



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUIMICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



“CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LAS FUENTES TERMALES Y SU POTENCIAL EN LA APLICACIÓN DE LA MEDICINA TERMAL EN LA CIUDAD DE PARRAL, REGIÓN DEL MAULE, CHILE”.

Memoria para optar al Título de Geólogo

Manuel Alejandro Faúndes Faúndes

Profesor Patrocinante: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado.

Profesores Comisión: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Dr. Joaquín Alejandro Cortes Aranda



“Para los animales basta comer, jugar y dormir. Sería un gran logro si los seres humanos también pudiesen **disfrutar** con un alimento nutritivo, un simple paseo diario y un sueño reparador.”

MASANOBU FUKUOKA

ÍNDICE

	Páginas
RESUMEN	
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivo	2
1.1.1 Objetivo general	2
1.1.2 Objetivo específico	2
1.2 Ubicación y accesos	3
1.3 Metodología de trabajo	4
1.3.1 Etapa de gabinete 1	4
1.3.2 Etapa de terreno	4
1.3.3 Etapa de laboratorio	5
1.3.4 Etapa de gabinete 2	5
1.4 Trabajos anteriores	6
1.5 Agradecimientos	10
2 MARCO GEOLÓGICO	11
2.1 Generalidades	11
2.2 Geomorfología	12
2.3 Rocas estratigráficas	16
2.3.1 Formación Valle Grande	16
2.3.2 Triásico Superior marino sedimentario y volcánico	17
2.3.3 Jurásico Inferior marino	17
2.3.4 Formación Altos de Hualmapu	18
2.3.5 Formación Río Damas	19
2.3.6 Formaciones La Lajuela y estratos de el Laurel	19
2.3.7 Formación Veta Negra	20
2.3.8 Formación Colimapu	20
2.3.9 Formación Plan de los Yeuques	20
2.3.10 Formación lo Valle	20
2.3.11 Formación Abanico	21
2.3.12 Formación Corona del Fraile	22
2.3.13 Formación Cola de Zorro	22
2.3.14 Depósitos Cuaternarios	22
2.4 Rocas intrusivas	25
2.4.1 Basamento granítico	25
2.4.2 Batolito Andino	25
2.5 Rocas metamórficas	26
2.6 Centros eruptivos en la región del Maule	27
2.6.1 Volcán Alto del Padre	27
2.6.2 Complejo volcánico Planchon-Peteroa	27
2.3.3 Complejo Caldera Calabozos	28
2.6.4 Volcán Colorado	28

2.6.5 Volcán Descabezado Chico	28
2.6.6 Complejo volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul	28
2.6.7 Complejo San Pedro-Tatara	29
2.6.8 volcán Laguna del Maule	29
2.6.9 Complejo volcánico Nevado de Longaví - Lomas Blancas	30
2.7 Geología local	30
2.7.1 Rocas intrusivas (Batolito de Santa Gertrudis-Bullileo)	30
2.7.2 Rocas estratigráficas	31
2.7.2.1 Formación Río Blanco	31
2.7.2.2 Formación la Montaña	32
2.7.2.3 Formación Cola de Zorro	32
2.7.2.4 Depósitos no consolidados o suelos	32
3 MARCO GEOTECTÓNICO Y ESTRUCTURAL	34
3.1 Marco geotectónico	34
3.2 Geología estructural	37
4 MARCO HIDROGEOLÓGICO	43
4.1 Hidrología regional	43
4.2 Hidrología local	44
4.3 Unidades hidrogeológicas de la ciudad de Parral	45
5 SISTEMA GEOTERMAL	47
5.1 Sistemas dinámicos y estáticos	48
5.1.1 Sistemas geotérmicos dinámicos	48
5.1.2 Sistemas geotérmicos estáticos	50
5.2 Ambiente extensional controlado por fallas	50
5.3 Manantiales termales	51
5.3.1 manantiales templados	51
5.3.2 manantiales calientes	51
5.3.3 manantiales hirvientes	52
5.4 Manantiales del área de estudio	52
5.5 Constituyentes de los fluidos termales	53
5.6 Tipos de aguas (Ellis y Mahon,1977)	54
5.6.1 Cloruradas	54
5.6.2 Sulfatadas	54
5.6.3 Sulfatadas-cloruradas	55
5.6.4 Bicarbonatadas	55
5.6.5 Cloruradas diluidas	56
6 TERMALISMO	57
6.1 Aguas minero-medicinales	57
6.2 Aguas termales	58
6.3 Clasificación de las aguas termales	58
6.3.1 Origen geológico	58
6.3.2 Temperatura	59
6.3.3 Proveniencia	59
6.3.4 Composición química	59
6.3.5 Dureza	60
6.3.6 Mineralización global	60
6.4 Características fisicoquímicas de las aguas mineromedicinales	61

6.4.1 Aguas cloruradas	61
6.4.2 Aguas que contienen azufre como componente principal	61
6.4.3 Aguas bicarbonatadas	63
6.4.4 Aguas carbónicas	66
6.4.5 Aguas ferruginosas	67
6.4.6 Aguas oligominerales	68
6.5 Aguas con componentes especiales relacionados por actividad biológica en determinadas proporciones	69
6.6 Las principales propiedades de los cationes en las aguas mineromedicinales	71
6.7 Propiedades terapéuticas según principio mecánico	72
6.7.1 Factor hidrostático	72
6.7.2 Factor hidrodinámico	72
6.7.3 Factor hidrocínético	73
6.8 Propiedades terapéuticas según principio térmico	73
7 RESULTADOS	74
7.1 Generalidades	74
7.2 Parámetros fisicoquímicos	75
7.3 Elementos mayores	75
7.4 Elementos menores y trazas	78
7.5 Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno	78
8 DISCUSIÓN	81
8.1 Caracterización y clasificación de aguas termales	81
8.2 Relaciones geológicas entre componentes	85
8.3 Origen de los componentes químicos	86
8.4 Hidrodinámica de las fuentes termales	87
8.5 Clasificación mineromedicinal	90
8.6 Propiedades según mineralización global	90
8.7 Alcances y reacciones anormales	93
9 CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIONES	95
9.1 Conclusión	95
9.2 Recomendaciones	96
10 REFERENCIAS	98

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Páginas
1. 1 Mapa ubicación zona de estudio.	3
2. 1 Mapa esquemático de volcanes y calderas pertenecientes a la zona volcánica sur (stern et al, 2007).	12
2. 2 Esquema de zonación geomorfológica de la región del Maule. Börgel (1983).	14
2. 3 Esquema de zonación geomorfológica de la comuna de Parral. Modificado de Börgel (1983).	15
2. 4 Mapa geológico de la región del Maule. Modificado de mapa geológico de Chile.	18

2.	5	Mapa geológico de la comuna de Parral. Modificado de mapa geológico de Chile.	31
3.	1	Configuración tectónica del margen occidental de Sudamérica desde el Cretácico hasta la actualidad. Modificado de Zonenshayn et al., (1984).	34
3.	2	Compilación de la tasa de convergencia promedio y la oblicuidad promedio entre las placas de Nazca (Farellón) y Sudamericana. En verde Pardo-Casas y Molnar (1987) y en negro Somoza (1998).	35
3.	3	(a) Mapa de distribución areal de la Cuenca de Neuquén. (b) Esquema evolutivo de la cuenca neuquina desde el Triásico hasta el Neógeno. Extraído de Tapia (2010).	36
3.	4	Mapa subdivisorio de la zona volcánica sur (ZVS). Cembrano et al., (2009).	37
3.	5	Vista en planta y sección hipotética de un par de hemigraben sucesivos con una zona de acomodamiento estructural desarrollada entre ambos. La línea vertical gris en las secciones muestra el espesor de relleno sedimentario. Extraído de Rosendahl (1987).	38
3.	6	Mapa geológico de la subcuenca Chillán y bloque diagrama mostrando la arquitectura extensional Oligo-Miocena. Columna A y A' representan los bordes activos y pasivos respectivamente. Mapa modificado de Radic (2010).	39
3.	7	Mapa geológico de la subcuenca Chillán, bloque diagrama de la geometría de inversión y sección estructural a través de la subcuenca. Modificado de Radic (2010).	40
3.	8	Mapa de dominios estructurales definidos al norte del área de estudio. Además se muestran los distintos bloques que conforman cada dominio. Extraído de Tapia (2010).	41
4.	1	Mapa cuenca río Maule (DGA, 2004).	43
4.	2	Mapa red hidrográfica de Parral. A) Zoom de las Termas de Catillo y en B) Zoom Termas de Barro.	45
5.	1	Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico (Goff y Janik, 2000). Sistema típico en Chile.	47
5.	2	Esquema conceptual de sistema de agua dominante (o vapor humedo), Nicholson (1996).	49
5.	3	Esquema conceptual del sistema vapor dominante, Nicholson (1996).	50
5.	4	Modelo conceptual de un sistema geotermal en ambiente controlado por fallas (Sánchez, 2015).	51
5.	5	Instalación pozo Termas de Catillo.	52
5.	6	Emanación temas baños de barro.	53
7.	1	Mapa de distribución con las tomas de muestras.	74
7.	2	Diagramas de barras de los elementos mayores.	77
7.	3	Diagramas de barras de los elementos menores y trazas.	78
7.	4	Diagrama de relación entre δD vs $\delta^{18}O$.	80
8.	1	Diagrama componentes aniónicos (Giggenbach, 1988).	81
8.	2	Diagrama binarios de relaciones SO_4 vs Cl y HCO_4^{2-} vs Cl.	82
8.	3	Diagrama de las relaciones entre cationes vs Cl; Na vs Cl, Mg vs Cl, K vs Cl y Ca vs Cl.	83
8.	4	Clasificaciones de las aguas en estudio con diagrama de Piper.	84
8.	5	Diagrama de Scholler de las muestras en estudio.	85
8.	6	Diagrama de Stiff de las muestras tomadas ordenadas de oeste a este.	85

8. 7	Diagrama ternario Li-B-Cl para aguas termales, no termales y rocas promedio de distinto tipo.	86
8. 8	Perfil del modelo conceptual de la zona de estudio (Benavente, 2010).	89

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
7. 1. Información general de las muestras tomadas.	74
7. 2. Parámetros fisicoquímicos de las manifestaciones termales y vertientes frías estudiadas.	75
7. 3. Balance iónico (BI) para muestras consideradas en este estudio.	76
7. 4. Concentraciones en mg/l de los elementos menores y trazas en la zona estudiadas.	78
7. 5. Isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) de las muestras de agua.	79
8. 1. Tabla resumen de las clasificaciones de las aguas termales según criterio mineromedicinal (Armijo-Valenzuela y San Martín, 1994).	90
8. 2. Tabla resumen con los elementos que presentan concentraciones idóneas para su aplicación medicinal sector Cajón de Ibáñez.	91
8. 3. Tabla resumen con los elementos que presentan concentraciones idóneas para su aplicación medicinal sector Catillo.	92



RESUMEN

En la comuna de Parral se encuentran diferentes emanaciones termales, las cuales afloran en superficie en las termas del Cajón de Ibáñez y también se presentan en cuerpos de aguas subterráneas a profundidades cercanas a los 80 metros en el sector de las termas de Catillo. El área de estudio se ubica entre el valle central hasta la cordillera de los Andes. Su geología se caracteriza principalmente por la Formación Abanico, Formación Cola de Zorro y Batolito de Santa Gertrudis-Bullileo.

El contexto estructural de la zona de marcada por la formación de las cuencas cenozoicas, específicamente por el sistema de rift de Cura-Mallín. Su arquitectura extensional está caracterizada por un hemigraben de polaridad al oeste con el borde activo y un borde pasivo al este.

En este trabajo se realizó una recopilación de información antes descrita en la zona junto a una campaña de terreno donde se recolectaron 17 muestras de aguas, tanto de manantiales calientes como de vertientes de aguas frías para el análisis hidrogeoquímico de cationes, aniones, elementos menores, trazas e isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y δD .

Los resultados obtenidos muestran que estas emanaciones corresponden a aguas mixtas y se clasifican como cloruradas sódicas, variando entre ellas el contenido dominante de cationes y aniones. La razón de $\delta^{18}\text{O}$ y δD , indica que su origen está dada por la circulación somera y profunda de aguas meteóricas, donde estas son calentadas mediante procesos de transferencia de masa y energía desde cámaras magmáticas someras. Luego disminuye la densidad de los fluidos y estos ascenderían por las estructuras hacia la superficie, mezclándose con aguas meteóricas. Su alto contenido en SO_4^{2-} a niveles más altos o iguales al Cl^- esto indica que las emanaciones termales corresponden a aguas vapor-calentadas.

Este estudio intenta establecer una primera relación entre los sistemas hidrotermales y la aplicación en la salud humana, reconociendo potenciales beneficiosos para esta. Sus características están dadas por las sustancias disueltas en las aguas provenientes de la interacción entre los fluidos, la topografía, temperatura, presión y tiempo de contacto.

1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio se localiza en la comuna de Parral perteneciente a la provincia de Linares, región del Maule, este sector se ubica en la Zona Volcánica Sur (ZVS) en donde incluye, al menos, sesenta edificios volcánicos con actividad histórica, además de la ocurrencia de tres sistemas de caldera y numerosos centros eruptivos menores. Además, existe una gran cantidad de fuentes termales catastradas en el centro-sur de Chile (Hauser, 1997) con temperaturas superiores a los 30°C, donde al menos la mitad de ellas sobrepasan los 60°C alcanzando en algunos casos el punto de ebullición.

En la comuna de Parral afloran emanaciones termales, tanto en la localidad de Catillo como también en el sector cordillerano ubicado específicamente en el Cajón de Ibáñez. Para determinar su origen y formación se utiliza como una de las herramientas los estudios hidrogeoquímica, que además de entender su procedencia permite clasificarlas y caracterizarlas según sus propiedades químicas intrínsecas y las que le otorgan su entorno. Esta caracterización entrega un sin fin de posibilidades para el ser humano como lo es: el desarrollo de energía geotérmica, calefacción, usos en la agricultura, turístico, bebidas minerales, una alternativa complementaria en el área de la salud, entre otras.

Según Maraver F, 2003 la medicina termal, hidrología médica o también llamada cura balnearia se define como el estudio de las aguas mineromedicinales y su posible aplicación terapéutica y/o preventiva sobre el organismo humano en estado de salud y enfermedad. Estas “aguas mineromedicinales” corresponden a soluciones difícilmente reproducibles de manera artificial, dotadas de peculiaridades propias sobre el organismo humano.

Las peculiares características organolépticas que presentan estos manantiales se deben a las especiales características de estas moléculas: su diminuto tamaño, elevado momento dipolar, disposición angular, entre otras les permite disolver sustancias iónicas y polares en condiciones normales de presión y temperatura (Maraver F, 2003). Estas sustancias disueltas en las aguas provienen de la interacción entre los fluidos, la topología del terreno, temperatura, presión y del tiempo de contacto.

Según Maraver F. (2003) indica que esta terapia global, presenta una triple perspectiva: curativa, preventiva y/o rehabilitadora. Adicionando su condición responsable (respetuosa con el medio ambiente, que permite un desarrollo sostenible y redistribuidor de riqueza). Se propone que el empleo de las aguas mineromedicinales puede ser considerado como:

Un tratamiento sintomático de acción inmediata y/o deferida.

Una terapia complementaria.

Una terapia que permite la disminución de tratamientos medicamentosos (Hernández-Torres, 2006).

Esta memoria de título se enmarca en el contexto hidrogeoquímico de las fuentes termales con la intención de determinar sus posibles potenciales en uso medicinal (termalismo), destacando sus propiedades térmicas y físicas, pero por sobre todo según sus concentraciones de elementos disueltos implementando normativas y estudios más avanzados en este ámbito como lo son en países como Cuba, Argentina y España, entre otros.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo general

Definir el origen de las aguas termales en la zona de Parral, región del Maule. Además de clasificarlas en el posible ámbito terapéutico.

1.1.2 Objetivo específico

Caracterizar hidrogeoquímicamente las manifestaciones termales del área de estudio.

Trazar las potenciales fuentes de agua en el sistema geotérmico.

Determinar los factores y procesos hidrogeoquímicos preponderantes en el origen de estas aguas, para luego relacionar a su posible función terapéutica.

1.2 UBICACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la parte oriental de la ciudad de Parral, provincia de Linares, Región del Maule, Chile. Ubicada a unos 365 km al sur de Santiago y a unos 134 km al norte de la ciudad de Concepción. En las coordenadas este 246012 y sur 5996759.

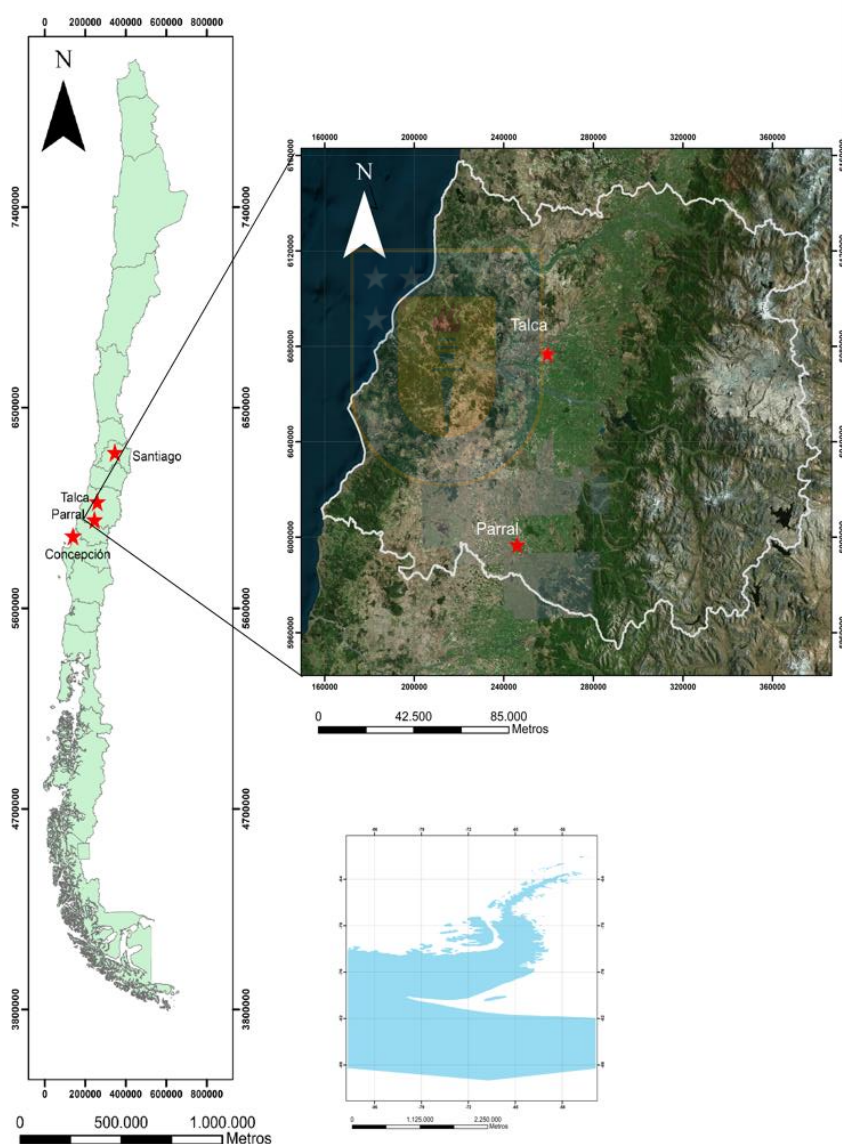


Figura 1.1: Mapa ubicación zona de estudio.

1.3 METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.3.1 Etapa de gabinete 1: Consiste primeramente en una recopilación de material bibliográfico con respecto al área de estudio, a través de publicaciones científicas, trabajos anteriores, proyectos, tesis, entre otros. De esta forma se obtienen características geológicas generales, locales, geomorfología de la red hidrográfica e hidrogeología. Se complementa con la utilización de imágenes de *GOOGLE EARTH*, modelos de elevación digital *DEM* e imágenes *LANDSAT* para la determinación de alteraciones hidrotermales, lineamientos, y anomalías térmicas en roca, suelo e hidrología en la zona.

1.3.2 Etapa de terreno: Se generarán distintas campañas con la intención de recopilar información litológica, estructural y geomorfológica del área de estudio como también la realización de muestreos con el objetivo del análisis de pH, conductividad eléctrica y temperatura, utilizando multiparámetro portátil Hach modelo HQ40D, este proceso se realiza *in situ*. En cada sitio de muestreo, el agua recolectada fue dividida en 3 botellas de polietileno de alta densidad de 125 ml para análisis de cationes, aniones y elementos trazas. Además, se recolectaron 20 ml de agua para analizar isótopos $\delta^{18}\text{O}$ y δD y 1000 ml para determinar alcalinidad según protocolo entregado tanto por el laboratorio de Oceanografía de la Universidad de Concepción como del laboratorio del SERNAGEOMIN, asignando un código para cada muestra.

El procedimiento para la toma de muestra consiste en lavar las botellas con agua de osmosis inversa 3 veces y ácido nítrico, luego se “ambientan 3 veces” los materiales que se utilizarán para la toma de muestra. Luego se toma la muestra definitiva con el jarro o con la jeringa (20 ml), directamente, y desde ella se traspasa a la botella. Para el caso de análisis de cationes, aniones, alcalinidad la muestra se toma sin acidificar y en el caso de los elementos trazas, se utiliza 2 ml de HNO_3 para análisis al 50%, por cada 100 ml de muestra, después de la implementación de la jeringa y un filtro millipore de 45 μm (diámetro 28 mm). El porta filtro es ambientado tres veces con agua directamente extraída del sitio de muestreo, posteriormente se ambienta el jarro y la jeringa con agua filtrada. Por último, son rotuladas y refrigeradas.

El análisis de isótopos no necesita filtrado ni acidificación. El llenado de la botella fue por completo bajo el agua, con el fin de impedir que burbujas de aire favorecieran un fraccionamiento isotópico al interior de la botella.

Todas las muestras fueron almacenadas en una cámara fría a $\sim 4^{\circ}\text{C}$ hasta ser analizadas en el laboratorio.

1.3.3 Etapa de laboratorio: contempla el envío del muestreo realizado a las fuentes termales y aguas superficiales. Los datos químicos se obtuvieron en el laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería y en el laboratorio de Bioquímica Isotópica del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción por medio de los siguientes métodos:

- ❖ **Alcalinidad:** (OH^- , CO_3^{2-} , HCO_3^-) volumetría ácido-base.
- ❖ **Cationes:** (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Li^+) espectrofotometría de absorción atómica (AAS).
- ❖ **Aniones:** (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , F^-) cromatografía iónica.
- ❖ **Elementos traza:** (Ag, Al, As, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Mo, P, Pb, Sb, Se, Sn, V, Zn) y de B y Br fue realizado mediante por ICP-MS, marca Agilent, modelo 7500a. Con un error analítico $\leq 5\%$.
- ❖ **Isótopos D y ^{18}O :** espectrometría laser de anillo en cavidad (CRDS)

1.3.4 Etapa de gabinete 2: Procesamientos e interpretación de los datos obtenidos confeccionando distintos tipos de gráficos, diagramas y mapas. Para todo ello se utilizan diversos softwares (*Excel*, *ArcGis*, etc).

Los resultados se discuten dentro del contexto geológico y estructural de la zona, para elaborar así un modelo simplificado para el sistema geotermal. Además, con la clasificación realizada de las aguas (cloruradas, sulfatas, bicarbonatas, etc) se definirá como sugerencia su aplicación medicinal junto a la concentración específica de ciertos elementos contenidos en las aguas termales.

Los resultados analíticos fueron validados mediante el cálculo del balance iónico (BI) de las muestras, basándose en la propiedad de electroneutralidad del agua. El valor obtenido se expresa

en términos porcentuales y equivale al error analítico de las muestras, calculándose según la siguiente expresión: $BI=100* (\Sigma cationes - \Sigma aniones) (\Sigma cationes + \Sigma aniones)$.

El error aceptable ha sido discutido por diversos autores, aunque en general se aprueban las muestras con un error inferior al 10%, mientras que Custodio y Llamas (1983) indican que el error admisible es $< 5\%$. Se debe señalar que en algunos casos donde se tienen elementos traza no considerados en el balance, en concentraciones muy altas, el error calculado puede elevarse considerablemente.

1.4 TRABAJOS ANTERIORES

Tavera (1957) realiza determinaciones paleontológicas en las secuencias triásicas de Gualleco, asignándolas al Nórico en base a la presencia de *Monotis ochotica*.

Muñoz Cristi (1960) publica estudios geológicos de la Cordillera de la Costa y el Valle Central entre el río La Ligua y la Ciudad de Puerto Montt. En el sector de Vichuquén, en el curso inferior del estero Rapilermo y en el camino que une Licantén con Hualañé determina en base a la ocurrencia de *Halobia*, la existencia de sedimentos triásicos.

Corvalán y Dávila (1964) hicieron un levantamiento geológico regional a escala 1:250.000 de las áreas de Hualañé y Vichuquén–Tilicura, donde se reconocen además de secuencias triásicas, la existencia de sedimentos marinos del Jurásico Inferior. Comparan y correlacionan la Formación La Lajuela y las unidades de rocas volcánicas similares a las de esta formación, que afloran al sur del río Mataquito con la Formación Lo Prado, ya definida por Thomas (1958) más al norte. Por continuidad geográfica y correlación litológica consideran que las rocas volcánicas expuestas al sur del río Mataquito son correlacionables con la fracción volcánica de la Formación La Lajuela, asignándoles, por tanto, una edad neocomiana, bien registrada con fauna en La Lajuela. Thiele (1965) determina el paso transicional entre el Triásico al Jurásico en un ambiente de sedimentación marino.

Corvalán (1976) individualiza dos cuencas sedimentarias en las áreas de Hualañé y Vichuquén – Tilicura, las que estuvieron conectadas al menos durante el Triásico Superior y se desarrollaron en

un ambiente de plataforma marina relativamente inestable. Documenta paleontológicamente el límite entre los sistemas Triásico y Jurásico, en el sector de Hualañé, el cual corresponde litoestratigráficamente a una discordancia plani-angular.

Escobar (1976) en un estudio paleontológico de detalle, documenta en forma precisa las biofacies y litofacies del Triásico Superior y del Jurásico Inferior (Hettangiano-Sinemuriano) en el área de Curepto.

Escobar et al. (1977) hacen una compilación y un levantamiento geológico a escala 1:250.000, para un avance de las hojas de Chanco y Talca – Linares. Describen unidades sedimentarias triásicas marinas y rocas sedimentarias marinas fosilíferas del Lías. De acuerdo con los autores, sobre las anteriores unidades y más al Este, se deposita en discordancia angular – erosiva, una potente serie de andesitas y volcanitas queratofíricas, con intercalaciones potentes de calizas, lutitas, areniscas y conglomerados, denominada Formación La Lajuela. Esta unidad está intruída por cuerpos intrusivos del Cretácico Superior – Paleógeno.

Charrier y Munizaga (1979) realizan dataciones K-Ar en rocas volcánicas del sector occidental de la cordillera principal a los 34°15'S obteniendo en rocas de la Fm. Coya Machalí: 23,2 Ma; 23,1 Ma y 20,3 Ma; Fm. Farellones: 14,1 Ma; 9,2 Ma y 8,3 Ma; y en coladas de valle: 1,8 Ma; 1,8 Ma y 2,3 Ma. Lo anterior redefine la edad de la Formación Coya-Machalí confirmando la correlación con Fm. Abanico, además se descubre que la Fm. Farellones es más joven en esta área que en su localidad tipo. Se concluye que los plegamientos evidenciados en la Formación Abanico son de edad Mioceno Inferior.

Grez (1981), realizó la geología de los cuadrángulos Gualleco, Villa Prat, Pencahue y Talca a escala 1:50.000. Reconoce unidades triásicas y jurásicas dispuestas discordantemente sobre el Basamento Metamórfico. Definen los Estratos de Chinguilla, equivalente a la Formación Alto de Hualmapu, la cual estaría en disconformidad sobre la Formación Rincón de Núñez y en contacto por falla bajo los Estratos de Pencahue. El autor destaca a los Estratos de Chinguilla como una unidad intruída por filones, pórfidos y stocks andesíticos, dioríticos, tonalíticos y granodioríticos, que, a la vez, son intruídos por extensos plutones asignados al Cretácico Superior – Paleógeno Inferior y producen

una intensa alteración hidrotermal en esta unidad. Además, indica que existen 3 sistemas de fallas: NS, NW – SE de mayor desarrollo posterior al NS y otro NNE – SSW de menor extensión.

Morel (1981) mediante un análisis estratigráfico y estructural de las secuencias estratificadas que constituyen la cobertura sedimentaria – volcánica (Mesozoico – Cenozoico) y el estudio de las rocas ígneas que la intruyen, define la Formación Alto de Hualmapu como una unidad formada por brechas andesíticas, lavas andesíticas, dacitas subordinadas y tobas brechosas, con intercalaciones marinas fosilíferas. Esta formación se dispone en disconformidad sobre la Formación Rincón de Núñez del Jurásico Inferior. La zona de estudio corresponde al sector Norte de la Hoja Gualleco, entre los 35°00' y 35°10' de Latitud Sur.

Thiele y Morel (1981) analizan la evolución tectónica y la generación de estructuras de la región costera de la Cordillera de la Costa, al norte y sur del río Mataquito, concluyendo que allí existe una interdependencia entre los rasgos estructurales del basamento y de la cobertura. La deformación de las secuencias triásico – jurásico de la cobertura ocurre por acomodamiento pasivo de ésta a los movimientos profundos del zócalo, resultando de ello un estilo tectónico de revestimiento. Estos autores describen 3 sistemas de fallas: NS, N 30° - 40° E y N 30° - 55° E. A este último se le asignan movimientos sub-verticales de tipo normal y también sub-horizontales de tipo principalmente dextral.

Nasi y Thiele (1982) estudian la estratigrafía de la Cordillera de la Costa, entre Melipilla y Laguna de Aculeo, extendiendo hacia el sur las unidades descritas por Thomas (1958) y Piracés (1976), y las correlacionan con unidades descritas para otros sectores de la Cordillera de la Costa, como el trabajo de Morel (1981) al sur del río Mataquito.

Gana y Hervé (1983) distinguen dos complejos metamórficos paleozoicos del Basamento Cristalino en la Cordillera de la Costa, entre los ríos Mataquito y Maule, y realizan dataciones a diferentes cuerpos intrusivos mesozoicos que afloran en el área.

Bravo (1989) en la secuencia estratigráfica en el margen oriental de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, interpreta que su desarrollo representa el relleno de una cuenca

estructural de rápida subsidencia, sobre la cual se ha desarrollado el arco magmático neocomiano. La cuenca se colmata con los productos efusivos de fines del Neocomiano, definidos como Estratos de El Culenar, constituida por brechas volcánicas y lavas andesíticas. Dentro de los cuerpos intrusivos menciona una franja oriental formada por tonalitas y granodioritas. Los antecedentes geológicos indicados por el autor sugieren movimientos de rumbo de tipo sinistral, en las estructuras regionales de dirección NNE – SSW.

Spichiger (1991) levanta un perfil geológico – estructural a la latitud de Curicó, entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, poniendo énfasis en la primera, donde reconoce numerosas fallas normales, relacionadas a un episodio extensional asociado a un dominio de antearco. Por otro lado, el límite entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central está representado por una falla normal de dirección NNE – SSW, de tipo lítrico, con desplazamiento de rumbo, de edad Mioceno.

