

APLICACIÓN DE MÉTODOS GEOELÉCTRICOS PARA LA BÚSQUEDA DE RECURSOS GEOTÉRMICOS EN LOCALIDAD DE RECINTO, COMUNA DE PINTO, REGIÓN DE ÑUBLE, CHILE.

N. Palma Cuadra,¹ A. Muñoz Jensen² y R. King St-Onge³

RESUMEN:

La importancia de conocer el recurso hídrico subterráneo se hace cada vez más necesario, teniendo en consideración el proceso de adaptación al cambio climático y a la transición energética que enfrenta Chile y el mundo. A lo largo de todo el país, existe gran potencial energético renovable, siendo la energía geotérmica uno de las menos exploradas y utilizadas. Para lograr que toda la población tenga la posibilidad de acceder a este recurso, especialmente en sectores rurales o semiurbanos en los que cada vez incrementa más el turismo asociado a las termas y donde la necesidad es mayor, es imprescindible que exista conocimiento y se disponga de herramientas eficientes de exploración económicas, no invasivas. Es por ello, que el presente estudio exhibe la exploración del recurso hidrotermal a partir de registros geológicos de la evolución volcano-sedimentaria del sector junto con la influencia del CVNCh al drenar aguas termales subterráneas y la validación de la metodología geofísica de resistividad eléctrica para la identificación de la geometría del subsuelo del sector de Recinto, comuna de Pinto, Región del Ñuble. La aplicación de los métodos de resistividad eléctrica SEV y ERT han permitido caracterizar la estratigrafía del sector, sin embargo, las resistividades no arrojaron valores acordes a los establecidos para acuíferos, debido a la transición de profundidades someras de estratos de material fino-medio a roca competente, aunque las resistividades logran variaciones que permiten establecer flujos de aguas subterráneas.

PALABRAS CLAVES: Geotermia; Métodos Geoeléctricos; Aguas subterráneas.

ABSTRACT: The importance of knowing the underground water resource is becoming more and more necessary, taking into account the process of adaptation to climate change and the energy transition that Chile and the world are facing. Throughout the country, there is great renewable energy potential, with geothermal energy being one of the least explored and used. In order to ensure that the entire population has the possibility of accessing this resource, especially in rural or semi-urban sectors where tourism associated with hot springs is increasing more and more and where the need is greater, it is essential that there is knowledge and availability of efficient, inexpensive, non-invasive exploration tools. For this reason, the present study exhibits the exploration of the hydrothermal resource from geological records of the volcanosedimentary evolution of the sector together with the influence of the CVNCh when draining underground thermal waters and the validation of the electrical resistivity geophysical methodology for the Identification of the subsoil geometry of the Recinto sector, Pinto commune, Ñuble Region. The application of the electrical resistivity methods SEV and ERT have allowed to characterize the stratigraphy of the sector, however, the resistivities did not yield values according to those established for aquifers, due to the transition of shallow depths of strata of fine material-medium to competent rock, however, the resistivities achieve variations that allow establishing underground water flows.

KEYWORDS: Geothermal; Geoelectric Methods; Groundwater.

¹Estudiante, Carrera de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, npalma@ing.ucsc.cl

²Profesor Guía, D. de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, andrea.munoz@ucsc.cl

³Profesor Informante, D. de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, rking@ucsc.cl

1. INTRODUCCIÓN

Existe la certeza de que la temperatura en el interior de la Tierra es bastante más alta que la superficie. Esto lo demuestra la existencia de manifestaciones térmicas naturales como volcanes, géiseres, fumarolas, manantiales de aguas termales, entre otras. Chile posee una gran actividad geológica, debido a que las reservas geotérmicas se encuentran a lo largo de todo el país, como consecuencia de la formación de volcanes andesíticos en el anillo de fuego (Lagos, 2017).

Durante los últimos años, bajo la perspectiva ambiental en Chile y el mundo, se han establecido planes estratégicos por parte de los gobiernos y sectores privados para la búsqueda de satisfacer la demanda energética de los países a través de energías sustentables (Ministerio de Energía, 2015), de las cuales la energía geotérmica, ha surgido como una fuente explotable para el uso residencial, turística e industrial.

Desde los inicios de la electricidad, a partir de recursos geotérmicos en Larderello, Italia en 1904 hasta la actualidad, los avances de la tecnología de los materiales y el mayor conocimiento científico han impulsado importantes avances en el desarrollo de la geotermia como fuente de electricidad (Jara, 2006). El desarrollo geotérmico en Chile se inició en la parte más septentrional del país (17° a 24° S) hacia fines de 1968, a través de un proyecto de colaboración entre la Corporación Chilena de Fomento (CORFO) y el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), siendo los campos geotérmicos de Suriri, Puchuldiza y El Tatio las primeras áreas seleccionadas para la exploración (Lahsen et al., 2010), de los cuales en El Tatio hubo un proyecto abortado en su momento por falta de financiamiento, reactivándose años más tarde pero generando un grave problema debido a que la perforación en sus géiseres causó la fuga de vapor agua (Muñoz, 2011). Este tipo de problemas se pueden evitar, con la ayuda de nuevas tecnologías y manejo de las técnicas de prospección geofísicas, las cuales en general son de bajo costo y proporcionan gran cantidad de información. Una de estas técnicas es la que se utiliza en este proyecto de investigación, bajo métodos de prospección eléctrica empleados como el Sondaje Eléctrico Vertical (SEV) y la Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT), a partir de los que se logra procesar los datos y reconstruir la distribución del subsuelo a partir de las resistividades de los materiales y variaciones de potencial espontáneo, logrando comparar y complementar los resultados entre sí con los antecedentes geológicos locales.

El desarrollo de este trabajo responde a la obtención de información ante la posibilidad de existencia del recurso geotérmico, aplicando los métodos mencionados anteriormente, y bajo la motivación de que la energía geotérmica en Chile no ha tenido el impacto suficiente que debiese tener, debido al costo que tiene asociado la explotación del recurso y al desconocimiento por parte de los ciudadanos, sin saber que esta energía se puede obtener desde la superficie donde habitamos. Es por esto, que se intenta acercarse a la viabilidad de utilizar este recurso en locatarios del sector de Recinto, localidad que se ubica a los pies de la Cordillera de los Andes, Valle Las Trancas, Región de Ñuble. Registros de 1995, datan que en la actual Región de Ñuble se perforó un delgado pozo exploratorio de 274 m de profundidad en el área geotérmica de Nevados de Chillán, vapor húmedo con una temperatura de 198 ° C (Salgado y Raasch, 2002). Hoy en día, Nevados de Chillán se considera como una de las principales áreas con potencial geotérmico del país, el cual en el año 2009 comenzó la etapa de exploración a cargo de Empresa Nacional de Geotermia, ENG (Márquez, 2018).

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Geotermia

Geotermia, palabra griega que hace alusión al calor de la tierra, proviene de “geos” que significa tierra, y de “thermos” que significa calor (Trillo y Angulo, 2008). En ciencia es empleada para el estudio de los fenómenos

térmicos al interior de la Tierra, así como también a la explotación del recurso térmico con la finalidad de producir energía y calor provenientes del suelo, rocas y aguas subterráneas.

En Chile, existen más de 300 áreas geotérmicas ubicadas a lo largo de los Andes chilenos, asociadas al vulcanismo cuaternario. Ocurre principalmente en el extremo norte y parte centro-sur del país a partir de fluidos geotérmicos con temperaturas superiores a 150 ° C y ubicados a una profundidad inferior a los 3.000 m (Lahsen et al., 2010). Las principales fuentes de energía geotérmica en Chile para generación de electricidad se encuentran en gran parte en la Cordillera de los Andes, que comprende Arica, Parinacota, Tarapacá y Antofagasta. En menor medida, se concentran entre la Región Metropolitana y Los Lagos, considerando que Chile, es uno de los países que a nivel mundial concentra más cantidad de volcanes activos.

Las principales fuentes de la energía geotérmica según Pous y Jutglar (2004) son las siguientes:

- Desintegración de isótopos radiactivos de larga vida que se encuentran en la corteza y el manto terrestre. Se ha estimado que cerca del 50% del flujo total de calor es producto los principales isótopos (^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th y el ^{40}K).
- El calor inicial durante la formación de la Tierra, hace 4500 millones de años, y que todavía está llegando a la superficie.
- La energía liberada por los movimientos diferenciales entre las distintas capas que constituyen la Tierra, principalmente entre el manto y el núcleo.
- El calor latente de cristalización, referido a la energía liberada en la continua cristalización del núcleo externo fluido. El núcleo interno se encuentra en estado sólido y el núcleo externo, en estado líquido, así en la zona de transición el fluido del núcleo externo está cristalizando continuamente y los elementos más ligeros migran liberando energía gravitatoria. En este proceso, el núcleo interno aumenta su tamaño a razón de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ y se libera energía en forma de calor.

2.2. Propagación de calor

A mayor profundidad bajo Tierra, existe mayor temperatura, es decir, existe una variación conocida como gradiente geotérmico, el cual aumenta a medida que nos acercamos al núcleo. Este calor almacenado en el interior de la Tierra es capaz de concentrarse en el subsuelo y de transferirse a su entorno mediante distintos mecanismos. En la litósfera y en el núcleo interno de la Tierra, el mecanismo de propagación de calor más importante es la conducción. En cambio, en el manto y en el núcleo externo el calor se transmite principalmente por convección (Pous y Jutglar 2004).

2.3. Recurso geotérmico

Un recurso geotérmico es aquella parte de la energía geotérmica que puede ser utilizada por el hombre (Pous & Jutglar, 2004). El recurso, se puede encontrar de diferentes formas dependiendo de las características del yacimiento. La forma en que se encuentre el recurso depende de la temperatura y presión a la que esté sometida el agua en el acuífero, por lo tanto, son los factores que rigen para encontrarlo en estado líquido, vapor (seco o saturado) o una mezcla de ambos estados. En la Figura 1 se presentan las condiciones clásicas que dan origen a yacimientos geotérmicos. Los yacimientos, se reconocen dependiendo de la energía térmica que pueda intercambiar con el entorno. Estos, son clasificados según el Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía (IDAE, 2008):

- Yacimientos de alta entalpía: zonas en las que se cumplen las condiciones clásicas de existencia de un yacimiento y el foco de calor permite que el fluido se encuentre en condiciones de presión y alta temperatura (superior al menos a los 150°C). Las características termodinámicas del fluido permiten su aprovechamiento para producción de electricidad.

- Yacimientos de media entalpía: zonas en las que los fluidos se encuentran a temperaturas situadas entre los 100 y los 150°C, lo que permite su uso para producción de electricidad mediante ciclos binarios que, en general, tienen rendimientos algo inferiores.

- Yacimientos de baja entalpía: zonas en las cuales la temperatura del fluido es inferior a los 100°C y su aplicación son los usos directos del calor (calefacción, procesos industriales y usos en balneoterapia).

Respecto a lo mencionado por Pous & Jutglar (2004), las condiciones geológicas básicas para que un recurso geotérmico pueda ser explotado son:

- Existencia de un flujo de calor elevado que caliente el agua o vapor. Este flujo por lo general es consecuencia de una fuente de calor (intrusión ígnea joven) a no más de 10 km de profundidad.

- Presencia de una capa en el acuífero lo suficientemente permeable y porosa que permita la circulación del fluido. Dado que la lluvia es el principal generador de agua se necesita una buena conexión acuífero- superficie para asegurar la recarga.

- Una roca impermeable sobre el acuífero que impida el escape de agua.

