos como por ejemplo cohesión, estructuras y permeabilidad. La densidad de drenaje es baja a mediana lo que indica una mayor dureza y resistencia del material rocoso afectado ya que se constituye principalmente por coladas de lava y plutones como el Batolito Santa Gertrudis. La angularidad de la red es baja lo que significa una muy baja cantidad de fallas y un mínimo contacto entre formaciones asociadas al cauce principal, mientras que el ángulo de confluencia varía entre 20° y 80° aproximadamente. El sistema de drenaje está bien integrado ya que los caminos de los tributarios altos a los cursos

principales son relativamente directos. El sistema hídrico se considera destructivo ya que predomina la erosión y el transporte por sobre la sedimentación.

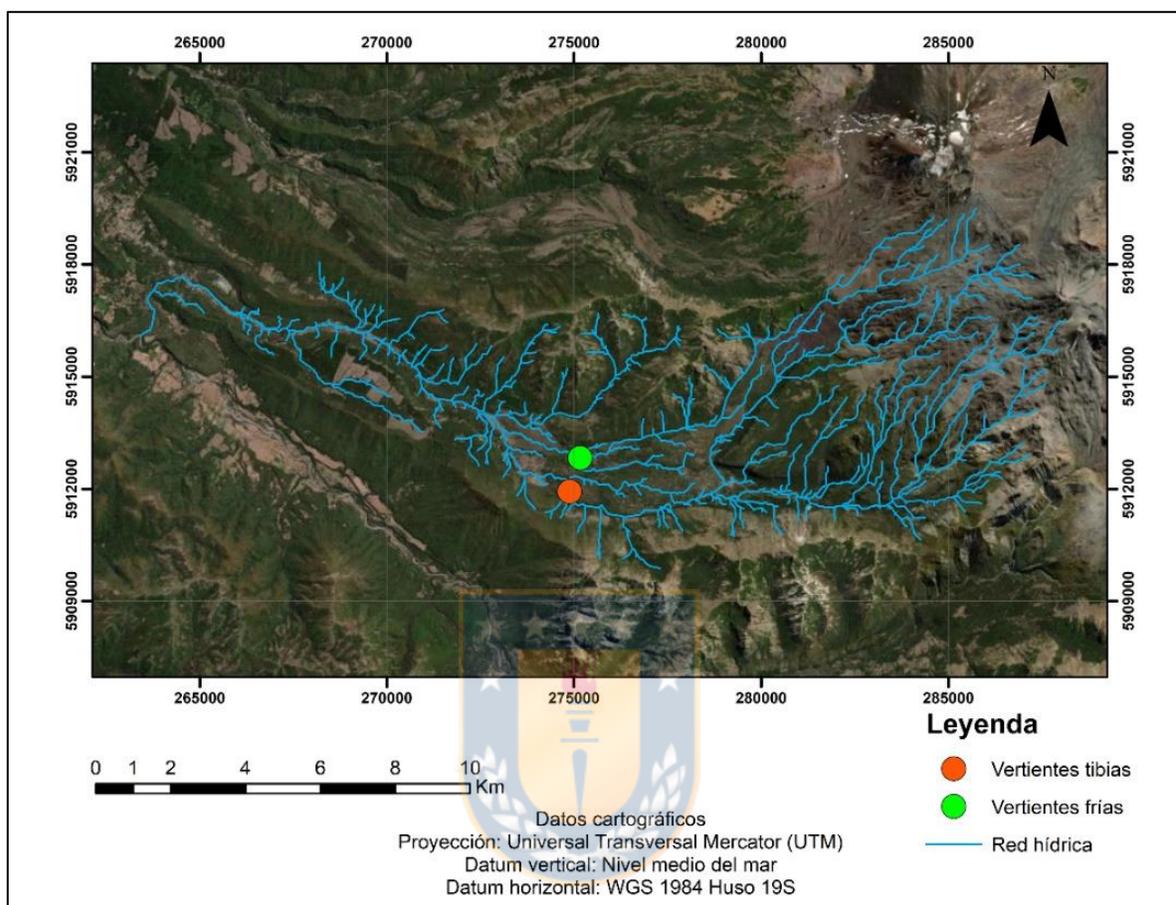


Figura 4.5: Red Hídrica del área de estudio.

5. HIDROGEOLOGÍA

5.1. Sistema de vertientes frías

Este sistema se expone a la luz solar en un gullie antiguo de dirección este-oeste el que presenta bordes elevados topográficamente con importante desarrollo de suelo y abundante vegetación. La cabecera de este gullie presenta un emplazamiento de una colada de lava de bloques angulares de baja esfericidad (Lavas Atacalco) lo que desarrolla un frente de material de alta pendiente (fotografía 5.1). Los bloques de la naciente, específicamente bloques del frente son métricos y de matices grisáceos y rojizos que presentan meteorización química y biológica. Al observar contactos definidos entre bloques importantes y suelo bien desarrollado (fotografía 5.2) se deduce que primariamente se formó un rills el que evolucionó a un cauce tipo gullie de mayor ancho sobre el cual se encauzó un flujo de lava que provino de centros de emisión ubicados al este. El frente tiene una altura de 6 m aproximadamente y una elevada pendiente, además muestra una disminución de tamaño de bloques (centimétricos y decimétricos) hacia techo donde predominan vesículas y escorias las que aportan minoritariamente porosidad secundaria en comparación con la porosidad secundaria aportada por espacios relevantes entre los bloques (fotografía 5.3). En la ribera sur del cauce, precisamente una ladera, predomina la formación de suelos con horizonte O y A los que presentan bloques escasos, en cambio, la ribera norte (ladera norte) el desarrollo de suelo es menor en comparación con la ladera sur pero aun así este es más antiguo que el frente de colada (fotografía 5.4). La ladera norte se caracteriza por una interdigitación entre suelo O, A y bloques de lava centimétricos. Tanto en el cauce como en el frente se puede observar megabloques angulares métricos que predominan en la naciente de las vertientes (fotografía 5.5). En el fondo del cauce predominan bloques angulares métricos de baja esfericidad además de clastos subangulares y redondeados con mayor esfericidad lo que indica un mayor transporte; este material presenta alto contenido de vesículas y sus matices varían entre negros, grisáceos y rojizos. La naciente de las vertientes actualmente se encuentra seca, pero usando una puntera encontrada en terreno se determinó que el nivel freático está a 1,2 m de profundidad. En el fondo del cauce predominan los clastos previamente descritos, troncos, y un suelo con horizonte O (fotografía 5.6). El material extrusivo del Pleistoceno medio-Superior corresponde a lavas Atacalco de composición andesítica caracterizadas por bloques y lavas aa que tienen un contenido de SiO_2 que varía entre 57 a 59%; en el sector norte de la vertiente afloran depósitos aluviales y laháricos (Naranjo *et al.*, 2008). La

temperatura de estas vertientes fluctúa entre 6,1 y 7,5 °C, el pH varía entre 5,6 y 8,9 pero muestra una tendencia próxima a 6 y la conductividad eléctrica oscila entre 50 y 174 microsiemens/cm mostrando como valores comunes los similares a 70.



Fotografía 5.1: Frente de lava emplazado en un gullie de dirección este-oeste.



Fotografía 5.2: Contacto entre frente de lava y suelo bien desarrollado.



Fotografía 5.3: Techo del frente de lava. Presenta disminución gradual del tamaño de bloques.



