



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**ROL DE LAS DISTINTAS FUENTES DE CALOR EN LAS
AGUAS TERMALES DEL ÁREA VILLARRICA-CHIHUIO,
40°15'S Y 39°15'S, ZONA VOLCÁNICA SUR, CHILE.**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
PABLO VÍCTOR MIGUEL SÁNCHEZ ALFARO**

**PROFESOR GUÍA:
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MOHAMMAD AYAZ ALAM
ALFREDO LAHSEN AZAR**

**SANTIAGO DE CHILE
ABRIL 2010**

RESUMEN

El área Villarrica-Chihúo situada entre las coordenadas 40°15' y 39°15' de latitud sur y los 72°10' y 71°40' de la longitud oeste, en las regiones de La Araucanía y de Los Ríos, tiene el ~6% de las fuentes termales en Chile. En este sector existe una estrecha relación espacial entre la distribución de los volcanes activos de la Zona Volcánica Sur y la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), los cuales determinan los principales controles de los sistemas geotermales en el área, la fuente de calor y la permeabilidad. El objetivo del trabajo es establecer el origen de las aguas termales e identificar el rol de las distintas fuentes de calor, mediante una caracterización geoquímica de las aguas termales y una caracterización estructural de las áreas de surgencia de las fuentes termales. Se seleccionaron once áreas termales y en función sus características se definieron dos dominios geotérmicos, a) Dominio Volcánico, asociado espacialmente al volcanismo reciente y b) Dominio Estructural, espacialmente asociado a la ZFLO.

La caracterización estructural de las áreas termales, consistió en el mapeo y análisis de rasgos lineales superficiales –lineamientos-, mediante la utilización de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación. Se calculó el parámetro Densidad de Fracturas y Fallas (DFF) a partir de la densidad de lineamientos y se obtuvo una correlación entre zonas con alta DFF y la existencia de fuentes termales. El análisis de orientación de lineamientos muestra una compatibilidad entre estos y el estado de estrés neógeno. Estos rasgos tectónicos controlarían la ubicación de las fuentes termales, la recarga y las direcciones de flujo en los sistemas geotérmicos.

La caracterización geoquímica reveló que todas las aguas analizadas son sulfatadas-sódicas-(bicarbonatadas), con bajo contenido de sólidos disueltos y de cloro. El rango de temperatura superficial en el Dominio Estructural corresponde a 37-82°C, mientras que para el pH el rango es 8,9-9,7. En el Dominio Volcánico se tienen valores de temperatura entre 36°C y 70°C y de pH entre 7,8 y 8,7. Las aguas analizadas de ambos dominios corresponden a vapor calentadas. El rango de temperatura de reservorio en el Dominio Volcánico es de 125-150°C y en el Dominio Estructural es de 100-120°C. Los análisis de isótopos estables (D-¹⁸O) revelan que las aguas de ambos dominios tienen un origen puramente meteórico y no se ha producido intercambio isotópico de suficiente magnitud para ser apreciado en los diagramas isotópicos.

Se presenta un modelo conceptual de los sistemas geotérmicos. El Dominio Volcánico tiene las características de un sistema geotérmico asociado fuente magmática, desde donde emergen aguas vapor calentadas. Las fuentes termales del Dominio Estructural serían el resultado de la circulación profunda (2-3 km) de aguas meteóricas en zonas de fracturas y fallas asociadas a la ZFLO y de alto flujo de calor. La química de las aguas termales de este dominio se explicaría por la interacción de los fluidos termales con rocas cristalinas. Los antecedentes proporcionados en este estudio indican que es posible el aprovechamiento del recurso geotérmico tanto para fines eléctricos como para usos directos.

*esa curiosidad desde donde el comienzo
ese sur desde donde la belleza
esa fría gotera en el cielo desde donde el agua
esas profundas heridas de la tierra desde donde el fuego
esa agua hirviendo desde donde se descubre
todo eso, y más, desde donde la plenitud*

*Porque un puente, aunque se tenga el deseo de tenderlo
y toda obra sea un puente hacia y desde algo,
no es verdaderamente puente mientras los hombres no lo crucen.
Un puente es un hombre cruzando un puente.*

Julio Cortazar

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer profundamente a los profesores Ayaz Alam, Miguel Ángel Parada y Alfredo Lahsen quienes motivaron, guiaron y sustentaron la realización de este trabajo. Al Programa de Geotermia y la Cátedra de Geotermia del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, que ha financiado los gastos de terreno, análisis químicos y mi manutención en la realización de este trabajo de investigación.

Al equipo de geotermia, Pancho, Oscar, Martín, Mauricio y Manuel por los comentarios y motivación en el desarrollo la investigación. Agradezco a Patilo, Luis Lara, Yasna Pérez, José Latus, Mary Rose y otros que de una u otra forma aportaron y facilitaron este estudio. No puedo dejar de agradecer a cada una de las personas dueñas o administradoras de las fuentes termales que nos dejó entrar a sus casas y/o lugares de trabajo para recolectar muestras, particularmente a Señora Nina por su gentileza y buena voluntad.

A modo personal, agradezco en lo más profundo a mis padres y hermana quienes me entregaron amor, confianza, curiosidad, crítica y todo el resto, desde el comienzo. A Martín, Pau, Tania, Miguel, Naty y el resto de compañeros ejemplares, que hicieron de mi paso por esta facultad una experiencia universitaria; en ese discutir y reír mientras pensamos construir una sociedad más justa y mejor. A Gabi, por la compañía, apoyo y cariño en este primer verdor. A mis compañeros de curso; Susi, Pancho, Don Ramón, Chuck, Hernan y Rodolfo por la amistad, solidaridad y conocimiento en medio de aquellos tramos de estudio y de terreno.

A todos ustedes, muchas gracias.

ÍNDICE GENERAL

I.	INTRODUCCIÓN	10
I.1	Organización del presente trabajo	10
I.2	Exposición del problema	11
I.3	Ubicación y accesos	12
I.4	Objetivos	13
I.5	Metodología general	14
I.6	Hipótesis de trabajo	14
I.7	Conceptos generales de la geotermia	15
II.	GEOLOGÍA Y ESTRUCTURAS DEL ÁREA VILLARRICA-CHIHUIO	20
II.1	Introducción	20
II.2	Marco geológico y tectónico regional.....	20
II.3	Marco geológico del área Villarrica-Chihuió.....	24
II.3.1	Centros eruptivos.....	24
II.3.2	Manifestaciones termales superficiales	28
III.	ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL ÁREA VILLARRICA-CHIHUIO	36
III.1	Introducción	36
III.2	Antecedentes	36

III.2.1	Arquitectura interna de falla y permeabilidad secundaria	36
III.2.2	Fallas en sistemas geotérmicos.....	38
III.2.3	Lineamientos	39
III.3	Metodología	41
III.4	Resultados y discusión	43
III.4.1	Mapa de Densidad de Fracturas y Fallas	43
III.4.2	Análisis de orientación	48
IV.	GEOQUÍMICA DE AGUAS TERMALES	51
IV.1	Introducción	51
IV.2	Antecedentes teóricos.....	51
IV.2.1	Clasificación geoquímica de fluidos geotermales	53
IV.3	Metodología	57
IV.3.1	Trabajo de Campo	57
IV.3.2	Muestreo y análisis <i>in-situ</i> de aguas termales	57
IV.3.3	Métodos analíticos	58
IV.4	Resultados y discusión	60
IV.4.1	Datos químicos de aguas termales.....	60
IV.4.2	Geotermómetros	70

IV.4.3	Equilibrio multimineral.....	82
IV.4.4	Isótopos estables.....	94
IV.4.5	Síntesis de la geoquímica de aguas termales.....	99
V.	MODELO CONCEPTUAL.....	102
VI.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	108
VI.1	Conclusiones.....	108
VI.2	Recomendaciones:.....	109
VI.3	Recursos energéticos.....	110
VII.	REFERENCIAS.....	112

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I-1: Ubicación del área Villarrica-Chihuio. Se indican las fuentes termales estudiadas, los estratovolcánes holocenos, las vías de acceso y las principales ciudades.	13
Figura I-2: Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico (Goff y Janik, 2000). Se presentan algunos rasgos geoquímicos de los fluidos geotérmicos que son discutidos en el Capítulo IV.	17
Figura I-3: Perfil esquemático del campo geotérmico de Yangbajing (Chandrasekharam y Bundschuh, 2008). Los reservorios están alojados en granitos fracturados. 1: reservorio somero; 2 y 3 reservorio profundo. Este campo es parte del Cinturón Geotérmico del Himalaya.	19
Figura II-1: Marco tectónico de los Andes del Sur (Rosenau <i>et al.</i> , 2006). ZFLO=Zona de Falla Liquiñe-Ofqui; ZVS=Zona Volcánica del Sur. Los puntos marcan la migración del Punto Triple en el neógeno y su edad.	21
Figura II-2: Marco geológico regional (Cembrano y Lara, 2009). Se indica área de estudio.....	22
Figura II-3: Tensor de estrés para la deformación en la ZFLO por a) Lavenu y Cembrano (1999) en 39°37'S y b) Rosenau <i>et al.</i> (2006) en el área comprendida por 38°S y 42°S. Ambos son consistentes con el desplazamiento dextral a lo largo de la ZFLO.....	23
Figura II-4: Foto del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, vista al oeste. A la izquierda se aprecia el borde de la caldera en cuyo interior se encuentra el cono holoceno Mocho y a la derecha el cuello volcánico del volcán Choshuenco.	25
Figura II-5: Mapa geológico simplificado del área Villarrica-Chihuio (modificado de Pérez (1999), Lara y Moreno (2004) y Moreno y Lara (2008)). Se muestra la ubicación y temperatura de las fuentes termales estudiadas.	26
Figura II-6: Ubicación de las áreas termales y distribución de los dominios geotérmicos para el área Villarrica-Chihuio.	35
Figura III-1: Modelo conceptual para un sistema geotérmicos asociado una falla de rumbo en los Alpes italianos. Notar que la recarga es en zonas elevadas y fracturadas, en cambio, las manifestaciones termales se ubican en zonas fracturadas pero de menor elevación.....	39
Figura III-2: Mapa de lineamientos para zona Villarrica-Chihuio extendida. Se muestran las tres clases de lineamientos. En b) se superponen a una imagen <i>hill-shaded</i>	45
Figura III-3: Mapa de Densidad de Fracturas y Fallas para la zona Villarrica-Chihuio extendida. En a) no se considera diferencia entre las diferentes clases para el cálculo, en cambio b) considera un factor de ponderación para las diferentes clases de lineamientos. Leer texto para detalles.	46
Figura III-4: Mapa de DFF extendido para la zona considerando igual ponderación de lineamientos. Para apreciar el efecto del relieve y elevación se incluye en a) las curvas de nivel y en b) el <i>hill shaded</i> de la zona. Leer texto para detalles.	47
Figura III-5: Representación en diagramas rosette de orientación de los lineamientos mapeados en todas las clases para el área Villarrica-Chihuio.	49

Figura III-6: Correlación existente entre el tensor de estrés para la deformación en el sector norte de la ZFLO por a) Lavenu y Cembrano (1999) y c) Rosenau <i>et al.</i> (2006) respecto a la la orientación de los lineamientos mapeados de todas las clases en b) y aquellos de la clase 3 en d). Las flechas negras representan la dirección de máximo estrés y las grises la dirección de máxima elongación asociadas.....	50
Figura IV-1: Diagrama piper de clasificación de aguas, para las aguas termales del área Villarrica-Chihuahio.	61
Figura IV-2: Diagrama ternario de aniones para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuahio. Campos de Giggenbach (1988). Todas las muestras se presentan para reconocer el efecto de mezcla dentro de cada área termal.	63
Figura IV-3: Diagrama de clasificación para las aguas termales del área Villarrica-Chihuahio. Notar la clara diferenciación que existe entre los dominios definidos.	67
Figura IV-4: Gráfico de las concentraciones de boro <i>versus</i> cloro para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuahio. Se aprecia una clara distinción en entre los dominios. Se indican las pendientes de las curvas de tendencia para ambos dominios.	68
Figura IV-5: Diagrama Schoeller para las fuentes termales y aguas meteóricas del área Villarrica-Chihuahio.	69
Figura IV-6: Geotermómetros de sílice seleccionados con corrección por pH para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuahio, ordenadas por la temperatura calculada. Se puede apreciar claramente que a la izquierda se ubican fuentes termales del Dominio Estructural en la elipse verde y a derecha aquellas del Dominio Volcánico en la elipse anaranjada.	77
Figura IV-7: Geotermómetro de Na-K-Mg para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuahio. Campos descritos en el texto.....	80
Figura IV-8: Gráfico de las temperaturas estimadas con los diferentes geotermómetros para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuahio. Se incluye la temperatura medida en terreno. Las estrellas indican aquellas fuentes termales menos afectadas por dilución.....	81
Figura IV-9: Índices de saturación para minerales seleccionados <i>versus</i> temperatura en Cerrillos, Río Florín, San Luis. Se indican con flecha la temperatura superficial –negro- y las temperaturas calculadas de los geotermómetros de calcedonia –marrón-, cuarzo –celeste- y -Na-K –rojo-.....	86
Figura IV-10: Índices de saturación para minerales seleccionados <i>versus</i> temperatura en Chihuahio, Liquiñe y Trifupán. Se indican con flecha la temperatura superficial –negro- y las temperaturas calculadas de los geotermómetros de calcedonia –marrón-, cuarzo –celeste- y -Na-K –rojo-.....	87
Figura IV-11: Índices de saturación para minerales seleccionados <i>versus</i> temperatura en Rincón Geométricas y Vergara. Se indican con flecha la temperatura superficial –negro- y las temperaturas calculadas de los geotermómetros de calcedonia –marrón-, cuarzo –celeste- y -Na-K –rojo-.....	88
Figura IV-12: Índices de saturación para minerales seleccionados <i>versus</i> temperatura en Coñaripe. Se indican con flecha la temperatura superficial –negro- y las temperaturas calculadas de los geotermómetros de calcedonia –marrón-, cuarzo –celeste- y -Na-K –rojo-.....	89
Figura IV-13: Índices de Saturación <i>versus</i> temperatura de calcita, calcedonia y cuarzo. Es posible distinguir ambos dominios.	90

Figura IV-14: Índices de Saturación versus temperatura de calcita, calcedonia y cuarzo. Es posible distinguir ambos dominios.	91
Figura IV-15: Estado de saturación para calcita, calcedonia y cuarzo calculado para las condiciones de muestreo.	92
Figura IV-16: Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ - δD mostrando la composición isotópica de fuentes termales y condensados volcánicos de distintas localidades, con respecto a sus respectivas composiciones meteóricas locales (Sepulveda, 2005). En triángulo se representan las composiciones isotópicas de aguas geotérmicas y meteóricas locales de El Tatio, norte de Chile. .	96
Figura IV-17: Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ - δD mostrando la composición isotópica de fuentes termales del Área Villarrica-Chihuio; LML=Línea Meteórica Local. a) Se identifican las diferentes áreas termales –Simbología en Tabla IV-7-; b) Se muestran los campos de la Figura IV-16, en escala apropiada.	97
Figura IV-18: Relación entre el exceso de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas termales versus temperatura superficial, distancia estratovolcán, contenido de cloro y elevación.....	99
Figura V-1: Ubicación de los perfiles que representan los modelos conceptuales de los sistema geotermiales. A la izquierda el mapa geológico y a la derecha mapa de DFF con los lineamientos de las clases 2 y 3.....	104
Figura V-2: Modelo conceptual del sistema geotermal asociado al Dominio Volcánico, representado por el perfil A-A' (Figura V-1). Para la misma sección se muestra el parámetro DFF.....	106
Figura V-3: Modelo conceptual del sistema geotermal asociado al Dominio Estructural, representado por el perfil B-B' (Figura V-1). Para la misma sección se muestra el parámetro DFF.....	107

I. INTRODUCCIÓN

El presente estudio propone un modelo conceptual para los sistemas geotérmicos de del sector Villarrica-Chihuio, (39°S, 40.5°S y 72.5°W, 71.5°W) que describe el origen de las fuentes termales y su relación con los centros volcánicos activos (Villarrica, Quetrupillán, Mocho-Choshuenco) y la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Para esto se analizó la geoquímica de las aguas, junto con caracterizar geológica y estructuralmente las áreas termales. Los análisis geoquímicos de aguas termales y el trabajo en terreno fueron posibles gracias al programa de Geotermia del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

I.1 Organización del presente trabajo

La presente memoria de Título ha sido organizada en cinco capítulos. En la introducción (Capítulo I) se da a conocer la problemática y los objetivos de este trabajo, junto con entregar conceptos básicos de sistemas geotérmicos asociados a fallas y a volcanismo activo. En “Geología y estructuras del área Villarrica-Chihuio” (Capítulo II) se presenta el marco geológico y tectónico, junto con describir las áreas termales estudiadas. En “Análisis estructural del área Villarrica-Chihuio” (Capítulo III) se describe el control estructural existente en las manifestaciones termales del área de estudio y junto a “Geoquímica de Aguas Termales” (Capítulo IV) son la médula del análisis en este estudio. El modelo conceptual simplificado del sistema geotérmico del área Villarrica-Chihuio, que integra las características estructurales y geoquímicas, se presenta en el Capítulo V. Finalmente en “Conclusiones y Recomendaciones” (Capítulo VI) se realiza una síntesis de los avances en el conocimiento que presenta este estudio.

I.2 Exposición del problema

Una gran cantidad (19) de fuentes termales catastradas en Chile se ubican en la Zona Volcánica Sur, entre los 39°S y 40.5°S (Hauser, 1997; Pérez, 1999). En esta zona de alta densidad de áreas termales, las temperaturas en los puntos de surgencia varían desde 22°C a 83°C (Lahsen, 1986; Pérez, 1999). Se define así para este estudio el área Villarrica-Chihuio comprendido entre los 39°S y 40.5°S y los 72.5°W, 71.5°W.

En el área Villarrica-Chihuio existe una estrecha interacción entre el volcanismo reciente, asociado al arco volcánico de la Zona Volcánica Sur, y la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). Esto hace sumamente interesante el estudio del origen de las fuentes termales, ya que la conjunción de ambos elementos influye en dos de los controles principales de los sistemas geotérmicos: i) la fuente de calor y ii) la permeabilidad.

Así, las características de la fuente de calor determinan la temperatura del sistema geotérmico, el origen de los fluidos y la interacción agua roca. Dentro de las fuentes de calor existente en el contexto geológico en el área Villarrica-Chihuio, se destacan: a) la existencia de cámaras magmáticas someras (<10 km) asociada a actividad volcánica reciente de carácter bimodal, b) conductos alimentadores de conos monogenéticos. Claramente asociadas al Volcán Villarrica se encuentran las termas Geométricas (72°C)¹ Rincón (35°C) y Vergara (40°C), el cual podría entregar un componente magmático no nulo que se apreciaría en la geoquímica.

Desde otra perspectiva, la permeabilidad influye en la dirección de los flujos hidrotermales, la percolación profunda de aguas meteóricas y la existencia de manifestaciones termales superficiales (e.g. Lahsen, 1976). De esta forma, el aumento de permeabilidad secundaria debido a la ZFLO, ejercería control sobre los sistemas geotermiales de la región. Precisamente, sobre la traza principal de la ZFLO se ubican

¹ Las temperaturas son aquellas medidas en superficie, a menos que se explicito lo contrario.

las termas de Liquiñe (71°C) y de Chihuido (82°C), que destacan por sus altas temperaturas superficiales.

En este contexto, a través de un análisis comparativo entre la geoquímica de aguas y gases termales y las características estructurales de las áreas termales, es posible tener un acercamiento a determinar el rol que tiene el volcanismo y la ZFLO en el origen de las fuentes termales de la zona. De esta forma se estaría aportando en la presentación de datos científicos útiles para la posterior evaluación de los recursos geotérmicos de la zona de Villarrica-Chihuido, lo que sería de suma importancia en el contexto energético en el cual se encuentra Chile actualmente.

I.3 Ubicación y accesos

El área Villarrica-Chihuido se ubica entre los 40°15'S y 39°15'S y los 72°10'W y 71°40'W (Figura I-1), 150 km al SE de Temuco. No existe un camino que conecte de norte a sur el área, por tanto para el sector norte se debe acceder desde la ciudad de Villarrica, al sector central desde Coñaripe y al sector sur, desde Futrono. Este cuadrángulo incluye el arco volcánico cuaternario y la ZFLO. Para este estudio se seleccionaron once de las veintidós fuentes termales catastradas en la zona. Casi la totalidad de las fuentes termales está habilitada para uso recreacional, lo que asegura un mínimo de accesibilidad por caminos de tierra o ripio.

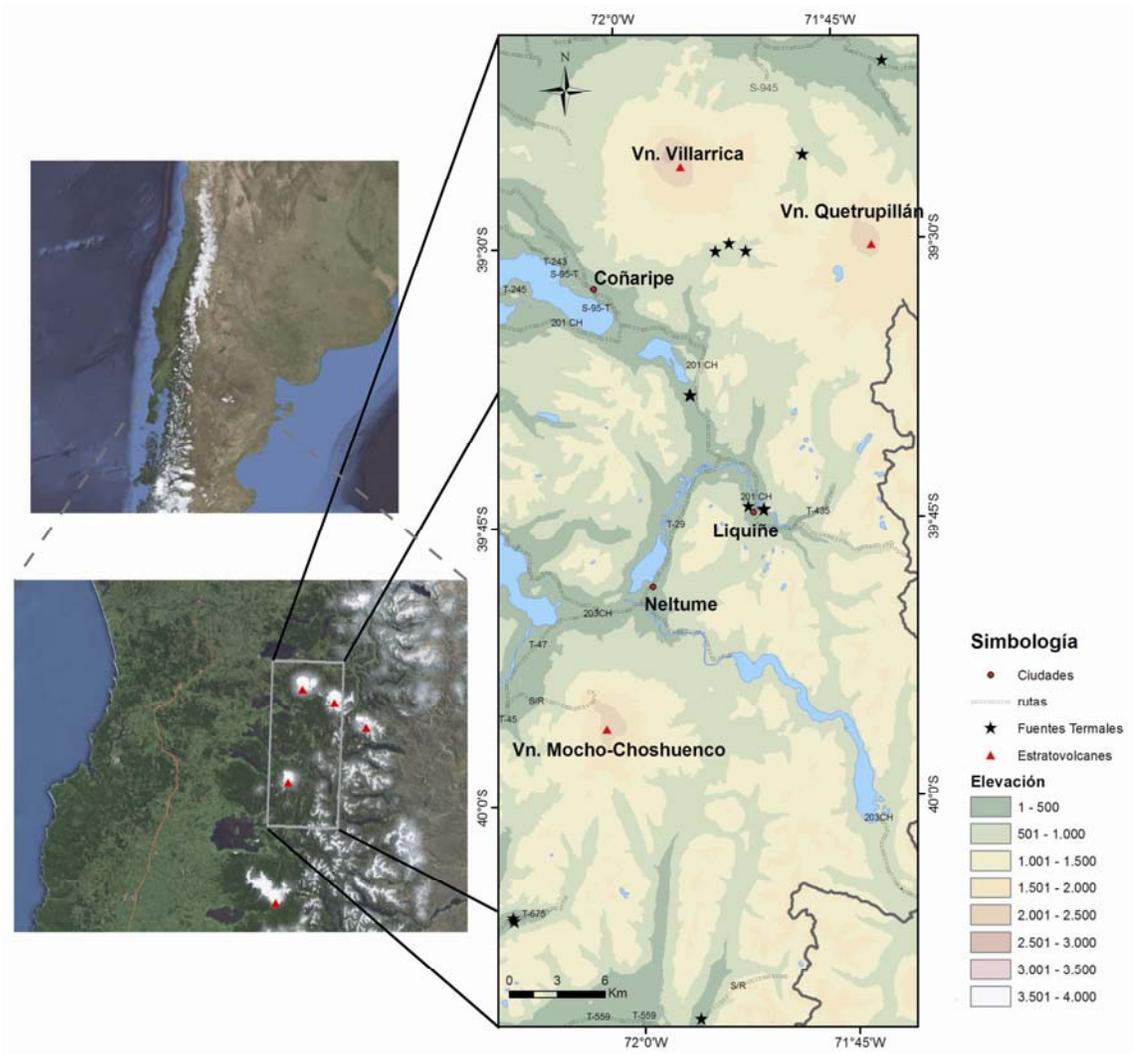


Figura I-1: Ubicación del área Villarrica-Chihuio. Se indican las fuentes termales estudiadas, los estratovolcánes holocenos, las vías de acceso y las principales ciudades.

I.4 Objetivos

El objetivo general de este estudio es determinar el origen de las aguas termales existentes en el área Villarrica-Chihuio e identificar el rol de las distintas fuentes de calor, a partir de un análisis comparativo entre aquellas asociadas espacialmente al volcanismo y aquellas cuya ubicación está directamente relacionada con la ZFLO, basados en datos geológicos y geoquímicos.

Los objetivos específicos son:

1. Caracterizar geoquímicamente las aguas termales con énfasis en identificar los procesos que la originan y la signatura geoquímica que imprimen.
2. Caracterizar el control estructural existente en el área de surgencia de las aguas termales y su rol en la generación de permeabilidad secundaria para el sistema geotérmico.
3. Generar un modelo conceptual del sistema geotérmico responsable de las manifestaciones termales superficiales.

I.5 Metodología general

1. Recolectar y analizar geoquímica e isotópicamente (^{18}O , D) muestras de aguas termales.
2. Elaborar un mapa de densidad de fracturas y fallas que permite relacionar las estructuras mapeables en superficie con el control que éstas ejercen en a) la permeabilidad secundaria de las rocas en las que se hospeda el sistema geotérmico y su eventual accionar como reservorio, b) las direcciones del flujo en subsuperficie de los fluidos geotérmicos y c) la ubicación de las manifestaciones superficiales y las zonas de recarga del sistema geotérmico. Este mapa es posible realizarlo a partir de la interpretación de imágenes satelitales (ASTER) y Modelos Numéricos de Elevación (DEM).
3. Integrar la información geoquímica y estructural para elaborar un modelo conceptual de los sistemas geotérmicos del área Villarrica-Chihuahio.

I.6 Hipótesis de trabajo

En el área Villarrica-Chihuahio existen dos procesos que darían origen a las fuentes termales, estos son: i) la circulación profunda de aguas meteóricas en una zona de alto gradiente geotérmico a través de conductos de alta permeabilidad y ii) la entrega de energía y fluidos desde cámaras magmáticas someras asociadas a los centros volcánicos de la Zona Volcánica del Sur (ZVS). Si bien ambos procesos interactúan,

es posible identificar la predominancia de uno de ellos para cada caso. En ese sentido, la circulación profunda originaría las fuentes termales que brotan sobre la traza principal de la ZFLO. Por otra parte, las cámaras magmáticas estarían relacionadas con aquellas fuentes termales cercanas (<24 km) a estratovolcanes holocenos. De esta forma, las aguas y gases termales poseen una signatura geoquímica que permite diferenciar la acción de ambos procesos.

Por tanto, el modelo conceptual de los sistemas geotermales de la zona integra tanto la percolación profunda de aguas meteóricas en granitos con un alto grado de fracturamiento y fallamiento, como el origen magmático de las aguas.

I.7 Conceptos generales de la geotermia

Un sistema geotermal consiste en un cuerpo de roca caliente y fluidos calientes en una situación de interacción agua-roca particular, siendo el resultado del transporte de calor desde la corteza hacia la superficie en regiones con un alto flujo de calor. El calor de un sistema geotermal puede provenir de un cuerpo magmático, transportado por convección; o del alto flujo de calor de las rocas en la corteza, transportado por conducción.

El origen de los fluidos geotermales es esencialmente meteórico, pero pueden contener un significativo componente de volátiles magmáticos (e.g. Craig, 1973; Giggenbach, 1992). La máxima profundidad que alcanzan la circulación de aguas meteóricas es la transición ductil/frágil de las rocas profundas, la que alcanzaría de 5 a 8 km, con temperaturas pueden ser de 400°C y mayores (e.g., Kissling y Weir, 2005). La circulación de fluidos en los sistemas geotermales es esencialmente controlada por la densidad cuando la temperatura en la base de la celda es mayor a ~150 °C (Arnórsson *et al.*, 2007).

De esta forma, un sistema geotermal es alimentado por la percolación de aguas meteóricas desde las zonas de recarga del sistema, que luego de calentarse reaccionan con la roca huésped, disolviéndola y agregando una gran cantidad de componentes químicos al fluido geotermal (e.g. Giggenbach, 1991). Posteriormente, los fluidos geotérmicos pueden acumularse en zonas permeables, que funcionan como reservorios geotérmicos y ocasionalmente alcanzan altas presiones y temperaturas (hasta 300°C). Si existen conductos que permitan el ascenso de los fluidos, se presentarán en superficie manifestaciones termales como fuentes termales y fumarolas, siendo la principal evidencia de la presencia de un sistema geotermal.