Muñoz (1993) desarrolla un programa de exploración de yacimientos metalíferos de la Cordillera de la Costa, entre Curicó y Linares, que le permite definir nuevos prospectos en el área y conocer los controles estructurales y litológicos regionales de la mineralización; propone guías básicas para la exploración en la zona.

Barrera (1999) con un estudio geológico y geofísico de prospección en el Distrito Aurífero Las Palmas, ubicado a 25 km al noreste del área de estudio, concluye la existencia de una anomalía magnética principal de orientación N – S, que interpreta como una estructura silícea, reconocida durante el levantamiento geológico superficial. Además identifica fallas sinestrales de carácter local y manto al este.

Bravo (2001) basado en la geología de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, hace una subdivisión de la sección litológica descrita por Vergara (1969) en dos unidades, denominando Formación La Lajuela a la sección superior y Formación Alto de Hualmapu a la sección de rocas volcánicas infrayacentes.

Lacazette (2005) estudia el Prospecto Aurífero Los Guindos en la localidad de Gualleco, Provincia bde Talca, donde señala que las vetas de cuarzo se emplazan en rocas pertenecientes a la Formación Alto de Hualmapu en dos etapas de mineralización.

1.5 AGRADECIMIENTO

Mis más sinceros agradecimientos a todos los que hicieron posible terminar esta etapa importante en mi desarrollo personal y profesional. A mi madre Elizabeth, a mi abuelita María, a mi “Nina” Mercedes, mi tío Santiago, a mi pareja Camila y familia en general, los que me apoyaron durante mi proceso universitario y el desarrollo de esta Memoria de Título. A mis amigos por su aliento y confianza depositada en mí, en especial a ellos de la Universidad, que estuvieron conmigo y que hicieron que esta instancia de estudio de pregrado fuera agradable, entretenida y que dejaran una huella muy profunda en mi corazón con una amistad que trascienden esta etapa para toda la vida.

A las Termas de Catillo y las Termas del Cajón de Ibáñez que financiaron este proyecto y confiaron en mí para que se realizara este trabajo. Agradecer a la Dr Laura Farías por permitir el análisis sin costo de las muestras en el laboratorio de bioquímica isotópica en el marco del curso de Geoquímica isotópica.

Finalmente agradecer a todos los profesores que me entregaron sus conocimientos durante mi formación, a la buena voluntad y excelente trato por parte del personal administrativo del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, especialmente a mis profesoras Fernanda Álvarez y Verónica Oliveros junto a su curso electivo de Geoquímica isotópica del año 2018, que entregaron su dedicación y entusiasmo para realizar esta Memoria de Título.

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 GENERALIDADES

El margen chileno está dominado por una tectónica de placas convergente, generando como resultado una importante tasa de fusión mantélica en la cual el magma asciende y se emplaza en diferentes niveles de la corteza, dando origen al arco volcánico andino Charrier et al., 2007).

El área de estudio se encuentra dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS) como se observa en la Figura 2.1, la placa de nazca presenta un ángulo de subducción que varía entre 30 y 35° (Uyeda y Kanamori, 1979) y se encuentra limitada por la zona de subducción de bajo ángulo (*flat slab*) relacionada a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández en el límite norte, y a la Dorsal de Chile en el límite Sur.

Lo anteriormente mencionado deja en evidencia una estrecha relación entre la tectónica y volcanismo. El primer orden de esta relación es la creación de espacio para los magmas a través de estructuras generadas principalmente por procesos tectónicos en donde se emplaza y/o transporta el magma; y a su vez, el calor y la sobrepresión magmática debilita la roca caja, favoreciendo la propagación de las estructuras (Cembrano et al., 2009).

Este modelo magmático y estructural favorecería la ocurrencia de sistemas geotermales debido a la ocurrencia de cámaras magmáticas someras (<10 km) como fuente de calor de estos sistemas (Gupta y Roy, 2007).

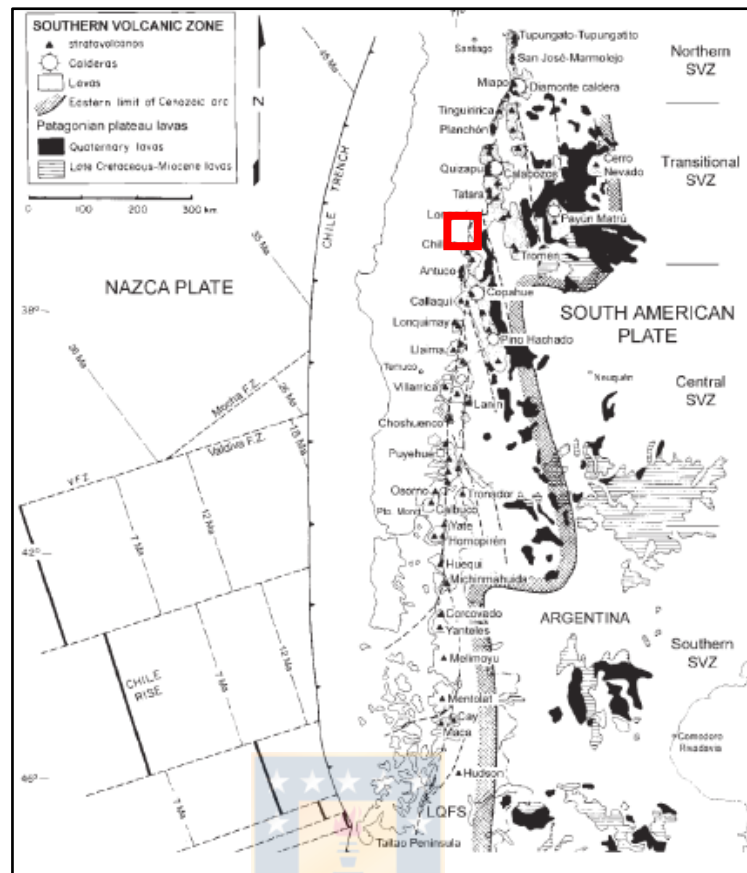


Figura. 2.1: Mapa esquemático de volcanes y calderas pertenecientes a la Zona Volcánica Sur. Obtenido de Stern *et al*, 2007.

2.2 GEOMORFOLOGÍA

La región del Maule presenta alturas promedio que no sobrepasan los 4.000 m s.n.m, a excepción del volcán Peteroa (4090 m s.n.m) en la Cordillera de los Andes, siguiéndole el Descabezado Grande con 3.830 m s.n.m. Tanto la actividad volcánica como la acción glaciaria han generado relieves lagunares cordilleranos en la zona, como lo son la laguna de Teno, Laguna del Maule, Laguna Invernada y Laguna Dial.

Hacia el oeste entre la Cordillera de los Andes y la de Cordillera de la Costa se encuentra el Valle Central, también conocido como Depresión Intermedia. Corresponde a una cuenca tectónica rellena de depósitos aluviales y volcánicos principalmente pleistocenos a holocenos (Rauld, 2002; Farías *et al.*, 2008; en Tapia, 2010), estaría controlada al oriente por la Falla Pocúro y por la Falla Los Ángeles en el límite con la CC (Carter y Aguirre, 1965), su basamento corresponde a rocas

Mesozoicas y Cenozoicas, distribuidas en el sector occidental y oriental, respectivamente, el basamento es observable en cerros islas que sobresalen de la superficie, con alturas entre 650 y 480 m s.n.m. y cordones que cortan la depresión formando angosturas y cuevas (Farías et al., 2008). Se encuentra interrumpido por los numerosos ríos que lo atraviesan en sentido este-oeste, los más importantes corresponden a: río Mataquito, Claro y Maule, además de varios esteros como Los Puercos, Los Negros, Rapilermo y Los Molinos, entre otros.

Sin embargo, en el sector central-sur de la región, un relieve precordillerano de alturas de entre 400 y 1.000 m s.n.m aparece entre la Depresión Intermedia y la Cordillera de los Andes y se conoce con el nombre de "La Montaña".

La Cordillera de la Costa presenta cotas entre 300 y 700 m s.n.m. y con un ancho de 50 km en promedio, su relieve se presenta con lomajes suaves que originan cuencas y valles. Donde destacan los cerros Alto de Hualmapu (500 m s.n.m) y Alto de Buenos Aires (488 m s.n.m.). Además, se encuentra cortada por los ríos Mataquito y Maule, donde da origen a las cuencas de Cauquenes (parte sur de la región) y Quirihue, las cuales presentan especiales condiciones microclimáticas.

Las planicies litorales tienen un amplio desarrollo con terrazas que llegan a alcanzar los 200 metros, además de un ancho aproximado de 5 kilómetros, siendo interrumpidas por ríos que desembocan hacia el mar. Las playas se presentan extensas como es el caso de Constitución. La presencia de dunas se da especialmente en Putú, Chanco, y Curanipe (Figura 2.2).

La localidad de Parral se encuentra en el límite sur de la región, en ella se desarrollan 3 de las 5 unidades morfoestructurales definidas para la Región del Maule, correspondientes de este a oeste a Cordillera de los Andes, Precordillera y Depresión Central o Intermedia respectivamente.

La Cordillera de los Andes, de orientación preferente norte sur y localizada por sobre los 1.500 m s.n.m., se caracteriza por una topografía de cerros cortados por cursos de agua de valles profundos y abruptos a raíz de la erosión glaciaria ocurrida hace más de 10.000 años atrás (DGA, 2004). La Laguna de Suárez y el Co. Troncoso de 2127 m s.n.m son sus referentes geográficos principales.

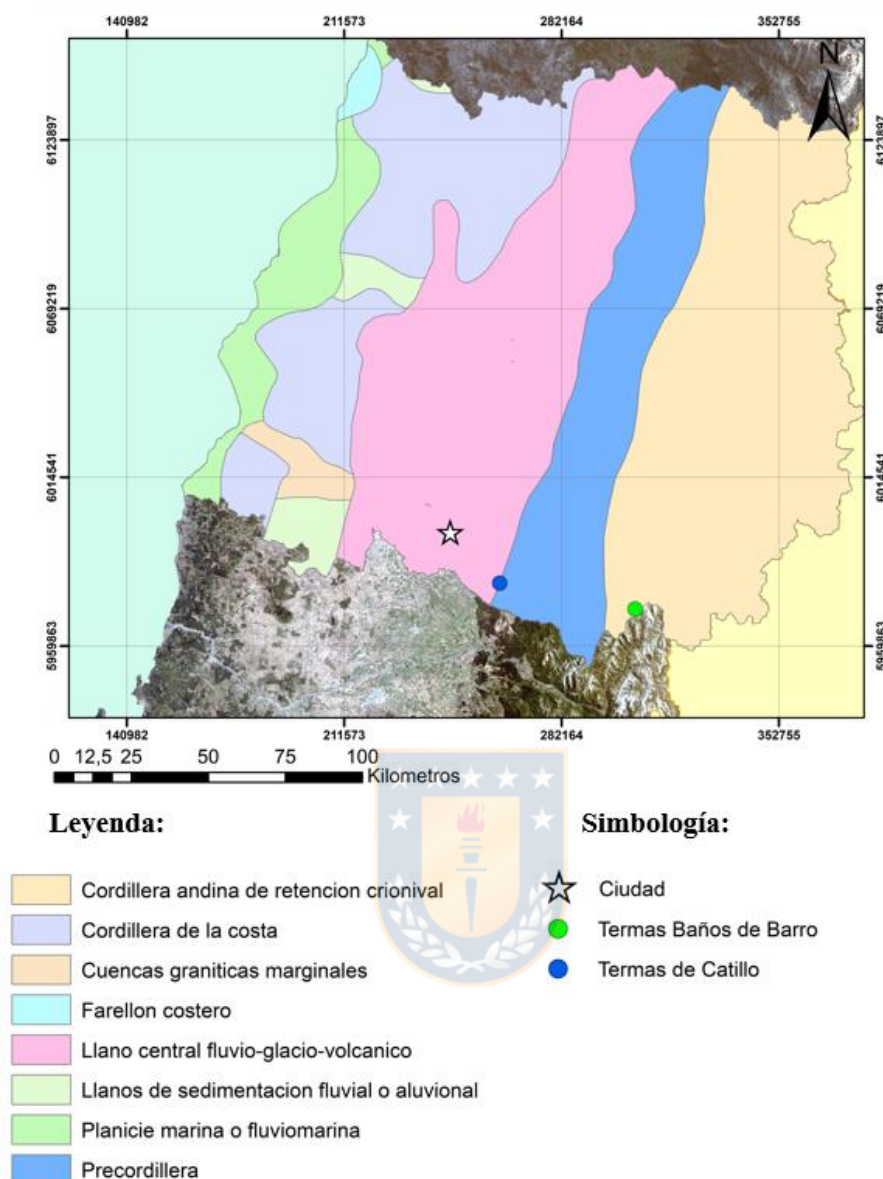


Figura. 2.2: Esquema de zonación geomorfológica de la región del Maule. Börgel (1983).

La segunda unidad morfoestructural, reconocida entre los 200 y 1.500 m s.n.m, corresponde a la Precordillera, y se caracteriza por un área de difícil penetración, asociada a planos profundamente disectados por valles de origen glacial y tributarios de aquellos de origen volcánico (DGA, 2004). En la comuna de Parral presenta un escalonamiento que, por su topografía, altura, suelos y vegetación, la gente del lugar separa en dos sectores. El primero, correspondiente a la Precordillera (o “precordillera baja”) entre los 200 y 350 m s.n.m., con pendientes de alrededor del 15%. En este sector, la aldea de Catillo es el principal referente geográfico. El segundo, “La Montaña” o

precordillera alta entre los 350 y 1100 m s.n.m. con pendientes entre un 15 y 45%. Los embalses Digua, Bullileo y la Laguna Amargo, constituyen sus principales referentes geográficos.

Finalmente, y en torno a los 200 m.s.n.m., se desarrolla la depresión central o intermedia, correspondiente a una cuenca tectónica limitada por sistemas de falla de rumbo norte-sur (DGA, 2004), que ha sido paulatinamente rellenada producto de la erosión glacial, hídrica y eólica. Esta unidad (Depresión Central), forma un plano levemente inclinado hacia el oeste con pendientes que no superan los 5 grados de inclinación, la cual se encuentra cortada por valles poco profundos (río Longaví, entre otros) de origen aluvial a través de los cuales se han depositado los abundantes sedimentos que han rellenado esta cuenca (DGA, 2004). En la Figura 2.3 se representan las geomorfologías de Parral.

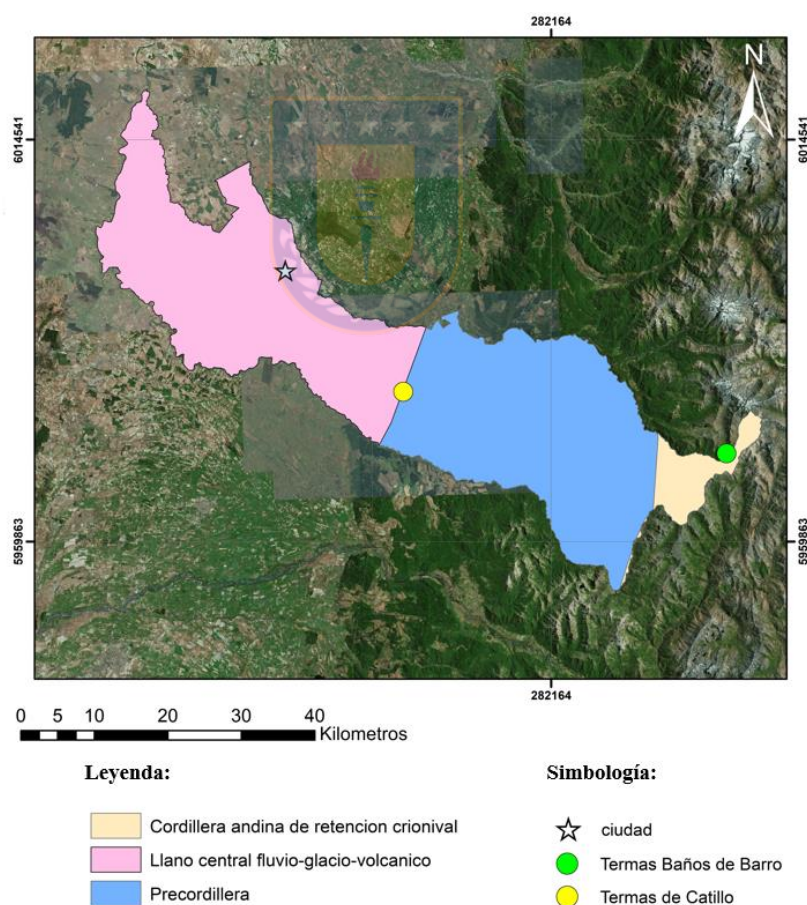


Figura. 2.3. Esquema de zonación geomorfológica de la comuna de Parral. Modificado de Börgel (1983).

2.3 ROCAS ESTRATIFICADAS

2.3.1 FORMACIÓN VALLE GRANDE (GONZÁLEZ Y VERGARA, 1962)

Corresponde a un conjunto de rocas de origen clástico marino con contenido fosilífero y evaporitas. Su edad puede acotarse según los fósiles encontrados en el Miembro inferior con una edad Caloviano inferior a superior. En tanto para el Miembro Superior, se puede establecer una correlación con el miembro Santa Elena, de la Formación Nacientes del Teno descrita por Klohn (1960), correspondientes a una edad Oxfordiana.

2.3.2 TRIÁSICO SUPERIOR MARINO SEDIMENTARIO Y VOLCÁNICO (TR)

Este grupo comprende a las formaciones El Cisne, Crucero de los Sauce y Estero de la Higuera.

Formación El Cisne (Corvalán et al, 1975. en Escobar et al., 1977)

Conformada por una secuencia de lutitas fósiles, subgrauvacas de grano medio a fino y ortoconglomerados cuarcíferos. El contenido fosilífero encontrado en los niveles medios de esta formación permite asignarle una edad Triásico superior.

Formación Crucero de los Sauces y Formación Estero de la Higuera (Corvalán, 1975. en Escobar et al., 1977)

La Formación Crucero de los Sauces está constituida por ignimbritas y tobas brechosas en contacto depositacional con el granito paleozoico (Figura 2.4). En tanto la Formación Estero de la Higuera comprende niveles de areniscas cuarcíferas de grano medio y conglomerádica. Además, en esta formación se encuentran contenido fósil como *Monotis* y *Halobia* que asignarían una edad Triásico Superior.

2.3.3 JURÁSICO INFERIOR MARINO (JIM)

Formación Laguna de Tilicura

Corvalán y Dávila (1976) (en Escobar et al., 1977) definen esta formación como lutitas fisibles, arcosas y ortoconglomerados cuarcíferos cuya edad se atribuye hettangiana–sinemuriana por presencia de fósiles característicos.

Formación Rincón de Núñez

Corvalán (1976) (en Escobar et al., 1977) observa rocas del Jurásico inferior (Hettangiano – Sinemuriano) representadas por 130 m de lutitas fisibles, con fauna *Psiloceras* y *Schotheimia*, y areniscas arcósicas a subgrauvacas con intercalaciones de lutitas.



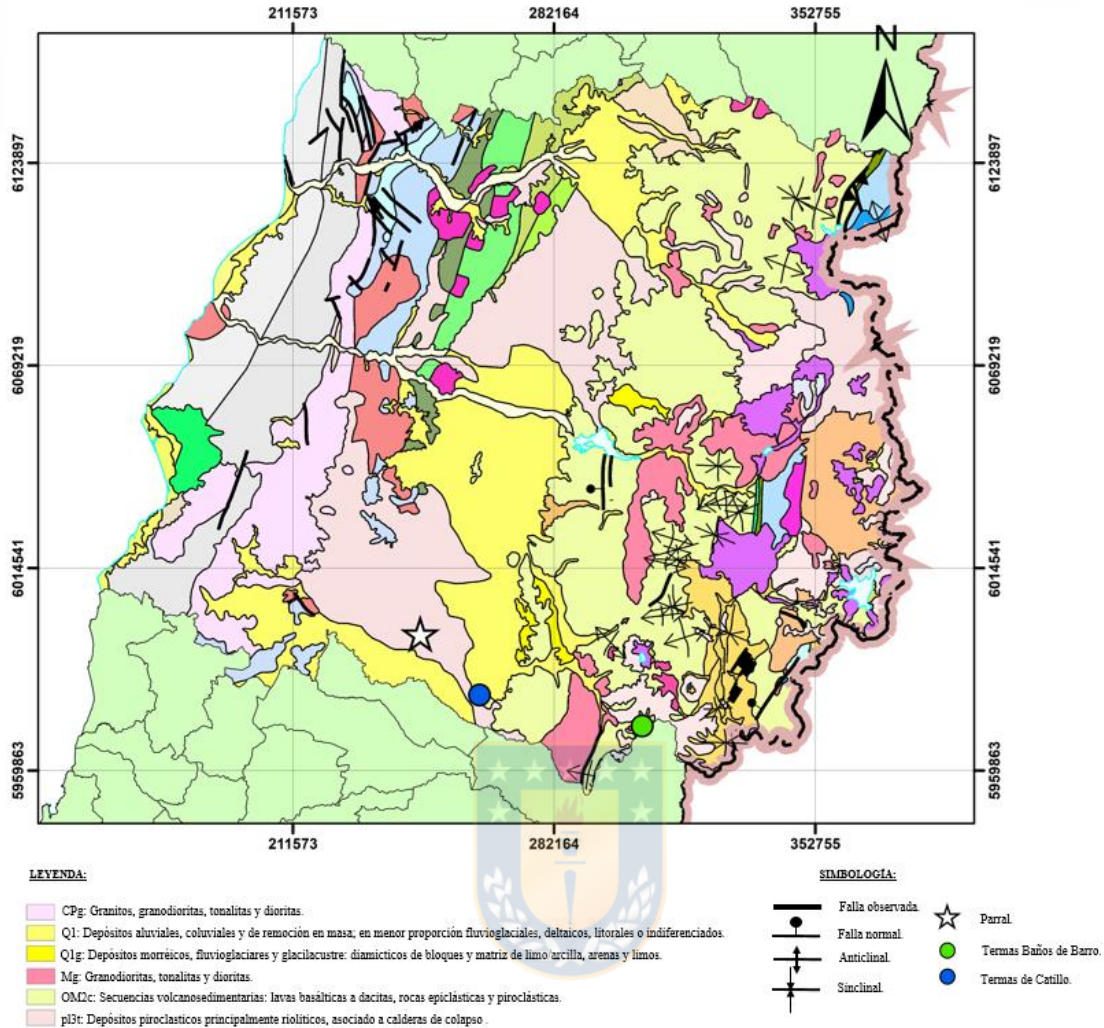


Figura 2.4: Mapa geológico de la región del Maule. Modificado de mapa geológico de Chile.

2.3.4 FORMACIÓN ALTOS DE HUALMAPU (MOREL, 1981) (JMAH)

Estas secuencias se conforman de rocas volcánicas continentales y marinas correspondientes a lavas y aglomerados basálticos a andesíticos, tobas riolíticas con intercalaciones de areniscas, calizas marinas y conglomerados continentales. Morel (1981) le asigna una edad Jurásico Medio–Superior.

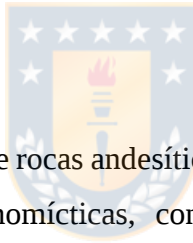
2.3.5 FORMACIÓN RÍO DAMAS (KLOHN, 1960) (JSRD)

Se conforma como un conjunto de rocas sedimentarias clásticas continentales finas y gruesas, con intercalaciones de volcanitas. A través de relaciones estratigráficas verticales con la Formación Nacientes de Teno, la cual subyace la Formación Río Damas, Klohn (1960) le asigna una edad Kimmeridgiano. Por otro lado, los niveles superiores de la formación en cuestión estarían depositados bajo estratos marinos titonianos-neocomianos.

2.3.6 FORMACIONES LA LAJUELA Y ESTRATOS DE EL LAUREL (BRAVO, 2001) (KILL)

Bravo (2001) reconoce las formaciones La Lajuela y Estratos de El Laurel las cuales tendrían correlación directa con los depósitos marinos y continentales de la Formación Lo Prado.

Formación La Lajuela



Definida por Bravo (2001), comprende rocas andesíticas porfídicas de color gris violáceo, tobas de cristales y brechas andesíticas monomíticas, con frecuentes intercalaciones sedimentarias, consistentes en areniscas calcáreas, calizas, margas, lutitas calcáreas y lutitas negras fisibles fosilíferas. Su base indicaría una edad Valanginiana. Su techo sería concordante con la Formación Estratos de El Laurel.

Formación Estratos de El Laurel

Bravo (2001) reconoce la Formación Estratos de El Laurel Compuesta por lavas, tobas y brechas de composición predominantemente andesítica. Según las relaciones de contacto Bravo (2001) determina que esta formación sería correlacionable con la sección superior de la Formación Lo Prado constituida por rocas volcánicas, volcanoclásticas andesíticas y dacítas. Por último, según correlación de la sección inferior de los estratos dispuestos sobre la Formación Alto de Hualmapu, Bravo (2001) asigna una edad Valanginiano–Hauteriviano,

2.3.7 FORMACIÓN VETA NEGRA (GONZÁLEZ Y VERGARA, 1962)

Se dispone en una potente secuencia continental constituida por conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas y limolitas de tonalidades rojizas. Se asigna una edad barremiano-albiano.

2.3.8 FORMACIÓN COLIMAPU (KLOHN, 1960)

Esta Formación fue definida por Klhon (1960) y está representada por sedimentos clásticos de origen continental. Se distingue así, un Miembro Inferior compuesto principalmente por lutitas y areniscas tobíferas rojas. En el Miembro Superior, se encuentran areniscas finas a gruesas, areniscas oolíticas y sedimentos de grano gruesos con algunos lentes de calizas lagunares grises claras e intercalaciones de tobas grises moradas (González & Vergara, 1962). En base al hallazgo de fósiles según Martínez y Osorio (1963) indicaría una edad albiana.

2.3.9 FORMACIÓN PLAN DE LOS YEUQUES (GONZÁLEZ Y VERGARA 1962)

Conformada por un conjunto de rocas volcánicas continentales, efusivas y piroclásticas de carácter ácido, con intercalaciones de sedimentos continentales en la que González y Vergara (1962) asignan a esta formación una posición estratigráfica ubicada en el Neocomiano superior.

2.3.10 FORMACIÓN LO VALLE (THOMAS, 1958)

Definida por Thomas (1958), describe serie de ignimbritas y lavas dacíticas de color rosado, con intercalaciones de areniscas, lutitas, conglomerados, tufitas, andesitas porfídicas y basaltos. Su edad sería equivalente a la Formación Las Chilcas y correspondería al Cenomaniano – Turoniano, sin embargo, no serían correlacionables de acuerdo a su secuencia estratigráfica.

2.3.11 FORMACIÓN ABANICO (AGUIRRE, 1960; GONZÁLEZ Y VERGARA 1962)

Corresponde principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas, con menor cantidad de lutitas, areniscas finas y calizas en su base (Figura 2.4). Esta secuencia fue dividida en tres unidades de acuerdo con sus características litológicas:

Miembro El Afligido

Su litología consta de fangolitas con laminación milimétrica, lutitas negras, areniscas finas de color rojo y verde. La base es desconocida y se encuentra en contacto por falla con rocas de la Formación Río Damas.

Miembro El Guanaco

Nivel de brechas y areniscas brechosas rojas y grises, con clastos de 5 a 20 cm de composición principalmente andesítica e intercalaciones de tobas de color rojizo. En su base, en el contacto con la miembro El Afligido, esta unidad se encuentra concordante sobre el miembro El Afligido y bajo el miembro Los Lunes.

Miembro Los Lunes

Consta principalmente de tobas de lapilli y cristalinas de color morado rojizo. La edad asignada a esta formación se obtiene en base a su posición estratigráfica y actitud tectónica. Se encuentra superpuesta a formaciones neocomianas superiores como Colimapu, se ha fijado un límite inferior post-Neocomiano. Por otra parte, dataciones en cuerpos intrusivos que atraviesan la formación superpuesta a una unidad volcánica análoga a la de Abanico, se obtienen correlaciones que indicarían que sería pre-cretácica media.

2.3.12 FORMACIÓN CORONA DEL FRAILE (GONZÁLEZ Y VERGARA, 1962)

Las rocas involucradas en esta formación corresponden principalmente a brechas, conglomerados y areniscas medias, con niveles de tobas y brechas con matriz tufítica así como tobas de lapilli. Según su posición estratigráfica es posible asignarle una edad post-Abanico y, según su litología y ubicación, correlacionarla con la Formación Farellones descrita por Klohn (1960) y Aguirre (1960).

2.3.13 FORMACIÓN COLA DE ZORRO (GONZÁLEZ Y VERGARA, 1962)

Se denomina Formación Cola de Zorro al conjunto de rocas volcánicas compuestas principalmente por coladas de andesitas basálticas, basaltos con piroxenos y rocas piroclásticas de similar composición. En base a relaciones estructurales y a la erosión glacial, González y Vergara (1962) consideran esta formación con una edad Plioceno-Pleistoceno.

2.3.14 DEPÓSITOS CUATERNARIOS

Vulcanitas del grupo Descabezado Grande

Conjunto de basaltos gris oscuro a negros, generalmente afaníticos y vesiculares, con intercalaciones de brechas del mismo material definida por González y Vergara (1962). Se asigna al cuaternario en base a su relación con el cono volcánico del Descabezado Grande y su morfología (Figura 2.4).

Lavas y flujos piroclásticos de planicies y valles

Se incluyen los piroclastos y lavas que preferentemente rellenan antiguos valles glaciares y fluviales configurando, además, terrazas ubicadas hasta 300 m sobre el nivel de dichos valles (González y Vergara, 1962).

Vulcanitas recientes

Se incluyen coladas de lava cordadas, conos volcánicos actuales, escoria, piroclastos de carácter basáltico, andesítico y riolítico, originados por la actividad volcánica reciente. Están relacionadas a conos volcánicos actuales o a fisuras por donde habría extruido las coladas de lava.

Sedimentos cuaternarios continentales (Q, Qe, Qcv)

Comprende sedimentos cuaternarios aluviales y diluviales, tanto de origen volcánico, sedimentos eólicos, glacial, como fluvial y lacustre, siendo la mayor parte no consolidado (Escobar et al, 1977).

Depósitos fluviales de cauces antiguos del río Maule (Qfcam)

Corresponden a secuencias de ripios, gravas y gravas arenosas, con frecuentes bolones bastante alterados. Ocasionales intercalaciones lenticulares limo–arcillosas. Existen importantes variaciones laterales en permeabilidad.

Depósitos Cineríticos (Qc)

Potente secuencia de bancos alternantes de cenizas y lapilli de carácter ácido, constituidos por esquirlas vítreas, cristales de plagioclasa y fragmentos de pómez; conjunto denso, compacto, bien cementado y con disposición tabular. Estos depósitos incluyen desde limos y arcillas, hasta materiales gruesos acumulados durante episodios aluviales.

Abanico Aluvial Auquil-Astillero (Qafa)

Secuencia alternante de ripios y gravas arenosas con frecuentes bloque y bolones, bastante alterados, junto a bancos de areniscas medias a gruesas con abundantes clastos líticos de origen volcánico.

Depósitos de abanico fluvial de los ríos Claro – Lontué y Maule

Con características similares, están conformados por sedimentos clásticos gruesos, gravas arenosas, con intercalaciones finas.

Depósitos fluviales (Qf)

Están constituidos por arenas y gravas de buena selección con escasa matriz fina y con intercalaciones de arcilla de escaso espesor (Figura 2.4).

Depósitos fluviales de valles interserranos (Qfi)

Bancos de arenas y arenas limosas con abundante desarrollo lenticular; intercalaciones de niveles cineríticos y/o maicilloso; alta a media y permeabilidad media.