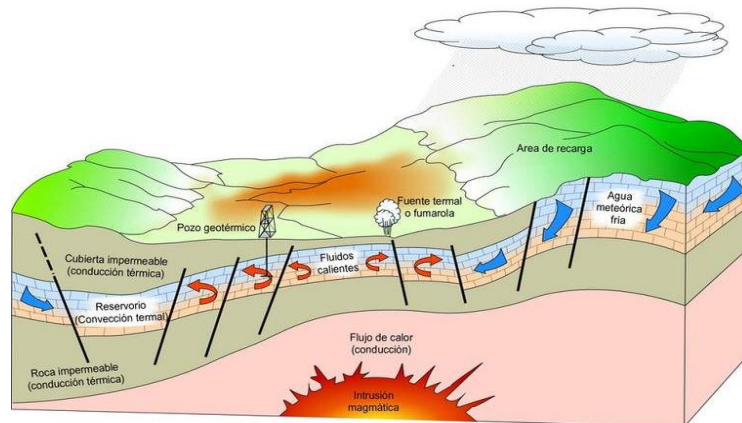


Figura 1: Esquema de las condiciones clásicas para la existencia de un yacimiento geotérmico (Extraído de IDAE-IGME, 2008).

En general, los tipos de centrales geotérmicas y posterior explotación del recurso se construyen y manejan dependiendo del tamaño, tecnología adecuada y condiciones del yacimiento geotérmico y de los recursos disponibles.

2.4. Prospección geoelectrica

La prospección geoelectrica se basa en modelos fundamentados en la resistividad o conductividad eléctrica de las rocas. Son métodos que funcionan aplicando corriente eléctrica continua al subsuelo por un par de electrodos y midiendo su diferencial de potencial en otro par de electrodos. Es posible determinar la distribución resistiva vertical y horizontal del subsuelo además de anomalías geofísicas en contraste con la región estudiada.

2.4.1. Resistividad eléctrica

La resistividad eléctrica corresponde a uno de los parámetros eléctricos que definen las rocas y minerales. También llamada resistencia específica, Oretes y Carballo (2007), la definen como la resistencia que le opone un cubo de material homogéneo de 1 metro de arista al paso de la corriente eléctrica inducida, siendo la conductividad eléctrica el término inverso de la resistividad.

La fórmula para calcular la resistividad, mediante la medición de la diferencia de potencial ΔV y la corriente I , definida por Feria (2015), se muestra en la Ecuación 1:

$$\rho = \frac{K \cdot \Delta V}{I} \quad (1)$$

Donde: ρ es la resistividad eléctrica y K el factor geométrico de las distancias inter - electródicas.

Sin embargo, este concepto no es válido para la prospección geoelectrica in situ, debido a que los materiales rocosos se encuentran distribuidos en el subsuelo de forma no homogénea, por lo tanto, la resistividad real para un medio determinado cambia en todas las direcciones debido a la anisotropía y heterogeneidad del suelo (López et al., 2010). Es por ello, que se debe emplear el concepto de Resistividad Aparente la cual corresponde a la medida en terreno, y, por lo tanto, la Resistividad Absoluta la calculada por el modelo geofísico.

La medición e interpretación de datos geofísicos, utilizando técnicas que representan las variaciones laterales y a profundidad, es una valorada herramienta para la hidrogeología, ya que se logra visualizar de forma bidimensional la caracterización litológica relacionadas a un acuífero. En la Figura 2 se observan esquemas de la configuración de un dispositivo tetraelectródico en el cual se introduce corriente al subsuelo a través de los electrodos A y B, obteniendo la medición de la diferencia de potencial a través de los electrodos M y N. Además, es posible visualizar el recorrido de la inyección de corriente del electrodo en función de la profundidad.

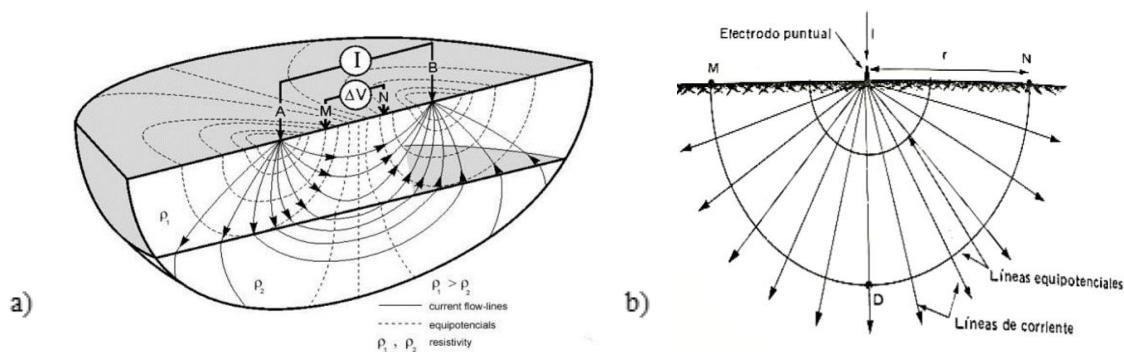


Figura 2: Esquemas: a) implementación característica de cualquier método de potencial inducido; b) variables en el caso de un electrodo puntual (Extraído de Feria, 2015).

Es importante considerar que el factor geométrico K , a partir de la Ecuación (1), depende del tipo de dispositivo tetraelectródico (arreglo geoelectrico) empelado, es decir, la disposición relativa de los electrodos tal como muestran más adelante las Ecuaciones (2) y (3).

Para lograr una estructura geológica a partir de la imagen que entrega los equipos geoelectricos, es necesario conocer la resistividad de diferentes materiales que se pueden encontrar en el subsuelo bajo el área de estudio; para ello en la Figura 3, se muestran rangos de valores de resistividad de las diferentes litologías más comunes que conforman el subsuelo.

Según lo descrito por Bernard y Leite (s.f.), hay tres factores principales que influyen directamente sobre la resistividad de un terreno:

- 1- La porosidad de la roca: a mayor porosidad, ya sea intrínseca o de fractura, menor resistividad. Es posible establecer una relación entre la porosidad y la resistividad ya que en rocas con mayor porcentaje de poros implican una menor resistividad.
- 2- La resistividad del agua: a menor resistividad del agua (mayor concentración de sales), menor resistividad de la roca ya que es mayor la conductividad de electrolitos.

- 3- La arcillosidad del terreno: a mayor arcillosidad, menor resistividad. Una arcilla que constituye un terreno impermeable tiene mucha agua intersticial que hace bajar la resistividad de la roca, pero que no produce caudal.

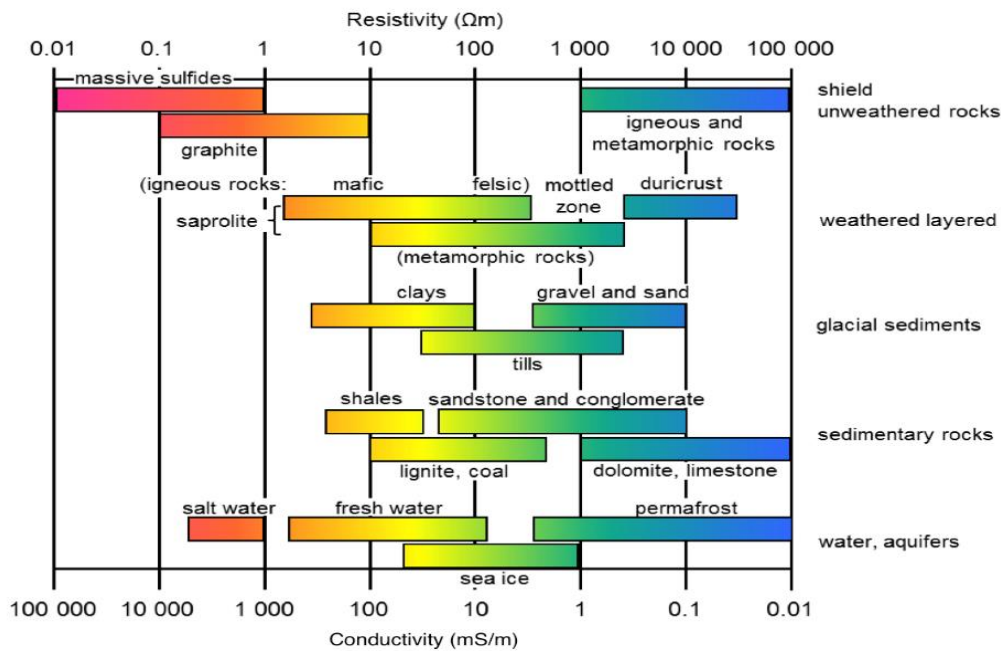


Figura 3: Rango de resistividades aparentes de rocas comunes. (Extraído de Palacky, G., 1987).

2.4.1. Técnica de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

El Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) tiene como objetivo la obtención de un modelo unidimensional con la observación de la variación de la resistividad en profundidad a través de las diversas capas del subsuelo, obteniendo además sus espesores y concluyendo con una interpretación de los resultados en los que se intenta identificar el tipo de roca de acuerdo con el valor de su resistividad (Feria, 2015).

Esta técnica consiste en administrar corriente eléctrica en el subsuelo a partir de un dispositivo tetraelectródico (electrodos A, B, M Y N) tal como muestra la Figura 4 con, lo que crea un campo eléctrico. A través de las mediciones de voltaje, se puede establecer una distribución vertical en profundidad en función de la resistividad aparente. En este método, el centro del arreglo geométrico de electrodos de voltaje (M y N) es fijo, pero el espaciamiento entre los electrodos de corriente (A y B) va aumentando para obtener más información sobre secciones más profundas del subsuelo (López et al., 2010).

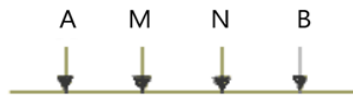


Figura 4: Dispositivo electródico convencional simétrico empleado para medir la resistividad del subsuelo. (Modificado de López et al., 2010).

2.4.2. Dispositivo Schlumberger

Existe una variedad de arreglos de electrodos, sin embargo, el dispositivo Schlumberger es uno de los más eficaces y utilizados. Otorgan un gran margen para la investigación referida a las variaciones de distribución de la resistividad de los materiales que conforman el subsuelo, tal como lo muestra la Figura 5 (a y b), donde se muestra que la cobertura horizontal - vertical de Schlumberger es medianamente superior al de Wenner. El arreglo Schlumberger es lineal simétrico y utiliza una distancia fija $MN = a$, muy pequeña que en general es muy menor a AB las cuales se van incrementando.

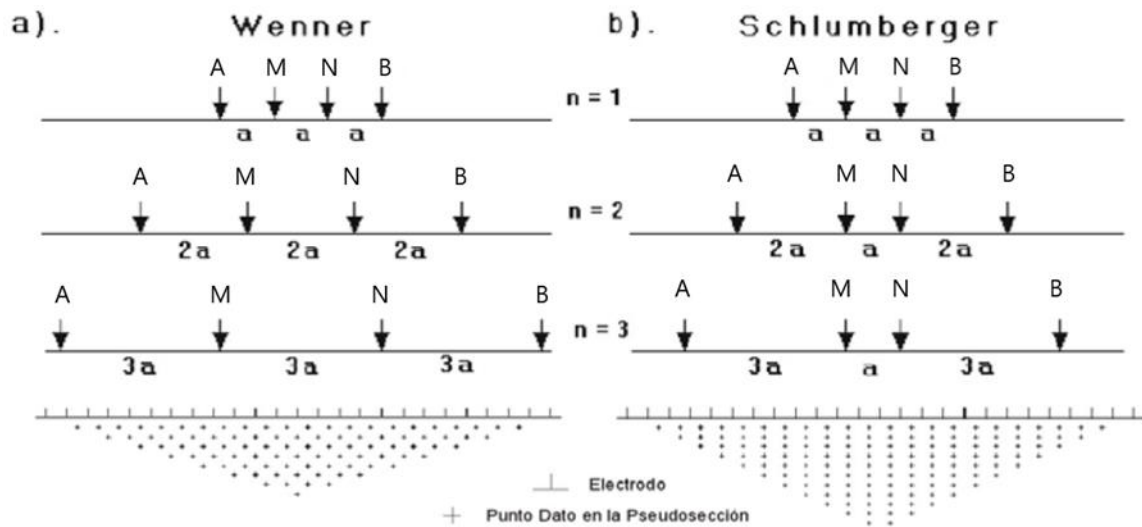


Figura 5: Comparación de Cobertura para los arreglos de electrodos y pseudosección de datos para las configuraciones a) Wenner y b) Wenner-Schlumberger. [Modificado de López et al., (2010)].