Existen muchas condiciones geológicas que derivan en un sistema geotermal, por tanto todos los campos geotermales varían entre sí. Es por esto que numerosas clasificaciones han sido propuestas para los sistemas geotermales. Las más importantes son: sistemas de alta y baja temperatura; sistemas líquido dominado y vapor dominado (White *et al.* 1971); y sistemas volcánicos y no volcánico (Goff y Janik, 2000). Generalmente los sistemas de alta temperatura son volcánicos y los sistemas de baja temperatura son no volcánicos (Arnórsson *et al.*, 2007).

Esta sección no pretende reiterar los diversos tipos de ambientes y tipos de sistemas geotérmicos en el mundo. Muy buenas revisiones de estos han sido realizadas por Marini (2000), Barbier (2002), Arnórsson *et al.* (2007), Chandrasekharam y Bundschuh (2008), entre otros. Sin embargo es necesario señalar las características de los sistemas geotermales que podrían encontrarse en la zona. Dentro de las clasificaciones existentes, este estudio utiliza aquella propuesta por Goff y Janik (2000) en que se distinguen: a) Sistemas ígneos jóvenes, b) Sistemas tectónicos, c) Sistemas geopresurizados y d) Sistema roca caliente seca.

En este contexto, se desarrollan los modelos conceptuales de a) Sistemas ígneos jóvenes, representado por la idealización de un sistema asociado a un estratovolcán andesítico cuaternario (Goff y Janik, 2000) y b) Sistemas Tectónicos, utilizando el campo geotérmico de Yangbajing controlado por zonas de alta permeabilidad secundaria en rocas cristalinas (Chandrasekharam y Bundschuh, 2008). Estos

representan ambientes notoriamente disímiles que, sin embargo en el área de estudio debido a la cercanía e interacción de procesos se encontrarían estrechamente relacionados.

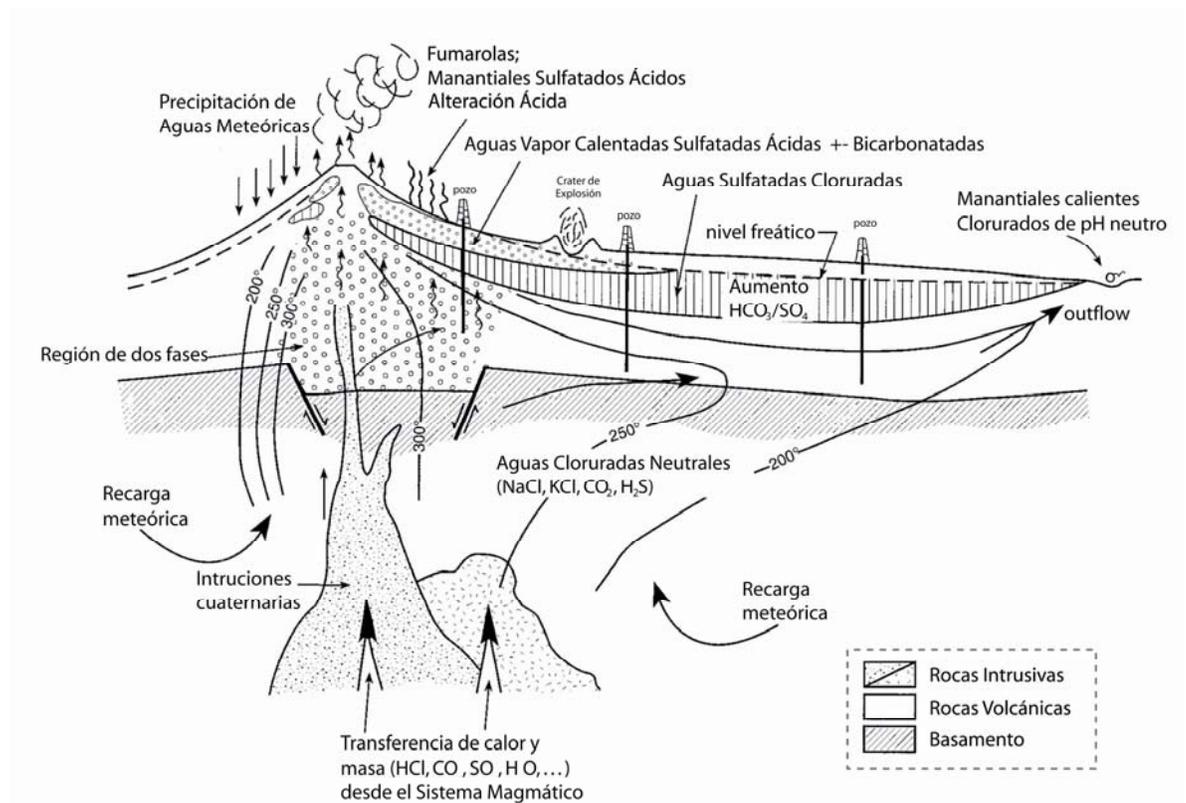


Figura I-2: Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico (Goff y Janik, 2000). Se presentan algunos rasgos geoquímicos de los fluidos geotérmicos que son discutidos en el Capítulo IV.

Los sistemas ígneos jóvenes están asociados al volcanismo Cuaternario y a intrusiones magmáticas. Ocurren normalmente en márgenes de placa, relacionados a gran actividad tectónica y sísmica. El ascenso de magma o de intrusivos profundos son las fuentes principales de calor de estos sistemas ya que desde los bordes del magma recientemente cristalizado, o en cristalización, se transfiere calor y masa a los fluidos de la recarga meteórica (Figura I-2). En los edificios volcánicos el agua meteórica percola a través de fracturas hasta alcanzar la fuente de calor, siendo la

interacción del agua y el magma la causante de formar celdas convectivas que transportan el calor desde la base del sistema impulsando circulación de los fluidos geotérmicos a zonas permeables someras. Estos procesos y en gran manera aquellos ocurridos en las zonas más someras, determinaran las características químicas de las aguas en las manifestaciones termales superficiales. Estos procesos y los diferentes tipos de fluidos existentes en las zonas someras del sistema son desarrollados en el capítulo IV. Estos sistemas geotermales son generalmente los más calientes (<370°C), la profundidad del reservorio es comúnmente <1,5 km, aunque puede ser mayor y sus dimensiones laterales pueden exceder los 20 km (Goff y Janik, 2000). En este sentido, la posición y extensión lateral de las isotermas dependerá del volumen de la cámara magmática o intrusiones. El reservorio que puede ser aprovechable para usos energéticos se encuentra en el horizonte de los 200°C.

Los sistemas tectónicos son aquellos situados en zonas de elevado flujo de calor, pero esencialmente sin actividad ígnea. Ocurren normalmente en ambientes de trasarco, regiones de extensión cortical, zonas de colisión y a lo largo de zonas de falla. La anomalía geotermal es generada debido al alto contenido de elementos radioactivos como el U, Th y K en granitos. En este contexto, los fluidos meteóricos son impulsados gravitacionalmente en áreas de recarga y circulan en estas zonas con alto gradiente geotermal y a gran profundidad y son capaces de absorber suficiente calor conductivamente. Estos fluidos geotérmicos luego ascienden impulsados por la fuerza boyante, usualmente a través de fallas. Tanto en horizontes estratigráficos favorables como en zonas fracturadas es posible formar reservorios. Las zonas verticales de alta permeabilidad, representadas por trazas de falla, pueden servir como zonas *upflow*, permitiendo la generación de fumarolas. El *outflow* de estos sistemas se genera en sedimentos permeables cerca de la superficie o en la roca de caja fracturada (Goff y Janik, 2000). En estos sistemas, la química del agua es regida casi exclusivamente por la interacción agua-roca y la temperatura. Los sistemas tectónicos que son capaces de generar electricidad tienen reservorios a una temperatura menor que 250°C y ocurren a una profundidad normalmente mayor que 1,5 km.

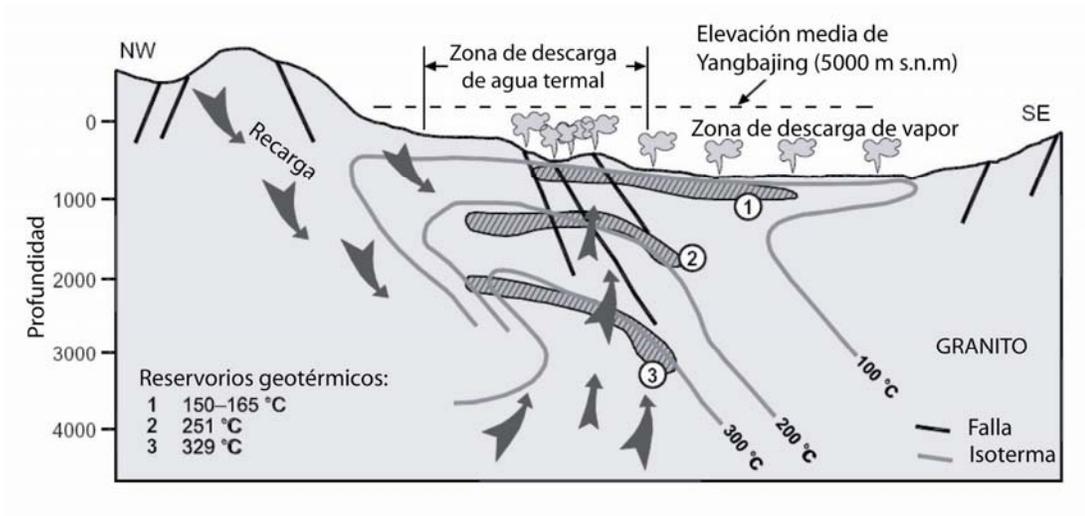


Figura I-3: Perfil esquemático del campo geotérmico de Yangbajing (Chandrasekharam y Bundschuh, 2008). Los reservorios están alojados en granitos fracturados. 1: reservorio somero; 2 y 3 reservorio profundo. Este campo es parte del Cinturón Geotérmico del Himalaya.

II. GEOLOGÍA Y ESTRUCTURAS DEL ÁREA VILLARRICA-CHIHUIO

II.1 Introducción

En este capítulo se presenta el marco geológico y estructural a escala regional del área Villarrica-Chihuió. Se describe la geología regional, el estado de estrés local y los centros eruptivos. Se presenta la caracterización de las fuentes termales realizada en terreno.

II.2 Marco geológico y tectónico regional

Las características de la convergencia entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana controla la actividad volcánica, sísmica y la deformación en los Andes del Sur. De esta forma, variaciones en la geometría de la zona de Wadati-Benioff generan una división en el arco volcánico andino cuaternario en tres segmentos, denominados Zona Volcánica Central (ZVC; 17°-28°S), Zona Volcánica Sur (ZVS; 33°-46°S) y Zona Volcánica Austral (ZVA; 48°-56°S) (e.g. Lopez-Escobar *et al.* 1995; Stern, 2004). La Zona Volcánica Sur (ZVS), presenta una estrecha relación con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, rasgo estructural de primer orden en la región (Figura II-1).

La Figura II-2 bosqueja la geología regional, entre los 39.5° S y 40.5° S. A escala regional las unidades geológicas están organizadas en cinturones paralelos al arco. Estas comprenden desde rocas metamórficas y plutónicas paleozoicas en la Cordillera de la Costa hasta unidades plutónicas y volcanosedimentarias meso-cenozoicas en la Cordillera Principal. Situado entre estas unidades geomorfológicas, se encuentra la Depresión Central, compuesta primordialmente por rocas volcanosedimentarias, con edades desde el Oligoceno a la actualidad. El arco volcánico actual, ubicado en el eje de la cordillera Principal, está edificado sobre basamento plutónico Meso-Cenozoico, que forma parte del Batolito Patagónico (e.g. Stern, 2004, Cembrano y Lara, 2009).

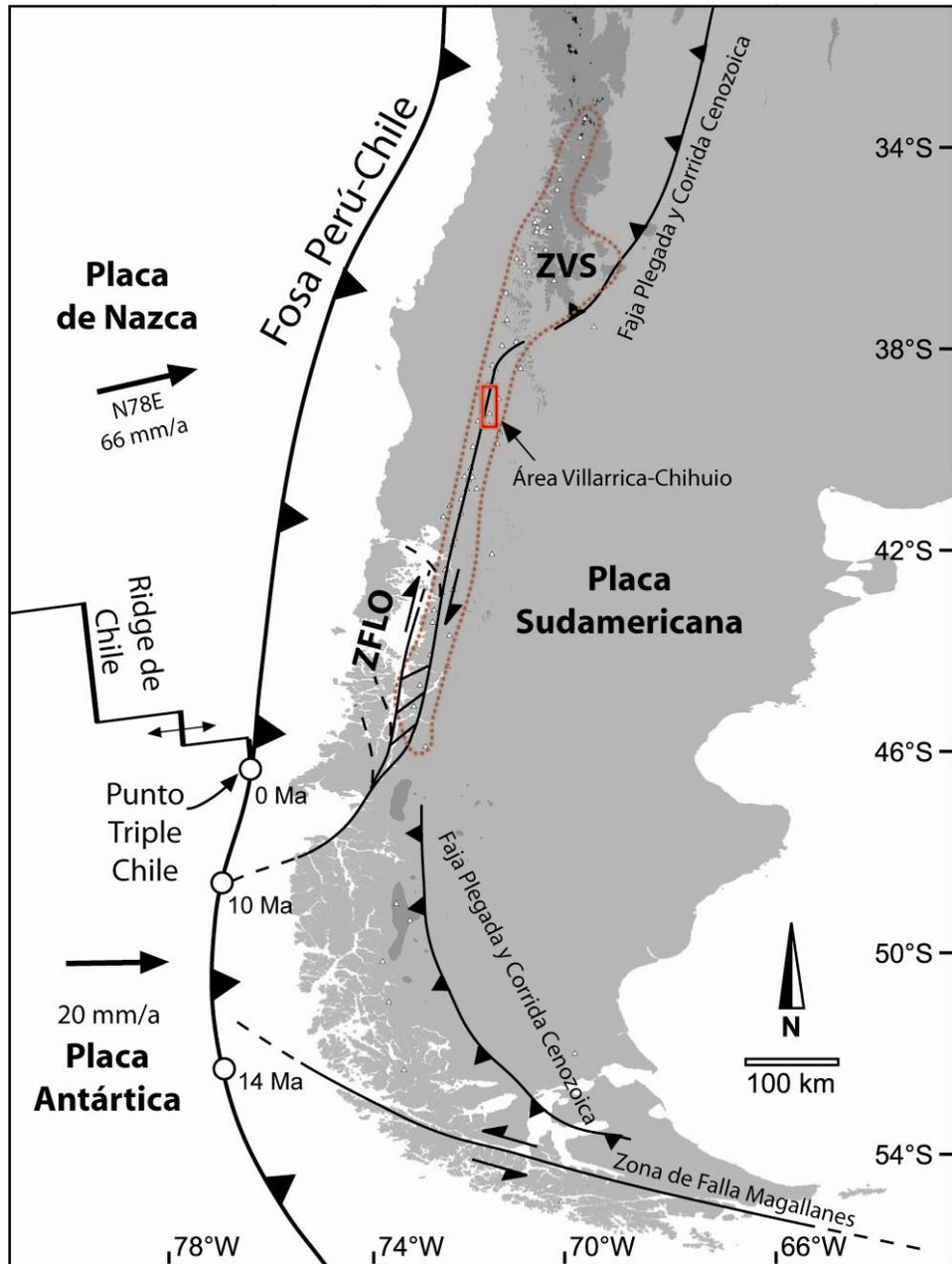


Figura II-1: Marco tectónico de los Andes del Sur (Rosenau *et al.*, 2006). ZFLO=Zona de Falla Liquiñe-Ofqui; ZVS=Zona Volcánica del Sur. Los puntos marcan la migración del Punto Triple en el neógeno y su edad.

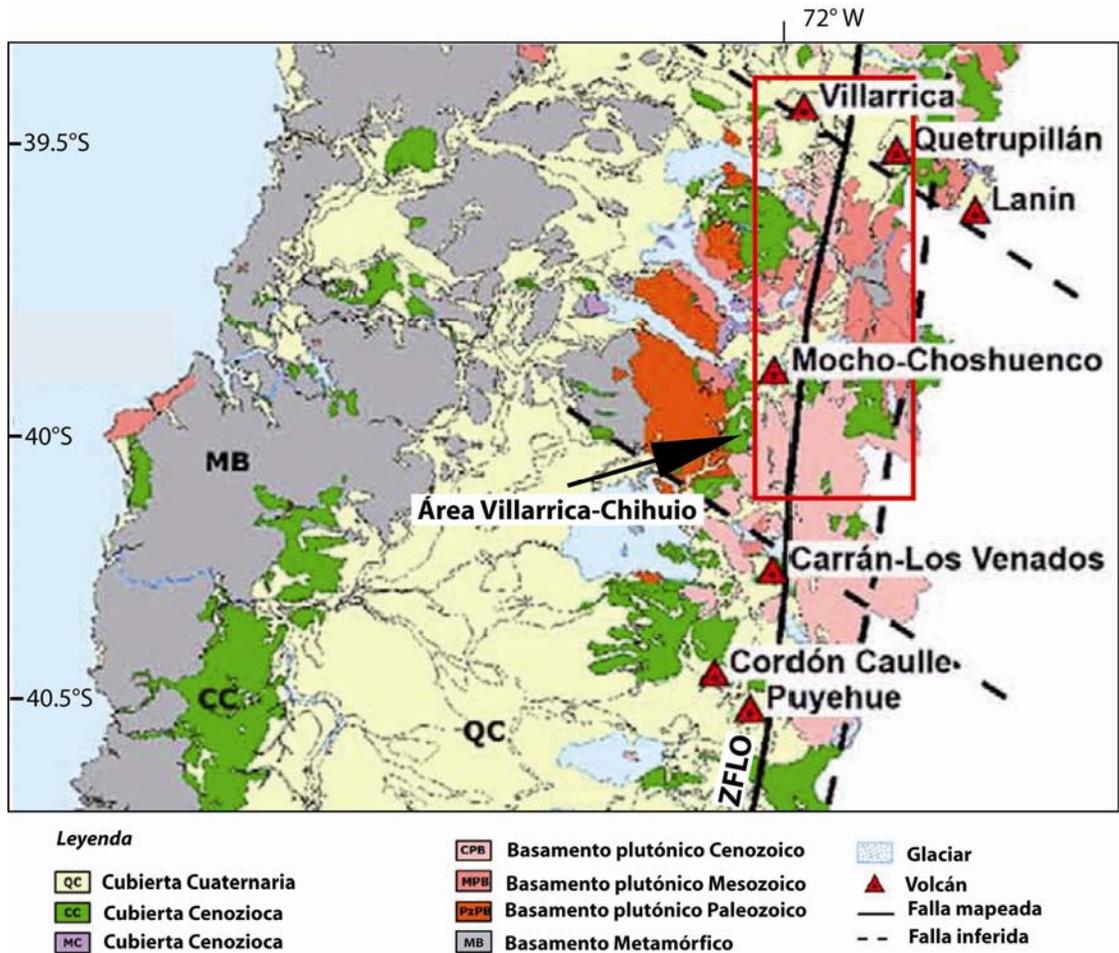


Figura II-2: Marco geológico regional (Cembrano y Lara, 2009). Se indica área de estudio

La ZFLO es estructura tectónica más relevante de la ZVS (e.g. Lopez-Escobar *et al.* 1995; Cembrano *et al.*, 1996; Stern 2004). Corresponde a una falla de intra-arco con desplazamiento de rumbo dextral ligada a la fosa, encontrándose registro de su actividad desde el Cretácico Superior (e.g. Cembrano *et al.*, 2000; Cembrano *et al.*, 2002). Se extiende por más de 1.200 km (38°S y 47°S), paralela al arco volcánico de la actualidad (e.g. Cembrano *et al.*, 1996, Rosenau *et al.*, 2006). La orientación general de la falla es NNE–SSW, aunque en su límite sur, se curva al SW y alcanza el margen del continente en la cuenca de *pull-apart* en el Golfo de Penas inmediatamente al sur de la Península de Taitao (Figura II-1). La zona expone tanto fallas frágiles como dúctiles. (e.g. Cembrano *et al.*, 1996; Cembrano *et al.*, 2000). En escala regional está

caracterizada por dos segmentos principales con tendencias NNE–SSW unidos por unos lineamientos orientados en echelón NE–SW e interpretados como un dúplex de rumbo (Figura II-1) (e.g. Cembrano *et al.*, 2002). Esta zona de falla aparenta haber sido formada en foco de la actividad magmática desde tiempos mesozoicos, controlando el emplazamiento de plutones sintectónicos neogenos y la ubicación de gran parte de los volcanes cuaternarios y centros eruptivos menores (e.g. Lopez-Escobar *et al.* 1995). Los estados de estrés medidos cerca del área Villarrica-Chihuio son consistentes con el desplazamiento dextral a lo largo de la ZFLO (Figura II-3).

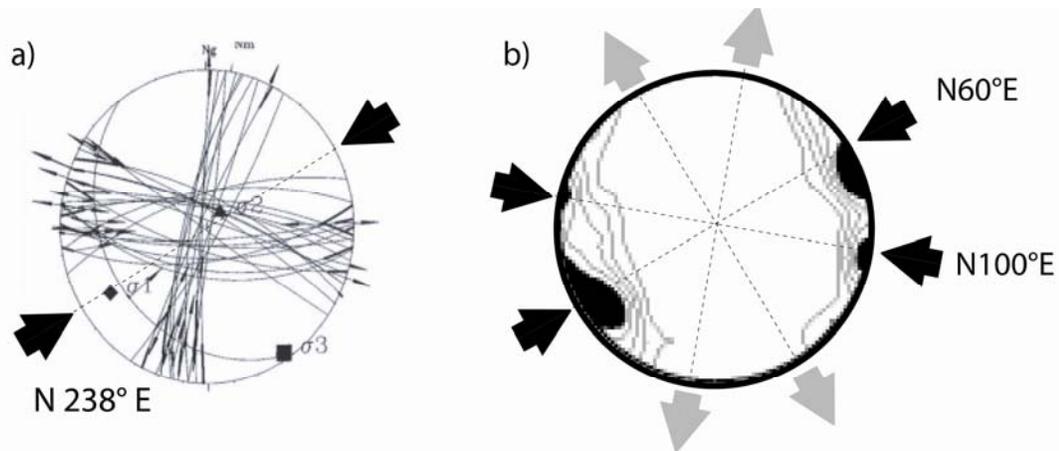


Figura II-3: Tensor de estrés para la deformación en la ZFLO por a) Lavenu y Cembrano (1999) en 39°37'S y b) Rosenau *et al.* (2006) en el área comprendida por 38°S y 42°S. Ambos son consistentes con el desplazamiento dextral a lo largo de la ZFLO.

Respecto a la exhumación en el sector, Rosenau (2004) y Sepúlveda (2005) han presentado cálculos geobarométricos de plutones miocenos (6,4-5,7 Ma) expuestos en la ZFLO (39-5°-40°S) dentro del área Villarrica-Chihuio, que sugieren una tasa de exhumación entre 0,7 y 1,2 mm/año.

II.3 Marco geológico del área Villarrica-Chihuahua

II.3.1 Centros eruptivos

La actividad volcánica holocena en el área Villarrica-Chihuahua está representada por un gran número de centros eruptivos menores y tres estratovolcanes activos, los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Mocho-Choshuenco, los que habrían sido edificados principalmente desde aproximadamente 250 ka (Lara y Moreno, 2004).

Los volcanes Villarrica y Quetrupillán, junto con el volcán Lanín, este último situado en el límite con Argentina, conforman una cadena volcánica con orientación oblicua al arco (N50W) (e.g. Lopez-Escobar *et al.* 1995; Stern, 2004). Esta cadena volcánica sería la respuesta a estructuras corticales pre-Andinas heredadas de escala regional, las que proveerían una ruta directa de ascenso de magma, desacopladas del campo de estrés prevaleciente en el intra-arco (Cembrano y Lara, 2009).

El volcán Villarrica (39.3°S, 71.9°W, 2.847 m.s.n.m.), corresponde a un estratovolcán compuesto del Pleistoceno Medio-Holoceno con un volumen estimado en ca. 250 km³ (e.g., Lara y Moreno, 2004; Stern *et al.*, 2007). Exhibe dos calderas elípticas anidadas y la composición de sus productos es predominantemente andesítico-basáltica (e.g., Stern *et al.*, 2007). Este volcán si bien es parte de una cadena volcánica con orientación WNW, presenta chimeneas de flanco con orientación NE, sugiriendo su acoplamiento con el campo de estrés actual (Cembrano y Lara, 2009). Con más de treinta erupciones en tiempos históricos, es uno de los volcanes más activo de todo el arco volcánico Andino (Stern *et al.*, 2007).

El volcán Quetrupillán (39.5°S, 71.7°W, 2.360 m.s.n.m.), es un estratovolcán compuesto del Pleistoceno-Holoceno, con un volumen estimado en ca. 200 km³. Está constituido por dos calderas anidadas y un conjunto de conos parásitos, fisuras y domos (Pavez, 1997). Los productos emitidos presentan composición bimodal con registro de basaltos, andesitas basálticas y dacitas (e.g., Pavez, 1997; Stern *et al.*, 2007). Domos y coladas dacíticas rodean las estructuras de caldera, mientras conos

piroclásticos se presentan alineados NE-SW (Pavez, 1997). Se ha registrado al menos una erupción histórica, en 1872 (e.g., Stern *et al.*, 2007).



Figura II-4: Foto del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, vista al oeste. A la izquierda se aprecia el borde de la caldera en cuyo interior se encuentra el cono holoceno Mocho y a la derecha el cuello volcánico del volcán Choshuenco.

El complejo volcánico Mocho-Choshuenco (39.9°S, 72°W, 2.422 m.s.n.m), de edad Pleistoceno-Holoceno, está formado por los remanentes de un antiguo edificio volcánico (cumbre Choshuenco) y un pequeño estratocono (Mocho) edificado dentro de una estructura de caldera (Figura II-4) (e.g., Stern *et al.*, 2007). Tiene una morfología achatada, suavemente inclinada hacia el sur y elongada en dirección NO-SE, siendo la altura real del edificio 1.700 m, y su volumen aproximado 100 km³ (Moreno y Lara, 2007). Presenta un grupo de conos parásitos en su flanco y sus emisiones se caracterizan por un amplio predominio de composiciones andesíticas y dacíticas, con ausencia de basaltos y riolitas (Moreno y Lara, 2007). Tiene registrado cinco erupciones, la última, de carácter explosiva, ocurrió en 1864 con la formación de un flujo piroclástico turbulento (*pyroclastic surge*) altamente destructivo, siendo así considerado uno de los volcanes más explosivos y con mayor riesgo volcánico dentro de la ZVS (Stern *et al.*, 2007; Moreno y Lara, 2007).