Depósitos de escombros de falda (Qe)

Se caracterizan por una elevada permeabilidad y asociados a fuertes pendientes en pequeñas hoyas hidrográficas, favoreciendo el escurrimiento de las aguas pluviales.

.

Depósitos Laháricos del Valle del Teno (Qlt)

Marangunic et al. (1979) reconocen depósitos de lahares provenientes del grupo volcánico Planchón – Peteroa, separando dos depósitos laháricos: Teno I y Teno II.

Las características del depósito Teno I son: buena consolidación y compactación, clastos angulosos y subangulosos redondeados basálticos, dacíticos, andesíticos y granodioríticos, en una matriz arenosa-cinerítica. En el caso del depósito lahárico Teno II Posee mala consolidación, clastos angulosos a subangulosos, casi exclusivamente basáltico, con abundante matriz cinerítica basáltica, espesor superior a 4m.

Depósitos fluviales en cauces actuales (Qfa)

Constituidos en su mayor parte por ripios, gravas y arenas sueltas, alta porosidad, buena permeabilidad. Clastos con aspecto fresco, resistente, sub-redondeados y escasa matriz intersticial.

2.4 ROCAS INTRUSIVAS

2.4.1 BASAMENTO GRANÍTICO

El Basamento Granítico consiste fundamentalmente en tonalitas y granodioritas de grano medio a grueso. En general los granitoides que conforman esta unidad, se distribuyen en el sector occidental del área, en la Cordillera de la Costa, en una franja a grandes rasgos paralela al Basamento Metamórfico, al oriente de éste. El contacto entre ambas unidades es aproximadamente norte-sur (Escobar et al., 1977).

Levi et al. (1963) (en Escobar et al., 1977), determinaron una edad máxima de 340 ± 40 Ma. y una mínima de 291 ± 35 Ma. Las rocas triásicas que afloran hacia el este se apoyarían discordantemente sobre este basamento. Así, se le puede asignar una edad Paleozoico superior.

2.4.2 BATOLITO ANDINO

Conjunto de rocas plutónicas de edad Cretácica a Terciaria inferior. En general presentan colores claros a gris de grano fino a medio y composición variable entre tonalitas y granodioritas. Su distribución se observa en franjas aproximadamente norte-sur tanto en la Cordillera Principal, como en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa (Figura 2.4). Se reconoce además una evolución temporal hacia el este donde afloran rocas cada vez más jóvenes.

En la Cordillera Principal, los cuerpos intrusivos son de edad terciaria granodioritas, dioritas, tonalitas del Mioceno (Mg) (18 a 6 Ma.). Granodioritas, monzogranitos, monzodioritas, monzonitas y dioritas del Mioceno inferior – medio (Mim) (22 a 16 Ma.). En esta zona, las rocas

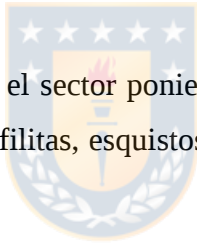
intrusivas más jóvenes se ubican hacia el noreste y comprendería granodioritas de hornblenda y biotita, en menor proporción monzogranitos, monzonitas cuarcíferas y monzodioritas (Msg).

En la Cordillera de la Costa, Bravo (2001) reconoce una franja intrusiva Jurásica (Jig) en la parte central de la Cordillera de la Costa, al este del Batolito costero, compuesta por rocas holocristalinas de composición diorítica gradando localmente a granodiorita y microtonalitas. Además, se incluye un conjunto de stocks de pórfido diorítico y pórfidos monzoníticos.

Al este de dicha unidad, se distribuye una franja de intrusivos cretácicos (Kiag) (Figura 2.4) de textura holocristalina, hipidiomórfica granular, en cuerpos mayores, gradando a porfídica en los cuerpos menores que además intruyen a los Estratos de El Culenar y la Formación Lo Valle. La composición de estas rocas es esencialmente granodiorítica con tonalitas y monzonitas.

2.5 ROCAS METAMÓRFICAS

El Basamento Metamórfico aflora en el sector poniente de la Región del Maule (Figura 2.4), se compone principalmente de pizarras, filitas, esquistos, metarenitas y rocas corneanas (Escobar et al., 1977).



González-Bonorino y Félix (1970), divide la faja que aflora al norte del paralelo 36°30' en tres series de metamorfismo progresivo:

La serie Curepto, en esta zona se presenta un metamorfismo de tipo dinámico con un gradiente creciente hacia el oeste y condiciones de alta presión. La asociación mineralógica principal indica facies de esquistos verdes. De este a oeste, se puede subdividir en zona de pizarra, de filitas y esquistos.

En el caso de la serie de Nirivilo se caracteriza por un metamorfismo térmico junto a condiciones de baja presión, relacionado a la intrusión del granito Paleozoico.

Por último la serie Pichilemu muestra un metamorfismo dinámico-térmico, con gradiente creciente hacia el este y condiciones de presión baja a intermedia. Debido a sus distintas asociaciones

mineralógicas que esta serie presenta, permite una divide en cinco sub-zonas, las que comprenden facies de esquistos verdes al oeste, granulitas y anfibolitas al este.

Aguirre et al. (1972) dividen el basamento en dos series, la Serie Oriental y la Serie occidental. Se basan en asociaciones minerales que indican presiones bajas a intermedias para la Serie más al este

2.6 CENTROS ERUPTIVOS EN LA REGIÓN DEL MAULE

La zona de estudio se ubica dentro de la ZVS, donde se comprende una serie de centros eruptivos. A continuación, se presentan las principales características de estos complejos eruptivos y los volcanes más importantes que los conforman.

2.6.1 VOLCÁN ALTO DEL PADRE (Pleistoceno inferior)

Se constituye por andesitas basálticas de olivino y piroxenos, dacítas de piroxenos, ignimbritas tobas líticas y picoclastos. Este centro eruptivo se encuentra afectado por intensa erosión glacial. Presenta una edad K-Ar de $1,01 \pm 0.068$ Ma. Lo que lo ubicaría en el Pleistoceno inferior (González-Ferrán, 1995).

2.6.2 COMPLEJO VOLCÁNICO PLANCHON-PETEROA (Pleistoceno inferior)

Complejo Macizo Volcánico cuya base cubre unos 130 km^2 y sus centros eruptivos se suceden por 6 km a lo largo de una fractura de rumbo N14°E (González-Ferrán, 1995). La actividad de este centro volcánico comenzó en el Pleistoceno con la construcción del Volcán Azufre, seguido del emplazamiento del volcán Planchón, 6 km al norte. Hace aproximadamente 11500 años, gran parte de los volcanes Azufre y Planchón colapsaron formando el volcán Planchón II. El volcán más joven de este complejo es el Peteroa, ubicado entre los volcanes Azufre y Planchón (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011). Se conforma de rocas basálticas de olivino y piroxenos, dacitas, brechas polimícticas y toba.

2.6.3 COMPLEJO CALDERA CALABOZOS (Pleistoceno Superior)

Centro volcánico de edad Pleistoceno tardío. Las rocas presentan variaciones composicionales de basalto-andesitas a riodacitas calco-alcaldas de alto K (Hildred et al., 1984). Este complejo presenta tres capas de flujos de ceniza que dieron origen a la unidad Loma Seca.

2.6.4 VOLCÁN COLORADO (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Centro eruptivo compuesto por flujos de lavas, tobas y brechas basálticas. Se levanta sobre un extenso campo de basaltos de olivino. Su edad se estima Pleistoceno superior-Holoceno (González-Ferrán, 1995).

2.6.5 VOLCÁN DESCABEZADO CHICO (Holoceno)

Corresponde a un centro eruptivo múltiple, con un nido de 13 cráteres abiertos dentro de un área de aproximadamente 6 km², se compone de tobas y brechas basálticas y sus lavas corresponden a basaltos escoriáceos, densos y basaltos porfídicos. Su edad se estima Holoceno reciente (González-Ferrán, 1995).

2.6.6 COMPLEJO VOLCÁNICO DESCABEZADO GRANDE-QUIZAPU-CERRO AZUL (Pleistoceno Superior - Holoceno)

Consiste en 15 centros eruptivos, clasificables de la siguiente manera (Hildreth y Drake, 1992): (a) Cinco volcanes monogenéticos máficos, de edad Holocena a lo largo del SW de la zona. (b) Siete flujos de lava riodacíticas al norte de la base del Descabezado Grande, de edad Pleistocena a Holocena. (c) Un grupo de volcanes de escoria conocidos como el clúster del Descabezado Chico, de edad Pleistocenas. (d) Los principales centros eruptivos de la zona son el Descabezado Grande, Quizapu y Cerro azul. Estos centros eruptivos se encuentran sobre un plató de lavas de una etapa temprana de las construcciones de estos estratovolcanes, llamado el escudo Casitas (Wulff y Andrew, 2003). Presenta andesitas basálticas, basaltos porfídicos, piroclastos del tipo de brecha y tobas de lapilli.

2.6.7 COMPLEJO SAN PEDRO-TATARA (Pleistoceno)

El complejo volcánico San Pedro- Tatara ha estado activo desde el Plioceno al Holoceno y sobreyace el estratovolcán Pellado que se encuentra profundamente erosionado (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011); ambos fueron construidos dentro de la caldera Rio Colorado, de 72 km² la cual fue formada hace aproximadamente 0.5 Ma (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011). El volcán Tatara de composición andesítica-basáltica ubicado al extremo oeste del complejo, al lado este se encuentra el volcán San Pedro conformado por una serie de lavas andesíticas a dacíta (Singer et al. 1997).

2.6.8 VOLCÁN LAGUNA DEL MAULE (Pleistoceno)

Corresponde a una caldera de 375 km² que contiene un enjambre de pequeños estratovolcanes, domos de lava y conos piroclásticos. La mayor parte de la caldera se encuentra en el lado Chileno de la frontera y se extiende parcialmente hacia Argentina. Un enjambre de conos cinder de edad Pleistocena fue construido en el lado NW del Lago Maule, que ocupa parte del sector norte de la caldera. La actividad más reciente produjo un cráter de explosión en el lado Este del lago y una serie de domos riolíticos Holocenos y flujos de bloques de lava que rodean la Laguna del Maule (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011). López y Munizaga (1983) distinguieron cuatro unidades en el complejo Laguna del Maule: La unidad I está representada por un conjunto de 14 flujos de lava de carácter basáltico, que rellenan la vertiente superior del valle del rio Maule (López y Munizaga, 1983). La unidad II está conformada por una serie de pequeños conos piroclásticos ± lava de carácter basáltico de una edad postglacial y un volumen de 5 Km³. La unidad III está representada por una serie de flujos de lava, la mayoría lavas de bloque, localizadas alrededor de la Laguna del Maule. La Loma de los espejos, la Colada Occidental, el Domo del Maule, la Colada dendriforme, la Colada Las Nieblas, el Volcán Limitrofe o cerro Barrancas, la Colada Cari-Launa y el cráter de explosión Cari-Launa pertenecen a esta unidad (López y Munizaga, 1983). Por último, la unidad IV es la más pequeña en extensión areal y corresponde a un cuello volcánico y una serie de diques, que afloran en la cuesta los Cóndores al costado Sur de la unidad I.

2.6.9 COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO DE LONGAVÍ - LOMAS BLANCAS

Nevado de Longaví (Pleistoceno)

El estratovolcán cuaternario Nevado de Longaví ha emitido magmas de composición basáltica a dacítica, si bien los productos predominantes son andesíticos. El edificio volcánico está construido sobre un basamento de rocas terciarias volcanoclasticas y graníticas (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011). Dos eventos de colapso de edificio modificaron los flancos Este y Sureste de un volcán pre-Holoceno, posteriormente se formó un domo Holoceno en la cumbre. Los flujos andesíticos de gran espesor, junto con los basaltos y las andesitas basálticas predominan en unidades basales de un millón de años de edad, mientras que los depósitos dacíticos están presentes exclusivamente como productos del Holoceno, periodo que comprende los últimos 11.500 años de antigüedad.

Volcán Lomas Blancas (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Corresponde a un pequeño estratovolcán de edad Pleistoceno Superior a Holoceno (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011). Está formado exclusivamente por coladas de lavas de composición andesítico-basáltica, basáltica y andesítica (Muñoz & Niemeyer, 1984).

2.7 GEOLOGÍA LOCAL

2.7.1 ROCAS INTRUSIVAS

- **BATOLITO DE SANTA GERTRUDIS-BULLILEO (TSGB)**

Corresponde a un extenso complejo plutónico, de orientación N-S (Figura 2.5). Basado en las observaciones de Radic 2010, se plantea la hipótesis de que parte de los intrusivos mayores en la zona de estudio (Batolito de Santa Gertrudis) puedan corresponder a rocas más antiguas, emplazadas con anterioridad al desarrollo del sistema extensional e incluidas en la deformación del evento de inversión tectónica del Mioceno Tardío. La composición petrográfica incluye facies de monzogranito, granodiorita, monzonita cuarcífera, monzodiorita cuarcífera y diorita cuarcífera.

2.7.2 ROCAS ESTRATIFICADAS

2.7.2.1 FORMACIÓN RÍO BLANCO KRB (CRETÁCICO SUPERIOR)

Se ha denominado informalmente, Formación Río Blanco a una secuencia volcánica, previamente asimilada a la Formación Abanico. Las rocas que componen esta formación en términos generales corresponden a lavas andesíticas, brechas piroclásticas y epiclásticas.

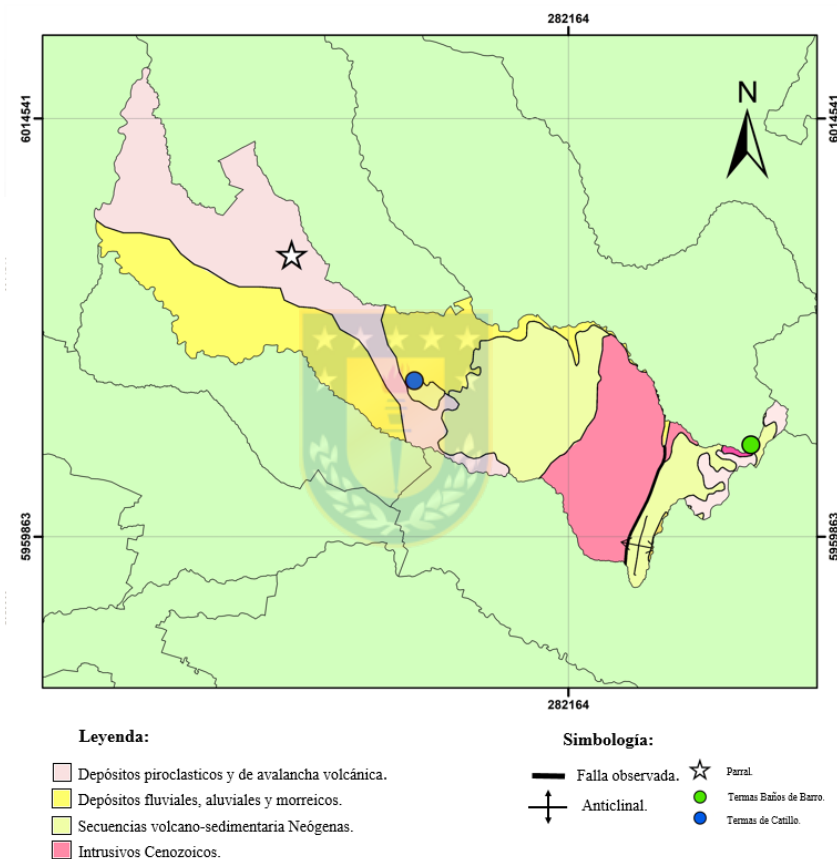


Figura 2.5: Mapa geológico de la comuna de Parral. Modificado de mapa geológico de Chile.

2.7.2.2 FORMACIÓN LA MONTAÑA PLHLM (PLEISTOCENO)

Esta unidad según Fuenzalida (1965), corresponde a un conjunto de sedimentos, principalmente glaciales y glaci-lacustres. Está compuesta principalmente por depósitos morrénicos de escasa compactación, representados por sedimentos arcillosos, inconsolidados, de color rojo a pardo rojizo, que contienen en forma caótica, fragmentos de rocas volcánicas, basálticas y graníticas, de

distinto grado de redondeamiento y en diferentes estados de alteración. En este conjunto sedimentario existen intercalaciones de arcillas, arenas y cenizas volcánicas bien estratificadas, que corresponderían a depósitos lagunares.

Los sedimentos de la Formación La Montaña, se disponen en discordancia de erosión, sobre las rocas estratificadas e intrusivas mesozoicas y cenozoicas, y sobre los sedimentos de la Formación Mininco.

La formación La Montaña se reconoce en la zona precordillerana (Figura 2.5), aumentando su área de afloramiento hacia el sur, donde los sedimentos que la componen se distribuyen hacia el oeste, invadiendo la Depresión Intermedia. Respecto a la edad de esta unidad se le asigna al pleistoceno (Muñoz Cristi 1960).

2.7.2.3 FORMACIÓN COLA DE ZORRO (PPLCZ)

Corresponde a una secuencia volcánica subhorizontal, de lavas y brechas andesíticas a basálticas. La secuencia esta truncada por una profunda erosión glacial y fluvial, formando abruptos acantilados. Su edad es Plioceno superior a Pleistoceno.

2.7.2.4 DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS O SUELOS

A nivel local se presentan sedimentos de variados tipos, con claro predominio de aquellos correspondientes a sedimentos fluviales, fluvioglaciales y escombros de falda (Figura 2.5). Gran parte de estos depósitos se asocian a procesos ocurridos durante el Cuaternario, (últimos 1,8 a 2,0 millones de años aun cuando muchos de ellos han continuado su intermitente actividad o están vigentes en la actualidad.

Depósitos Fluviales de Cauces Actuales (Qf)

Los depósitos fluviales están concentrados en los lechos de los cursos de los ríos actualmente activos y también conformando terrazas de inundación elevadas, formadas por grandes crecidas.

Depósitos Coluviales (Qc)

Se reconoce material coluvial asociado a escombros de falda, compuesta en su mayoría por una mezcla de fragmentos de composición andesítica y con forma angulosa.

Depósitos Aluviales (Qa)

Los depósitos aluviales se han acumulado como flujos de detritos que, generalmente, forman abanicos de descarga de las quebradas menores.

Depósitos Aterrazados Aluvio-Fluviales (Qt)

Aguas abajo de la confluencia del río Longaví con el río Blanco afloran clasto matriz soportado. Corresponden a acumulaciones de bolones y gravas, con matriz arenosa, transportadas principalmente como flujos de escombros aluvio-fluviales.



3 MARCO GEOTECTÓNICO Y ESTRUCTURAL

3.1 MARCO GEOTECTÓNICO

El borde occidental de Sudamérica se caracteriza por ser un margen convergente, en el que la placa oceánica subducta bajo la Placa Sudamericana, esto al menos, desde el Jurásico Inferior hasta la actualidad (figura 3.1) (Mpodozis y Ramos, 1989; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2007).



Figura 3.1: Configuración tectónica del margen occidental de Sudamérica desde el Cretácico hasta la actualidad. Modificado de Zonenshayn et al., (1984).

Dicho proceso de convergencia no ha sido constante en el tiempo, debido a variaciones en el ángulo de convergencia entre las placas, velocidad de convergencia y ángulo de subducción, junto con la geometría tanto de la placa oceánica subductada como de la placa continental, afectando de esta manera, diversos procesos geológicos como el magmatismo, el desarrollo de cuencas, orogénesis, tectonismo y metamorfismo (Mpodozis y Ramos, 1989). Por esta razón es importante destacar cuáles han sido estos cambios.

La configuración tectónica actual de los Andes Centrales se encuentra determinada por la ruptura de la placa Farallón en las placas Nazca y Cocos hace 25 Ma, y a los cambios en el vector de convergencia, velocidad y dirección, respecto al margen occidental de Sudamérica (Figura 3.2) (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2005).

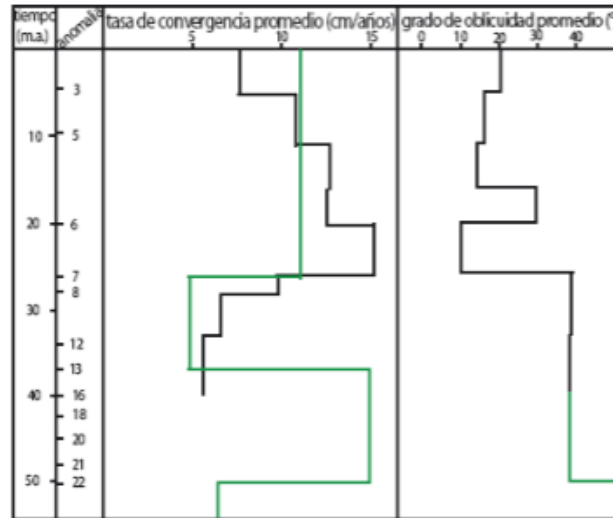


Figura 3.2: Compilación de la tasa de convergencia promedio y la oblicuidad promedio entre las placas de Nazca (Farellón) y Sudamericana. En verde Pardo-Casas y Molnar (1987) y en negro Somoza (1998).

La evolución geológica de la zona de estudio abarca al menos desde el Triásico en adelante y está íntimamente ligada al desarrollo de la cuenca Neuquina. Al inicio del Triásico Superior y parte del Jurásico Inferior corresponde al desarrollo de una cuenca extensional de *rift*, caracterizado por la ausencia de subducción en el margen occidental de Gondwana (Figura 3.3) (Franzese y Spalletti, 2001). En Jurásico Inferior hasta el Cretácico Inferior, se inició la subducción en el borde occidental de Gondwana (Franzese et al., 2003) (Figura 3.3). Este periodo se caracteriza por la individualización de la Cuenca Neuquina en el dominio de tras-arco, al este del arco magmático ubicado en la actual Cordillera de la Costa (Figura 3.3).

Durante el Cretácico Superior- Paleógeno Inferior ocurre un cambio en la interacción de las placas a lo largo del margen sur de Sudamérica (Larson, 1991). Producto de esto se produce un importante evento contraccional, produciendo la deformación y erosión de las unidades preexistentes, así como la inversión de estructuras extencionales desarrolladas durante el ciclo anterior.

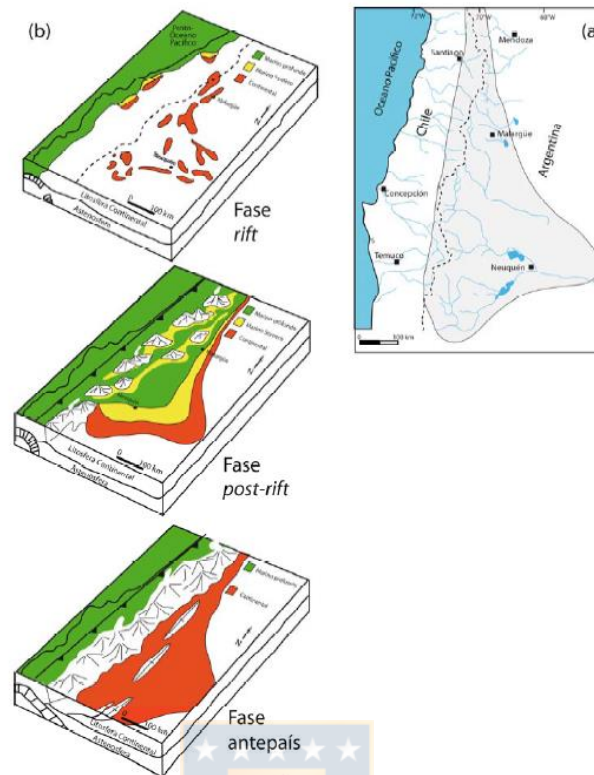


Figura 3.3. (a) Mapa de distribución areal de la Cuenca de Neuquén. (b) Esquema evolutivo de la cuenca neuquina desde el Triásico hasta el Neógeno. Extraído de Tapia (2010).

En el Cenozoico temprano, entre el Paleoceno Inferior y el Eoceno Inferior-Medio, la subducción estuvo caracterizada por un aumento progresivo en la velocidad de convergencia y una rotación horaria de la dirección de convergencia (Figura 3.2) (Somoza y Ghidella, 2005). Posteriormente, en el Eoceno Superior al Oligoceno, ocurrió un periodo de convergencia lenta y constante, entre 6 a 4 cm/año, con una oblicuidad de 55° (Figura 3.2).

Desde el Oligoceno-Mioceno la zona de estudio fue afectada por el desarrollo de la cuenca extensional, sobreimpuesta a la porción occidental de la faja plegada neuquina, y tectónicamente invertida hacia el Mioceno Superior (Jordan et al., 2001; Folguera et al., 2003; Charrier et al., 2002). El evento compresivo del Mioceno Tardío que afectó a la Cordillera de los Andes produjo que las cuencas desarrolladas con anterioridad fueran invertidas tectónicamente entre los 10 y 8 Ma (Suárez y Emparan, 1995; Jordan et al., 2001), exhumando y deformando las rocas que conformaban sus rellenos.

3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área de estudio se encuentra localizada en la zona volcánica Sur (ZVS) entre los 33° S y los 46°S (Stern, 2004; Charrier *et al.*, 2007; López-Escobar *et al.*, 1995), más específicamente entre los 34,4°S y 37°S, denominada zona volcánica sur transicional (ZVST) (Figura 3.4), donde existen una serie de rasgos geológicos relevantes como una serie de unidades morfoestructurales de orientación general N-S, entre las que se encuentran la Cordillera de la Costa, el Valle Central, la Cordillera Principal (incluyendo el arco magmático actual y el retroarco) y la cuenca de antepaís (Charrier *et al.*, 2002).

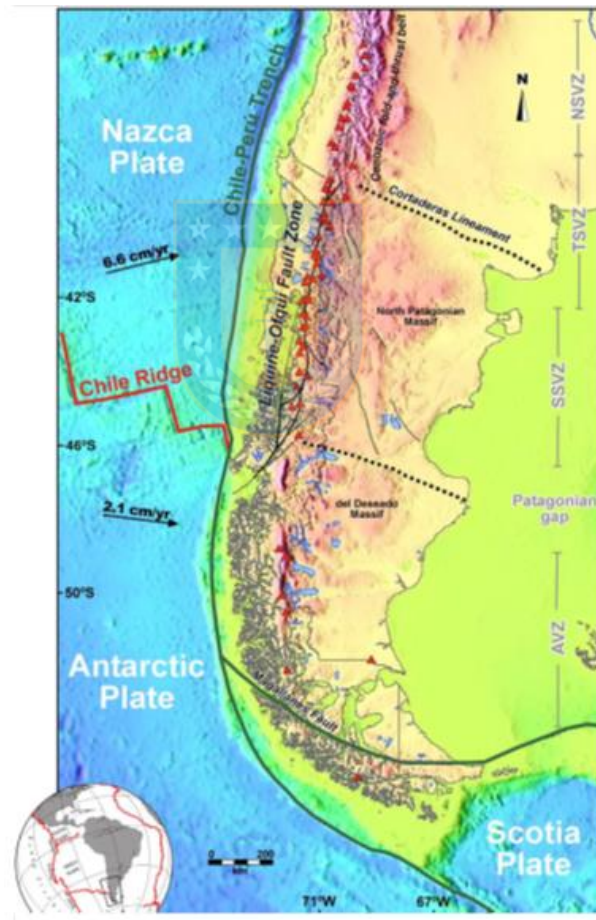


Figura 3.4. Mapa subdivisorio de la zona volcánica sur (ZVS). Cembrano *et al.*, 2009

Durante el Oligoceno-Mioceno la zona de estudio fue afectada por el desarrollo de la cuenca extensional de Cura-Mallín, sobreimpuesta a la porción occidental de la faja plegada neuquina, y

tectónicamente invertida hacia el Mioceno Superior (Jordan *et al.*, 2001; Folguera *et al.*, 2003, en Radic, 2010).

Radic (2010), indica que el estudio integrado de las cuencas cenozoicas en la zona de trabajo ha permitido caracterizar la estructura mayor del sistema de 'rift' de Cura-Mallín. Se han reconocido al menos tres subcuencas independientes separadas por dos zonas de acomodación estructural (Rosendhal, 1987; Morley *et al.*, 1990).

Las subcuencas se caracterizan por una asimetría de hemigraben, las cuales representan la unidad fundamental del sistema de cuencas de 'rift'. Según Radic (2010) ambos bordes se encuentran fallados, sin embargo, el mayor salto de falla y la mayor generación de espacio se encuentra localizada sobre el 'borde activo', dándole su característica asimétrica (Figura 3.5).

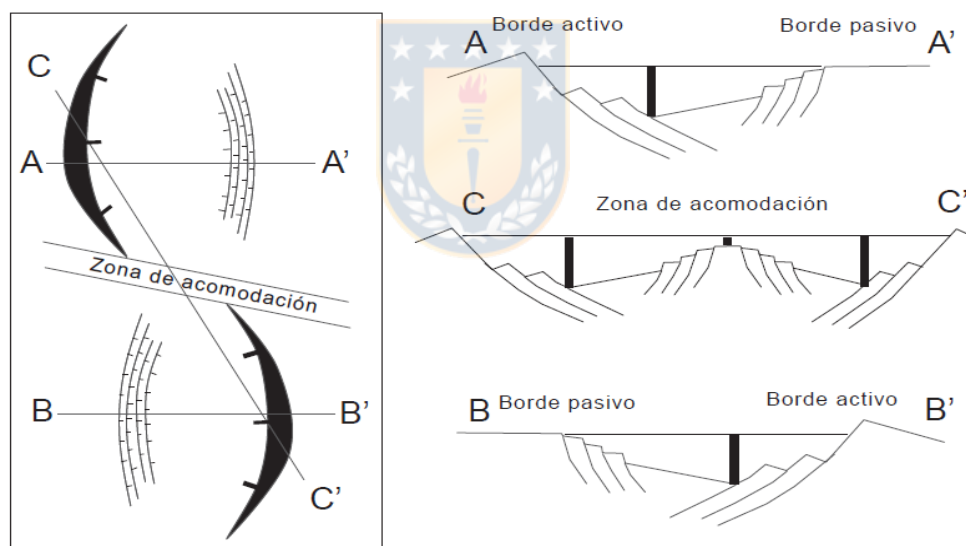


Figura 3.5. Vista en planta y sección hipotética de un par de hemigrabenes sucesivos con una zona de acomodamiento estructural desarrollada entre ambos. La línea vertical gris en las secciones muestra el espesor de relleno sedimentario. Rosendahl (1987).

El sistema de 'rift' de Cura-Mallín se caracteriza por al menos tres subcuencas diacrónicas e independientes (Radic, 2010), siendo la subcuenca Chillan donde se encuentra la área de este estudio.

La subcuenca Chillán se extiende entre el Nevado del Longaví por el norte y el Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVCh) por el sur. Se caracteriza por una orientación general norte-sur, un largo de 70 km y un ancho de 60 km aproximadamente (Radic, 2010). Su arquitectura extensional está caracterizada por un hemigraben de polaridad al oeste con el borde activo en territorio chileno y un borde pasivo que se encuentra en territorio argentino (Figura 3.6).

