



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



CONCEPTUALIZACIÓN DEL SISTEMA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL VALLE DEL ESTERO RENEGADO, REGIÓN DE ÑUBLE, CHILE

Memoria para optar al Título de Geóloga

Gabriela Paz Rebeca González Ibarra

Profesor Patrocinante: Dr. Jorge Andrés Quezada Flory

Profesores Comisión: Dr. José Luis Francisco Arumí Ribera
MSc. Liubow Nikolaivna González Martínez

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	1
1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO	2
1.4. TRABAJOS ANTERIORES	3
1.5. GEOMORFOLOGÍA	4
1.6. CLIMA Y VEGETACIÓN	5
1.7. AGRADECIMIENTOS	8
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	9
2.1. UNIDADES LITOLÓGICAS	10
2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	11
3. MARCO GEOLÓGICO LOCAL	12
3.1. BASAMENTO	13
3.1.1. Formación Cura-Mallín Mcm	13
3.1.2. Batolito Santa Gertrudis-Bullileo Msgb	13
3.1.3. Formación Cola de Zorro PlPcz	13
3.2. COMPLEJO VOLCÁNICO ANCESTRAL	14
3.2.1. Lavas Los Pincheira Plp	14
3.2.2. Lavas Diguillín Pld	14
3.2.2. Lavas Atacalco Pla	15
3.2.3. Lavas Lanalhue PlI	15
3.2.4. Ignimbrita El Castillo Piec	16
3.3. COMPLEJO VOLCÁNICO ACTUAL	16
3.3.1. Subcomplejo Cerro Blanco	16
3.3.1.1. Lavas Orientales CBlo	16
3.3.1.2. Volcán Colcura CBc	16
3.3.1.3. Volcanes Calfú, Pichicalfú y Baños CBcpb	17
3.3.2. Subcomplejo Las Termas	17
3.3.2.1. Lavas del Sur LTls	17

3.3.2.2. Volcán Viejo LTV	17
3.3.2.3. Volcán Democrático LTd	18
3.3.2.4. Volcanes Chillán LTch y Shangri-La LTsl	18
3.3.2.5. Volcán Pata de Perro LTpp	19
3.3.2.6. Volcán Nuevo LTn	20
3.3.2.7. Volcán Arrau LTA	20
3.3.2.8. Cráteres Chudcún y Nicanor LTcn	20
3.3.3. Conos piroclásticos satélites	21
3.3.3.1. Volcán Parador Hvp	21
3.4. DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y VOLCANOCLÁSTICOS	21
3.4.1 Depósitos morrénicos indiferenciados PHm	21
3.4.2. Depósitos de deslizamientos indiferenciados PHd	22
3.4.3. Depósitos piroclásticos indiferenciados Hp	22
3.4.4. Depósitos aluviales-laháricos Hal	23
3.4.5. Depósitos coluviales y abanicos aluviales Hca	23
3.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	23
4. HIDROGEOLOGÍA	25
4.1. HIDROLOGÍA	25
4.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS	26
4.2.1. Basamento	26
4.2.2. Complejo Volcánico Ancestral	26
4.2.3. Complejo Volcánico Actual	27
4.2.4. Depósitos sedimentarios y volcanoclasticos	27
4.3. ACUÍFEROS	27
4.3.1. Acuífero 1	28
4.3.2. Acuífero 2	28
4.3.3. Acuífero 3	28
5. MODELO GEOLÓGICO TRIDIMENSIONAL	30
6. CONCLUSIONES	37
7. REFERENCIAS	39
ANEXO	43

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y acceso al área de estudio	2
1. 2. Mapa de unidades geomorfológicas del área de estudio	5
1. 3. Climograma para el periodo 1980-2020	6
2. 1. Mapa geológico regional	9
3. 1. Mapa geológico de la zona de estudio	12
4. 1. Gráfico de precipitación anual para el periodo 1980-2020	25
5. 1. Mapa de ubicación del modelo geológico dentro del área de estudio	31
5. 2. Visualización en el programa Leapfrog del <i>shapefile</i> y <i>mesh</i> de la unidad lavas Los Pincheira y de la traza de la falla inferida	32
5. 3. Visualización en el programa Leapfrog del volumen de la unidad lavas Los Pincheira al interior del <i>mesh</i> a partir del que fue creado	33
5. 4. Volúmenes finales y modelo geológico	34
5. 5. Perfiles del modelo geológico	36



RESUMEN

En el balance hídrico del estero Renegado, queda evidenciada la pérdida de alrededor del 75% de su flujo base (Arumí y otros., 2012). Al medir el caudal del río Diguillín, mediante campañas de aforos, se demostró que gana $4,5 \text{ m}^3/\text{s}$ a través de un grupo de vertientes que se ubican luego de su confluencia con el estero Renegado, en el sector que se conoce como Agua Bonita (Arumí y otros, 2014). Esto podría implicar que el agua perdida por el estero Renegado es ganada por el río Diguillín a través de este grupo de vertientes que afloran de una pared de roca fracturada, que correspondería a la unidad lavas Los Pincheira.

Así, el principal objetivo de este trabajo es desarrollar un modelo conceptual que explique el escurrimiento subterráneo en el valle del estero Renegado y la existencia de los grandes grupos de vertientes que se encuentran aguas abajo de su confluencia con el río Alto Diguillín.

La principal unidad hidrogeológica del área está constituida por las rocas de las lavas Los Pincheira, que comprenden lavas andesíticas, principalmente afaníticas de textura muy fina, caracterizada por tener relativamente grandes espesores (100 a 200 m) y por el desarrollo de disyunción columnar arqueada en los primeros 50 a 100 m, sobre lo que se observan niveles de espesor similar y con diaclasamiento irregular caótico de tipo fragmentario (Naranjo y otros, 2008). Este diaclasamiento es lo que le otorga a esta unidad la capacidad para almacenar y transportar agua.

El agua almacenada en estas lavas se infiltra desde la superficie debido a varios factores, primero es que los sedimentos por los que va el cauce del estero son altamente permeables, y segundo, es por la presencia de debilidades estructurales; tales como contactos geológicos, fallas y diaclasamiento.

Se confeccionó un modelo geológico tridimensional en el programa Leapfrog con el que se trata de explicar cómo es la relación existente entre el grupo de vertientes en el río Diguillín y su conexión subterránea con el estero Renegado, la que se da a través de las lavas Los Pincheira, que actúa como un acuífero debido a su alto fracturamiento.

El resultado del modelo fue satisfactorio, sin embargo, tiene ciertas limitaciones principalmente relacionadas a la información geológica con la que se contó al momento de realizarlo, a la calidad de los datos que se usaron y a algunas características en la forma de procesar propias del programa Leapfrog.

1. INTRODUCCIÓN

Se ha evidenciado que el estero Renegado pierde alrededor del 75% de su caudal (Arumí y otros, 2012). Esto queda en evidencia cuando se compara a este con ríos de similares características, como por ejemplo el río Diguillín en su parte alta, que a pesar de encontrarse en la cuenca vecina y sujetas a un régimen y fuente de precipitación común, el caudal específico del Renegado es aproximadamente el 35% del Alto Diguillín. Aunque la cuenca del Renegado abarca aproximadamente el 61% de lo que es la superficie de la cuenca del Alto Diguillín, esta diferencia en el caudal específico no puede explicarse solo por esta causa, por lo que debe haber otros factores que determinen este comportamiento (Arumí y otros, 2016).

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

Desarrollar un modelo conceptual que explique el escurrimiento subterráneo en el valle del estero Renegado y la existencia de los grandes grupos de vertientes que se encuentran cauce abajo de su unión en superficie con el río Diguillín.

1.1.2. Objetivos específicos

- Desarrollar un modelo geológico tridimensional del valle del estero Renegado.
- Estimar posibles trayectorias del flujo de aguas subterráneas.

1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio, como se muestra en la figura 1.1, se ubica entre las coordenadas geográficas 36°50'S a 36°56'S y 71°44'W a 71°21'W, lo que corresponde principalmente a parte del valle del estero Renegado, ubicado en la comuna de Pinto, en la provincia de Diguillín, región de Ñuble, Chile.

La parte más occidental de la zona de estudio se ubica 50 km al este de la ciudad de Chillán, de la que se sale tomando la ruta N-55, que atraviesa la comuna de Pinto, localizada a 23 km del área de interés.

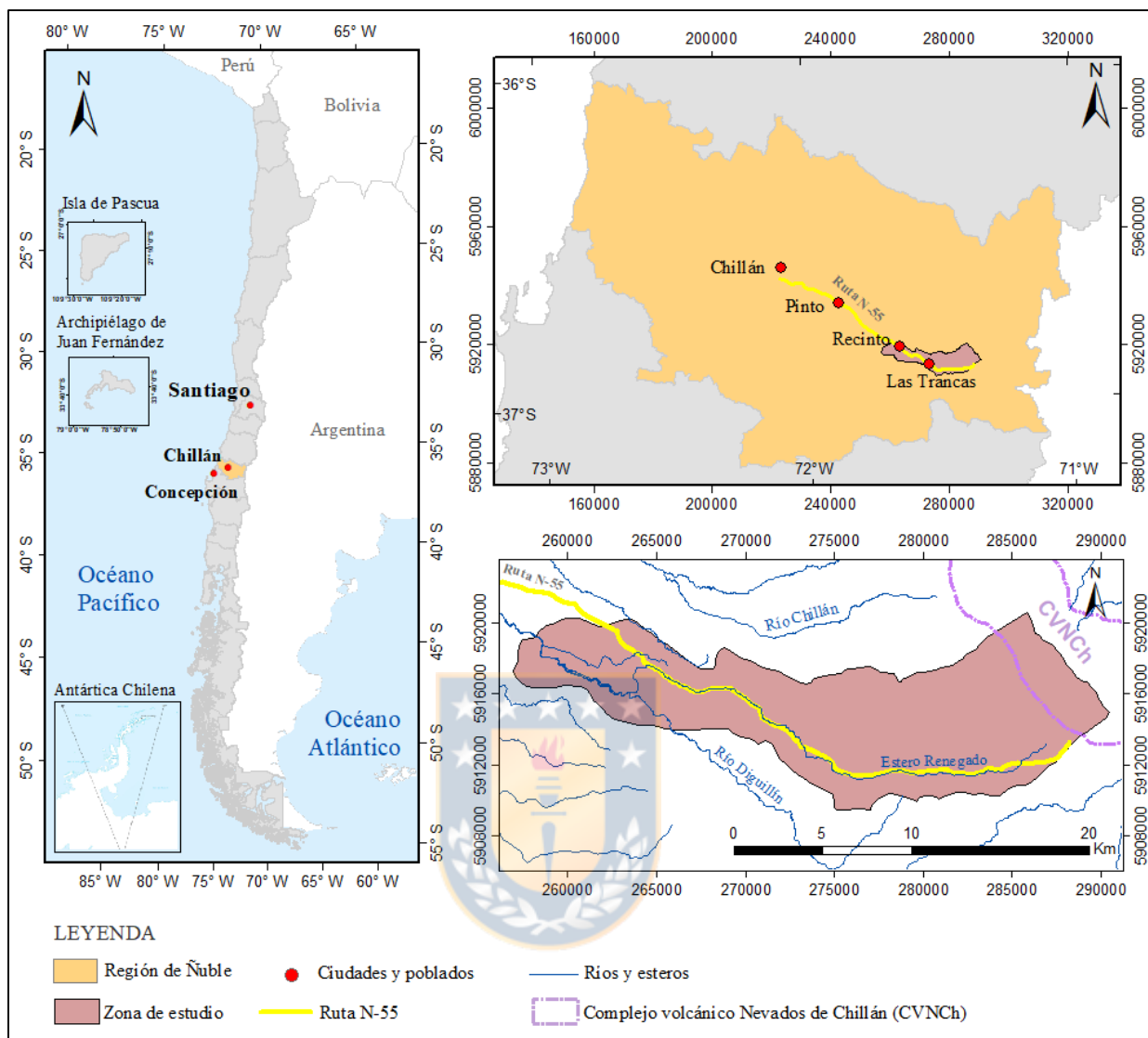


Figura 1.1: Mapa de ubicación y acceso al área de estudio. Coordenadas geográficas en sistema WGS84 y coordenadas UTM dentro del huso 19S en sistema WGS84.

1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

- Etapa Gabinete 1: recopilación de material bibliográfico de la zona de estudio, incluyendo información geológica y trabajos publicados relacionados a la hidrología, hidrogeología y estudios ambientales. Algunos trabajos, principalmente de memorias de título, fueron facilitadas por docentes. También se descargaron de internet reportes meteorológicos y fluviométricos de las bases de datos de la DGA.
- Etapa Terreno: se llevaron a cabo 4 días de terreno, los días 14 de junio del 2019, 2 de julio de 2019, 4 de diciembre 2019 y 10 de enero 2020, con el fin de recopilar información de la geología (litología y estructuras) e hidrogeología del lugar.

- Etapa Gabinete 2: procesamiento e ingreso de los datos obtenidos en terreno y de bibliografía en el programa Leapfrog Geo de SEEQUENT, con el fin de generar un modelo tridimensional de la geología del lugar. Desarrollo de las conclusiones.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

Dentro de los primeros trabajos realizados en la zona está el de Brüggén (1948), en el que realiza las primeras descripciones de las estructuras volcánicas del Complejo Volcánico Nevados de Chillán y una recopilación e interpretación de antecedentes eruptivos. Luego, Déruelle y Déruelle (1974, 1975) entregan algunos antecedentes estructurales y sugieren que los volcanes alineados en la dorsal estarían anidados en una caldera elíptica de la cual se preservan algunos escarpes, también proponen la división del complejo en dos centros volcánicos.

Naranjo y otros (1994) entregan más datos sobre la evolución pleistocena-holocena del complejo. Dixon y otros (1999) realizan el primer mapeo detallado del complejo, que complementan con un estudio petrológico y geoquímico hecho por Murphy (1995), para confeccionar el primer mapa geológico de la zona, en el que dividen las unidades principales en el Subcomplejo Cerro Blanco al noroeste y el Subcomplejo Las Termas al sureste. Naranjo y otros (2008) se basan en el trabajo de Dixon y otros (1999) para confeccionar la Carta Geológica Básica del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, agregando las unidades del basamento del complejo, además de nuevos datos geocronológicos y geoquímicos que permiten caracterizar mejor las unidades.

Mee (2004) y Mee y otros (2009) junto con nuevos datos geocronológicos aportan descripciones de facies subglaciales de lavas del Pleistoceno Superior que han permitido reconstruir con detalle las condiciones paleoambientales del sector noroccidental del complejo.

Rivera (2014) estudia la geología y geomorfología Complejo Volcánico Nevados de Chillán, para luego valorar su potencial geopatrimonial, además de su utilidad científica, didáctica, turística-recreativa, y necesidad de protección.

Por otro lado, los estudios relacionados a la hidrología e hidrogeología del área también son relevantes para este trabajo. Arumí y otros (2012) hablan acerca de la interacción entre aguas subterráneas y superficiales y de cómo los procesos geológicos controlan esta interacción, y mencionan tres casos de estudio: el agua que falta en el estero Renegado, el de la zona de Cato y el del río Laja. Posteriormente en el 2014, Arumí y otros, estudiaron dos grupos de manantiales

que componen el caudal base en la parte alta del río Diguillín, uno de estos grupos corresponde a la descarga de un acuífero en roca fracturada que se recarga en la cuenca del estero Renegado.

Siguiendo lo anterior, Arumí y otros (2016) analizan las cuencas del estero Renegado y de la parte alta del río Diguillín, y el hecho de que, a pesar de ser ríos con características geográficas similares, el estero Renegado parece perder agua en comparación al río Diguillín. Muñoz y otros (2016), estudian tres cuencas, las de los ríos Chillán, Renegado y Diguillín, y concluyen que, aunque las cuencas tenían características aparentemente similares, su comportamiento hidrológico resultó ser diferente, lo que explicaron por las características geológicas y topográficas específicas de cada cuenca, que para el caso de Renegado están marcadas por la presencia del Complejo Volcánico Nevados de Chillán.

1.5. GEOMORFOLOGÍA

La zona de estudio se ubica en la precordillera y cordillera andina de la región de Ñuble, con alturas que van entre los 500 hasta los 3.200 m s.n.m. En el sector de interés se aprecia un paisaje marcado por la actividad volcánica, asociada al Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh). Sin embargo, la acción de agentes exógenos, principalmente fluviales y glaciales, también son relevantes en la formación del relieve.

En el trabajo realizado por Rivera (2014), se mencionan cuatro principales unidades geomorfológicas en el área, cuya distribución se observa en el mapa de la figura 1.2.

- Cordones Montañosos de erosión fluvial y glacial: formados por la erosión del basamento Mioceno-Plioceno, y en menor medida, de lavas pleistocenas. Debido a las pendientes considerables y a las alturas de estos cordones se pueden dar remociones en masa.
- Valles de origen fluvial y glacial: principalmente corresponden a los lechos de los ríos Renegado y Alto Diguillín. Es importante destacar, para este estudio que, en las parte medias y bajas del estero Renegado, el valle se encajona, y en sus laderas se aprecian niveles aterrizados formados por las lavas Los Pincheira, los cuales probablemente se formaron al escurrir la lava por los costados del glaciar, y al retirarse el glaciar, estas lavas quedaron expuestas en ambas laderas, formando escarpes de hasta 200 m de altura.

- Plataforma volcánica del Pleistoceno Superior, es un relieve relativamente plano de alturas que varían entre 1.450 y 2.000 m s.n.m., limitado por abruptos escarpes de orientación NE-SW y E-W que confluyen formando un ángulo agudo, que apunta hacia el Valle de Las Trancas.
- Complejo volcánico actual y relieves de acumulación de origen glaciar, este es un relieve irregular, en la zona se encuentran principalmente volcanes del Subcomplejo Las Termas. Se caracteriza por presentar sucesivos flujos de lava, y en menor medida, lahares, morrenas y flujos piroclásticos.