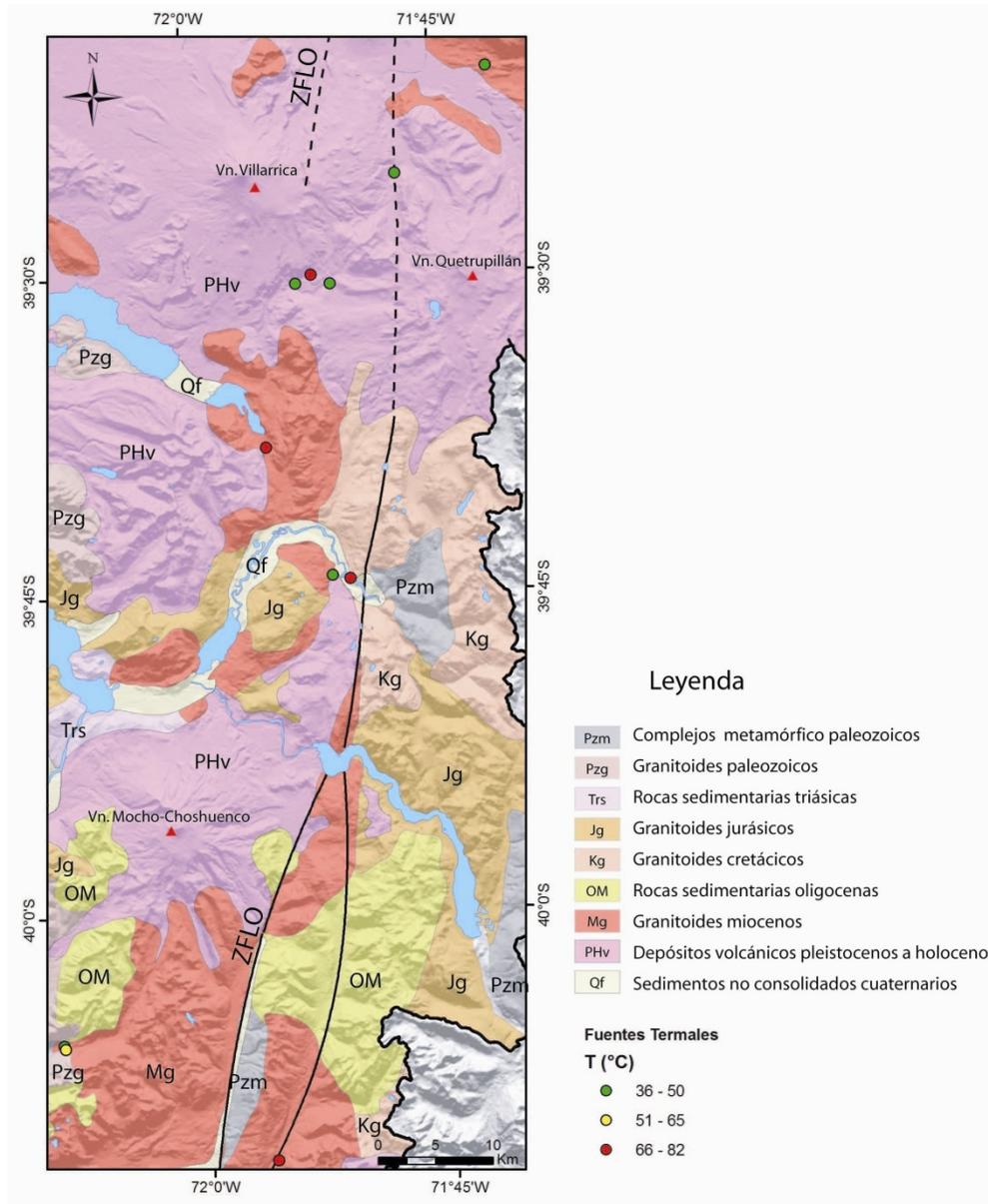


Figura II-5: Mapa geológico simplificado del área Villarrica-Chihuido (modificado de Pérez (1999), Lara y Moreno (2004) y Moreno y Lara (2008)). Se muestra la ubicación y temperatura de las fuentes termales estudiadas.

En la ZVS la distribución de algunos Centros Eruptivos Menores (CEM) se encuentra asociada a la traza principal de la ZFLO con orientación NNE, paralela a la orientación predominante del arco volcánico (e.g., Lopez-Escobar, 1995). Estos son primordialmente conos monogénicos basálticos.

En la Figura II-5 se presenta un mapa geológico simplificado del área Villarrica-Chihuio, en el cual se identifican las principales unidades geológicas definidas por trabajos anteriores en la zona (e.g., Lara y Moreno 2004; Moreno y Lara, 2008). Para los fines de este estudio, es conveniente generar una categorización de primer orden en i) basamento cristalino impermeable y ii) cobertura relativamente permeable. En este contexto, es posible considerar como parte del basamento cristalino a las unidades Pzm, Pzg, Jg, Kg y Mg.

En ese sentido, cabe destacar la definición formal de alguna de estas unidades. Así, Pzm compuesta por gneises, esquistos y milonitas, incluye al Complejo Metamórfico Liquiñe (¿Paleozoico?-Triásico; Lara y Moreno, 2004) y a Esquistos del Río Lipinza (Paleozoico; Lara y Moreno 2004). Mg compuesta por dioritas, granodioritas y pórfidos andesíticos incluye a los Granitoides Pellaifa-Neltume (ca. 8-5 Ma; Lara y Moreno, 2004) y al Granito Liquiñe (ca. 15 Ma; Lara y Moreno, 2004). Kg compuesta por tonalitas y granodioritas con gabros y granitos subordinados incluye a los Granitoides Paimún (ca. 135-74 Ma; Lara y Moreno, 2004). Jg compuesta por tonalitas y granodioritas subordinadas incluye a las Tonalitas Pirehueico-Neltume (ca. 180-170 Ma; Lara y Moreno, 2004)

Las unidades Trs y OM, si bien no son parte de la cubierta volcánica reciente, su comportamiento respecto a la circulación de fluidos las categoriza dentro de la cobertura relativamente permeable. La unidad Trs, correspondiente en la zona a la Formación Panguipulli (Triásico; Aguirre y Levi, 1964), está compuesta por una secuencia rítmica de areniscas y lutitas (e.g., Moreno y Parada, 1976). La unidad OM, en la zona Estratos de Lago Ranco (Oligoceno-Mioceno; Campos *et al.*, 1998) es una secuencia sedimentaria y volcánica continental (Lara y Moreno, 2004).

La cobertura reciente con características permeables se encuentra representada por la unidad PHv. Esta unidad se encuentra constituida por los depósitos volcánicos pre y post glaciares, con edades en el rango Pleistoceno Superior-Holoceno, que han sido emitidos y/o forman parte de estratovolcanes erosionados, conos monogenéticos o estratovolcanes activos. Estos consisten en secuencias de coladas de lava y niveles

piroclásticos, con una composición que depende del centro eruptivo emisores. Sin embargo, esta tiende a ser primordialmente basáltica, andesítica basáltica y dacítica subordinada (Lara y Moreno, 2004). Existen intercalaciones de depósitos laháricos y depósitos de caída. Se incluyen en esta unidad los depósitos sedimentarios asociados a la erosión de los centros volcánicos y su basamento, relacionados con los eventos glaciales registrados en la región.

II.3.2 Manifestaciones termales superficiales

En el área Villarrica-Chihuío existen veintidós áreas termales, de las cuales once han sido estudiadas en esta investigación. Se seleccionaron aquellas áreas termales que se encuentran asociadas espacialmente a estratovolcanes activos o a la ZFLO y algunos casos intermedios, de forma de cumplir los objetivos descritos anteriormente.

La necesidad de seleccionar sólo algunas fuentes termales, se debe principalmente a los plazos de este trabajo de investigación. Otras limitaciones a considerar son las facilidades para el ingreso y muestreo de las fuentes termales, ya que estas dependen únicamente de sus propietarios, siendo en algunos casos un impedimento para acceder a todas las áreas termales del sector. En el momento de muestreo existía un conflicto entre la comunidad y una empresa de generación eléctrica, por lo que hubo bastante suspicacia respecto a los objetivos del presente estudio, que fueron superados en casi todos los casos.

Para esta selección se utilizaron trabajos anteriores en el sector, principalmente Lahsen (1986) y Pérez (1999). Lahsen (1986) presentó una caracterización geoquímica de las fuentes termales de San Luis, Palguín y Liquiñe, proponiendo que su origen sería la circulación profunda de aguas meteóricas. Pérez (1999) realizó un acabado trabajo de catastro y descripción geoquímica de las fuentes termales en la Cordillera de los Andes entre los 39°S y 42°S, que fue utilizado de forma complementaria como validación de los resultados geoquímicos obtenidos.

A continuación se presenta una caracterización general de las fuentes termales estudiadas, considerando su ubicación, su temperatura en superficie, pH, tipo de roca por la cual brota, entre otras propiedades.

San Luis (39°20.5'S-71°41.47'W² / 410 m.s.n.m.)

El área termal San Luis se ubica a 28 km al este de la ciudad de Pucón y 1,2 km al norte del río Pucón o Minetú y. Las aguas termales emergen a través de depósitos volcánicos de caída -ceniza y lapilli-, que cubren depósitos fluviales y coluviales. Estos depósitos cubren granitoides miocenos (Mioceno Superior ca. 12,5-8,5; Moreno y Lara, 2008) de la unidad Mg. Las aguas brotan de un pozo, a una temperatura de 39°C que varía entre 37°C y 46°C, con un caudal cercano a 1 l/s, pH alcalino (9,4) y con un bajo contenido de sólidos disueltos (170 mg/l). Estas son incoloras e inodoras. En la zona de surgencia no se logra observar precipitación de minerales ni alteración hidrotermal ni burbujeo. Anteriormente existían otros pozos en producción alineados NE-SW (Pérez, 1999) los que se han secado en los últimos años. En el mismo sector existe un manantial del cual emergen aguas frías (11°C), de pH neutro (6,5) y casi puras (TSD=20 mg/l). Existe aprovechamiento recreacional de las aguas termales en piscinas artificiales.

Trescientos metros al este de esta fuente afloran granitoides miocenos (Mg) con fracturamiento preferencial de orientación N75°E/45°S. En una escala mayor se puede apreciar que esta fuente termal se encuentra en un sector con una gran cantidad de lineamientos WNW (Moreno y Lara, 2008) que afectan a los granitoides, paralelos a la alineación de otras áreas termales en los alrededores - Menetú, Trancura y El Toro-.

Palguín (39°25.2'S-71°47.1'W / 760 m.s.n.m.)

El área termal de Palguín se ubica 33 km al sureste de Pucón, en las faldas del volcán Villarrica, en la ribera este del río Palguín. Las aguas emergen a través de depósitos

² Datum: WGS1984

fluviales –conglomerados- desarrollados a lo largo del valle, los que hacia el oeste sobreyacen a los niveles volcánicos basales del Volcán Villarrica (Pleistoceno Medio a Superior; Moreno y Lara, 2008) de la unidad PHv. Existen al menos 10 vertientes termales alineadas N38E, en una extensión de aproximadamente 160 m. Las aguas brotan a una temperatura de 37°C, que varía entre 35°C y 46°C, con un caudal menor a 1 l/s, pH levemente alcalino (8,7) y con un bajo contenido de sólidos disueltos (110 mg/l). Estas son incoloras y tienen un leve olor a azufre. En la zona de surgencia se observa precipitación de carbonatos y una leve alteración a minerales de arcilla. Se presenta burbujeo de gases en aquellas vertientes en que el agua es acumulada. Existe aprovechamiento recreacional de las aguas termales en piscinas individuales excavadas en la roca.

Geométricas (39°30.0'S-71°52.3'W / 907 m.s.n.m.)

El área termal Geométricas se ubica a 19 km al noreste de Coñaripe, en las laderas del volcán Villarrica, en las riberas del río Aihue. Las aguas emergen a través fracturas en una secuencia conglomerados y brechas volcánicas. Estos depósitos, junto a coladas de lava e intercalaciones de tobas conforman los niveles basales del Volcán Villarrica (Pleistoceno Medio a Superior; Moreno y Lara, 2008) dentro de la unidad PHv. Existen al menos de diez vertientes alineadas N45°E de forma paralela al río, en una extensión mayor a 150 m. Las aguas brotan a 72°C, con un caudal mayor a 30 l/s, pH levemente alcalino (8,4) y un relativamente alto contenido de sólidos disueltos (540 mg/l). Estas son incoloras y presentan un leve olor a azufre. En la zona de surgencia se observa precipitación de carbonatos y una leve alteración a minerales de arcilla. Se presenta burbujeo de gases en aquellas vertientes en que el agua es acumulada. Existe aprovechamiento recreacional de las aguas termales en piscinas ubicadas en ambas riveras del río.

Es interesante notar que la orientación de las vertientes de Palguín (N38E) y de Geométricas (N45E), coincide con el segmento que une ambas áreas termales (N40E), sin ser este representado por ningún lineamiento apreciable en superficie, lo que podría dar cuenta de una fractura o falla cubierta por depósitos volcánicos

Rincón (39°30.5'S-71°51.3'W / 878 m.s.n.m.)

El área termal Rincón se ubica 20 km al noreste de la ciudad Coñaripe, en las laderas del volcán Villarrica, en la ribera norte del río El Venado. Las aguas emergen a través de depósitos fluviales que sobreyacen una sucesión de depósitos piroclásticos posglaciales y niveles lávicos (Pleistoceno Superior-Holoceno; Lara y Moreno, 2004) de la unidad PHv. Existen al menos cinco vertiente alineadas con orientación N34W. Las aguas emergen a una temperatura de 36°C, un caudal entre 2 y 5 l/s, pH levemente alcalino (8,0) y un bajo contenido de sólidos disueltos (250 mg/l). Estas son incoloras e inodoras. En la zona de surgencia no se logra observar precipitación de minerales ni alteración hidrotermal como tampoco burbujeo. Existe aprovechamiento recreacional, siendo las aguas termales canalizadas desde un pozo a piscinas, utilizando también piscinas naturales.

Vergara (39°30.4'S-71°53.4'W / 758 m.s.n.m.)

El área termal Vergara se ubica 18 km al noreste de la ciudad Coñaripe, en las laderas del volcán Villarrica, en la ribera sur del río Aihue. Las aguas emergen a través de depósitos fluviales desarrollados a lo largo del valle, los que sobreyacen una sucesión de depósitos piroclásticos posglaciales y niveles lávicos (Pleistoceno Superior-Holoceno; Lara y Moreno 2004) de la unidad PHv. Existen al menos cuatro vertientes termales paralelas al río Aihue, con orientación N62E en una pequeña extensión (25 m). Las aguas brotan a una temperatura de 41°C, que varía entre 40°C y 45°C, con un caudal entre 1 a 2 l/s, pH levemente alcalino (7,8) y con un bajo contenido de sólidos disueltos (240 mg/l). Estas son incoloras e inodoras. En la zona de surgencia no se logra observar precipitación de minerales ni alteración hidrotermal como tampoco burbujeo. Existe aprovechamiento recreacional, siendo las aguas termales canalizadas a piscinas.

Cofaripe (39°38.1'S-71°55.4'W / 251 m.s.n.m.)

El área termal de Cofaripe se ubica 15 km al sureste de la ciudad Cofaripe, en la ribera este del río Malihue. Las aguas emergen a través de fracturas en dioritas, que son parte de los Granitoides Pellaifa-Neltume (ca. 5-8 Ma; Lara y Moreno, 2004) de la unidad Mg. Existen al menos siete vertientes alineadas con orientación N64W, en una extensión mayor a 110 m. Las aguas brotan a temperaturas entre 55°C y 68°C, con un caudal entre 2 y 5 l/s, pH alcalino (8,6) y un relativamente alto contenido de sólidos disueltos (350 mg/l). Estas son incoloras y presentan un leve olor a azufre. En la zona de surgencia no se logra observar precipitación de minerales ni alteración hidrotermal. Se logra apreciar burbujeo continuo. Existe aprovechamiento recreacional, siendo las aguas termales acumuladas en numerosas piscinas de gran capacidad.

Liquiñe (39°44.3'S-71°50.5'W / 313 m.s.n.m.)

El área termal de Liquiñe se ubica en la localidad homónima, 25 km al sureste de Cofaripe, en la rivera norte del río Liquiñe, sobre la traza principal de la ZFLO. Las aguas emergen a través de fracturas en depósitos coluviales que cubren tonalitas de los Granitoides Paimún (ca. 135-74 Ma; Lara y Moreno, 2004) de la unidad Kg. Existen al menos 10 vertientes alineadas con orientación N20E, en una extensión mayor a 100 m. Las aguas brotan a temperaturas entre 68°C y 72°C, con un caudal entre 2 y 5 l/s, pH alcalino (9,4) y un bajo contenido de sólidos disueltos (210 mg/l). Estas son incoloras y presentan un leve olor a azufre. En la zona de surgencia se observa precipitación de carbonatos y una intensa alteración a minerales de arcilla. No es posible apreciar burbujeo. Existe aprovechamiento recreacional de las aguas termales, siendo canalizadas varios cientos de metros a tres spas que cuentan con infraestructura hotelera.

Trifupán (39°44.2'S-71°51.6'W / 304 m.s.n.m.)

El área termal de Trifupán se ubica en la localidad de Liquiñe, 25 km al sureste de Cofaripe, en la rivera sur del río Liquiñe, sobre la traza principal de la ZFLO. Las

aguas emergen a través de depósitos fluviales y coluviales desarrollados a lo largo del valle, los que sobreyacen a la unidad Mg (¿?). Existe una única vertiente, desde la cual se observa burbujeo. Las aguas brotan a una temperatura de 37°C con un caudal aproximado de 2 l/s, pH alcalino (8,9) y un bajo contenido de sólidos disueltos (160 mg/l). Estas son incoloras, inoloras. En la zona de surgencia no se observa precipitación de minerales ni alteración hidrotermal. Existe aprovechamiento recreacional de las aguas termales, siendo canalizadas 50 metros a una gran piscinas y varias piscinas individuales.

Río Florín (40°05.8'S-72°08.6'W / 277 m.s.n.m.)

El área termal Río Florín se ubica 27 km al este de Futrono, en la rivera norte del río homónimo y se encuentra sobre un fuerte escarpe (>200 m), que ha sido mapeado como falla. Las aguas emergen a través de fracturas en granitoides de la unidad Pzg, en un escarpe al costado del río, sin ser posible identificar una orientación preferencial de las fracturas. Las aguas brotan a una temperatura de 54°C, con un caudal cercano a 1 l/s, pH alcalino (9,7) y un bajo contenido de sólidos disueltos (180 mg/l). Estas son incoloras e inodoras. En la zona de surgencia no se logra observar precipitación de minerales ni burbujeo. Es posible observar una leve alteración a minerales de arcilla. Existe aprovechamiento recreacional, siendo las aguas termales canalizadas desde el pozo a piscinas.

Cerrillos (40°06.1'S-72°08.9'W / 314 m.s.n.m.)

El área termal Cerrillos se ubica 25 km al este de Futrono, en la rivera sur del río Florín y se encuentra sobre un fuerte escarpe (>200 m) que ha sido mapeado como falla. Las aguas emergen a través de fracturas en tonalitas de la unidad Mg. Existen al menos tres vertientes alineadas con orientación N52E, paralelas al río Florín, a lo largo de una pequeña extensión (20 m). Las aguas brotan a una temperatura de 41°C, con un caudal menor a 1 l/s, pH alcalino (9,4) y un relativamente alto contenido de sólidos disueltos (330 mg/l). Estas son incoloras e inodoras. En la zona de surgencia no se logra observar precipitación de minerales ni alteración hidrotermal. Se logra apreciar

un leve burbujeo. Existe aprovechamiento recreacional, siendo las aguas termales acumuladas en una piscina cavada en la roca y en recipientes menores.

Chihuahua (40°11.6'S-71°56.0'W / 338 m.s.n.m.)

El área termal de Chihuahua se ubica 42 km al este de Llifén y 51 km al sureste de Futrono, en la riberia este del río Curriñque, sobre la traza principal de la ZFLO. Las aguas emergen a través de depósitos coluviales que sobreyacen al Granito Liquiñe (ca. 15 Ma; Lara y Moreno, 2004) de la unidad Mg. Existen 5 vertientes sin una orientación clara. Las aguas brotan a una temperatura de 82°C, con un caudal mayor a 2 l/s, pH alcalino (9,4) y un relativamente alto contenido de sólidos disueltos (450 mg/l). Estas son incoloras e inoloras. En la zona de surgencia se observa precipitación de carbonatos y una alteración a epidota y minerales de arcilla. Existe aprovechamiento recreacional de las aguas termales, siendo canalizadas a una gran piscina.

En función de las características de las fuentes termales se definen dos dominios geotérmicos, a) Dominio Volcánico, asociado espacialmente al volcanismo reciente y b) Dominio Estructural, asociado a la ZFLO y fallas subsidiarias al oeste de área de estudio. Así, los criterios para esta categorización son: a) distancia al estratovolcán más cercano, b) distancia a la traza principal de la falla y c) unidad geológica de la cual emerge. De esta forma el Dominio Volcánico queda compuesto por: Geométricas, Rincón, Vergara, Coñaripe y Palguín; y el Dominio Estructural por: Liquiñe, Trifupán, Chihuahua, Cerrillos, Río Florín y San Luis (Figura II-6). Esta categorización es contrastada con los datos geoquímicos en el capítulo IV, "Geoquímica de Aguas Termales".

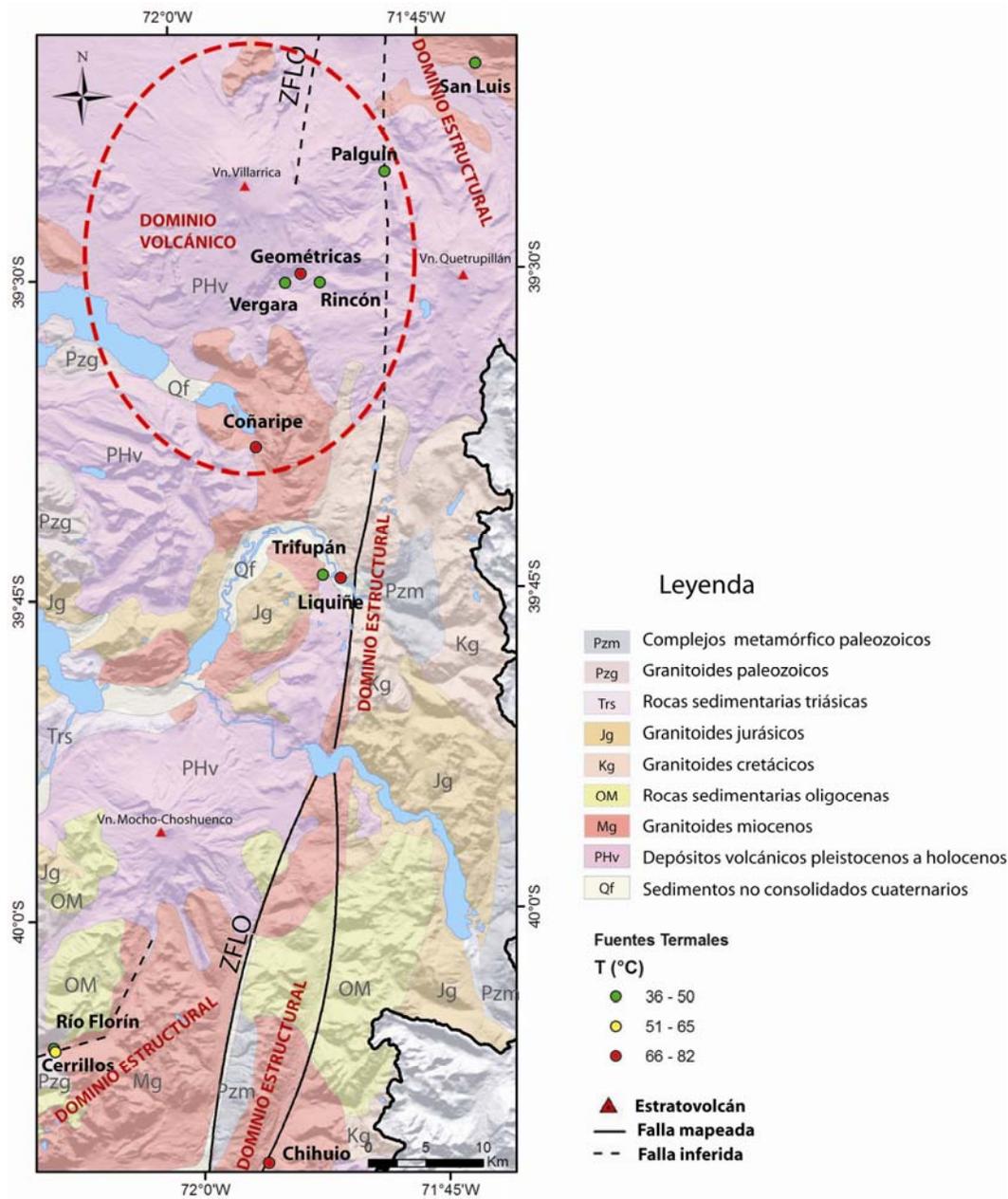


Figura II-6: Ubicación de las áreas termales y distribución de los dominios geotérmicos para el área Villarrica-Chilhuo.

III. ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL ÁREA VILLARRICA- CHIHUIO

III.1 Introducción

En este capítulo se presenta la caracterización y análisis del control estructural existente en las manifestaciones termales del área de estudio, realizada a través de mapas de densidad de fracturas y fallas.

Este tipo de análisis tiene relevancia para el estudio de los sistemas geotérmicos, sobre todo en un contexto geológico compuesto por un basamento cristalino con muy baja permeabilidad primaria. Así, la permeabilidad secundaria generada por fracturas y fallas cumplirá un rol fundamental en los sistemas geotérmicos, permitiendo la recarga de aguas meteóricas, facilitando la existencia de manifestaciones termales superficiales y controlando los flujos en subsuperficie.

III.2 Antecedentes

III.2.1 Arquitectura interna de falla y permeabilidad secundaria

Las zonas de falla son discontinuidades estructuralmente anisotrópicas en la corteza superior. Los componentes principales de las zonas de falla en la corteza superior son a) núcleo de falla, b) zona de daño y c) protolito indeformado (Caine *et al.* 1996). El núcleo de falla corresponde a la porción estructural, litológica, y morfológica de la zona de falla en la que mayor parte de la deformación es acomodada. Esta incluye una superficie de deslizamiento simple, salbanda de falla rica en arcillas, o zonas de cataclasita altamente endurecidas (Caine *et al.* 1996; Rawling *et al.*, 2001). El núcleo de falla puede actuar como conducto para el flujo de fluidos durante la deformación y como barrera cuando los poros abiertos son llenados de minerales precipitados posteriormente a la deformación (Caine *et al.* 1996). La reducción del tamaño de los granos y/o la precipitación de minerales generan que el núcleo de falla tenga menor

porosidad y permeabilidad que el protolito. Esta reducción de permeabilidad produce que el núcleo de falla actúe como barrera al flujo de fluido (Caine *et al.* 1996).

La zona de daño es la red de estructuras subsidiarias que bordean el núcleo de falla y que incrementan la permeabilidad, relativamente al núcleo y al protolito no deformado. Las estructuras subsidiarias en la zona de falla incluyen fallas pequeñas, vetillas, fracturas, clivaje y pliegues que causan heterogeneidades y anisotropías en las propiedades elásticas y de permeabilidad en la zona de falla. Una zona de daño ancha podría indicar múltiples desplazamientos y la superposición de eventos de deformación sucesivos (Caine *et al.* 1996).

En las últimas décadas ha avanzado considerablemente el conocimiento respecto a la influencia de las estructuras en la permeabilidad, pero aún está centrado en la noción de que es posible identificar dos componentes en las zonas de falla: a) un componente que actúa de conducto, dilatando la fractura y b) un componente barrera que compacta los granos (Wibberley *et al.*, 2008). La existencia e importancia de estos elementos dependerán de factores como la litología y el desplazamiento, que nos ayudará a entender si una falla dada puede actuar como barrera lateral al flujo de fluido o como un conducto paralelo a la falla, o ambos. En definitiva, la distribución relativa y las propiedades de cada componente, incluyendo la anisotropía, controlarán el comportamiento hidráulico de la falla.

Las rocas cristalinas tienen escasa porosidad y son sumamente impermeables en su estado prístino (10^{-8} a 10^{-6} Darcy) pudiendo aumentar considerablemente su permeabilidad al estar fracturado (10^{-4} a 1 Darcy) (Wohletz y Heiken, 1992). La meteorización destaca las fábricas planares y esquistocidad, dependiendo de las condiciones climáticas, la extensión de su permeabilidad y porosidad secundaria. Granitos y gneisses homogéneos compuestos principalmente de cuarzo y feldespato, normalmente desarrollan fracturas y diaclasas abiertas, que pueden permitir la circulación de fluidos (Drury *et al.* 2001).

III.2.2 Fallas en sistemas geotérmicos

Existen variadas zonas en el mundo donde se asocian zonas de fallas al origen y/o dinámica de los fluidos geotermales (Tamanyu *et al.*, 1998; Soengkono, 2000; Chandrasekharam & Bundschuh, 2008; Majumdar *et al.*, 2009). Hace décadas que se desarrolló de forma teórica el modelo acerca de cómo una zona de falla produce la circulación de fluido, actuando como reservorio geotérmico al permitir la convección naturalmente inducida (Bodvarsson *et al.*, 1982). Más recientemente es de destacar el trabajo de Baietto *et al.* (2008) en que proponen un modelo conceptual para un sistema geotérmico asociado a una falla de rumbo en los Alpes italianos (Figura III-1). En este modelo la convección libre se genera gracias a una gran zona de falla. En ese contexto, el fracturamiento de grandes volúmenes de roca permite el flujo difuso y pervasivo de fluidos, lo que podría considerarse el reservorio geotérmico de este sistema (Baietto *et al.*, 2008). En cambio, el fracturamiento localizado en los gneises ubicados al borde de la falla principal genera flujo localizado de fluidos. Esta combinación de factores permite el desarrollo de circulación termal profunda y difusa gracias al ascenso de aguas termales con temperaturas mayores a los 70°C.

Respecto al rol que las fracturas tienen en el desarrollo de un campo geotérmico para la extracción de energía, Hanano (2000) identifica dos principales: 1) contribuir a la convección natural en los sistemas geotermales para formar recursos geotérmicos; eso está dado por la mayoría de las fracturas de diversos tamaños, y 2) contribuir como un conducto para los fluidos, conectando así los pozos al reservorio y permitir flujos desde y hacia los pozos; esto está dado únicamente por fracturas de alta permeabilidad.