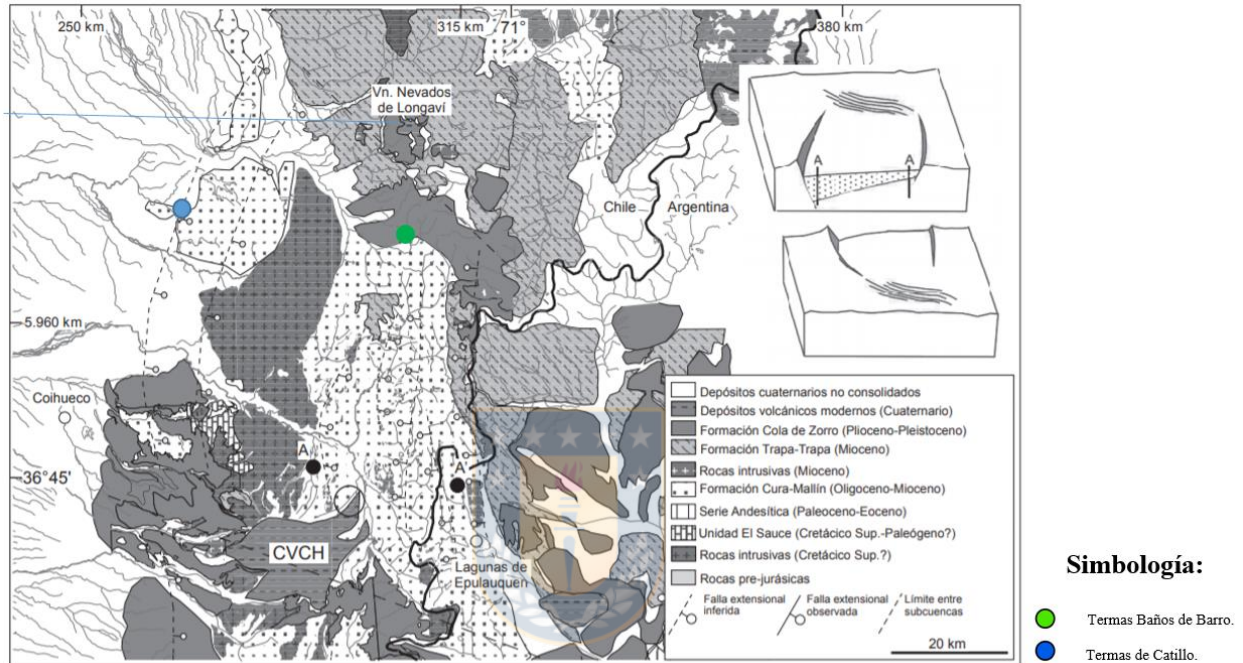


Figura 3.6. Mapa geológico de la subcuenca Chillán y bloque diagrama mostrando la arquitectura extensional Oligo-Miocena. Columna A y A' representan los bordes activos y pasivos respectivamente. Mapa modificado de Radic (2010).

La subcuenca Chillán está representada por una geometría doble vergente con dos familias de estructuras de escalas distintas. Estas corresponden a anticlinales por propagación de falla, con vergencia al oeste y que habrían sido generados como producto de la reutilización de las fallas originalmente extensionales que conformaban el borde activo inferido de la subcuenca de Chillán (Radic, 2010). La dimensión de dichas estructuras alcanza del orden de los 10 km de longitud de onda y de 60-70 km de largo. Por su parte, las estructuras de menor escala se localizan hacia la porción oriental de la subcuenca, coincidiendo con el antiguo borde pasivo inferido. Estas a su vez se caracterizan por anticlinales por propagación de falla, subparalelos, de vergencia al este y con dimensiones de 3-5 km de longitud de onda y de 40-50 km de largo (Figura 3.7).

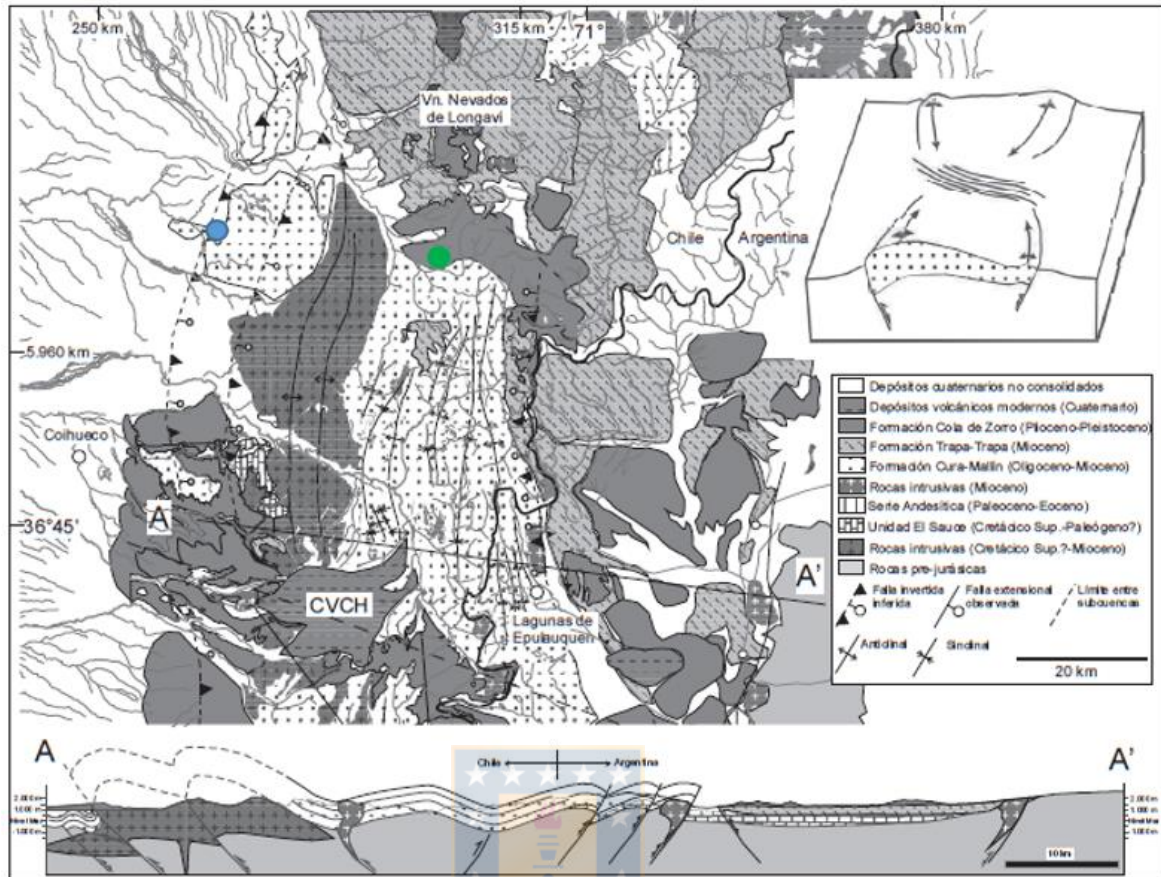


Figura 3.7. Mapa geológico de la subcuenca Chillán, bloque diagrama de la geometría de inversión y sección estructural a través de la subcuenca. Modificado de Radic (2010).

Las fallas extensionales que conformaban los bordes de la subcuenca Chillán y que posteriormente fueron invertidas no han sido reconocidas tampoco en superficie, sin embargo, los numerosos pliegues compresivos presentes permiten inferir dichas fallas (Radic, 2010).

Otro de los dominios estructurales importante en la región es la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (FPCM) se encuentra dentro de la Cordillera Principal entre los 34° y 36°S. Ha sido interpretada tradicionalmente como una faja de piel gruesa, cuyas fallas de basamento estarían relacionadas a la inversión tectónica de las fallas normales lístricas del rift Triásico-Jurásico (Kozłowski *et al.*, 1993; Manceda y Figueroa, 1995). El principal rasgo estructural del dominio FPCM es la presencia de numerosos bloques constituidos por el basamento que han sido alzados verticalmente por medio de grandes fallas normales invertidas de rumbo NNW.

Este dominio está compuesto por el Anticlinal Valle Grande, el Sistema de Falla Calabozos y el Anticlinal Debia (Tapia, 2010). Este dominio se caracteriza en que la deformación afecta exclusivamente a las rocas mesozoicas y las estructuras tienen rumbos NS y NNW-SSE (Tapia, 2010) (Figura 3.8).

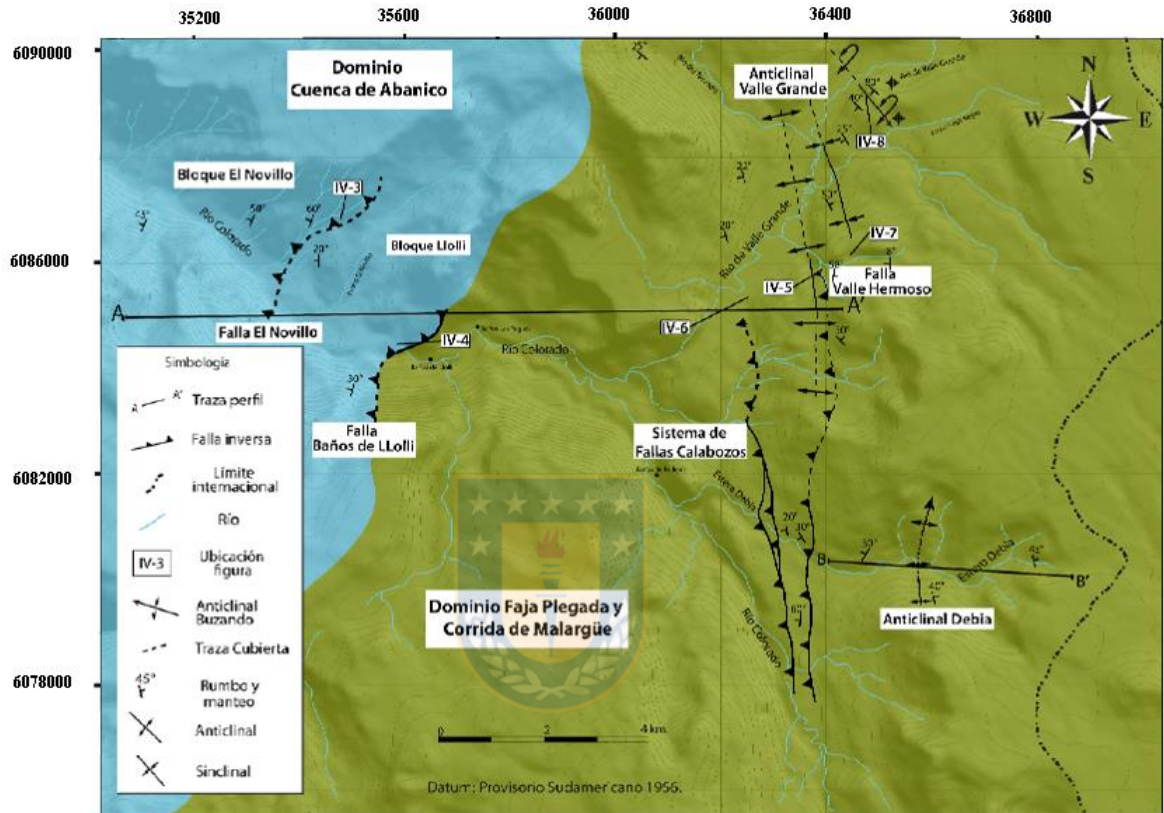


Figura 3.8 Mapa de dominios estructurales definidos al norte del área de estudio. Además se muestran los distintos bloques que conforman cada dominio. Extraído de Tapia (2010).

El Anticlinal Valle Grande se sitúa en el valle homónimo y corresponde a un anticlinal-sinclinal de ~7 km de longitud de onda, que se extiende a lo largo de su eje por lo menos 8 km, con un rumbo NNWSSE y vergencia este (Tapia, 2010) (Figura 3.9).

En el núcleo del anticlinal afloran la Falla Valle Hermoso, la cual corresponde a una falla inversa de rumbo NNW-SSE, vergencia este y alto ángulo (70°) (Tapia, 2010) (Figura 3.9).

Al contrario del Anticlinal Valle Grande, la Falla Valle Hermoso no desaparece sino que pareciera tener continuidad con el brazo más oriental del Sistema de Falla Calabozos, el cual presenta un rumbo N-S a NNW-SSE (Tapia, 2010) (Figura 3.9).

Según Tapia (2010), el Sistema de Falla Calabozos corresponde a una falla la que presenta una orientación aproximada N-S a NNW y afecta a todas las secuencias de la zona, incluyendo a los depósitos glaciales y posglaciales, lo cual indicaría que ha estado activo durante el Cuaternario (Figura 3.9).

En la parte más oriental se encuentra el Anticlinal Debia ubicado en el estero homónimo. La estructura tiene una amplitud de 3 km, vergencia este, rumbo N-S y no se han observado evidencias de fallamiento (Tapia, 2010).



Según DGA (2004), las rocas por donde circulan las aguas subterráneas en la alta cordillera, se caracterizan por formaciones volcánicas compuestas por coladas de lavas y depósitos piroclásticos, riolíticos, dacíticos, andesíticos y basálticos de muy baja a baja permeabilidad. El acuífero de esta zona se desarrolla a causa del derretimiento de la nieve, y circula posteriormente aguas abajo a través de la Precordillera, paralelo a los cursos de agua principales de la región, en un sentido preferencial de este-oeste, a través de rellenos no consolidados de origen aluvial y coluvial de alta permeabilidad.

En el sector costero, se encuentran rocas de nula permeabilidad, por lo anterior, el acuífero se presenta encajonado y sigue el río Maule por un depósito de material no consolidado de origen coluvial y aluvional de alta permeabilidad, desembocando al océano por la zona de Constitución (DGA, 2004).

4.2 HIDROGEOLOGÍA LOCAL

Los principales ríos que circulan en la comuna son el Longavi y Perquilauquén (figura 4.2). El primero tiene sus cabeceras en un cordón andino de orientación norte-sur, su principal afluente, el río Blanco, drena el faldeo suroriental del nevado Longaví o Lonquén, de 3.230 m de elevación (DGA, 2004). En el caso del Perquilauquén, cuyo cauce se extiende por 190 km y que drena una hoya de 5.023 km², presenta una trama de drenaje muy compleja, ya que desagua un sector de precordillera andina, parte de la depresión intermedia y una porción de la cordillera de la Costa.

Las termas de Baños de barro nacen en las laderas por donde circula el Río Los Baños en el sector cordillerano (figura 4.2). En la precordillera éste río confluye junto al Río Bullileo en el río Longaví (DGA, 2004). En el caso de las termas de Catillo estas emanaciones son extraídas de una napa subterráneas con profundidad cercana a los 80 metros, los principales ríos que fluyen por el sector son el Río Catillo, el río Cenicero (confluye en el anterior) y por último el río Perquilauquén (figura 4.2).

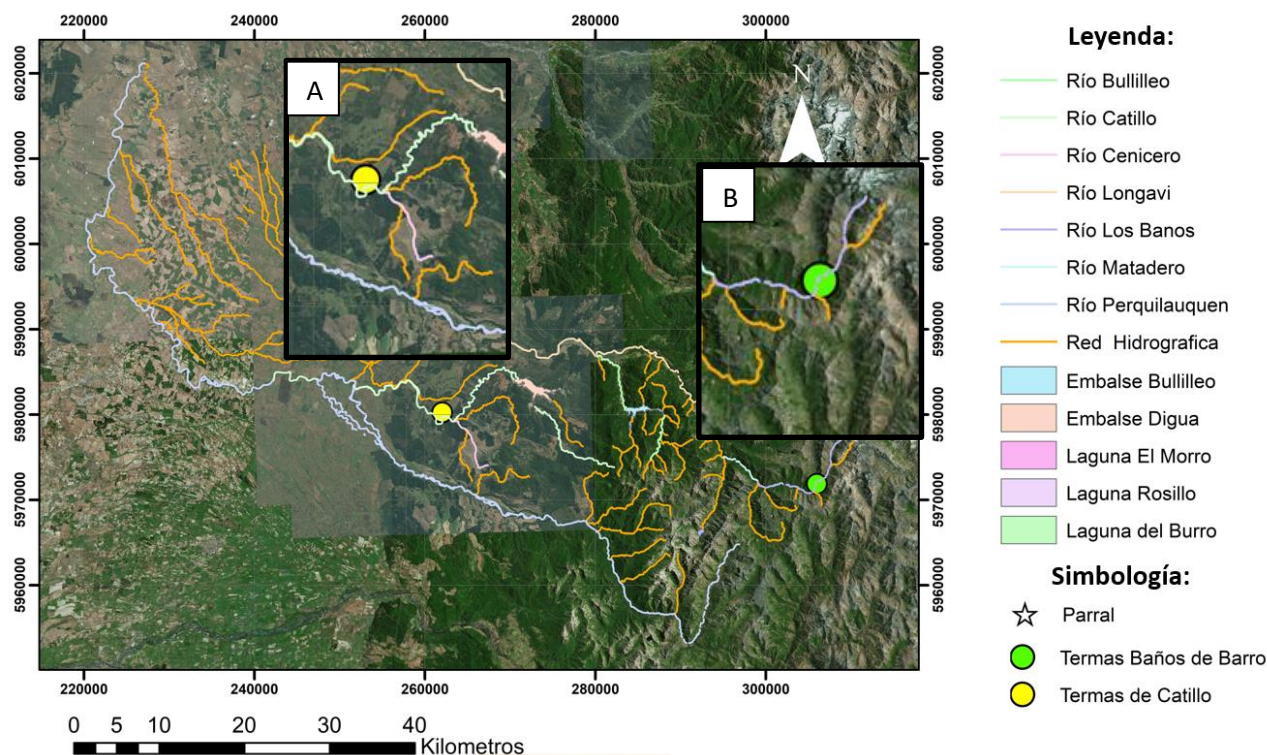


Figura 4.2. Mapa red hidrográfica de Parral. A) Zoom de las Termas de Catillo y en B) Zoom Termas de Barro.

4.3 Unidades hidrogeológicas de la ciudad de Parral

Las unidades hidrogeológicas presentes en el área de acuerdo con la Carta Hidrogeológica de Chile (Hauser, 1995), se describen a continuación según el tipo de permeabilidad, importancia geológica relativa y sus características generales.

Depósitos No Consolidados, Relleno

Corresponden a sedimentos fluviales, glaciales, aluviales, lacustres, aluvionales y eólicos, distribuidos principalmente en la Depresión Central. Corresponden a acuíferos de extensión variable, generalmente estratificados, napas libres o semiconfinadas, y son los acuíferos más conocidos y explotados del país. Tienen una permeabilidad principalmente primaria y calidad química variable. Respecto a la Importancia hidrogeología relativa, esta se establece de Alta a Media. Por otro lado, la productividad de los pozos desarrollados en esta unidad hidrogeológica se establece como Muy Elevada ($<10 \text{ m}^3/\text{h/m}$).

Rocas Sedimentarias y Mixtas Sedimentario-Volcánicas

Conformada por coladas, brechas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de lutitas, calizas, areniscas y conglomerados, en general impermeables, que se consideran basamento de los rellenos acuíferos. En el área de estudio corresponde a la formación Río Blanco compuesta principalmente por lavas andesíticas, brechas piroclásticas y epiclásticas.



5 SISTEMAS GEOTERMALES

Para definir un sistema geotermal se consideran los siguientes elementos principales: (1) la existencia de un reservorio poroso y permeable de rocas (la presencia de una roca sello permite el confinamiento de los fluidos al interior del reservorio) y/o estructura favorable, que restrinjan arealmente el recurso; (2) agua que circula en sentido lateral y verticalmente a diferentes temperaturas y presiones en la corteza superior de la Tierra (la recarga de agua proviene de precipitaciones o nieve, esta se infiltra, calienta y almacena en el reservorio); y (3) una fuente de calor generada por un cuerpo magmático o por la acción de estructuras (Goff y Janik, 2000).

Los sistemas geotérmicos se encuentran en una gran variedad de ambientes geológicos. Cada sistema geotermal tiene características distintivas (Figura 5.1), que se reflejan en la química de los fluidos geotermales.

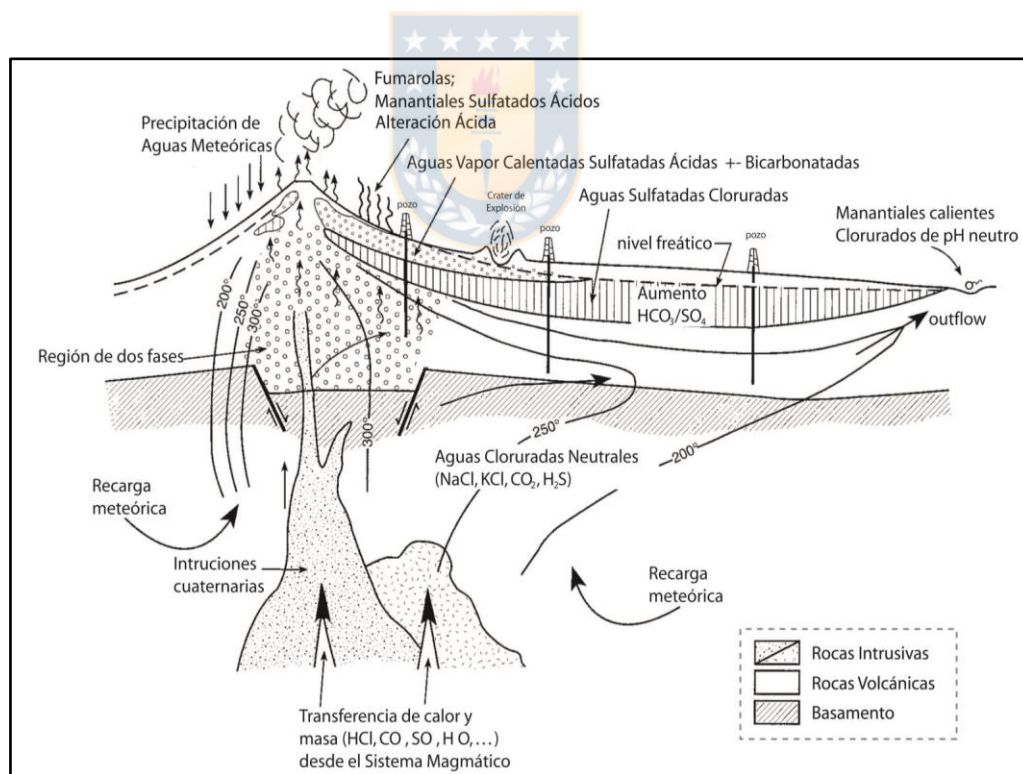


Figura 5.1. Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico (Goff y Janik, 2000). Sistema geotérmico típico en Chile.

5.1 SISTEMAS DINÁMICOS Y ESTÁTICOS

La diferencia entre sistema dinámicos (convectivos) y estáticos (o confinados), se basa en el estado de equilibrio termodinámico del reservorio.

5.1.1 LOS SISTEMA GEOTÉRMICOS DINÁMICOS

Actualmente son los más comunes en explotación en el mundo, por tener una recarga continua de agua es posible considerarlos como recursos renovables. El agua es calentada y descargada fuera del reservorio hacia la superficie o hacia horizontes permeables. El calor se transfiere a través del sistema por convección y circulación de fluidos. Intrusiones magmáticas facilitan la transferencia de calor por circulación profunda del agua subterránea a través de convección. Estas intrusiones magmáticas son la fuente de calor de la mayoría de los sistemas geotermales de la alta temperatura ($> 150^{\circ}\text{C}$). Es posible que la fuente de calor magmático añada un poco de agua y se disuelven los componentes como HCl, CO_2 , SO_2 , y HF. Se clasifican en:

Sistemas de Baja Temperatura: Reservorios contienen agua a temperaturas entre 20° y 100°C .

Sistemas de Agua Dominante (o Vapor Húmedo): En estos sistemas como muestra la figura 5.2, el agua líquida es la fase de los fluidos y está controlada por la presión, puede contener algo de vapor en forma de burbujas. Estos sistemas geotérmicos son los más comunes en el mundo, su temperatura puede variar desde 100°C a 300°C (Nicholson et al, 1996).

Dependiendo de la presión y la temperatura estos sistemas pueden contener agua caliente, mezclas de agua y vapor, vapor húmedo y excepcionalmente llegar a producir vapor seco.

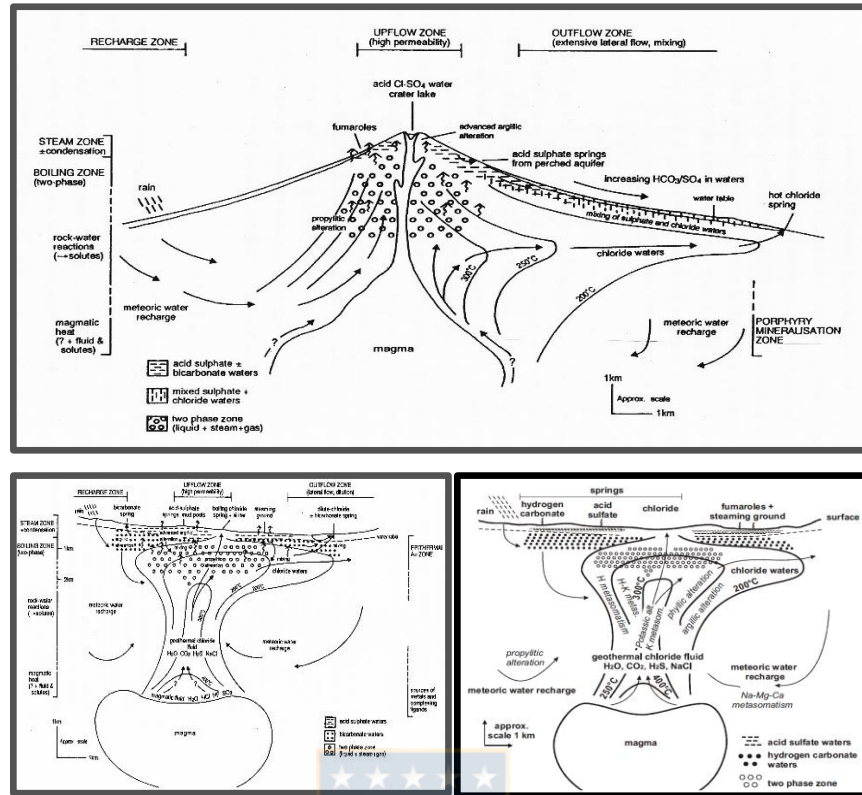


Figura 5.2. Esquema conceptual de sistema de agua dominante (o vapor húmedo), Nicholson et al. (1996).

Sistemas de Vapor Dominante (o Vapor Seco): Pertenece aun sistemas de alta entalpía donde coexiste el agua líquida y el vapor en el reservorio (Figura 5.3), la proporción de la fase vapor en estos sistemas está controlada por la presión y pueden producir generalmente vapor seco, como también vapor húmedo o vapor sobrecalentado (e.g., Larderello, The Geissers, Kamojang y Matsukawa).

Sistemas de Rocas Secas Calientes: Son sistemas rocosos impermeables con altas temperaturas en profundidad, pueden contener poca o no contener agua que transmitan el calor, conocidos como Hot Dry Rock (Goff y Janik, 2000).

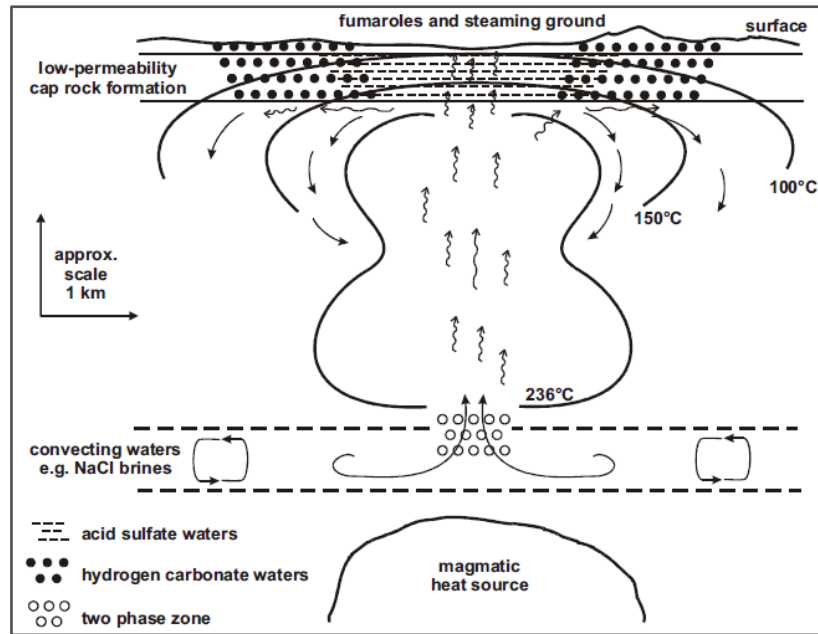


Figura 5.3. Esquema conceptual del Sistema Vapor Dominante, Nicholson et al., 1996.

5.1.2 LOS SISTEMA GEOTÉRMICOS ESTÁTICOS

Los sistema estáticos incluyen los llamados sistema geopresurizados que se ubican en grandes cuencas donde rocas sedimentarias permeables se intercalan con niveles impermeables. El agua en estos casos es generalmente connata. La presión de los fluidos en los sistemas geopresurizados es cercana a la presión litostática, muy por encima de la presión hidrostática. En este caso es posible obtener fluidos a más de 300 °C en forma de agua dominante. Los sistemas estáticos son recursos geotermales finitos por la escasa o nula recarga del sistema (Goff y Janik, 2000).

5.2 AMBIENTE EXTENSIONAL CONTROLADO POR FALLAS

Recursos geotermales que pueden ser hospedados tanto en rocas sedimentarias y/o volcánicas. Estos recursos son representativos en climas áridos que presentan bajas precipitaciones, acá las manifestaciones superficiales están controladas por el fallamiento al igual que la permeabilidad (figura 5.4).

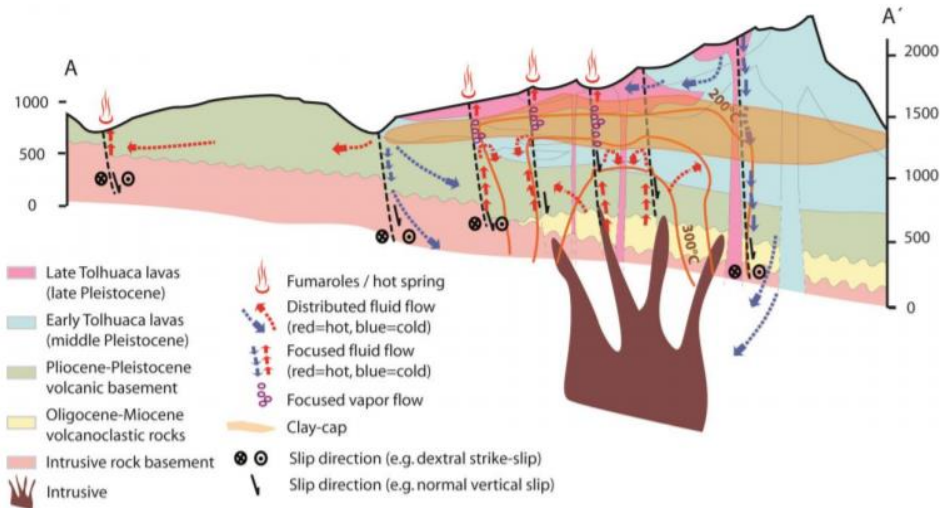


Figura 5.4. Modelo conceptual de un sistema geotermal en ambiente controlado por fallas (Sánchez, 2015)

5.3 MANANTIALES TERMALES

Los manantiales calientes (*hot springs*) consisten en descargas de fluidos termales hacia la superficie a través de suelos permeables y/o rocas fracturadas. Existen distintos criterios para definir un agua como termal, dentro de los cuales algunos autores consideran como referencia el clima y otros la temperatura absoluta del agua. Según Llamas et al., (1992), se consideran aguas termales aquellas que presentan una temperatura 4°C sobre la temperatura media del aire del lugar. Los manantiales termales pueden ser de tres tipos:

5.3.1 Manantiales templados

Son aquellos cuya temperatura no excede los 45°C . Estos manantiales, por lo general, están asociados a sistemas geotérmicos de temperaturas bajas o moderadas, donde la concentración de sales es baja y el agua es de tipo bicarbonatada.