Para interpretar los datos del sondeo 1D, se presume normalmente que el subsuelo consiste en capas horizontales homogéneas e isotrópicas. Para estos casos, la resistividad del subsuelo cambia únicamente con la profundidad, pero no cambia en la dirección horizontal (López et al., 2010). A continuación, se presentan las Ecuaciones (2) y (3), propuestas por Feria (2015), donde k depende del tipo de la disposición relativa de los electrodos para obtener la resistividad aparente a una determinada profundidad.

$$k = \frac{2\pi}{(AM^{-1}-BM^{-1})-(AN^{-1}-BN^{-1})} \quad (2)$$

$$\rho = 2\pi \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \left(\frac{1}{AM^{-1}-BM^{-1}} - (AN^{-1} - BN^{-1}) \right) \quad (3)$$

Además, tal como se muestra en la Figura 5, a medida que el parámetro de la distancia “a” aumenta, la información que se recibe corresponde a profundidades mayores, ya que el factor geométrico k varía en función de la disposición electródica.

2.4.4. Técnica de la Tomografía Eléctrica (ERT)

La Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT, siglas en inglés) tiene por objetivo lo mismo que sus homólogos más clásicos, determinar el valor de la resistividad real del subsuelo a lo largo de un perfil o superficie. Compartiendo los mismos principios que el SEV, se obtienen imágenes resistivas del subsuelo, con la mejora de la obtención de una gran cantidad de medidas, tanto en profundidad como lateralmente, es decir, de alta resolución espacial (Feria, 2015).

El desarrollo de la ERT para prospección del subsuelo es efectivo, puesto que en conjunto con softwares hacen que sea una herramienta útil para dilucidar la distribución espacial de estratos y flujos de agua subterránea, tal como lo muestra el ejemplo de la Figura 6. Este método pretende obtener una imagen de las propiedades eléctricas del subsuelo y para ello se utilizan una serie de electrodos hincados en el suelo a un intervalo igual de separación a lo largo de una línea de perfil (Arias, 2002), como lo muestra la Figura 6, la cual presenta la disposición de los electrodos en su forma convencional por su fácil, rápida y económica utilización en el campo.

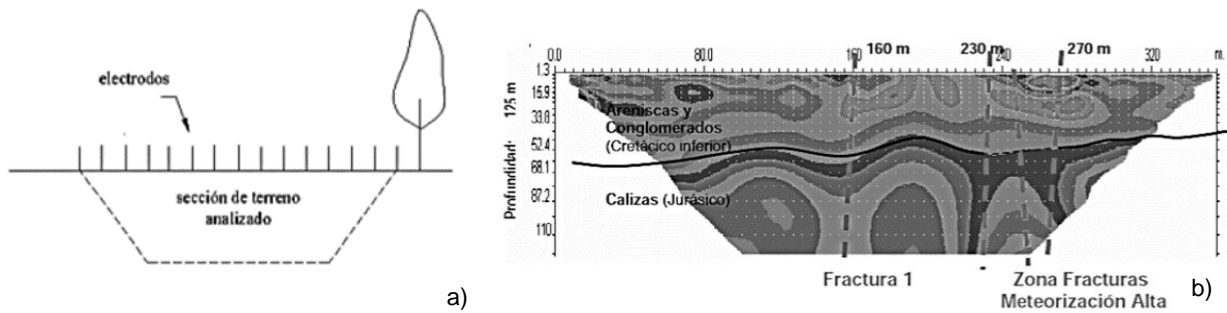


Figura 6: a) Esquema del método convencional “Electrical Imaging”; b) Ejemplo de una interpretación geológica de la distribución real de resistividades (Extraído de Feria, 2015).

En la Tomografía de Resistividad Eléctrica, los electrodos se pueden ordenar en terreno de varias maneras en el campo dependiendo de la resolución tanto vertical como horizontal a la que se desea obtener, por lo que las intensidades de corrientes requeridas varían respecto a las del SEV por la profundidad a la que se pretende llegar. La configuración más utilizada para efecto de este estudio es el Dispositivo Dipolo – Dipolo.

2.4.5. Dispositivo Dipolo – Dipolo

Es un dispositivo que permite identificar mejor las variaciones laterales de resistividad. El arreglo de los electrodos de esta configuración se muestra en la Figura 7. El espaciamiento entre los electrodos es determinado como “a”. Este arreglo tiene otro factor denominado “n”. Este es la relación de la distancia entre los electrodos y la separación de dipolo “a” (López et al., 2010). Usualmente los electrodos de corriente (I) están a distancias largas respecto los electrodos de potencial (V). En principio, cuanto mayor sea el valor de n, más profunda será la penetración de la corriente. El espaciamiento es un múltiplo entre los electrodos de voltaje y de corriente como se muestra en la Ecuación (4) (Feria, 2015) y Figura 7.

$$\rho_a = \pi n(n + 1)(n + 2)a \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (4)$$

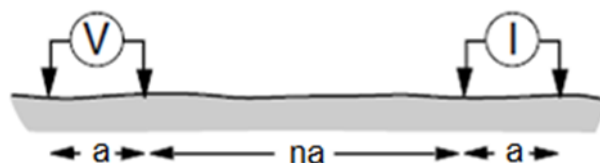


Figura 7: Dispositivo Dipolo – Dipolo. (Modificado de Milsom, 2003).

3. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1. Ubicación

Recinto es una de las localidades que conforman el llamado Valle de las Trancas, ubicada en la comuna de Pinto, Provincia de Diguillín, Región de Ñuble, Chile. Los estudios para este artículo se han realizado en los predios de Don Jorge Arias y Hernán Paredes de dicha localidad. Para acceder a la zona, se debe tomar la ruta N-55 desde Chillán y trasladarse 55 km hasta el sector de Recinto. La ubicación de la zona de estudio se puede ver en la Figura 8, la cual muestra la ubicación respecto a la comuna de Pinto y a nivel nacional.

La Provincia de Diguillín nace en la Cordillera de los Andes, en la vertiente occidental y en la zona de transición entre llanuras y cerros del Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh). Naranjo et al., (2008), explican la geología de la cuenca de la provincia, la cual contiene gran influencia de los procesos volcánicos

asociados al Complejo, que por su parte tiene un desarrollo de 12 Km de extensión lineal norte- sur y está constituido por varios tipos de estructuras creadas a lo largo de diferentes procesos que han ocurrido hace unos 650 Ka.

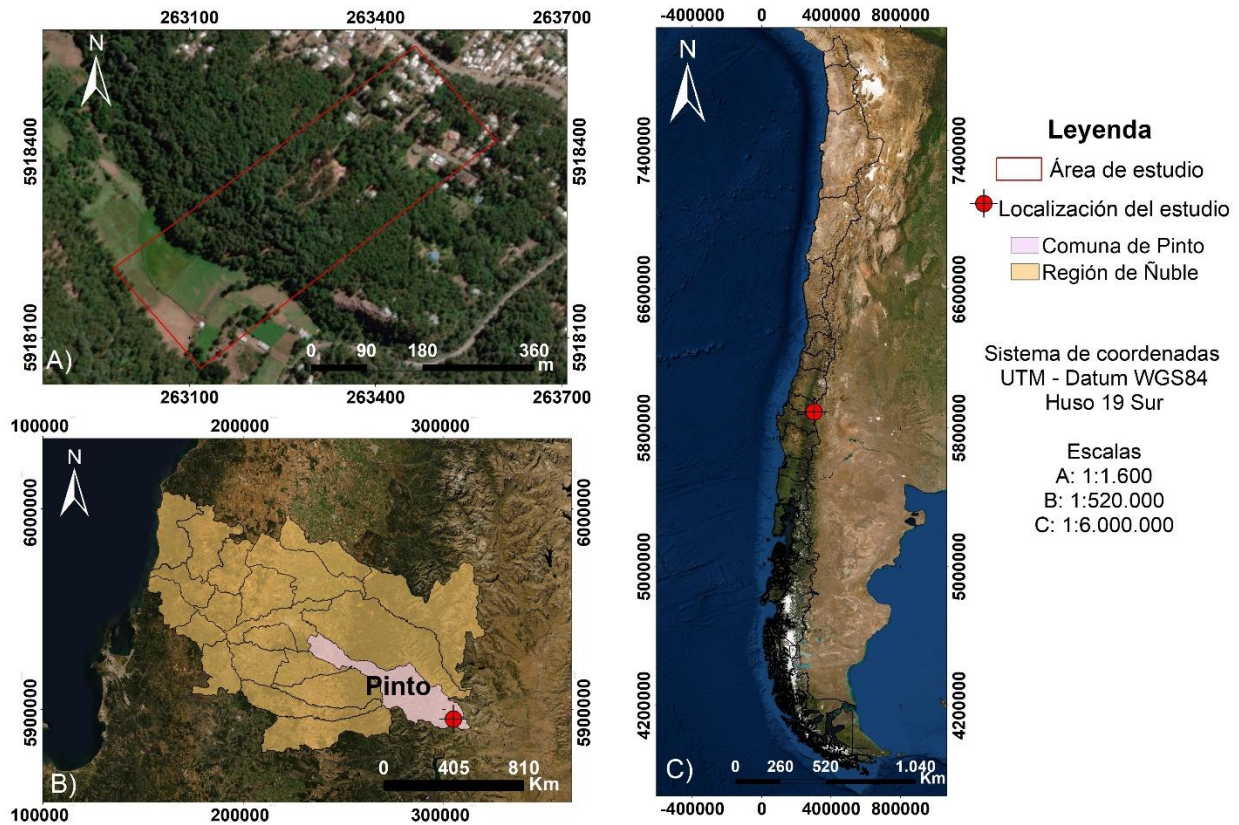


Figura 8: Ubicación de la zona de estudio. (Elaboración propia).

3.2. Antecedentes Geológicos

La descripción de las características geológicas que se presentan a continuación, son resultado de la recopilación de antecedentes bibliográficos que permiten definir en entorno inmediato al área de estudio.

El área de estudio de dicha investigación se ubica en la Zona Volcánica Sur (ZVS) de Chile, la cual se define en un contexto de subducción con un ángulo entre 27° - 30° y la presencia de volcanismo activo (Cahill e Isacks, 1992; Pardo et al., 2002).

3.2.1. Geomorfología

En términos generales, este sector está caracterizado por unidades morfoestructurales que se orientan en sentido N-S, como son la Cordillera de la Costa, el Valle Central, Precordillera y la Cordillera principal. El estudio se ha llevado a cabo en zona Precordillerana Andina, al lado de la cual se ubica el Complejo Volcánico Nevados de Chillán, el cual se compone de subcomplejos volcánicos (Cerro Blanco y Las Termas) integrados por 18 volcanes (Naranjo et al., 2008; Servicio Nacional de Geología y Minería [SERNAGEOMIN], 2021) los cuales se alinean en dirección NO-SE en la Cordillera Andina en la Región de Ñuble, principalmente en las comunas de Pinto y Coihueco. Su actividad comenzó a manifestarse alrededor de los 650 ka, con la erupción de extensas coladas de lava andesíticas subglaciales y continuó durante el Pleistoceno Medio, con diversos megapulsos efusivos andesíticos, subaéreos y subglaciales, principalmente hacia el oeste. Durante el Pleistoceno Superior (\sim 100-60 ka), la estructura del CVNCh desarrolló vastas zonas y diversos centros de

emisión alrededor del sector central que, para entonces, probablemente estuvo ocupado por un potente glaciar (Naranjo et al., 2008).

3.2.2. Unidades Geológicas

La geología de las rocas que constituyen el basamento Cenozóico del área donde ha evolucionado el CVNCh son de origen volcánicas, volcanoclásticas, sedimentarias y plutónicas. Desde el punto de vista morfogenético, en el sector se han producido a procesos de glaciación, de intenso volcanismo y procesos fluviales que han dado origen al relieve actual. Las unidades geológicas principales y más cercanas donde se emplaza el área de estudio se muestran en la Figura 9, basadas en el trabajo realizado por Naranjo et al., (2008), en la cual se ha representado el mapa geológico a partir de la Carta Geológica de Geología del Complejo volcánico Nevados de Chillán, escala 1: 50.000 dispuestas a continuación desde los depósitos más antiguos a los más recientes:

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

Corresponde al basamento del área aledaña donde se ha desarrollado el CVNCh. Se constituye por una sucesión volcano-sedimentaria de rocas piroclásticas, sedimentitas clásticas y coladas de lava subordinadas de composición intermedia (Muñoz y Niemeyer, 1984 citado en Naranjo et al., 2008). Aflora tanto al oriente como al occidente, subyace discordancia a volcanitas de la Formación Cola de Zorro y es intruida por rocas plutónicas de la unidad Batolito Santa Gertrudis-Bullileo.