Fotografía 5.4: Ribera norte del cauce. Presenta contacto entre suelo y el frente de lava.



Fotografía 5.5: Megabloque métrico en nacimiento del sistema de vertientes.



Fotografía 5.6: Suelo con horizonte O. Presenta clastos subangulares y redondeados, troncos y materia orgánica.

5.1.1. Zonas aportantes y de posible recarga para el sistema de vertientes frías

Las zonas aportantes se extienden desde los afloramientos de las vertientes frías hasta el sistema volcánico ubicado al este (figura 5.1). Entre estos sectores las unidades de recarga se encuentran en el valle Shangri-La. Desde estas vertientes hasta los volcanes las unidades son las siguientes: lavas Atacalco, volcán Democrático, depósitos aluviales-laháricos, depósitos coluviales y abanicos aluviales, formación Cola de Zorro, volcán Parador (cono piroclástico satélite), volcán Shangri-La, lavas Lanalhue y el volcán Colcura. Ciertas unidades se repiten en este valle tales como el volcán Democrático, los depósitos coluviales y los abanicos aluviales. Las zonas más aptas para una recarga de acuífero son las constituidas por lavas aa, lavas de bloques, material vesiculados, material diaclasado y suelos con tamaño de grano igual o superior al de arena fina; las unidades descritas a continuación favorecen la infiltración en el área de estudio. Las lavas Atacalco están constituidas por lavas andesíticas aa y de bloques alcanzando una potencia entre 30 y 50 m siendo esto importante debido a la alta tasa de infiltración de esta unidad. El volcán Democrático está conformado por múltiples coladas de bloques de composición andesítica a dacítica con una

se compone principalmente por bloques grises angulares con baja esfericidad lo que indica un bajo a nulo transporte. Al sur aflora el Batolito Santa Gertrudis-Bullileo caracterizado por monzonitas cuarcíferas, filones graníticos y granodioritas subordinadas del Mioceno. Al oeste se encuentran las lavas Los Pincheira del Pleistoceno medio de litología andesítica principalmente afanítica de textura muy fina. El sistema que presenta temperaturas variables entre 14,8 a 16,6 °C y un pH variable con tendencia neutra (5,9 a 7,9) se ubica en las cercanías del estero Renegado y tiene una profundidad máxima de 20 cm; su conductividad eléctrica oscila normalmente entre 212 y 297 microsiemens/cm. Para fines prácticos los puntos asociados a estas nacientes de agua se llamarán vertientes uno, dos y tres.



Fotografía 5.7: Frente de lava andesítico.



Fotografía 5.8: Bloque de frente de lava sin vesículas. Se encuentra rodeado por suelo y materia orgánica.

5.2.1. Vertiente 1

Esta vertiente se expone a la luz y aparece entre bloques de lavas andesíticas de color gris, marrón y rojizas con medidas inferiores a medio metro siendo característicos los de 50, 26, 7, 42 y 24 cm. Los bloques son irregulares angulares de baja esfericidad con aristas marcadas. Esta vertiente, de dos metros de ancho, se separa en tres debido a la presencia de clastos de 40 cm y 35 cm, mientras que la profundidad del flujo grada entre 5 cm y 20 cm (fotografía 5.9). Adyacente a la vertiente se desarrolla suelo de color marrón oscuro relacionado a meteorización química (fotografía 5.10). Respecto a la vegetación esta predomina como musgo en los bloques pertenecientes al cauce y como sotobosque en las riberas (fotografía 5.11).



Fotografía 5.9: Vertiente 1 separada en tres por bloques de lava angulares.



Fotografía 5.10: Desarrollo de suelo color marrón adyacente a la vertiente 1.



Fotografía 5.11: Vegetación en bloques presentes en el cauce de la vertiente 1.

5.2.2. Vertiente 2

Este flujo aparece entre bloques de lava andesíticos angulares de baja esfericidad los que presentan diversas tonalidades. El ancho del cauce se aproxima a 50 cm y se encuentra totalmente intervenido antropicamente (fotografía 5.12). Aguas abajo se observa en el fondo del cauce, de profundidad próxima a 20 cm, suelo limoso y arcilloso con troncos y clastos angulares derivados de lavas; estos clastos son de baja esfericidad y presentan tonalidades rojizas, anaranjadas y grisáceas (fotografía 5.13). De las vertientes tibias esta es la que presenta un mayor caudal el cual es notorio al comparar con las otras vertientes.



Fotografía 5.12: Vertiente 2 de mayor caudal en el sistema de agua tibia. Se observa notoria intervención antrópica.



Fotografía 5.13: Aguas abajo de la vertiente 2. Se observa desarrollo de suelo con troncos y clastos de composición variada.

5.2.3. Vertiente 3

Es la vertiente con menor caudal del sistema la que presenta una profundidad próxima a 5 cm que nace a partir de un suelo rico en materia orgánica de color marrón oscuro. Adyacente al fluido predominan bloques de lava y partículas tamaño arena fina, limos y arcillas. Los bloques de lava en contacto con el agua son rojizos y el sedimento de fondo de cauce se compone por detritos anaranjados milimétricos a centimétricos derivados de lavas (fotografía 5.14). Entre esta vertiente y la vertiente 1 se puede observar bloques andesíticos de 50 cm como tamaño máximo (fotografía 5.15).



Fotografía 5.14: Vertiente 3. Aflora en suelo rico en materia orgánica donde destacan detritos milimétricos a centimétricos.



Fotografía 5.15: Bloques andesíticos entre vertiente 1 y 3.

5.2.4. Zonas aportantes y de posible recarga para el sistema de vertientes tibias

Las zonas aportantes se extienden desde los afloramientos de las vertientes tibias hasta el sistema volcánico posicionado al este (figura 5.2). Las zonas de recarga se encuentran entre el sistema de vertientes tibias y el sistema volcánico, todas dispuestas en el valle del estero Renegado. Entre las vertientes tibias y los volcanes se encuentran las siguientes unidades: lavas Atacalco, depósitos aluviales-laháricos, depósitos coluviales y abanicos aluviales, depósitos piroclásticos indiferenciados, volcán Democrático, lavas Diguillín, Formación Cura-Mallín, lavas Lanalhue, volcán Chillán y lavas Del Sur. Algunas unidades se encuentran más de una vez siendo estas el volcán Chillán y los depósitos aluviales-laháricos. Las unidades con mayor capacidad de

infiltración y recarga son las compuestas por lavas de bloques, lavas aa, material diaclasado, material vesiculado y suelos compuestos por arena fina y por granos de mayor tamaño; las unidades nombradas a continuación facilitan la recarga en el área de estudio. Las lavas Atacalco se componen por lavas andesíticas de bloques y lavas aa las que tienen un espesor variable entre 30 y 50 m. Los coluvios de mala selección se constituyen por bloques y gravas, en cambio los depósitos aluviales se conforman de barro, arena y gravas. Los depósitos piroclásticos indiferenciados también aportan en la recarga ya que se compone por escorias y pómez. También se encuentra el volcán Democrático el cual se asociada a variadas coladas de bloques andesíticos a dacíticos que abarcan 14 km de extensión aproximadamente. Las lavas Lanalhue presentan diaclasamiento planar, diaclasamiento fragmentario, centros de emisión de escorias y fracturas en hialoclastitas. El material del volcán Chillán presenta dacitas en bloques de un metro aproximadamente. En la siguiente figura se indican las posibles zonas aportantes y las direcciones de flujo de los acuíferos asociados al sistema de vertientes tibias.