5.3.2 Manantiales calientes

Son aquellos manantiales cuya temperatura es superior a 45°C , pero que no alcanzan el punto de ebullición.

La salinidad puede ser variable, así como el tipo de agua. Si están asociados a sistemas geotérmicos magmáticos, la composición será de tipo clorurado-sódico.

5.3.3 Manantiales hirvientes

Los manantiales hirvientes son de tipo clorurado-sódico con descargas características de sistemas geotérmicos magmáticos. Estos manantiales se localizan en las tierras bajas de los campos geotérmicos, cuando el nivel piezométrico es equivalente al del terreno (no debe ignorarse que la menor densidad del agua caliente tiene un efecto significativo en el nivel piezométrico). Su temperatura corresponde a la temperatura de ebullición propia de dicho manantial.

5.4 MANANTIALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las fuentes termales descritas en este trabajo corresponden a las Termas de Catillo y las Termas de Barro (Cajón de Ibáñez). La primera emanación como se mencionó en los capítulos anteriores se encuentra en la localidad homóloga a unos 25,5 km al sureste de Parral. Este cuerpo de agua se extrae de napas subterráneas a una profundidad cercana de 80 metros. Esta emanación presenta una temperatura de 35 °C y sus características organolépticas son incolora, insípida y olor a “huevo podrido”.



Figura 5.5: Instalación pozo Termas de Catillo

En el caso de la fuente termal Baños de Barro se encuentran a unos 64.5 km al este de Parral, estas aguas afloran en superficie por un costado del río Los Baños en rocas pertenecientes a la formación Cola de Zorro. Estas aguas se encuentran a una temperatura de 60 °C y con características organolépticas insípida, incolora e inodora. Presenta alteración argílica (Figura 5.6).



Figura 5.6: Emanación temas baños de barro

5.5 CONSTITUYENTES DE LOS FLUIDOS TERMALES

Los constituyentes químicos de los fluidos geotermales se pueden dividir en dos grupos principales, de acuerdo con la información que pueden aportar:

Los constituyentes inertes o no reactivos (trazadores/incompatible), son químicamente inertes, o sea, componentes conservadores que una vez incorporados al fluido no cambian sus concentraciones; pueden revelar características de la fuente en su origen. Corresponden a He, Ar, Cl, Li, B, Rb, Cs y N.

Los constituyentes reactivos (geoindicadores/compatibles), responden a los cambios en el ambiente, interactuando con los Al-silicatos de los minerales petrográficos dependiendo de la temperatura. Corresponden a Na, K, Mg, Ca, SiO₂. Además de los gases H₂, H₂S, CH₄, y CO₂, que participan en reacciones redox dependientes de la P y T.

Los límites entre estos dos grupos no son rígidos; por ejemplo, el Cs a temperaturas de más de 250°C es un constituyente inerte, a temperaturas menores el Cs se incorpora en las zeolitas secundarias, siendo así un elemento reactivo.

5.6 TIPOS DE AGUAS (Ellis y Mahon, 1977)

5.6.1 CLORURADAS (ÁLCALI-CLORURO O NEUTRA DE CLORURO).

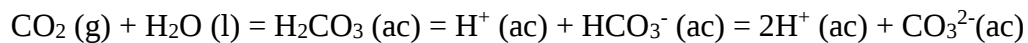
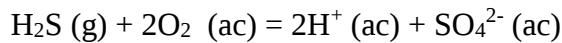
Este tipo de aguas es el más común en los fluidos geotermales. Corresponden a áreas con manantiales calientes de gran flujo y con altas concentraciones de Cl, están alimentadas directamente del reservorio profundo. Se descargan en las fuentes termales con buen flujo y en la mayoría de los géiseres. La hidrología se encuentra controlada por topografía local y presentan como característica que en piscinas profundas tienen una coloración verde-azulado. Agua clorurada de buen flujo indica una zona de alimentación de alta permeabilidad.

El anión cloruro se encuentra en concentraciones del orden de 1.000 – 10.000 mg/l. Además, se encuentran relacionados a los cationes Na y K (concentraciones 10:1). Su pH es ligeramente ácido o alcalino, casi neutro. Se asocian a una Alteración argílica-propilítica. Las aguas cloruradas pueden contener altos niveles de bicarbonato, si esta concentración es significativa puede depositar mezcla de sinter y travertinos. Los depósitos de sinter silíceo se encuentran en la zona de descarga. Indican T° sobre los 200°C en profundidad y sirve como una guía para las fuentes termales extintas.

5.6.2 SULFATADAS (TAMBIÉN AGUA ACIDA SULFATADA)

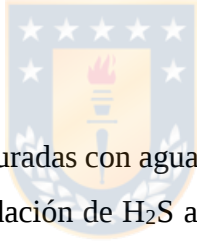
Los gases originalmente disueltos en el fluido geotermal se separan en la ebullición profunda, Aunque por lo general éstos se encuentran cerca de la superficie (<100 m), pero puede penetrar a la profundidad a través de fallas en el sistema geotermal, se calientan, alteran la roca y se mezclan con los fluidos clorurados ascendentes. Se encuentran en piscinas turbias, piscinas de barros y menos frecuente en fuentes termales.

Sulfato es el anión principal, y está formado por la oxidación de sulfuro de hidrógeno condensada (H_2S). Además, con la condensación del dióxido de carbono se producen aguas ácidas (pH mínimo de 2,8), si las aguas son mucho más ácidas que esto ($\text{pH} < 2,0$) hay una probable contribución de gases magmáticos. El bicarbonato está ausente o en bajas concentraciones, ya que, en agua muy ácida, el carbonato disuelto generalmente se pierde de la solución como el gas de dióxido de carbono (la reacción reversa del equilibrio).



Otros componentes volátiles que se separan del líquido en la ebullición profunda también pueden condensarse en estas aguas (por ejemplo, NH_3 , As, B) y alcanzar concentraciones importantes. Por último, presenta una alteración argílica-avanzada con caolinita, alunita. Jarosita, pirita, entre otros.

5.6.3 SULFATO-CLORURADAS



Son producto de mezcla de aguas cloruradas con aguas sulfatadas la descarga se realiza cerca de la superficie. Esta mezcla genera la oxidación de H_2S a bisulfito (HS^-) en aguas cloruradas, al estar con las altas temperaturas, el cloruro del agua en contacto con la roca que contiene azufre provoca la hidrólisis de éste y forma una solución ácida (pH entre 2 y 5). Se presentan en forma de manantiales tibios a calientes.

Otro rasgo presente es la mezcla de alteración propilítica a argílica avanzada, con escaso sinter y presencia de minerales del grupo sulfatos.

5.6.4 BICARBONATADAS

Son producto de la condensación del gas y vapor en aguas subterráneas pobremente oxigenadas. Comúnmente están en los márgenes del campo y se presentan como manantiales calientes a tibios. Su pH es cercano a neutro. El HCO_3^- y Na son sus principales constituyentes. Sulfato en cantidades variables. Cloruro bajo o ausente.

Se relaciona a alteración argílica. Con presencia de calcita (depósitos de travertino, indican temperatura $< 150\text{ }^{\circ}\text{C}$) y silicificación.

5.6.5 CLORURADAS-(BICARBONATADAS) DILUIDAS

Se forman por dilución de aguas cloruradas con aguas subterráneas o aguas bicarbonatadas durante flujo lateral. Surgen en superficie en manantiales tibios a calientes. Presentan un pH casi neutro (6-8). El Cl^- es principal anión, y el bicarbonato en concentraciones variables.

La alteración característica es argílica-propilítica pobremente desarrollada. Con un escaso desarrollo de sinter o sílice amorfa y/o travertino. Como cemento en litologías locales. Se pueden utilizar en geotermometría sólo si han sido diluidas con agua subterránea. Se debe tener cuidado porque la dilución afecta al geotermómetro de sílice.



6 TERMALISMO

La historia del agua como agente terapéutico nos hace remontar al origen del hombre que sin ningún tipo de conocimiento, tan solo por la capacidad de observación consiguieron iniciar una técnica terapéutica que se mantiene vigente hasta hoy en día.

La medicina termal es “un sistema organizado que proporciona beneficios para la salud mediante el uso de recursos terapéuticos principalmente naturales, las propiedades climáticas, la educación y el tratamiento de los pacientes, promoviendo la vida sana, prevención y rehabilitación.”(Armijo F., 2012)

6.1 AGUAS MINERO-MEDICINALES

Según Maraver F, (2003) corresponden a aquellas soluciones difícilmente reproducibles artificialmente, dotadas de peculiaridades propias sobre el organismo humano sano o enfermo. Agua que por su composición y características propias puede ser utilizadas con fines terapéuticos, desde el área de emergencia hasta el lugar de utilización, dada sus propiedades curativas demostradas por analogías de similares tipos de aguas existentes, por experiencia local, por estudios correspondientes o mediante ensayos clínicos y evolución de procesos específicos o de experiencia medica comprobada (Armijo F., 2012). Esto ocurre por la posterior absorción de los depósitos que se han almacenado en la piel y que dura las siguientes 100 horas después del baño. Este fenómeno se explica por la notable capacidad para el almacenamiento acuoso de la capa cornea (San José Arango, 1996) y cuanto más concentrada estén estas sustancias en el agua del baño, mayor cantidad de éstas se depositaran en la capa córnea (San José Arango, 2001). Este fenómeno fue evidenciado mediante marcadores radiactivos, más concretamente, con aguas marcadas con Tritio. A los 10-15 minutos del comienzo del baño, ya se detectaba en la sangre y orina (Amelung y Hildebrandt, 1985).

Pero para los iones disueltos en el agua, la piel tiene una permeabilidad muy pequeña. Así pues, para que las aguas utilizadas en balneación determinen efectos terapéuticos por sus componentes químicos, son necesarias condiciones determinadas de temperatura y pH. Según Pratzel (1982), si

dichas circunstancias no se cumplen, la penetración de las sustancias minerales disueltas en el agua no se produce y por tanto sus efectos son nulos, por lo que estas aguas mineromedicinales no se podrían considerar como tales cuando se utilicen en balneación, aunque puedan serlo en ingestión, inhalación o por otras vías de administración.

6.2 AGUAS TERMALES

Se denomina agua termal a aquella que emana a la superficie con una temperatura de 5°C más alta que la temperatura media anual de lugar. El pasó del agua entre distintas capas subterráneas, en las cuales las rocas están a altas temperaturas, producen el calentamiento del agua. Los beneficios de las aguas termales son debido a la existencia de minerales en su composición obtenidos de su disolución.

6.3 CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS TERMALES

Dependiendo de la temperatura a la que se encuentre el agua subterránea, se disolverán distintos tipos de minerales, por lo que debemos hacer una clasificación de los distintos tipos de aguas termales en función de su origen geológico, temperatura, proveniencia, composición química y composición mineral.

6.3.1 Origen geológico:

- Aguas magmáticas: aguas cuyo origen es de carácter eruptivo y el caudal constante en composición y temperatura.
- Aguas telúricas: su caudal varía dependiendo de la época del año ya que proviene de infiltración de las lluvias.

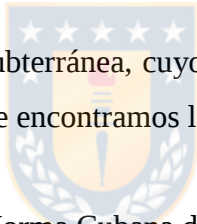
6.3.2 Temperatura

Según el punto de vista hidroterapéutico y en relación con la llamada “Temperatura Indiferente del Organismo. Armijo-Valenzuela y san Martín (1994) otorgan una clasificación a las aguas según las siguientes temperaturas:

- Frías: menos de 20°C
- Hipotermales: entre 20 y 35°C
- Mesotermales; entre 35 y 45°C
- Hipertermas: demás de 45 y hasta 50°C

6.3.3 Proveniencia (Armijo-Valenzuela y san Martín, 1994)

- Superficiales: mares y lagos
- Infiltración: red hidrológica subterránea, cuyo origen es el ciclo hidrológico. En este tipo de aguas subterráneas es donde encontramos las aguas termales.



6.3.4 Composición química, según Norma Cubana de Agua mineral (N.C 93-01-218-1995)

- Manantiales de agua ácidas: pH <6.8
- Manantiales de agua neutras: pH= 6.8 -7.2
- Manantiales de agua alcalinas: pH >7.2

Atendiendo a la composición química, basada en el contenido aniónico y catiónico predominante y especial:

- Aguas con más de 1 g/l de sustancia mineralizante (Cloruradas, Sulfatadas y Bicarbonatadas).
- Con factores mineralizantes especiales (Sulfuradas, Ferruginosas, Radiactivas y Carbogaseosas).
- Con mineralización inferior a 1g/l.

6.3.5 Dureza, utilizaremos la clasificación de Girard 1973 que considera:

- **Aguas muy Blandas:** aquellas que tienen entre 0 y 100 mg/L de CaCO_3 .
- **Aguas Blandas:** aquellas que tienen entre 100 y 200 mg/L de CaCO_3 .
- **Aguas Duras:** aquellas que tienen entre 200 y 300 mg/L de CaCO_3 .
- **Aguas muy Duras:** aquellas que tienen entre 300 y 400 mg/L de CaCO_3 .
- **Aguas extremadamente Duras:** aquellas que tienen más 400 mg/L de CaCO_3 .

6.3.6 Mineralización global, las aguas mineromedicinales se clasifican utilizando el **Residuo seco (RS) a 110 °C** (Armijo-Valenzuela y San Martín, 1994).

- _ Oligometálicas: Cuando el residuo seco es inferior a 100 mg/L.
- _ De Mineralización muy débil: con residuo seco comprendido entre 100 y 250 mg/L.
- _ De Mineralización débil: con residuo seco comprendido entre 250 y 500 mg/L.
- _ De Mineralización media: con residuo seco comprendido entre 500 y 1000 mg/L.
- _ De Mineralización fuerte: con residuo seco superior a 1000 mg/L.

Si el RS es igual o superior a 1000 mg/L, la clasificación de las aguas se hará según el contenido aniónico y catiónico predominante. Se considerarán como bicarbonatadas, cloruradas, sulfatadas, sódicas, cálcicas o magnésicas cuando el ion correspondiente sea igual o superior al 20% del contenido aniónico o catiónico expresado en miliequivalentes.

Si el RS es inferior a 1000 mg/L se denominan Oligominerales, Oligometálicas o Indeterminadas, indicándose como iones predominantes los aniones o cationes iguales o superiores al 20% de miliequivalentes (Armijo-Valenzuela y San Martín, 1994).

Además, existen otros elementos especiales con efectos beneficiosos para el organismo, que, sin ser predominantes, permiten clasificar las aguas en función de su presencia en determinada concentración (Armijo-Valenzuela y San Martín, 1994).

6.4 CARACTERÍSTICAS FÍSICOQUÍMICAS DE LAS AGUAS MINEROMEDICINALES:

6.4.1 AGUAS CLORURADAS

Constituyen un grupo importante de las aguas mineromedicinales y se consideran como tales, las que poseen un RS o TSS superior a 1 g/l y el anión predominante, el Cl⁻, es el único que posee una concentración superior al 20% meq/l.

Es el anión extracelular más importante. Junto al bicarbonato interviene de manera destacada en el balance de los líquidos intersticial y plasmático, las de alta mineralización no favorecen la secreción biliar. Su aplicación puede ser vía oral, provocando estimulación gástrica y del peristaltismo intestinal, o por vía externa, disminución de la hipertonia muscular, aumento del flujo sanguíneo y como efecto analgésico y antiinflamatorio si en su composición se encuentra sodio. También están indicadas para afecciones del aparato locomotor, como las contracturas musculares y por último, se aplican en afecciones dermatológicas (eccemas, psoriasis, dermatitis), aumentando las defensas de la piel son antisoborreicas y estimulan la cicatrización (Maraver F, 2008; Monasterio AM, 2010; Monasterio AM, 2012).

6.4.2 AGUAS QUE CONTIENEN AZUFRE COMO COMPONENTE PRINCIPAL

El azufre es uno de los elementos fundamentales para la vida. Una carencia extrema de este elemento puede producir la muerte en plantas, animales e incluso en el hombre, pero el extremo contrario, es decir, demasiado azufre, puede resultar venenoso.

Las formas de azufre que aparecen en el agua, dependiendo del pH y la temperatura, son las de hidrógeno sulfurado (SH₂), es decir, como molécula no disociada en forma reducida (valencia -2) y que confiere a estas aguas un característico olor a huevos podridos, como ion SH⁻ de igual grado de oxidación que el anterior, como sulfatos (SO₄²⁻) con valencia +6 y como sulfitos (SO₃²⁻), con valencia +4 (Armijo, 1990). También se puede encontrar el azufre en las aguas mineromedicinales en forma de tiosulfatos (S₂O₃²⁻), con un estado de oxidación de +2, e incluso en su forma elemental

(S₈) con un grado de oxidación nulo, en menor proporción, dependiendo así mismo del pH y la temperatura.

Aguas sulfuradas

Las aguas sulfuradas o sulfhídricas, también denominadas incorrectamente como sulfurosas, son aquellas que poseen más de 1 mg/L de azufre bivalente. A pH <7 la especie predominante es H₂S (más común en las aguas minerales), entre 7 y 11 el HS⁻ y a pH >11 el S²⁻.

El hidrógeno sulfurado penetra por las paredes celulares cien veces más rápidamente que el oxígeno (Pratzel, 1995).

Se utiliza en las siguientes afecciones: reumatológicas, de la piel, de las vías respiratorias y otorrinolaringológicas, odonto-estomatológicas, procesos ginecológicos y otros. (San Martín y Armijo, 1994). Así, en los pacientes con eczema crónico, reumatismo articular crónico y enfermedades circulatorias crónicas diversas se puede observar la normalización de la función capilar tras la balneoterapia sulfurada. La mejora de la circulación cutánea y sobre todo de la circulación de las extremidades se aprecia en los trastornos vasculares y heridas, así como después de amputaciones (Schnizer, 1989).

Por otra parte, la acción antiflogística de los baños con aguas sulfuradas en concentraciones de 1 a 100 mg/l provoca una reacción inhibitoria de las células de Langerhans, que son células inmunocompetentes cutáneas de primer orden (Pratzel y Artmann, 1990).

Las aguas sulfatas son aquellas que poseen una concentración mayor de 1 g/L de minerales totales disueltos, siendo el SO₄²⁻ el ion predominante. Si otros iones tales como el Cl⁻ o HCO₃⁻ están presentes en concentraciones superiores a 20 % meq/L, se denominan sulfatadas mixtas. Según los cationes más abundantes, pueden ser sulfatadas sódicas, magnésica, cálcica o mixtas.

Activa los procesos óxido-reductores, estimulan el metabolismo, tienen efectos antitóxicos y anti-alérgicos. Sobre la piel tienen un efecto queratolítico y queratoplástico además del efecto antiseborreico e inmunológico sobre las células de Langerhans que desencadena la liberación de citoquinas, responsables de su acción antiálgica y antiinflamatoria y en menor medida poseen acción hidroclorética (San Martín y Armijo, 1994). Mejoran la permeabilidad vascular y poseen acción trófica sobre los tejidos. Se comportan como aguas purgantes incrementando la presión intraluminal. (Armijo F et al., 2011; Maraver F, 2008; Monasterio AM et al., 2016).

Por vía tópica se emplean en dermatosis (eczemas crónicos, psoriasis, seborreas, tiña versicolor, acné y procesos pruriginosos (Armijo F et al., 2011; Monasterio AM y Grenovero S, 2008; Monasterio AM et al., 2016; Moreira A y Monasterio AM, 2011). En la artrosis, en cualquier localización (raquis, cadera o rodilla o manos). Las tendinopatías crónicas: hombros, codos, caderas, talones, las secuelas de traumatismos, fibromialgia y otras patologías dolorosas crónicas.

Las aguas sulfatadas mixtas (cloruradas o bicarbonatadas y/o ferruginosas), Acciones sobre la Piel: tiene una acción antiseborreica, antiparasitaria, queratoplásticas y queratolítica dependiendo del tiempo de exposición. Acción sobre el metabolismo y sobre las glándulas endocrinas, estimulante. Acción antialérgica, antitóxica. Las aguas sulfatadas cálcicas por el calcio equilibran el sistema neurovegetativo. Estas aguas ejercen los efectos debidos a la presencia del catión calcio, que son de tipo sedante, atenuador de la excitabilidad neuromuscular y antiflogístico, además de los propios de las acciones térmicas cuando se aplican por vía tópica (Armijo F et al., 2011; Baschini MT et al., 2010. Baschini MT et al., 2011; Monasterio AM, 2010; Monasterio AM et al., 2016; Schell CM et al., 2010).

6.4.3 AGUAS BICARBONATADAS

Se consideran aguas bicarbonatadas, las que con un residuo seco superior a 1 g/L tiene como anión predominante el HCO_3^- , donde el ion bicarbonato es acompañado de calcio, sodio, cloruro y otros. Los carbonatos, bicarbonatos y el dióxido de carbono están presentes en todas las aguas naturales. Sus propiedades relativas dependen del pH y la temperatura. Si además del HCO_3^- están presente Cl^- o SO_4^{2-} con concentraciones de 20 meq/L se consideran bicarbonatadas mixtas.

Por lo general estas aguas poseen pH neutro ligeramente ácido, cuando contienen prelativamente altas cantidades de CO_2 , abundante en muchas de estas aguas. Cuando este contenido gaseoso es elevado se denominan entonces carbonogaseosas.

Su uso es por ingesta, actuando en el organismo, principalmente sobre el aparato digestivo, son esencialmente de tipo antiácido o alcalinizante. También poseen propiedades beneficiosas aumentando la actividad pancreática; favorecen el poder saponificador de las grasas por la bilis; hepatoprotectoras; favorecen la glucogenosis y la movilización y eliminación de ácido úrico en la orina.

Aguas bicarbonatadas sódicas

La acción principal de estas aguas es de tipo digestiva. Se utilizan fundamentalmente en bebidas, entomas de 100 a 200 ml antes del desayuno, almuerzo y comida, hasta alcanzar una dosis total de 1000 a 1500 ml por día.

En general, estas aguas se comportan como antiácidas, actuando como neutralizante de la acidez gástrica y por su poder buffer también favorece la acción de los fermentos pancreáticos y el poder saponificante de la bilis. Poseen además acción colecistocinética. Son favorables para el tratamiento de los trastornos hepático-pancreáticos.

Su acción alcalinizante de la orina puede favorecer la eliminación de sedimentos y pequeños cálculos uréticos, también poseen acción beneficiosa en las alteraciones intestinales, tales como procesos dispépticos, alteraciones del tono y motilidad (Armijo, 1994d).

Aguas bicarbonatadas cálcicas

En estas aguas el contenido de HCO_3^- suele ser bajo debido a la escasa solubilidad del CaCO_3 y en general, suelen ser baja mineralización, mediana alcalinidad y escaso poder tapón.

Administradas por vía oral se comportan como antiácidas en el estómago, aunque con un menor poder neutralizante de la acción gástrica. En el intestino los iones calcio y magnesio son adsorbidos y localmente ejercen efectos sedantes y antiseoretos: en el hígado pueden facilitar la salida de la bilis al intestino; sobre la sangre son alcalinizante; sobre el sistema neurovegetativo se comportan como ligeramente depresoras.

Estas aguas se utilizan fundamentalmente como aguas de mesa por ser agradable ingestión y facilitar las funciones digestivas. Procesos gastroentéricos, colitis, afecciones dispépticas y como cura de diuresis en inflamación de las vías urinarias, calculosis, etc. (Armijo, 1994).

Aguas bicarbonatadas mixtas

Se trata de aguas bicarbonatadas que contienen más de un cation con concentraciones superiores a 20% meq/L.

Las aguas frías de este tipo, con un contenido relativamente alto de CO₂, se utilizan preferentemente en las afecciones digestivas, hepáticas y renales, empleándose las hipertermales en procesos osteoarticulares, reumatismos crónicos, etc. Estas aguas se comportan como antiflogísticas y anticatarras, pudiéndose utilizar por vía oral o tópica (Armijo, 1994).

Aguas bicarbonatadas sulfatadas

Al ser el bicarbonato y el sulfato los aniones más abundantes en estas aguas (más de 20 % meq/L), su acción está determinada por las características terapéuticas de ambos aniones. Da ahí que estas aguas, administradas por vía oral, producen en el estómago una acción semejante a la ejercida por las aguas alcalinas (menos intensas debido a su menor alcalinidad) y poseen acción neutralizante frente a la acidez gástrica y actividad pepsica (Armijo, 1994). Debido a esas acciones, son utilizadas como aguas de bebida para procesos dispépticos, colecistitis crónicas, discinesias, biliares, indicadas en intoxicaciones hepáticas, estreñimiento, etc.

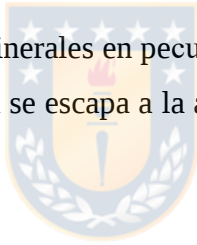
Aguas bicarbonatadas cloruradas

Debido al carácter contrario de las acciones del bicarbonato y el cloruro, estas aguas poseerán acciones terapéuticas propias en dependencia del contenido relativo de cambios iones. Administradas por vía oral producen efectos colagogos y facilitan la excreción del colesterol y ácidos biliares. Las que poseen altas temperaturas pueden utilizarse por vía tópica y son favorables en afecciones reumáticas, postraumáticas, etc.

6.4.4 AGUAS CARBÓNICAS

Estas aguas se denominan también carbonogaseosas o aciduladas. Se caracterizan por poseer elevados contenidos de CO_2 , el cual debe sobre pasar cierto límite. De acuerdo con algunos especialistas esa concentración debe ser mayor de 1 g/L (Salzuflen, 1958; en Armijo, 1994).

El CO_2 libre le confiere a las aguas minerales un peculiar sabor “ácido” y su temperatura es por lo general baja, ya que si esta es elevada se escapa a la atmósfera con facilidad y el agua no alcanza tan alta concentración.



Los efectos locales del CO_2 absorbido sobre la piel se hacen visibles a los pocos minutos de la inmersión, tomando la superficie cutánea un color rojo claro, que se mantiene localizado en las partes sumergidas y que es debido a un aumento local de la irrigación sanguínea.

A nivel microscópico tiene lugar una ampliación en el número de capilares sanguíneos y un aumento importante de la velocidad del flujo sanguíneo capilar. También existen indicios de una dilatación en la resistencia de los vasos arteriolas, así como de los plexos venosos cutáneos. El mecanismo íntimo de este incremento en la vascularización cutánea periférica no se ha establecido todavía, no sabiéndose con certeza si es debido a la actuación del CO_2 sobre reflejos axónicos o bien por la acción de acetilcolina, histamina y otras sustancias vasoactivas que se liberarían. La irrigación sanguínea de la musculatura no se altera, lo cual pone de manifiesto la limitación de los efectos hiperémicos de las aguas carbogaseosas a la superficie cutánea periférica con la que entran en contacto. Por la gran capacidad de almacenamiento de la piel, este efecto hipervascularizante

cutáneo podría considerarse como una «autotransfusión sanguínea a la superficie corporal (San José Arango, 1996).

La aplicación de la vía tópica es dependiente del contenido en gas y de la temperatura del baño. Los baños hipergaseados de 28-32°C hipertensores, acción que se acentúa si la temperatura se eleva. También ejercen acción diurética y vaso dilatación a nivel renal, lo cual produce mejoría de la circulación general. Se emplea en la cura de la arteriopatías obliterantes y con menor relevancia se han obtenido efectos favorables en el tratamiento de procesos ateromatosos periféricos y en la insuficiencia vascular cerebral. Han sido útiles estos baños en casos de hipertensión arterial y arterosclerosis moderada; así como en tratamiento de manifestaciones reumáticas, alteraciones metabólicas (gota), dismenorreas, salpingitis y diversas ginecopatías. En todos estos últimos casos se reune que la temperatura del agua se encuentre por encima de 37°C. Por el contrario, los baños por debajo de 33°C pueden utilizarse en el tratamiento de hipertensión arterial, estados de depresión nerviosa, diabetes, etc (Armijo y San Martín, 1994).



6.4.5 AGUAS FERRUGINOSAS

Son aguas minerales que contienen hierro en una concentración superior a la mínima establecida en las normas y regulaciones. En algunos casos este límite es de 1 mg/l mientras que en otros casos alcanza hasta 10 mg/l (En España se clasifican como aguas Ferruginosas las que tengan igual o más de 5 mg/l de hierro total). Estas aguas se destacan por la apreciable coloración de la superficie de la roca por donde discurren. Suelen acompañarse de bicarbonatos o sulfatos.

Según varios autores (Armijo F et al., 2011; Maraver F y Armijo F, 2010; Monasterio AM, 2010; Monasterio AM et al., 2016) se aplicaría para acciones sobre la Piel: tiene una acción antiseborreica, antiparasitaria, queratoplásticas y queratolítica dependiendo del tiempo de exposición. Disminuyen la excitabilidad nerviosa y poseen un efecto antiinflamatorio. Aumentan la lipasa pancreática mejorando los trastornos hepato-pancreáticos. Favorecen la glucogénesis, la movilización y eliminación de ácido úrico en la orina. Acción diurética. Por ser ferruginosas, aumenta la sideremia, por absorber por vía intestinal el hierro en su forma ferrosa (anemia ferropénicas).

6.4.6 AGUAS OLIGOMINERALES

Se trata de aguas de baja mineralización (mineralización inferior a 1 g/l) que pueden ser frías o calientes y que se caracterizan por presentar un gran número de iones. Entre cationes se destacan sodio, calcio, magnesio, potasio, manganeso, hierro, cobre, cinc, etc., y entre los aniones: cloruro, sulfato, bicarbonato, fluoruro, bromuro, yoduro, etc. Se admiten dos subgrupos, uno de débil mineralización (menos de 0,2 g/l) y otro de mediana mineralización (0,2- 1 g/l), pero sin considerárseles factores mineralizantes especiales. Por sus propiedades terapéuticas, las que poseen temperatura superior a 35°C suelen utilizarse en aplicaciones tópicas, en el tratamiento de afecciones reumáticas y procesos del aparato locomotor que requieren de rehabilitación hidroterápica. Las aguas que poseen temperaturas más bajas que ese límite se utilizan preferentemente por vía oral, como diuréticas y aguas de mesa con aplicación en enfermedades degenerativas como la obesidad, hipertensión, diabetes, problemas renales y de vías urinarias, problemas reumáticos, estreñimiento severo, problemas gástricos, respiratorios (San Martín, 1994). Las clasificaciones de mayor aceptación en todo el mundo son las basadas en la mineralización predominante y especial que pueden contener las aguas, dándose carácter de predominante a aquellos gases, aniones o cationes que representan más del 20% de la masa iónica correspondiente, expresada en miliequivalente (Armijo-Valenzuela y San Martín, 1994). Atendiendo a su temperatura, pueden admitirse 2 grupos principales:

- ❖ Acranotopegas: con menos de 20°C.
- ❖ Acratotermas: con más de 20°C.

La obesidad: La ingesta del agua termal oligometálica de débil mineralización genera una alianza con la proteína para remover las grasas del tejido adiposo y del sistema circulatorio (Armijo y San Martín, 1994). Esta ingesta no sólo facilita el proceso digestivo por el aporte de los minerales, sino que además se producen movimientos en la membrana del intestino, facilitando el aporte de bilis para que la digestión se produzca en condiciones normales (Armijo y San Martín, 1994). Así mismo, una cantidad de agua suficiente facilita el proceso de evacuación de los desechos.