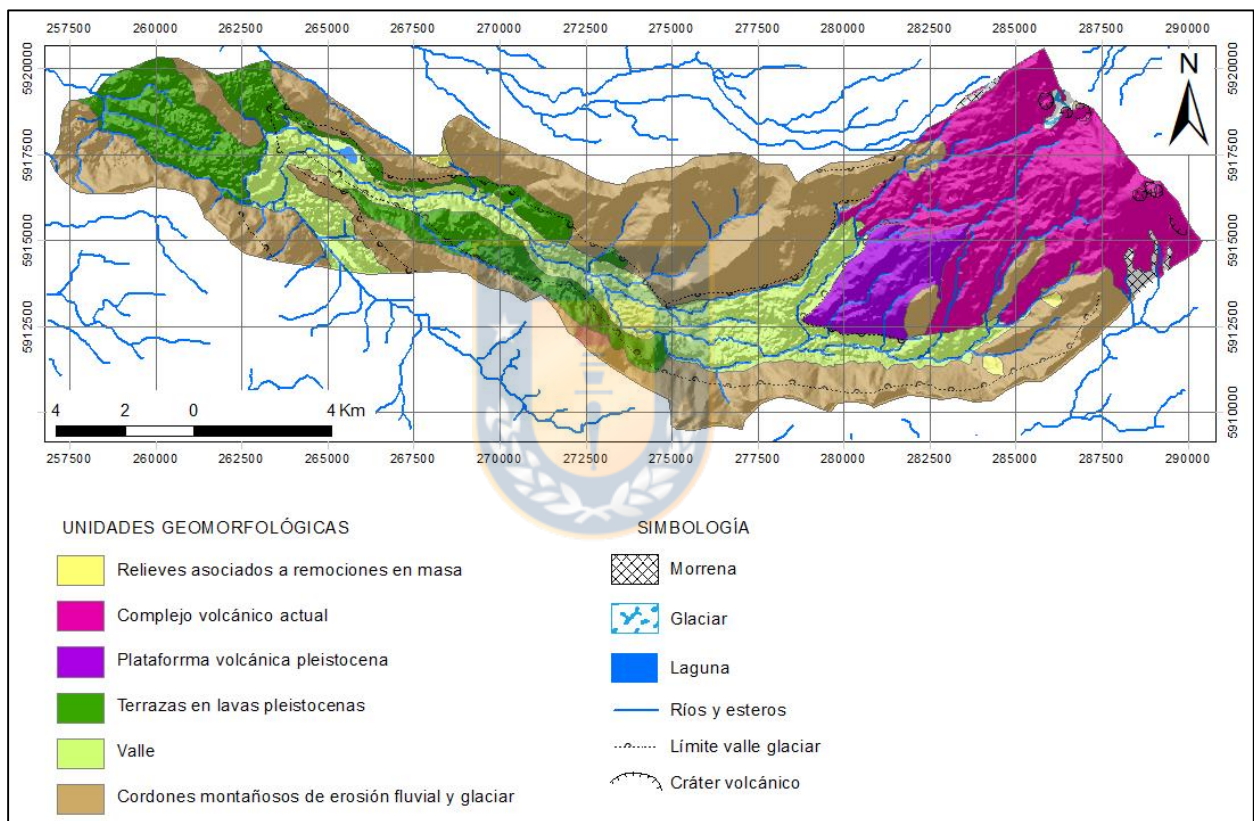


Figura 1.2: Mapa de unidades geomorfológicas del área de estudio (modificado de Rivera, 2014).

1.6. CLIMA Y VEGETACIÓN

La zona de estudio se ubica en la Cordillera de los Andes, cuyo clima se caracteriza por ser del tipo frío de altura con nieves eternas, bajas temperaturas media anuales y precipitaciones en forma de nieve durante más de la mitad del año, concentradas de los meses de invierno, como se evidencia en el climograma de la figura 1.3.

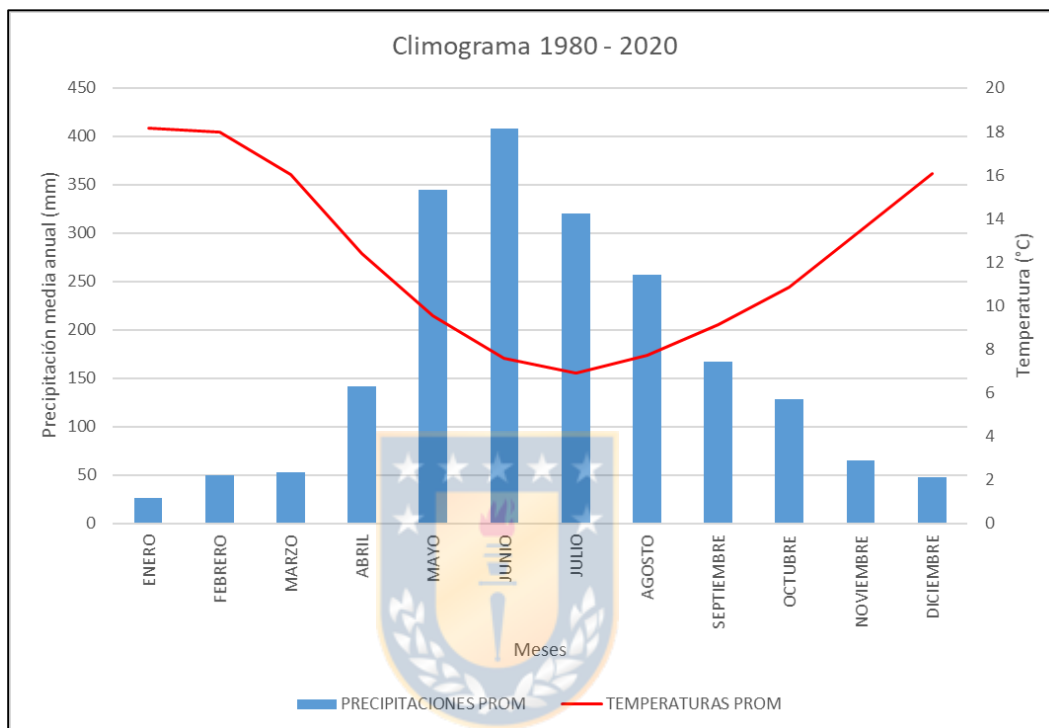


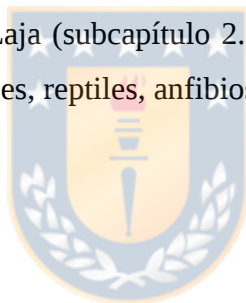
Figura 1.3: Climograma para el periodo 1980-2020. Basado en la información generada por el Centro de Información de Recursos Hídricos de la Dirección General de Aguas (DGA).

Con respecto a la vegetación presente en la zona de estudio, las especies predominantes se exponen en el trabajo realizado por Pfanzelt y otros (2008) en el área circundante al CVNCh, e incluyen a las siguientes:

- *Nothofagus dombeyi* (“Coigüe”): abundan en los sectores más húmedos y sombríos de los valles, especialmente en las laderas del valle de Shangri-La y del alto Renegado. Son comunes los troncos y ramas cubiertos por líquenes.
- *Nothofagus Pumilio* (“Lenga”): los bosques de lenga abarcan el mayor porcentaje del área estudiada (~24%), y su distribución se encuentra restringida a las elevaciones entre 1.420 y 2.505 ms.n.m., en zonas menos húmedas que los bosques de coigüe.
- *Nothofagus antártica* (“Ñirre”): abunda en el Valle de Las Trancas, y al igual que *N. Pumilio*, sobre los 1.520 ms.n.m.

- *Nothofagus obliqua* (“Roble”, “Hualle” o “Pellín”): se desarrolla a menores altitudes que los anteriores y en suelos de buena calidad.
- *Chusquea culeou* (“Coligüe” o “Quila”) - Coirones: predominan en las partes altas del cerro “Patio del Cóndor”, sobre los 1.330 msnm, donde las condiciones climáticas impiden el crecimiento de especies arbóreas.
- *Adesmia emarginata* (“Paramela”) - *Pozoa coriácea* (“Anislao”) - *Berberis empetrifolia* (“Uva de la cordillera” o “Palo Amarillo”) - *Loasa lateritia* (“Loasa roja”): asociación de plantas silvestres con flores amarillas a rojas, que no crecen más de un metro de altura, ya que comúnmente habitan zonas elevadas (sobre o en el límite de la línea del bosque).

La fauna de la zona está compuesta principalmente por diversas especies endémicas de la cordillera a estas latitudes, tales como cóndores, coipos, pájaros carpinteros y huemules. También, cabe destacar que el área de estudio está incluida en la Reserva de la Biósfera al Corredor Biológico Nevados de Chillán - Laguna del Laja (subcapítulo 2.3.4), ya que alberga a más de 40 especies animales endémicas, entre aves, peces, reptiles, anfibios y mamíferos.



1.7. AGRADECIMIENTOS

Primeramente, quiero agradecer al Centro de Recursos Hídricos para la Agricultura y Minería CRHIAM proyecto ANID/FONDAP/15130015 por el financiamiento otorgado.

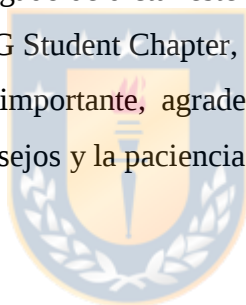
A mi profesor patrocinante, Dr. Jorge Quezada Flory, por el tiempo dedicado y los conocimientos brindados.

A los miembros de la comisión examinadora, Dr. José Luis Arumí Ribera, quien lleva trabajando en el área por años y me ayudó con información importante para el desarrollo de esta memoria de título, y a MSc. Liubow González Martínez.

Agradezco al Sr. Luis Vázquez Rivas, ingeniero a cargo del departamento de geomática en el Departamento Ciencias de la Tierra, por su ayuda, gestiones, guía y paciencia. Agradecer también a la profesora Dra. Fernanda Álvarez Amado por permitirme formar parte de un curso de manejo de Leapfrog Geo destinado a los estudiantes de una de las asignaturas que imparte, y al Sr. Nicolás Oyarzún, quien fue el encargado de dictar este curso.

Agradezco a Nazca UdeC SEG Student Chapter, por facilitarme una licencia de Leapfrog.

Por último, pero no menos importante, agradecer a mi familia, mamá, papá, abuela y hermana, por todo el apoyo, los consejos y la paciencia.



2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La geología en la que se encuentra inmersa la zona de estudio se caracteriza por la presencia de procesos volcánicos en la cordillera andina, litológicamente correspondiendo, en su mayoría, a rocas volcánicas y volcanosedimentarias, así como también a unidades sedimentarias clásticas, con poca o nada de consolidación, rellenando valles fluviales y la depresión intermedia (figura 2.1).

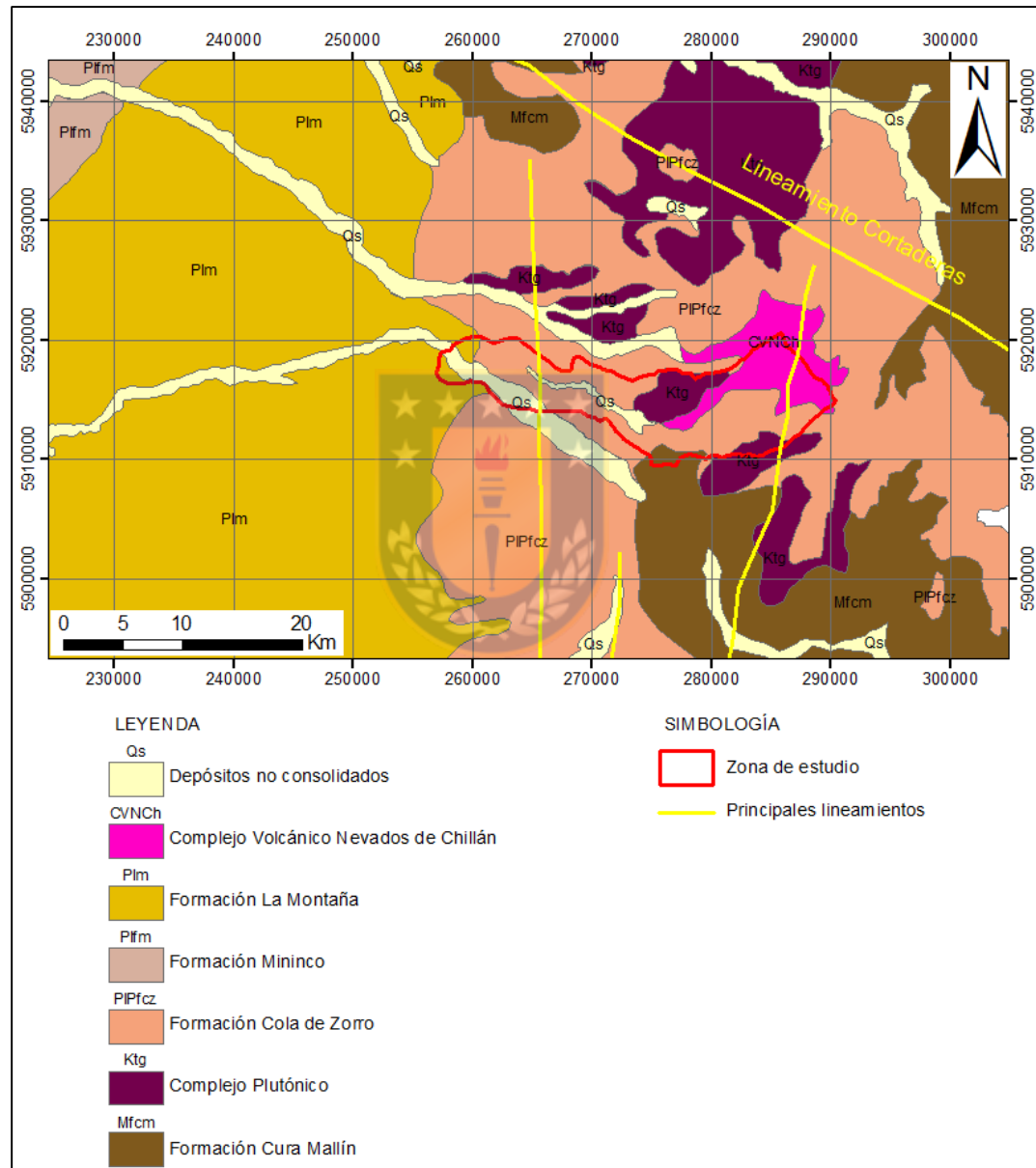


Figura 2.1: Mapa geológico regional, modificado de Quinzio y otros (2000; en Collao y otros, 2000), y de Cabello (2019).

2.1. UNIDADES LITOLÓGICAS

La Formación Cura Mallín, definida por Serrano (1960), corresponde a una unidad formada por rocas volcanoclásticas, dacíticas y riolíticas, además de rocas sedimentarias (Suárez y Emparan, 1997). Muñoz y Niemeyer (1984) la dividen en dos miembros; Miembro Inferior Río Queuco (volcano-sedimentario) y Miembro Superior Malla-Malla (sedimentario) y le asignan una edad Eoceno-Oligoceno. Su base no aflora en el sector y a techo se encuentra discordantemente con la Formación Cola de Zorro (Gajardo, 1981), también está intruida por rocas granodioríticas distribuidos en el sector occidental de la Cordillera de los Andes (Collao y otros, 2000).

Sobreyaciendo en discordancia angular a la Formación Cura Mallín, se haya la Formación Cola de Zorro, la que posee una gran distribución areal en la precordillera y en la cordillera andina, y a la que González y Vergara (1962) describen como un conjunto de volcanitas de carácter andesítico-basáltico. Su parte superior está afectada por la erosión actual y parcialmente oculta por depósitos sedimentarios de la Formación La Montaña, además se encuentra en contacto por inconformidad con las rocas plutónicas del sector cordillerano (Dixon y otros, 1999). González y Vergara (1962) le asignaron una edad Plioceno-Pleistoceno.

La Formación Mininco fue definida por Muñoz-Cristi (1960) en el lugar donde la Carretera Panamericana cruza el río del mismo nombre. La base de esta formación no aflora en el área, y su límite superior está oculto hacia el este y sur por los depósitos glaciales de la Formación La Montaña y por las arenas del cono del río Laja. Esta unidad se distribuye en la Depresión Central y sus afloramientos se observan principalmente en los valles de ríos y esteros. Comprende sedimentitas lagunares y fluviales, representadas por areniscas tobáceas, limonitas y conglomerados, con intercalaciones de arcillolitas y tobas. El aporte es principalmente andesítico en las areniscas, encontrándose también ceniza en la matriz. Respecto a su edad, Muñoz-Cristi (1960) le asignó Cuaternario.

Muñoz-Cristi en 1960 define como Formación Morrena de la Montaña a un conjunto de sedimentos principalmente glaciares y glacio-lacustres. Luego Gajardo (1981) le da una nueva denominación como Formación La Montaña, describiendo su litología, distribución y relación en mayor detalle. Los sedimentos de esta formación se disponen en discordancia de erosión sobre las rocas estratificadas e intrusivas, mesozoicas y cenozoicas y sobre los sedimentos de la Formación Mininco. En general no están cubiertos por otras unidades, salvo por delgados espesores de suelo agrícola y por depósitos de arenas del cono del río Laja, hacia el sur. En cuanto a su origen, si bien

quienes primero la describieron postulan un ambiente glaciar y glacio-lacustre, Muñoz y Niemeyer (1984) postulan sucesiones se depositaron como conos fluvio-glaciares y aluviales de carácter torrencial, ya que la presencia de clastos imbricados y estratificación cruzada planar, sugieren una participación fluvial. Respecto su edad, Muñoz-Cristi (1960) le asigna Cuaternario. Posteriormente, Varela y Moreno (1982) lo describen bajo el nombre de Cono de Lomas de Polcura-Lomas de Castillo e interpretan una génesis glaciar para la unidad, por lo que le atribuyen una edad mínima pleistocena. Mientras que Muñoz y Niemeyer (1984) no descartan que su sedimentación haya comenzado durante el Plioceno superior.