Pip. Lavas los pincheira (Pleistoceno medio)

Las lavas Los Pincheira son extensas y relativamente gruesas coladas de superficie plana (100 a 200 m de espesor), que forman típicos bancos laterales, limitados por escarpes abruptos, en los diversos valles glaciales que nacen del complejo, labrados en rocas del basamento. Estas lavas cortaron su paso por una gran formación glaciar, formando las paredes características que cierran el valle y abriéndose en lo que es actualmente la localidad los Lleuques (Arumí et al., 2012). El agua fundida a partir de glaciares formada durante el emplazamiento y el enfriamiento de la masa fundamental pudo causar el desarrollo del diaclasamiento penetrativo. En el valle del estero Renegado, están cubiertas por las denominadas lavas Atacalco y por niveles de la Ignimbrita El Castillo. Su litología, corresponde a lavas andesíticas de piroxeno y olivino principalmente afaníticas de textura muy fina frecuentemente de matriz vítrea.

Pld. Lavas Diguillín (Pleistoceno medio)

Corresponde a una secuencia de brechas y lavas andesíticas porfíricas de en general hasta 100-150 m de espesor y 50-100 m inmediatamente al SE del pueblo de Recinto, con escaso contenido de olivino y anfíbol. Estas lavas fueron situadas a lo largo del valle del estero Renegado, siendo bloqueadas por las lavas Pincheira lo cual las obligó a desviarse hacia el sur forzando su conexión con el valle Diguillín desde el sector SO del CVNCh (Arumí et al., 2012). En el sector, se reconoce una veintena de montículos oblongos como se muestra en la Figura 11, de hasta 200 m de diámetro mayor, inmersos en estas lavas, que corresponden a megabloques arrastrados por la lava como consecuencia de la ruptura del filo o dorsal que separa los valles glaciales del Renegado y Diguillín.

Pla. Lavas Atacalco (Pleistoceno Medio-Superior)

La unidad lavas Atacalco corresponde a flujos de lava andesítica de entre los tipos bloques y aa que afloran a lo largo del valle del estero Renegado, que cubren lateralmente a lavas de las unidades Los Pincheira y Diguillín. Estas lavas solo se han reconocido como bancos laterales canalizados a lo largo del valle del estero Renegado. A partir del sector de la laguna La Veguilla y como consecuencia de la presencia de altos topográficos de las lavas previas, fueron desviadas hacia el valle del río Diguillín, para acumularse en el sector de Atacalco, donde alcanzan una potencia de aproximadamente 30 a 50 m. Corresponden a andesitas

porfiríticas gruesas de plagioclasa, piroxeno y olivino. Generalmente, en superficie muestran textura vesicular, sin rasgos evidentes de erosión.

Piec. Ignimbrita El Castillo (Pleistoceno Superior?)

La Unidad corresponde a depósitos ignimbíticos de flujos piroclásticos densos, de cenizas, pómez y escorias, no soldados, en ocasiones con carbón ligeramente antracítico. Los afloramientos de esta unidad forman parte de las lomas y cerros del área y sobreyacen a las lavas Los Pincheira y Diguillín. Su techo se encuentra en contacto discordante con depósitos más modernos (Cuaternarios). Se reconocen flujos de ceniza y escoria en los alrededores de Recinto y en el sector El Castillo, aguas abajo del valle del estero Renegado y río Diguillín.

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

En la mayoría de los valles que drenan el CVNCh, se reconocen remanentes de depósitos de flujos de detritos de origen lahárico. A lo largo del valle del estero Renegado, estos han quedado expuestos como notables terrazas labradas por la incisión de los actuales cursos de agua.

Normalmente, las facies más distales presentan depósitos de flujos hiperconcentrados con características intermedias entre depósitos de flujos de detritos y aluviales. Los depósitos hiperconcentrados pueden ser macizos, pero habitualmente muestran una estratificación débil, definida por delgadas capas horizontales de arena con intercalaciones 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.

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.

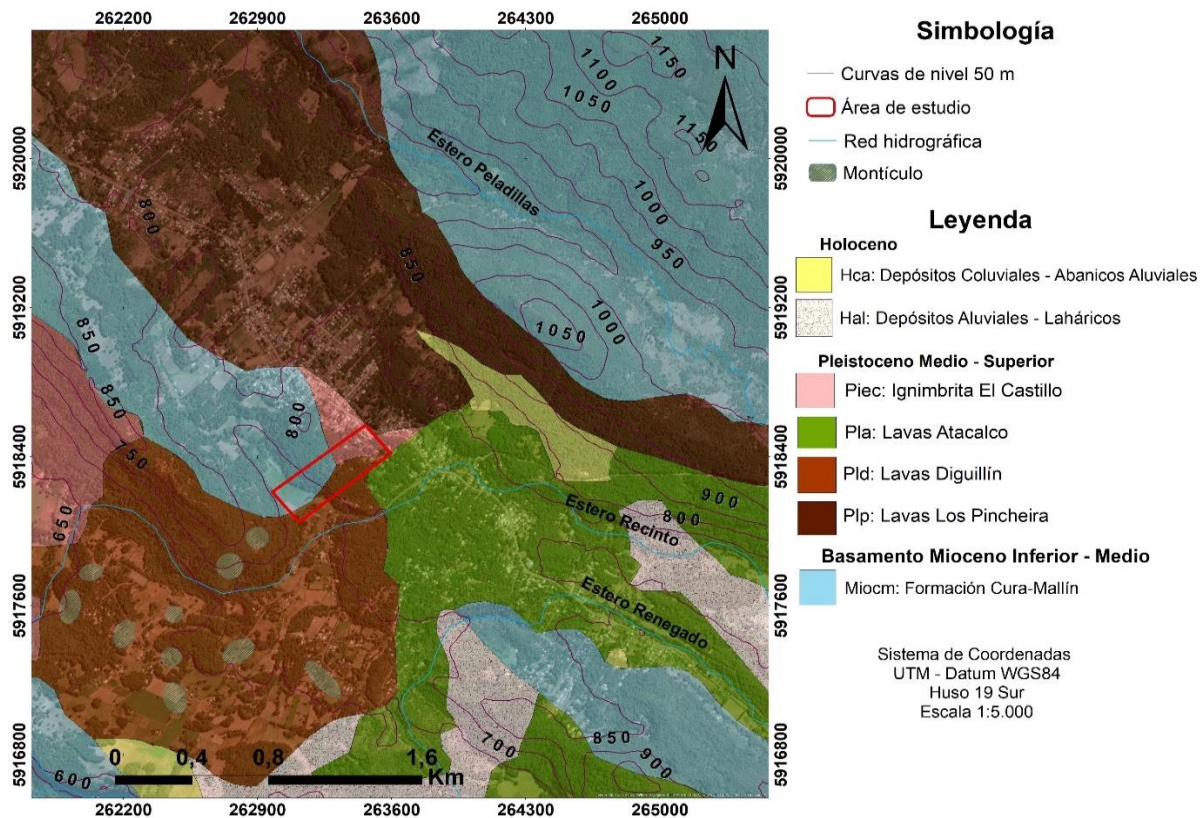


Figura 9: Mapa Geológico de la zona de estudio. (Elaboración propia a partir de Naranjo et al., 2008).

3.2.3. Geología Estructural

A gran escala, la dinámica estructural se desarrolla en el trasarco, con la existencia de tres estructuras principales de edad Mesozoica-Cenozoica correspondientes a fajas corridas y plegadas, que de oeste a este son, la denominada Guañacos, Cordillera del Viento y Chos Malal (Folguera et al., 2007). La principal estructura corresponde a la alineación de los centros de emisión pertenecientes al CVNCh, con un rumbo aproximado de N30°O tal como muestra la Figura 10, en una extensión de 10 km (Dixon et al., 1999). Esta alineación está relacionada con las estructuras de primer orden asociadas a las cuencas extensionales que se generaron entre los 36° y 39° S durante el Oligoceno-Mioceno, las cuales posteriormente fueron tectónicamente invertidas hacia finales del Mioceno, reutilizando las fallas originalmente extensionales (Berríos, 2015). En principio, esta orientación no es favorable para el ascenso magmático (Nakamura, 1977 como se citó en Berríos, 2015), sin embargo, las zonas de acomodación estructural constituyeron zonas de debilidad que favorecieron el desarrollo del volcanismo y magmatismo en los complejos volcánicos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Radic, 2010 como se citó en Berríos, 2015).

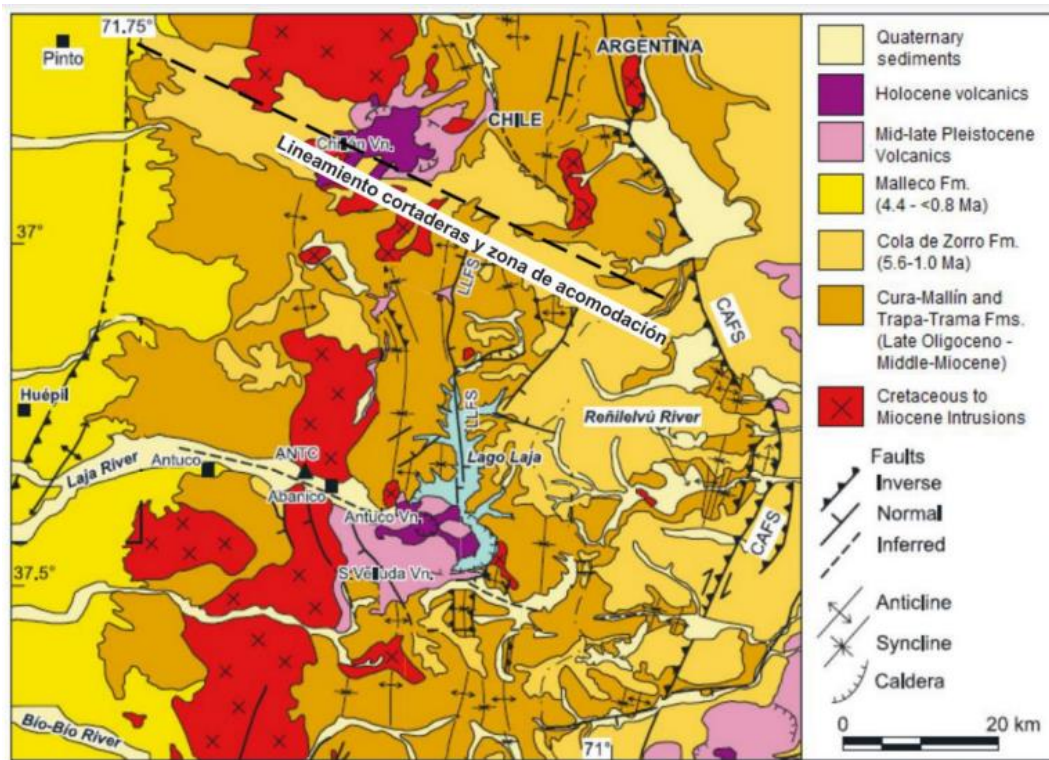


Figura 10: Estructuras regionales circundantes al CVNCh. (Modificado de Melnick y otros (2006b) en Barrera, 2019).