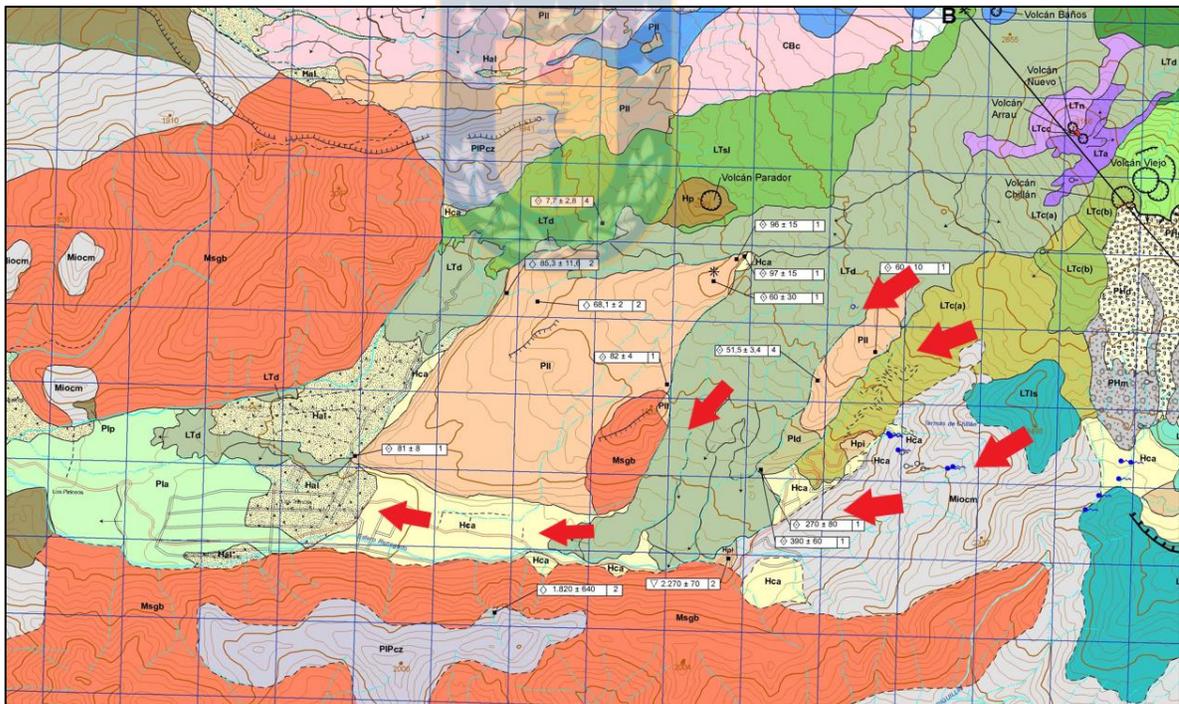


Figura 5.2: Zonas aportantes para el sistema de vertientes tibias y direcciones de flujo posibles.

5.3. Esquemas correspondientes a ambos sistemas de vertientes.

La siguiente figura representa ambos sistemas de vertiente donde la geología sobreyacente está compuesta por frentes de coladas de bloques (figura 5.3).

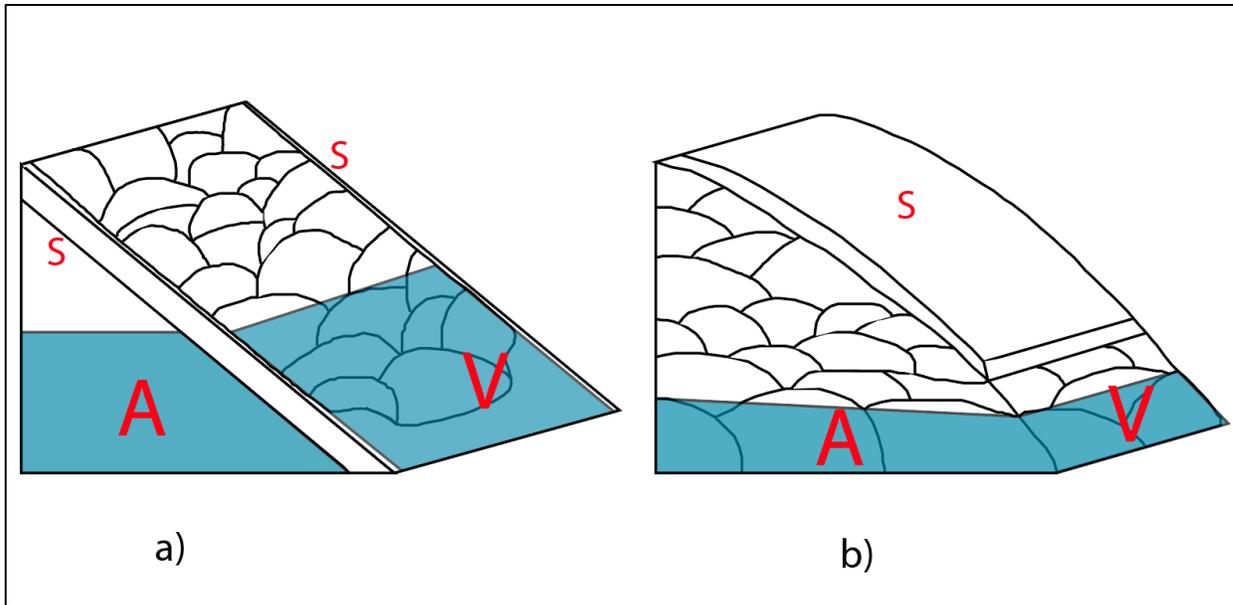


Figura 5.3: Esquemas representativos de ambos sistemas de vertientes. El esquema a) corresponde al sistema de vertientes frías y el esquema b) pertenece al sistema de vertientes tibias. Para ambos esquemas (A) es acuífero, (V) es vertiente y (S) es suelo.

5.4. Análisis de variación de temperatura, conductividad eléctrica y pH en el tiempo

La temperatura es mayor en el sistema de vertientes de aguas tibias la cual fluctúa entre 14,8 a 16,6 °C (figura 5.4). Esto puede deberse a las propiedades únicas de las zonas aportantes asociadas a este sistema las que se ubican en el CVNCh, específicamente en el Subcomplejo Las Termas (ubicado a 6 km del Subcomplejo Cerro Blanco) y en el valle del estero El Renegado. El complejo se caracteriza por presentar fumarolas activas las cuales, en conjunto con aguas temperadas, se ubican en el Subcomplejo Las Termas, precisamente en la porción sur. En el sector turístico Termas de Chillán se encuentran las fumarolas más importantes y perennes del área de estudio, además del agua termal perteneciente a manantiales calientes. También afloran fumarolas en las laderas suroeste de los volcanes Chillán y Arrau las que presentaron temperaturas entre 85 a 90 °C en el año 2004 (Naranjo *et al.*, 2008). Se debe indicar la importancia de fumarolas y fluidos calientes en la naciente del río Diguillín más conocidas como el sector de Aguas Calientes ubicado al sur del Subcomplejo Las Termas. Otro aspecto importante es la actividad del cráter Nicanor ubicado en el Subcomplejo Las Termas el que está activo desde hace más 5 años aproximadamente caracterizada por emanaciones de cenizas y bloques balísticos de alta temperatura, además de dos coladas de lava con una extensión de 1 km relativamente. Todo esto se debe al alto gradiente geotérmico del

Subcomplejo que aumenta la temperatura de los fluidos próximos; este fenómeno podría estar vinculado a cuerpos intrusivos de variadas escalas.