El CVNCh se construye sobre un basamento lavas y rocas graníticas cenozoicas. Presenta diferentes centros de emisión, los cuales se disponen a lo largo de una dorsal de 10 km, alineada con una orientación NW-SE. La actividad eruptiva más moderna del complejo se ha concentrado en dos subcomplejos: Subcomplejo Cerro Blanco, al NW, principalmente andesítico; y al SE, el Subcomplejo Las Termas, de composición andesítica-dacítica (Naranjo y otros, 2008).

Los Depósitos no consolidados corresponden a materiales sin consolidación, representados por gravas, ripios y arenas, que constituyen el relleno actual del cauce de los ríos y esteros. Se encuentran prácticamente en todas las vías fluviales. En sectores donde los ríos atraviesan la Depresión Central estos alcanzan su mejor expresión y cubren las unidades preexistentes.

2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona de estudio se encuentra inmersa en el arco magmático producto de la subducción de las placas de Nazca y Sudamericana, representado en la zona por el volcanismo del CVNCh, a una latitud aproximada de 36°50'S. A esta latitud no se ha descrito ningún sistema estructural que controle el emplazamiento de volcanes, a diferencia de lo que sucede al sur de los 38°S.

Sin embargo, en el trasarco se reconocen varios sistemas de fajas corridas y plegadas de edad meso-cenozoicas, paralelas al arco, y que se hayan cortadas por un gran lineamiento denominado lineamiento Cortaderas, de orientación N70°W (figura 2.1), el que según Ramos y Kay (2006) controlaría el volcanismo reciente del CVNCh.

3. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

El CVNCH tiene múltiples centros de emisión que han estado en actividad desde hace 640 ka. Actualmente está conformado por dos estructuras pseudocónicas, separadas por un portezuelo, que se han definido como los subcomplejos Cerro Blanco, al norte; y Las Termas, al sur; además se definen cinco unidades que comprenden el desarrollo del Complejo Ancestral, previo a que comenzara la actividad de los subcomplejos en forma independiente.

3.1. BASAMENTO

3.1.1. Formación Cura-Mallín Mcm (Mioceno inferior-medio)

Muñoz y Niemeyer (1984) describen que en las cercanías al CVNCh esta unidad corresponde a una sucesión subhorizontal con leve inclinación al oeste de rocas piroclásticas, sedimentitas clásticas y coladas de lavas subordinadas de composición intermedia. Subyace de manera discordante a la Formación Cola de Zorro y es intruida por rocas del Batolito Santa Gertrudis-Bullileo. Suárez y Emparán (1997) en base a dataciones K-Ar obtienen edades entre los 20 y los 11 Ma, por lo que su edad sería Mioceno inferior a medio.

3.1.2. Batolito Santa Gertrudis-Bullileo Msgb (Mioceno)

En la zona de estudio estas rocas son predominantemente monzodioritas cuarcíferas, con filones tardimagmáticos graníticos y facies granodioríticas subordinadas (Muñoz y Niemeyer, 1984). Estas intruyen a la Formación Cura-Mallín. Según dataciones radiométricas hechas por Muñoz y Niemeyer (1984) tienen una edad que va desde los 17,2 y 5,8 Ma (Mioceno).

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

Corresponden al conjunto de rocas volcánicas de composición andesítica a basáltica, dispuestas de manera horizontal a subhorizontal (González y Vergara, 1962). Se encuentran dispuestas de manera discordante sobre rocas de la Formación Cura-Mallín y en algunos sectores se pueden reconocer restos de antiguos volcanes erosionados. Según dataciones radiométricas realizadas por Muñoz y Niemeyer (1984) estas rocas tienen una edad Plioceno tardía a Pleistoceno, lo que concuerda con el trabajo hecho por Naranjo y otros (2008), que dataron lavas de esta unidad con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obteniendo una edad de 1.820 ± 640 ka.

3.2. COMPLEJO VOLCÁNICO ANCESTRAL

3.2.1. Lavas Los Pincheira Plp (Pleistoceno medio)

Según Naranjo y otros (2008), corresponden a extensas coladas de lavas, de superficie plana que forman típicos bancos laterales, limitados por escarpes abruptos, en los diversos valles glaciales que nacen del complejo labrados en rocas del basamento. En el valle del estero Renegado se encuentran cubiertas por las lavas Atacalco y por niveles de la ignimbrita El Castillo.

Litológicamente corresponden a lavas andesíticas, principalmente afaníticas de textura muy fina y a menudo de matriz vítrea. Químicamente, estas rocas son andesitas (58-60,6% SiO₂) de piroxeno y olivino. Tienen espesores de 100 a 200 m y las secciones expuestas presentan desarrollo de disyunción columnar arqueada en los primeros 50 a 100 m de espesor, sobre lo que se observan niveles de espesor similar y con diaclasamiento irregular caótico de tipo fragmentario.

Los grandes espesores de estas coladas son interpretados como producto de haber sido emplazadas y acumuladas bajo una potente capa de hielo, en circunstancias que su avance progresivo fue impedido por la necesidad de fundir el hielo glacial (Lescinsky y Fink, 2000).

En dataciones radiométricas de ⁴⁰Ar/³⁹Ar realizadas por Naranjo y otros (2008), el rango de edades está entre los 630±50 ka y los 690±40 ka, lo que es consistente con la edad obtenida por Dixon y otros (1999) de 640±20 Ka. Estas edades ubican la erupción durante el estadio isotópico 16 del registro global del δ¹⁸O (Broecker y Denton, 1999 en Naranjo y otros, 2008), lo cual apoyaría un origen subglacial.

3.2.2. Lavas Diguillín (Pleistoceno medio)

Corresponden a una secuencia de hasta 100-150 m de espesor, formada por lavas andesíticas y brechas. Las lavas comprenden andesitas porfíricas (~58% SiO₂) de piroxeno con escaso olivino y anfíbola. Las brechas son autobrechas de las mismas lavas e incluyen bloques vesiculares angulosos y subredondeados, estas se encuentran cementadas por un material intersticial arcilloso, gris-pardo claro, finamente laminado (Naranjo y otros, 2008).

Fueron emplazadas a lo largo del valle del estero Renegado, desde el sector SW del CVNCh. En las facies distales, cubren de lateralmente a las lavas Los Pincheira y subyacen a las unidades lavas Atacalco e ignimbrita El Castillo. En sectores proximales, subyace a lavas de la unidad Lanalhue.

Se distribuyen en las nacientes del estero Renegado, al norte de las instalaciones del complejo Termas de Chillán. Allí aflora una sucesión alternante de lavas macizas y autobrechas, con espesores de 8 a 10 m y 10 m, respectivamente (Naranjo y otros, 2008).

En el trabajo de Naranjo y otros (2008), análisis radiométricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ arrojaron que la mayor probabilidad para la edad de esta unidad está entre los 330-380 ka. A pesar de que su edad y características no permiten conocer las condiciones paleoambientales durante su erupción y emplazamiento, se puede deducir que su desviación hacia el valle del río Diguillín fue causada por la imposibilidad de continuar por el valle del Renegado, ya que en ese sector es donde se habría producido una mayor acumulación y elevación del relleno del valle por parte de las lavas Los Pincheira.

3.2.3. Lavas Atacalco Pla (Pleistoceno medio-superior)

Corresponden a uno o más flujos de lava andesítica del tipo bloques y aa que afloran a lo largo del valle del Estero Renegado, cubren lateralmente a las lavas de las unidades Los Pincheira y Diguillín y están cubiertas por lavas del volcán Democrático y depósitos de flujos laháricos (Naranjo y otros, 2008). Estas lavas solo han sido observadas como bancos laterales canalizados a lo largo del estero Renegado, aguas abajo del sector Las Trancas, lo que podría ser consecuencia de un emplazamiento bajo una lengua glacial o del desarrollo prominente de *levées* formados en un ambiente subaéreo.

Se encuentra compuestas de andesitas ($\sim 57\text{-}59\%$ SiO_2) porfíricas gruesas de plagioclasa, piroxeno y olivino. Generalmente, en superficie muestran textura vesicular, sin rasgos evidentes de erosión. Naranjo y otros (2008) proporcionan edades entre 157 ± 90 y 110 ± 60 ka para esta unidad.

3.2.4. Lavas Lanalhue PII (Pleistoceno superior)

Corresponde a una sucesión alternante caracterizada por una superficie plana de lavas gruesas, de composición variada, aunque predominantemente andesítica (también incluye andesitas basálticas, andesitas silíceas, dacitas y riolitas) que exhiben diversidad de diaclasamiento fragmentario e incluyen hialoclastitas, así como cuerpos intrusivos (filones y mantos) que se interpretan como centros de emisión (Mee y otros, 2009). Cubren lavas de la Formación Cola de Zorro y de la unidad Los Pincheira. En las nacientes del estero Renegado, cubren a las lavas Diguillín.

La unidad lavas Lanalhue se presenta como secuencias que comprenden una gran variedad de litologías, ocasionalmente asociadas a complejos centros de emisión subglaciales (Mee y otros, 2009). Estas lavas se encuentran asociadas a hialoclastitas, diversas formas de fracturas poligonales centimétricas y estructuras de pseudoalmohadillas, que sugieren un enfriamiento rápido por vapor o agua, probablemente en condiciones de emplazamiento subglacial (Lescinsky y Fink, 2000).

El conjunto de dataciones realizadas por Dixon y otros (1999), Mee y otros (2009) y Naranjo y otros (2008), arrojan edades de entre 97 ± 15 ka y $51,5 \pm 3,4$ ka.

3.2.5. Ignimbrita El Castillo Piec (Pleistoceno superior)

Corresponde a depósitos ignimbríticos de flujos piroclásticos densos, de ceniza, pómez y escoria, no soldados, en ocasiones con carbón ligeramente antracítico. Sobreyacen a las lavas Los Pincheira y Diguillín, y no han sido reconocidos en facies proximales (Naranjo y otros, 2008).

Edades obtenidas con el método radiocarbono AMS arrojó valores entre $38,7 \pm 0,5$ a $37,5 \pm 0,5$ ka A.P (Dixon y otros, 1999). El origen de la ignimbrita El Castillo podría estar asociado a la formación de los escarpes de caldera construidos en volcanitas de la unidad lavas Lanalhue (Naranjo y otros, 2008).

3.3. COMPLEJO VOLCÁNICO ACTUAL

3.3.1. Subcomplejo Cerro Blanco

3.3.1.1. Lavas Orientales CBlo (Pleistoceno Superior alto)

Son lavas andesíticas porfíricas y dacíticas de bloques, con erosión glacial parcial, y constituyen el volumen principal del edificio del Subcomplejo Cerro Blanco. Se sobreponen a las lavas Lanalhue y están cubiertas discordantemente por depósitos piroclásticos del volcán Gato y lavas del volcán Democrático. Se obtuvo una edad de $23,9 \pm 5,4$ ka para una lava de esta unidad (Dixon y otros, 1999), por lo que su origen se asigna al Pleistoceno Superior tardío.

3.3.1.2. Volcán Colcura CBc (Pleistoceno superior-Holoceno)

Corresponde a los remanentes de un estratocono de lavas y escorias oxidadas, compuestos de lavas de bloques y aa, andesíticas y dacíticas (~ 56 - 66% SiO_2 , Dixon y otros, 1999), además de brechas y depósitos de avalanchas de detritos que cubren discordantemente a la unidad de lavas Lanalhue, y subyacen a depósitos piroclásticos del volcán Gato y a lavas de los volcanes Calfú,

Pichicalfú y Blanco, así como a depósitos morrénicos y piroclásticos de caída. Los análisis radiométricos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indican edades entre $14,2 \pm 2,2$ y $8,2 \pm 7,2$ ka (Naranjo y otros, 2008).

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

Comprenden a tres volcanes menores de andesitas máficas que se ubican sobre el flanco sur del Subcomplejo Cerro Blanco. El volcán Calfú corresponde a un cono piroclástico y un cráter de explosión constituido por abundantes depósitos piroclásticos de tipo vulcaniano, acumulaciones de caída de escorias andesíticas, salpicaduras, y aglutinados soldados, con niveles de lavas andesíticas. La sucesión piroclástica es coronada por una brecha de explosión hidrotermal con líticos intensamente alterados y cortados por vetillas de sílice amorfa y azufre nativo. El volcán Pichicalfú, más pequeño que el Calfú, aparece como un estratocono de piroclastos, al sureste del cual se encuentra el cono Los Baños.

Estos volcanes forman un grupo geoquímicamente distintivo de andesitas porfíricas, al cual se le otorgó la denominación de “tipo Calfú” (Dixon y otros, 1999), con una mineralogía similar a las lavas del volcán Colcura, pero composiciones más máficas ($\sim 56\text{-}58,5\%$ SiO_2).

3.3.2. Subcomplejo Las Termas

3.3.2.1. Lavas del Sur LTls (Pleistoceno superior)

Sucesión de lavas andesítico-basálticas y andesitas porfíricas ($53\text{-}59,1\%$ SiO_2) de plagioclasa, clino y ortopiroxeno y titanomagnetita, además de abundante olivino en las lavas más máficas. Estas lavas sobreyacen a la Formación Cola de Zorro y están cubiertas por las lavas Aguas Calientes. Las coladas de lava de esta unidad forman una secuencia expuesta cercana a los 200 m de espesor que se exponen en la parte sur del CVNCh, formadas por alrededor de 30 capas de lavas con sus respectivas brechas. En 1999, Dixon y otros obtuvieron una edad de $40,9 \pm 13,4$ ka, gracias a la datación radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de una muestra de la parte media de la sucesión.

3.3.2.2. Volcán Viejo LTV (Holoceno)

Es una de las estructuras fundamentales del Subcomplejo Las Termas. Es un edificio formado por interstratificación de lavas y unidades piroclásticas que incluyen prominentes niveles andesíticos y dacíticos, cuyo diámetro basal alcanza aproximadamente 1,5 km y tiene una altura mínima de

500 m. En la cima, incluye dos cráteres de 350 y 250 m de diámetro, anidados en un cráter mayor de casi 700 m de ancho.

A causa de deslizamientos en el flanco sur, ha quedado al descubierto parte de su estructura interna, en la que se encuentra una unidad que consiste en una secuencia bien estratificada, de hasta 50 m, de tobas de lapilli grises, con algunos niveles ricos en bloques de dacitas vítreas pobremente vesiculares a densas ($\sim 64,5-69,6\%$ SiO_2).

Los rasgos geoquímicos y físicos de estos depósitos demuestran que la mayoría de las tefras holocenas acumuladas al este del volcán Viejo, fueron emitidas por él (Dixon y otros, 1999). Conforme a dataciones radiométricas ^{14}C de muestras obtenidas de los depósitos distribuidos al este del complejo tendría una edad holocena amplia, y se habría mantenido activo hasta poco antes de los 2 ka (Naranjo y otros, 2008).

3.3.2.3. Volcán Democrático LTd (Holoceno)

Estructura volcánica de lavas de bloques, andesíticas a dacíticas silíceas, cuyo edificio ha sido cubierto por la estructura del volcán Arrau hacia el sur, mientras que su parte norte se encuentra cubierta por el volcán Nuevo. Hacia el oeste estas lavas alcanzan hasta 14 km de largo y cubren las unidades Diguillín, Atacalco y Lanalhue, mientras que al este se adosan a escarpes labrados en las lavas Larqui. Las lavas de este volcán están cubiertas por lavas de los volcanes Chillán y Shangri-La.

3.3.2.4. Volcanes Chillán LTch y Shangri-La LTsl (Holoceno)

El volcán Chillán corresponde a un estratovolcán menor adosado al oeste del volcán Viejo al cual cubre de forma parcial. Está constituido principalmente por lavas de bloques de hasta 1 m que, composicionalmente, corresponden a dacitas silíceas pobres en cristales ($\sim 69-69,5\%$ SiO_2), con intercalaciones de piroclastos (cenizas retrabajadas y depósitos de pómez de edad incierta). El cono del volcán Chillán alcanza 1,5 km de diámetro basal, una altura de aproximadamente 400 m y un cráter de 250 m de diámetro, el cual muestra una corona en la parte sur, tras sufrir un deslizamiento sobre ese flanco (Naranjo y otros, 2008). En la superficie de las lavas más largas ($\sim 5,5$ km) de esta unidad se observan hendiduras (*clefts*) longitudinales en la mitad de las coladas hacia abajo, las superficies internas de estas hendiduras muestran en la parte alta una superficie de ruptura con un patrón de fractura concoidal continuo, que termina en forma abrupta en una zona de marcas de

cincel. Aunque el origen de estas hendiduras no es claro, podría deberse a cambios de pendiente de la superficie de emplazamiento.

Aunque emitidas de fuentes diferentes, las lavas superiores del volcán Chillán tienen un aspecto bastante semejante con las dacitas de bloque del volcán Shangri-La y la misma posición estratigráfica (Naranjo y otros, 2008), además de presentar las mismas características geoquímicas (Dixon y otros, 1999). Las lavas del volcán Shangri-La fueron emitidas de un domo (de 250 m de diámetro) ubicado en el portezuelo entre los subcomplejos y fluyeron hacia el W-SW, por el valle del río Shangri-La. Por su parte, las lavas superiores del volcán Chillán forman la principal estructura de éste. Estas lavas se caracterizan por la presencia de abundantes inclusiones, predominantemente elipsoidales y con tamaños de entre menos de 1 mm y ~50 cm de diámetro, y racimos de xenocristales máficos (Naranjo y otros, 2008).

En el trabajo de Mee (2004) y Mee y otros (2009) se le asigna una edad de $7,7 \pm 2,8$ ka por una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a una dacita del volcán Shangri-La. Por otra parte, no existen antecedentes históricos de actividad eruptiva en el volcán Chillán, sin embargo, Brüggén (1948) hace alusión a una crónica que indicaría que en febrero de 1883 hubo algún tipo de actividad en la parte sur del CVNCh, que pudo estar asociada al colapso ocurrido sobre el flanco sur del volcán Chillán.