Al existir evidencia de fracturas en rocas en el lugar, indicaría que los aportes hídricos de los valles que conforman la Provincia de Diguillín son potenciados por este sistema de diaclasas a través de las vertientes, pudiendo infiltrar en el lugar hacia los acuíferos (Figura 11), teniendo en consideración que los valles son altamente porosos y permeables (Arumí et al., 2012). La existencia de un sistema de rocas fracturadas que en la época del pleistoceno avanzaron, cortando el glaciar, generando diaclasamiento de las rocas al enfriarse las capas por el contacto de hielo y ser cubiertas por las capas de material derretido que continuaba llegando por los flujos de lava que formaron los valles de la provincia (Naranjo et al., 2008). Respecto a estudios del sistema fracturado realizados por Arumí et al., (2012), constataron que las aguas provenientes del estero Renegado descargan al río Diguillín, comprobando que corresponden a flujos que circulan por rocas fracturadas asociadas a la Formación Lavas Diguillín.

Los valles que conforman la Provincia de Diguillín son altamente porosos y permeables, por lo que la lluvia y agua producto de deshielos es infiltrada. El agua va directamente hacia los depósitos de aguas subterráneas y el escurrimiento de las aguas subterráneas drena hacia el río Diguillín a través de sistema de roca fracturadas asociado principalmente a las lavas Diguillín.



Figura 11: Esquema conceptual del probable sistema acuífero existente en el Volcán Chillán. Adaptado de Peiffer et al., (2011) en Arumí et al., (2012).

3.2.4. Hidrogeología

El área de estudio se ubica en la cuenca del río Itata, en zona próxima donde desembocan los Esteros Recinto y Renegado hacia el río Diguillín. Según estadísticas entre los años 1996 a 2017 de la Dirección General de Aguas (DGA), los aportes hídricos de la cuenca provienen de precipitaciones, de las cuales 1875 mm corresponde a la media anual con período pluvial durante el invierno y un periodo de deshielo y derretimiento de nieve durante la primavera y verano. La erosión del río Diguillín y esteros Renegado y Recinto, dejan al descubierto a lo largo del valle depósitos ignimbríticos asociados a la Formación Ignimbrita El Castillo y otros sedimentos asociados a procesos de inundación de menor energía, tales como arenas, limos y arcillas. Estudios realizados por Arumí et al., (2012), estiman que el 70% del flujo base del estero Renegado drena en forma subterránea hacia el río Diguillín, recibiendo aportes termales que drenan los depósitos subterráneos del CVNCh, fluyendo sobre rellenos permeables de lavas fracturadas.

A partir del contexto geológico y desde un punto de vista hidrogeológico, en el sector de Recinto se pueden distinguir unidades en las cuales fluyen las aguas subterráneas. La primera unidad corresponde a las lavas provenientes desde la Formación Cura- Mallín a las más recientes y la segunda unidad a la Formación Ignimbrita el Castillo las cuales presentan permeabilidad asociada al fracturamiento. Por último, el agua puede infiltrar a través de los poros de depósitos no consolidados cuaternarios aluviales – fluviales como gravas, arenas e intercalaciones de arcillas. En la Figura 12, se observa una vertiente dentro del área estudio, la cual deja ver la manera en que el agua fluye a través del valle por rocas fracturadas.



Figura 12: Descarga de agua desde rocas fracturadas.

3.2.5. Antecedentes de Actividad Geotermal

En el CVNCh se localizan diversos manantiales (calientes y fríos) y fumarolas activas. Las fumarolas más destacadas se ubican sobre el flanco SO, en el sector llamado ‘Termas de Chillán’, donde también se extrae agua desde manantiales calientes para el balneario del mismo nombre, y el sector Valle Hermoso con emisiones de tipo manantiales calientes y suelo humeante. Además, se distingue la persistencia de fumarolas ubicadas sobre el flanco SO de los volcanes Arrau y Chillán con temperaturas superficiales de entre 85 y 90°C. Emanaciones de fumarolas y aguas calientes se encuentran en las nacientes del río Diguillín (Naranjo et al., 2008; Berríos, 2015). Emanaciones de aguas calientes destacadas y fumarolas también se encuentran en el sector de Aguas Calientes, en las nacientes del río Diguillín, a los pies del flanco meridional del Subcomplejo Las Termas y en las nacientes del río Las Minas, al SE del volcán Viejo.

Las interpretaciones previas que se pueden realizar basadas en antecedentes geológicos de la zona de estudio son las correspondientes a unidades geológicas resultantes de los procesos eruptivos del CVNCh a lo largo del tiempo, a partir del Mioceno conformada por depósitos piroclásticos y coladas de lavas, las que les corresponde, según Figura 3, resistividades que van desde 1000 Ωm a los 100.000 Ωm , siendo estos, valores elevados tal como los establecidos para rocas ígneas extrusivas. Por otra parte, sedimentos más jóvenes provenientes de valles que drenan el CVNCh debiesen adquirir valores de resistividad muy por debajo de las rocas ígneas, en torno a los 100 Ωm , ya que son litologías correspondientes a depósitos coluviales, abanicos aluviales, fluvio-glaciares y de deslizamientos indiferenciados con secuencias volcánicas sin soldar. Sumado a lo anterior, la información sobre la geología estructural (Naranjo et al., 2008) indica que, en el sector, existe un sistema de rocas fracturadas, formación que se ha desarrollado en época del Pleistoceno por lo que, al existir evidencia de fracturas en rocas en el lugar, los aportes hídricos de las cuencas del sector son potenciados por este sistema de diaclasas o fracturas a través de las vertientes, pudiendo infiltrar en el lugar hacia los acuíferos y por tanto, las resistividades que se registren serán las correspondientes al agua de 2-100 Ωm aproximadamente, dependiendo de la composición química. Las Figuras 13 y 14, muestran los actuales volcanes que conforman el CVNCh responsables de los escurrimientos de aguas termales subterráneas hacia la cuenca donde se han ubicado las estaciones de medición.

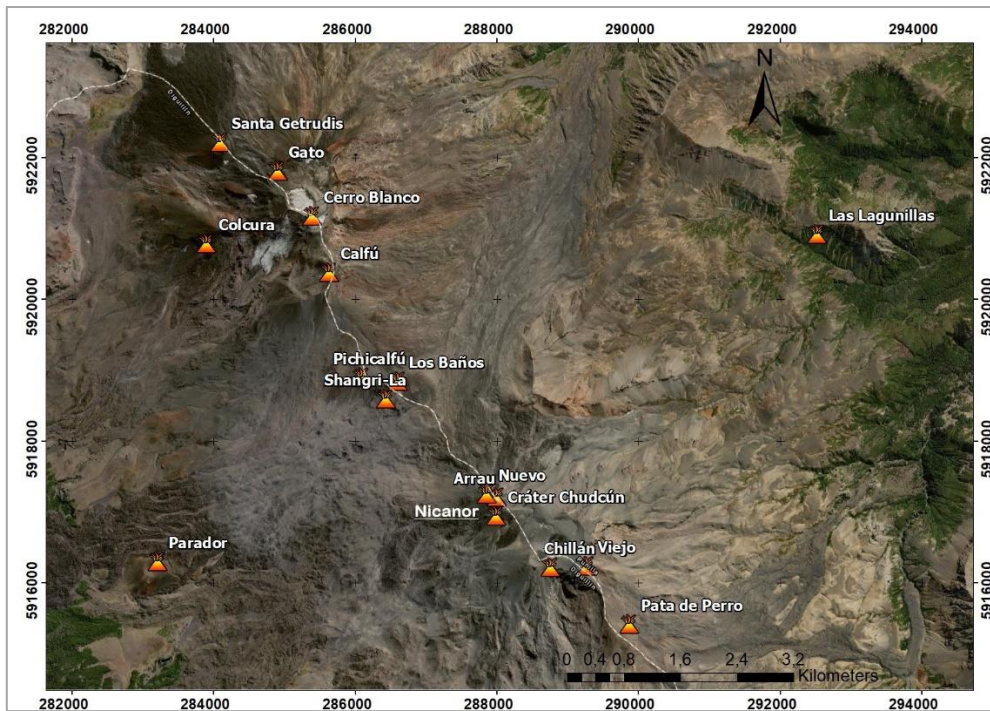


Figura 13: Mapa de Volcanes que conforman el Complejo Volcánico Nevados de Chillán. Elaboración propia a partir de Cannatelli, (2019).

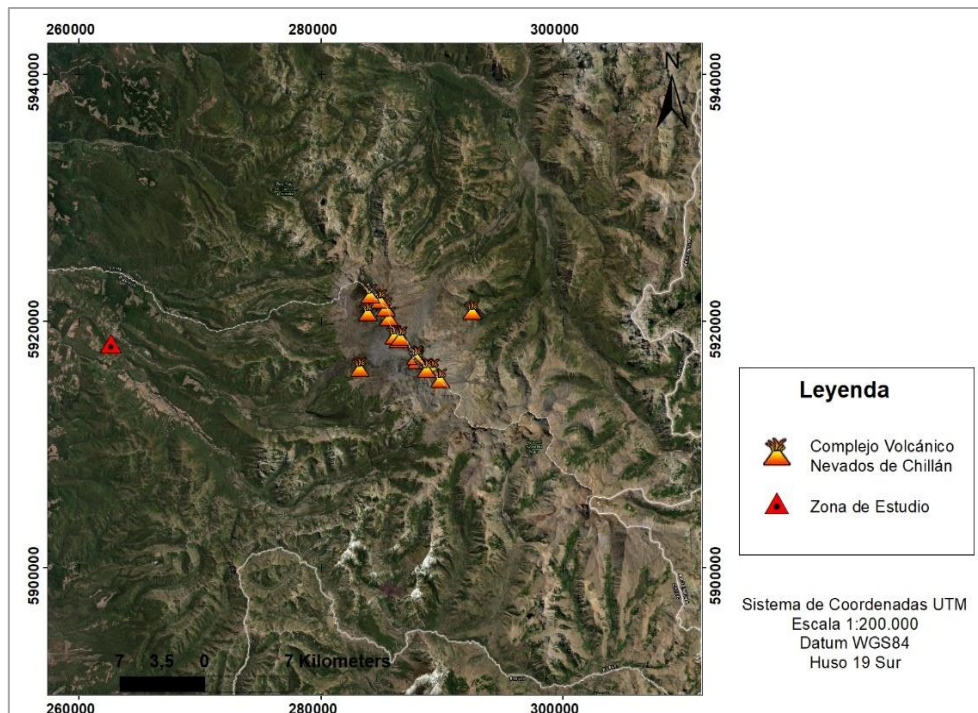


Figura 14: Mapa volcanes que conforman el Complejo Volcánico Nevados de Chillán respecto a la zona de estudio. Elaboración propia a partir de Cannatelli, (2019).

4. METODOLOGÍA

Para el hallazgo de reservorios geotérmicos, es necesario realizar estudios de exploración geotérmica, los cuales, para este informe se desarrollaron en las siguientes tres etapas.

4.1. Etapa de Gabinete

Previo a la etapa de terreno, se realizaron los estudios geológicos pertinentes de la zona, abarcando el historial volcánico, los tipos de rocas, estructuras, entre otros, a través de recopilación y lectura de antecedentes bibliográficos y cartografías del sector. Se investigó sobre la geotermia en Chile y en zonas cercanas a la ubicación objetivo, accediendo a antecedentes sobre la existencia del recurso. Se planificó la campaña a terreno, definiendo los aspectos más importantes, tales como el objetivo de estudio, ubicación de los puntos de medición y configuración de los electrodos de los dispositivos electródicos a utilizar en cada método geoelectrico.

4.2. Etapa de Terreno

El trabajo de terreno se realizó en dos campañas en épocas de otoño e invierno durante el 2022. La primera salida a terreno se realizó el 9 de abril, con el fin de definir las distancias de las mediciones en los predios objetivos del sector, procurando trabajar en pendientes suaves. Los días 20 y 21 de agosto, se destinaron a las mediciones a partir de fuentes inducidas, es decir, Tomografía de Resistividad Eléctrica y Sondajes Eléctricos Verticales. En la Figura 15 se puede observar la localización y condiciones del terreno al momento de la aplicación de los métodos utilizados. Luego se presenta la Tabla 1 con las localizaciones de todos los puntos de medición.



Figura 15: A. Ubicación de los perfiles SEV y ERT (Obtenida de Google Earth); B. Fotografía aérea en zona de estudio para ERT y SEV 1; C. Trabajo en terreno ERT y SEV 1; D. Trabajo en terreno para medición de perfil SEV 2; E. Equipo utilizado mediciones geoelectricas.