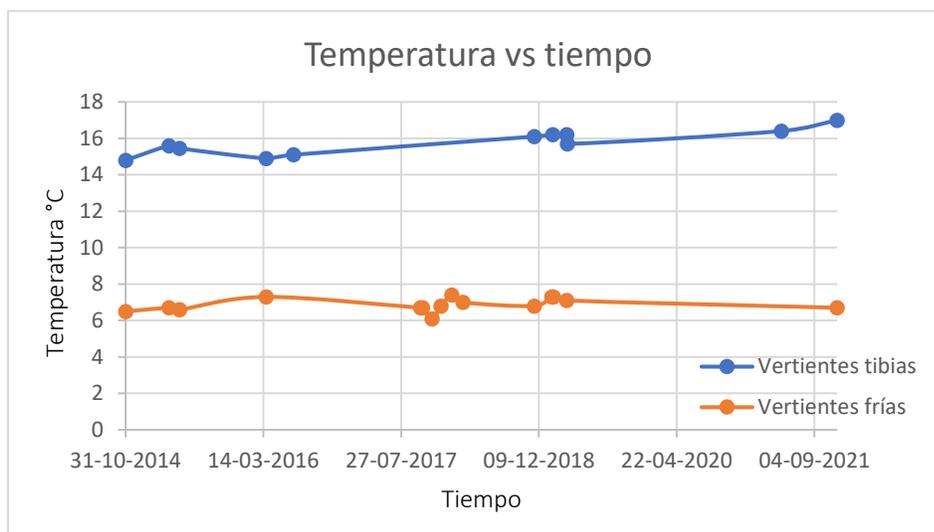


Figura 5.4: Variación de temperatura de ambos sistemas de vertientes en el tiempo.

En cuanto al pH este es muy similar en el tiempo entre ambos sistemas de vertientes siendo esto próximo a 6 y 7; en el año 2014 las vertientes frías mostraron un claro peak que luego disminuyó para mantenerse relativamente constante presentando leves fluctuaciones. El sistema de vertientes tibias permanece constante con leves variaciones mostrando un peak el 23 de marzo del 2019 (7,92) el que puede deberse a la disminución de ácidos entre la zona aportante respectiva y el afloramiento del sistema de vertientes (figura 5.5).

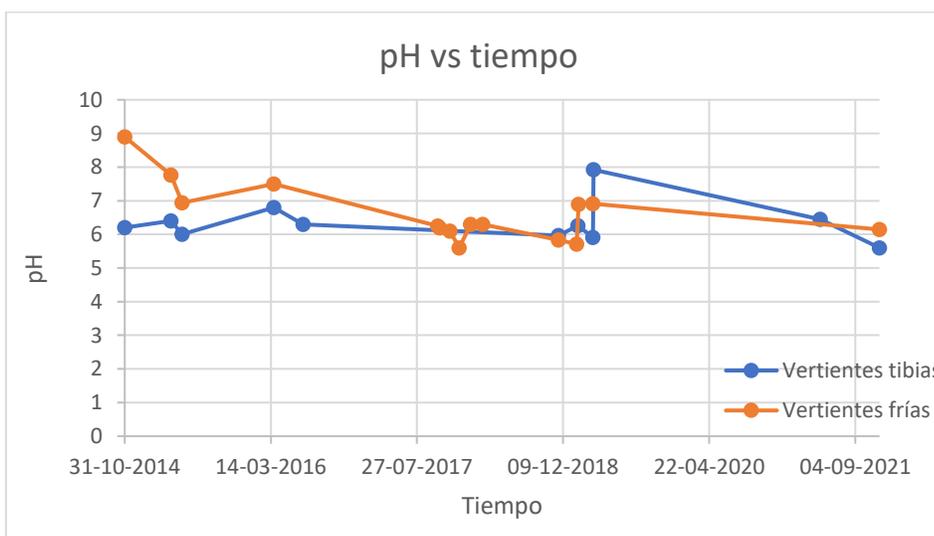


Figura 5.5: Variación de pH de ambos sistemas de vertientes en el tiempo.

Respecto a la conductividad eléctrica de ambas vertientes esta es mucho mayor en el sistema tibio ya que presenta valores superiores a 200 microsiemens/cm y menores a 300 microsiemens/cm. Esto es diferente en el sistema de vertientes frías ya que la conductividad eléctrica fluctúa entre 50 y 94 microsiemens/cm, mostrando una tendencia próxima a los 70 microsiemens/cm (figura 5.6). Estos valores podrían indicar que las recargas de las vertientes frías se asocian a precipitaciones más un importante derretimiento nival ya que el agua derivada presenta bajas cantidades de iones que sirven para el transporte eléctrico, coincidiendo esto con la temperatura baja la cual se puede deber al hielo fundido y su posterior infiltración en las zonas aportantes. Otro punto importante es la posible baja tasa de meteorización química, específicamente hidrólisis, la cual se puede deber a una mayor resistencia de las unidades de las zonas aportantes, además de tener un tiempo de interacción fluido/roca relativamente bajo en comparación con las zonas aportantes para el sistema de vertientes tibias. En cuanto al sistema de vertientes tibias la conductividad eléctrica es mucho mayor lo que se puede deber a recargas asociadas a precipitaciones, actividad volcánica secundaria y a fluidos hidrotermales de un posible origen magmático los que presentan diversos elementos en disolución tales como flúor, azufre, cloro, entre otros. En estas condiciones el derretimiento nival es menor que en las zonas aportantes de las vertientes frías, además el tiempo de interacción fluido/roca debe ser mayor al igual que la meteorización química.

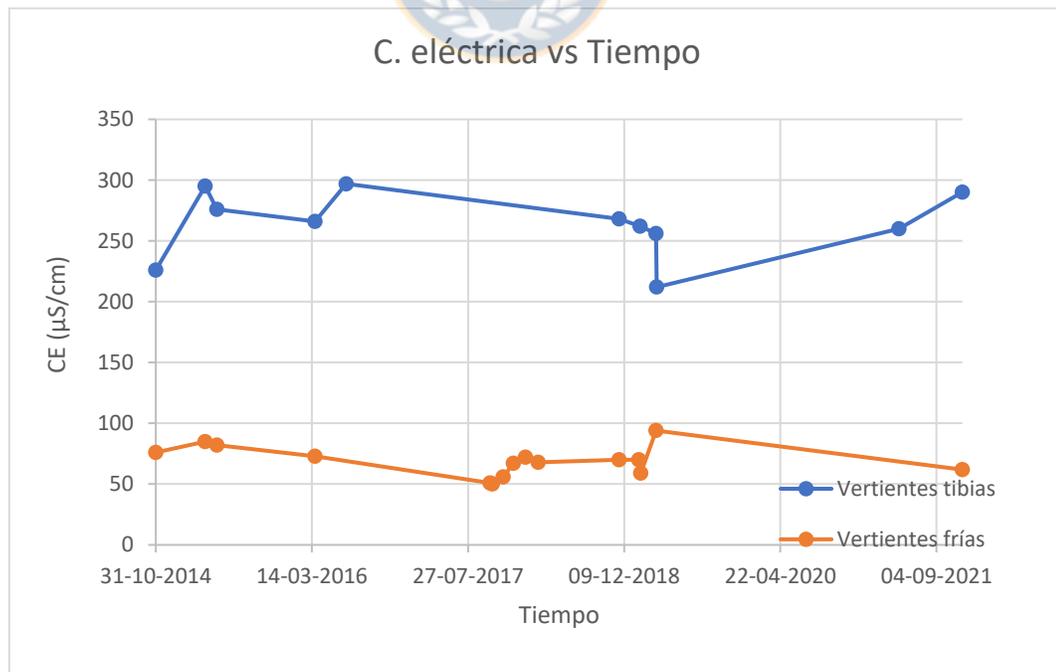


Figura 5.6: Variación de conductividad eléctrica de ambos sistemas de vertientes en el tiempo.