3.3.2.5. Volcán Pata de Perro LTpp (Holoceno)

Está formado por un cono piroclástico de pómez soldadas y una colada de lava dacítica de bloques. Esta cubre las lavas Aguas Calientes y la unidad de Depósitos Piroclásticos Indiferenciados y está cubierta, por depósitos de deslizamiento ocurridos en la parte sur del volcán Viejo (Naranjo y otros, 2008). Se ubica sobre el flanco sur del volcán Viejo. Las pómez y lava tienen una composición dacítica de alto contenido de sílice (~68,75-69,4% SiO_2) y los bloques de lava muestran una textura vítrea típica, con desarrollo mixto de fracturas concoidales (rompimiento frágil) y ásperas (rompimiento dúctil).

Aunque no existen evidencias que permitan deducir la edad absoluta del volcán Pata de Perro, el aspecto juvenil de su lava y sus relaciones estratigráficas respecto de los niveles piroclásticos de caída, indican una actividad prehistórica reciente (Naranjo y otros, 2008).

3.3.2.6. Volcán Nuevo LTn (1906 – 1948 d.C.)

Es una estructura semicónica de cima aguda y base irregular de alrededor de 1 km de diámetro y de 180 m de alto, con un cráter de aproximadamente 100 m de diámetro, que se desarrolló sobre el flanco norte del volcán Democrático debido a la erupción iniciada el 16 de agosto de 1906. La mayoría del volcán se formó en los primeros 3 meses de actividad eruptiva, aunque sus explosiones se mantuvieron en forma esporádica, a lo menos hasta 1946 (Brüggen, 1948). Sobre sus flancos se reconocen diversas *coulée* lavas de poco más de 1,5 km de largo y depósitos de bloques y cenizas. Las lavas corresponden a dacitas porfíricas ($\sim 64\%$ SiO_2) de plagioclasa y dos piroxenos. Se ha sugerido que, por su pendiente y la presencia de lavas viscosas, la estructura del volcán Nuevo correspondería esencialmente a una lava-domo (Naranjo y otros, 1994).

3.3.2.7. Volcán Arrau LTa (1973 – 1986 d.C.)

Corresponde a un domo cónico que se edificó sobre la mitad sur del volcán Democrático, entre los volcanes Nuevo y Chillán (Naranjo y otros, 1994). El volcán Arrau creció adosado al flanco sur del volcán Nuevo y su cráter es de 120 m de diámetro. La construcción del volcán Arrau comenzó en 1973 (Déruelle, 1977) y 10 años después había alcanzado su máxima altura, aunque la actividad culminaría definitivamente en 1986.

Teniendo un origen similar al del volcán Nuevo, se formó por varios pulsos de lava, alternados con explosiones menores y flujos de bloques y cenizas que, finalmente, suavizaron sus flancos. Sus lavas son dacitas vítreas, porfíricas, de plagioclasa, clino y ortopiroxeno, titanomagnetita e ilmenita con contenidos de $\sim 64,5\text{-}65,4\%$ SiO_2 .

3.3.2.8. Cráteres Chudcún y Nicanor LTccn (2003 d.C.-2017 d.C.)

El cráter Chudcún correspondía a un cráter alargado de casi 40 m de largo en dirección NW-SE y 12 a 15 m de ancho, ubicado entre los cráteres de los volcanes Nuevo y Arrau. Se originó mediante una erupción vulcaniana menor ocurrida en septiembre de 2003, que dispersó cenizas finas de líticos hacia el sur (Naranjo y Lara, 2004).

A finales del 2015 comenzó un nuevo ciclo eruptivo del CVNCh. Esta actividad llevó a la formación de lo que se conoce como cráter Nicanor al noreste del volcán Nuevo. La actividad eruptiva posterior consistió en varios ciclos de explosiones frecuentes y eventos con cenizas de intensidad baja a moderada, con alturas de columna que se elevaron ocasionalmente 3000 m sobre

el cráter activo, y una pausa de actividad que culminó en un domo extruido a la superficie a fines del 2017 (Benet y otros, 2021) y con la destrucción del cráter Chudcún.

Hasta principios de 2019 la actividad consistió en la ventilación de ceniza incandescente formando una columna de hasta 3500 m de altura sobre el cráter Nicanor, y en el crecimiento y destrucción del domo, que generó flujos de cenizas y bloques. Entre agosto y diciembre de 2019, las erupciones efusivas dieron como resultado cuatro flujos de lava. En enero de 2020 se produjo una actividad explosiva renovada, lo que resultó en la ampliación del diámetro del cráter Nicanor. Desde junio de 2020 a la fecha, la actividad eruptiva se caracteriza por explosiones simultáneas en el domo y la propagación de un nuevo flujo de lava (Benet y otros, 2021).

3.3.3. Conos piroclásticos satélites

3.3.3.1. Volcán Parador Hvp (Holoceno)

Corresponde a un cono satélite del CVNCh, ubicado en el flanco occidental a 4 km al suroeste del portezuelo, es de aspecto juvenil, con un poco más de 150 m de altura y un cráter de 300 m de diámetro, que se encuentra rodeado por lavas del volcán Shangri-La lo que indicaría que su edad máxima es de $7,7 \pm 2,8$ ka (Mee, 2004).

3.4. DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y VOLCANOCLÁSTICOS

3.4.1. Depósitos morrénicos indiferenciados PHm (Pleistoceno Medio-Holoceno)

Son acumulaciones de detritos matriz soportados, con mala selección, principalmente constituidos por limos, arenas, bloques y bolones de materiales volcánicos. Estos depósitos alcanzan espesores de 10 a 30 m y se acumularon alrededor de los frentes de las lenguas glaciales más antiguas. Se distinguen acumulaciones de este tipo al oeste del Subcomplejo Cerro Blanco, acumuladas contra el escarpe de caldera labrado en las lavas Lanalhue. De acuerdo con las formas presentes en ese sector, es posible suponer que su acumulación precedió, a lo menos, la formación del volcán Blanco.

Las morrenas depositadas al SW de ese subcomplejo, en cambio, parecen ser muy recientes y representan cordones frontales del actual glacial en retroceso. Otros depósitos morrénicos se identifican al sur del volcán Chillán y también aparecen como formas muy recientes, cubiertas solo por depósitos de deslizamientos que han afectado el sector.

3.4.2. Depósitos de deslizamiento indiferenciados PHd (Pleistoceno Medio-Holoceno)

En algunos sectores de las partes altas de los filos, entre los valles del río Diguillín y estero Renegado, se reconocen, a lo menos, tres deslizamientos sobre laderas de la cara sur. Estos forman taludes de menor pendiente que aquellos de los sectores colindantes y exhiben superficies irregulares que indican la presencia de bloques métricos y decamétricos en el subsuelo. Están coronados por cicatrices de deslizamiento labradas principalmente en escarpes formados por rocas subhorizontales de la Formación Cura-Mallín. Tales cicatrices, paralelas a las laderas, pudieron formarse como consecuencia del colapso de grietas de descompresión, generadas producto de la evacuación glacial de los valles aludidos (Abele, 1984), durante el Pleistoceno medio a Superior.

Deslizamientos claramente más recientes afectaron los flancos sur de los volcanes Viejo y Chillán. Las cicatrices dejadas por estos, así como el aspecto de los depósitos deslizados, revelan un origen muy joven. Las masas rocosas pudieron quedar predisuestas al colapso por el debilitamiento de los flancos sur de ambos volcanes y del retiro de glaciares modernos del sector, los cuales generaron los depósitos morrénicos. Sismos volcánicos ligados a eventos eruptivos recientes pudieron desencadenar el proceso de deslizamiento.

3.4.3. Depósitos piroclásticos indiferenciados Hp (Holoceno)

Estos depósitos son principalmente de caída y se originan en los diversos centros del CVNCh, cuya distribución ha estado controlada por los vientos predominantes de la zona. En consecuencia, la mayoría de estas acumulaciones se encuentra al E y E-SE del complejo. La secuencia piroclástica incluye 4 niveles de pómez, sobre los cuales se reconocen niveles de cenizas ricas en fragmentos líticos juveniles y accidentales (Naranjo y otros, 2008). También se puede encontrar otra secuencia hacia NE, la que muestra rasgos composicionales que permiten inferir un origen en el volcán Viejo (Dixon y otros, 1999).

Los espesores y variaciones del tamaño de fragmentos piroclásticos de los depósitos de caída de pómez estudiados, decrecen muy rápido con el aumento de la distancia desde la fuente. Estos depósitos han sido interpretados como subplinianos y vulcanianos (Dixon y otros, 1999). Sobre la base de determinaciones radiométricas.

3.4.4. Depósitos aluviales-laháricos Hal (Holoceno)

Los Depósitos Laháricos se exponen lo largo del valle del estero Renegado en terrazas labradas por la incisión de los actuales cursos de agua. Estos muestran diversas facies y su deposición antecede al emplazamiento de coladas de lava de la misma erupción (Naranjo y otros, 2008). En partes de este valle, se observan niveles pobremente seleccionados de bloques de lavas del volcán Chillán (Naranjo y otros, 2008).

Los depósitos pueden ser macizos, pero generalmente muestran una débil estratificación, que se muestra en delgadas capas horizontales de arena que intercalan con otras de grano más grueso. Los materiales primarios de los depósitos laháricos del CVNCh provienen principalmente de los depósitos morrénicos removidos en sectores de alta pendiente y también de los productos generados durante la erupción que los causa (Naranjo y otros, 2008).

3.4.5. Depósitos coluviales y abanicos aluviales Hca (Holoceno)

Los depósitos coluviales corresponden a acumulaciones clastosoportadas, mal seleccionadas, de gravas y bloques, generados por el colapso gravitacional de taludes en condiciones inestables. En presencia de lluvias torrenciales, se acumulan como depósitos aluviales que incluyen gravas, arenas y barro (Naranjo y otros, 2008).

3.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En este sector se encuentra una de las zonas de acomodación estructural de la cuenca extensional de Cura-Mallín del oligo-mioceno, tectónicamente invertida hacia el Mioceno superior, y que estaría inmediatamente debajo del CVNCh.

Las estructuras mayores en la zona corresponden a anticlinales por propagación de falla, de orientación N-S, con vergencia al W y que habrían sido generados como producto de la reutilización de las fallas originalmente extensionales. La dimensión de dichas estructuras alcanza del orden de los 10 km de longitud de onda y de 60-70 km de largo. Como es habitual en terrenos invertidos, la exhumación y deformación es más intensa hacia los bordes de la cuenca, en donde generalmente afloran en superficie las rocas más antiguas del relleno, e incluso hasta las rocas que conforman el basamento. Para este caso, afloran rocas ígneas correspondientes al Batolito de Santa Gertrudis; sin embargo, no hay claridad respecto a su edad. La distribución areal del Batolito de Santa Gertrudis, a escala regional, se caracteriza por una franja orientada N-S, y totalmente rodeada

por afloramientos de la Formación Cura-Mallín que presentan manteos opuestos y buzamiento bidireccional. Esta característica geométrica permite interpretar estas rocas ígneas como el núcleo de un gran anticlinal desarrollado en rocas de la Formación Cura-Mallín, las cuales habrían sido erosionadas, permitiendo así el afloramiento de su núcleo de basamento. De ser correcta esta interpretación el Batolito de Santa Gertrudis, o parte de él, sería más antiguo que la Formación Cura-Mallín (Radic, 2010).

Se ha observado que la morfología general del complejo, centros de emisión y paleocentros asociados a la Formación Cola de Zorro, se orientan en una dirección N110°-140°E (Dixon y otros, 1999; Muñoz y Niemeyer, 1984) en forma subparalela a la dirección propuesta para la zona de acomodación. Esta orientación, subperpendicular a la dirección de máximo esfuerzo regional actual (σ_1 , NNE-SSW) (Lavenu y Cembrano, 1999), no sería favorable para el ascenso de magma, pero ya que la zona de acomodación está por debajo del CVNCh, esta habría constituido una zona de debilidad permitiendo y facilitando el ascenso, emplazamiento y desarrollo del magmatismo y volcanismo del plio-holoceno (Radic, 2010).



4. HIDROGEOLOGÍA

4.1. HIDROLOGÍA

La hidrología de la zona de estudio se encuentra caracterizada por la presencia del Estero Renegado y de parte del Río Diguillín. También son importantes las vertientes y manantiales, que a su vez alimentan a los cursos mayores, como lo que sucede en el sector de Agua Bonita, donde un grupo de vertientes aporta alrededor de $4,5 \text{ m}^3/\text{s}$ al Río Diguillín luego de su confluencia con el Estero Renegado (Arumí y otros, 2012).

Tanto el Estero Renegado como el Río Alto Diguillín poseen un régimen pluvial y nival, y se forman por el deshielo y afluentes en las faldas del CVNCh. El primero recorre alrededor de 30 km hasta su confluencia con el Río Diguillín, mientras que este último llega a recorrer aproximadamente 102 km, pero en el área de este trabajo solo se encuentran unos 6 km luego de su unión superficial con el Renegado.

Dentro del área de interés se encuentran dos estaciones de la red meteorológica de la DGA que registran precipitaciones y temperaturas, estas son: Diguillín y Las Trancas. Según los reportes de precipitaciones obtenidos de estas estaciones de los últimos 40 años han oscilado entre 3390 mm y 803 mm, siendo los últimos años los más secos, lo que se muestra en la línea de tendencia en el gráfico presentado en la figura 4.1. Aun así, las precipitaciones en esta zona son más abundantes que en otras partes de la región.

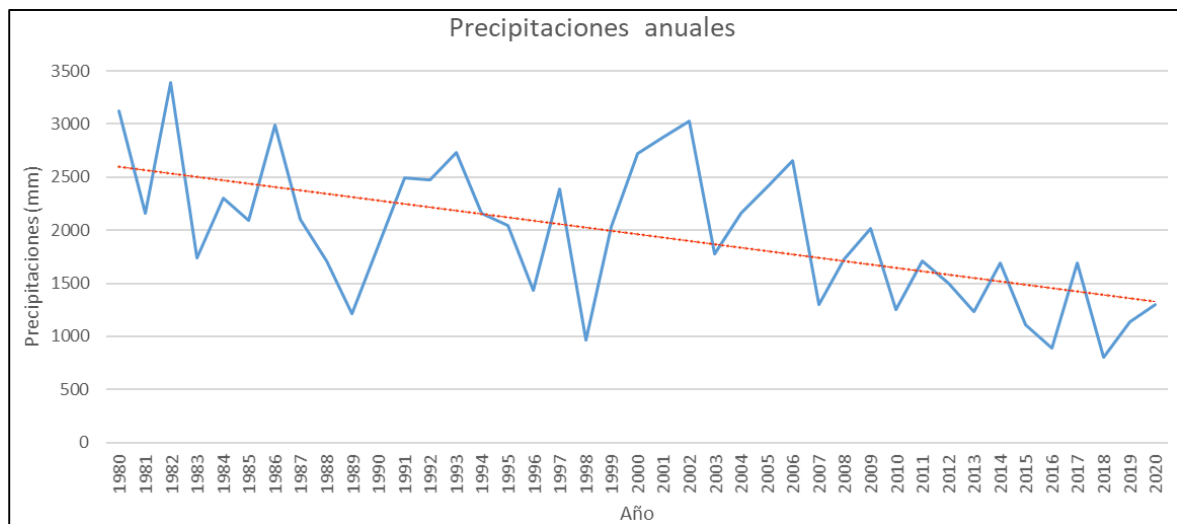


Figura 4.1: Gráfico de precipitación anual para el periodo 1980-2020. Basado en la información generada por el Centro de Información de Recursos Hídricos de la Dirección General de Aguas (DGA).

4.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS

4.2.1. Basamento

El Basamento está constituido por el Batolito Santa Gertrudis-Bullileo y las formaciones Cura-Mallín y Cola de Zorro. El primero es la única unidad intrusiva que aflora en el área, que en las cercanías del CVNCh corresponden principalmente a monzodioritas cuarcíferas. La Formación Cura-Mallín está compuesta por una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias y es la unidad más antigua de las que afloran en el área. La Formación Cola de Zorro y corresponde a rocas volcánicas de composición andesítica y andesítico-basáltica.

Todas estas unidades tienen escaso potencial hidrogeológico debido a sus litologías y al alto nivel de compactación de las rocas sedimentarias presentes (Formación Cura-Mallín), aunque muy localmente pueden formar acuitardos o albergar, de manera local, acuíferos en su interior, esto dependiendo de la permeabilidad secundaria que pueda haber adquirido.

4.2.2. Complejo Volcánico Ancestral

Se reconocen cinco unidades asociadas al desarrollo del Complejo Ancestral, estas son: lavas Los Pincheira, lavas Diguillín, lavas Atacalco, lavas Lanalhue e ignimbrita El Castillo, todas unidades volcánicas. Estas se caracterizan porque existe un apilamiento de materiales, que pueden ser desde los muy compactos hasta de los que presentan una porosidad que puede superar el 50%, algunos tienen cavidades totalmente conectadas, y otros que, aun pudiendo ser muy porosos, estos poros se hayan aislados unos de otros, también están los que no presentan grietas hasta aquellos que poseen un elevado índice de cavidades debidas a la fisuración. Así, los pozos en rocas volcánicas a veces pueden dar caudales espectaculares con pequeños descensos del nivel, pero en la misma formación y a escasa distancia pueden ser prácticamente estériles (Cabrera y Custodio, 2013)

Así, dentro de estas unidades destacan las lavas Los Pincheira, que a pesar de que su litología no es idónea, ya que corresponde a extensas coladas de lavas andesíticas afaníticas de textura muy fina y a menudo de matriz vítrea, estas se caracterizan por presentar diaclasamiento altamente penetrativo, del tipo columnar y *hackly*, lo que le otorga a la unidad una alta permeabilidad secundaria, adquiriendo un alto potencial hidráulico.