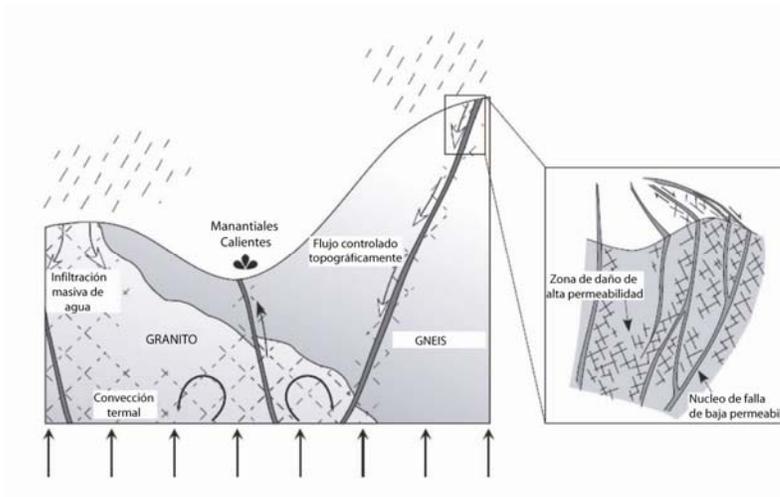


Figura III-1: Modelo conceptual para un sistema geotérmico asociado a una falla de rumbo en los Alpes italianos. Notar que la recarga es en zonas elevadas y fracturadas, en cambio, las manifestaciones termales se ubican en zonas fracturadas pero de menor elevación.

III.2.3 Lineamientos

Numerosas definiciones del término “lineamiento” están dadas en la literatura y numerosos atributos se encuentran vinculados a este –como “lineamiento geológico”, “lineamiento tectónico”, “foto-lineamiento”, “lineamiento geofísico”- describiendo el origen o la fuente información de la cual deriva (Sander, 2007).

Sensu lato, un lineamiento es un rasgo lineal en superficie cuyas partes se alinean de forma recta que puede ser la expresión de una falla o de otra línea de debilidad (Sander, 2007). Los rasgos superficiales que generan un lineamiento pueden ser geomorfológicos *i.e.* causados por un relieve, o tonales *i.e.* causados por contrastes en las tonalidades. Estos rasgos pueden ser el resultado de fenómenos estructurales como fallas, set de diaclasas, fracturas. También, es posible que lineamientos se encuentren cubiertos por sedimentos recientes, los que eventualmente podrían quedar expuestos con la reactivación de las estructuras.

Existen tres orígenes para los lineamientos (Hung *et al.*, 2005):

- Topografía: valles lineares, cuchillas y escarpes asociados a fallas.

- Vegetación: núcleos de vegetación en áreas de vegetación escasa. En zonas de espesa vegetación no es posible identificarlos.
- Litología y suelo: límites lineares de la tonalidad en superficie por cambios litológicos o del tipo de suelo.

En ese contexto, el mapeo de rasgos lineares recurriendo a sensores remotos y mapas topográficos ha sido una herramienta útil y ampliamente utilizada en la determinación de sectores con interés para ubicar un pozo de producción de aguas subterráneas no termales, especialmente en áreas con rocas ígneas o metamórficas de baja permeabilidad primaria (Sander, 2007). Si bien el éxito ha sido variado, ha sustentado numerosas publicaciones con algunos resultados notables (Sander, 2007).

Tal como se planteó anteriormente, las zonas de falla pueden a) ser conductos para la recarga y para el flujo que pueden aumentar la conectividad en subsuperficie, b) ser barreras de baja permeabilidad que pueden restringir la recarga y el flujo, compartimentando los sistemas de flujo, o c) tener un complejo comportamiento mixto como conducto-barrera que puede compartimentar el flujo lateral mientras permite el un significativo flujo vertical o recarga. La complejidad de los patrones de permeabilidad en la arquitectura de las fallas, se contraponen a una posición simplificada de considerar los lineamientos únicamente como conductos fracturados (Gleeson y Novakowski, 2009). Por tanto es necesario contextualizar la información que se obtiene del mapeo de lineamientos, la que debe ser complementada y contrastada con información geológica, estructural e hidrogeológica en la etapa de análisis.

De la misma forma, es importante considerar que los lineamientos de origen geológico son esencialmente una representación bidimensional de un fenómeno tridimensional y que su mapeo utilizando modelos de elevación y sensores remotos no proveen información de sus características en profundidad, manto ni permeabilidad. Por tanto, estos deben ser integrados con otra información, a modo de ser consistente con una interpretación geológica.

El mapeo de fallas ha sido utilizado para introducir el efecto de la permeabilidad secundaria en modelos numéricos (e.g. Koike *et al.* 2000, Baietto *et al.*, 2008). Análisis de lineamientos relativamente similares al presentado similares, ha sido utilizado en geotermia para identificar su relación en campos geotérmicos en exploración (Soenkono, 2000).

III.3 Metodología

La caracterización del control estructural existente en las manifestaciones termales del área de estudio se realizará mediante un mapa de densidad de fracturas y fallas. Este mapa se obtiene al calcular la densidad de lineamientos identificados por sensores remotos y modelos de elevación. De esta forma, se relaciona la presencia de rasgos lineares a la existencia de fracturas y fallas, que influyan en la permeabilidad secundaria de los sistemas geotérmicos.

Para basarse en un método de identificación de lineamientos confiable se deben utilizar múltiples tipos de datos que sean capaces de resaltar diferentes características de estos rasgos (Sander, 1997). En este sentido, en la etapa de mapeo se utilizan modelos de elevación numéricos (DEM, por sus siglas en inglés) que reflejan diferencias topográficas y imágenes satelitales ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) que pueden dar cuenta tanto de diferencias tonales como de relieve. Además, el proceso de interpretación de los lineamientos a partir de diversas fuentes de información puede llevar a subjetividad en la interpretación y por tanto es necesario clarificar los criterios de mapeo y la metodología utilizada, asegurando así la capacidad de repetición sin modificar los resultados.

Para este estudio se utilizaron imágenes ASTER con 15 m de resolución. Se examinaron variadas combinaciones de bandas, siendo utilizada la combinación B3B2B1 ya que permitía mantener la máxima resolución y maximizar los contrastes. El

modelo de elevación utilizado fue ASTER GDEM³ - *ASTER Global Digital Elevation Model* con una resolución horizontal de 1 arco de segundo, (c.a. 30 m) y una precisión vertical de ± 6 m en el cono sur del continente americano (ASTER, 2008). Para la identificación de lineamientos, el DEM fue reforzado utilizando el efecto *hill shade* – modelo de sombras para el relieve- en el software ENVI, resaltando así las características de los sectores con ausencia de pendientes considerables. Se crearon ocho imágenes *hill shade* considerando posiciones aparentes del “sol” cada 45° en el azimut y la altitud del “sol” constante igual a 45°.

En este estudio se define como lineamiento a los rasgos rectos o levemente curvos que es posible identificar utilizando imágenes ASTER o DEMs. Los lineamientos fueron clasificados considerando su prominencia y escala de mapeo en tres clases:

- Clase 1: Correspondiente a lineamientos menores. Escarpes menores, incisiones en valles, cambios abruptos en la dirección de ríos. Tamaño entre los 0.3 km y 2 km.
- Clase 2: Locales y prominentes. Escarpes y depresiones cuya orientación se repetía sistemáticamente en lineamientos cercanos. Abruptos cambios de pendiente, marcados por escarpes. Tamaño entre los 2 km y 10 km.
- Clase 3: Regionales, marcan tendencias de cuencas hídricas y son generados por considerables diferencias de relieve (> 100 m). La escala de mapeo fue 1:1.000.000.

Cada lineamiento fue mapeado una vez, siendo incluido en la clasificación de más alto nivel que cumpliera criterios. Para el trazado del mapa se utilizó el software ENVI. Los lineamientos no fueron relacionados a ningún patrón de fractura cercano, para intentar mantener ambos datos independientes al momento del análisis estructural. Todos los rasgos fueron dibujados como segmentos rectos, centrados en el rasgo linear, y

³ Disponibles en: <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/>.

aquellos que presentaban una curvatura fueron segmentados. De esta forma, la extrapolación e interpolación ha sido minimizada.

Finalmente, los resultados son presentados considerando el parámetro “Densidad de Fracturas y Fallas” (DFF), definido como el largo total de lineamientos por unidad área (Soengkono, 1999). Para esto se utiliza la herramienta *Spatial Analysis*, de ArcGis que determina el largo total de lineamientos en un área circular definida y de esta forma, cada pixel de la imagen obtiene un valor de DFF en km/km^2 (o km^{-1}). Así es posible generar curvas de nivel de DFF, utilizando los valores calculados en toda la superficie. Por tanto, estos valores en el mapa dan cuenta de la intensidad relativa de fallamiento y fracturamiento, que influenciarían los flujos en el sistema geotermal.

El análisis de orientación es representado con un diagrama *rossete*, en cada una de las clases definidas. El diagrama *rossete* consiste en un histograma circular de orientaciones, suavizado cada 10° .

III.4 Resultados y discusión

III.4.1 Mapa de Densidad de Fracturas y Fallas

El conjunto de lineamientos mapeados a partir de imágenes ASTER y modelos elevación se muestran en la Figura III-2. Se puede apreciar estos son relativamente escasos en las zonas altas, principalmente en los edificios volcánicos recientes, lo que es esperable debido a los depósitos volcánicos reciente cubren estos rasgos (Figura III-2b). Si se consideran de igual forma los lineamientos de las tres clases definidas, se obtiene el mapa de DFF de la Figura III-3a. Con el objetivo de dar mayor peso relativo a los lineamientos de mayor escala en la obtención de la DFF, se introduce en el cálculo un factor de ponderación. De esta forma a los lineamientos regionales – clase 3 – se les aplica un factor 6, a los lineamientos de clase 2, un factor 3 y a los lineamientos menores se mantiene factor 1. De esta forma se obtiene el mapa de DFF ponderado (Figura III-3b).

En ambos mapas es evidente la relación que existe entre las zonas con más altos valores de DFF –tonalidades rojas- y la ocurrencia de fuentes termales –círculos negros- en la zona. En ese sentido, todas las fuentes termales se ubican en zonas con mayores valores de DDF que el promedio, y suelen tener menor elevación respecto a su entorno, con excepción de Geométricas, Rincón, Vergara, que se ubican sobre el edificio volcánico del Villarrica (Figura III-4). Así también es posible apreciar la existencia de zonas donde la DFF es mayor al promedio, pero que se encuentran relativamente más elevadas y no presentan manifestaciones termales, donde posiblemente se produce infiltración de aguas meteóricas que funcionan como recarga del sistema geotérmico. Por lo tanto, las condiciones necesarias para que existan manifestaciones termales en superficie son alta DFF y baja elevación relativa a su entorno.

Es posible apreciar en ambos mapas de la Figura III-3 una relación entre las zonas con más alta DFF y la traza principal de la ZFLO. Sin embargo, tal como es de suponer, este vínculo se acentúa de forma considerable en el mapa de DFF ponderado, debido a que los lineamientos de clase 3, corresponden en su mayoría a aquellos de la traza principal de la ZFLO (Figura III-3).

Un rasgo que se ve resaltado en la Figura III-4 es una zona elongada de alta DFF orientada NNE, ubicada entre los volcanes Villarrica y Quetrupillán. Esta zona no muestra ningún lineamiento de escala local o regional que los una. Sin embargo, corresponde a la dirección en la que se encuentran alineadas las vertientes de Geométricas y Palguín, tal como se señala en la descripción de estas fuentes (Sección II.3.2). Por otra parte, Coñaripe, la fuente termal con menor elevación, es aquella asociada a una mayor DDF.

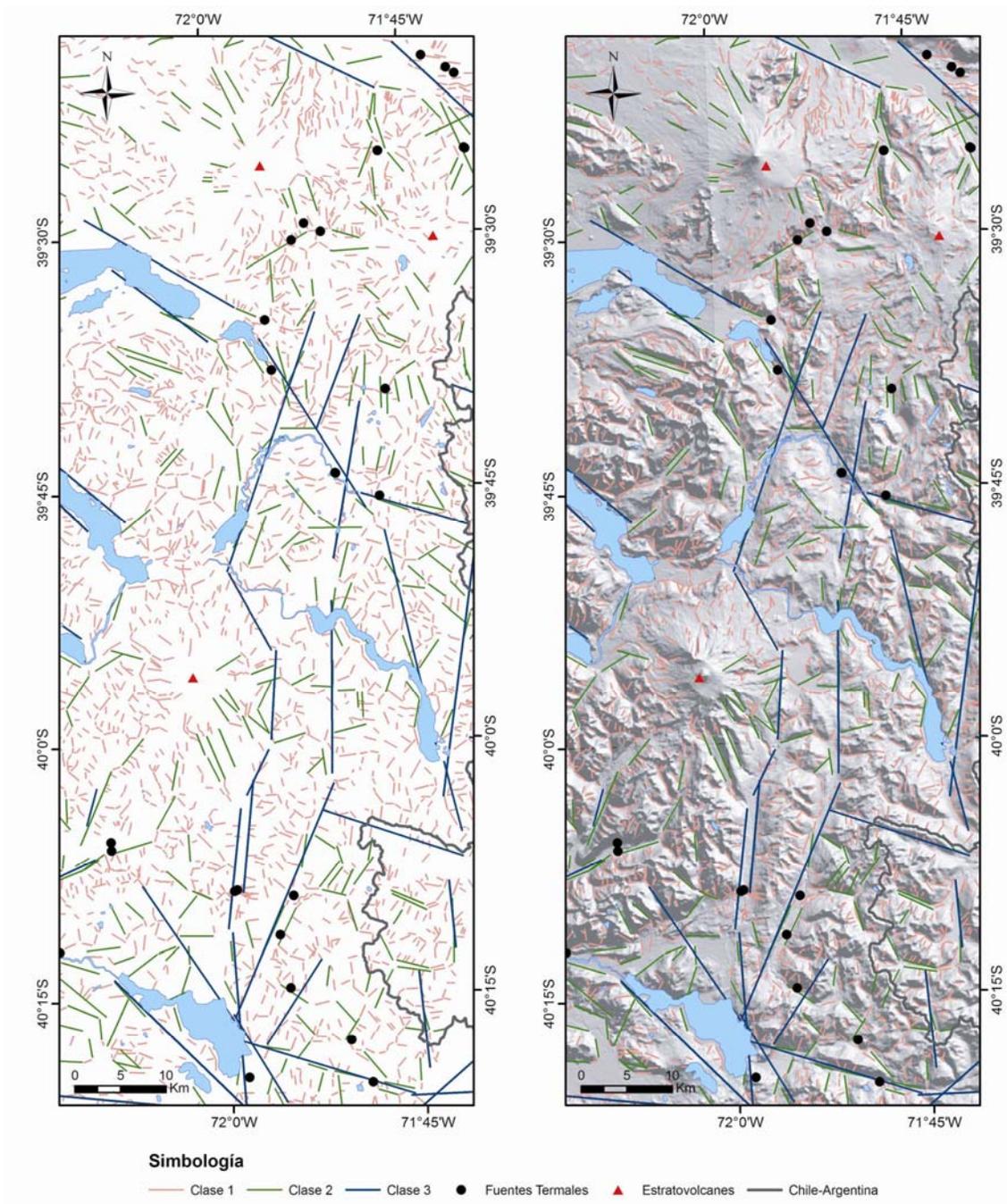


Figura III-2: Mapa de lineamientos para zona Villarrica-Chihuido extendida. Se muestran las tres clases de lineamientos. En b) se superponen a una imagen *hill-shaded*.

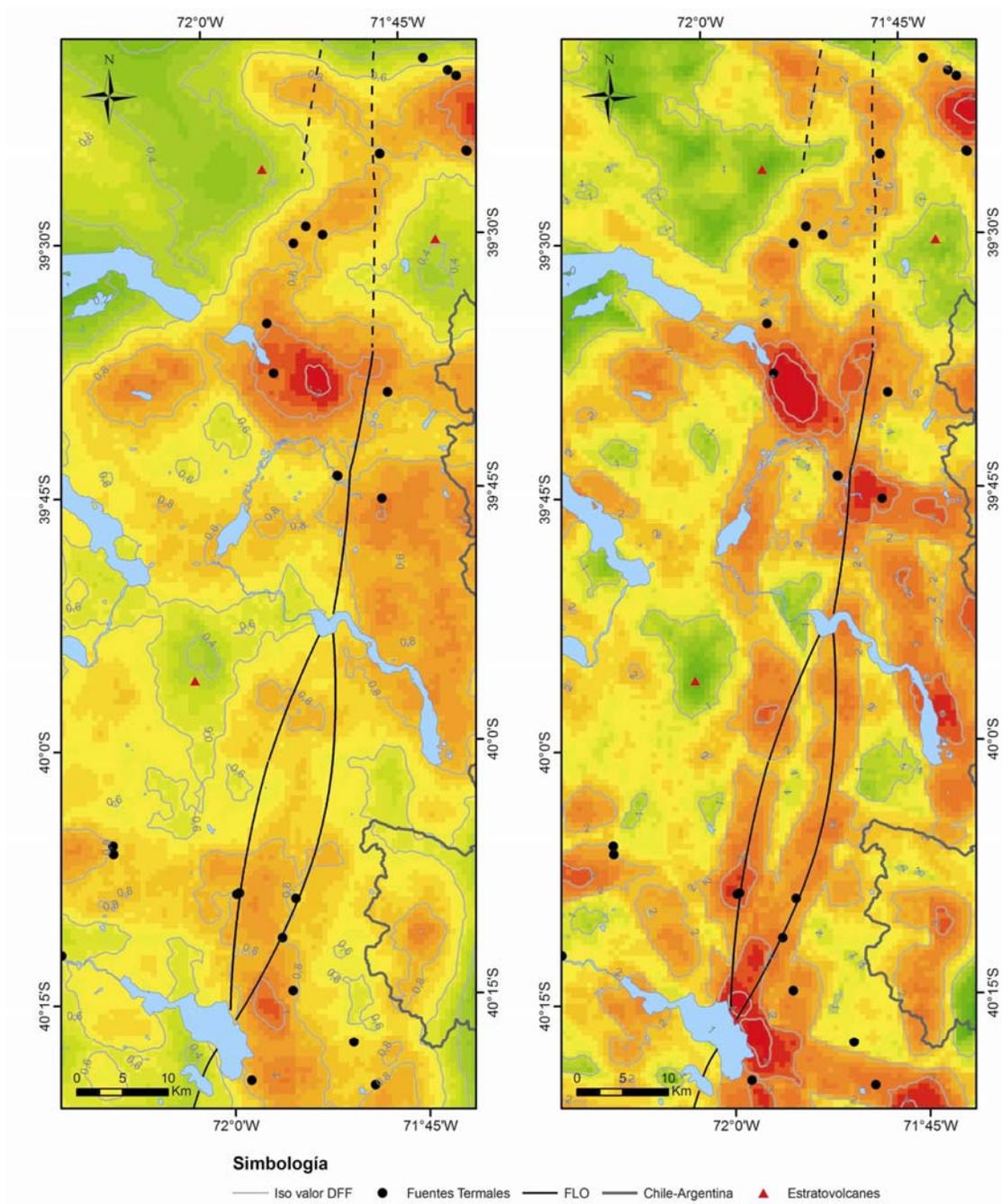


Figura III-3: Mapa de Densidad de Fracturas y Fallas para la zona Villarrica-Chihuido extendida. En a) no se considera diferencia entre las diferentes clases para el cálculo, en cambio b) considera un factor de ponderación para las diferentes clases de lineamientos. Leer texto para detalles.

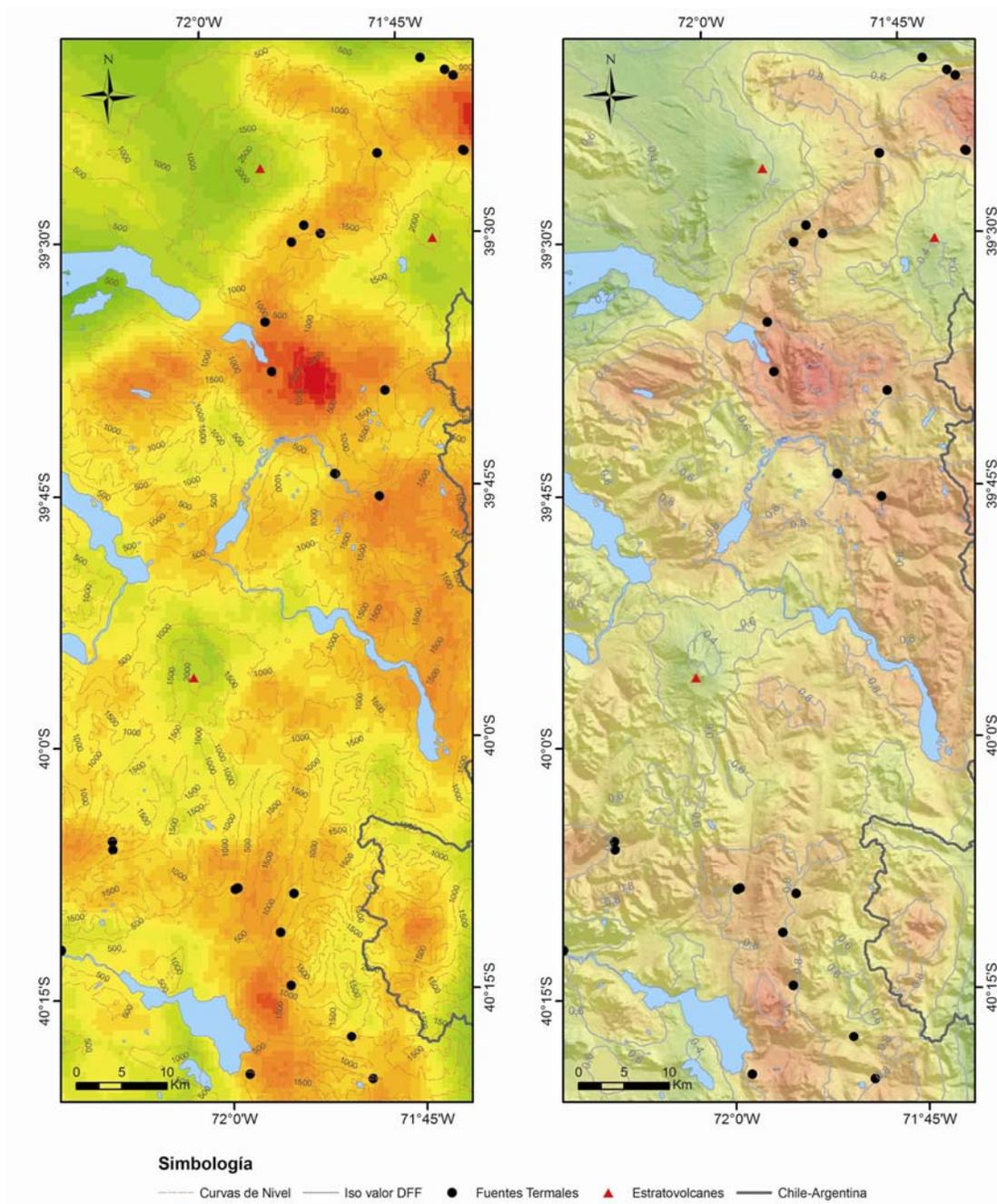


Figura III-4: Mapa de DFF extendido para la zona considerando igual ponderación de lineamientos. Para apreciar el efecto del relieve y elevación se incluye en a) las curvas de nivel y en b) el *hill shaded* de la zona. Leer texto para detalles.

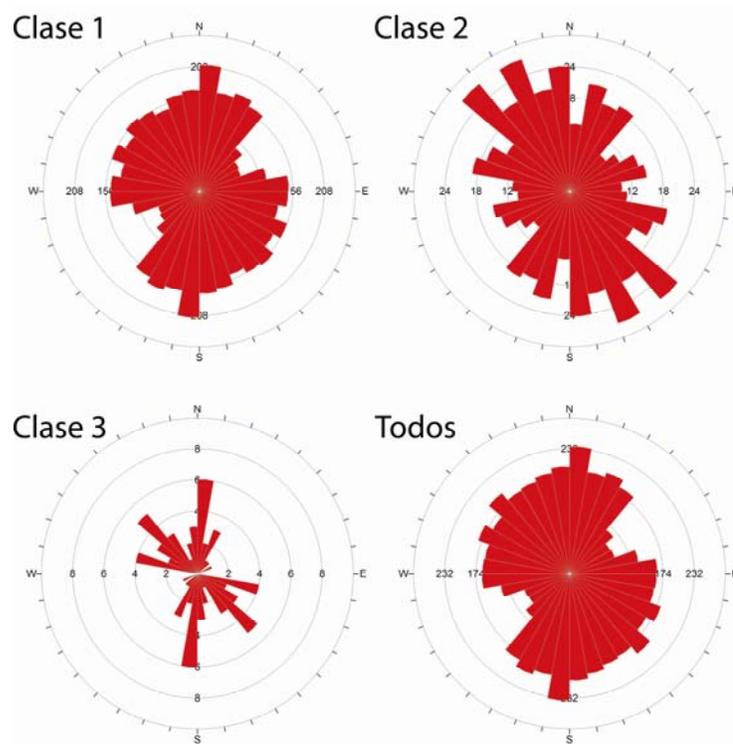
La alta correlación existente entre el parámetro DFF y la existencia de manifestaciones termales da cuenta de la vinculación entre rasgos superficiales lineares y la permeabilidad secundaria. De esta forma se propone una metodología para caracterizar el control que ejerce la permeabilidad secundaria en los sistemas geotermales de la zona. Probablemente, este parámetro se relacione con la permeabilidad secundaria en al menos los primeros 200 m de profundidad, sin embargo, el hecho de que los lineamientos sean rasgos superficiales restringe la representatividad que tenga el parámetro DFF a mayores profundidades. En este sentido, sería plausible suponer que los lineamientos de gran escala tienen mayor influencia en profundidad. De igual manera, es necesario considerar que la influencia en la permeabilidad de las fracturas y fallas, se ve acentuada en rocas cristalinas, debido a la casi nula permeabilidad primaria que estas presentan en su forma prístina. Por el contrario, en el caso de los volcanes edificados con rocas volcanosedimentarias, es posible que el parámetro de DFF tenga una relevancia menor, considerando además que los depósitos recientes cubren los rasgos lineales superficiales utilizados para mapear fracturas y fallas.

De esta forma, para próximos estudios y modelos numéricos que intenten comprender el comportamiento de los flujos geotermales en subsuperficie sería un valioso aporte la consideración del parámetro DFF.

III.4.2 Análisis de orientación

La orientación de los lineamientos para las tres clases consideradas se muestra en la Figura III-5. Se puede apreciar que la mayoría de los lineamientos pertenecientes a la clase 1 se orientan de forma homogénea en el rango N100W a N50E, sobresaliendo la orientación NS. En la clase 2, el rango donde se encuentra gran parte de los lineamientos es N50W, N30E. En la clase 3, los lineamientos se restringen a tres orientaciones, centradas en N5E, N45W y de menor forma en N85E. Al graficar la sumatoria de todos, se mantiene prioritariamente la distribución del nivel 1, por tener un orden de magnitud más de lineamientos mapeados. Interesante es la similitud de la

orientación de lineamientos entre las tres clases, dando cuenta que el proceso que genera estos rasgos es de carácter fractal.



fallas que responden a un evento de deformación reciente, y por tanto es consistente relacionarlo con permeabilidad secundaria generada por estructuras.

Por lo tanto, fracturas y fallas, que pueden ser relacionadas a rasgos lineares en superficie, aumentan la permeabilidad secundaria de las rocas en el sector Villarrica-Chihuahua, permitiendo el flujo en subsuperficie, preferentemente en dirección NW-SE y NS. Esto facilita tanto la recarga de aguas meteóricas como la ocurrencia de manifestaciones superficiales dentro del sistema geotérmico.