5.5. Isótopos

En la figura 5.7 se puede observar dos rectas de línea de agua meteórica, una es GMWL (**Global Meteoric Water Line**) y la otra es la local usada en la cuenca de estudio. Al compararlas la recta local presenta una leve disminución de pendiente en comparación con GMWL. Las rectas indican, de izquierda a derecha, la disminución de las elevaciones de las zonas de recarga de acuíferos. Todos los datos que se encuentran en la elipse azul indican que la recarga de ambos sistemas de vertientes se realizó en zonas elevadas continentales y de bajas temperaturas como lo es en el área de estudio. Los datos de ^2H y ^{18}O se obtuvieron gracias a 5 muestreos por cada sistema de vertientes. A pesar que todos los datos se encuentran en la elipse se puede observar que el muestreo de las vertientes tibias reflejada por triángulos amarillos se encuentra más a la izquierda que los puntos rojos asociados al sistema de vertientes frías.

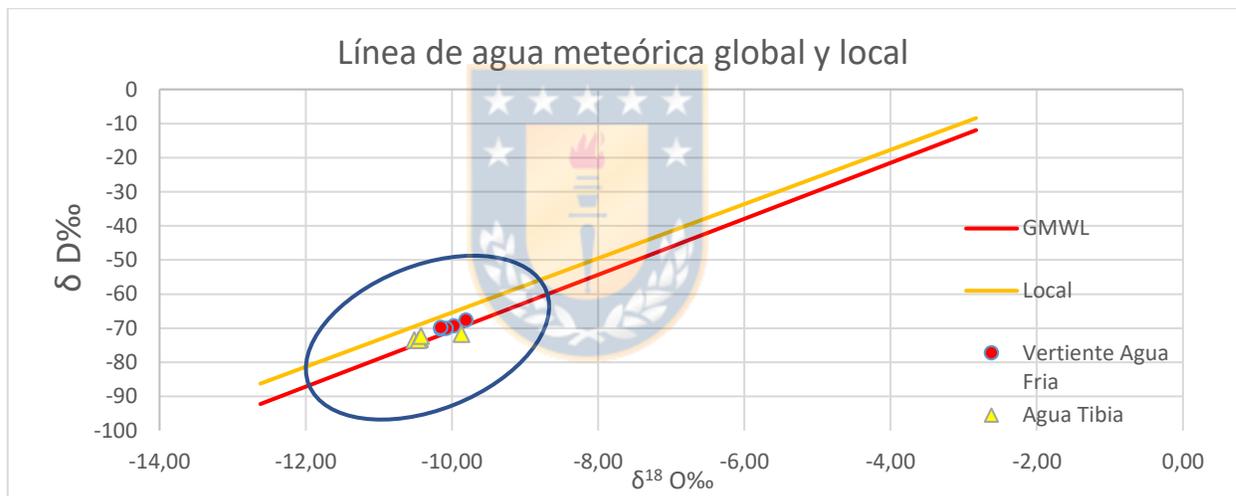


Figura 5.7: Resultados del muestreo de isótopos y su relación con las líneas de agua meteórica global (GMWL) y local. Diseñada por Markovich *et al.* (2019).

Esto indica que la recarga de las vertientes tibias ocurrió a mayor altura que la recarga de las vertientes frías lo cual es contradictorio ya que a mayor altura en los Andes es menor la temperatura de la recarga. A partir de esto se puede deducir que la recarga del sistema tibio tiene un claro componente termal a pesar de su altura lo cual es congruente con la actividad en el arco del sector además del aumento del gradiente térmico por el magma que mantiene las erupciones periódicas del Cráter Nicanor ubicado en el Subcomplejo Las Termas donde se encuentran diferentes fumarolas y fluidos hidrotermales los que pueden calentar el acuífero que alimenta las vertientes tibias. Se debe indicar que en el sector meridional del Subcomplejo Las Termas son típicas las

emanaciones de aguas de elevadas temperaturas y las fumarolas, ambas pertenecientes al sector Aguas Calientes. Otro punto importante es el fenómeno asociado a la elipse donde caen los datos isotópicos previos; este fenómeno inicia en las proximidades del mar donde el agua condensada avanza hacia el continente donde empieza a precipitar permitiendo así la disminución de los isotopos pesados en la masa restante lo cual puede ocurrir repetidamente. Gracias a esto la elipse representa sectores de elevadas alturas respecto del nivel del mar y también es típico en latitudes altas; estas zonas son características por isotopos estables livianos y por bajas temperaturas.

5.6. Balance hídrico

Para realizar el balance hídrico se usaron datos de precipitaciones en mm y de evapotranspiración potencial en mm obtenidos de la página web de (CR)² (Center for Climate and Resilience Research). Estos datos corresponden a la suma mensual de las variables y abarcan un tiempo de 20 años desde el 2000 al 2019. El presente balance considera la ecuación recarga = precipitaciones - evapotranspiración real - escorrentía. Por la dificultad de obtener la evapotranspiración real de manera exacta se usa el método de Thorthwaite el cual desprecia esta variable. Además, se considera una porosidad en común para las zonas de recarga donde la geología es similar. El método de Thorthwaite consiste en simplificar el proceso precipitación y escorrentía. Para llevar a cabo esto se supone que el sistema se compone por dos recipientes considerando un balance de humedad en el primero de ellos (figura 5.8).

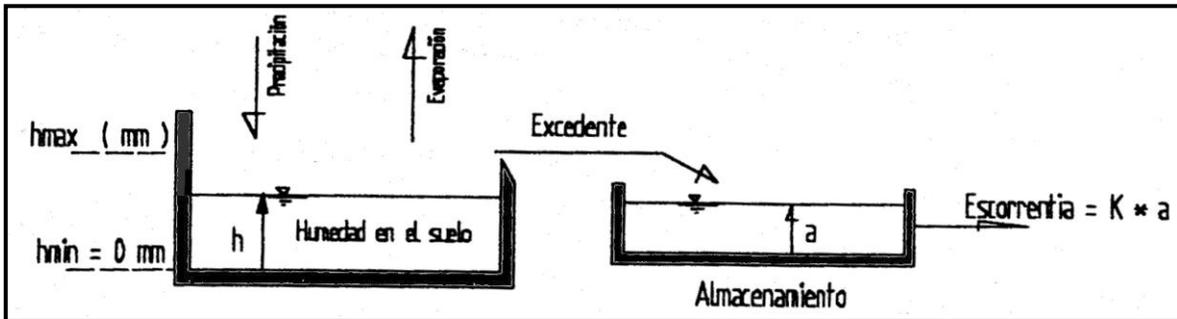


Figura 5.8 Esquema conceptual del método de Thorthwaite.