Tabla 1: Ubicación geográfica de las prospecciones eléctricas.

Método	Coordenadas UTM (mE/mN)	Altura (m s.n.m.)
Tomografía de Resistividad Eléctrica (Perfil A-A')	A: 263133/ 5918241	726 ± 3
	A': 263074/ 5918179	726 ± 3

Método	Coordenadas UTM (mE/mN)	Altura (m s.n.m.)
Sondeo Eléctrico Vertical 1	263116/ 5918196	726 ± 3
Sondeo Eléctrico Vertical 2	263421/ 5918342	765 ± 3
Sondeo Eléctrico Vertical 3	263443/ 5918438	777 ± 3

Para las estaciones de se tuvo en consideración la topografía y facilidad de acceso. Las mediciones, se llevaron a cabo en tres puntos distintos ubicados al SW del CVNCh y a un kilómetro aproximadamente del Río Diguillín, en las cercanías del Estero Recinto y Peladillas con el fin de abarcar lo más posible el valle en el que drenan las aguas subterráneas.

4.3. Etapa de Análisis de Datos

La información recopilada en terreno a partir los métodos de fuentes inducidas es procesada e interpretada con la ayuda de software computacionales, permitiendo obtener los resultados para las mediciones de la Tomografía de Resistividad Eléctrica mediante el software RES2Dinv de Seequent®, por otra parte, a través del programa IPI2Win, de licencia libre, se obtuvo información de los Sondajes Eléctricos Verticales. A través de este análisis se obtuvieron las curvas de resistividad aparente de los materiales que conforma la ubicación, de tal manera que se puede estimar la estratigrafía de la zona y flujos de agua, facilitando la construcción de un perfil del área de estudio, que contiene la disposición de los estratos, lo que ayuda a la interpretación de la disposición geológica.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se presentan los modelos de resistividad eléctrica definidos de cada método utilizado, los cuales han permitido caracterizar las principales formaciones geológicas de la zona estudiada y validar las resistividades obtenidas in situ mediante procesamiento de datos.

5.1 Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

Los resultados asociados al Sondeo Eléctrico Vertical fueron analizados a través del software IPI2Win en donde se muestran los resultados de los tres SEV que evidencian la poca profundidad a la que se encuentran las lavas que han modelado el relieve del sector Recinto - Los Lleuques, influenciado por los procesos volcánicos asociados al CVNCh. Evidencias geológicas obtenidas por Arumí et al., (2014) afirman que estas lavas se encuentran fracturadas provocando que las aguas drenen hacia el río Diguillín. Las resistividades correspondientes a cuerpos de agua poseen valores menores a 100 Ωm . El método de SEV modela valores cercanos, lo que indicaría que en las zonas donde se aplicaron los métodos existe presencia de flujos de agua, pues a una profundidad de 5.34 m para el SEV 2 y 2.37 m para el SEV 3 las resistividades bajan lo suficiente para deducir que hay flujos subterráneos en los perfiles, con valores de resistividad de 185 Ωm y 160 Ωm , respectivamente. Lo anterior se condice con lo visto en terreno, pues en la ladera sur del cerro donde se han medido los perfiles SEV 1 y ERT, se puede apreciar agua escurriendo hacia el valle por fracturas en rocas que conforman el terreno.

A continuación, en la Figura 16 se presentan las curvas de resistividad aparente y las respectivas tablas de datos correspondientes a los perfiles SEV 1, 2 y 3, donde: N es el número de capa, ρ la resistividad real del material, h el espesor, d la profundidad de la capa y Alt la altura sobre el nivel del mar a la que se encuentran.

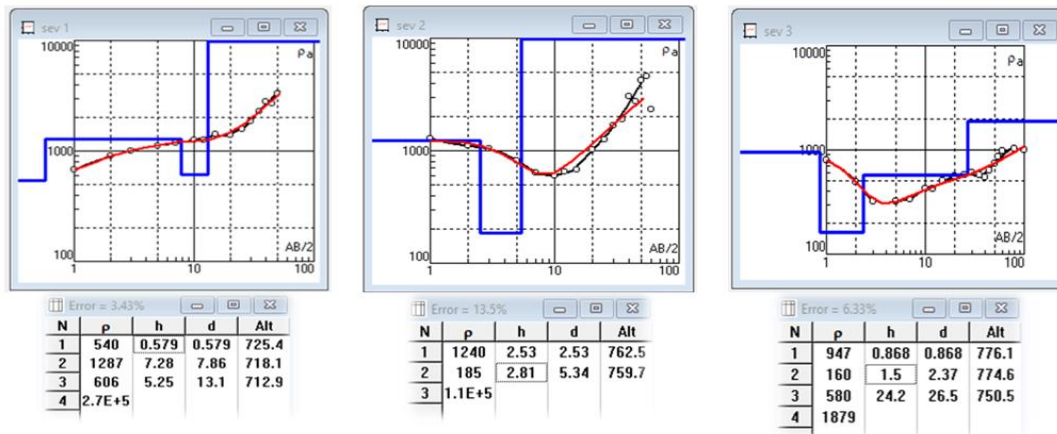


Figura 16: Curvas de resistividad aparente asociada a los puntos SEV 1, SEV 2 y SEV 3 analizados mediante el software IPI2Win. (Elaboración propia).

Para el punto SEV 1 la curva de resistividad aparente alcanza valores mínimos de $700 \Omega m$ y un máximo aproximado de $3.500 \Omega m$ a lo largo de 50 metros de AB/2, además se observa que la tabla asociada al gráfico del SEV 1 evidencia la existencia de 4 capas estratigráficas. Por otra parte, se encuentra el SEV 2 en donde se muestra una curva de resistividad que posee un valor mínimo de $600 \Omega m$ a una distancia de 10 metros de AB/2 y un máximo aproximado de $6.000 \Omega m$ a los 60 metros, la tabla asociada al SEV 2 muestra la presencia de 3 capas estratigráficas. Por último, el software utilizado entrega la curva de resistividad asociada al SEV 3 en donde se observan que los valores aproximados de resistividad aparente están entre los $300 - 1.000 \Omega m$ a lo largo de la extensión de AB/2, lo cual está asociado con la presencia de 4 capas estratigráficas.

El software además entrega un modelo asociado al análisis de las curvas de resistividad, en donde se presenta una sección geoelectrica con las diferentes capas, resistividades aparentes y espesores de los Sondeos Eléctricos Verticales, como se muestra en la Figura 17.

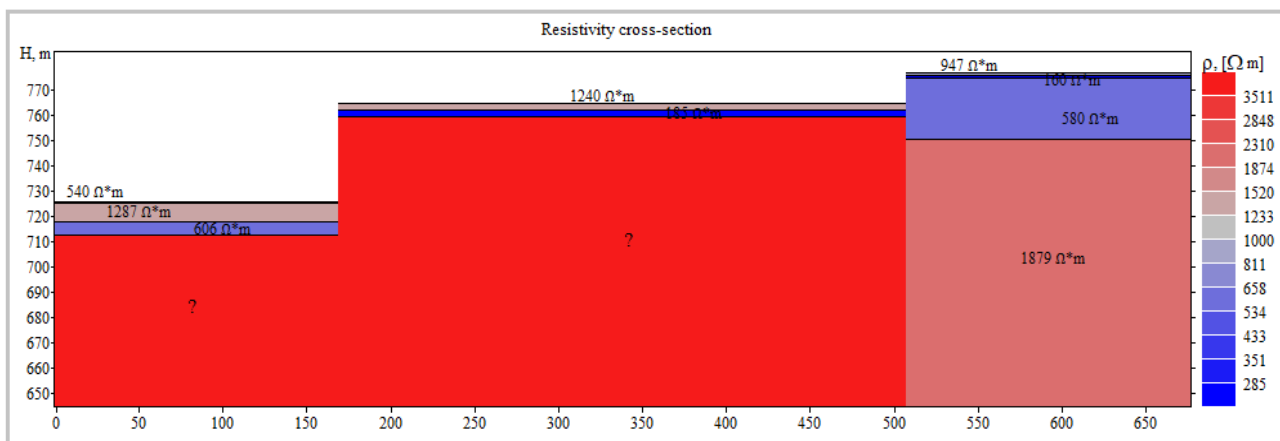


Figura 17: Modelo geoelectrico con valores de resistividad de los puntos SEV 1, SEV 2 y SEV 3. (Elaboración propia).

Esta sección geoelectrica se analizó según la geología local y las resistividades que se obtuvieron in-situ, facultando a la interpretación de las capas estratigráficas del terreno, es por ello que se tiene:

En el SEV 1 se muestra la capa principal que posee un espesor aproximado de 0.6 metros con una resistividad aparente de $540 \Omega m$, lo cual corresponde a una cobertura vegetal húmeda, con la presencia de sedimentos finos compuestos por arenas y limos, seguido, de una capa con un espesor de 7.28 metros la cual posee una resistividad aparente más elevada de $1287 \Omega m$, correspondiente a existencia de depósitos coluviales, gravas y bloques asociados a una matriz areno-limosa. Luego, la tercera capa posee un espesor de 5.25 metros con una disminución de resistividad aparente de $606 \Omega m$, que está asociada a la presencia de ignimbritas no soldadas.

Finalmente, el modelo entrega una última capa que no tiene un espesor determinado y posee una resistividad aparente muy alta de $2.7 \times 10^5 \Omega m$ que corresponde a lavas andesíticas.

Para el SEV 2 la primera capa posee un espesor de 2.53 metros con una resistividad aparente de $1240 \Omega m$ correspondiente a la presencia de sedimentos asociados a arenas y gravas. Luego se tiene una capa de 2.81 metros que tiene una muy baja resistividad aparente de $185 \Omega m$, que se asocia directamente al nivel freático y se compone de depósitos ignimbríticos. Seguidamente se tiene la última capa del modelo con una resistividad aparente muy alta de $1.1 \times 10^5 \Omega m$, que corresponde a la existencia de lavas andesíticas.

Finalmente, el software entrega la información del SEV 3, el cual se inicia con una capa de 0.9 metros de espesor con una resistividad aparente de $947 \Omega m$, lo cual se debe a sedimentos gruesos correspondientes a gravas y arenas gruesas. Seguidamente de una capa con un espesor de 1.5 metros que posee una disminución de resistividad aparente de $160 \Omega m$ debido a la presencia del nivel freático, la cual está compuesta por sedimentos finos de arena limosa. A continuación, se presenta la capa 3 del modelo que tiene un espesor alto de 24.2 metros con resistividades de $580 \Omega m$ debido a la presencia de depósitos ignimbríticos. Por último, la capa 4 no posee un espesor determinado debido a que es la última capa que entrega por el modelo, con una resistividad aparente de $1879 \Omega m$, que se asocia a la presencia de lavas andesíticas.

Mediante las Figuras 16 y 17, considerando la información entregada por el análisis de los Sondeos Eléctricos Verticales que se realizaron en el área, junto a la composición geológica de la zona se realizó un modelo estimativo de la configuración de los diferentes estratos que forman parte del área de interés, además de la elaboración de las columnas estratigráficas para el SEV 1, SEV 2 y SEV 3, la cual queda representada en la Figura 18 con su respectiva leyenda.