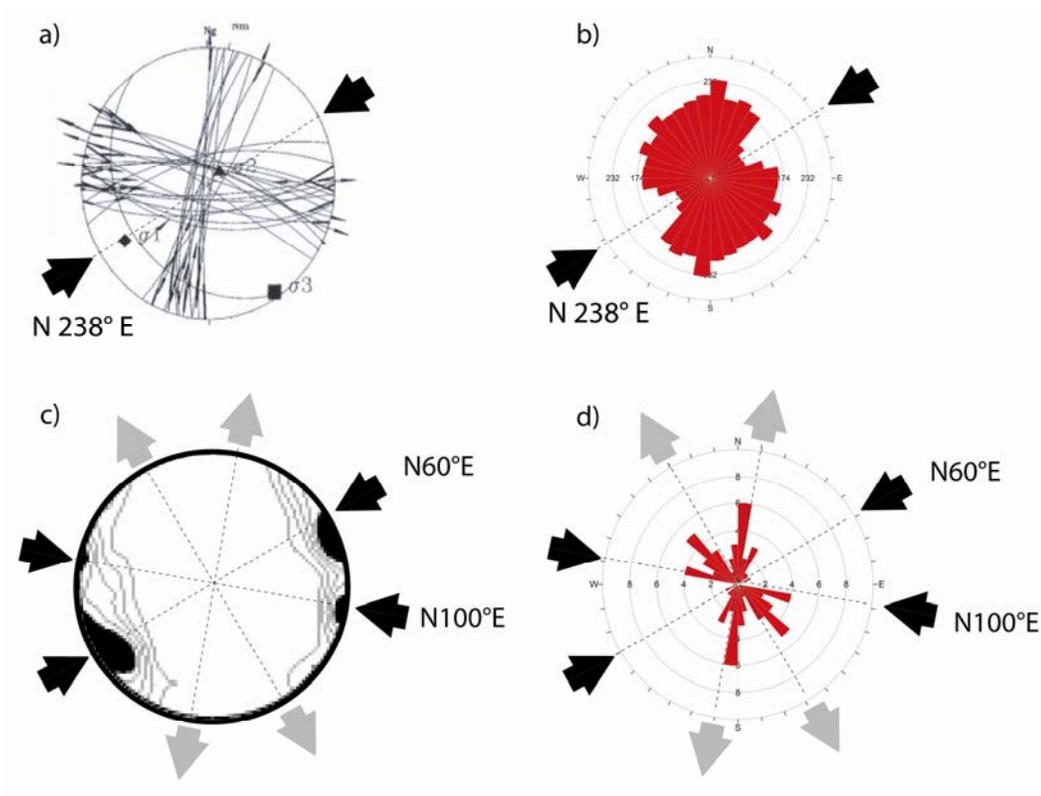


Figura III-6: Correlación existente entre el tensor de estrés para la deformación en el sector norte de la ZFLO por a) Lavenu y Cembrano (1999) y c) Rosenau *et al.* (2006) respecto a la la orientación de los lineamientos mapeados de todas las clases en b) y aquellos de la clase 3 en d). Las flechas negras representan la dirección de máximo estrés y las grises la dirección de máxima elongación asociadas

IV. GEOQUÍMICA DE AGUAS TERMALES

IV.1 Introducción

Los métodos geoquímicos de exploración geotérmica han cumplido un rol muy importante en la exploración geotérmica desde comienzo de los 1960's (Gupta, 2007). Especialmente durante la etapa previa a la perforación, la geoquímica provee información de las condiciones y procesos en profundidad que no podría obtenerse con otras técnicas de exploración. Esto es gracias a que las aguas y gases normalmente son modificados por los procesos que ocurren en profundidad.

En este capítulo se presentan los fundamentos teóricos, metodologías, resultados y discusiones de la exploración geoquímica del área Villarrica-Chihuio que consideró datos químicos e isotópicos de aguas termales. Particularmente el análisis geoquímico de aguas termales se realizó utilizando diagramas de clasificación, geotermómetros de sílice y de aniones, diagramas de equilibrio multi-mineral.

IV.2 Antecedentes teóricos

Para identificar el rol que juegan en un análisis geoquímico los diversos constituyentes químicos de fluidos geotérmicos, Giggenbach (1991) propuso una subdivisión, que se basa en la información que estos pueden entregar:

- Trazadores o Conservativos: Constituyentes no reactivos y químicamente inertes. Cuando se adicionan a la fase acuosa, idealmente no se modifican. Las razones de estos componentes se mantienen constantes al ser afectados por dilución. Así proveen una signatura que permite trazar hacia el origen de las aguas.
- Geoindicadores: Especies químicamente reactivas, que responden a cambios en el ambiente de una forma que es conocida, proveyendo información acerca de las condiciones de equilibrio agua-roca en el reservorio geotermal.

Dentro de los trazadores se encuentran los gases nobles He y Ar, seguido por otros constituyentes comparativamente conservativos como Cl, B, Li, Rb, Cs y N₂. Dentro de los geoindicadores se encuentran las especies que forman parte en las interacciones termo-dependientes entre minerales aluminosilicatados y los fluidos geotermales tales como Na, K, Mg, Ca y SiO₂, de la misma forma que el H₂, H₂S, CH₄, y CO₂, involucrados en las reacciones redox dependientes de la presión y temperatura.

El límite entre ambos grupos no es rígido. Esto debido a que algunos elementos sometidos al cambio en las condiciones de presión y temperatura pueden traspasar el límite entre trazadores e geoindicadores, e.g. Cs a una temperatura mayor que 250°C es inerte, pero a bajas temperaturas es incorporado en zeolitas (Giggenbach, 1991).

Las aguas geotermales contienen todos los iones mayores que se encuentran normalmente en las aguas subterráneas, pero sus concentraciones son comúnmente más altas que en aguas subterráneas no termales. De la misma forma la concentración de los elementos traza es mucho más alta que en las aguas no termales debido a la interacción agua-roca (Chandrasekharam & Bundschuh, 2008).

En relación a la compleja interacción agua-roca existente en un sistema geotermal Giggenbach (1988) propuso que un sistema con cercana asociación magmática puede ser descrito en términos de dos procesos extremos, que si bien son hipotéticos, se encuentran claramente definidos. Estos procesos son:

Dilución inicial de las rocas corticales en aguas ácidas formadas, por ejemplo a través de la absorción de vapores magmáticos en aguas de circulación profunda. Las aguas formadas en este proceso de alteración “fluido-dominado” contienen gran parte de los constituyentes más solubles en proporción cercana a la roca original. La roca resultante de este proceso se encuentra fuertemente empobrecida en los componentes más fáciles de lixiviar.

Equilibrio final de la fase fluida con “la roca” en esta configuración termodinámicamente estable, generada por la recristalización de la roca original,

termodinámicamente inestable. La composición química de esta fase de roca estable, secundaria, se acerca, o es la misma (isoquímica) a la roca original. Este proceso se completa solo en sistemas estancados de edad infinita. Sin embargo, la composición de los fluidos en estos sistemas de alteración “roca-dominado” es para un amplio rango de rocas aluminosilicatadas determinado únicamente por la temperatura y salinidad (contenido de cloruros).

La composición de las aguas, gases y rocas en un sistema dinámico de alteración hidrotermal actual, puede esperarse que corresponda a un estado estacionario intermedio entre los miembros extremos de ambos procesos.

IV.2.1 Clasificación geoquímica de fluidos geotermales

Los fluidos geotérmicos tienen diversas composiciones químicas que generalmente reflejarán el marco geológico-geotérmico. Normalmente estas diferencias dependen de la contribución de volátiles desde fuentes magmáticas y de la recarga del sistema. Variados trabajos se han realizado utilizando esta característica para identificar tendencias y entender los procesos que controlan la composición del fluido y de esa forma entender sistema geotérmico particular (e.g. Giggenbach, 1988; Goff y Janik, 2000; Gupta y Roy, 2006).

Una buena síntesis fue propuesta por Arnórsson *et al.* (2007) que caracterizaron los fluidos geotermales en dos categorías principales, basándose en los procesos de diferenciación geoquímica que tienen lugar durante la evolución del fluido. Estas categorías son: a) fluidos primarios y b) fluidos secundarios. De esta forma, se definen los fluidos primarios como aquellos que se encuentran en la base de la celda convectiva (nivel de profundidad-base) y pueden ser producto de la mezcla de volátiles magmáticos con diversos componentes fluidos, como aguas meteóricas, marinas y connatas. Los fluidos primarios son principalmente de tipo clorurado, sulfato-ácido y salmueras híper-salinas. A medida que estos fluidos primarios ascienden hacia la superficie, sufren procesos de separación y mezcla que dan origen a fluidos

secundarios. Los cambios más importantes que ocurren en estos fluidos son (Arnórsson *et al.*, 2007):

1. *Flasheo*⁴ por descompresión en el ascenso generación de una fase líquida y otra gaseosa.
2. Separación de fases en un fluido salino, generando una salmuera híper-salina y vapor diluido.
3. Condensación del vapor al contacto con aguas subterráneas o superficiales para producir aguas sulfato-ácidas o aguas bicarbonatadas ricas en sodio o CO₂.
4. Mezcla de CO₂ proveniente de fuentes profundas con aguas termales.
5. Mezcla de fluidos termales con aguas superficiales de baja temperatura.

IV.2.1.1 Fluidos primarios

La composición química de los fluidos geotérmicos primarios está determinada por la composición de la fuente de fluidos y aquellas reacciones que involucren tanto la disolución de minerales primarios, como la precipitación de minerales secundarios junto con los procesos de adsorción y desorción. Generalmente la fuente de fluidos es agua meteórica o marina, siendo posible además identificar componentes de fluidos magmáticos, metamórficos y connatos.

Aguas Cloruradas

Este tipo de agua es muy común en los sistemas geotermiales. Un alto porcentaje de las sales en disolución en las aguas termales cloruradas corresponde a Na-Cl. La concentración de cloruro típicamente va desde cientos hasta algunos miles de ppm.

⁴ El término *flasheo* se refiere a la conversión de líquido a vapor por descompresión, mientras que la ebullición es la conversión de líquido a vapor por aumento de temperatura.

El contenido de cloruros depende de la disponibilidad de sales, las cuales pueden ser lixiviadas de las rocas del reservorio, o formarse de las reacción entre HCl magmático y los minerales formadores de roca. La concentración de la mayor parte de los componentes en aguas Na-Cl se determina por el equilibrio local con minerales secundarios si la temperatura supera los 100 –150 °C (e.g. Giggenbach, 1991).

Aguas Sulfato-ácidas

Este tipo de fluidos es frecuente en sistemas geotermales volcánicos, generalmente asociado a volcanes andesíticos (e.g. Truesdell, 1991). La acidez es causada por HCl y/o HSO₄, generando que el pH de estos fluidos en la cabeza de los pozos pueda ser muy baja (pH~2 a 25°C). Sin embargo, a altas temperaturas estas aguas son casi neutras, ya que la acidez está dada por el HSO₄⁻ que se disocia bajo esas condiciones. Así, la mayor diferencia entre aguas cloruradas y sulfato-ácidas reside en que el buffer de pH para las aguas cloruradas es CO₂/HCO₃⁻, mientras que para las aguas de tipo sulfato-ácidas es HSO₄⁻/SO₄⁻² (Arnórsson *et al.*, 2007).

Salmueras

Estas aguas son el resultado de procesos que concentran sales hasta dar origen a salmueras geotermales. Uno de estos es la disolución de evaporitas por aguas meteóricas y su reacción con minerales primarios de rocas volcánicas y HCl magmático. Además, aguas termales connatas salinas han sido encontradas en cuencas sedimentarias. La separación de fases es otro de los procesos que produce un aumento en la concentración de sales, este proceso de diferenciación origina por tanto, un fluido secundario.

IV.2.1.2 Fluidos secundarios

Aguas sulfato-ácidas vapor calentadas

La absorción y condensación de vapor y gases por parte de aguas subterráneas, acuíferos colgados, agua meteórica de infiltración somera, o lagos volcánicos, genera

aguas termales “vapor-calentadas”. Esta denominación describe el hecho de que la condensación del vapor es un proceso exotérmico conducente al calentamiento de las aguas en contacto con la pluma ascendente de vapor y gas. Se caracterizan por un contenido bajo de Cl y relativamente alto de sulfato. Las aguas ácidas disuelven fácilmente los minerales primarios de las rocas volcánicas comunes (alcanzan valores de pH <1), dejando un residuo de sílice oquerosa, anatasa, azufre nativo, sulfuros, esmectita y kaolinita

Aguas carbonatadas

Este tipo de aguas es común, tanto en los sistemas geotermales en áreas con actividad volcánica y en zonas sísmicamente activas sin volcanismo (Arnórsson *et al.*, 2007). Cuando el CO₂ es el principal gas contenido en el vapor, como ocurre generalmente con los gases de naturaleza geotérmica, las aguas vapor-calentadas asociadas serán del tipo carbonatadas. Si además se tienen concentraciones importantes de gases de H₂S, las composiciones resultantes pueden ser sulfatadas-carbonatadas aunque en este caso el pH es relativamente ácido. Por último, las aguas carbonatadas pueden ser el resultado de una mezcla de fluidos primarios a alta temperatura con aguas subterráneas frías ricas en HCO₃⁻ (Arnórsson 2007).

Aguas Mezcladas

La mezcla de fluidos termales con aguas superficiales en las zonas más someras del sistema es uno de los procesos que más comúnmente afecta a los fluidos geotermales durante el ascenso (Fournier, 1977). Estas aguas pueden exhibir razones de mezcla variables y pueden ser reconocidas por una correlación inversa de la temperatura y el caudal de las manifestaciones, así como también por una correlación positiva entre componentes conservativos e isotópicos. Debido a que la mezcla de aguas altera el equilibrio acuoso-mineral, se producen cambios en las concentraciones iniciales de componentes reactivos (Arnórsson *et al.*, 2007). En caso que las aguas superficiales sean razonablemente puras, como normalmente es el caso, este proceso puede ser simplificado como dilución simple del fluido del reservorio geotermal, para algunos

componentes (Reed y Spycher, 1984; Pang y Reed, 1998). Dentro de las modificaciones producidas, estas típicamente incluyen un aumento en las concentraciones de Ca y Mg y una disminución en la razón de Na/K. De esta forma, la mezcla con aguas meteóricas tiene un efecto considerable en los geotermómetros y diagramas de equilibrio multimineral y por tanto debe considerarse en el análisis e interpretación de los resultados.

IV.3 Metodología

IV.3.1 Trabajo de Campo

El trabajo de campo incluyó dos campañas de terreno en los meses de mayo y octubre del año 2009. La primera fue una campaña de reconocimiento, donde además se recolectaron once muestras de agua para analizar isótopos estables, de las cuales nueve corresponden a fuentes termales y las restantes tienen origen meteórico. Durante la segunda campaña de terreno se recolectaron diecinueve muestras de aguas termales para su análisis químico, en las once fuentes termales del área Villarica-Chihuio consideradas en este estudio.

IV.3.2 Muestreo y análisis *in-situ* de aguas termales

Para el análisis geoquímico de las aguas termales, las muestras se recolectaron en botellas de polietileno (HDPE) de 200 ml, siguiendo el procedimiento propuesto por Giggenbach y Gouguel (1989). Las muestras de aniones y de cationes se filtraron con membrana de 0,45 micras. La filtración tiene el objetivo de prevenir el crecimiento de algas que podrían remover Mg, NH₃ y SO₄ y evitar el ingreso de material en suspensión o cúmulos de bacterias en la muestra, que podría perjudicar los equipos de laboratorio y los resultados de los análisis. Las muestras de cationes se acidificaron, luego del filtrado, con ácido nítrico utilizando 1 ml de HNO₃ (4 N) por cada 100 ml de muestra. La acidificación previene la precipitación de cationes y de algunos metales en traza.

Para determinación de isótopos estables se utilizaron botellas de polietileno de 200 ml. Idealmente se debiesen utilizar botellas de vidrio opaco para evitar cualquier tipo de interacción con el ambiente. La muestra no debe filtrarse ni acidificarse. Es necesario procurar llenar la botella a su máxima capacidad para reducir el entrapamiento de aire en burbujas, y en el menor tiempo posible, con el fin de minimizar la exposición de la muestra a la atmósfera. Todas estas medidas reducen la probabilidad de fraccionamiento isotópico entre la muestra y el aire.

Los parámetros físico-químicos medidos en terreno son:

- Temperatura, utilizando un termómetro digital con una resolución de 0,1°C
- pH con medidor de pH electrónico (HI 9811-5) de 0,1 de resolución
- Conductividad eléctrica con medidor combinado (HI 9811-5)
- Alcalinidad, por medio de titulación acidimétrica con solución de ácido hidrociorídrico e indicadores de fenoftaleína –alcalinidad de fenoftaleína- y bromofenol azul –alcalinidad total-, utilizando el test kit de alcalinidad (HI-3811).

IV.3.3 Métodos analíticos

Los análisis químicos de las muestras fueron realizados en el laboratorio de geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Los métodos analíticos utilizados se presentan en la Tabla IV-1. Estas consistieron en Cromatografía iónica (IC), modelo IC 861 Advanced Compact –Metrohm-; Espectrometría de emisión atómica con fuente de plasma acoplado (ICP-AES) modelo Optima 7300V -Perkin Elmer- y Titulación volumétrica. La titulación volumétrica para medir el HCO_3^- y el CO_3^{2-} se realizó en el laboratorio de geoquímica de la Universidad de Chile siguiendo el procedimiento propuesto por Giggenbach y Gouguel (1989). Tal como se describe en la sección anterior, el tratamiento para cationes es filtrado y acidificación (FA) y para aniones es únicamente filtrado (FSA).

Tabla IV-1: Métodos analíticos utilizados para la determinación de componentes y el tratamiento en terreno de las muestras. ICP-AES: Espectrometría de emisión atómica con fuente de plasma acoplado; IC: Cromatografía iónica; FA: Filtrado y acidificación; FSA: Filtrado.

Elemento	Metodología	Tratamiento
Al	ICP-AES	FA
B	ICP-AES	FA
Br	IC	FSA
Ca ²⁺	ICP-AES	FA
Cl ⁻	IC	FSA
CO ₃ ²⁻	Titulación	FSA
F	IC	FSA
Fe	ICP-AES	FA
HCO ₃ ⁻	Titulación	FSA
K ⁺	ICP-AES	FA
Li	ICP-AES	FA
Mg ²⁺	ICP-AES	FA
Mn	ICP-AES	FA
Na ⁺	ICP-AES	FA
NO ₃ ⁻	IC	FSA
SiO ₂	ICP-AES	FA
SO ₄ ²⁻	IC	FSA
Sr	ICP-AES	FA

Los análisis de isótopos estables fueron realizados en los laboratorios de la Comisión Chilena de Energía Nuclear utilizando espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado (ICP-MS).

IV.4 Resultados y discusión

IV.4.1 Datos químicos de aguas termales

En la Tabla IV-2 se presentan los datos químicos de las muestras recolectadas para las fuentes termales consideradas del área Villarrica-Chihuio. Para aquellas fuentes termales de las que se recolectó más de una muestra de agua, es posible determinar aquella que tiene los valores más altos de temperatura, cloro, sílice. Esta muestra debe ser la menos modificada por mezcla con aguas meteóricas o por reacciones químicas con rocas superficiales y por lo tanto puede ser considerada la más representativa de la fuente termal.

De forma complementaria a los parámetros químicos, se considera la distancia al centro volcánico más cercano, debido a la posible influencia con los procesos que afecten y/o den origen al fluido termal. Los centros volcánicos considerados son los volcanes Villarrica, Quetrupillán, Lanín y Mocho-Choshuenco. No se consideran los centros eruptivos menores.

El balance iónico es ampliamente utilizado como control de calidad en análisis químicos de aguas. Aunque este procedimiento no es necesariamente válido en aguas “no-potables” (Murray y Wade, 1996), es normalmente utilizado en aguas termales para verificar la fiabilidad de los análisis (e.g. *Publications of The United Nations University Geothermal Training Programme*, Marini, 2000). Este se basa en el porcentaje de diferencia entre las cargas positivas y negativas totales definido de la siguiente forma:

$$BI = 100 \times \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}}$$

Siendo considerados razonables diferencias menores al 5% en valores de BI.

IV.4.1.1 Clasificación química de las aguas termales

Clasificación general

Dentro de las propiedades medidas se observa que las aguas termales del área Villarrica-Chihuahua tienen un bajo contenido de sólidos disueltos (Tabla IV-2), particularmente el contenido de cloro es bajo comparado con otras fuentes termales (Tabla IV-3). Se tiene que en el Dominio Volcánico la temperatura está en el rango 36°C a 70°C y el pH desde 7.8 a 8.7, siendo aguas levemente alcalinas. En el Dominio Estructural la temperatura va desde los 37°C a los 82°C y el pH desde 8.9 a 9.7, siendo aguas alcalinas.

El diagrama piper permite tener una primera clasificación de las aguas, identificando los aniones y cationes principales. En este caso las aguas son sulfatadas-sódicas-(bicarbonatadas).

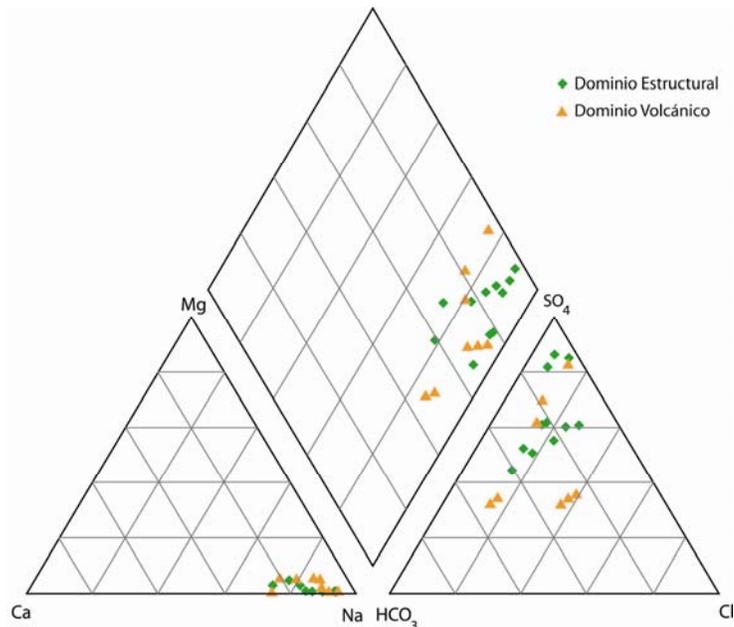


Figura IV-1: Diagrama piper de clasificación de aguas, para las aguas termales del área Villarrica-Chihuahua.

Aniones Mayores

La mayoría de las técnicas geoquímicas pueden ser utilizadas con confianza únicamente a fluidos con un rango composicional limitado. Por ejemplo, la mayor parte de los geotermómetros iónicos funcionan solamente en aguas neutrales, con el cloro como anión principal (Giggenbach, 1988). Por tanto cualquier interpretación de las aguas geotermales debe ser llevada a cabo sobre la base de una interpretación inicial (Giggenbach, 1991).

Para realizar esta primera clasificación el diagrama ternario de aniones propuesto por Giggenbach (1988) es ampliamente utilizado y se basa en las concentraciones de los aniones mayores, cloro (Cl^-), sulfato (SO_4^{2-}) y bicarbonato (HCO_3^-). Aunque la clasificación se fundamenta en la composición química de las aguas, este diagrama permite relacionar el contenido relativo de aniones a la proveniencia de los fluidos y/o procesos ocurridos en su ascenso a superficie. De esta forma, las aguas cloruradas neutrales sugieren representar los fluidos bien equilibrados de las zonas de *upflow*, ya que el ascenso rápido de las aguas geotermales permite retener la composición química original (Giggenbach, 1988). La mezcla de estas aguas con aguas subterráneas ricas en bicarbonato, tal como normalmente lo son las aguas meteóricas, las convierten en aguas bicarbonatadas con baja concentración de Cl^- relativo a las aguas Na-Cl, generando un desplazamiento hacia el campo de las aguas periféricas. La absorción y condensación de vapor y gases por parte de aguas subterráneas, acuíferos colgados, agua meteórica de infiltración somera, o lagos volcánicos, genera aguas termales “vapor-calentadas”, descritas al comienzo de este capítulo. La mezcla con H_2S de origen volcánico genera un desplazamiento hacia el campo de aguas sulfatadas debido a que se forman iones HSO_4^- por la oxidación del H_2S . (e.g. Chandrasekharam & Bundschuh, 2008). Tal como se dijo anteriormente, si el vapor es rico en CO_2 , se puede obtener aguas sulfatadas-bicarbonatadas relativamente ácidas. Sin embargo, de forma excepcional se pueden tener composiciones sulfatadas-bicarbonatadas neutras, como en los manantiales calientes de Aguas Calientes, Nevados de Chillán, indicando posiblemente la neutralización de estas aguas por contacto en subsuperficie con la roca de caja (Sepulveda, 2005).

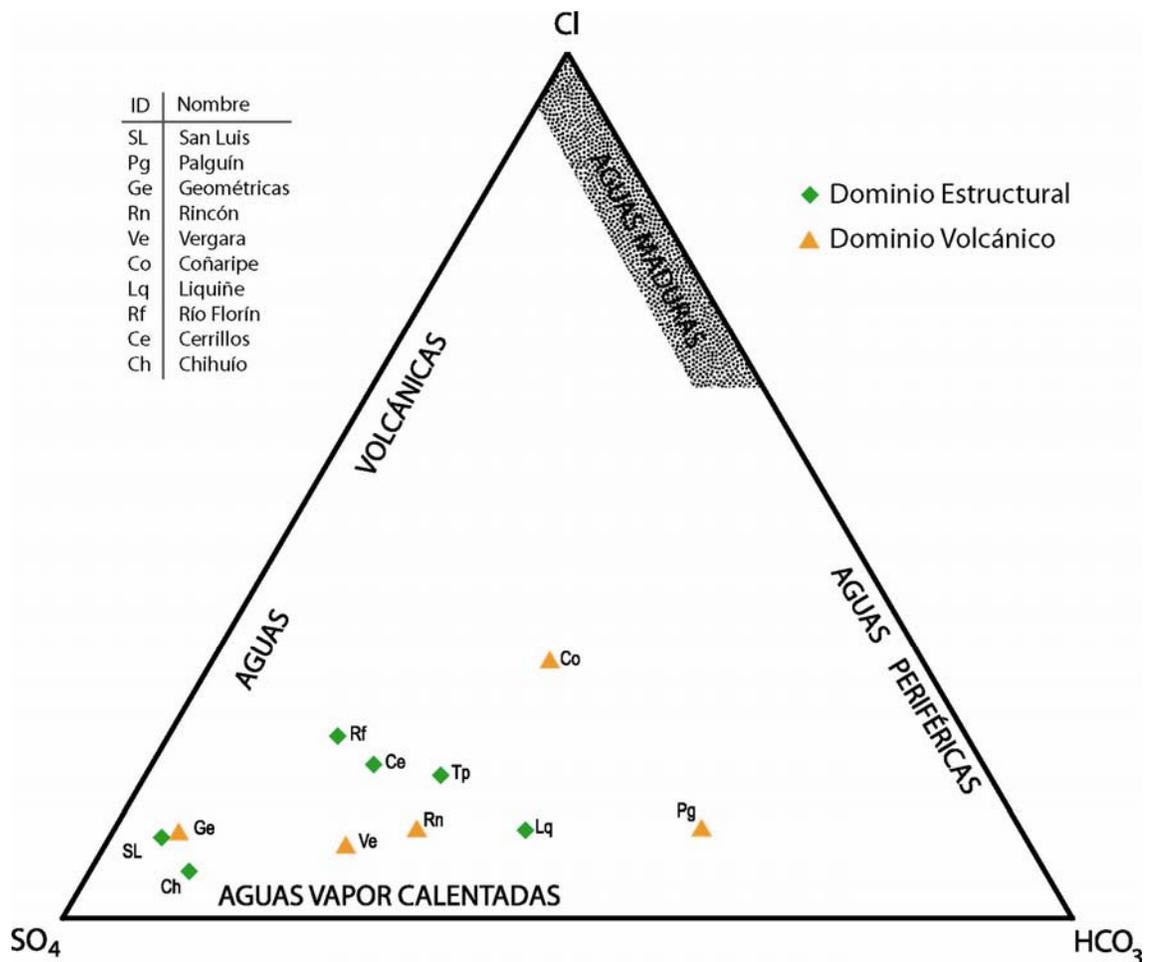


Figura IV-2: Diagrama ternario de aniones para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuío. Campos de Giggenbach (1988). Todas las muestras se presentan para reconocer el efecto de mezcla dentro de cada área termal.

En la Figura IV-2, se observa que las fuentes termales analizadas se encuentran en el campo de aguas vapor calentadas, con contenidos relativos bajos en Cl y altos en SO_4 . En este diagrama no es posible identificar claramente los dos dominios definidos.

Coñaripe resalta por su alto contenido de cloro (81 ppm), bastante mayor al promedio (24 ppm) (Figura IV-2), siendo la que más se acerca al campo de las aguas maduras. Comparada con las otras fuentes termales del Dominio Volcánico, Coñaripe es aquella con menor elevación (243 m.s.n.m) y con la mayor distancia al centro volcánico (Villarrica; 22 km).