4.2.3. Complejo Volcánico Actual

Actualmente, el CVNCh está formado por dos estructuras pseudocónicas que se han definido como el Subcomplejo Cerro Blanco al norte y el Subcomplejo Las Termas al sur. También posee muchos manantiales fríos y termales distribuidos a lo largo de su perímetro (Naranjo y otros, 2008), esto podría suponer que los materiales que construyeron el edificio volcánico del CVNCh puedan conformar un acuífero libre, que se recarga por la infiltración de aguas lluvias y del derretimiento de nieves (Arumí y otros, 2014). El agua de la recarga entraría en contacto con zonas calientes relacionada al magmatismo del complejo, lo que calentaría el agua, evaporando parte de esta, que, al ascender nuevamente a la superficie gracias a la presencia de fallas y fracturas, produciría los manantiales calientes y las fumarolas que se encuentran en los alrededores del CVNCh, parecido a lo que ocurre en los sistemas descritos por Peiffer y otros (2011) (en Arumí y otros, 2014).

Debido a la presencia de estos manantiales en las faldas del CVNCh es que generan los principales ríos de la zona. Por ejemplo, el río Diguillín se origina en el valle de Aguas Calientes, este valle concentra la descarga del acuífero existente en la zona del complejo, y se ve afectado por una falla de orientación E-W.

4.2.4. Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos

El área de estudio comprende principalmente al valle del estero Renegado, y estas unidades se encuentran en su mayoría en el cauce de este. Se caracterizan por ser unidades muy mal seleccionadas, poco estratificadas y con compactación ausente, presentando propiedades favorables para la acumulación y movimiento de aguas subterráneas, permitiendo la formación de acuíferos libres, que tienen relaciones hidráulicas con los cauces de los ríos presentes.

4.3. ACUÍFEROS

Se identifican al menos tres acuíferos libres en la zona de estudio, puede que existan más, pero no se sabe con certeza, ya que en la zona no existen pozos registrados. De los que se sabe es porque de ellos surgen manantiales que alimentan a los principales ríos del sector.

4.3.1. Acuífero 1

Corresponde al que se haya en las rocas del edificio del CVNCh, de este surgen vertientes, tanto de agua fría como caliente, además de ser el que se relaciona a la existencia de las fumarolas en las faldas del volcán. En el valle de Aguas Calientes, en la ladera sur del complejo volcánico, se concentra la descarga de este acuífero, del que surgen manantiales que al confluir dan origen al río Diguillín, que a la salida del valle alcanza un caudal medio durante estiaje de $2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ (HydroChile, 2009, en Arumí y otros, 2014). Las rocas en las que se aloja este son volcánicas, correspondiendo principalmente a coladas lavas de composición de andesitas basálticas a riolitas con bajo contenido de sílice (53-71% SiO_2) (Dixon y otros, 1999), con intercalaciones de piroclastos. La mayoría de estas lavas son del tipo aa y bloques. Si bien este tipo de rocas no son acuíferos muy productivos, debido al contexto en el que se encuentran estas unidades es que están altamente fracturadas, además de presentar fallas producidas por la constante actividad volcánica del CVNCh, lo que explicaría el que pueda almacenar y transportar agua.

4.3.2. Acuífero 2

El segundo acuífero es el que se encuentra alojado en los depósitos aluviales-laháricos y coluviales dispuestos, principalmente, a lo largo del valle del estero Renegado, donde han quedado expuestos como terrazas labradas por la incisión de los actuales cursos de agua. Este acuífero es de escasa profundidad, y se distribuye localmente en el área de estudio. Se expresa en la superficie mediante diversas vertientes, que también alimentan a los cauces principales del sector (estero Renegado). Este acuífero, debido en parte al sustrato en el que encuentra, y a que bajo este se encuentran unidades de rocas volcánicas altamente fracturadas (lavas Los Pincheira) pierde gran parte de su caudal, recargando a su vez a un acuífero fisurado que se encuentra entre 100 a 150 m de profundidad. Es la principal fuente de agua utilizada por las personas en el sector, que recurren a sus diversas vertientes para abastecerse.

4.3.3. Acuífero 3

Es un acuífero libre, se encuentra a aproximadamente a 100-150 m de profundidad y se aloja en rocas de la unidad lavas Los Pincheira, las que están altamente fracturadas. Abarca gran parte de la superficie de la cuenca del estero Renegado y se recarga de los aportes recibidos por esta, al parecer mediante la infiltración del agua captada por acuíferos más someros altamente permeables

(relacionados hidráulicamente al estero Renegado). Este acuífero se encuentra colgado, y alimenta al río Diguillín en su parte media por un grupo de manantiales en el sector Agua Bonita, luego de la confluencia de los ríos Alto Diguillín y Renegado.

Zúñiga y otros (2012) utiliza el modelo de balance hídrico pluvio-nival y semidistribuido de tipo conceptual presentado en Muñoz (2010) y Muñoz y otros (2011), para modelar la cuenca del estero Renegado. Durante el proceso de calibración del modelo en este estudio, no obtuvieron resultados aceptables. Por lo que modificaron la estructura del modelo hidrológico incorporando una conexión de aguas subterráneas desde la cuenca del Renegado hacia la del río Diguillín. El parámetro asociado a esta conexión considera que el porcentaje del flujo base que se transfiere, determinado mediante un balance hídrico a largo plazo, es de alrededor del 77%.

Todo lo anterior se confirma, ya que el aporte los manantiales de agua bonita al río Diguillín fue medido entre el 2012 y 2013 mediante aforos en este mostró que los manantiales dan un caudal de $4,5 \text{ m}^3/\text{s}$ al río Diguillín (Arumí y otros, 2014), mientras que para los años 2012 y 2013 los promedios anuales de los caudales del estero Renegado fueron de $1,71 \text{ m}^3/\text{s}$ y $1,51 \text{ m}^3/\text{s}$ respectivamente, según datos de la estación fluviométrica Renegado en Invernada de la DGA.



5. MODELO GEOLÓGICO TRIDIMENSIONAL

Se realizó un modelo geológico tridimensional de una parte de la zona de estudio, con el fin de explicar cómo llega el agua desde el estero Renegado al río Diguillín, para lo que se utilizó el programa Leapfrog Geo de SEEQUENT.

Lo primero que se hizo fue determinar el área a modelar, escogiéndose la zona que se observa en la figura 5.1, que tiene una superficie de 22,28 km², y es en donde se produce la conexión entre la cuenca del estero Renegado y el río Diguillín.

Para la topografía del terreno se descargó una imagen satelital del tipo ráster, de la que por medio de la aplicación ArcMap de ArcGis, se obtiene un archivo CSV (valores separados por comas) con la información de las coordenadas y elevación para un grupo de puntos que luego se ingresaron a Leapfrog.

Para la información geológica del área se contó el trabajo realizado por Dixon y otros (1999) y con la carta geológica del Complejo Volcánico Nevados de Chillán hecha por Naranjo y otros (2008), que es muy detallada. Además, se realizaron 4 días de terreno, en los que se pudo ver ambos trabajos eran bastante precisos y detallados.

A pesar de que la información estructural en el área del modelo es escasa, se concluye la presencia de al menos una falla. Radic (2010) infiere la existencia de una estructura correspondiente al límite occidental y borde activo de la cuenca de Cura-Mallín, la que originalmente era una falla extensional, pero hacia el Mioceno tardío fue invertida, y propone que la ubicación de esta estructura estaría por el sector en que el estero Renegado desemboca en el río Diguillín y tendría una orientación aproximadamente N-S. Además, por donde estaría la traza de esta falla, un cordón montañoso se corta y el cauce del estero Renegado se desvía generando una curva cerrada antes de desembocar en el río Diguillín, lo que se puede interpretar como una zona de debilidad causada por la falla inferida descrita por Radic (2010).

Con la información geológica se determinaron las extensiones en superficie de cada unidad, para lo se utilizó el programa ArcGis con lo que se crearon los archivos *shapefile* de líneas necesarios de las bases de cada unidad litológica y de la localización de la traza de falla, los que luego se importarán en Leapfrog. Hay que considerar que debido a la presencia de esta falla inferida se trabajó separando en dos las unidades que se vieron cortadas por ella, también en base a limitaciones del programa Leapfrog, no se modelan unidades con espesores y extensiones areales

muy pequeñas, por lo que no se trabaja con los depósitos sedimentarios no consolidados y con algunos afloramientos de ignimbrita El Castillo.

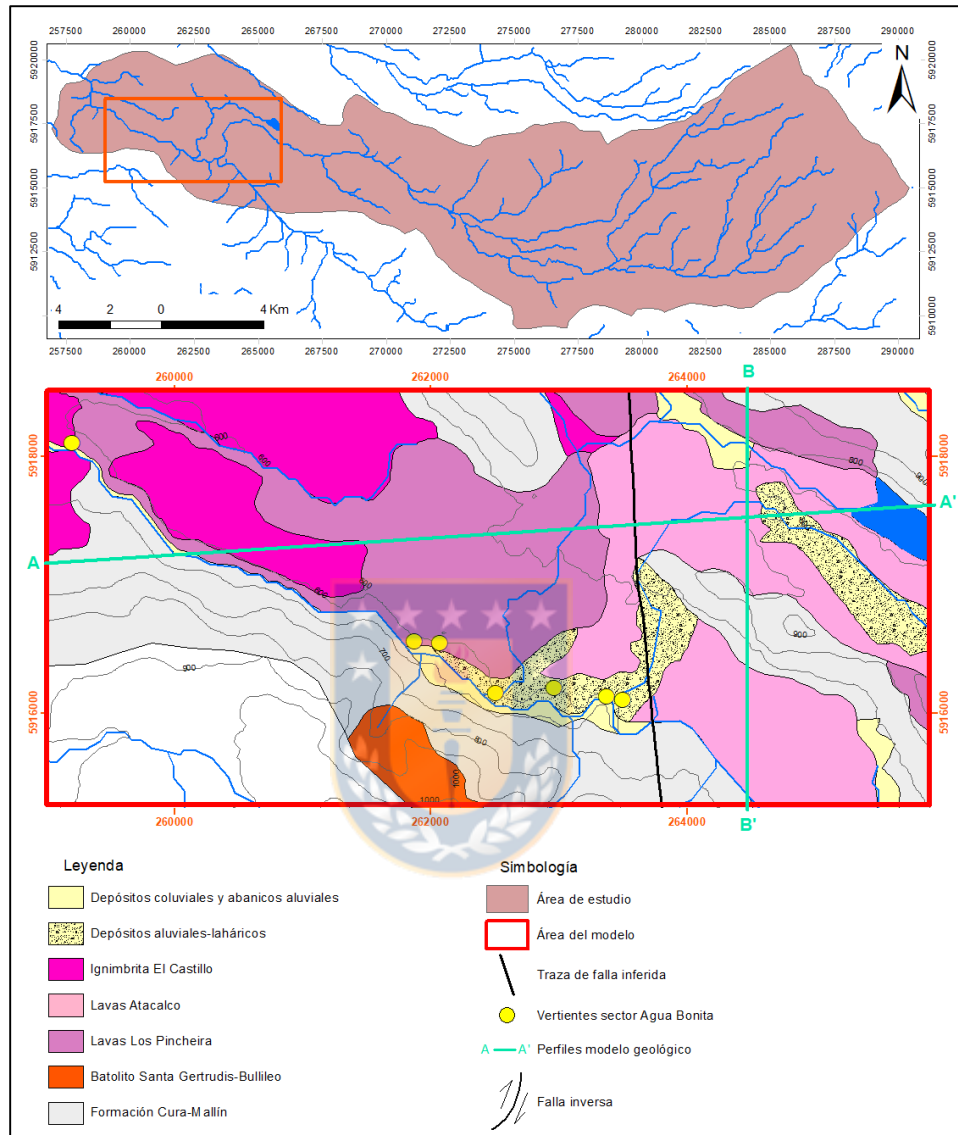


Figura 5.1: Mapa de ubicación del modelo geológico dentro del área de estudio.

En la figura 5.2 se pueden ver el *shapefile* de líneas hecho con la información de la unidad lavas Los Pincheira y el mapa geológico, los que fueron importados y visualizados en el programa Leapfrog. Las líneas amarillas corresponden a la base de esta unidad. También en la figura 5.2 se pueden ver el *mesh* (malla) de esta unidad y de la falla inferida anteriormente mencionada. Estos archivos de *mesh* de realizaron para cada unidad presente en el área del modelo, para lo que de utilizaron los *shapefile* de líneas de las bases de las unidades litológicas.

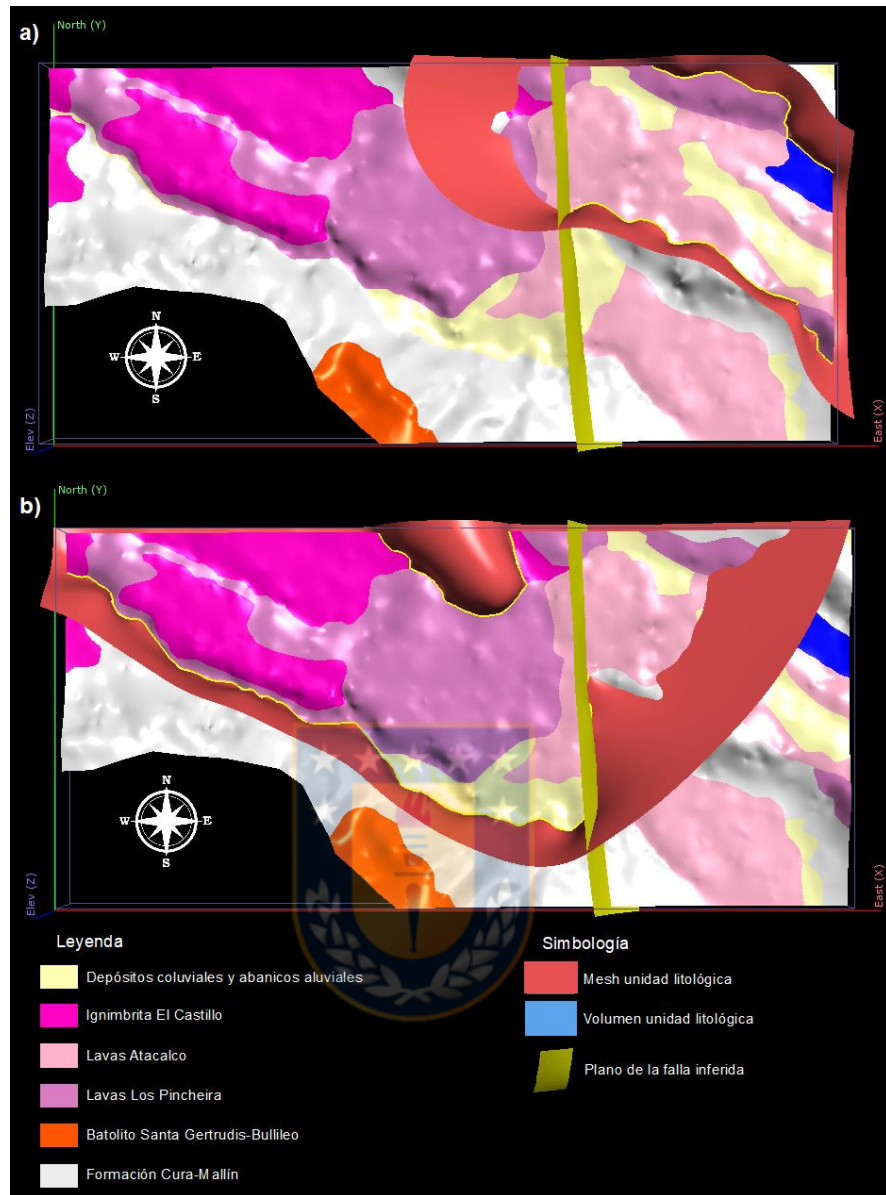


Figura 5.2. Visualización en el programa Leapfrog del *shapefile* y *mesh* de la unidad lavas Los Pincheira y *mesh* de la falla inferida. a) *Shapefile* de la base y *mesh* de la unidad lavas Los Pincheira presente en el bloque oriental que divide la falla. b) *Shapefile* y *mesh* de las lavas Los Pincheira presente en el bloque occidental que divide la falla.

Los *meshes* de cada unidad fueron modificados hasta que se ajustaron a las líneas que representan a las bases de estas. Durante este proceso se utilizó principalmente la información de la carta geológica de Naranjo y otros (2008), sobre todo lo relacionado a los espesores, ya que es la única fuente de información con la que se cuenta que contiene estos datos.

Una vez ajustados los *meshes* a las líneas de las bases y a los espesores de cada unidad, estas se ingresaron como sistema de fallas en un modelo geológico previamente creado en Leapfrog, lo

que al activarse generó bloques con volúmenes dentro y fuera de cada *mesh* que posteriormente se extrajeron como partes de *mesh*. Debido a que se comenzó modelando las unidades más jóvenes y superficiales de cada bloque dividido por la falla, se procede a recortar cada volumen con las unidades que la sobreyacen, también se recortó el volumen con la falla si es que esta lo intersectó, En la figura 5.3 se observan los volúmenes extraídos del modelo geológico para la unidad lavas Los Pincheira a uno y otro lado de la falla ya recortados por las unidades sobreyacentes y por la falla.