La hipertensión: El agua termal oligometálica acelera la eliminación de sodio hasta en un 400% (Armijo y San Martín, 1994), pero lo repone en solución orgánica evitando una mayor deshidratación y las consecuentes enfermedades degenerativas.

Problemas renales y de vías urinarias: El consumo del agua termal oligometálica genera un movimiento ureteral que alcanza un aumento de 12 a 15 contracciones ureterales por minuto (Armijo y San Martín, 1994), produciendo una diuresis de manera inmediata, cambiando en primer orden el color de la orina, el olor, e hidratando el riñón para que ya hidratado pueda producir la orina y filtrar la sangre como es su función.

6.5 AGUAS CON COMPONENTES ESPECIALES RELACIONADOS POR ACTIVIDAD BIOLÓGICA EN DETERMINADAS PROPORCIONES.

Desde este punto de vista se consideran también aguas minerales, aquellas que poseen determinados componentes de acción biológica reconocida, a partir de una determinada concentración establecida en normas: de acuerdo a la Norma Cubana de Agua mineral (N.C 93-01-218-1995), estas se clasificó en como sigue:

- ❖ **Silíceas:** con una cantidad de SiO_2 superior a 50 mg/l. Su carencia en el organismo crea alteraciones en el crecimiento del tejido óseo y del tejido conjuntivo.
- ❖ **Arsénicas:** con un contenido de As entre 0,2- 0,3 mg/l. su mayor uso es en el tratamiento de la tuberculosis, en combinación con otros elementos mejora afecciones cutáneas y problemas de catarros.
- ❖ **Bóricas:** con un contenido de B superior a 4 mg/l. Se caracteriza por la formación del tejido óseo.
- ❖ **Fluóricas:** con un contenido de F^- entre 1,0- 2,0 mg/l. la principal acción es la de formación del tejido óseo y también posee propiedades antisépticas.
- ❖ **Brómicas:** con un contenido de Br^- superior a 4 mg/l. Es sedante a nivel cerebral.

- ❖ **Yodhídricas:** con un contenido de I⁻ superior a 1 mg/l. Se comporta como estimulador o refrenador de los efectos relacionados con la tiroides. Además posee propiedades antisépticas y sedantes. Su acción terapéutica ha sido empleada en afecciones de los aparatos respiratorio y circulatorio, así como de enfermedades parasitarias.
- ❖ **Líticas:** con un contenido de Li superior a 1 mg/l. Sus propiedades terapéuticas son similares a las del sodio. Posee además acción antiasmática y se discute su capacidad disolvente del ácido úrico.
- ❖ **Estrónicas:** con un contenido de Sr superior a 10 mg/l.
- ❖ **Báricas:** con un contenido de Ba superior a 5 mg/l.
- ❖ **Aguas radioactivas:** Se clasifican como **Radiactivas** las que tengan igual o más de 63,7 Bq/L de Radón. (mayor de 1,82 nCi/l). (gas noble radioactivo de origen natural). Este tipo de agua utilizada en termalismo no tienen ningún efecto negativo. Al contrario, están indicadas en tratamientos antiestres, depresiones y para afecciones del sistema vegetativo, endocrino y para alteraciones en el sistema autoinmune, así como afecciones respiratorias crónicas, reumatológicas y dérmicas, ya que el radón tiene características sedativas y analgésicas.

Las investigaciones sobre la influencia de la radiación alfa sobre las células de Langerhans de la epidermis han sido llevadas a cabo por Pratzel y Artmann (1990). De manera parecida a la balneoterapia sulfurada, mediante la radiación ionizante se verifica una limitación funcional dosis-dependiente de las células de Langerhans epidérmicas. Esta coincidencia es significativa, ya que las indicaciones terapéuticas de la balneoterapia sulfurada y radiactiva son muy parecidas.

La radiación alfa es ionizante, de tal manera que se forman radicales primarios del agua, los cuales reaccionan subsecuentemente con diversas sustancias. El proceso de radiación biológica mediante radiación alfa ha sido descrito por diversos autores. A dosis terapéuticas

se consigue una estimulación de los mecanismos de reparación biológica. Se trata de un comportamiento reactivo de las funciones biológicas frente a una pequeña noxa, que a la dosificación correcta lleva a la activación de las propias fuerzas curativas del organismo en determinadas enfermedades, sobre todo aquellas que cursan de forma crónica (San José Arango, 2001).

6.6 LAS PRINCIPALES PROPIEDADES DE LOS CATIONES EN LAS AGUAS MINEROMEDICINALES (ARMIJO, SAN MARTÍN, 1994).

- ❖ El sodio está presente en todas las aguas mineromedicinales, siendo el catión predominante en muchas de ellas. Su acción en el organismo es significativa, teniendo en cuenta que se encuentra repartido en todos los tejidos y espacios extracelulares. Se admite que todas las funciones orgánicas requiere una cierta cantidad de sodio. En forma iónica interviene en un gran número de procesos biológicos, siendo significativa su acción reguladora del volumen líquido extracelular y en los procesos osmóticos, también en el mantenimiento del equilibrio ácido-básico del medio y es activador de múltiples procesos enzimáticos.
- ❖ El potasio está presente en todas las aguas, en menor proporción que el sodio. Constituye el principal catión intracelular y participa en el proceso de transmisión del impulso nervioso, la contracción celular, etc.
- ❖ El calcio es uno de los componentes esenciales de las aguas minerales, especialmente en las de baja mineralización. Su presencia en el organismo es indispensable, ya que interviene en las funciones del sistema nervioso, el corazón, musculo, coagulación sanguínea y en la constitución de los huesos.
- ❖ El magnesio, como el calcio, es frecuente en las aguas, especialmente en terrenos donde afloran rocas ultrabásicas. En el organismo es un catión que ocupa el espacio intracelular; interviene en el sistema nervioso central, y es activador de los osteomas enzimáticos que catalizan la fosforilación oxidativa y en la liberación energética.

6.7 PROPIEDADES TERAPÉUTICAS SEGÚN PRINCIPIO MECÁNICO.

Hay muchas indicaciones que se incluyen dentro del factor mecánico de la hidroterapia como son la mejora de la propiocepción y el equilibrio, mejora del estado emocional y psicológico, mejora del retorno venoso, relajación muscular y reeducación respiratoria.

La inmersión de un cuerpo en el agua va a estar sometido a tres factores físicos que son el factor hidrostático, el hidrodinámico y el hidrocínético.

6.7.1 FACTOR HIDROSTÁTICO

Este factor nos hace flotar en el momento en que nos introducimos en agua. Nuestro cuerpo pesara menos, podremos movernos mejor, disminuye el estrés que sufren nuestras articulaciones de carga, al tener que soportar un menor peso, ayudando a la mejora de las patologías que producen limitación de movilidad.

Otra de las consecuencias de este factor es la de actuar sobre la función respiratoria, sistema circulatorio, sistema muscular y cavidades corporales, de manera que pueden llegar a reducir el perímetro torácico y abdominal en unos centímetros, produciendo una disminución del consumo de oxígeno y una hipotonía muscular.

Pero todo esto dependerá siempre de la profundidad a la que se sumerja al paciente, y de su edad, peso corporal, capacidad vital y sexo.

6.7.2 FACTOR HIDRODINÁMICO

La hidrodinámico nos indica que cuando metemos un cuerpo en el agua y este se mueve dentro, va a sufrir una diferencia de presiones que generan una turbulencia que dificulta su desplazamiento, ayudando a segmentos corporales que necesitan un tratamiento orientado a la potenciación de una musculatura débil.

6.7.3 FACTOR HIDROCINÉTICO

Esta propiedad va a depender de las atmosferas de presión a las que se utilice el agua, del ángulo de incidencia sobre el cuerpo, si existe algún tipo de resistencia en caso de que sea subacuático, etc.

Lo que conseguimos con este factor es un masaje sobre el cuerpo que, dependiendo de la forma de aplicación, estará indicado para distintas patologías. Mejora el retorno venoso y en casos de estrés, produce un efecto relajante.

6.8 PROPIEDADES TERAPÉUTICAS SEGÚN PRINCIPIO TÉRMICO.

En caso de que el agua este caliente, va a producir analgesia y aumento de la temperatura local y general causada por una vasodilatación que, a su vez, produce una disminución del tono muscular. Otro efecto es el sedante, siempre que la temperatura no sea muy elevada. En caso contrario a producir excitación e insomnio. El agua caliente también va a aumentar la elasticidad disminuyendo la rigidez articular, ayudan en la curación de úlceras y heridas. Aumento de la frecuencia respiratoria, cardíaca transitoria y de la sudoración. Disminución de la diuresis y mayor concentración de la misma. Además, en aplicaciones prolongadas, permite un aumento de las proteínas plasmáticas (Liberación de histamina y acetilcolina, modificaciones de los niveles séricos de aminoácidos, como triptófano, cisteína y citrulina).

El agua fría va a producir, en principio, una vasoconstricción. Las indicaciones del agua fría son analgésicas y la relajación muscular, muy indicadas en patologías como hemiplejia o esclerosis múltiple, también está indicada para procesos inflamatorios articulares como la gota, pero siempre teniendo en cuenta que debe ser bajo indicación médica.

7 RESULTADOS

7.1 GENERALIDADES

Durante la campaña de muestreo se tomaron 17 muestras en 8 puntos, de las cuales 9 muestras pertenecen a manifestaciones termales y 8 corresponden a agua de vertiente fría (Tabla 7.1). El primer grupo de emanaciones corresponden a un registro tomado en las Termas de Catillo (punto 1) y otros 2 muestreos en el Cajón de Ibáñez (puntos 6 y 7). El segundo grupo contiene 4 sectores en la localidad de Catillo (puntos 2, 3, 4, 5) y uno en el sector del Cajón de Ibáñez (punto 8) los cuales esta distribuidos según la Figura 7.1.

Tabla 7.1: Información general de las muestras tomadas.

PUNTO	NORTE	ESTE	LOCALIDAD	CÓDIGO	N° DE MUESTRAS	TIPO DE ANALISIS	ZONA
1	5980390	262171	Termas de Catillo	T01	4	Todos	A
2	5980156	262194	Riachuelo	V01	4	Todos	A
3	5979705	262132	Rio Cato	V02	1	Isótopos	A
4	5980269	262098	Aguas meteóricas	V03	1	Isótopos	A
5	5983556	265651	Pozos particulares	V04	1	Isótopos	A
6	5972269	305002	Baños de barro	T02	4	Todos	B
7	5972864	302057	Baños Longaví	T03	1	Isótopos	B
8	5972269	305702	Rio el Cajon	V05	1	Isótopos	B

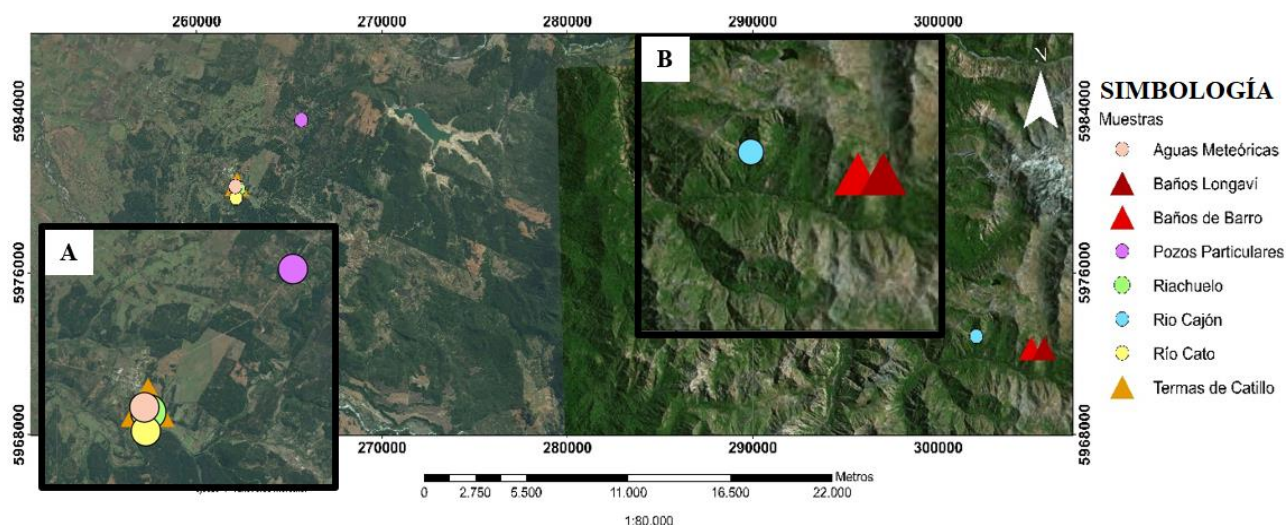


Figura 7.1. Mapa de distribución con las tomas de muestras. A) Zoom del muestreo en la localidad de Catillo y en B) Zoom del muestreo en el sector del Cajón de Ibáñez.

7.2 PARÁMETROS FÍSICOQUÍMICOS

Los parámetros físicoquímicos medidos en terreno se realizaron solo en 5 de las 8 localidades (Tabla 7.1). Los parámetros medidos son: la temperatura, el pH, el total de sólidos disueltos (TDS) y la conductividad eléctrica (CE) (Tabla 7.2). Las aguas superficiales presentan temperaturas entre 16 y 60°C, en el caso de las muestras T01 estas son las únicas extraídas en profundidad (pozo de 80 metros) con temperatura de 35°C. Los pH indican una condición de neutralidad para las muestras V01 y T03 (entre 6 y 8), siendo las demás muestras de rango más alcalino.

Tabla 7.2: Parámetros físicoquímicos de las manifestaciones termales y vertientes frías estudiadas.

LOCALIDAD	CODIGO	MANIFESTACIÓN	T(°C)	pH	TDS (mg/L)	CE (µS/cm)
Termas Catillo	T01	Termal	35	9,51	325	512
Riachuelo	V01	Vertiente fría	18	7,23	308	500
Baños de barro	T02	Termal	55,7	9,11	622	1243
Río Cajón de Ibáñez	V05	Vertiente fría	18	9,81	154	354
Baños Longavi	T03	Termal	60	6,60	804	1576

7.3 ELEMENTOS MAYORES

Las mediciones de las especies iónicas (elementos mayores) solo se realizan en 3 muestras, esto debido a las limitaciones de presupuesto.

Para verificar la validez de los análisis realizados a las aguas se usó el cálculo del balance iónico para cada una de las muestras tomadas. Este se basa en la diferencia porcentual entre los cationes y aniones, en donde la sumatoria de las cargas está en unidades meq/l (miliequivalentes por litro). Se define de la siguiente manera:

$$\text{Balance iónico (BI) (\%)} = 100 \times \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}}$$

Según Custodio y Llamas (1983), el error admisible es de <5% .En la Tabla 7.3 se muestran los balance iónico (BI) para las muestras de agua del Cajón de Ibáñez, las Termas de Catillo y el estero Catillo

Tabla 7.3: Balance iónico (B.i) para muestras consideradas en este estudio.

	T02			T01			V01		
Especie	(mg/l)	(meq/l)	%	(mg/l)	(meq/l)	%	(mg/l)	(meq/l)	%
HCO₃⁻	91,00	1,49	12,15	55,00	0,90	17,93	57,00	0,93	18,93
SO₄²⁻	335,00	6,98	56,86	117,00	2,44	48,47	111,00	2,31	46,84
Cl⁻	135,00	3,80	30,98	60,00	1,69	33,61	60,00	1,69	34,23
NO₃⁻	BLD	BLD	BLD	BLD	BLD	BLD	BLD	BLD	BLD
Na⁺	150,00	6,52	50,92	108,00	4,7	91,69	102,00	4,43	93,61
K⁺	59,00	1,51	11,78	0,67	0,02	0,33	0,76	0,02	0,41
Ca²⁺	95,00	4,75	37,09	8,00	0,4	7,81	5,00	0,25	5,28
Mg²⁺	0,33	0,03	0,21	0,10	0,01	0,16	0,40	0,03	0,7
B.i			4,26			1,81			-4,13
BLD: Bajo el límite de detección.									

Se presentan los resultados de los análisis químicos de las muestras consideradas en este estudio. En la Figura 7.2, se muestran las concentraciones de las fuentes termales analizadas para los principales cationes y aniones presentes en las aguas. Se puede observar que la ocurrencia de elementos en las fuentes termales es mayor en la localidad del Cajón de Ibáñez que en las de Catillo, exceptuando las concentraciones de Na⁺, HCO₃⁻ y NO₃⁻ que presentan valores semejantes, los otros elementos se concentran del orden de 2 hasta 75 veces más en como en el caso del K⁺.

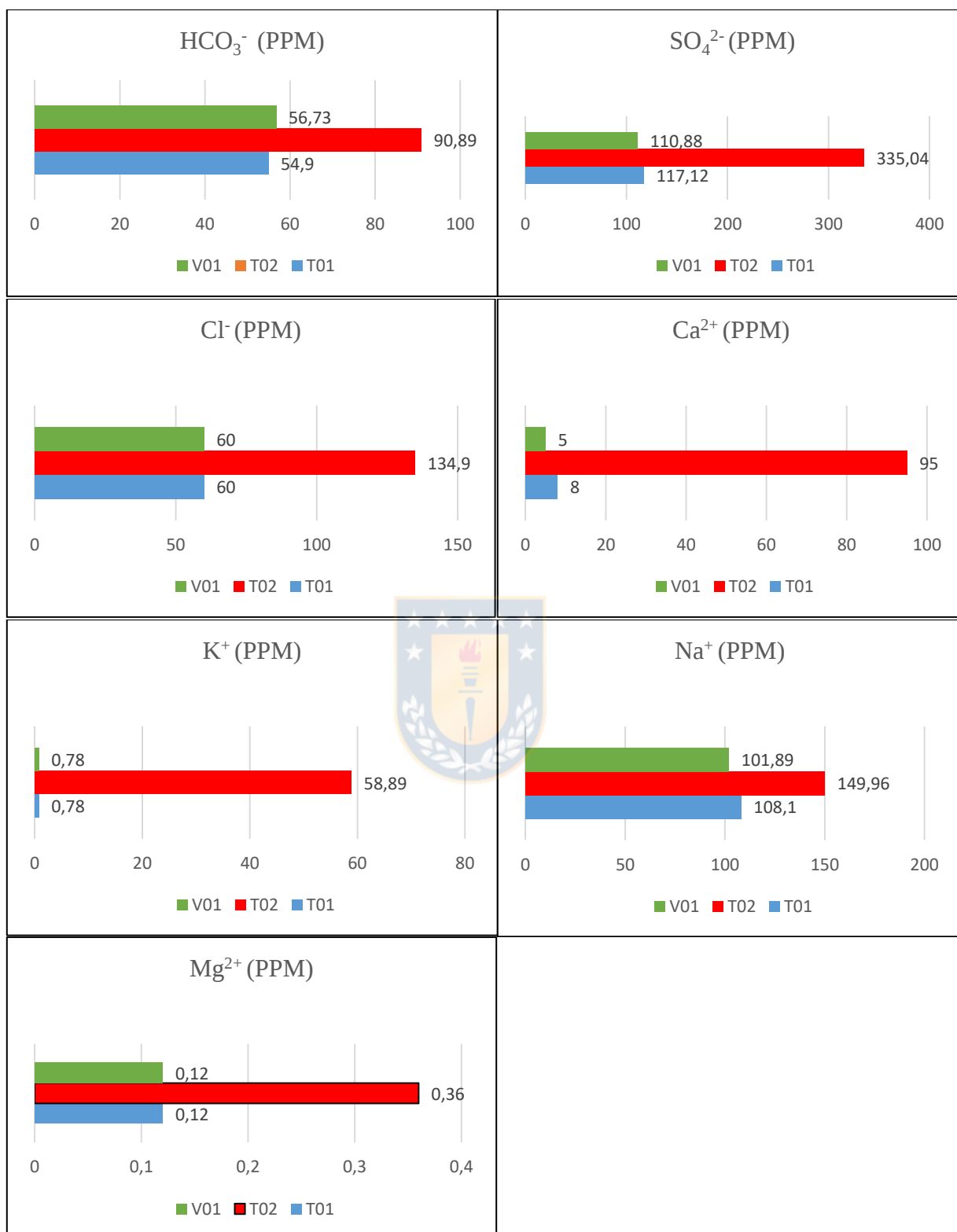


Figura 7.2: Diagramas de barras de los elementos mayores. En donde las abreviaturas T01, T02 y V01 corresponden al código de las muestras en los sectores: Termas de Catillo, Termas Baños de Barro y Riachuelo, respectivamente.

7.4 ELEMENTOS MENORES Y TRAZA

Los elementos menores y trazas son componentes que se encuentran en bajas concentraciones en un sistema. Sin embargo, son capaces de arrojar información a la hora de analizar las manifestaciones termales. En la tabla 7.4 se muestran las concentraciones en mg/l de las zonas estudiadas y en la figura 7.3 se disponen gráficamente. En donde las mayores magnitudes corresponden a B, F y As, con valores mayores a 1mg/l, seguido de Li, Fe, Mn, Al, Sb, Ba y Mo con concentraciones menores a 1 mg/l y por último, los demás elementos que se encuentran bajo al límite de detección.

Tabla 7.4: Concentración en mg/l de los elementos menores y trazas en las zonas estudiadas.

Elementos trazas (mg/L)	Al	Sb	As	Ba	Be	B	Cd	Co	Cu	Cr	Sn	P	Fe	Mn	Mo	Ag	Pb	Se	V	Zn	Li	F
TI	0,024	0,024	1,5	0,007	<0,002	6,1	<0,002	<0,002	<0,01	<0,001	<0,003	<0,05	0,024	0,045	0,01	<0,002	<0,002	<0,005	<0,003	<0,010	0,52	0,72
TC	<0,020	<0,010	<0,005	<0,005	<0,002	0,93	<0,002	<0,002	<0,010	<0,001	<0,003	<0,050	<0,010	<0,003	0,005	<0,002	<0,002	<0,005	<0,003	<0,010	0,06	1,2
EC	0,032	<0,010	<0,005	0,021	<0,002	0,79	<0,002	<0,002	<0,010	<0,001	<0,003	<0,050	0,14	0,062	<0,005	<0,002	<0,002	<0,005	<0,003	<0,010	0,06	1,1

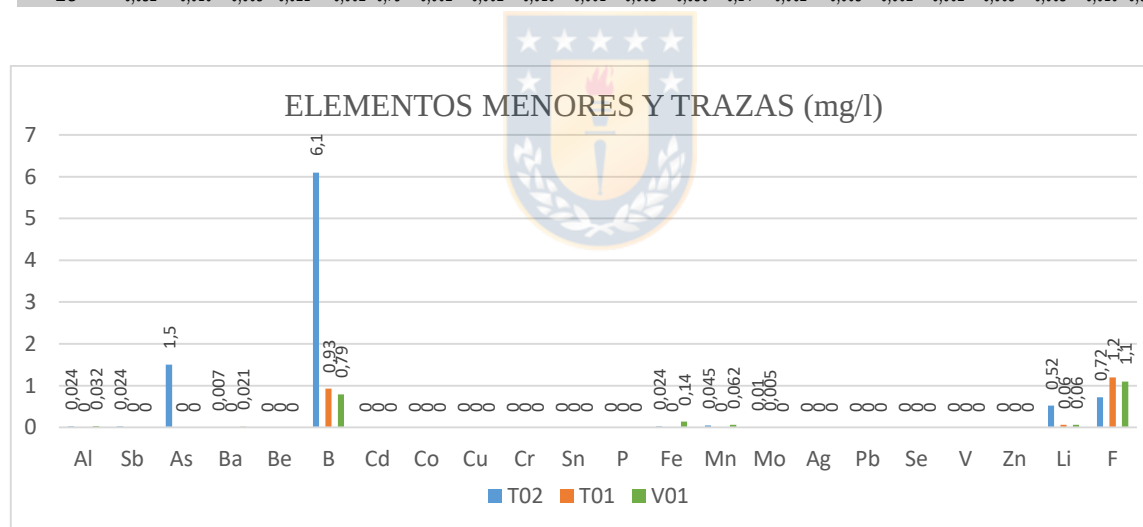


Figura 7.3: Diagramas de barras de los elementos menores y trazas.

7.5 ISÓTOPOS ESTABLES DE OXÍGENO E HIDRÓGENO

El fraccionamiento isotópico a menudo se utiliza para reconocer el origen de las aguas. La abundancia relativa del isótopo recibe el nombre de traza o razón isotópica. Estas se expresan en notación delta, utilizando un estándar conocido.

$$\delta^H M = \left(\frac{[^H M / ^L M]_{\text{muestra}}}{[^H M / ^L M]_{\text{estándar}}} - 1 \right) \times 1000$$

Donde $MHML$ es la razón del isótopo pesado (H) respecto del liviano (L) del elemento M . El estándar utilizado para las razones isotópicas de deuterio y oxígeno es el *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW).

En este trabajo se tomaron muestras doble con ayuda del curso de geoquímica isotópica del año 2018, dictado por la profesora Verónica Oliveros, para los puntos Termas de Catillo (pozo de agua caliente), del río Cato, del riachuelo aledaño a las termas, de un pozo particular ubicado a 4 km de las termas, y una muestra de las precipitaciones. Además de muestras tomadas en el Cajón De Ibáñez correspondiente a los Baños de Barro, Baños de Longaví y Río El Cajón (único punto sin muestra doble). Los resultados de los análisis de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno se observan en la Tabla 7.5 y se encuentran expresados respecto al estándar VSMOW. Las aguas presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ en un rango de -11,06 a -5,8 ‰ VSMOW; mientras que el δD varía entre -81,3 a -39,2 ‰ VSMOW. Para visualizar los datos se ha realizado un gráfico agregando la línea meteórica local (LML) (Hoke et al., 2013) en la Figura 7.4.

Tabla 7.5: Isótopos Estables ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) de las muestras de agua.

Código	Fuente	$\delta^{18}\text{O}$‰ vs. VSMOW	δD‰ vs. VSMOW
A01	Agua termal	-7,8	-50,9
B01	Agua termal	-7,77	-51,5
A03	Riachuelo	-5,8	-39,2
B04	Riachuelo	-5,85	-39,7
A06	Río Cato	-6,15	-41,6
B05	Río Cato	-6,23	-41,2
A07	Lluvia	-8,39	-62,9
B07	Lluvia	-8,45	-62,1
A09	Pozo	-5,84	-38,6
B08	Pozo	-5,95	-39,4
BB1	Baños de Barro	-11,06	-81,3
BB2	Baños de Barro	-10,34	-74,2
BL1	Baños de Longaví	-10,71	-79,9
BL2	Baños de Longaví	-9,17	-69,1
RÍ0	Río el Cajón	-9,97	-71,7

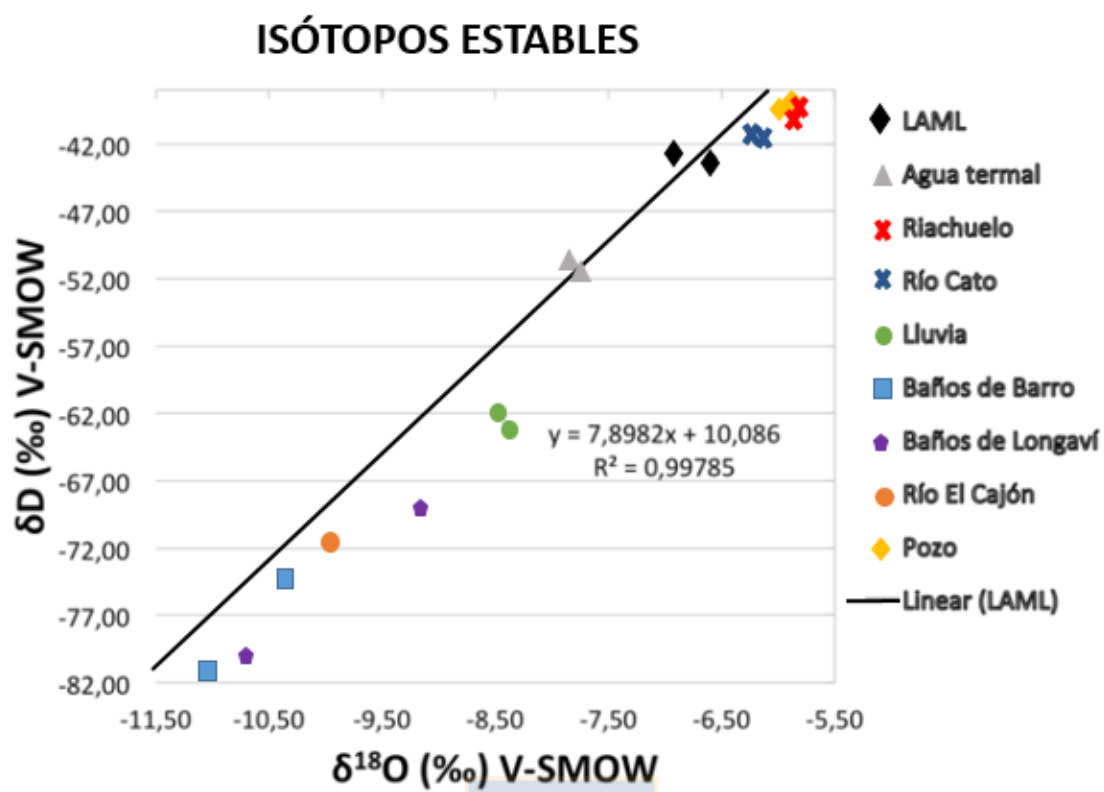


Figura 7.4: Diagrama de relación entre δD vs $\delta^{18}O$.

8 DISCUSIÓN

8.1 CARACTERIZACIÓN Y CLASIFICACIÓN DE AGUAS TERMALES

Una de las clasificaciones que se utiliza para caracterizar aguas termales es la clasificación de aniones Cl^- , HCO_3^- y SO_4^{2-} de Giggenbach (1988). En donde se puede representar el carácter de madurez del agua. Esto se refiere a la condición primaria del agua, es decir, cuando no han sido afectadas por procesos fisicoquímicos superficiales, tales como mezclas con otros fluidos (líquidos o gaseosos) o procesos de ebullición. Este diagrama no muestra grandes diferencias entre las 2 termas analizadas, ambas corresponden a aguas sulfatadas (Figura 8.1). Además, las aguas superficiales presentan el mismo comportamiento químico que las fuentes termales siendo del mismo tipo sulfatas (dilución con aguas subterráneas), aunque ligeramente menos que las anteriores.

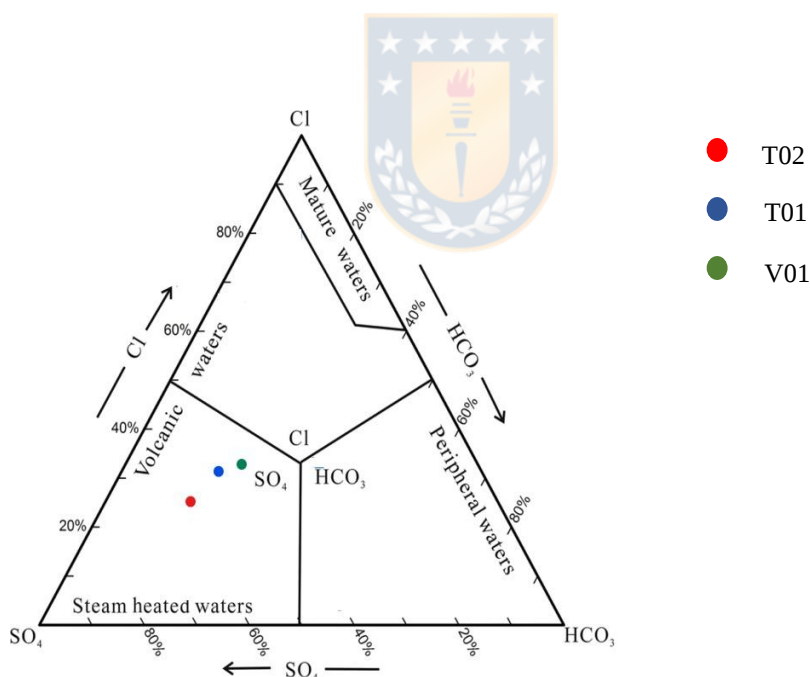


Figura 8.1. Diagrama componentes aniónicos (Giggenbach, 1988).