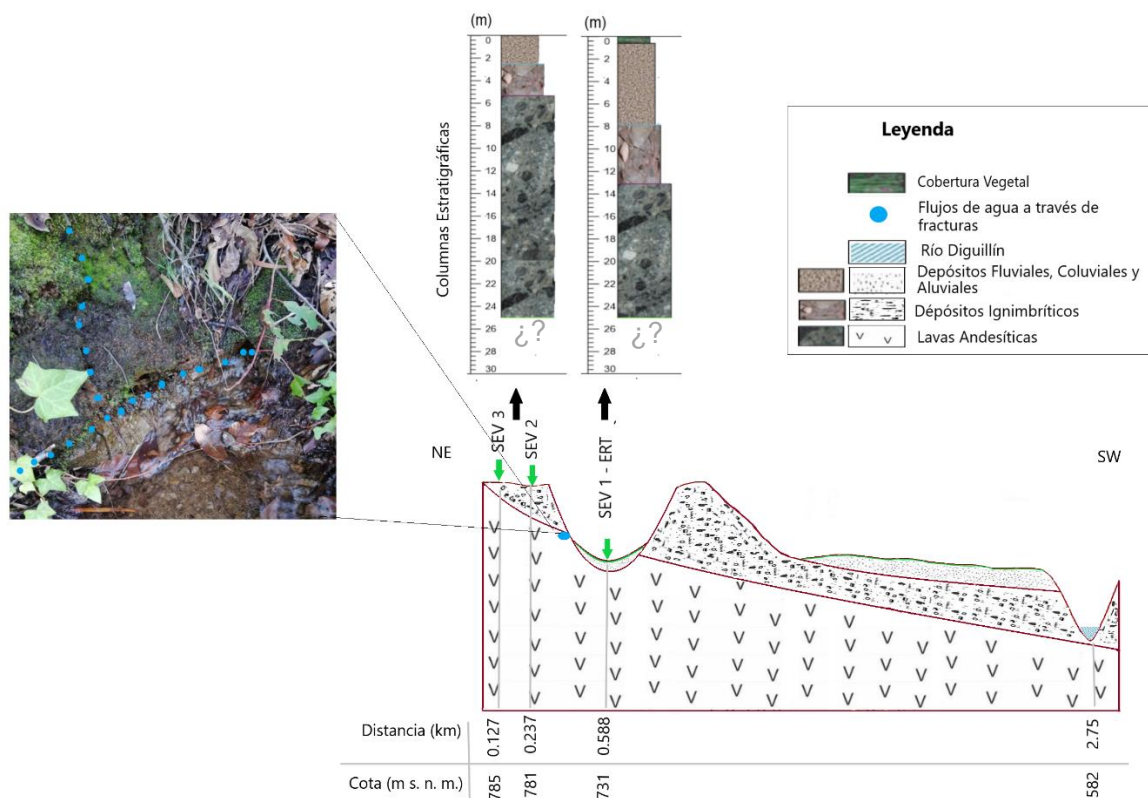


Figura 18: Modelo geológico estimativo a partir de la información entregada por los SEV y la información bibliográfica. (Elaboración propia).

El modelo representa la disposición de las distintas composiciones de los estratos a los que los SEV han logrado registrar a partir de las respectivas resistividades. El SEV 1, se empleó en una cota más baja respecto a los SEV 2 y 3. El estrato más superficial corresponde a raíces de la vegetación propia del terreno y sedimentos del cuaternario compuesto por arenas y sedimentos más finos con capas que no sobrepasan los 2,5 metros de espesor. A más profundidad se disponen depósitos ignimbríticos, correspondientes a la Formación Ignimbrita

El Castillo de cenizas, pómez y escorias, las cuales quedan expuestas en las terrazas fluviales del río Diguillín. A profundidades mayores las resistividades registran valores muy altos, lo que deja en evidencia la presencia de roca competente de espesor indefinido, pues el SEV 1 solo registró hasta los 13,1 metros. En las cotas más altas del área estudiada (> 780 m s. n. m.), se ha realizado una columna estratigráfica para los SEV 1 y 2, se encontrándose a una distancia de 100 metros entre sí. Los estratos más superficiales corresponden a sedimentos finos con un espesor de 2,5 m. seguida de ignimbritas a partir de los 5,5 metros. Las resistividades de las lavas que cubren el sector se ven reflejadas antes de los 6 metros. En general, el basamento se encuentra a niveles de profundidad relativamente someros, por lo que el Método utilizado no es capaz de registrar estratos a mayores profundidades ya que las lavas del sector son altamente resistivas.

5.2. Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT)

Las resistividades adquiridas a partir de este método efectuado en terreno se muestran a continuación en la Figura 19, mediante los perfiles de resistividad aparente obtenidos mediante la inversión de los datos, es decir, la reconstrucción verdadera de las resistividades del subsuelo a lo largo de todo el perfil de 80 m, para caracterizar el área tanto vertical como lateralmente. Es importante señalar que el ERT se ha medido en el mismo lugar que el SEV 1 (Figura 15) con el fin de complementar ambos métodos.

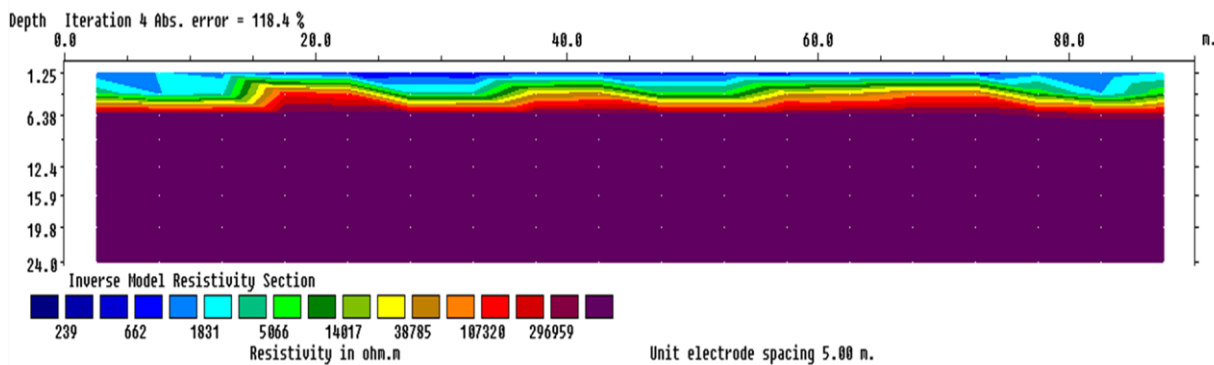


Figura 19: Perfil ERT mediante configuración geométrica Dipolo-dipolo. (Elaboración propia).

Mediante el uso del método de la Tomografía de resistividad eléctrica, se realizó un análisis de la estratigrafía del terreno, la cual se estimó según la geología local y las resistividades obtenidas. En base a las características del subsuelo y la información previa existente en el sector, se generó la Tabla 2, considerando 3 capas estratigráficas, con la información de su espesor y el material del que están constituidas.

Tabla 2: Interpretación de resultados obtenidos a través del Dipolo-dipolo.

Estrato	Espesor (m)	Tipo de Suelo
Capa 1	~0.0 – 2.6	Cobertura vegetal (húmeda), depósitos sedimentarios finos (arenas y arcillas) y gravas en menor cantidad
Capa 2	~ 2.6 – 6.0	Depósitos Ignimbríticos piroclásticos
Capa 3	~6.0 – ?	Lavas andesíticas

Fuente. Elaboración Propia.

El modelo generado a partir del perfil Dipolo-Dipolo muestra información consistente con la obtenida en el SEV 1, sin embargo, tal como se muestra en la Figura 19, este modelo sobrestimó valores de resistividad para los diferentes estratos, con 4 iteraciones y un error de 118,4 %. Si bien el error es elevado, en términos de resistividades del subsuelo que se ha estudiado es convincente con las litologías, pues, se trata de depósitos piroclásticos y lavas relativamente jóvenes que se espera que sean resistivas frente a inducciones de corriente. En el Perfil Dipolo-Dipolo no se aprecian anomalías geofísicas que pudiesen dar indicios de diferencias de resistividades que correspondiesen a yacimientos geotérmicos, sino más bien, solo a estratificación horizontal propia de los procesos de estratificación volcano-sedimentaria.

5.2. Análisis Hidrogeológico

Un breve análisis del año sobre la cuenca perteneciente al sector estudiado, da cuenta el comportamiento del acuífero Itata Superior, el cual presentaría una recarga de $11 \text{ m}^3/\text{s}$ (DGA, 2014). En la Figura 20 se muestra la ubicación de la zona de estudio respecto al acuífero Itata Superior. Se realizó una revisión de expedientes de derechos de aguas subterráneos entre los años 2011 a 2019 cercanos a la zona de estudio, con la idea de contar con mayor información acerca de la profundidad a que se encuentra la napa freática, abarcando un radio cada 1 kilómetro de referencia, tal como se muestra en la Figura 21. Los resultados arrojaron niveles estáticos que oscilan entre los 9,5 a 10 metros de profundidad a aproximadamente 1,3 kilómetros de distancia a la estación de medición, mientras que datos sobre esto derechos a aproximadamente 3,3 kilómetros registran niveles estáticos de pozos a 27 metros de profundidad. Además, se ha hecho una búsqueda de pozos cercanos a la zona a través de datos otorgados por la DGA, sin embargo, estos no se han considerado en el mapa de la Figura 20, ya que el registro de pozos más cercano se encuentra a una distancia de 30.3 km, lo que no es representativo para la estimación de profundidad de napas del sector.

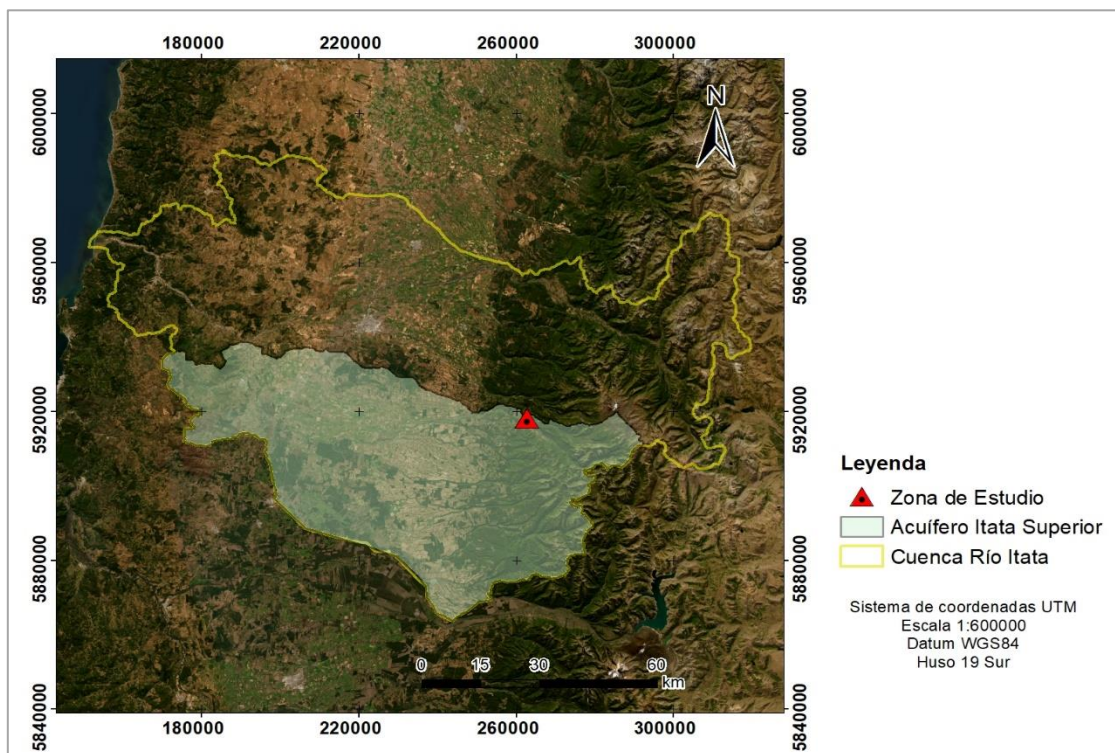


Figura 20: Ubicación acuífero Itata Superior respecto a la cuenca principal Río Itata. (Elaboración propia a partir de registros de la DGA).