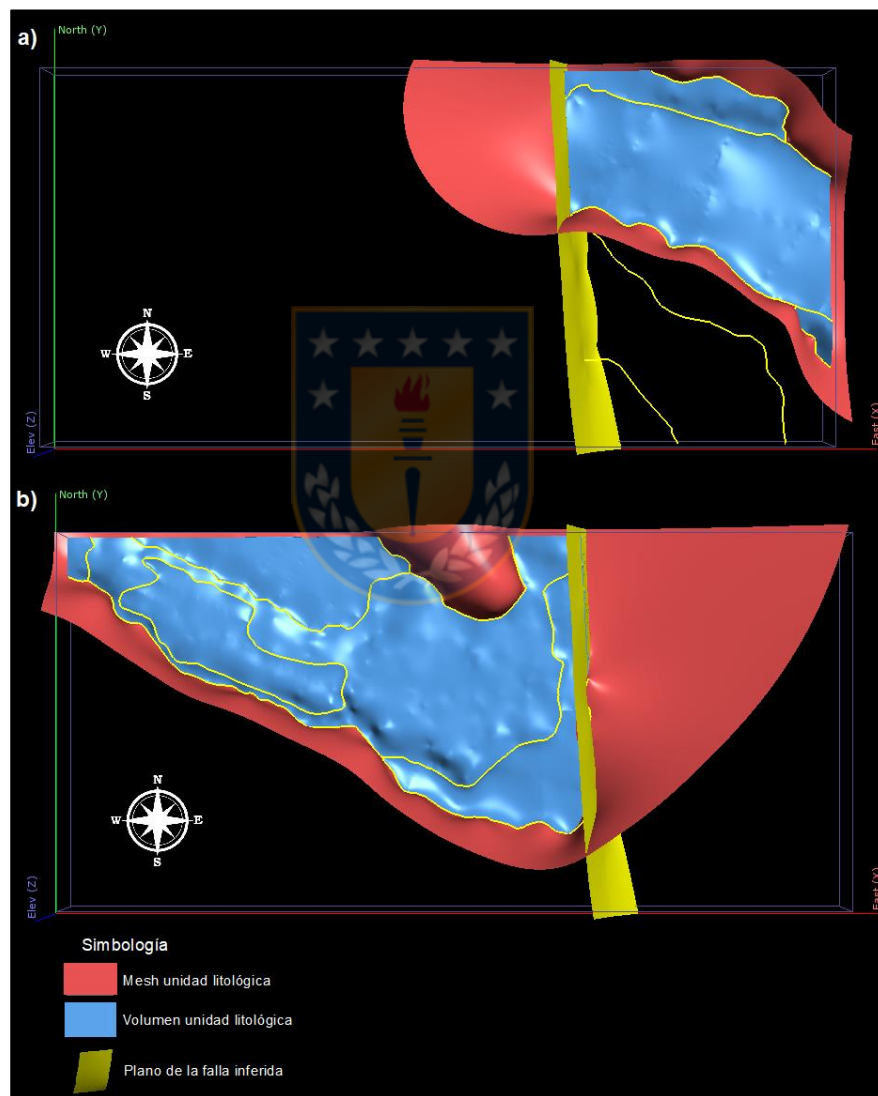


Figura 5.3. Visualización en el programa Leapfrog del volumen de la unidad lavas Los Pincheira. a) Volumen de la unidad lavas Los Pincheira en el bloque oriental, recortado por el volumen de la unidad lavas Atacalco y por la falla. b) Volumen de la unidad lavas Los Pincheira presente en el bloque occidental, recortado por los volúmenes de las unidades lavas Atacalco e ignimbrita El Castillo y por la falla.

Se extrajo el volumen final, siendo el resultado para la unidad lavas Los Pincheira el expuesto en la parte a) de la figura 5.4. Con el resto de las unidades se hace lo mismo, y al obtener todos los volúmenes finales de cada unidad a uno y otro lado de la falla, se tiene el modelo geológico terminado, y este se presenta en la figura 5.4 b)

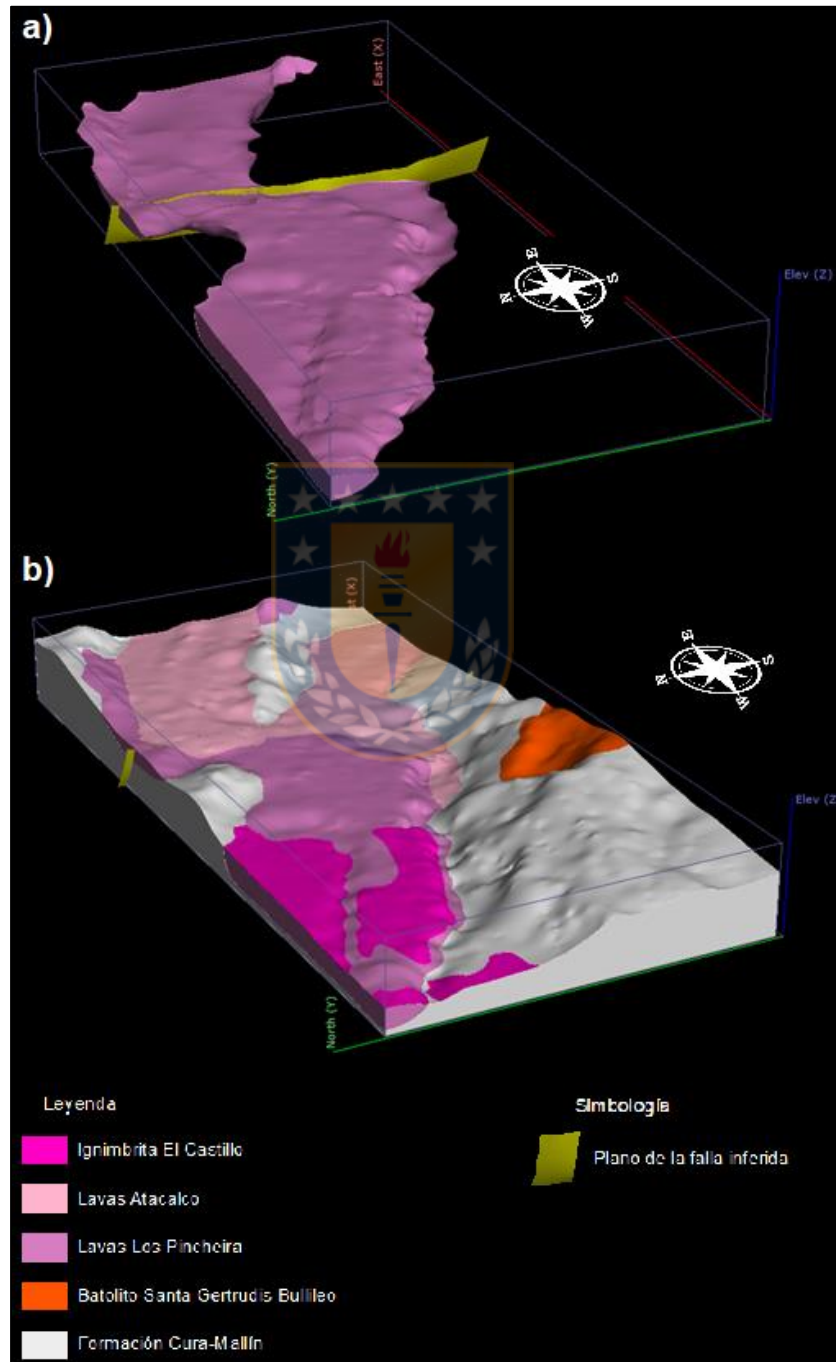
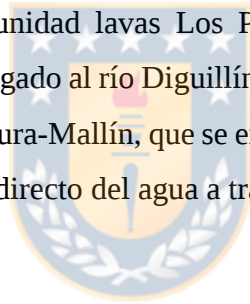


Figura 5.4. Volúmenes finales y modelo geológico. a) Volumen final unidad lavas Los Pincheira. b) Modelo geológico terminado con todos los volúmenes finales de todas las unidades presentes en el área.

Se hicieron perfiles del modelo en los que se puede apreciar más detalladamente las características de este, y la relación de las unidades litológicas y estructuras que permiten el traspaso de agua de la cuenca del estero Renegado a el río Diguillín. En la figura 5.5 a) se muestra un corte con orientación E-W, en el que se puede ver como se mueve el agua de E a W. El agua es captada por el estero Renegado, que luego alimenta a un acuífero a alrededor de 100 m de profundidad, el que posteriormente recarga al río Diguillín a través de un grupo de vertientes presentes luego de la desembocadura del estero Renegado en una pared de roca fracturada perteneciente a las lavas Los Pincheira. Cabe destacar que la recarga del acuífero que genera las vertientes también se puede ver favorecido por la presencia de fallas en la zona.

La figura 5.5 b) muestra las diferencias en la topografía de ambos valles. En el perfil el valle del río Diguillín tiene su punto más bajo a los 680 m, mientras que el del estero Renegado lo tiene a 790 m. Al realizar el modelo se consideró que la diferencia de alturas entre ambos valles era debida esencialmente al relleno de material volcánico proveniente del CVNCh que tiene el Renegado, principalmente por la unidad lavas Los Pincheira. A pesar de la diferencia de la topografía, el aporte del estero Renegado al río Diguillín se produce aguas abajo luego de su unión, esto es debido a que la Formación Cura-Mallín, que se encuentra entre ambos valles, actuaría como una barrera que dificultaría el paso directo del agua a través de ella.



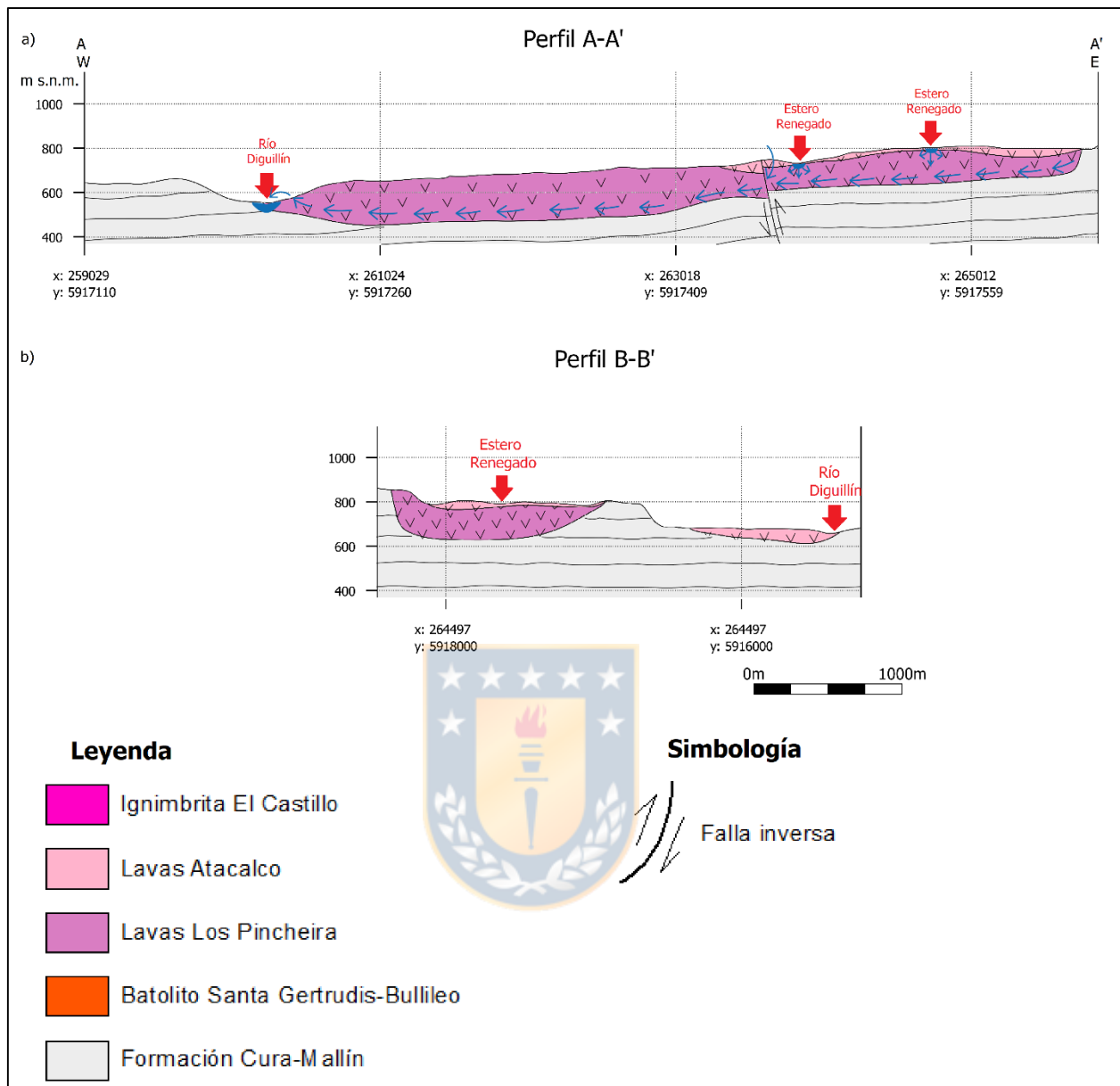


Figura 5.5. Perfiles del modelo geológico. Se encuentran ubicados como se señala en la figura 5.1. a) Las flechas azules muestran como fluye el agua a través de la unidad lavas Los Pincheira. b) Sección que corta a los valles del río Diguillín y del estero Renegado antes de su confluencia.

6. CONCLUSIONES

El modelo geológico generado en este trabajo trata de explicar cómo se da la conexión subterránea de la cuenca del estero Renegado con el río Diguillín por medio de un grupo de manantiales que surgen aguas abajo de la confluencia de estos dos cauces. Dicha conexión se da gracias a la presencia de un acuífero que se encuentra de 100 a 150 m de profundidad, conformado por rocas fuertemente fracturadas de las lavas Los Pincheira, que captaría las aguas del Renegado por medio de infiltración, debido a los sedimentos altamente permeables de su lecho, y a la presencia de fallas, que potenciarían la movilización del agua desde la superficie hasta el medio fracturado. La formación Cura Mallín actuaría como una barrera que impediría que el agua se traspase directamente desde el valle del Renegado al del Diguillín en un flujo de N a S, a pesar que el primero se encuentra a más de 100 m por sobre el segundo, generando que el agua se mueva preferencialmente de E a W, produciéndose así el grupo de vertientes del sector Agua Bonita, que se da luego de su confluencia.

El modelo geológico tiene limitaciones relacionadas en parte a la información geológica con la que se contó al momento de realizarlo, a la calidad de los datos que se usaron y a algunas características en la forma de procesar propias del programa Leapfrog.

Las limitaciones en cuanto a la información geológica se deben a que en el modelo se trabajó con el objetivo de crear volúmenes de rocas en profundidad, sin embargo, la información fidedigna que se tenía era de la superficie del terreno, esto se trató de manejar con observaciones de terreno propias; con la información de la carta geológica de Naranjo y otros (2008), sobre todo lo relacionado a los espesores de las unidades; con el trabajo de Dixon y otros (1999) y la memoria de Rivera (2014), sobre todo en cuanto a la evolución del sector, sin embargo sería posible mejorar el modelo con sondajes para tener información en profundidad real. También las estructuras señaladas en el modelo son inferidas, ya que no fueron observadas en terreno debido a que la zona de estudio se encuentra muy meteorizada por la presencia de abundante vegetación y precipitaciones, además de que el acceso es limitado a ciertos lugares. Sin embargo, en cuanto a esto Radic (2010) propone que en el sector se encuentra el límite de la cuenca de *rift* de Cura-Mallín, lo que se suma a que en este sector un cordón montañoso se corta y el cauce del estero Renegado se desvía generando una curva cerrada antes de desembocar en el río Diguillín.

En cuanto a la calidad de los datos se refiere principalmente a que la fuente de la se extrajo la topografía utilizada en el modelo no es de la mejor calidad, ya que es una imagen satelital

obtenida de manera gratuita de la página web de la USGS, con una escala muy grande lo que impide que esta sea muy detallada. Esto se manejó rellenando la imagen satelital con una herramienta de ArcMap, y realizando el modelo en Leapfrog con una calidad de 2, que es lo más alto que se pudo con el computador que se contaba (entre más cercano a 1 la calidad es más alta la definición del modelo).

Dentro de las limitaciones propias del programa Leapfrog se encuentran la dificultad que tiene para procesar meshes y volúmenes muy pequeños, por lo que del modelo se eliminaron las unidades con estas características (sedimentos no consolidados y algunos afloramientos de ignimbrita El Castillo). También está el hecho de que el volumen generado solo se ajusta al espesor de la unidad sobre las líneas de control con las que se trató de darles la potencia deseada, por lo que en algunos sectores el espesor es algo irregular. Esto último se mejoró poniendo líneas de control a intervalos relativamente regulares o en donde se veía que el programa tenía problemas para generar un *mesh* sin errores.

La gran alza en el turismo de la zona de estudio es un factor destacado para tratar de entender más de los medios fisurados en el sector, ya que cada vez hay una mayor demanda de agua, lo que impulsa la necesidad de conocer las existencias y características (profundidad, medio en el que se encuentran, propiedades físico-químicas) de estas para poder generar un mejor programa de abastecimiento y que no surjan crisis ambientales relacionadas a la contaminación y sobreexplotación de los recursos hídricos disponibles.

Para finalizar cabe destacar la importancia de los medios fracturados en la hidrogeología de la cordillera de Los Andes, ya que en ella existen muchas rocas volcánicas que tendrían escaso potencial hidrogeológico sino contaran con esta característica, que les proporciona la porosidad secundaria, permitiéndoles almacenar y transmitir el agua, y actuar por tanto como acuíferos.