En la figura 18:

h = humedad en el suelo (mm)

h_{max} = máxima humedad que es posible retener en el suelo (mm)

- a = almacenamiento de humedad retenido (mm)
K = proporción del almacenamiento de humedad retenido que escurre inmediatamente (1/mes)

Para realizar el balance hídrico se usó una planilla Excel asociada al método en la cual $h=0$ mm, $h_{max}=100$ mm, $a=50$ mm y $K=0,5$. La humedad ingresa al sistema por precipitación siendo esta la variable más importante. Es importante indicar que solo se considera la precipitación pluvial ya que este es un modelo simplificado. Las pérdidas de agua del sistema corresponden a la escorrentía y a la evapotranspiración potencial.

El valor de precipitación total en la cuenca del estero Renegado desde el año 2000 al 2009 es de 26072,3 mm y la recarga total es igual a 18549,7 mm lo que en porcentaje es un 71,1%. Para los años 2010 al 2019 las precipitaciones alcanzaron los 18459,4 mm y la recarga fue equivalente a 11396,1 mm lo que corresponde a un 61,7 %. Estos altos porcentajes de recarga son congruentes con la geología de la zona la cual tiene una porosidad secundaria importante asociada a las coladas de lava de bloques y una porosidad alta en suelos arenosos. Observando los datos es notorio el descenso de las precipitaciones de una década a otra además de disminuir el porcentaje de recarga lo que puede estar asociado a una mayor escorrentía y evapotranspiración real. Esta escorrentía se puede dividir en escorrentía superficial y escorrentía hipodérmica donde la última depende del nivel freático.

6. MEGASEQUÍA Y SUS EFECTOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En la actualidad la megasequía es un problema el cual complejiza la situación hídrica en la zona centro-sur de nuestro país. A continuación, se desarrolla este importante tema a partir de información entregada por Campos (2021) a través de Meteochile. Como se sabe las precipitaciones en Chile dependen directamente de varios agentes climáticos tales como el Anticiclón Subtropical del Pacífico, sistemas frontales, el movimiento de humedad tropical, los vientos de altura y la temperatura superficial del mar. Además de todos estos fenómenos conocidos se está hablando en climatología sobre la Mancha Cálida (Southern Blob) la cual corresponde a una zona de agua caliente en el océano Pacífico Sur Occidental ubicada al este de Nueva Zelanda y a unos 8000 km aproximadamente de las costas de Chile. Esta mancha cálida fue detectada en los años 80 la cual se calentó gradualmente hasta el 2000 donde el incremento de temperatura aumento de velocidad. También se sabe que la temperatura oscila en el tiempo, pero aun así se mantiene cálido el sistema. Todos estos agentes climatológicos se encuentran representados en la figura 6.1, además de las zonas de baja presión y sectores de baja precipitación.

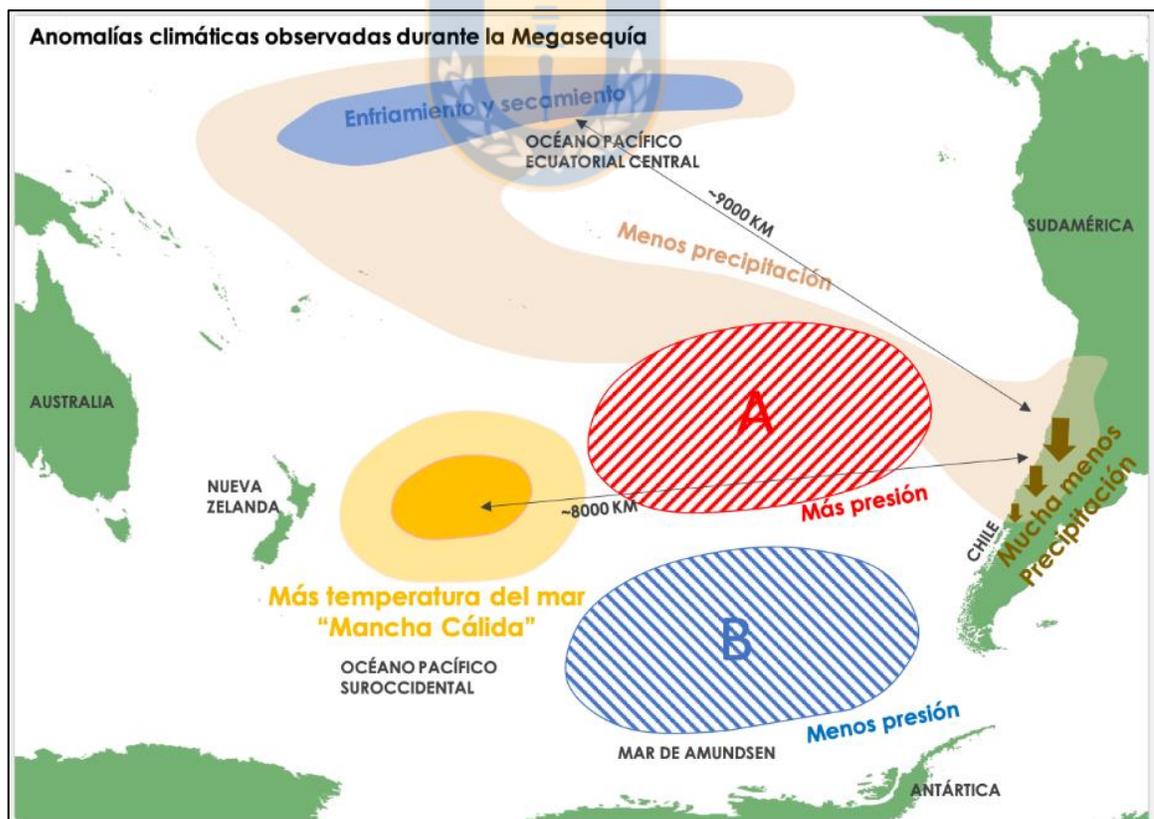


Figura 6.1: Agentes climatológicos del Océano Pacífico. Mapa elaborado por Campos (2021).

El origen de la mancha cálida es una suma de factores de importancia. Estos factores son el transporte de aguas cálidas del norte gatillado por vientos débiles derivados de zonas de alta presión y la disminución de la evaporación superficial la cual se asocia a los mismos tipos de viento (a menor evaporación disminuye el enfriamiento por lo tanto se presenta calentamiento en el sector), además se debe considerar el aire descendente cálido y una mayor radiación debida a cielos despejados (figura 6.2).