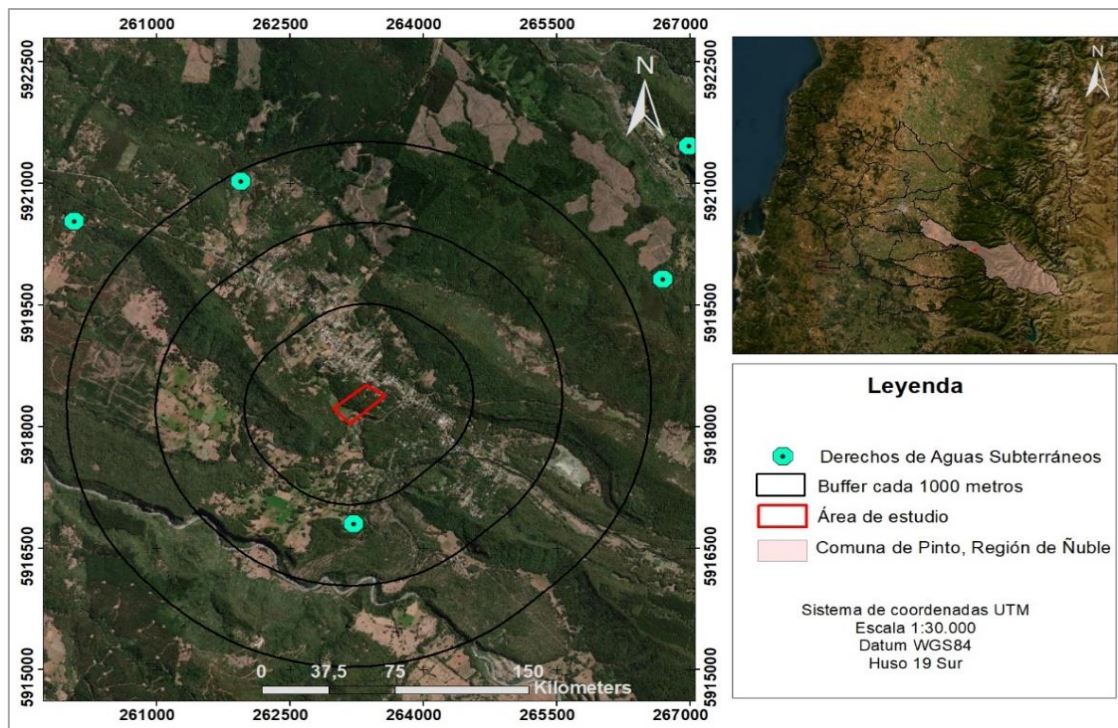


Figura 21: Derechos de Aguas Subterráneas cercanas al área de estudio. (Elaboración propia a partir de registros de la DGA).

6.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La geología del área donde se han realizado los estudios geoelectrónicos se caracteriza por la presencia de ignimbritas, sedimentos y lavas basales fracturadas por las cuales fluyen las aguas subterráneas que rellenan el cauce del río Diguillín, las que se han logrado inferir claramente a través de los perfiles SEV 2 y SEV 3.

En el marco geológico se reconocieron gracias a los métodos geoelectrónicos utilizados, depósitos aluviales y coluviales, principalmente asociado a arena limosas del cuaternario con resistividades de hasta $1200 \Omega\text{m}$, mientras que a mayor profundidad se presentan afloramientos de base rocosa correspondientes a depósitos piroclásticos de La Formación Ignimbrita El Castillo y Lavas andesíticas Atacalco, Los Pincheira y Diguillín, todas respectivas a los procesos eruptivos del CVNCh.

Los modelos obtenidos a través de este método de prospección geoelectrónica que fueron analizados en esta investigación no logran presentar en términos de las resistividades aparentes obtenidas la presencia de yacimientos geotérmicos, sin embargo, lograron percibir resistividades alrededor de los $100 \Omega\text{m}$, demostrando que las aguas que escurren hacia el río Diguillín viajan a través de lavas fracturadas bajo el subsuelo estudiado, lo que de todas formas es un beneficio para los residentes. Estos métodos han resultado eficaces para medir las filtraciones en el subsuelo, considerando que es uno de los métodos que se usa en geotermia para localización de fallas y fracturas. Tal como se esperó en un principio bajo la información bibliográfica, los métodos geoelectrónicos tuvieron la potencialidad de determinar la profundidad hasta el basamento, tal como se muestran en las últimas capas registradas en los 3 Sondeos Eléctricos Verticales y en valores arrojados por la Tomografía de Resistividad Eléctrica que llegan hasta los $296.959 \Omega\text{m}$, contrario a las resistividades de sedimentos que lo sobreyace, pues estos muestran un contraste de resistividad muy notorio.

En el presente estudio existieron limitaciones tales como el clima, pues realizar este tipo de prospecciones en periodo invernal, dificulta la interpretación de datos en la búsqueda de anomalías geofísicas, dada la infiltración de agua intersticial en el subsuelo debido a las precipitaciones. Es por ello que se recomienda utilizar más de un método geofísico para lograr obtener la información deseada, sin dejar de priorizar el estudio geológico previo al terreno. Considerar aplicar otro método complementario no destructivo como gravimetría, que a partir de el podemos obtener un modelo geológico simplificado en base a las densidades, alcanzando grandes

profundidades; el método sísmico a partir de las propiedades elásticas de los materiales, o bien, un método mucho más económico de fácil aplicación como el potencial espontáneo en periodo estival son recomendados para complementar estudios de prospección geoelectrica para la exploración del recurso subterráneo. En la búsqueda de yacimientos geotérmicos es importante realizar técnicas geoquímicas ya que entrega información del comportamiento de los yacimientos. Finalmente, el sondeo mecánico es un método directo el cual entrega información concreta del subsuelo y profundidad de yacimientos.

7. REFERENCIAS

- Arias, M.** (2002). *La Prospección Geoelectrica y Electromagnética en dos dimensiones y su aplicación en la hidrogeología*. Revista Geológica de América Central, Vol. 27, 21-26.
- Arumí, J., Rivera, D., Oyarzún, R., Muñoz, E., Billib, E., y Osorio, H.** (2014). *Hidrogeología de la cuenca del Diguillín en el Complejo Volcánico Nevados del Chillán*. Revista Latinoamericana de Hidrogeología, 9(1), 25-32.
- Barrera, M.** (2019). *Caracterización y Modelo Evolutivo Geomorfológico del Valle del Alto Diguillín, Pinto, Región de Ñuble*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Andrés Bello]. Repositorio Institucional – Universidad Andrés Bello.
- Berríos, C.** (2015). *Caracterización geoquímica de sistemas geotermiales en zonas de transición: volcanes Nevados de Chillán y Copahue* [Tesis de pregrado, Universidad de Chile]. Repositorio Institucional – Universidad de Chile.
- Bernard, J. y Leite, O.** (s.f.). *Utilización de métodos de resistividad en los estudios hidrogeológicos*. IRIS Instruments, Francia.
- Cahill, T. e Isacks, B.L.** (1992). *Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate*. Journal Geophysics. Res., 97, 503-529.
- Cannatelli, C.** (2019). *Condiciones Pre-eruptivas asociadas a la erupción del volcán Shangri-La, Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región de Ñuble, Chile mediante estudios en inclusiones vítreas* [Tesis de pregrado, Universidad de Chile]. Repositorio Institucional – Universidad de Chile.
- Dirección General de Aguas.** (2014). *Estimación preliminar de las recargas de agua subterránea y determinación de los sectores hidrogeológicos de aprovechamiento común en las cuencas de las regiones del Maule, Biobío, La Araucanía, Los Ríos y Los Lagos*. SDT-359. Ministerio de Obras Públicas, Departamento de Administración de Recursos Hídrico, Dirección General de Aguas (DGA), Santiago, Chile
- Dixon, H. J., Murphy, M. D., Sparks, S. J., Chávez, R., Naranjo, J. A., Dunkley, P. N., Young, S. R., Gilbert, J. S. and Pringle, M. R.** (1999). *The Geology Nevados of Chillán*. Revista geológica de Chile, Vol. 26 (2), p. 227-253.
- Feria, D.** (2015). *Estudio de técnicas electromagnéticas de prospección del subsuelo* [Proyecto final de carrera, Escuela Politécnica Superior de Edificación de Barcelona]. Repositorio Institucional – Universidad Politécnica de Cataluña.
- Folguera, A.; Zapata, T. y Ramos, V.** (2006). *Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes*. Geological Society of America. Special Paper 407: 267-285.
- Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía e Instituto Geológico y Minero de España, IDAE-IGME.** (2008). *Manual de geotermia*. Ed. IDAE, Madrid. https://www.idae.es/sites/default/files/documentos/publicaciones_idae/documentos_10952_manual_geotermia_a2008_e3bf1e59.pdf

- Jara, W.** (2006). *Introducción a las Energías Renovables No Convencionales ERNC*. Empresa Nacional de Electricidad S.A.
https://www.academia.edu/25602023/Introducci%C3%B3n_a_las_Energ%C3%ADas_Renovables_No_Convencionales_ERNC.
- Lagos, S.** (2017). *Estudio de factibilidad para la instalación de una central geotérmica en Chile* [Tesis de Pregrado, Universidad del Bío-Bío]. Repositorio académico de la Universidad del Bío-Bío.
- Lahsen, A., Muñoz, M. y Parada, M.** (2010). *Desarrollo geotérmico en Chile*. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Empresa Nacional del Petróleo (ENAP).
- López, A., Heng, M., Oscar, F., y Cara, E.** (2010). *Técnicas prácticas para investigación de resistividad en dos y tres dimensiones (Tomografía Eléctrica 2D y 3D)*.
https://www.academia.edu/37019592/T%C3%89CNICAS_PR%C3%81CTICAS_PARA_INVESTIGACION_DE_RESISTIVIDAD_EN_DOS_Y_TRES_DIMENSIONES_TOMOGRAF%C3%8DA_ELECTRICA_2D_y_3D.
- Márquez, E.** (8 de agosto de 2018). *Central geotérmica en las Termas de Chillán tendría 27 MW*. Energía en Chile.
<http://energiaenchile.cl/central-geotermica-en-las-termas-de-chillan-tendria-27-mw/#:~:text=Una%20central%20geot%C3%A9rmica%20con%20una,las%20cerca%C3%ADas%20de%20Valle%20Hermoso>.
- Milsom, J.** (2003). *Field Geophysics: The Geological Field Guide Series (Vol. 25)*. John Wiley & Sons.
- Ministerio de Energía.** (2015). *Balance Nacional de Energía*. Ministerio de energía, Unidad de análisis económico y estadístico, Gobierno de Chile, Santiago.
- Muñoz, A.** (2011). *Exploración de Aguas Termales Usando Métodos Eléctricos Resistivos de Prospección Geofísica: Termas de Menetúe y Pellaifa* [Tesis de Pregrado, Universidad de Concepción].
- 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, 1 mapa escala 1:50.000.
- Orestes, F. y Carballo, O.** (2007). *Resistividad Aparente: una nueva definición*. Instituto de Geología y Paleontología, Vía Blanca y Línea F.F.C.C. Ciudad de La Habana, Cuba. <https://docplayer.es/42774888-Resistividad-electrica-aparente-una-nueva-definicion.html>
- Pardo, M., Comte, D. y Monfret, T.** (2002). Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. of *South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 11-22.
- Pous J. y Jutglar Ll.** (2004). *Energía Geotérmica*. Barcelona. España. Ediciones Ceac.
- Palacky, G.** (1987). *Resistivity Characteristics of Geological Targets*. In: Nabighian, M., Ed., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory*, Society of Exploration Geophysicists Tulsa, OK, 53-129.
- Salgado, G. y Raash, G.** (2002). *Chile: prospects, market, and regulation the geothermal industry*. Empresa Nacional del Petróleo, ENAP, Santiago, Chile. <https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/NZGW/2002/Salgado.pdf>
- Servicio Nacional de Geología y Minería** (23 de agosto, 2021). *Evalúan situación actual del Complejo Volcánico Nevados de Chillán que sigue en Alerta Técnica Amarilla*. <https://www.sernageomin.cl/evaluan-situacion-actual-del-complejo-volcanico-nevados-de-chillan-que-sigue-en-alerta-tecnica-amarilla/>



UCSC

Simposio de Habilitación Profesional
Departamento de Ingeniería Civil
(Enero, 2023)

Trillo, G., y Angulo, V. (2008). *Guía de la energía geotérmica*. Dirección General de Industria, Energía y Minas. <https://www.fenercom.com/wp-content/uploads/2008/01/Guia-de-la-Energia-Geotermica-fenercom-2008.pdf>