7. REFERENCIAS

- ABELE, G. 1984. Derrumbes de montañas y morrenas en los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte Grande* 11: 17-30.
- ARUMÍ, J.L.; MAUREIRA, H.; SOUVIGNET, M.; PÉREZ, C.; RIVERA, D. Y OYARZÚN, R. 2016. Where does the water go? Understanding geohydrological behaviour of Andean catchments in south-central Chile, *Hydrological Sciences Journal*, 61:5, 844-855, DOI: 10.1080/02626667.2014.934250
- ARUMÍ, J.L.; OYARZÚN, R.; MUÑOZ, E.; RIVERA, D. Y AGUIRRE, E. 2014. Caracterización de dos grupos de manantiales en el río Diguillín, Chile. *Tecnología y ciencias del agua*, 5(6): 155-158.
- ARUMÍ, J.L.; RIVERA, D. Y BILLIB, M. 2011. Comparación de la hidrología de las cuencas del Renegado y del Alto Diguillín en el complejo volcánico Nevados del Chillán. XX Congreso chileno de ingeniería hidráulica.
- ARUMÍ, J.L.; RIVERA, D.; MUÑOZ, E. Y BILLIB, M. 2012. Interacciones entre el agua superficial y subterránea en la región del Bío Bío de Chile. *Obras y Proyectos* 12: 4-13
- BENET, D.; COSTA, F.; PEDREROS, G. Y CARDONA, C. 2021. The volcanic ash record of shallow magma intrusion and dome emplacement at Nevados de Chillán Volcanic complex, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 417: 1-15.
- BRÜGGEN, J. 1948. Contribución a la geología de los volcanes y Termas de Chillán. *Sociedad Chilena de Historia y Geografía*. Imprenta Universitaria: 36 p.
- CABELLO, C. 2019. Configuración estructural del basamento y su relación con el volcanismo activo de la zona volcánica sur. Memoria para optar al título de geóloga. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (inédito): 165 pp., Concepción.
- CABRERA, M. Y CUSTODIO, E. 2013. Hidrogeología y terrenos volcánicos. *Hidrología y recursos hídricos en las islas y terrenos volcánicos*. Colegio de Ingenieros de Montes: 65-92. Madrid, España.
- COLLAO, I.; ALFARO, G.; CECIONI, A.; GONZÁLEZ, A.; QUINZIO, A.; BRIONES, E. Y TORRES, O. 2000. Evaluación de los recursos metálicos de la región del Biobío, Proyecto Nacional de Desarrollo Regional. Concepción.

- DÉRUELLE, B. Y DÉRUELLE, J. 1974. Los volcanes cuaternarios de los Nevados de Chillán (Chile Central) y reseña sobre el volcanismo cuaternario de los Andes chilenos. *Estudios Geológicos* 30: 91-108.
- DÉRUELLE, B. Y DÉRUELLE, J. 1975. Géologie des volcans quaternaires des Nevados de Chillán. *Bulletin of Volcanology* 38 (2): 425-444.
- DIXON, J.H.; MURPHY, M.D.; SPARKS, S.J.; CHÁVEZ, R.; NARANJO, J.A.; DUNKLEY, P.N.; YOUNG, S.R.; GILBERT, J.S. Y PRINGLE, M.R. 1999. The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26 (2): 227-253.
- GAJARDO, A. 1981. Hoja Concepción-Chillán, Región del Biobío. Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geológicos Preliminares de Chile, No. 4, escala 1:250.000.
- GONZÁLEZ, O. Y VERGARA, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación 24: 119 pp.
- LAVENU, A. Y CEMBRANO, J. 1999a. Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in forearc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 669-691.
- LAVENU, A. Y CEMBRANO, J. 1999b. Estados de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del sur, Chile (38-42°30'S). *Revista Geológica de Chile* 26 (1): 67-87.
- LESCINSKY, D.T. Y FINK J.H. 2000. Lava and ice interaction at stratovolcanoes: Use of characteristic features to determine past glacial extents and future volcanic hazards. *Journal of Geophysical Research* 105 (B10): 23711-23726.
- MEE, K. 2004. The use of volcanic facies as tools for reconstructing former erupting environments at Nevados de Chillán volcano, Chile. Ph.D. Thesis, Lancaster University (inédito): 323 p. Lancaster, United Kingdom.
- MEE, K.; GILBERT, J.S.; NARANJO, J.A.; PRINGLE, M.S. Y MCGARVIE, D. 2009. Peleoenvironment reconstruction, volcanic evolution and geochronology of the Cerro lanco subcomplex, Nevados de Chillán Volcanic Complex, central Chile. *Bulletin of Volcanology*.
- MUÑOZ, E.; ARUMÍ, J.L.; WAGENER, T.; OYARZÚN, R. Y PARRA, V. 2016. Unraveling complex hydrogeological processes in Andean basins in south-central Chile: An integrated

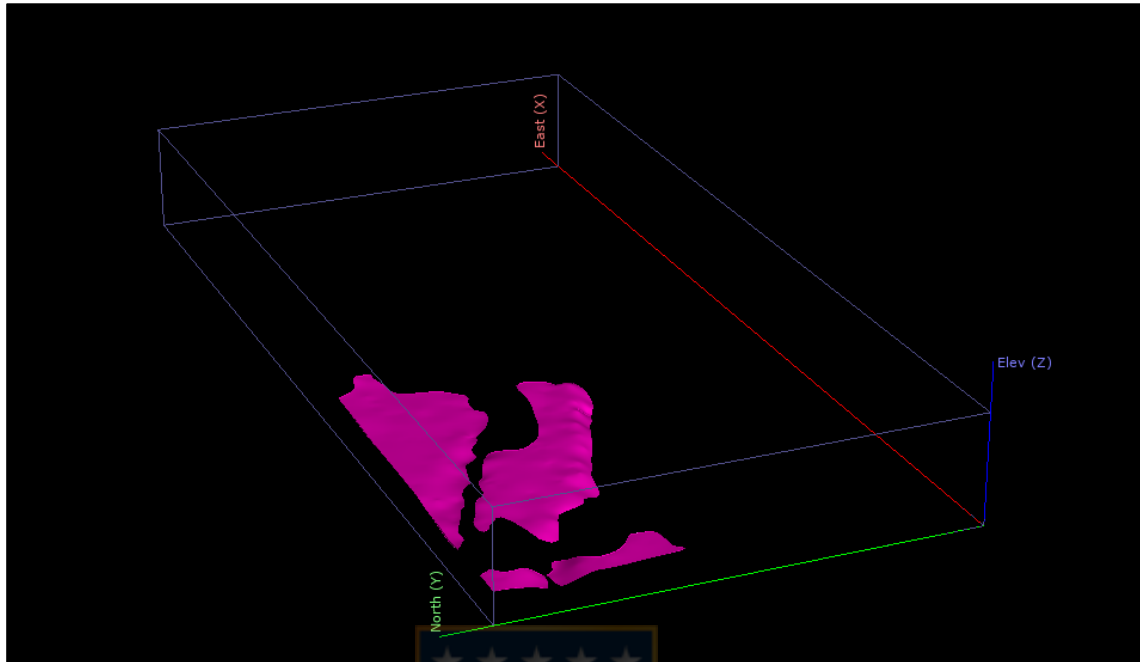
- assessment to understand hydrological dissimilarity. *Hydrological Processes* 30: 4934-4943.
- MUÑOZ, J. Y NIEMEYER, H. 1984. Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 64: 98 p., escala 1:250.000.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1960. Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la Zona Central. *Minerales*. Vol 15, N° 69: 28-46.
- NARANJO, J.A.; GILBERT, J. Y 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.
- NARANJO, J.A.; CHÁVEZ, R.; SPARKS, S.J.; GILBERT, J.S. Y DUNKLEY, P. 1994. Nuevos antecedentes sobre la Evolución cuaternaria del complejo volcánico Nevados de Chillán. In Congreso Geológico Chile No. 7, Actas I: 342-345. Concepción.
- NARANJO, J.A.; CHÁVEZ, R.; SPARKS, S.J.; GILBERT, J.S. Y DUNKLEY, P. 1994. Nuevos antecedentes sobre la Evolución cuaternaria del complejo volcánico Nevados de Chillán. In Congreso Geológico Chile No. 7, Actas I: 342-345. Concepción.
- PFANZELT, S.; GRAU, J. Y RODRÍGUEZ, R. 2008. A vegetation map of Nevados de Chillán Volcanic Complex, Bio-Bio Region, Chile. *Gayana Bot.* 65(2): 209-219.
- PHILIPPI, R. 1863. Exkursion nach den Badem von Chillán und dem neuen Vulkan von Chillán in Chile. *Petermanns Mitteilungen* 9: 241-257.
- RADIC, J. 2006. Anisotropías de basamento como control estructural del volcanismo en el Complejo Volcánico Chillán. In Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas 2: 1-15. Antofagasta.
- RADIC, J. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S). *Andean Geology*. Vol. 37: 220-246. Santiago
- RADIC, J.; ROJAS, L.; CARPINELLI, A. Y ZURITA, E. 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallín, región cordillerana chileno argentina (36°30'39°00'S). In Congreso Geológico Argentino, No.15, Actas 3: 233-237. Calafate.
- RAMOS, V. Y FOLGUERA, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. In *A case study in sequence*

- stratigraphy and basin dynamics. Spalletti, L.; Vega, G.; Schwarz, E. y Howell, J. Geological Society of London, Special Publication 252: 15-35.
- RAMOS, V. Y KAY, S. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude). Geological Society of America. Special Paper 407: 1-17.
- 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 Geóloga. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (inédito): 190 pp., Concepción.
- SUÁREZ, M. Y EMPARÁN, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de La Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 71: 105 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- VARELA, J. Y MORENO, H. 1982. Los depósitos de la Depresión Central de Chile entre los ríos Lontué y Biobío. In Congreso Geológico Chile No. 4, Actas 3: 280-306. Concepción.
- ZÚÑIGA, R., MUÑOZ, E. Y ARUMÍ, J.L. (2012). Estudio de los Procesos Hidrológicos de la cuenca del Río Diguillín. Obras y Proyectos 11: 69-78.
- Páginas web:
- Biblioteca del Congreso Nacional de Chile (2008). Mapas vectoriales, Mapoteca. División regional, polígonos de las regiones de Chile. Extraído el 2 de agosto de 2021. <http://www.bcn.cl>
- Dirección General de Aguas (DGA). Ministerio de obras públicas, Gobierno de Chile. Estadísticas estaciones DGA. Extraído el 10 de enero de 2022. <http://snia.mop.gob.cl>
- United States Geological Survey (USGS). EarthExplorer. Imágenes satelitales. Extraído en 21 de julio de 2021. <https://earthexplorer.usgs.gov>

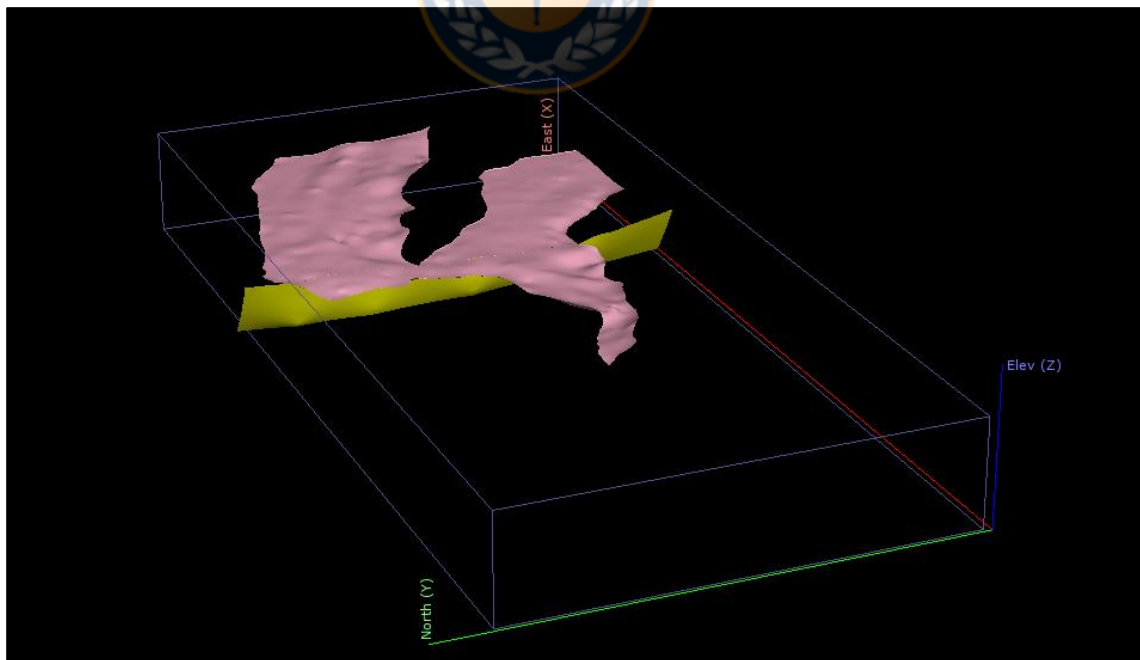
ANEXO

A faint, light blue watermark of the University of Chile crest is centered behind the word "ANEXO". The crest features a shield with a sun, a book, and a laurel wreath, topped with three stars.

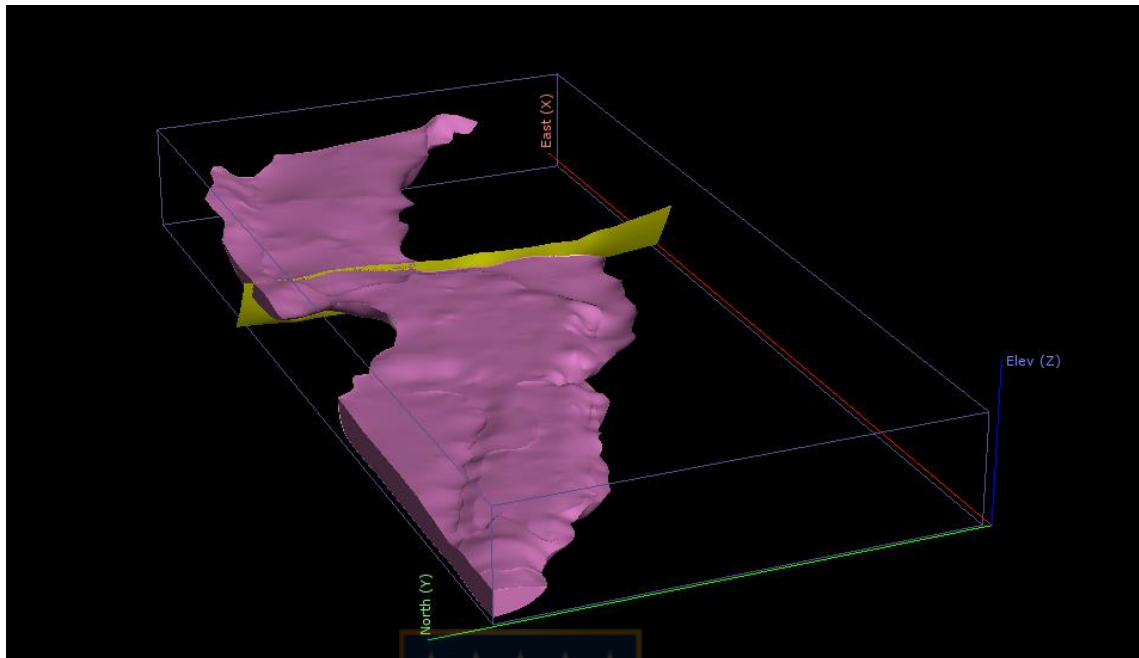
1. Volumen final obtenido en el programa Leapfrog de la unidad ignimbrita El castillo.



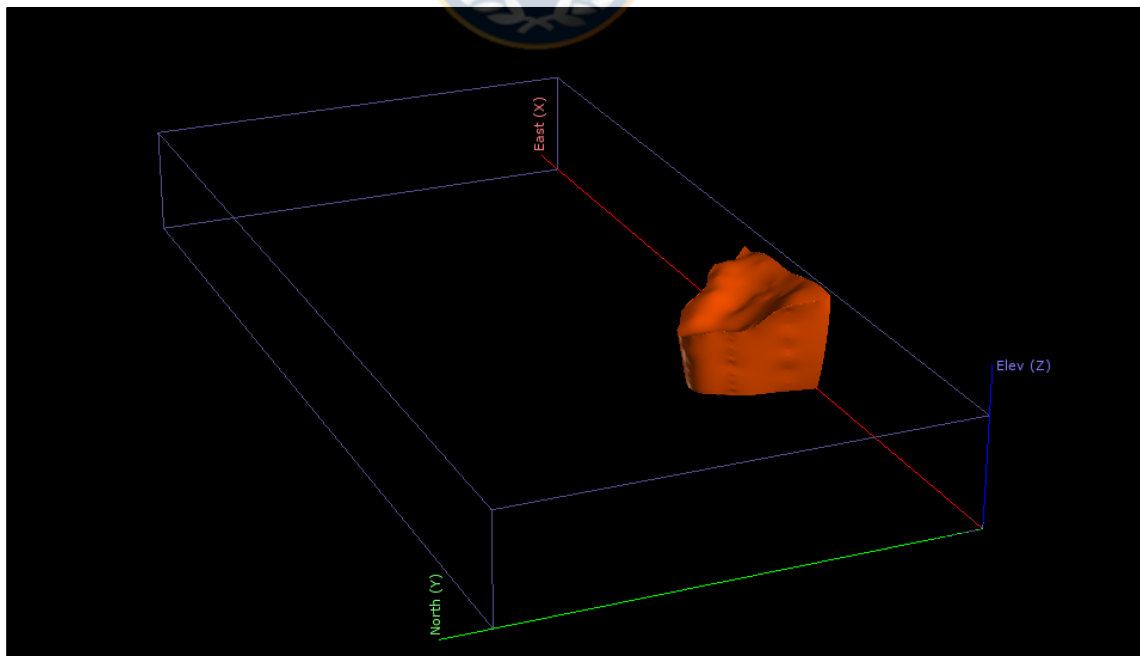
2. Volumen final obtenido en el programa Leapfrog de la unidad lavas Atacalco.