Tabla IV-2: Análisis químicos de las aguas termales y meteóricas del área Villarrica-Chihúio. *Muestra representativa; Dominios E=Estructural, V=Volcánico; Distancia al estratovolcán más cercano en km Q=Quetrupillán; V=Villarrica; MC=Mocho-Chohuenco. Datum WGS1984 19S, excepto **18S.

Muestra	Código	pH	T°[C]	UTM		elev. [m]	Na	K	Ca	Mg	Li	Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	SiO ₂	B	Fe	Al	Balance iónico	Dominio	Distancia Volcán
				N	E																	
AGUAS TERMALES ÁREA VILLARRICA-CHIHUIO																						
San Luis*	SL-01	9,4	39,3	5642060	268072	410	55,2	0,96	5,17	0,153	0,085	8	76,8	29,3	12	49,2	0,11	0,009	0,013	-1,88%	E	Q (18)
Palguín	Pg-GS	8,7	35,4	5632677	260211	759	42	1,87	4,19	1,33	0,079	10	31,6	66,8	0	46,6	0,434	0,016	0,058	1,92%	V	Q (11)
Palguín*	Pg-02	8,7	35,5	5632642	260212	760	52,6	2,51	4,17	1,5	0,058	12,2	37,9	80,5	0	52,2	0,69	0,029	0,075	2,44%	V	Q (11)
Geométricas*	Ge-01	8,4	72,4	5623743	252930	907	160	9,63	46,54	0,129	0,286	48,7	421,3	29	0	83	5,02	0,007	0,027	-5,55%	V	V (8)
Rincón*	Rn-01	8	35,7	5622976	254594	878	62	4,02	10,21	1,95	0,143	17,3	103,3	52	0	69,1	1,42	0,021	0,026	-1,14%	V	V (8)
Vergara*	Ve-01	7,8	40,7	5622942	251588	758	72,4	5	16,96	2,59	0,118	18,1	150,8	48	0	68	1,9	0,008	0,011	-1,64%	V	V (9)
Coñaripe	Co-04	7,9	55	5608674	249002	244	82,3	2,66	7,17	0,873	0,177	49,7	60,9	77,6	0	55	4,7	0,008	0,053	1,02%	V	V (22)
Coñaripe*	Co-03	8,6	68	5608663	249066	251	136	3,64	5,61	0,335	0,255	81,4	102,5	93,5	0,6	78,3	7,34	0,01	0,121	2,07%	V	V (22)
Coñaripe	Co-01	8,3	60	5608618	249120	243	98,9	3,15	6,89	0,215	0,198	61,6	77,9	83,3	0	61,4	5,35	0,008	0,053	-0,44%	V	V (22)
Trifupán*	Tp-01	8,9	37,3	5597613	254858	304	59,7	1,38	9,75	0,883	0,07	22,8	77,3	41,7	0	42,4	0,518	0,008	0,014	3,12%	E	MC (25)
Liquiñe	Lq-02	9,4	71,1	5597363	256389	312	73,4	2,23	3,65	0,031	0,115	15,6	78,4	24	21,6	82,6	0,213	0,009	0,04	2,73%	E	MC (26)
Liquiñe*	Lq-03	9,5	71,4	5597322	256386	313	71,1	2,21	3,75	0,014	0,134	16	80,5	66,9	0,9	87,1	0,197	0,008	0,041	-0,11%	E	MC (26)
Liquiñe	Lq-04	8,8	70	5597313	256386	310	26	1,14	5,19	0,708	0,067	7,1	29,5	35,1	0	40,9	0,01	0,007	0,015	2,19%	E	MC (26)
Liquiñe	Lq-01	9,4	70,4	5597257	256380	333	69,3	2,16	3,78	0,072	0,133	15,6	80,2	39,7	1,2	84,1	0,164	0,008	0,076	6,13%	E	MC (26)
Río Florín*	Rf-01	9,7	54,4	5557340	742991**	277	59,8	0,99	7,66	0,025	0,066	25,7	78,1	26,1	0	56,9	0,509	0,008	0,025	3,10%	E	MC (20)
Cerrillos*	Ce-01	9,4	41,2	5557029	743067**	314	55,2	0,81	8,29	0,092	0,061	21,4	75,1	29,3	8	53,7	0,435	0,011	0,02	-2,03%	E	MC (20)
Cerrillos	Ce-GS	8	32	5557017	743046**	322	42,1	0,66	11,83	0,69	0,077	14,9	57,5	46,6	0	42,1	0,232	0,011	0,019	1,65%	E	MC (20)
Chihúio	Ch-02	9,4	82	5546588	250202	339	107	4,15	9,93	0,055	0,114	13,5	212,6	23,5	1,1	95,8	0,008	0,026	0,073	-0,27%	E	MC (30)
Chihúio*	Ch-01	9,4	82,4	5546586	250200	338	106	4	9,87	0,017	0,108	12,6	212,2	24,4	2,1	96,9	0,005	0,013	0,043	-0,91%	E	MC (30)
AGUAS METEÓRICAS																						
Río Rañintulelfue		6,75					3,5	0,4	4,6	0,5	0,02	<0,02	9	15		8	<0,1	<0,02	<0,05			
Aihue		7,32					6,2	0,9	4,4	1,2	0,02	<0,02	14	18		25	0,1	<0,02	<0,05			
Palguín		7,27					4,1	1,1	4	1,5	0,02	<0,02	3	27		24	<0,1	<0,02	<0,05			
Caunahue		7,37					2,3	0,5	6,2	0,9	0,02	0,03	2	26		11	<0,1	0,03	<0,05			

Tabla IV-3: Recopilación de la composición química de aguas termales superficiales (mg/l) realizada por Sepúlveda (2005). Se presentan temperaturas medidas y temperaturas estimadas por geotermómetros químicos. P = pozo; MC = manantial caliente; MF = manantial frío; LV = lago volcánico.

	Tipo	Temp		pH	Na	K	Ca	Mg	Li	Cl	SO ₄	HCO ₃	B	SiO ₂	Fe	Al
		Med	Na/K													
<i>Ejemplos mundiales</i>																
Ahuachapán, El Salvador	P	255	277	259	7,1	5690	950	443	0,13	18	10430	34	34	151	537	
Miravalles, Costa Rica	P		250		7,6	1540	190	50	<1		2550	36	27			
Cerro Prieto, México	P	280	316	304	7,5	8740	2150	401	0,38	20	16530	4,6	45	31	833	
Wairakei, NZ	P	260	274	274	8,3	1310	212	19	0,01	14	2205	35	28	29	625	
Broadlands (BR12), NZ	P	270	272	243	6,4	869	138	9,9	0,68	7,4	1115	59	1117	36	450	
White Island, NZ	LV				1,1	8630	960	2010	3200		7300	6600	<1		6100	1440
Ruapehu, NZ	LV				1,2	1120	170	1380	1750		13240	14700	<1			
Poás, Costa Rica	LV				0,0	2720	1730	650	2040		46300	167000			440	5770 13700
Nyos, Camerún*	LV				5,1	66	7	55	90		<1	<1	1040	<0,1	81	120
<i>Ejemplos de Chile</i>																
<i>Norte</i>																
El Tatio**	P	249	250	252	7,4	4389	544	225	1,1	37	13236	57	54	175	498	
El Tatio***	MC	85	231	159	7,2	3618	357	252	2,2	38	6470	36	46	6,7	145	
Puchuldiza	P		250	219	8,4	1690	208	28	0,90	12	2700	114	244	86	338	
Puchuldiza	MC	86	209	198	6,9	1569	115	79	1,00	12	2744	89	73	102	258	
<i>Centro-Sur</i>																
Termas del Flaco	MC	77	231	122	6,7	620	61	106	6,0	2	1058	160	130	9	75	
Termas San Pedro Teno	MC	34	246	69	6,4	15000	1780	2240	86	15	26700	566	2510	11	23	
Calabozos	MC	80	176	159	5,9	488	22	165	5	1	522	3	134	468	144	
Llulli (Caldera Calabozos)	MC	99	265	136	8,5	381	56	9	0,02	4	549	14	582	144	98	
Baños de Campanario	MC	54	193	120	6,3	5130	300	1960	92	7	10300	468	597	9	73	
Caldera Aguas Calientes (Nev. Chillán)	MC	70	187	195	7,5	197	10,6	1,3	0,29	0,48	53,2	281	134	9	246	
Baños del Rafa (Nev. Chillán)	MF	13			7,5	279	25	125	149	0,28	152	290	1190	15	96	
Agua de mar						1560	380	400	1270		18900	2710	140			

* Composición medida en profundidad (275 m)

** Promedio de 10 sitios

*** Promedio de 12 sitios

Diagrama Cl-B-Li

Giggenbach y Goguel (1989) propusieron la utilización del diagrama ternario Cl-Li-B (Fig. 3.5) para dilucidar el origen de las aguas termales y la existencia de uno o más *upflows*, bajo el supuesto de que Cl, Li y B son elementos conservativos⁵, permitiendo su uso como trazadores de fuente. El Cl y B pueden tener un origen magmático y ser transportados a altas temperaturas bajo la forma de HCl y H₃BO₃, respectivamente, aunque también pueden ser aportados por ciertos tipos litológicos. Así, las altas concentraciones de Li reportadas en algunas aguas termales del norte de Chile -ej. El Tatio y Puchuldiza, (Sepulveda, 2005)- están posiblemente relacionadas con la disolución de rocas portadoras de Li, particularmente rocas ignimbríticas.

En el diagrama ternario Cl-Li-B para las fuentes termales del área Villarrica-Chihúio (Figura IV-3) es posible distinguir claramente ambos dominios, con valores relativos más altos de boro en las fuentes termales del Dominio Volcánico. Las fuentes termales del Dominio Estructural se encuentran relativamente dispersas en dos grupos, con variaciones en el contenido de Li. Esto es consistente con la categorización en dos dominios independientes.

Diagramas de dispersión

Los diagramas de dispersión son utilizados para reconocer patrones en las razones de las concentraciones entre componentes químicos. Es posible identificar la mezcla de dos aguas en un diagrama de dispersión al considerar dos especies conservativas. En ese caso, la mezcla se representa como una recta que une los miembros extremos muestreados, que no necesariamente corresponden a los miembros extremos “puros”

⁵ Especies inertes, que no precipitan ni reaccionan con minerales de la roca y por tanto tienden a mantenerse en la fase acuosa aún cuando se produce ebullición y existe interacción agua-roca

(Tuesdell, 1991). Si el miembro extremo frío es suficientemente diluido, entonces las razones iónicas del agua termal más salina⁶ se preservaran en las aguas mezcladas.

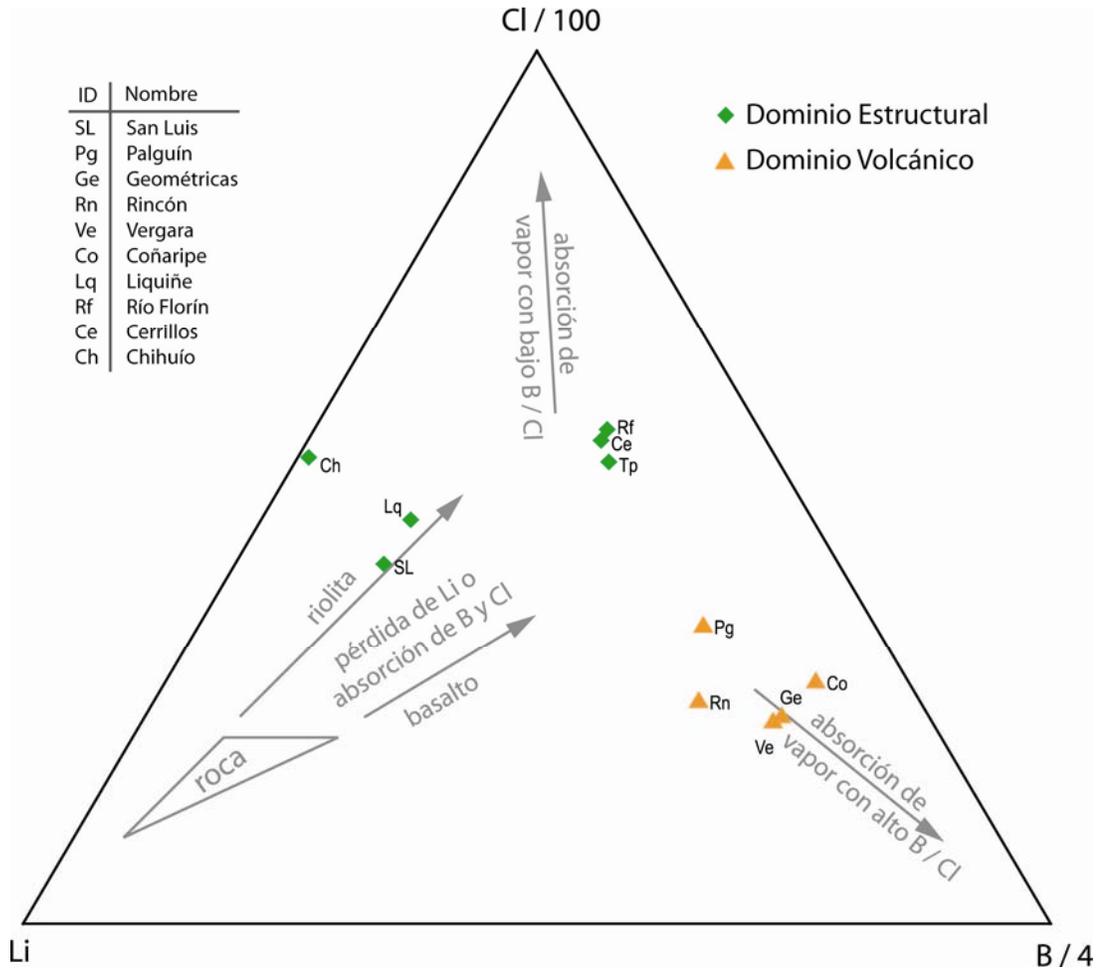


Figura IV-3: Diagrama de clasificación para las aguas termales del área Villarrica-Chihuahua. Notar la clara diferenciación que existe entre los dominios definidos.

Así, este diagrama permite apreciar las concentraciones en valores absolutos de los componentes, sin ser esto posible en un diagrama ternario de clasificación.

⁶ Término utilizado informalmente para referirse en forma general a la concentración de componentes en los fluidos geotérmicos

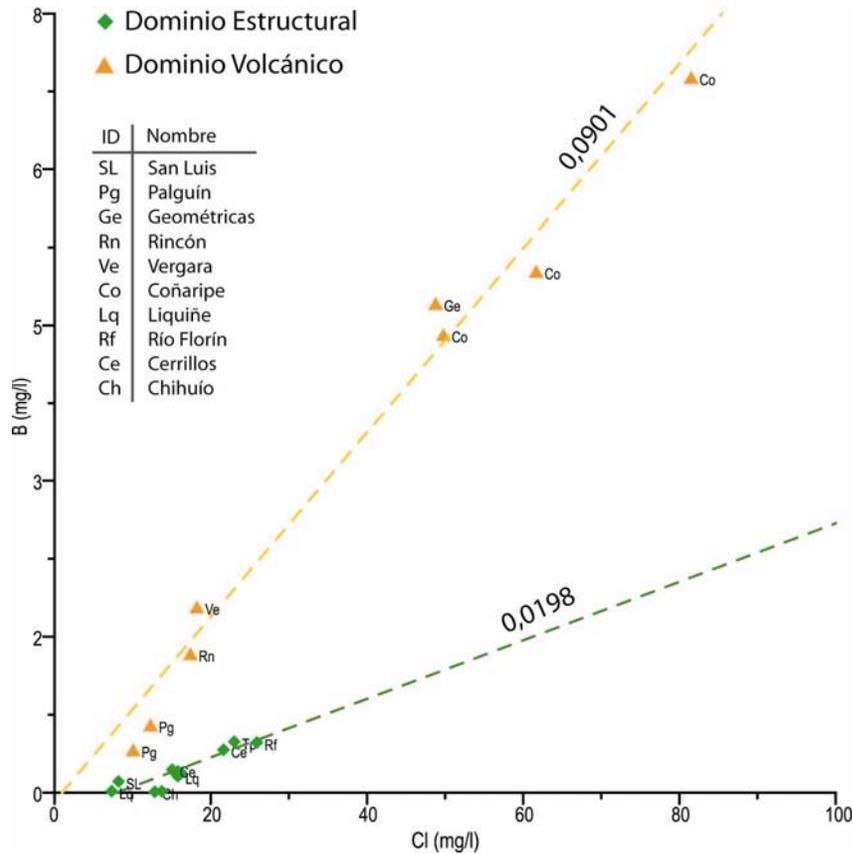


Figura IV-4: Gráfico de las concentraciones de boro versus cloro para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuahú. Se aprecia una clara distinción en entre los dominios. Se indican las pendientes de las curvas de tendencia para ambos dominios.

La Figura IV-4 muestra el diagrama de dispersión de cloro-boro para las aguas termales de la zona, siendo posible distinguir claramente los dominios propuestos. La razón B/Cl es considerablemente mayor (0.056 -0.1) en el dominio volcánico que en el dominio estructural (0.0003-0.022). Es posible construir dos líneas de tendencia que convergen en 0 ppm de B y 8 ppm de Cl, siendo el valor de Cl mayor a la escorrentía superficial (2-4 ppm). Se reafirma que el cloro y el boro son elementos conservativos en el sistema.

Por tanto, se comprueba la hipótesis que considera la existencia de dos dominios geotermales distinguibles, con una signatura geoquímica característica que da cuenta de los procesos que han ocurrido en cada uno de los dominios.

Diagramas Schoeller

El diagrama Schoeller compara el logaritmo de las concentraciones de los componentes disueltos y los une con una línea. Como son utilizados valores logarítmicos se puede representar un muy amplio rango de concentraciones. La razón entre las composiciones de dos componentes es representada por la pendiente de la línea que los une. La utilización de este diagrama es un buen método para mostrar la mezcla de aguas geotermales y aguas meteóricas superficiales considerando un gran número de constituyentes (Tuesdell, 1991). El efecto de la mezcla con aguas poco salinas es mover verticalmente la línea correspondiente a una muestra, sin alterar su forma (Tuesdell, 1991). Esto debido a que si se supone ausencia de precipitación de minerales y de interacción agua-roca posterior a la mezcla, las razones entre los componentes debiesen mantenerse.

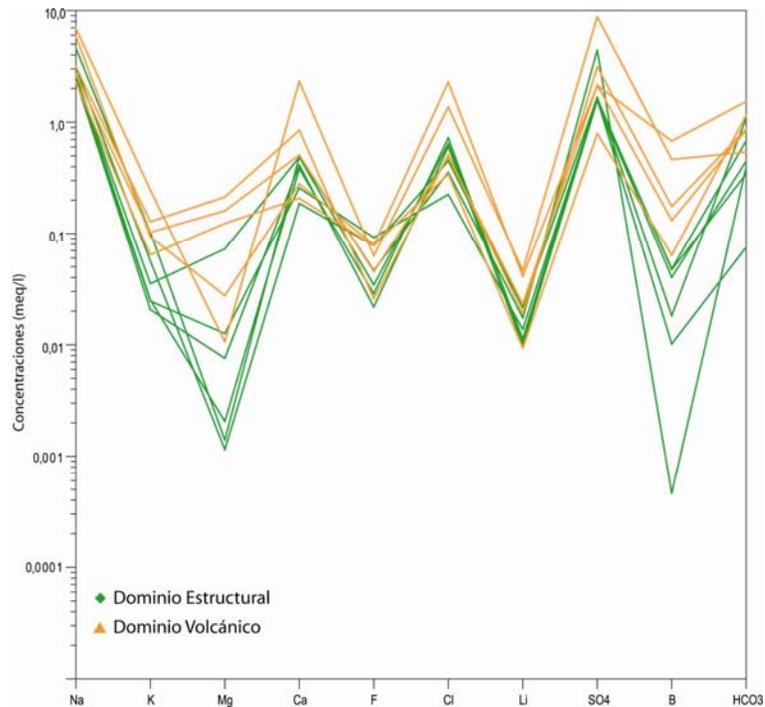


Figura IV-5: Diagrama Schoeller para las fuentes termales y aguas meteóricas del área Villarrica-Chihuahua.

El diagrama Schoeller para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuio (Figura IV-5) permite distinguir entre el Dominio Volcánico y el Dominio Estructural. Dentro de cada dominio, es posible apreciar que la forma de las rectas se mantiene relativamente homogénea, al igual que las razones entre componentes *-indicada por la pendiente*. Esto ocurre especialmente en el Dominio Estructural. Las aguas meteóricas se ubican debajo de las fuentes termales para todos los componentes con excepción del magnesio, distinguiéndose claramente de las aguas termales. Generalmente las aguas termales procedentes de sistemas geotérmicos de alta entalpía muestran bajas concentraciones de Mg, debido a la remoción del ión Mg^{+2} en la formación de clorita. La pendiente de la línea que une el Na y el K da cuenta de las variaciones en la temperatura del geotermómetro dependiente de la razón Na/K

IV.4.2 Geotermómetros

Los geotermómetros son indicadores de la temperatura de los fluidos geotérmicos en subsuperficie. Se fundamenta en la dependencia de la temperatura en el equilibrio entre la química del agua y minerales comunes o asociaciones minerales.

Las fórmulas geotermométricas se pueden generalizar de la siguiente forma:

$$\log K = \frac{A}{T} + B$$

donde K es una constante de equilibrio de la reacción química de interés y T es la temperatura en Kelvin.

Esto proviene de las relaciones termodinámicas

$$\Delta G^\circ = \Delta H^\circ - T\Delta S^\circ$$

y

$$\Delta G^\circ = -RT \ln K$$

donde ΔG° es la energía de Gibbs de reacción en condiciones estándar, y R es la constante de gases ($=8,31441 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$)

combinando tenemos

$$\log K = \frac{\Delta G^\circ}{2,302RT} = \frac{\Delta H^\circ}{2,302RT} + \frac{\Delta S^\circ}{2,302R}$$

Por lo tanto

$$A = \frac{\Delta H^\circ}{2,302R}$$

$$B = \frac{\Delta S^\circ}{2,302R}$$

De esta se obtiene una relación lineal entre $\log K$ y $\frac{1}{T}$ si ΔH° y ΔS° cambian poco con la temperatura, esto es si $\Delta C_p \cong 0$. Las ecuaciones para los diferentes geotermómetros son calibradas teóricamente y experimentalmente.

Los supuestos que son necesarios realizar en la utilización de los geotermómetros químicos son (Fournier, 1977):

1. Las reacciones de equilibrio químico fluido-mineral dependientes de la temperatura fijan las concentraciones de los componentes considerados.
2. Los minerales o especies fluidas involucradas en las reacciones de equilibrio se encuentran presentes en cantidades adecuadas.
3. Existe equilibrio químico fluido-mineral en profundidad, respecto a los componentes considerados.

4. La reequilibración de los fluidos termales en su ascenso hacia la superficie es despreciable.
5. El efecto de procesos secundarios como dilución, mezcla o ebullición es despreciable o en su defecto, cuantificable y corregible.

En esta sección revisamos los geotermómetros de sílice y cationes. En el caso del geotermómetro de sílice se analiza el efecto del pH en las estimaciones de temperatura. En la realidad, es poco probable que se cumplan por completo estos supuestos, por tanto es necesario entender las temperaturas estimadas como rangos y como una primera aproximación a la temperatura de un eventual reservorio

IV.4.2.1 Geotermómetros de sílice:

La solubilidad de los minerales de sílice es controlada principalmente por la temperatura (Fournier, 1991). En un gráfico del logaritmo de la concentración de sílice *versus* temperatura, la solubilidad de las fases minerales de sílice se representa como rectas en el rango de 20°C a 250°C. A temperaturas menores que 300°C las variaciones en la presión a condiciones hidrostáticas tienen un efecto menor en la solubilidad del cuarzo y sílice amorfa.

La solución se satura respecto a un determinado mineral de sílice en un reservorio geotérmico luego de prolongada interacción agua-roca a temperatura constante, y por tanto, una pequeña parte del sílice disuelto polimeriza y precipita durante un ascenso relativamente rápido.

El cuarzo controla el sílice disuelto en todas las aguas sobre 180°C, en gran parte de aquellas con entre 140°C y 180°C, y en muchas con temperaturas entre 90-140°C (Fournier 1991). La calcedonia es levemente más soluble que el cuarzo y controla el sílice disuelto a temperaturas en el rango 120°-180°C (Fournier 1991).

Un fluido en ascenso a suficiente temperatura se separará en una fase gaseosa y otra líquida. La fase líquida se enriquecerá en sus componentes no volátiles, como el sílice,

relativamente a otra sin “ebullición”. Esto aumenta la concentración de sílice en los fluidos con pérdida de vapor, produciendo una sobreestimación de la temperatura en el geotermómetro de sílice. Es por esto que Fournier (1977) propuso un geotermómetro que considera el efecto con una máxima pérdida de vapor.

De esta forma, dependiendo de la fase mineral que controla la solubilidad de sílice, se pueden expresar las concentraciones de ácido silícico como función de la temperatura a través de las siguientes ecuaciones, junto con el rango de temperatura de fiabilidad en paréntesis (Fournier, 1977):

Cuarzo sin pérdida de vapor (50-250°C):

$$T(^{\circ}C) = \frac{1309}{5,19 - \log SiO_2} - 273$$

Cuarzo con máxima pérdida de vapor (100-250°C):

$$T(^{\circ}C) = \frac{1522}{5,75 - \log SiO_2} - 273$$

Calcedonia (50-250°C):

$$T(^{\circ}C) = \frac{1032}{4,69 - \log SiO_2} - 273$$

Cristobalita alfa (100-250°C):

$$T(^{\circ}C) = \frac{1000}{4,78 - \log SiO_2} - 273$$

De esta forma, aplicando directamente los valores de SiO₂ reportados por el laboratorio, se estima la temperatura del eventual reservorio (Tabla IV-4)

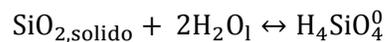
Tabla IV-4: Temperaturas estimadas para el reservorio por el geotermómetro de sílice, para las diferentes fases minerales. El color verde de la celda indica el Dominio Estructural y el color damasco indica el Dominio Volcánico.

Fuente termal	Temperatura en terreno	Cuarzo sin perdida vapor	Cuarzo máxima perdida vapor	Calcedonia	Cristobalita alfa
Rio Florín	54,4	108	108	78	57
Liquine	71,4	130	126	102	79
San Luis	39,3	101	102	71	51
Chihuio	82,4	135	131	109	85
Cerrillos	41,2	105	105	75	55
Trifupan	37,3	94	96	64	44
Palguin	35,5	104	104	74	53
Conaripe	68	124	122	96	73
Vergara	40,7	117	115	88	66
Rincon	35,7	118	116	89	67
Geometricas	70,4	130	126	102	79

Las temperaturas estimadas se encuentran en un amplio rango para ambos dominios. Tomando en consideración las temperaturas estimadas y las características de las manifestaciones superficiales se espera que la calcedonia (120°-180°C) sea la fase mineral que controla el sílice disuelto en un eventual reservorio. En este sentido, las temperaturas estimadas por el geotermómetro de calcedonia para el Dominio Estructural van desde los 64 °C a los 109 °C y en el Dominio Volcánico de los 74 °C a los 102 °C

Efecto del pH

La reacción de disolución para los minerales de sílice se describe como:



El ácido silícico (H_4SiO_4^0), es un ácido débil y se disocia si el pH es suficientemente alto, para transformarse en H_3SiO_4^- , siguiendo la reacción:



Los análisis de sílice en soluciones acuosas entregan la concentración de sílice total, generalmente expresada como ppm de SiO₂, que incluye H₃SiO₄⁻ y H₄SiO₄⁰.

En los sistemas geotérmicos, la ebullición por descompresión resulta en una pérdida de CO₂ y por tanto en aumento del pH, usualmente superando valores de 8 ó 9. Sin embargo las soluciones hidrotermales naturales en el reservorio generalmente tienen valores de pH entre 5 a 7, en donde ha ocurrido equilibrio de la interacción agua-roca (Fournier, 1991).