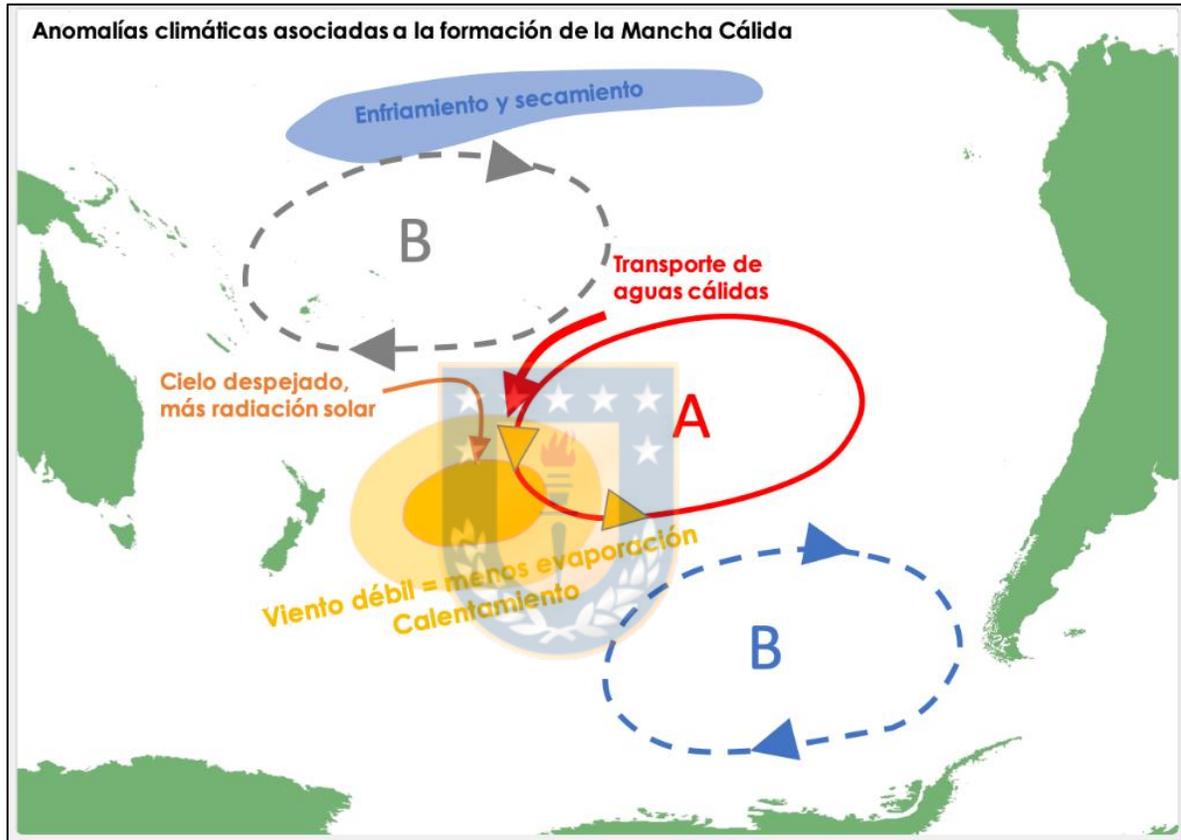


Figura 6.2: Factores climáticos que originan la Mancha Cálida. Mapa elaborado por Campos (2021).

Una vez desarrollada la mancha cálida se forma una propagación de onda de Rossby, favoreciendo está a una baja presión cerca de la Antártida. La mancha cálida calienta el aire sobre ella siendo transportado por el viento hacia el Anticiclón Subtropical potenciándolo y fortaleciéndolo. También la mancha cálida cambia la trayectoria de sistemas frontales permitiendo que estos viajen más al sur de lo común para luego ser ayudados por las bajas presiones próximas a la Antártida. En resumidas cuentas, la Mancha Cálida fortalece el conocido al Anticiclón, potencia a las bajas

presiones en las cercanías de la Antártida y desvía hacia el sur los sistemas frontales del oeste (figura 6.3).

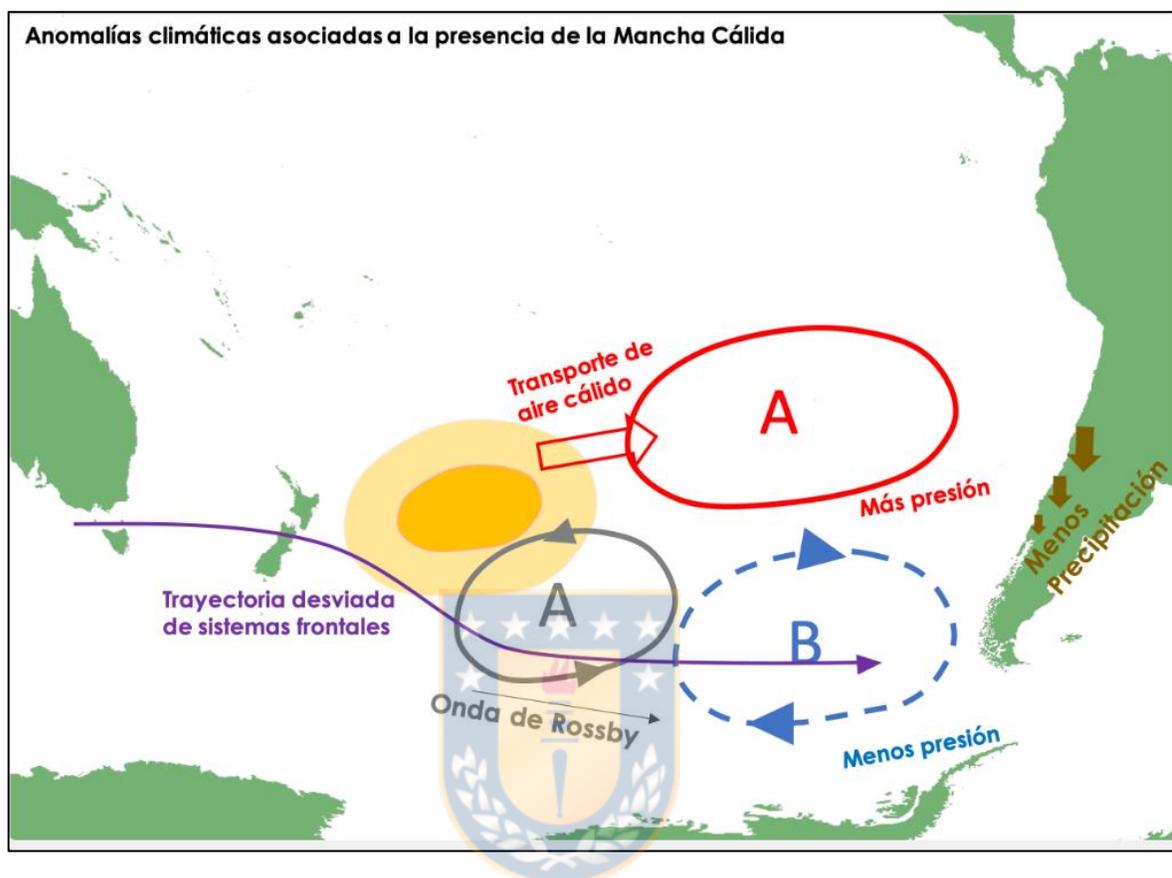


Figura 6.3: Anomalías asociadas a la Mancha Cálida. Mapa elaborado por Campos (2021).

El Anticiclón y el sistema de baja presión forman un dipolo de presiones donde se intensifica el Anticiclón y desfavorece las presiones próximas a la Antártida. Esto disminuye las precipitaciones en la zona centro-sur de Chile debido al Anticiclón más intenso el cual forma una barrera contra los sistemas frontales impidiendo además que se formen nuevos sistemas derivados de perturbaciones atmosféricas. Es importante indicar que la baja presión de la Antártida atrae a los sistemas frontales los cuales ya han sido desviados por la Mancha Cálida. Todo lo anterior disminuye las precipitaciones en el área de estudio lo que podría explicar la disminución de caudal en las vertientes frías, o bien su sequía temporal. Se estima que aproximadamente 2/3 de la megasequía se derivan de la Mancha Cálida y un 1/4 se asocia al cambio climático antrópico lo cual no debe sumar estrictamente uno (Garreaud, R., comunicación verbal, 2021). Esto puede deberse a fluctuaciones de ambas variables ya sea por incrementos o bajas de ellas en el tiempo,

además se debe considerar un margen de error debido a la complejidad de ambos fenómenos de escala megascópica.