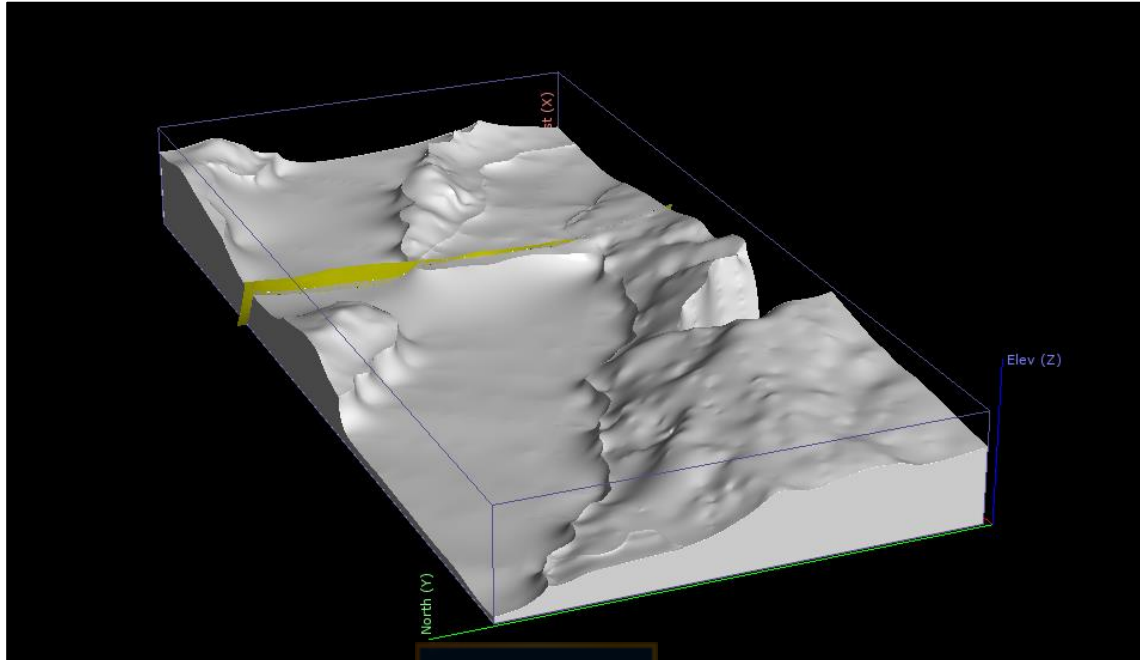
3. Volumen final obtenido en el programa Leapfrog de la unidad lavas Los Pincheira.



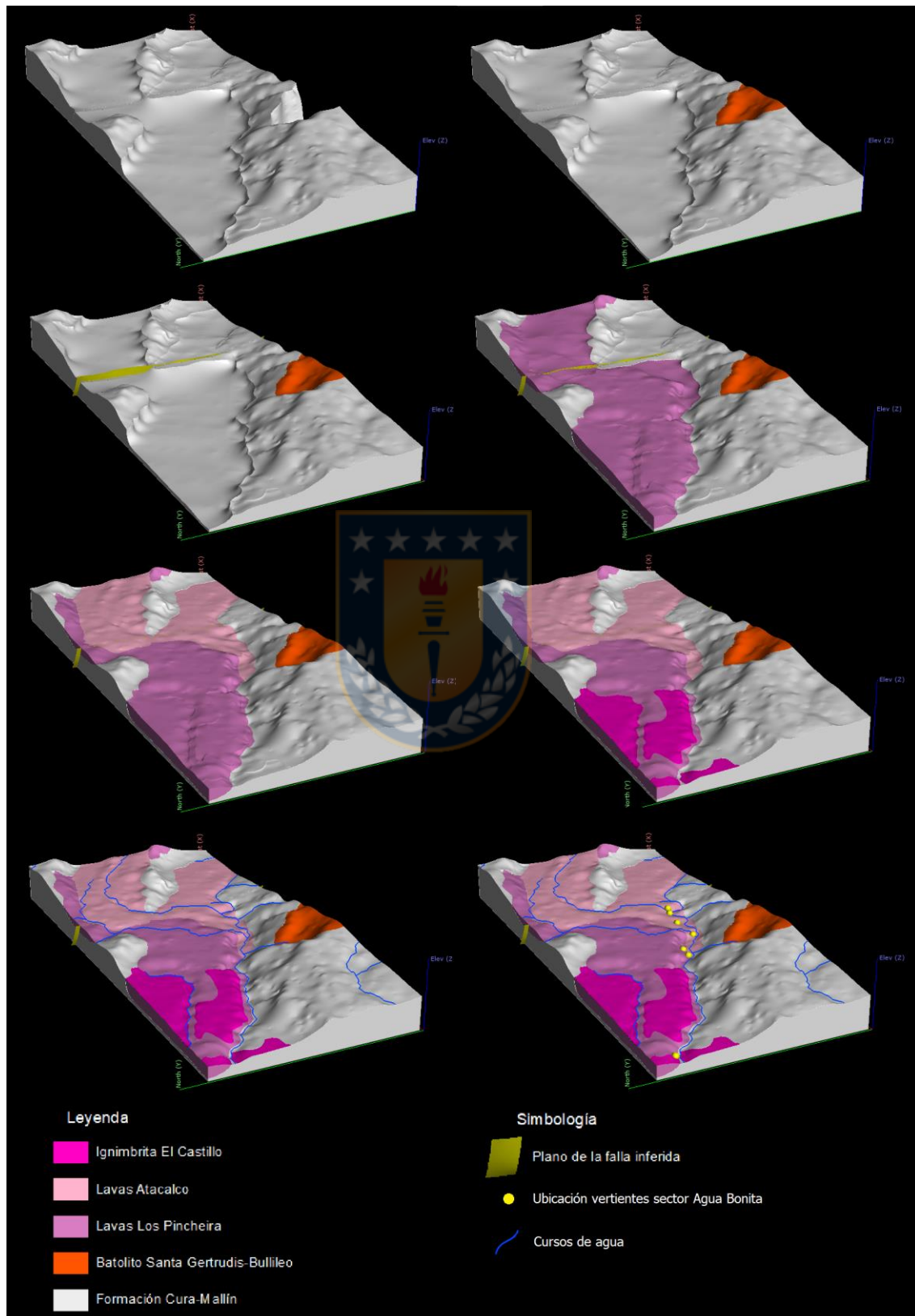
4. Volumen final obtenido en el programa Leapfrog de la unidad Batolito Santa Gertrudis-Bullileo.



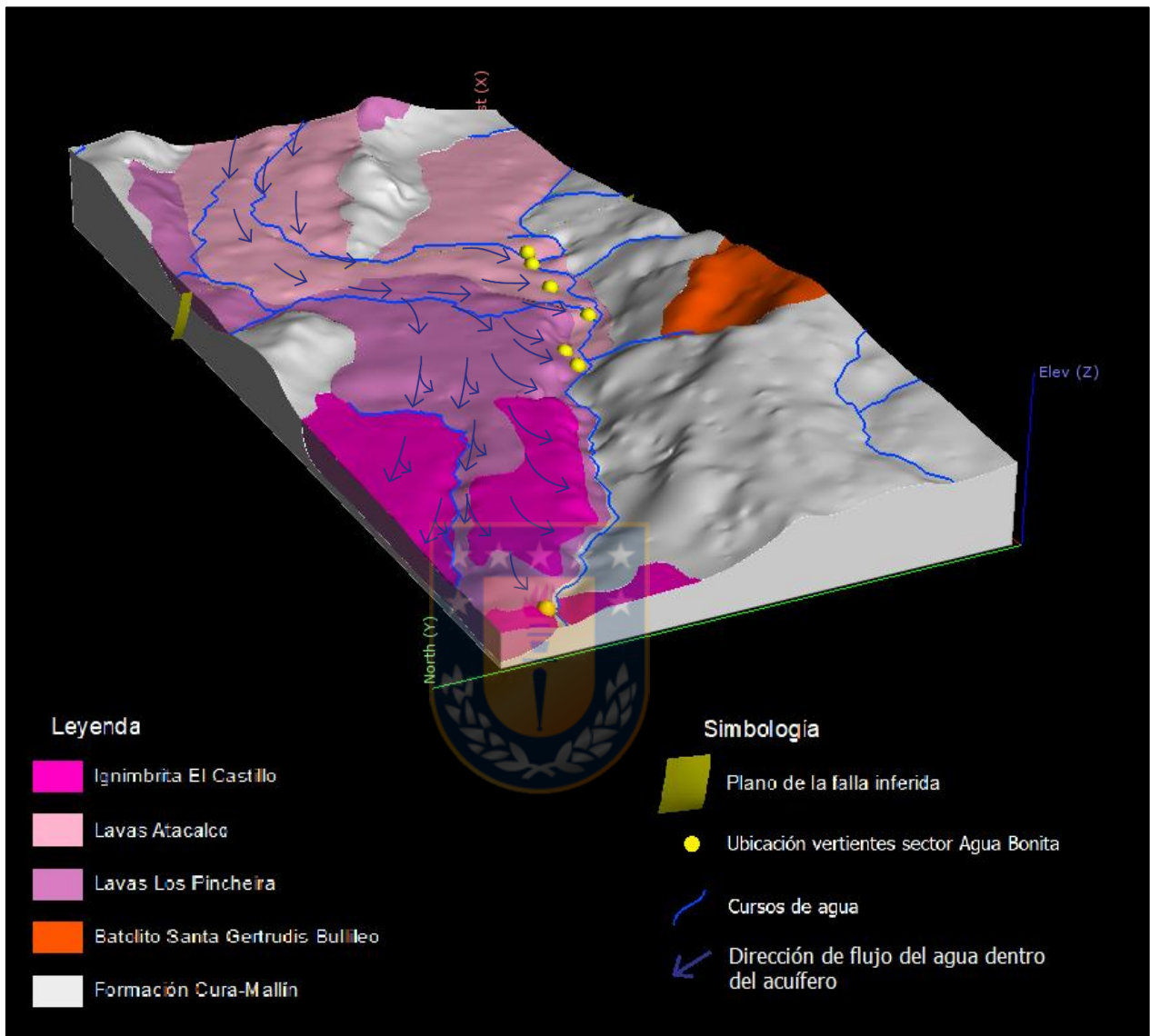
5. Volumen final obtenido en el programa Leapfrog de la unidad Cura-Mallín.



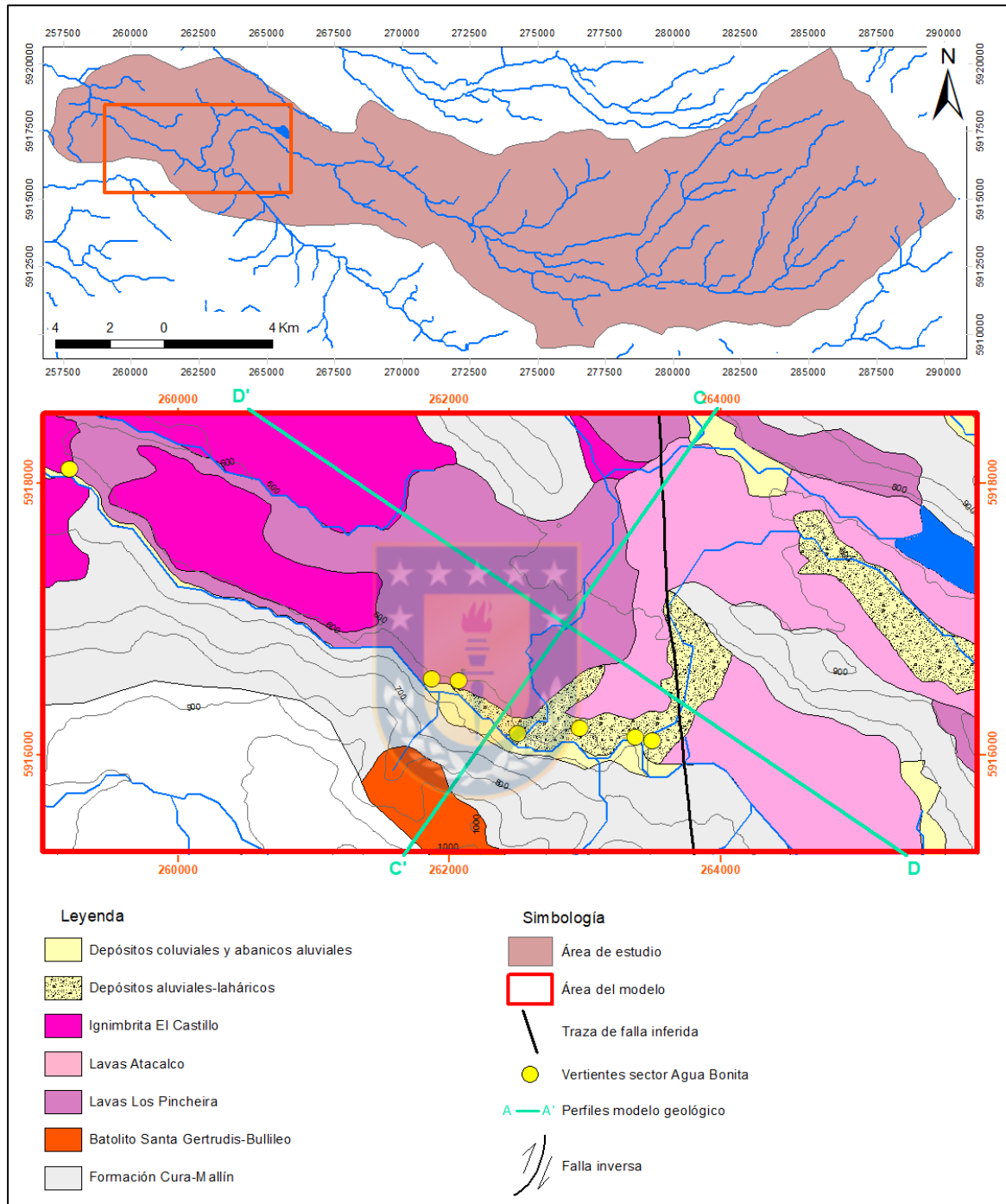
6. Evolución del modelo geológico tridimensional confeccionado en Leapfrog.



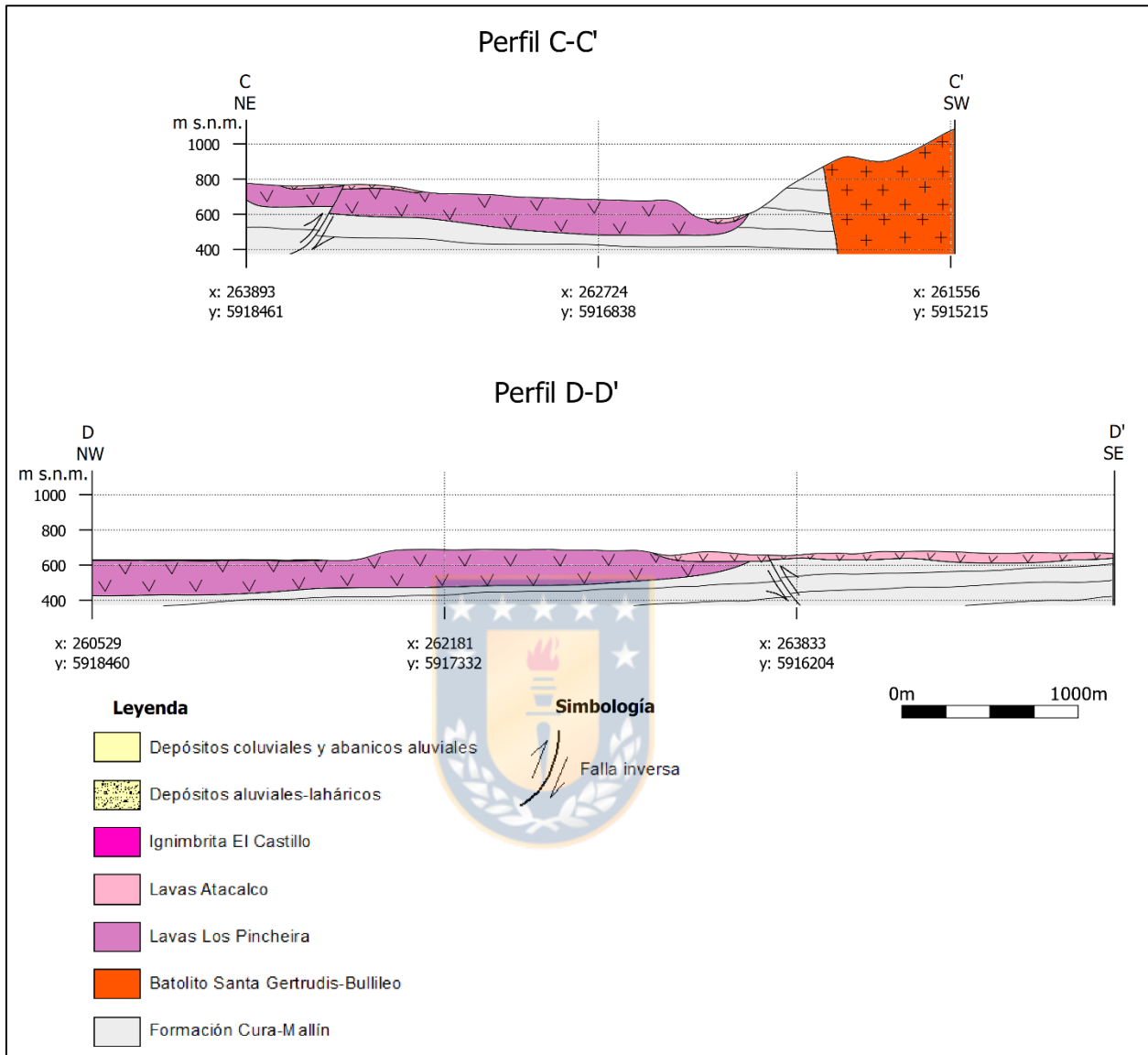
7. Diagrama con una aproximación de la trayectoria del flujo del agua (flechas azules) a profundidad en el acuífero representado en el modelo.



8. Mapa de ubicación de los perfiles c) y d) del modelo geológico.



9. Perfiles c) y d) del modelo geológico.



10. Link de descarga del proyecto en Leapfrog del modelo geológico.

https://drive.google.com/file/d/1NqypdEvF1Oggv_iJPqIqeTjaQGlaO9q7/view?usp=sharing

11. Link del video del modelo geológico

<https://drive.google.com/file/d/1JwvxUpeJNOMXb3m2mih43cDv0X8w7hO5/view?usp=sharing>