Aguas con pH mayor a 9 (25°C), contienen una considerable fracción de sílice en forma de H₃SiO₄⁻ (>10%) debido a la disociación del ácido silícico, aumentando la solubilidad del sílice en aguas en equilibrio con cuarzo o calcedonia (Fournier, 1991). Para calcular las temperaturas de equilibrio en aquellas aguas, es necesario corregir las concentraciones de sílice analizado para obtener la concentración de sílice que ocurre como H₄SiO₄⁰, y evitar así una sobrestimación de la temperatura del reservorio. Esto se puede realizar resolviendo la siguiente ecuación que combina la ecuación de balance de masa y la de solubilidad del cuarzo (Arnórsson, 2000):

$$[H_4SiO_4^0] = \frac{SiO_2, \text{analizada}}{1 + \frac{K_{H_4SiO_4^0}}{(H)^+}}$$

La actividad (paréntesis) se considera igual a la concentración (*brackets*), por tanto (H)⁺ es igual a 10^{-pH}. La constante de disociación del ácido silícico en función de la temperatura está dada por:

$$\log K_{H_4SiO_4^0} = -\frac{2549}{T} - 15,36 \cdot 10^{-6} \cdot T^2$$

De esta forma, calculando la constante de disociación para las condiciones de temperatura y pH en terreno obtenemos el contenido de sílice no ionizado, el cual puede ser utilizado en las ecuaciones de los geotermómetros de sílice. En la Tabla IV-5 se muestran los valores para los geotermómetros de sílice, con corrección por

efecto de pH (rojo) y sin corrección (azul). Se consideran únicamente los geotermómetros de calcedonia y de cuarzo sin pérdida de vapor de Fournier (1977). Esto último por simplificación, ya que la diferencia existente entre los dos modelos de cuarzo con y sin pérdida de vapor es muy pequeña y el caso sin pérdida de vapor estima una levemente menor temperatura.

Tabla IV-5: Temperaturas estimadas con geotermómetros de sílice, corregidas por efecto de de pH -en rojo- y sin corregir -en celeste-. Se considera el geotermómetro de cuarzo con máxima pérdida de vapor.

Fuente termal	Temperatura	pH	Cuarzo	Cuarzo	Calcedonia	Calcedonia
Río Florín	54,4	9,7	62	108	30	78
Liquine	71,4	9,4	79	130	48	102
San Luis	39,3	9,4	81	101	50	71
Chihuio	82,4	9,4	83	135	52	109
Cerrillos	41,2	9,4	84	105	53	75
Trifupan	37,3	8,9	88	94	57	64
Palguin	35,5	8,7	100	104	69	74
Conaripe	68	8,3	114	124	85	96
Vergara	40,7	7,8	116	117	87	88
Rincon	35,7	8	117	118	88	89
Geometricas	70,4	8,4	119	130	91	102

El efecto de la corrección por pH en los valores estimados por el geotermómetro de sílice es considerablemente alto para aquellas fuentes termales cuyo pH es mayor a 9,3 (Tabla IV-5). En estas, las diferencias entre las estimaciones con y sin corrección varían desde el 41%-24% en San Luis hasta el 161%-72% en Río Florín para los geotermómetros de calcedonia-cuarzo, respectivamente. Es necesario notar que para Río Florín, Liquiñe y Chihuio, la temperatura estimada con el geotermómetro de calcedonia, es menor que la temperatura a la cual esta brota, lo que indica que en esos casos, el geotermómetro no tiene sentido como tal. De igual forma, los resultados de temperaturas considerando equilibrio con cristobalita alfa son menores que 0°C y por tanto estos valores no tienen significado como estimaciones geotermométricas. De esta forma, luego de la corrección por pH se considera que el cuarzo es la fase mineral que controla el sílice disuelto y debido a que no existe evidencia de pérdida de vapor, se utiliza cuarzo sin pérdida de vapor.

Al considerar las temperaturas calculadas luego de la corrección del contenido efectivo de $H_4SiO_4^0$ por el valor de pH, es posible identificar claramente dos rangos de temperaturas [62°C, 88°C] y [100°C, 119°C]. Estos rangos coinciden claramente con los dos dominios definidos (Figura IV-6), obteniendo de resultado una menor temperatura el dominio estructural.

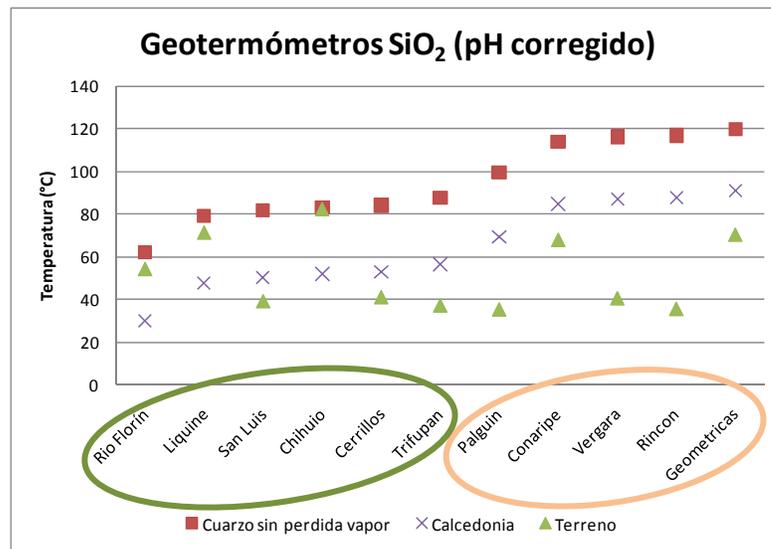


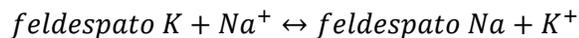
Figura IV-6: Geotermómetros de sílice seleccionados con corrección por pH para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuahua, ordenadas por la temperatura calculada. Se puede apreciar claramente que a la izquierda se ubican fuentes termales del Dominio Estructural en la elipse verde y a derecha aquellas del Dominio Volcánico en la elipse anaranjada.

IV.4.2.2 Geotermómetro de cationes

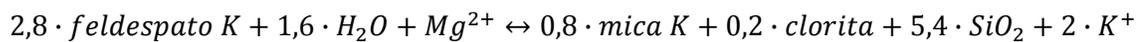
Los geotermómetros basados en razones catiónicas como los de Na-K (Fournier, 1979) y K-Mg (Giggenbach, 1988) proveen poderosas herramientas para evaluar las condiciones en profundidad dentro de un sistema geotérmico (Giggenbach y Gouguel, 1989). Esto se debe a que son menos susceptibles de ser modificadas por procesos secundarios tales como dilución o ebullición, respecto de aquellos basados en componentes individuales (e.g. Sepulveda, 2005). Los mayores problemas asociados a su uso, provienen de la utilización de muestras que son inadecuadas para su uso.

Para aumentar la fiabilidad de los resultados Giggenbach (1988) propuso combinar por medio de un diagrama triangular el geotermómetro K-Mg de rápida respuesta, con el geotermómetro Na-K de lento reequilibrio, y así obtener un método para evaluar el grado de equilibrio agua roca que ha alcanzado un fluido geotermal.

Este utiliza la dependencia de la temperatura de dos reacciones:



y



Basados en la primera reacción existen dos geotermómetros, uno propuesto por Fournier (1979) a partir de datos empíricos:

$$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{\log \frac{Na}{K} + 1,483} - 273$$

y otro propuesto por Giggenbach (1988), con datos experimentales:

$$T(^{\circ}C) = \frac{1390}{\log \frac{Na}{K} + 1,75} - 273$$

El mismo autor propuso para la segunda reacción:

$$T(^{\circ}C) = \frac{1390}{14 + \log \frac{K^2}{Mg}} - 273$$

De esta forma, el diagrama Na-K-Mg^{1/2}, permite representar con rectas las iso-razones Na/K y K/Mg^{1/2}, uniendo el vértice de Mg y Na, con el segmento opuesto, respectivamente. Como cada razón Na/K y K/Mg^{1/2} equivale a una única temperatura en los geotermómetros, estas líneas son isotermas (Figura IV-7). Así, las

intersecciones de las isotermas Na-K y K-Mg, correspondientes a la misma temperatura, son composiciones químicas del fluido que se encuentra en equilibrio con las fases minerales que controlan ambos geotermómetros, delineando la curva llamada de equilibrio total (Giggenbach, 1988).

Debido a la formación de clorita y la consecuente la remoción del ión Mg^{2+} desde las soluciones termales, especialmente a temperaturas $> 200^{\circ}C$, las aguas termales procedentes de sistemas geotérmicos de alta entalpía muestran generalmente bajas concentraciones de Mg hacia el vértice de Mg.

Para aquellas ubicadas en el campo de “aguas inmaduras” la aplicación de los geotermómetros de K-Na y K-Mg se vuelve dudosa y se debe tener bastante cuidado en la interpretación de las temperaturas sugeridas. El campo en el extremo inferior muestra el rango composicional que presentaría un fluido generado que conserva la composición de la roca de caja, en el caso límite de disolución.

Si bien en este diagrama la mezcla no se esquematiza como rectas, al estar en el espacio K-Na-Mg^{1/2}, la dilución simple se representa con un desplazamiento en la dirección de las rectas de iso-razón Na-K.

En algunos casos el magnesio no está constreñido por el equilibrio con las cloritas, por ejemplo en las aguas Na-Cl de San Marcos (Marini, 2000), debido probablemente a que las montmorillonitas de Mg, y saponitas son más abundantes que la clorita a temperaturas bajo los $200^{\circ}C$. En ese caso, la utilización del geotermómetro de K-Mg puede entregar temperaturas no confiables, especialmente bajo los $\sim 175^{\circ}C$, tal como lo indica Fournier (1991).

En la Figura IV-7, se presentan los datos para las fuentes termales del área Villarrica-Chihúio. En el campo de equilibrio parcial se encuentran Chihúio, Liquiñe, Geométricas, Río Florín y Coñaripe. En estas aguas los geotermómetros de cationes podrían tener validez. Así, las temperaturas calculadas para Chihúio, Liquiñe y Río Florín podrían dar cuenta de las condiciones de un eventual reservorio en el Dominio

Estructural. Análogamente, Geométricas y Coñaripe representarían al Dominio Volcánico.

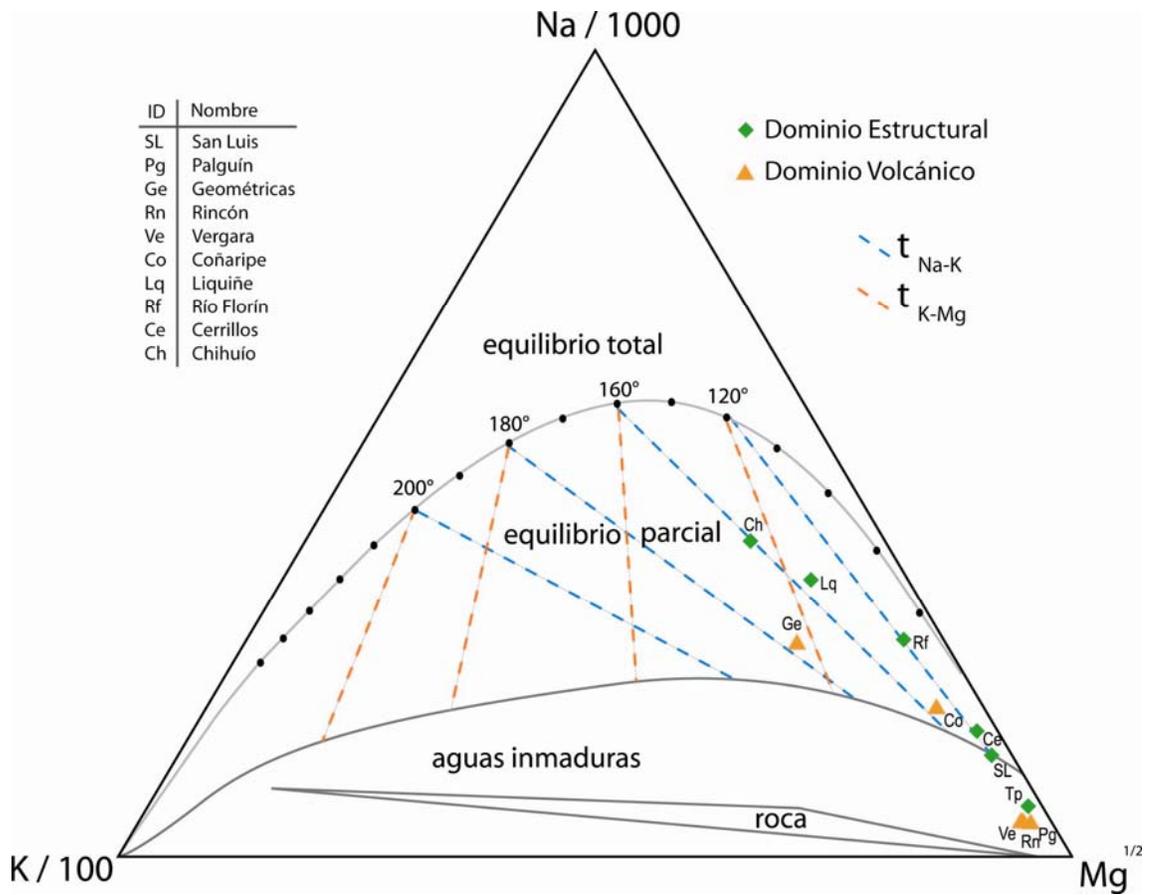


Figura IV-7: Geotermómetro de Na-K-Mg para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuahio. Campos descritos en el texto.

De forma complementaria podemos incorporar los resultados de los geotermómetros de sílice y los calculados por el software WATCH (Arnórsson y Bjarnason, 1993) luego de un proceso iterativo al computar la especiación de las soluciones (ver sección IV.6).

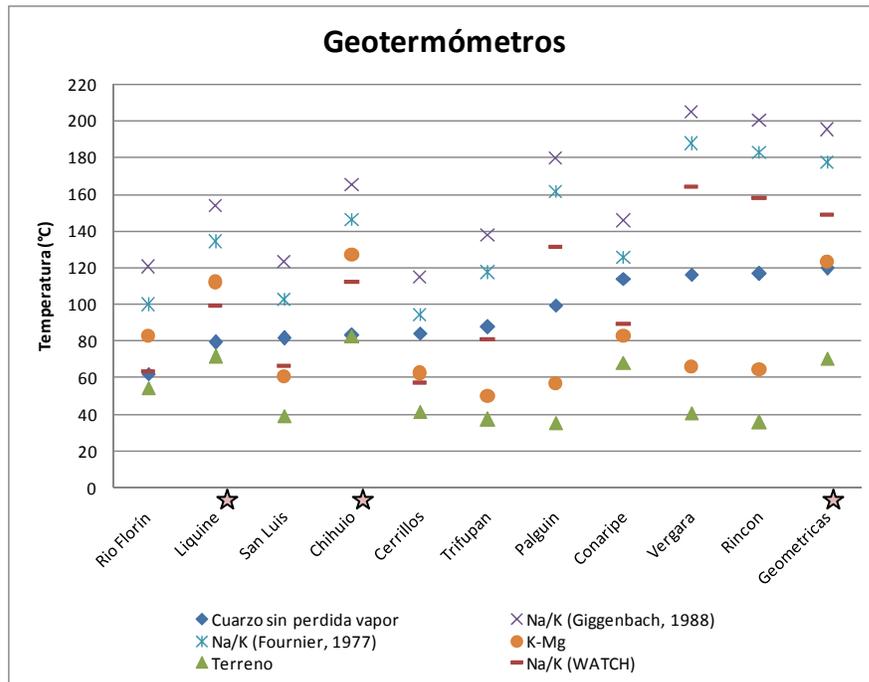


Figura IV-8: Gráfico de las temperaturas estimadas con los diferentes geotermómetros para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuahio. Se incluye la temperatura medida en terreno. Las estrellas indican aquellas fuentes termales menos afectadas por dilución.

Al integrar los geotermómetros (Figura IV 8) es posible observar que existe un amplio rango de temperatura estimadas para el reservorio en los sistemas geotermales de ambos dominios. Sin embargo al considerar las fuentes termales menos afectadas por dilución -según su temperatura superficial, caudal, posición en diagrama de cationes, TSD, contenido de Si- y priorizando las estimaciones de los geotermómetros de cationes este rango puede ser acotado para ambos dominios. De esta forma para el Dominio Volcánico se considera Geométricas y se obtiene un rango de 125°C-150°C. Para el Dominio Estructural se considera Liquiñe y Chihuahio obteniendo un rango de 100°C a 120°C.

Tabla IV-6: Síntesis de geotermómetros. (a) Sin pérdida vapor (Fournier, 1977), (b) Máxima pérdida vapor (Fournier, 1977), (c) WATCH (Fournier y Potter, 1982), (d) (Fournier, 1977), (e) (Giggenbach, 1988), (f) WATCH (Arnorsson *et al.*, 1983)

Fuente Termal	T (°C)	Cuarzo (a)	Cuarzo (b)	Cuarzo (c)	Na/K (d)	Na/K (e)	Na/K (f)	K-Mg (e)
Rio Florin	54,4	62	68	60	100	120	64	82
Liquine	71,4	79	83	76	134	154	99	112
San Luis	39,3	81	85	81	102	123	66	61
Chihuio	82,4	83	86	79	146	165	112	127
Cerrillos	41,2	84	87	83	94	115	58	62
Trifupan	37,3	88	90	88	117	138	81	50
Palguin	35,5	100	101	100	161	180	131	57
Conaripe	68	114	113	113	125	145	89	83
Vergara	40,7	116	115	116	187	205	164	66
Rincon	35,7	117	115	117	183	200	158	64
Geometricas	70,4	119	118	118	177	195	149	123

IV.4.3 Equilibrio multimineral

Tal como se desarrolló al comienzo de este capítulo, es de suponer que un reservorio geotermal en el que la interacción fluido-roca se haya producido por suficiente tiempo, existirá equilibrio termodinámico, es decir, el fluido se encontraría en estado de saturación respecto a los minerales presentes en la roca.

Por tanto, si se considera un fluido geotermal con una historia de ascenso simple (sin dilución ni ebullición en subsuperficie), es posible obtener la temperatura a la cual el fluido se encuentra en equilibrio con una gama de minerales de alteración en profundidad, siendo además posible identificar aquellos minerales que efectivamente se encuentran en el sistema (Reed y Spycher, 1984). Esta capacidad provee un método para geotermometría de aguas termales, que se basa en el cálculo del estado de equilibrio entre un fluido hidrotermal y algunos minerales hidrotermales como función de la temperatura.

Para un fluido cualquiera, es posible calcular el grado de sobresaturación o subsaturación respecto a un mineral dado, al obtener las actividades de las especies

acuosas disueltas. El estado de saturación se expresa para el mineral k en términos de $\log\left(\frac{Q}{K}\right)_m$:

$$\log\left(\frac{Q}{K}\right)_m = \log \prod_i a_{i,m}^{v_{i,m}} - \log K_m$$

En donde K es la constante de equilibrio para el mineral m , $a_{i,m}$ es la actividad de la especie i y $v_{i,m}$ es el coeficiente estequiométrico de la especie i en la expresión del equilibrio de acción de masa para el mineral m . El resultado de $\log(Q/K)_m$, también conocido como Índice de Saturación (IS), es mayor que cero en estado de sobresaturación (precipita), menor que cero en subsaturación (disuelve) e igual a cero en estado de saturación, es decir, en equilibrio fluido-mineral.

De esta forma, se calcula la especiación acuosa para un rango de temperaturas razonable, obteniendo la relación $\log(Q/K)$ versus temperatura para cada mineral. Si un grupo de minerales convergen al equilibrio ($\log(Q/K)=0$) en una temperatura particular, esta temperatura correspondería a la del reservorio, o al menos coincidiría con la temperatura a la cual el fluido geotérmico obtuvo el último equilibrio (Tole *et al.* 1993). Este procedimiento se realiza con la composición química de cada una de las muestras de agua analizadas.

El software WATCH (Arnórsson y Bjarnason, 1993) es ampliamente utilizado para calcular la especiación en fluidos geotermiales a partir de los análisis químicos de las muestras de manantiales calientes como *input* (e.g. Arnórsson *et al.* 2007; Gudmundsson y Arnórsson, 2005; Stefánsson, 2000; *Publications of The United Nations University Geothermal Training Programme*). Los métodos de cálculos y las referencias a la base de datos utilizados por WATCH se encuentran en Arnórsson *et al.* (1982).

La elección de los minerales debería incluir aquellos identificados como minerales de alteración hidrotermal en el área de estudio o de sistemas geotérmicos en general

pero considerando particularmente aquellos que ocurren en un contexto geológico análogo al estudiado. Entre los minerales que siempre debiesen ser considerados se encuentra cuarzo o calcedonia, feldespatos alcalinos (albita y microclina), calcita, en algunos casos anhidrita, fluorita y/o zeolitas, esmectita, clorita, wairakita, prenita, epidota y mica (e.g. Gudmundsson y Arnórsson, 2005; Mnjokava, 2007). Para sistemas de alta temperatura se deberían considerar además pirita, pirrotina y magnetita. En este estudio, el cálculo de los IS fueron realizados para todos los minerales existentes en la base de datos de WATCH (Arnórsson *et al*, 1982), siendo considerados para el análisis aquellos minerales cuyos valores de el IS se encuentra en el rango (-3, 3), para el rango de temperaturas computadas.

En este contexto, es necesario tener especial cuidado en la interpretación de los resultados de equilibrio multi-mineral/solución, debido a que estos dependen tanto de la base de datos utilizada como de las actividades de los minerales extremos en las soluciones sólidas (Tole *et al.*, 1993).

IV.4.3.1 Efecto de la mezcla en el equilibrio multimineral

En la sección de fundamentos teóricos se planteó que es posible representar la mezcla de las aguas termales con aguas meteóricas como dilución simple. En un diagrama $\log(Q/K)$, la dilución perturba el equilibrio mineral, al modificar los valores de Q (Reed y Spycher, 1984). Esta variación es debido a que a) cambia la fuerza iónica y por tanto los coeficientes de actividad cambian; b) para cualquier equilibrio mineral al variar el número de productos y reactantes acuosos, cambia Q aún cuando todas las actividades se modifiquen en un mismo factor.

Así, en un diagrama de equilibrio multi-mineral, el efecto de la dilución es mover las curvas de $\log(Q/K)$ hacia abajo. Como la mayor parte de las curvas tienen una pendiente negativa, la temperatura aparente de equilibrio desciende y el rango de temperaturas se amplía (Reed y Spycher, 1984; Pang y Reed, 1998). Como es de imaginar, este efecto ocurre si y solo si, el agua mezclada no se reequilibra con la roca

de caja. En caso contrario, la evidencia de mezcla es borrada y se obtiene un diagrama Q/K normal.

IV.4.3.2 Gráficos de equilibrio multimineral

El análisis de equilibrio multi-mineral se realizó para las once áreas termales, considerando únicamente las muestras representativas. El cómputo se realizó cada 20°C para el rango de temperatura 30°C a 190°C, de tal forma de cubrir las temperatura medidas en terreno (35°C - 82°C) y aquellas estimadas con los geotermómetros. Los minerales seleccionados con el criterio descrito anteriormente son: cuarzo, calcedonia, muscovita, microclina, laumontita y calcita. De forma complementaria, se indica la temperatura medida en terreno y las temperaturas estimadas por los geotermómetros de Na-K y de sílice. Este último valor, por definición, coincide en la temperatura a la cual se encuentre en equilibrio la fase mineral –calcedonia o cuarzo- con el fluido ($\log(Q/K)$) (Figuras IV-9 a IV-12).

En las Figura IV-9, 10 y 11, se puede apreciar que en la mayoría de las áreas termales, los minerales no convergen claramente al equilibrio. Así los rango de temperaturas estimadas en el Dominio Volcánico es de 90°C - 120°C y en el Dominio Estructural de 30°C - 90°C. Estos valores dan cuenta de mezcla con aguas meteóricas, lo que genera un desplazamiento de las curvas de equilibrio hacia “abajo” provocando una subestimación de las temperaturas de equilibrio.

En los diagramas que representan el IS versus la temperatura, para los minerales seleccionados considerando todas las fuentes termales, se logra establecer una clara diferenciación entre los dominios definidos (Figura IV-14, 13). Esto permite reafirmar la idea de la existencia de dos dominios que pueden diferenciarse en términos de la temperatura en que alcanzan en un eventual reservorio.

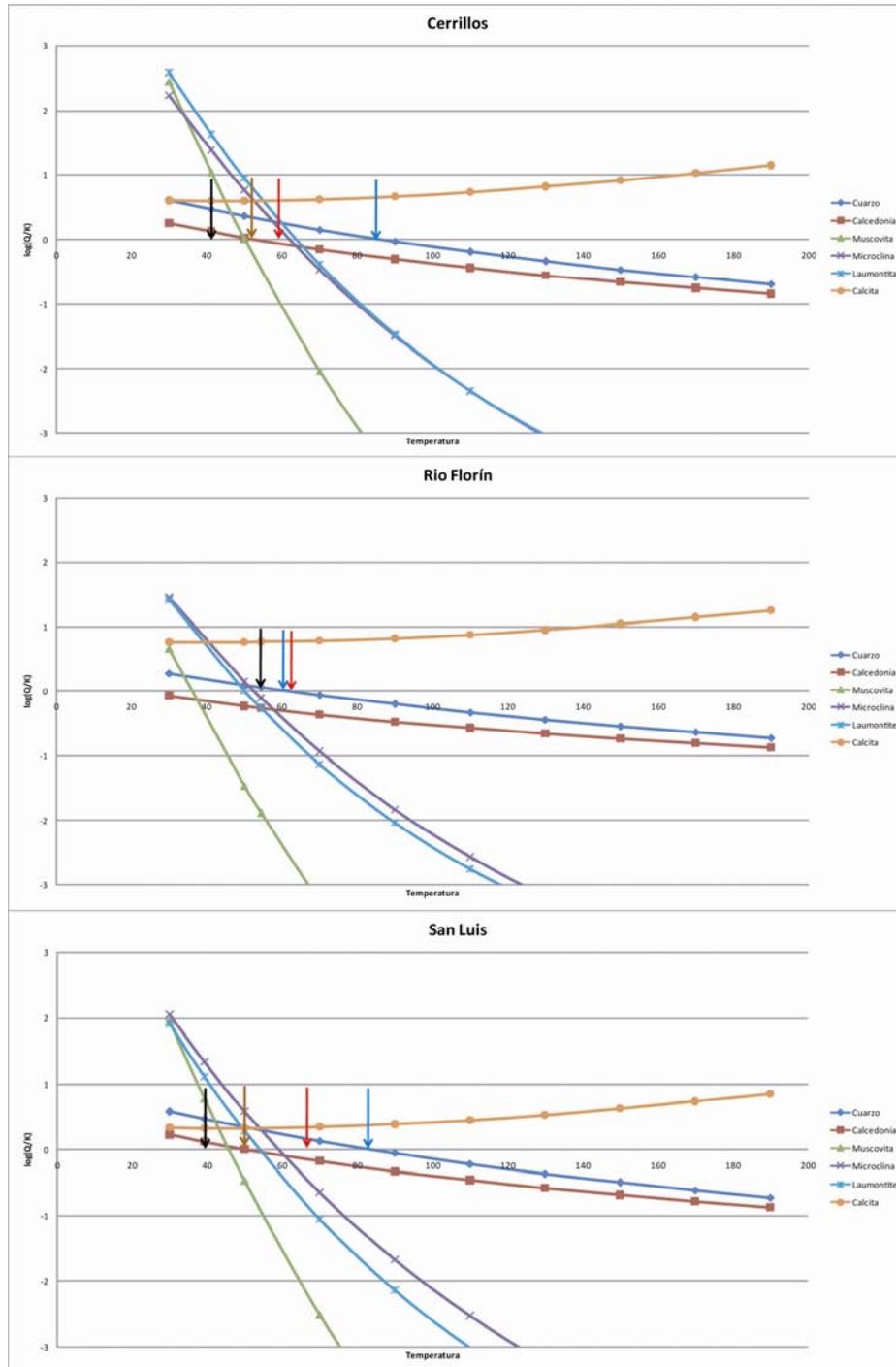


Figura IV-9: Índices de saturación para minerales seleccionados versus temperatura en Cerrillos, Río Florín, San Luis. Se indican con flecha la temperatura superficial –negro- y las temperaturas calculadas de los geotermómetros de calcedonia –marrón-, cuarzo –celeste- y -Na-K –rojo-.