Debido al comportamiento conservativo del cloruro en aguas subterráneas, se elaboraron diagramas binarios de concentración de diferentes iones vs Cl (en meq/l). El acotado número de muestras y considerando que 2 de ellas se comportan muy parecido, un análisis estadístico no tiene sentido. En la Figura 8.2A, se observa que las fuentes presentan altas concentraciones de SO_4^{2-} , a niveles

más altos o muy similares a los de Cl^- , esto quiere decir que, debería existir una fuente adicional que entrega un gran aporte de este elemento, como es el resultado de la condensación de la fase gaseosa en aguas cercanas a la superficie (Nicholson, 1993).

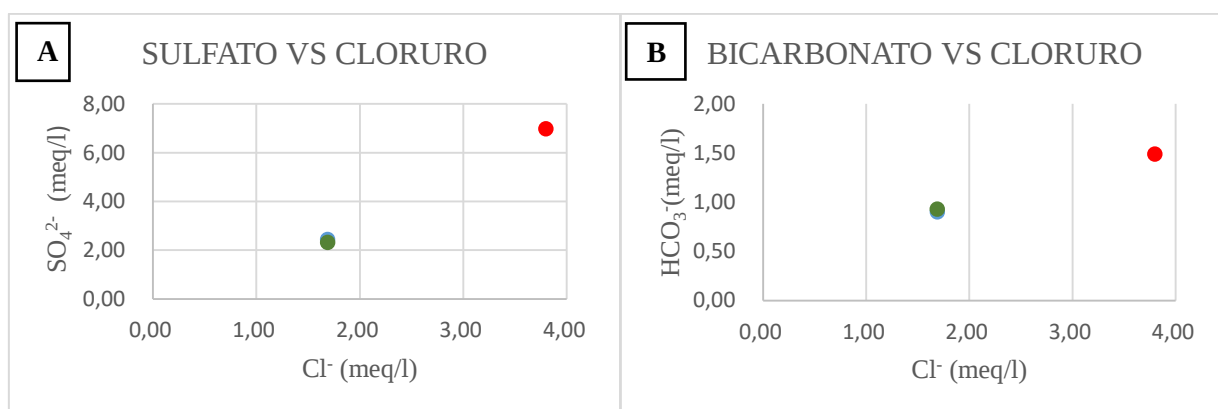


Figura 8.2: Diagramas binarios de relaciones. **A)** SO_4 vs Cl y **B)** HCO_3^- vs Cl

La Figura 8.2B muestra la relación entre bicarbonato y cloruro. Se observa el mismo comportamiento anterior, en donde las aguas termales presentan concentraciones mayores de ambos aniones. Cabe recordar que la cantidad de carbonato disuelto, así como la especie dominante, está determinada por el pH de la solución y también por la presión parcial del CO_2 . Con pH alcalinos (>10) la especie dominante es el ion carbonato (CO_3^{2-}). El HCO_3^- predomina en aguas cuyo pH está entre 6 a 10. Bajo ese pH empieza a disminuir su concentración hasta desaparecer por completo alrededor del pH 3.8 (Giggenbach y Goguel 1989). A pH ácido (<3.8) la especie presente es el ácido carbónico (H_2CO_3). Las reacciones entre el CO_2 disuelto y las rocas huéspedes forman HCO_3^- . Su concentración está influenciada por la permeabilidad y flujo lateral.

Analizando los cationes Na, K, Ca y Mg (Figura 8.3). Se aprecia una baja razón de Na/K (<15) para la muestra T02 (4,32). Según Nicholson (1993) esto ocurre usualmente cuando el agua alcanza la superficie rápidamente, por lo tanto se asocian a zonas con estructuras que permitan el ascenso o a zonas permeables. Razones altas indican flujo lateral como en el caso de T01 y V01 (274,03 y 228,16; respectivamente), reacciones que ocurren cerca de la superficie y enfriamiento por conducción (Nicholson, 1993).

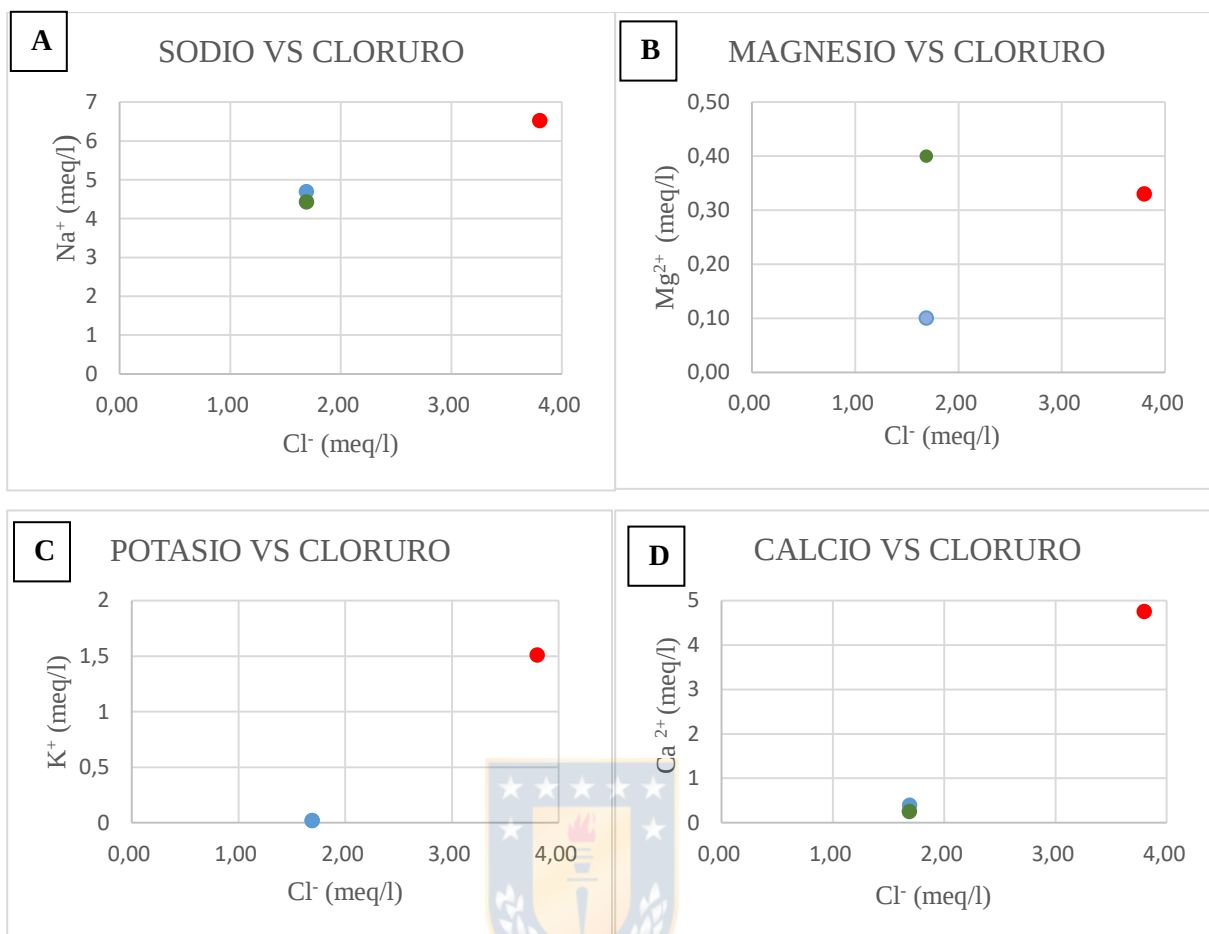


Figura 8.3: Diagramas de relaciones entre cationes vs Cl; Na Vs Cl, Mg Vs Cl, K vs Cl y Ca vs Cl, respectivamente.

Donde se presenta una diferencia es en el contenido de magnesio, el cual es un elemento altamente soluble (Hauser, 1997), por lo que, es incorporado rápidamente en minerales secundarios. En el sector de Catillo siendo las 2 muestras cercanas una de otra, estas indican concentraciones muy distintas. La vertiente de Catillo (V01) presente un mayor contenido (enriquecimiento) de este elemento vs la fuente termal de Catillo que tiene la concentración más baja de las 3 muestras realizadas en este trabajo. Concentraciones altas pueden indicar reacciones de lixiviación de la roca huésped que ocurren cercanas a la superficie, o dilución en aguas subterráneas ricas en Mg (Nicholson, 1993).

La cantidad de Ca^{+2} está controlada por la presencia de minerales como calcita (CaCO_3), anhidrita (CaSO_4), fluorita (CaF_2) y en menor grado, por aluminosilicatos ricos en Ca. La cantidad de Ca en

fluidos de alta temperatura es, generalmente, baja siendo <50 ppm (Nicholson, 1993), ya que la calcita, por ejemplo, precipita producto de la pérdida de CO_2 en la ebullición, pero esta aumenta con la acidez y la salinidad.

En el diagrama de Piper presentado en la Figura 8.4, muestra aguas mixtas tanto para las emanaciones termales como también el agua superficial. En Catillo las 2 muestras clasifican como cloruradas sódicas, con cationes dominantes de Na y K y sin un anión predominante. Para el sector de las del Cajón de Ibáñez la muestra también se clasifica como clorurada-sódica, sin embargo no presenta un tipo dominante de catión y el anión que predomina es el SO_4 . En el diagrama de Schoeller (Figura 8.5), se observa un patrón de concentraciones similar de elementos entre las muestras de aguas, o sea pendientes parecidas entre cada elemento, lo que según Truesdell (1991) indicaría dilución en diferente proporción de aguas parentales para generar el resto de las aguas. Además, se graficaron los valores tanto de los cationes como de los aniones en los diagramas de Stiff para cada una de las emisiones de agua dispuestas de oeste a este, respectivamente (figura 8.6). En donde se observa que la concentración de los aniones y cationes son mayores al este que al oeste donde no es tan marcada esa diferencia entre V01 y T01, es mucho más pequeña que la diferencia existente entre estas muestras con respecto a T02.

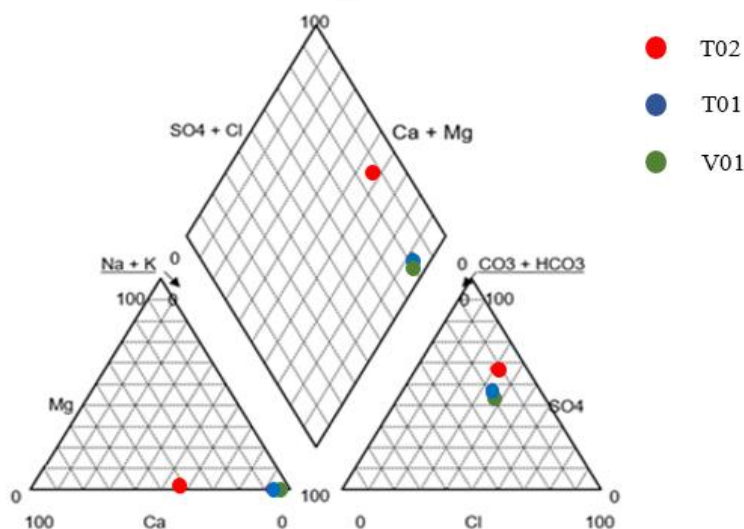


Figura 8.4: Clasificaciones de las aguas en estudio con diagrama de Piper.

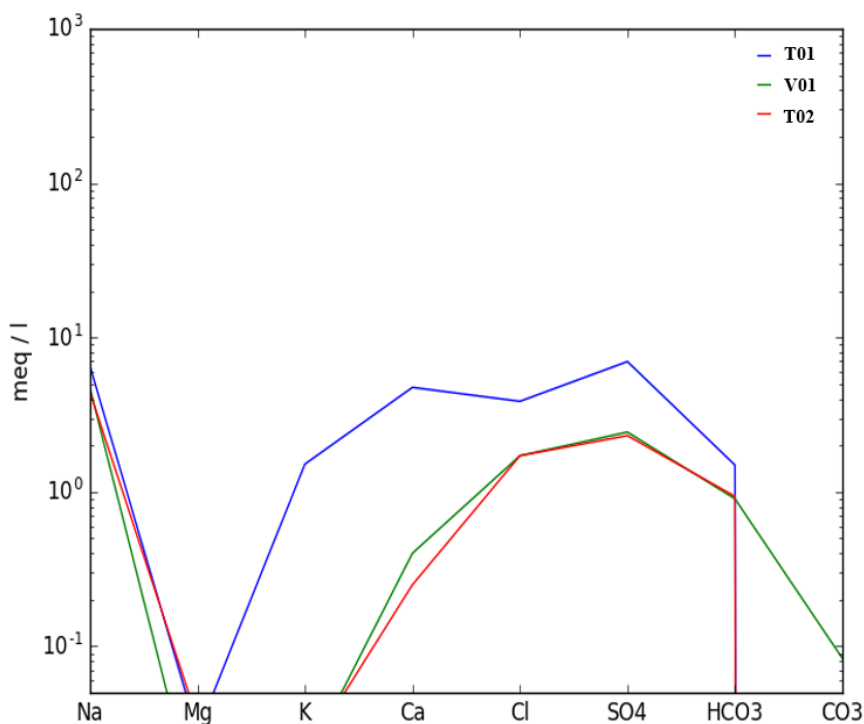


Figura 8.5: Diagrama de Scholler de las muestras en estudio.

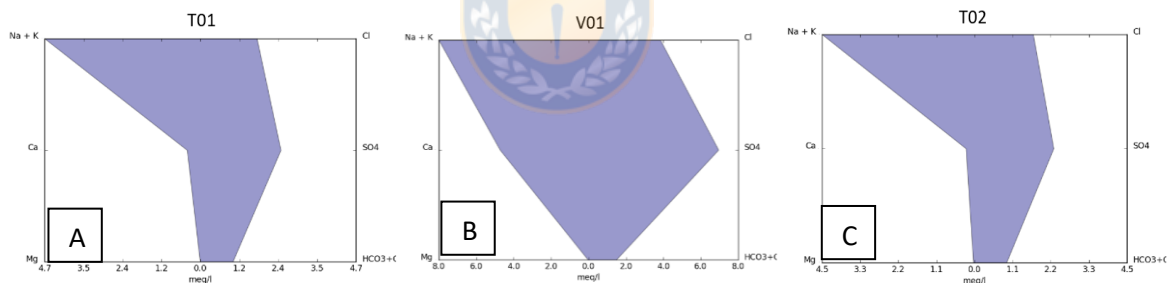


Figura 8.6: Diagramas de Stiff de las muestras tomadas ordenadas de oeste a este, respectivamente. **A)** muestra terma de Catillo (T01). **B)** vertiente de Catillo (V01). **C)** Termas del Cajón de Ibáñez)

8.2 RELACIÓN GEOLÓGICA ENTRE COMPONENTES

Siguiendo con el análisis de los componentes, se puede considerar la relación Cl-Li-B, que se suele utilizar para analizar procesos ocurridos en un fluido en la forma presentada por Giggenbach y Goguel (1989). En la Figura 8.7, se muestran las distintas composiciones de las aguas analizadas en este estudio se distribuyen en el campo de vapores absorbidos. En el sector de Catillo, las muestras se ubican cercanas al vértice de cloruro indicando una absorción baja de vapor B/Cl en ambas muestras, tanto las aguas termales como las superficiales. En el caso del otro sector (Cajón

de Ibáñez), se observa una disminución de Li y una tendencia en aumento del contenido en B y Cl, desplazándose al campo de absorción de vapores alto en B/Cl. La proveniencia del B como del Cl se asume en su mayoría magmática (Giggenbach, 1991) Estos elementos siendo transportados como HCl y H_3BO_3 a altas o bajas temperaturas, lo que generará razones de B/Cl altas y bajas respectivamente, siendo esta razón un reflejo de la madurez del sistema (Benavente, 2010).

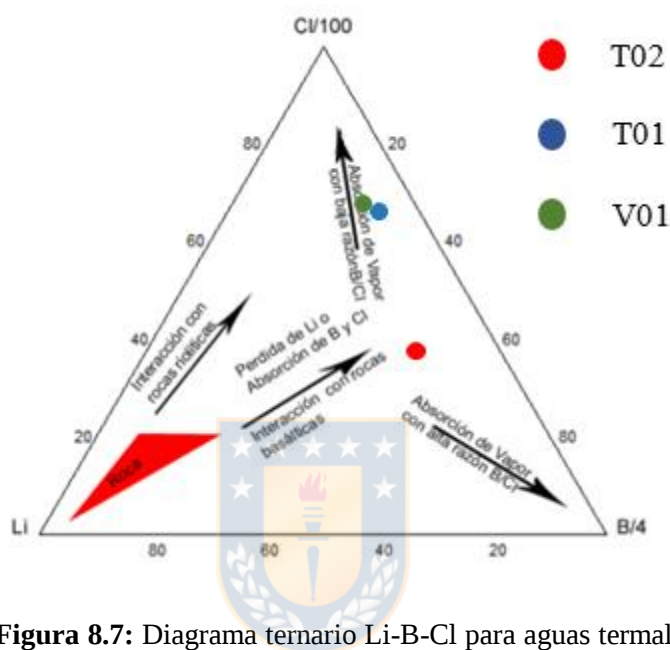


Figura 8.7: Diagrama ternario Li-B-Cl para aguas termales, no termales y rocas promedio de distinto tipo.

8.3 ORIGEN DE LOS COMPONENTES QUÍMICOS

Para reconocer el origen de las aguas, es frecuente utilizar la relación entre isótopos de oxígeno e hidrógeno. En la Figura 7.4, no se observa un desplazamiento de las aguas hacia $\delta^{18}\text{O}$ % menos negativos, por lo cual, se asume un origen meteórico para todas las aguas termales analizadas y se descarta un gran aporte desde las rocas albergantes. En el caso de las muestras de Catillo son valores esperados por su contexto geológico el cual es apartado de un cuerpo volcánico más centrado en la depresión intermedia. De esta forma es razonable suponer que no existe aporte magmático en estas muestras. La excepción de los resultados esperados en este grupo de muestras son las del Cajón de Ibáñez, se esperaban resultados distintos a los obtenidos, esto debido a la cercanía con fuentes volcánicas que tienen asociados procesos de interacción agua-roca según

Benavente (2010), se esperaba que los isótopos de oxígeno mostraran valores más altos. Se observa que el desplazamiento con respecto a la línea meteórica local es muy pequeño, lo que puede ocurrir por diferentes razones según Druschel y Rosenberg (2001): (1) la temperatura es insuficiente para el intercambio isotópico, esto puede estar asociado a un efecto de mezcla con agua meteórica en niveles superficiales (2) el sistema se desarrolla con alta tasa de agua roca, o (3) el sistema no tiene tiempo para mezclarse con la roca circundante, es decir existe un tiempo de residencia bajo de los fluidos en profundidad. Si ocurre alguno de estos procesos, entonces el sistema no permitiría un enriquecimiento importante de ^{18}O desde las rocas.

Los isótopos de ^{18}O y D, indican que el origen de los fluidos asociados al sistema geotermal proviene, principalmente, de la percolación y posterior calentamiento de aguas meteóricas, los que luego ascienden por diferencia de densidad (Berrios, 2015).

Cabe destacar que el día en que se tomaron las muestras, las precipitaciones eran intensas, por lo tanto las aguas muestreadas pudieron haber tenido influencia de agua de lluvia, lo cual pudo haber influido en su composición isotópica. Los resultados para fuentes de agua superficial están muy cerca o por encima de la línea meteórica local, lo cual es consistente en este contexto. Todos los resultados están ubicados dentro del rango del error de la línea meteórica local y no se pueden considerar como indicativos de un proceso de interacción agua-roca.

8.4 HIDRODINÁMICA DE LAS FUENTES TERMALES

Generalmente, para reconocer un sistema geotermal se busca determinar una fuente de calor, un reservorio, recarga de agua y conductos que permitan el flujo de aguas desde el reservorio a superficie, generalmente asociados a estructuras. La presencia de fallas, fracturas y diaclasas que generan porosidad y permeabilidad secundaria son fundamentales para el flujo e infiltración de aguas meteóricas, al mismo tiempo que permiten el ascenso de los fluidos calentados en profundidad (Cinti *et al.*, 2009).

Los resultados isotópicos de estas termas se asemejan en gran medida a los obtenidos en el trabajo de Benavente (2010), y es consistente con que las fuentes termales Quinamávida y Panimávida.

Debido a la similitud química y geomorfológica, su contexto estructural similar y sus firmas isotópicas coincidentes, es muy probable que tengan un mismo mecanismo de origen, el cual ocurre debido al recalentamiento de aguas meteóricas que percolan en profundidad a través de zonas de alta permeabilidad, asociada a la reutilización de las fallas originalmente extensionales como ocurre en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (Benavente, 2010) y por las porosidades de las rocas que las almacenan. La formación Cola de Zorro se encuentra afectada por fallas y fracturas con inclinación cercana a la vertical. La mejor serie de este tipo de estructura se puede observar en las nacientes del río Longaví, en el Cajón de Ibáñez (González-Vergara, 1962). Además, en algunos sectores donde aflora el basamento granodiorítico (Batolito Santa Gertrudis) camino a las Termas de Chillán, se observa un alto nivel de fracturas lo que aumentaría la permeabilidad secundaria de esta unidad permitiendo la circulación de fluidos en él (Berrios, 2015). Los cuerpos magmáticos que ascenderían a través de las fallas, calientan las aguas y provocan un ascenso de estas, llegando a la superficie donde, por flujo subterráneo, resurgen a las distintas fuentes termales (figura 8.8). Como no se detectó la influencia de los cuerpos volcánicos cercanos a las termas en la composición de las aguas, por lo que el sistema geotermal se asemeja más a uno del tipo tectónico, controlado por estructuras (Goff y Janik, 2000). Según Benavente (2010) la cubierta impermeable correspondiente a la Fm. Cola de Zorro y las rocas volcánicas recientes funcionan como un nivel impermeable que impide el ascenso hasta superficie de las aguas. Así, una vez que los fluidos alcanzan el nivel impermeable, estos comienzan a transitar lateralmente a través de un nivel permeable correspondiente a las rocas sedimentarias, donde los fluidos son calentados conductivamente con la roca y/o a través de la condensación de vapores hidrotermales (Benavente, 2010) (Figura 8.8). Cabe destacar que es necesario contar con más información para profundizar en estas discusiones.

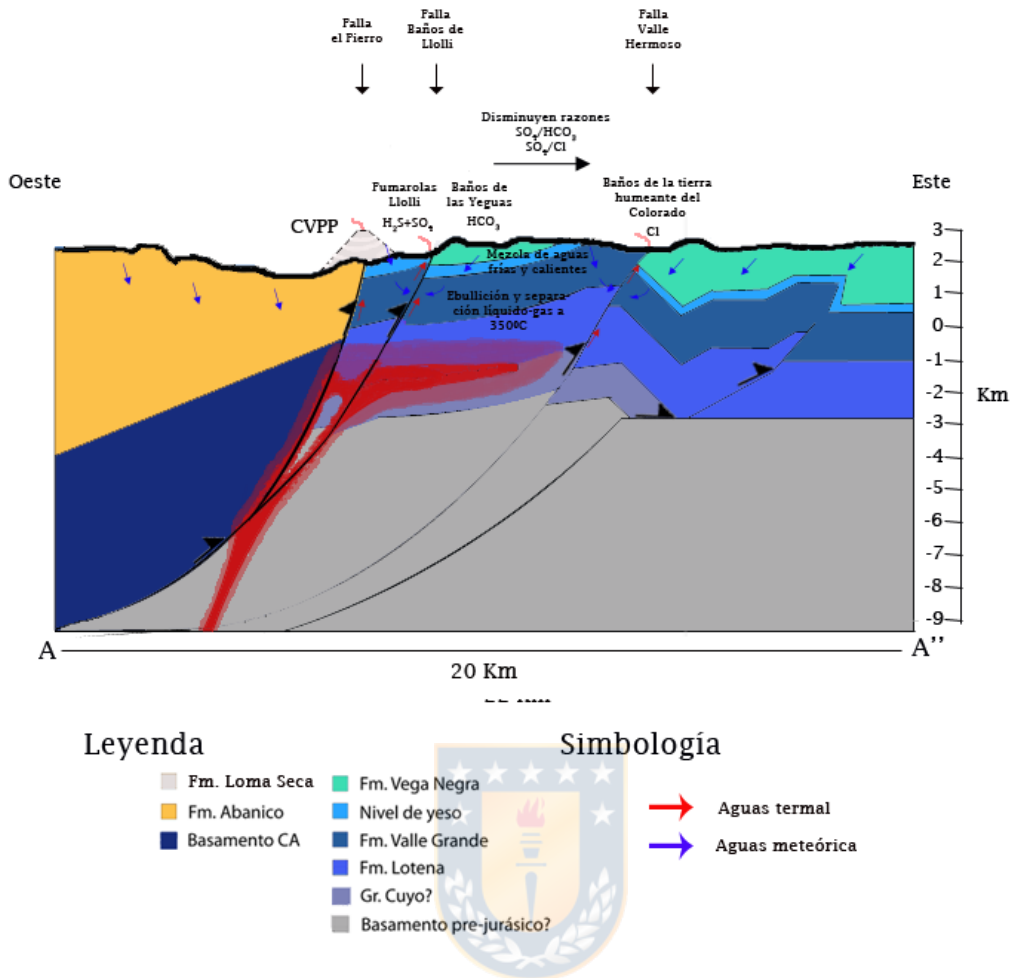


Figura 8.8: Perfil del modelo conceptual de la zona en estudio (Benavente, 2010).

El contenido relativo de aniones, con altas concentraciones de SO_4^{2-} en aguas superficiales, a niveles más altos o muy similares a los de Cl^- , son resultado de la condensación de la fase gaseosa en aguas cercanas a la superficie (Nicholson, 1993). Esto indica que las emanaciones termales corresponden a aguas vapor-calentadas. El proceso de transferencia de calor que origina las fuentes termales, es la absorción y condensación de vapor ricos en H_2S y CO_2 , con bajo contenido HCl , por parte de aguas subterráneas someras, las que, debido a la oxidación de H_2S , contienen HSO_4^- más H^+ , lo cual acidifica las aguas (aguas sulfatadas ácidas), donde la interacción con agua superficial puede aumentar el pH (Berrios, 2015). La química de aguas indica que esta es una zona de *upflow* y que existe interacción con gases de origen magmático, como H_2S . Para esto es necesario realizar un mayor estudio.

Como se mencionó en el Capítulo 5, se puede clasificar un manantial termal según su temperatura (Llamas et al., 1992), en el caso de las Termas de Catillos este tendría una temperatura aproximada de 35° C correspondería a un manantial templado. En el caso de las Termas del Cajón de Ibáñez este presentaría temperaturas que bordean los 60° C, correspondiendo a un manantial caliente.

8.5 CLASIFICACIÓN MINEROMEDICINAL

Como ya se explica en el capítulo 5 sobre las clasificaciones de las aguas como posibles usos minero-medicinales, en la tabla 8.1 se describen sus características.

Tabla 8.1: Tabla resumen de las clasificaciones de las aguas termales según criterio minero-medicinal (Armijo-Valenzuela y San Martín, 1994).

Clasificación	Termas de Catillo	Baños de Barro
Origen geológico	Aguas telúricas	Aguas telúricas
Temperatura	Hipo-mesothermal	Hipertermal
Proveniencia	Infiltración	Infiltración
Composición qca	Alcalina	Alcalina
Dureza	Duras	Muy blandas
Mineralización global	Media	Débil

8.6 PROPIEDADES SEGÚN MINERALIZACIÓN GLOBAL

En el capítulo 5 se menciona una de las formas para clasificar las aguas mineromedicinales utilizando el residuo seco (RS), este proceso se realiza a 110°C, pero en este caso, el laboratorio del SERNAGEOMIN realiza esta acción bajo la temperatura de 103°C, esto puede contar con algo de sesgo al entregar sus resultados, dado que pueden existir algunos bicarbonatos, algo de agua de hidratación y algunas materias orgánicas que pueden persistir (Maraver F y Armijo F, 2010). Aun así obviando lo anterior, los valores que dan como resultado en esta clasificación según su contenido aniónico y catiónico realizada por Armijo y San Martín (1994), como también la clasificación de componentes especiales dispuesta por la Norma Cubana de Agua mineral (N.C 93-

01-218-1995) se resumen en las siguientes 2: la primera para las Termas del Cajón de Ibáñez (Tabla 8.2) y la segunda para las Termas de Catillo (Tabla 8.3)

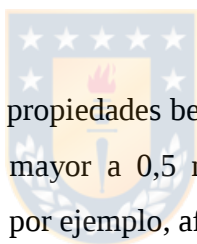
Tabla 8.2: Tabla resumen con los elementos que presentan concentraciones idóneas para su aplicación medicinal sector Cajón de Ibáñez.

TERMAS DEL CAJÓN DE IBÁÑEZ							
MANANTIAL: BAÑOS DE BARRO							
SITUACIÓN				POBLACIÓN: PARRAL			
				PROVINCIA: LINARES			
ANÁLISIS ORGANOLÉPTICO							
SABOR				INSÍPIDO			
OLOR				INOLORO			
COLOR				INCOLORO			
PROPIEDADES FÍSICOQUÍMICA							
TEMPERATURA				°C		55,7	
CONDUCTIVIDAD				µS/cm		1243	
pH						9,11	
TURBIDEZ						SIN REGISTRO	
RESIDUO SECO A 180°C							
mg/L				SIN REGISTRO			
RESIDUO SECO A 110°C							
mg/L				622			
SUSTANCIAS DISUELTAS							
ANIONES				CATIONES			
	(mg/l)	(meq/l)	%		(mg/l)	(meq/l)	%
HCO ₃ ⁻	91	1,49	12,15	Na ⁺	150	6,52	50,92
SO4 ²⁻	335	6,98	56,86	K ⁺	59	1,51	11,78
Cl ⁻	135	3,8	30,98	Ca ²⁺	95	4,75	37,09
NO ₃ ⁻	BLD	BLD	BLD	Mg ²⁺	0,33	0,03	0,21
GASES DISUELTOS							
CO2				mg/L		SIN REGISTRO	
SH2				mg/L		SIN REGISTRO	
COMPONENTES ESPECIALES (N.C 93-01-218-1995)							
B				mg/L		6,1	
RADIOACTIVIDAD							
	ACTIVIDAD			ERROR		ADM	
RADÓN (Bq/L)	SIN REGISTRO			-		-	
ALFA TOTAL (Bq/L)	SIN REGISTRO			-		-	
BETA TOTAL (Bq/L)	SIN REGISTRO			-		-	
PROPIEDADES DERIVADAS							
DUREZA				mg/L CaCO3		238	
ALCALINIDAD				mg/L CaCO3		74	
CLASIFICACIÓN							
Por su TEMPERATURA				HIPERTERMAL			
Por su MINERALIZACIÓN				MINERALIZACIÓN MEDIA			
Por su COMPOSICIÓN				IÓN SULFATADA, CLORURADA, SÓDICA, CALCICA, BÓRICA			
Por su DUREZA				DURAS			

8.7 ALCANCES Y REACCIONES ANORMALES

Las altas concentraciones de As detectadas en el Cajón de Ibáñez representan un peligro para las personas expuestas a estas aguas, específicamente en caso de ser ingeridas habitualmente y de forma directa. Según la norma chilena de agua para consumo (NCh409/1. Of 2005) establece un límite de 0,01 mg/L de As, valor superado ampliamente por los 1,5 mg/L.