7. CONCLUSIONES

Al este de los sistemas de vertientes convergen dos valles asociados a artesas glaciares en las cuales se emplazaron diferentes coladas de bloques las que se caracterizan por tener una alta porosidad secundaria. En la artesa glaciar de Shangri-La se encuentran las zonas aportantes para el sistema de vertientes frías donde destacan las siguientes unidades: lavas Atacalco, lavas del volcán Democrático, depósitos aluviales-laháricos, formación Cola de Zorro, depósitos coluviales, abanicos aluviales, volcán Parador, volcán Shangri-La, lavas Lanalhue y volcán Colcura; de estas unidades las más importantes en cuanto a recarga son las lavas Atacalco, las lavas del volcán Democrático, el material coluvial, los depósitos aluviales, las lavas pertenecientes al volcán Shangri-La, las lavas Lanalhue y el material correspondiente al volcán Colcura. En la artesa glaciar del Alto Renegado, ubicada al sur de la artesa antes mencionada, afloran las zonas aportantes vinculadas al sistema de vertientes tibias donde predominan las siguientes unidades: lavas Atacalco, depósitos aluviales-laháricos, depósitos coluviales y abanicos aluviales, depósitos piroclásticos indiferenciados, volcán Democrático, lavas Diguillín, formación Cura-Mallín, lavas Lanalhue, volcán Chillán y lavas Del Sur; de estas unidades las de mayor relevancia para la infiltración son las lavas Atacalco, los coluvios, los depósitos piroclásticos indiferenciados, los depósitos aluviales, las lavas del volcán Democrático, las lavas Lanalhue y las dacitas del volcán Chillán.

Respecto a la mayor temperatura del sistema de vertientes tibias esta se deriva de diferentes procesos y fenómenos relacionados al valle del Estero del Renegado en su porción este. En esta porción existen fumarolas activas, aguas temperadas y manantiales calientes, todos asociados a un alto gradiente geotérmico el cual se asocia a actividad magmática de diferentes escalas en el arco. En cuanto al pH este es muy similar para ambos sistemas de vertientes, pero destaca un peak en las vertientes tibias lo que puede deberse a una disminución de ácidos en las zonas de recarga y en las nacientes de este sistema. Analizando la conductividad eléctrica esta es mucho mayor en el sistema tibio aproximándose a los 300 microsiemens/cm. Esto indica que la recarga de las vertientes frías tiene un importante componente de derretimiento nival debido a la mínima cantidad de iones disueltos que deberían potenciar la conductividad eléctrica. Otro punto importante es la baja meteorización química y una interacción fluido/roca menor en comparación con el sistema tibio. La mayor conductividad eléctrica perteneciente al sistema tibio se puede deber a infiltración de

lluvias, a actividad volcánica y a fluidos hidrotermales de origen magmático. Es importante indicar que para este sistema la interacción fluido/roca es mayor al igual que la meteorización química, además de tener un componente nival menor. Usando isótopos se determinó que la recarga de las vertientes tibias ocurre a mayor altura lo cual no es común, pero se puede explicar gracias a un importante gradiente geotérmico en las zonas aportantes asociadas pertenecientes a el sector de Aguas Calientes.

Realizando el balance hídrico de la cuenca del Estero Renegado se determinó una recarga de un 71,1% entre el año 2000 al 2009, en cambio, para los años 2010 al 2019 la recarga fue de un 61,7 %. Estos porcentajes elevados de recarga son esperados en un medio fracturado con una alta porosidad secundaria relacionada con lavas de bloques, además esto se potencia por la existencia predominante de terrenos arenosos que también favorecen la infiltración y la posterior recarga. Este descenso de recarga se puede deber a una mayor escorrentía y a una mayor evapotranspiración la que se puede explicar con el aumento de temperatura en los últimos años. La disminución de recarga y la sequía intermitente del sistema de aguas frías se puede asociar a la Mancha Cálida ubicada al este de Nueva Zelanda a unos 8000 km de Chile la que actualmente tiene una alta temperatura y que potencia al Anticiclón del Pacífico disminuyendo así las precipitaciones en la zona centro sur del país, además de desviar los sistemas frontales del oeste hacia las proximidades de la Antártida.

8. REFERENCIAS

- BRÜGGEN, J. 1948. Contribución a la geología de los volcanes y Termas de Chillán. Sociedad Chilena de Historia y Geografía, Imprenta Universitaria: 36 p.
- CAMPOS, D. 2021. Megasequía en Chile, temporada 12: La Mancha Cálida. Santiago, Chile: Meteochile Blog. Recuperado de <https://blog.meteochile.gob.cl/2021/09/02/megasequia-en-chile-temporada-12-la-mancha-calida/>.
- DÉRUELLE, B. & DÉRUELLE, J. 1974. Los volcanes Cuaternarios de los Nevados de Chillán y reseña sobre el volcanismo Cuaternario de los Andes Chilenos. *Estudios Geológicos* 30: 91-108.
- DÉRUELLE, B. & DÉRUELLE, J. 1975. Géologie des volcans quaternaires des Nevados de Chillán. *Bulletin of Volcanology* 38 (2): 425-444.
- DÉRUELLE, B. 1977. Sur l'activité récent des Nevados de Chillán (Chili central). *Compte Rendus de l'Academie des Sciences de Paris* 284 (1): 1651-1654.
- DIXON, J.H.; MURPHY, M.D.; SPARKS, S.J.; CHÁVEZ, R.; NARANJO, J.A.; DUNKLEY, P.N.; YOUNG, S.R.; GILBERT, J.S. & PRINGLE, M.R. 1999. The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. 26, 227-253.
- MARKOVICH, K.; DAHLKE, H.; ARUMI, J.; MAXWELL, R & FOGG, G.E. 2019. Bayesian hydrograph separation in a minimally gauged alpine watershed in central Chile. *Journal of Hydrology*, 575, pp 1288-1300.
- MEE, K. 2004. The use of volcanic facies as tools for reconstructing former erupting environments at Nevados de Chillán volcano, Chile. Ph.D. Thesis (unpublished), Lancaster University. Lancaster United Kingdom, 323.
- MEE, K.; TUFFEN, H. & GILBERT, J.S. 2006. Snow-contact volcanic facies and their use in determining past eruptive environments at Nevados de Chillán volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology* (68), 363-376.
- NARANJO, J.A. & LARA, L.E. 2004. August-September 2003 small vulcanian eruption at the Nevados de Chillán Volcanic Complex (36°50' S), Southern Andes, Chile. *Revista Geológica de Chile* 31 (2), 359-366.
- NARANJO, J. A.; GILBERT, J. & SPARKS, R.S. 2008. Geología del complejo volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 114: 28 p., 1 mapa escala 1:50.000.
- PHILIPPI, R.A. 1863. Exkursion nach den Badem von Chillán und dem neuen Vulkan von Chillán in Chile. *Petermanns Mitteilungen* 9: 241-257.
- RIVERA, R. 2014. Geología, Geomorfología y geopatrimonio en el Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región del Bio-Bío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp., Concepción.

VALDEBENITO, O. 2002. Ecoturismo en el Valle Las Trancas. Proyecto de tesis para optar al título de Ingeniero Agrónomo (inédito). Pontificia Universidad Católica de Chile, Facultad de Agronomía e Ingeniería Forestal. 112 p.