Una prolongada exposición a As puede provocar varias enfermedades, incluyendo afecciones a la piel (Tondel *et al.*, 1999; Rahman *et al.*, 2001), problemas en el sistema circulatorio (Chen *et al.*, 1996; Karimi Nezhad *et al.*, 2010), enfermedades cardiovasculares (Wang *et al.* 2007), complicaciones neurológicas (Mukherjee *et al.*, 2003), desórdenes reproductivos (Ahmad *et al.*, 2001), enfermedades respiratorias (Milton *et al.*, 2001), diabetes mellitus (Rahman *et al.*, 1998) y puede aumentar el riesgo de cáncer, especialmente a la piel, vejiga, pulmones y riñones (Karimi Nezhad *et al.*, 2010).



Otro componente al cual se le entrega propiedades benignas según la Organización Mundial de la Salud (OMS) es el contenido de B mayor a 0,5 mg/L, pues podría provocar consecuencias negativas. Hay estudios que muestran, por ejemplo, afecta la función testicular en ratas (Lee *et al.*, 1978), mientras que se establece un efecto perjudicial para las plantas a partir de 1 mg/L (Dotsika *et al.*, 2011). Sin embargo, no existe consenso en las consecuencias que podría provocar en la salud humana (Hilal *et al.*, 2011), e incluso hay quienes establecen los posibles efectos positivos de su consumo (Murray, 1995).

Considerando lo expuesto, se recomienda evitar la exposición innecesaria a estos elementos y en el caso de tener una interacción prolongada con estas aguas, se recomienda estar atento ante cualquier síntoma o efecto adverso.

Las reacciones anormales como cualquier agente terapéutico, en el caso las aguas mineromedicinales pueden provocar respuestas anormales o excesivas, cuyo máximo exponente es la denominada “*crisis termal*”, es decir, aquellos episodios más o menos prolongados y de intensidad variable que se presentan del 5° al 6° día de iniciar el tratamiento, con una sintomatología

general común y manifestaciones locales características para cada establecimiento balneario, en relación con el tipo de agua y el padecimiento de los enfermos. La evolución está desprovista de gravedad y desaparecen al interrumpir la cura.

No olvidar las posibles contaminaciones de origen microbiano. Como también los microorganismos patógenos e indicadores fecales que pudieran suponer un riesgo sanitario para los usuarios de los Balnearios, ya que estas aguas se utilizan en tratamientos terapéuticos tanto por vía oral como tópica.



9 CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIONES

9.1 CONCLUSIÓN

Las manifestaciones termales encontradas en este sistema corresponden a aguas sulfatadas calentadas por vapor. El origen de las aguas termales es esencialmente meteórico, estas percolan por estructuras, en este caso asociadas a las fallas reactivadas originalmente extensionales de la subcuenca Chillán, ya en profundidad interactúan con gases exsueles provenientes de cámaras magmáticas someras. Posteriormente ascienden ocurriendo una mezcla con aguas superficiales. La temperatura superficial de estas manifestaciones varían entre 35°-60°C, siendo las de mayores temperaturas en la zona del Cajón de Ibáñez.

Las rocas volcánicas correspondientes a lavas y tobas, de la Fm. Abanico y de la Fm. Cola de Zorro, impermeabilizan la parte superior del sistema hidrotermal. Así los fluidos que ascienden por las zonas de falla y se encuentran con este nivel impermeable, deben transitar lateralmente, para luego brotar por los valles que logren incidir toda la potencia del nivel impermeable.

Es posible pensar que Las Termas existente en el Cajón de Ibáñez y en Catillo, con los datos obtenidos es más factible pensar en una diferencia a nivel superficial, pero para un resultado más confiable, se necesitan analizar más datos y otras variables, como análisis gravimétricos, magnetotélúricos, etc, para así encontrar diferencias a nivel superficial y también en profundidad.

Por lo tanto, la química de aguas serían consecuencias de procesos superficiales y no reflejan las condiciones de un reservorio profundo.

El aprovechamiento directo de los recursos geotérmicos podría ser factible en la mayoría de las fuentes termales catastradas en este estudio. Estos usos pueden ser: calefacción, procesamiento y secado de alimentos, procesos industriales que requieran calor, derretimiento de nieve, invernaderos, entre otros. Pero en este trabajo se quiere centrar para dar énfasis en su potencial aplicación medicinal, para este tipo de proyectos debe estar ligado a un grupo multidisciplinario contando no solo con estudios geológicos, sino también ecológicos, toxicológicos, médicos, etc.

Pero por sobre todo contar con la voluntad de políticas de estado. En primera instancia estas según sus características podrían cumplir las siguientes aplicaciones a la salud humana: estimulación gástrica y purgante por vía oral. Además presenta iones como calcio, flúor y boro que son utilizadas para la formación ósea. Por vía externa, la disminución hipertensión muscular, analgésico y antiinflamatorio. También posiblemente su aplicación en afecciones dermatológicas (eccemas, psoriasis, dermatitis). Las tendinopatías crónicas: hombros, codos, caderas, talones, las secuelas de traumatismos, fibromialgia y otras patologías dolorosas crónicas.

9.2 RECOMENDACIONES

En los próximos estudios que se realicen en la zona se recomienda:

1. Remuestrear las fuentes termales para entender los cambios en la composición química debido a la ocurrencia de procesos geológicos, aumentando el número de localidades de muestreos, considerando diferentes fuentes geotermales con la finalidad de comparar análisis isotópicos y elementales.
2. Hacer análisis de depósitos minerales en las zonas de alteración asociadas a las manifestaciones termales, para establecer equilibrios minerales, condiciones óxido-reducción, etc.
3. Realizar estudios geofísicos como: gravimetría, sísmica y magneto-teluria; en las zonas catalogadas como eventuales reservorios, de manera de buscar mayores y mejores evidencias de la existencia de estos.
4. Incorporar datos de gases geotermales (^3He , ^4He , CO_2 , H_2S , etc) e hidrocarburos, de manera de mejorar la estimación de la temperatura del o de los reservorios como también, tener mayor evidencias en el origen de estas emisiones.
5. Estudiar en forma detallada la geología estructural de la zona y medir parámetros geotécnicos de las rocas que hospedan las aguas termales, a modo de estimar condiciones

de deformación y estrés que provocan diferencias en las permeabilidades primarias y secundarias en las diferentes rocas. Además de las direcciones que recorren los fluidos, identificar zonas de recarga, zonas de alteración, entre otras cosas.

6. Realizar análisis hidrológico completo para estas zonas, para identificar de una manera más exacta las zonas de recarga del sistema.
7. Estimar tiempos de residencia de las aguas termales a partir de: (i) Métodos de decaimiento radiactivo utilizando isótopos radioactivos de tritio, o isótopos cosmogénicos como ^{36}Cl . (ii) Métodos de acumulación, utilizando isótopos de ^3He . Así entender la hidrodinámica del sistema geotérmico.
8. Con todo lo anterior se tendrá la suficiente información para determinar la perforación de pozos exploratorios que permita acceder a la información de temperatura, química de agua y roca, y parámetros geotécnicos en profundidad, en las zonas catalogadas como eventuales reservorios.
9. Realizar un estudio multidisciplinario (médicos, biólogos, geólogos, entre otros) para ampliar y mejorar la eficiencia de la utilización de estos recursos naturales como una alternativa integrativa para tratar enfermedades en distintos niveles, como para la utilización preventiva de ellas. Dentro de lo anterior, completar los estudios faltantes como lo es la turbidez, las propiedades radioactivas y componentes biológicos (bacterias, desechos orgánicos, entre otros). Además, validar las propiedades, usos y técnicas médicas ofrecidas por las características fisicoquímicas intrínsecas del agua termal a través de estudios y seguimiento de pacientes tratados.
10. Por último, con respecto al punto anterior fomentar y potenciar el atractivo turístico de la comuna con esta opción complementaria a la salud.

10 REFERENCIAS

- AGUIRRE L, 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, v. 9., 70 pp.
- AGUIRRE L., HERVÉ F. Y GODOY E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chilean outline. *Krystalinikum*, Vol. 9, p. 7-19.
- AHMAD S.A., SAYED M.H., BARUA S., KHAN M.H., FARUQUEE M.H., JALIL A., HADI S.A. Y TALUKDER H.K. 2001. Arsenic in drinking water and pregnancy outcomes. *Environmental Health Perspectives*. 109(6): 629- 31.
- AMELUNG W. Y HILDEBRANDT G., 1985. *Balneologie und medizinische Klimatologie*. Springer. Berlin, Heidelberg.
- ARMIJO F., 1990: El azufre en las aguas mineromedicinales. *Bol. Soc. Esp. Hid. Med.* Vol. V, n° 13, 38-42.
- ARMIJO F., 2012. Cien años de análisis de las aguas mineromedicinales. Madrid. Universidad Complutense.
- ARMIJO F, MONASTERIO AM, CORVILLO I, AGUILERA L, POZO M, CARRETERO MI Y MARAVER F, 2011. When volcanic waters are beneficial to health. In: Belsino C, Fiore S, Giannossi ML. (Editors). *Geological and Medical Sciences for a safer Environment GeoMed2011*. Bari: Digilabs Pub: 6.
- ARMIEJO-VALENZUELA M. Y SAN MARTÍN J, 1994. "Aguas minerales. Conceptos generales. En: *Curas Balnearias y Climáticas. Talasoterapia y Helioterapia*," Ed. Computense, Madrid, 11-16.
- ARMIEJO-VALENZUELA M, 1994d. Aguas carbónicas o aciduladas. En: *Curas Balnearias y Climáticas. Talasoterapia y Helioterapia*, Ed. Computense, Madrid, 271-277.
- BARRERA J, 1999. Geología y geofísica (CSAMT) aplicada en el distrito aurífero Las Palmas, Talca, VII Región, Chile. Memoria de Título (inédito), Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, 100 pp., Concepción.
- BASCHINI MT, PETTINARI GR, VALLÉS JM, AGUZZI C, CEREZO P, LÓPEZ-GALINDO A, SETTI M Y VISERAS C, 2010. Suitability of natural sulphur-rich muds from Copahue (Argentina) for use as semisolid health care products. *Appl Clay Sci*; 49: 205-212.
- BASCHINI MT, PETTINARI GR, VALLÉS JM, MONASTERIO AM, JIMENEZ J, LÓPEZ-GALINDO A, VISERAS C Y SETTI M, 2011. Caracterización de fangos en el área geotermal de Copahue-Procesos de maduración natural. Preservación del recurso natural. En: Monasterio AM,

Lamot JL, Bertani LA (coord.). Libro de resúmenes del 1º Congreso Internacional de Termalismo. Neuquén: EDUCO-Universidad Nacional del Comagüe. 25-27.

BENAVENTE, 2010. Actividad hidrotermal asociada a los complejos volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu- Cerro Azul, 36°S y 37°S, Zona volcánica sur, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. 206 p.

BERRIOS, 2015. Caracterización geoquímica de sistemas geotermales en zonas de transición: volcanes Nevados de Chillán y Copahue. Memoria de Título para optar a Geóloga. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito): 131 pp., Santiago.

BRAVO P., 1989. Estratigrafía del margen oriental de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule. Taller de Título II (inédito). Departamento de Geología, Universidad de Chile. 71 pp., Santiago.

BRAVO P., 2001. Geología del Borde Oriental de la cordillera de la costa entre los Ríos Mataquito y Maule, VII región. Santiago: Universidad de Chile, Departamento de Geología.

CEMBRANO J. Y LARA L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471, p. 96-113.

CHARRIER R., PINTO L. Y RODRÍGUEZ M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication: The Geology of Chile: Londres*, p. 21-114.

CHARRIER R. Y MUNIZAGA F., 1979. Edades K-Ar de volcanitas cenozoicas del sector cordillerano del Río Cachapoal, Chile (34°15' de latitud sur). *Revista Geológica de Chile*. Vol. 6 (1): 41-51.

CHARRIER R., BAEZA O., ELGUETA S., FLYNN J.J., GANS P., KAY S.M., MUÑOZ N., WYSS A.R. Y ZURITA E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversión south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 117-139.

CHARRIER R., BUSTAMANTE M., COMTE D., ELGUETA S., FLYNN J.J., ITURRA N., MUÑOZ N., PARDO M., THIELE R. Y WYSS A.R., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, v. 236, p. 43-77.

CHEN C. J., ET AL., 1996. Dose-response relationship between ischemic heart disease mortality and long-term arsenic exposure. *Arteriosclerosis, thrombosis, and vascular biology*, vol. 16, no 4, p. 504-510.

CINTI D. ET AL., 2009. Geochemistry of thermal waters along fault segments in the Beas and Parvati valleys (north-west Himalaya, Himachal Pradesh) and in the Sohna town (Haryana), India. *Geochemical Journal*, vol. 43, no 2, p. 65-76.

CORVALÁN J., 1976. El Triásico y Jurásico de Vichuquén – Tilicura y de Hualañé, Provincia de Curicó. Implicancias paleogeográficas. 1° Congreso Geológico Chileno, Vol. 1: 137 – 154, Santiago.

CORVALÁN J. Y DÁVILA A., 1964. Geología de la Cordillera de la Costa entre los ríos Aconcagua y Mataquito. Sociedad Geológica de Chile, Resumen N° 9: 1-4, Santiago.

CUSTODIO E. Y LLAMAS M.R., 1983. Hidrología subterránea. Ed. Omega, Barcelona. 2 vols, 2350 p.

DGA, 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad: Cuenca del Río Maule. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile. 184 pp.

DOTSIKA E, ET AL., 2011. Distribution and Origin of Boron in Fresh and Thermal Waters in Different Areas of Greece. En Water Security in the Mediterranean Region. Springer Netherlands, p. 209-228.

DRUSCHEL G.K. Y ROSENBERG P.E., 2001. Non-magmatic fracture-controlled hydrothermal systems in the Idaho Batholith: South Fork Payette geothermal system: Chemical Geology, v. 173, no. 4, p. 271–291. doi:10.1016/S0009-2541(00)00280-1.

ELLIS A.J. Y MAHON W.A.J., 1977. Chemistry and geothermal systems. Academic Press, New York.

ESCOBAR P., 1976. Paleontología y Bioestratigrafía del Triásico Superior y Jurásico Inferior (Hettangiano-Sinemuriano) en el área de Curcpro, provincia de Talea. Memoria de Título, Univ. Chile, 127 p., Santiago.

ESCOBAR F., GUZMÁN R. Y VIEIRA C., 1977. Avance geológico de las hojas Rancagua, Curicó, Talca, Linares, Chanco, Concepción – Chillán. Instituto de Investigaciones Geológicas (inédito). Departamento de Geología, Universidad de Chile. 678 pp., Santiago.

FOCK A., CHARRIER R., FARÍAS M. Y MUÑOZ M.A., 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S). Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial, v. 6. pp 48-55.

FOLGUERA A., RAMOS V.A. Y MELNICK, D., 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37°30'S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (1): 3-19.

FRANZESE J. R. Y SPALLETTI L.A., 2001. Extensión continental del Triásico Tardío-Jurásico Temprano en el suroeste de Gondwana: segmentación tectónica y rifting previo a la ruptura. Revista de Ciencias de la Tierra de América del Sur 14: 257-270.

FRANZESE J.R., SPALLETTI L.A., GÓMEZ PÉREZ, I. Y MACDONALD D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Science* 16: 81-90.

FUENZALIDA P., H., 1965. Clima. In *Geografía Económica de Chile*. (Texto refundido). Edit. Universitaria, p. 98-151. Santiago.

GANAN P. Y HERVÉ F., 1983. Geología del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región. *Revista Geológica de Chile* N° 19 – 20: 37 – 56, Santiago.

GIAMBIAGI L., BECHIS F., GARCIA V. Y CLARK A.H., 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargue fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics*, v. 459, p. 123-139.

GIGGENBACH W. F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12), pp. 2749-2765.

GIGGENBACH W. F., 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. In: F. D'Amore (Ed), *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*, UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, p. 119–142.

GIGGENBACH W. Y GOGUEL R., 1989. Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges, unpublished report. Petone, New Zealand.: Department of Scientific and Industrial Research.

GIRARD R., 1973. Essai de classification des eaux naturelles pour le transport et la distribution, Paris, Tribune du CEBEDEAU.

GODOY E., YÁÑEZ G. Y VERA E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, v. 306, p. 217-236.

GONZÁLEZ-BONORINO, FÉLIX, 1971, Metamorphism of the crystalline basement of Central Chile: *Jour. Petrology*, y. 12, N°1, p. 149-175.

GOFF F. Y JANIK K. J., 2000. Geothermal Systems. En: *Encyclopedia of Volcanoes*, Ed. Academic Press, 817-834.

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, Facultad de Geología, Publicación 24, 119 p.

GONZÁLEZ-FERRÁN O., 1995. Volcanes de Chile. Santiago: Instituto Geográfico Militar, 635 p.

GREZ E., 1981. Geología y Geoquímica de los cuadrángulos Gualleco, Villa Prat, Pencahue y Talca (inédito). M. G. y Consultores Asociados y Cía., para SERPLAC – VIII Región. 96 pp., Santiago.

GUPTA H. Y S. ROY., 2007. Geothermal Energy: An alternative resource for the 21ST century, Elsevier publications.

HAUSER A., 1995. Hoja Talca, Region VII, escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, carta Hidrogeológica de Chile (n.2): 73 p., + anexos; 2 mapas pleg. col, Santiago. Coordenadas: 35°00'-35°30' / 72°00'-71°00' ; 35°30'-36°00' / 72°00' - 71°15'.

HAUSER A., 1997. Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile. Revista geológica de Chile, Vol 50, p. 90.

HERNÁNDEZ-TORRES A, 2006. Técnicas y Tecnologías en Hidrología Médica e Hidroterapia. Madrid: AETS-ISCIH.

HILAL N, KIM G. J. Y SOMERFIELD C., 2011. Boron removal from saline water: a comprehensive review. Desalination, vol. 273, no 1, p. 23-35.

HILDRETH W., Y DRAKE R., 1992. Volcán Quizapu, Chilean Andes. Bulletin of Volcanology , 93-125.

HILDRED W., GRUNDER A., Y DRAKE, R., 1984. The Loma Seca Tuff and the Cabalozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. Geological Society of American Bulletin , 45-54.

HOKE G.D., ARANIBAR J.N., VIALE M., ARANEO D.C. Y LLANO C., 2013. Seasonal moisture sources and the isotopic composition of precipitation, rivers, and carbonates across the Andes at 32.5–35.5°S. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14(4), 962–978.

JORDAN T.E., BURNS W.M., VEIGA R., PANGARO F., COPELAND P., KELLEY S. Y MPODOZIS C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. Tectonics, v. 20, p. 308-324.

KARIMI NEZHAD M, GHAHROUDI TALI M, HASHEMI MAHMOUDI M. Y PAZIRA E., 2010. Spatial variability of Ss and Cd concentrations in relation to land use, parent material and soil properties in topsoils of Northern Ghorveh, Kurdistan Province, Iran. World Appl Sci.

KLOHN C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas, v. Boletín n°8. , 95.

KOZLOWSKY E., MANACEDA R. Y RAMOS V.A., 1993. Estructura, in Ramos, V.A., ed., Geología y recursos naturales de Mendoza., Volume Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), p. 235-256.

LACAZETTE G., 2005. El prospecto aurífero Los Guindos, Gualleco, Provincia de Talca, VII Región del Maule: Marco geológico y condiciones de formación. Memoria de título (inédito), Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra. 117 pp., Concepción.

LARSON R. L., 1991. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume: *Geology*, 19, 547-550.

LEE I. P., SHERINS R. J. Y DIXON R. L., 1978. Evidence for induction of germinal aplasia in male rats by environmental exposure to boron. *Toxicology and applied pharmacology*, vol. 45, no 2, p. 577-590.

LLAMAS R., BACK W. Y MARGAT J., 1992. Groundwater use: equilibrium between social benefits and potential environmental costs. *Applied Hydrogeology*, vol. 1, no 2, p. 3-14.

LÓPEZ-ESCOBAR L., CEMBRANO J. Y MORENO H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 219-234.

LÓPEZ L., Y MUNIZAGA F., 1983. Características geoquímicas y Petrogénesis del Complejo Volcánico Laguna del Maule, Andes del Sur, 36°00`S. *Revista Geológica de Chile*, 3-24.

MANCEDA R. Y FIGUEROA D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malarguee fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *American Association Petroleum Geologists Memoir*, v. 62, p. 369-382.

MARANGUNIC C., H. MORENO Y J. VARELA., 1979. Observaciones sobre los depositos de relleno de la presión longitudinal de Chile entre los ríos Tinguiririca y Maule. Segundo Congreso Geológico, Arica 1979, actas, tomo III: I 29-39.

MARAVAR F, 2003. Vademécum de aguas mineromedicinales españolas. Madrid: instituto de Salud Carlos III (eds.).

MARAVAR F, 2008. Importancia de la medicina termal. *Balnea.*; 4: 35-50.

MARAVAR F Y ARMIJO F, 2010. Vademecun II de aguas mineromedicinales españolas. Madrid: Ed. Complutense.

MARTINEZ Y OSORIO, 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de carafitas fósiles en la formación Colimapu. *Minerales* (n81-82): pp. 28-43.

MILTON A. H. et al., 2001. Chronic arsenic poisoning and respiratory effects in Bangladesh. *Journal of occupational health*, vol. 43, no 3, p. 136-140.

MINISTERIO DE SALUD, 2006. Norma NCh409/1.Of2005 Agua Potable Decreto Exento N°446. Diario Oficial N°38.498.

MONASTERIO AM, 2010. Estudio de las aguas minerales de la Provincia de Neuquén. [thesis] Madrid, Universidad Complutense.

MONASTERIO AM, 2012. Caminemos por las Termas del Neuquén. Bariloche: Ed Caleuche.

MONASTERIO AM, ARMIJO F Y MARAVER F, 2016. Therapeutic Effects of the Mineral Waters from Copahue Spa. In: Tassi F, Vaselli O, Caselli AT (editors). Copahue Volcano. Active Volcanoes of the World. Berlín Heidelberg: Springer Verlag: 273-282.

MONASTERIO AM. Y GRENOVERO S, 2008. Influencia del tratamiento termal en pacientes con diagnóstico de osteoartritis primaria de rodilla y manos derivados por el plan termalismo al complejo termal de Copahue (Neuquén, Argentina) en la temporada 2006-2007. Balnea. 4: 133-141.

MOREIRA A. Y MONASTERIO AM, 2011. Efectos de las aguas mineromedicinales en pacientes con espasticidad en las Termas de Copahue-Neuquén-Argentina. En: Monasterio AM, Lamot JL, Bertani LA (coord.). Libro de resúmenes del 1º Congreso Internacional de Termalismo. Neuquen: EDUCO-Universidad Nacional del Comague, 50-51.

MOREL R., 1981. Geología del sector Norte de la Hoja Gualleco entre los 35°00' y 35°10' Latitud Sur, Provincia de Talca, VII Región, Chile. Memoria de título (inédito), Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. 149 pp., Santiago.

MORLEY C.K, NELSON R.A., PATTON T.L. Y MUNN S.G., 1990. Transfer zonas en el sistema de rift de África Oriental y su relevancia para exploración de hidrocarburos en grietas. Boletín de la asociación de Petróleo Geólogos 74, 1234-1253.

MPODOZIS C. Y RAMOS V., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in: Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources; Ericksen, G.E., Cañas M.T. and Reinemund, J.A. (Editores), Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Vol. 11, p.59-90.

MUKHERJEE S. C. et al., 2003. Neuropathy in arsenic toxicity from groundwater arsenic contamination in West Bengal, India. Journal of Environmental Science and Health, Part A, vol. 38, no 1, p. 165-183.

MUÑOZ CRISTI, J., 1960. Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la Zona Central del país. Revista Minerales, N° 69: 28 – 46.

MUÑOZ C., 1993. Metodologías de exploración de yacimientos metalíferos en la Cordillera de la Costa, entre las latitudes 34°45' y 36°00' Sur, VII Región, Chile. Memoria de título (inédito), Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. 134 pp., Santiago.

MUÑOZ J., Y NIEMEYER H., 1984. Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000, Hoja Laguna del Maule. Santiago, Región del Maule, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.

- MURRAY F. J., 1995. A human health risk assessment of boron (boric acid and borax) in drinking water. *Regulatory Toxicology and Pharmacology*, vol. 22, no 3, p. 221-230.
- NASI C. Y THIELE R., 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur del Río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile*, N° 16: 81 – 99, Santiago.
- NICHOLSON K., 1993. *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*. Springer-Verlag, 268 p. Berlin.
- NICHOLSON R.A., ROBERTS P.D. Y BAXTER, P.J., 1996. Preliminary studies of acid and gas contamination at Poas volcano, Costa Rica. In: J.D. Appleton, R. Fuge and G.J.H. McCall (Editors), *Environmental Geochemistry and Health*. The Geological Society, London, pp. 239-244.
- N.C. 93-01-218, 1995. “Norma Cubana de Agua Potable”. Oficina Nacional de Normalización (La Habana, Cuba), 8 págs.
- PARDO-CASAS F. Y MOLNAR P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.
- PIRACÉS R., 1976. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la Cuesta El Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile. 1° Congreso Geológico Chileno. Vol. 1: 65 – 82, Santiago.
- PRATZEL H., 1982. Welche Bilanzänderung der Elektrolyte ist durch Baden in heilwässern möglich?. *Z. Phys. Med. Baln. Med. Klim.* 11, 431-445.
- PRATZEL H., 1995. *Sulfur in health resort medicine*. Ed. I.S.M.H. Geretsried.
- PRATZEL H. Y ARTMANN K., 1990. Baños sulfurados y reacciones inmunológicas. *Bol. Soc. Esp. Hidrol. Med.*, vol. V, n° 1, 26-27.
- RADIC J.P., 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* 37 (1): p 220-246.
- RAHMAN M. ET AL., 1998. Diabetes mellitus associated with arsenic exposure in Bangladesh. *American Journal of epidemiology*, vol. 148, no 2, p. 198-203.
- RAHMAN M. M., CHOWDHURY U. K., MUKHERJEE S. C., ET AL., 2001. Chronic arsenic toxicity in Bangladesh and West Bengal, India—a review and commentary. *Clinical Toxicology*, 39, 683–700.
- ROSENDAHL B.R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 15: 445-503.

SÁNCHEZ, 2015. Interplay between brittle deformation, fluid-rock interaction and mineralization in hydrothermal systems from the southern andes. Tesis para optar al grado de doctor mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito): 131 pp., Santiago.

SAN JOSÉ ARANGO C., 1996. Balnearios y Curhoteles andaluces. Ed. Turismo Andaluz, S. A. Junta de Andalucía.

SAN JOSÉ ARANGO C., 2001. Hidrología médica y terapias complementarias, 1ª reimpresión. Ed. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla.

SAN MARTÍN J., 1994. "Aguas oligominerales o de débil mineralización". En: Curas Balnearias y Climáticas. Talasoterapia y Helioterapia, Ed. Computense, Madrid, 305-312.

SHELL CM, SPARO MD, DE LUCA MM, GRENOVERO S, DE MICHELE D, GIACOMINO M, MONASTERIO AM, BELDERRAIN A Y BASUALDO JA, 2010. Actividad inhibitoria de la fase líquida del fango termal de Copahue (Neuquén, Argentina) sobre cepas de *Staphylococcus aureus*. An Hidrol Med; 3: 21-33.

SCHNIZER W., 1989. Physikalische und balneologische Therapie bei peripheren arteriellen Durchblutungsstörungen, en Schmidt, K. L.: Kompendium der Balneologie und Kurortmedizin. Ed. Steinkopff. Darmstadt, 359-367.

SERNAGEOMIN, 2003. Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000). Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Publicación Geológica Digital 4.

SIEBERT L., SIMKIN T., Y KIMBERLY P., 2011. Volcanoes of the World. University of California press and Smithsonian Institution.

SINGER B.S., THOMPSON R. A., DUNGAN M.A., FEELEY T.C., NELSON S.T., PICKENS J.C., BROWN, L.L, WULFF A.W, DAVIDSON J. P., METZGER, J. 1997. Volcanism and erosion during the past 930 k.y. at the Tatara-San Pedro complex, Chilean Andes. Geological Society of America, Bulletin, Vol. 109, No2, p 127-142.

SOMOZA R., 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences, v. 11, p. 211-215.

SOMOZA R. Y GHIDELLA M.E., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 60, p. 797-809.

SPICHIGER S., 1991. Perfil Geológico estructural entre la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa a 35°00' Latitud Sur, VII Región. Taller de título II (inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 85 pp., Santiago.

STERN C.R. ET AL., 2007. Chilean volcanoes. The geology of Chile, p. 149-180.

- SUÁREZ M. Y EMPARAN C., 1995. The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene freshwater interarc basin, Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (1): 17-31.
- TAPIA F., 2010. Análisis estructural del sector occidenral de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe en el curso superior del río Colorado de Lontúe (35°18' y 35°23'S), Región del Maule, Chile. Memoria de título (inédito), Universidad de Chile, Departamento de geología: 86-87p.
- TAVERA J., 1957. Informe sobre ubicación estratigráfica del Triásico de Gualleco, Provincia de Talca (inédito). Universidad de Chile, Instituto de Geología. N° 95, 3 pp., Santiago.
- THIELE R., 1965. El Triásico y Jurásico del Departamento de Curepto en la Provincia de Talca. Apartado del volumen 22 – 23 de los “Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas”. Publicación N° 28, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 46 pp., Santiago.
- THIELE R. Y MOREL R., 1981. Tectónica triásico – jurásico en la Cordillera de la Costa, al norte y sur del Río Mataquito (34°45' – 35°15' Latitud Sur) Chile. *Revista Geológica de Chile*, N° 13 – 14: 49 – 61., Santiago.
- THOMAS H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga. Santiago: Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 2.
- TONDEL M. *et al.*, 1999. The relationship of arsenic levels in drinking water and the prevalence rate of skin lesions in Bangladesh. *Environmental Health Perspectives*, vol. 107, no 9, p. 727.
- TRUESDELL A., 1991. Effects of physical processes on geothermal fluids. In: D'Amore, F. (coordinator), *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. UNITAR/UNDP publications, Rome, 71-92.
- UYEDA S. Y H. KANAMORI, 1979. "Back-Arc Opening and the Mode of Subduction." *J. Geophys. Res.* 84(B3): 1049-1061.
- VERGARA M., 1969. Rocas volcánicas y sedimentario – volcánicas, Mesozoicas y Cenozoicas, en la latitud 34°30' S, Chile. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Publicación N° 32, 36 pp., Santiago.
- WANG C. ET AL., 2007. A review of the epidemiologic literature on the role of environmental Arsenic exposure and cardiovascular diseases. *Toxicology and applied pharmacology*, vol. 222, no 3, p. 315-326.
- WULFF Y ANDREW H., 2003. "Composite Chemostratigraphy of Lavas From the Casitas Shield, Descabezado Grande-Cerro Azul Volcanic Complex, Chilean Andes". American Geophysical Union, Fall Meeting.
- ZONENSHAYN L.P., SAVOSTIN L.A. Y SEDOV A.P., 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for last 160 million years. *Geotectonics*, v. 18, p. 181-195.