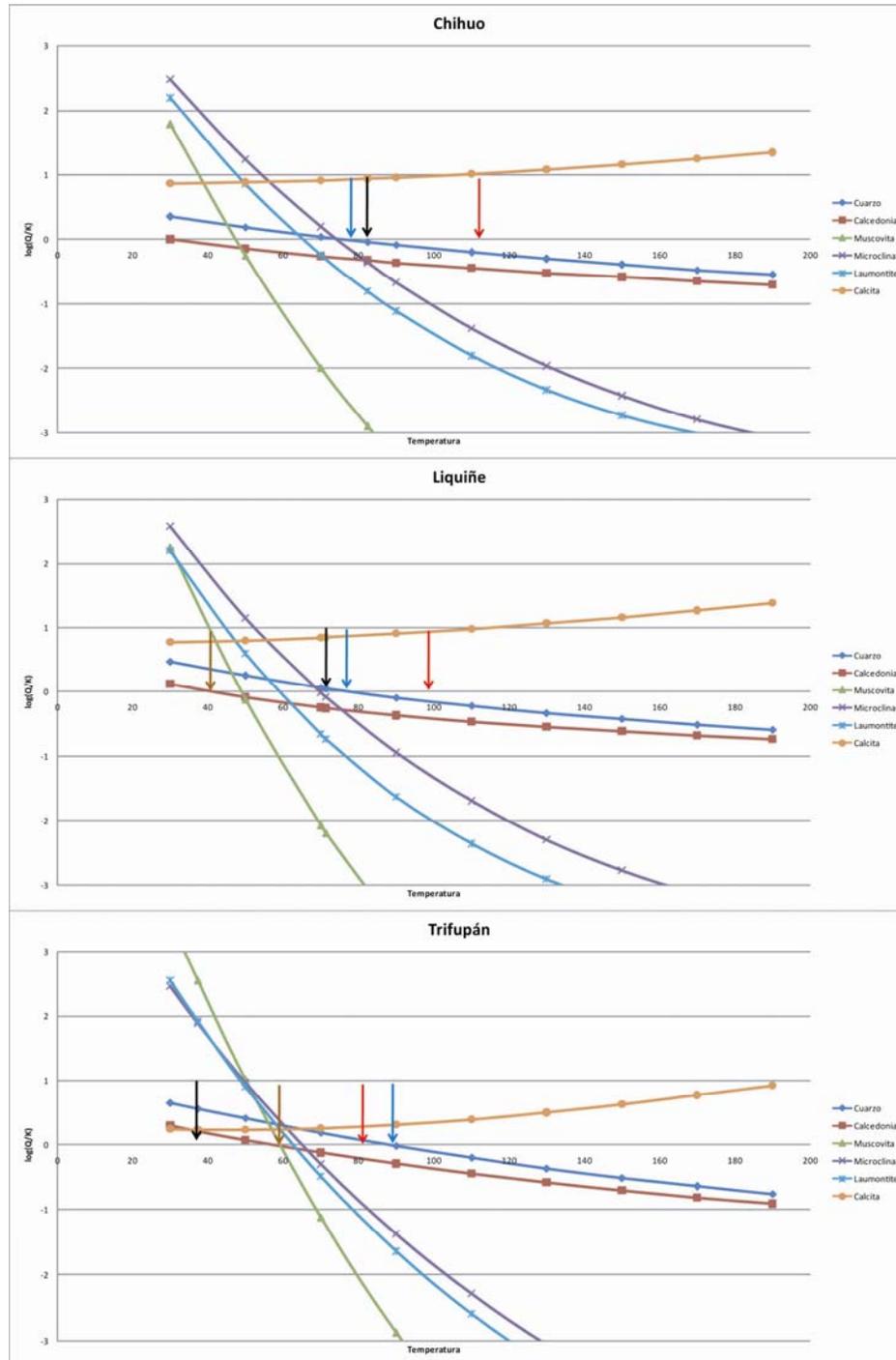


Figura IV-10: Índices de saturación para minerales seleccionados versus temperatura en Chihuo, Liquiñe y Trifupán. Se indican con flecha la temperatura superficial –negro- y las temperaturas calculadas de los geotermómetros de calcedonia –marrón-, cuarzo –celestes- y -Na-K –rojo-.

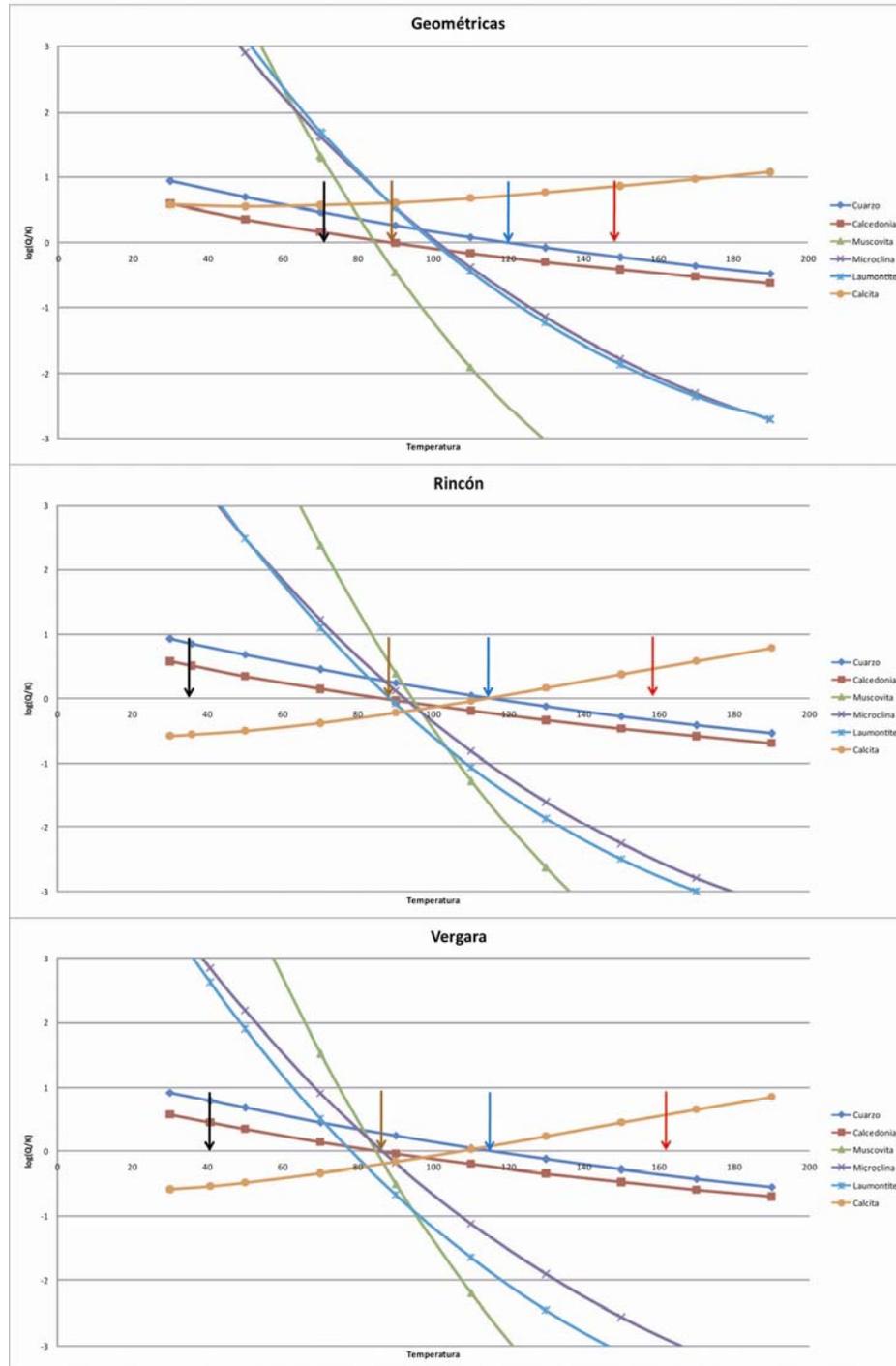


Figura IV-11: Índices de saturación para minerales seleccionados versus temperatura en Rincón Geométricas y Vergara. Se indican con flecha la temperatura superficial –negro- y las temperaturas calculadas de los geotermómetros de calcedonia –marrón-, cuarzo –celeste- y -Na-K –rojo-.

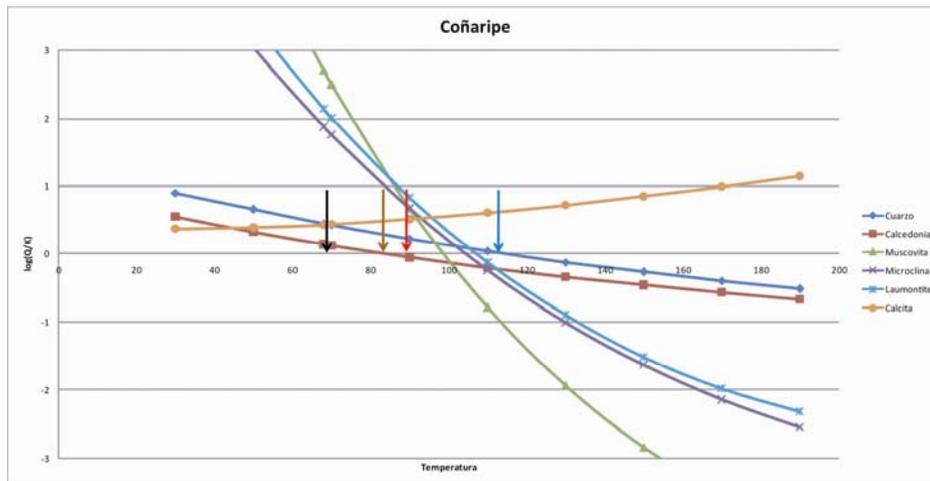


Figura IV-12: Índices de saturación para minerales seleccionados versus temperatura en Coñaripe. Se indican con flecha la temperatura superficial –negro- y las temperaturas calculadas de los geotermómetros de calcedonia –marrón-, cuarzo –celeste- y -Na-K –rojo-.

Con los mismos resultados obtenidos de WATCH, es posible determinar el estado de saturación para calcita, calcedonia y cuarzo calculado para las condiciones de muestreo (Figura IV-15). De estos se deriva que la mayoría de las aguas termales, al brotar, se encuentran saturadas en calcita (Figura IV-15). En particular Chihuiño, Liquiñe y Geométricas, que presentan calcita precipitada en terreno, presentan IS mayores a 0,59. Se puede apreciar una tendencia a aumentar la saturación en calcita con el aumento de temperatura, coherentemente con la solubilidad de este mineral, que es decreciente en función de la temperatura. Por otra parte, Rincón, Vergara y Palguín se encuentran subsaturadas en calcita. Entre estos, destaca Palguín que presenta precipitación de carbonatos. Esto puede ser explicado considerando la particularmente alta sensibilidad del IS de la calcita respecto al contenido de CO_2 , dato obtenido luego de medir HCO_3 y CO_3 en el laboratorio. Estos valores podrían eventualmente modificarse levemente debido al escape de CO_2 y cambios en el pH, en el lapso entre el muestreo y análisis.

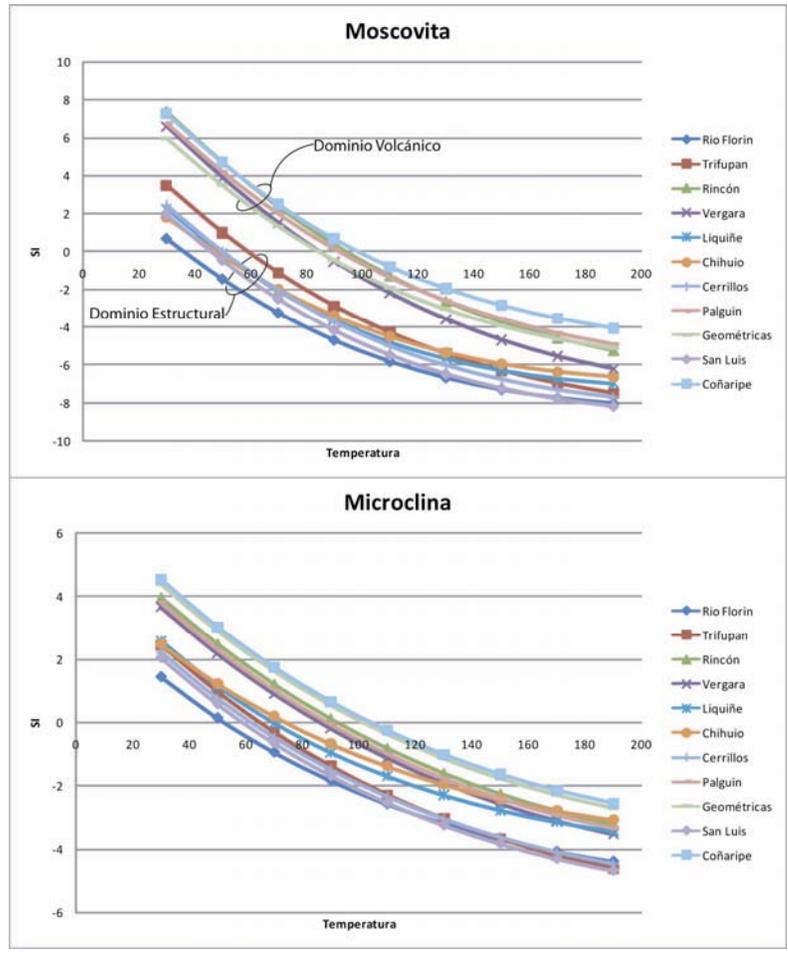


Figura IV-13: Índices de Saturación versus temperatura de calcita, calcedonia y cuarzo. Es posible distinguir ambos dominios.

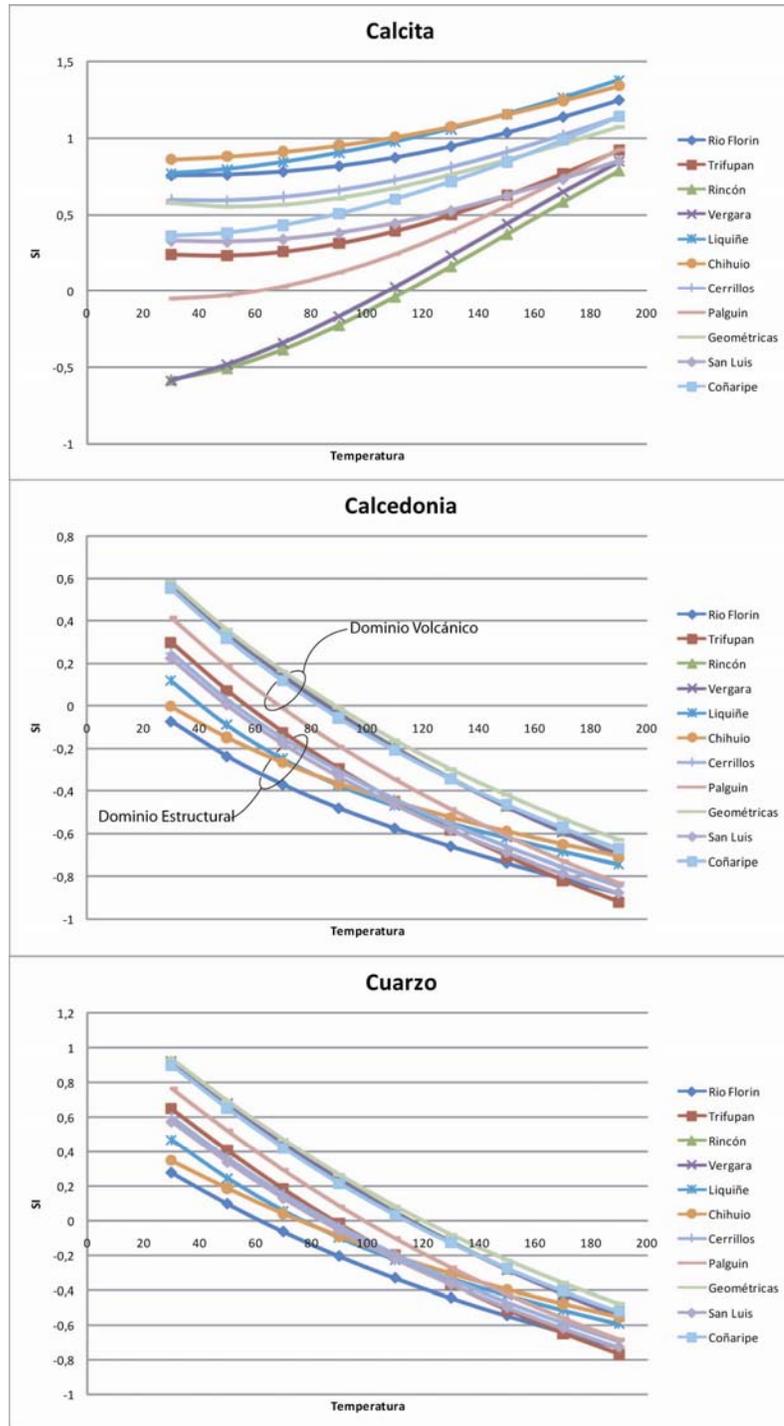


Figura IV-14: Índices de Saturación versus temperatura de calcita, calcedonia y cuarzo. Es posible distinguir ambos dominios.

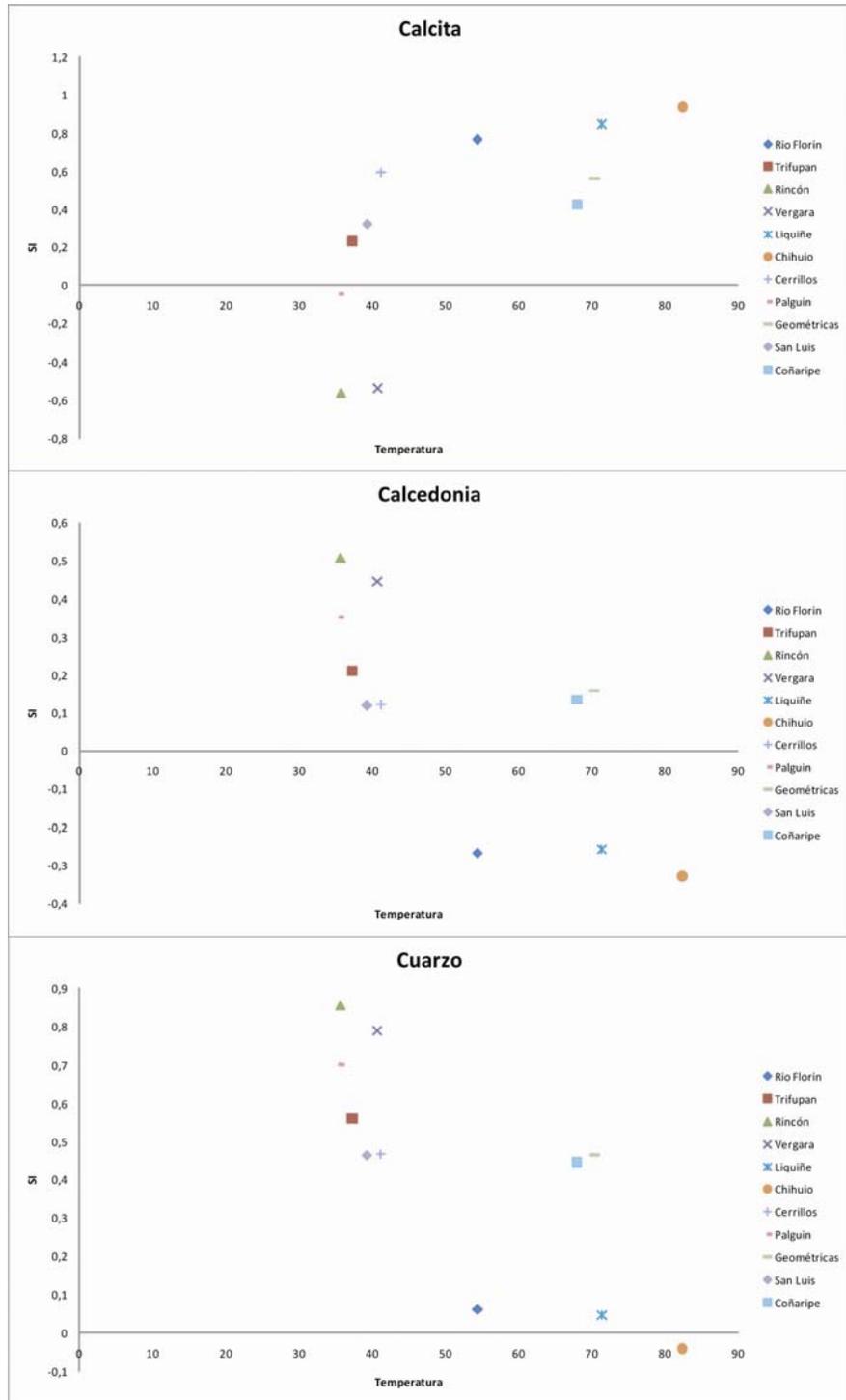


Figura IV-15: Estado de saturación para calcita, calcedonia y cuarzo calculado para las condiciones de muestreo.

La mayoría de las aguas muestreadas se encuentran saturadas en calcedonia, exceptuando Chihuo, Liquiñe y Río Florín (Figura IV-15). Para estas muestras el geotermómetro de calcedonia no tiene significado como tal, estimando una temperatura menor a la de muestreo. Respecto al cuarzo, únicamente Chihuo se encuentra levemente subsaturada (Figura IV-15).

Tal como se planteó en la sección IV.4.2.1, la calcedonia controla el sílice disuelto a temperaturas en el rango 120°-180°C, correspondiendo al rango de temperaturas a las que se encontraría un eventual reservorio. Por tanto, la subsaturación y por consiguiente, la inutilidad de estos geotermómetros, puede ser debido a que no ha existido suficiente tiempo de interacción agua-roca para alcanzar el equilibrio mineral o a que hubo mezcla con aguas meteóricas. Este último proceso, afecta de mayor forma a los geotermómetros que utilizan las concentraciones de un componente (e.g. sílice), respecto a aquellos que utilizan razones entre componentes (e.g. Na-K, K-Mg).

Tabla IV-7: Índices de Saturación para los minerales de los geotermómetros de Na-K y K-Mg. Aquellas aguas sobresaturadas se resaltan en verde.

Fuente Termal	T (°C)	Adularia (feldespato K)	Albita (feldespato Na)	Calcedonia (SiO ₂)	Muscovite (Mica-K)	Clorita-Mg
Río Florin	54,4	-1,852	-0,766	-0,268	-1,886	1,023
Liquiñe	71,4	-1,681	-0,792	-0,259	-2,199	0,588
San Luis	39,3	-0,547	0,437	0,119	0,779	1,038
Chihuo	82,4	-1,87	-1,015	-0,328	-2,904	0,893
Cerrillos	41,2	-0,487	0,587	0,122	1,036	0,597
Trifupan	37,3	-0,019	0,831	0,212	2,545	0,898
Palquin	35,5	1,452	1,976	0,353	6,043	2,179
Coñaripe	68	0,25	1,193	0,136	2,701	2,221
Vergara	40,7	0,971	1,367	0,445	5,118	-4,848
Rincón	35,7	1,608	2,003	0,507	6,593	-3,548
Geométricas	70,4	-0,005	0,606	0,16	1,29	-3,181

Respecto a los minerales considerados en las reacciones de los geotermómetros de Na-K, K-Mg, es posible determinar el estado de saturación en las condiciones de muestreo (Tabla IV-7). Las solubilidades de adularia, albita, calcedonia y muscovita son crecientes respecto a la temperatura; mientras la clorita presenta un comportamiento más complejo. Por tanto, con los supuestos de que a) el fluido se

encuentre en equilibrio con la roca en el eventual reservorio, b) el ascenso sea adiabático y c) no existe sin mezcla con aguas meteóricas ni reequilibrio en ascenso, los minerales involucrados en la reacción –menos clorita- debiesen encontrarse sobresaturados en las condiciones de muestreo. Este se propone como un nuevo método para comprobar la fiabilidad del geotermómetro de cationes. La condición de sobresaturación se cumple para Palguín, Coñaripe, Vergara y Rincón (Tabla IV-7), de los cuales sólo Coñaripe se encuentra en el campo de aguas en equilibrio parcial, según el diagrama de Giggenbach (1988) (Figura IV-7).

Los resultados de la especiación y de IS calculada por WATCH (Arnórsson *et al*, 1982) fueron comparados con aquellos obtenidos luego de modelar con el software PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) ampliamente utilizado para modelar geoquímicamente aguas a bajas temperaturas y con una interfaz notablemente más amigable que WATCH. Las diferencias son considerables, aún utilizando la base de datos LLNL y WATEQ4F, cuyos datos termodinámicos deberían ser consistentes hasta los 300°C (Blamey, 2006). Por tanto, no se recomienda utilizar PHREEQC para este tipo de modelación. En este sentido, sería positivo encontrar un software alternativo, que cumpliendo los requerimientos en los resultados, sea más amigable.

IV.4.4 Isótopos estables

Los isótopos estables constituyen trazadores extremadamente útiles respecto del origen de los fluidos geotérmicos y de los procesos secundarios que los han afectado, tales como ebullición, mezcla y evaporación.

El isótopo de oxígeno, ^{18}O y de hidrógeno, ^2H o D (deuterio), son los más utilizados en exploración geotérmica. La concentración de estos isótopos se obtiene comparando las razones másicas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H respecto al estándar V-SMOW (Viena-Standard Mean Oceanic Water) en per mil (‰). Así, por ejemplo para el $\delta^{18}\text{O}$

$$\delta^{18}O = 1000 * \left[\frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{muestra} - \left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{V-SMOW}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{V-SMOW}} \right]$$

El agua meteórica proviene completamente del agua de mar (vaporización), por eso el fraccionamiento isotópico ocurre naturalmente entre el agua meteórica y el agua de mar. El fraccionamiento isotópico depende de la temperatura, por eso, las aguas meteóricas presentes en lugares de alta latitud o gran altitud (bajas temperaturas) muestran bajos valores de δD y $\delta^{18}O$.

La línea meteórica mundial, conocida como GMWL (Global Meteoric Water Line), (Craig, 1961) entrega una composición aproximada de las aguas meteóricas que caen sobre la tierra (Figura IV-16). Esta se representa como:

$$\delta D = 8 * (\delta^{18}O) + 10$$

Los valores de δD en aguas termales son casi siempre muy similares a los de la composición meteórica local, y los valores de $\delta^{18}O$ muestran un *shifting* o desplazamiento isotópico positivo con respecto a aguas meteóricas locales (e.g., White, 1970). Este fenómeno resultaría del intercambio isotópico a altas temperaturas entre los fluidos y la roca huésped, que en términos relativos se encuentra considerablemente enriquecida en isótopos pesados (e.g., White, 1970). El hidrógeno sería bastante menos afectado por este proceso debido a que su contenido en el agua es mucho mayor que en las rocas. La magnitud del intercambio isotópico en los isótopos de oxígeno depende de las proporciones relativas de oxígeno en el agua y la roca, el contenido inicial de $\delta^{18}O$, los factores de fraccionamiento agua-mineral (termodependientes), el tiempo de interacción y la extensión de la superficie de contacto. El proceso de intercambio, el cual normalmente es referido como *shifting* de oxígeno, es usualmente despreciable a bajas temperaturas (<150°C) debido a que en estas condiciones el intercambio se produce muy lentamente, por el contrario, en

campos geotérmicos a altas temperaturas este se acelera considerablemente, resultando en un aumento del contenido de ^{18}O en el fluido y disminución en la roca.

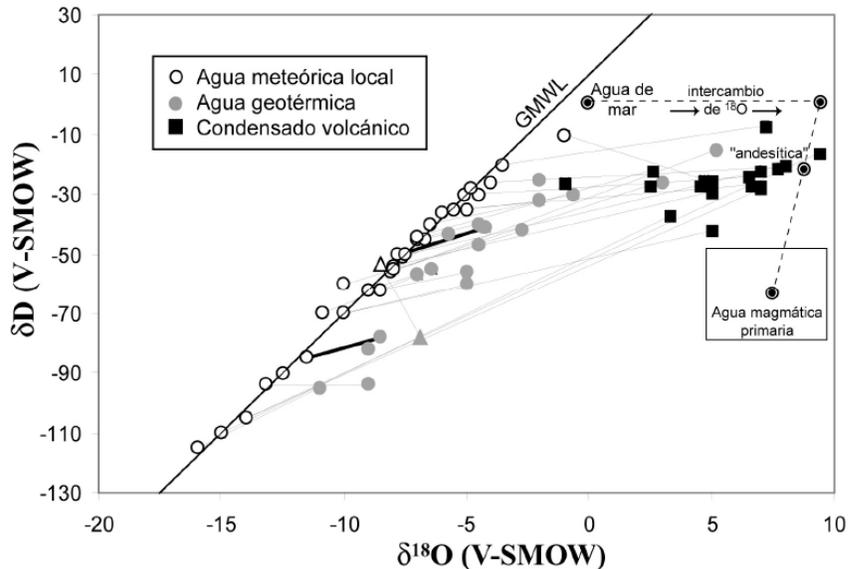


Figura IV-16: Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ - δD mostrando la composición isotópica de fuentes termales y condensados volcánicos de distintas localidades, con respecto a sus respectivas composiciones meteóricas locales (Sepúlveda, 2005). En triángulo se representan las composiciones isotópicas de aguas geotérmicas y meteóricas locales de El Tatio, norte de Chile.

Desde otra perspectiva, Giggenbach (1992) con más datos isotópicos de aguas termales y condensados fumarólicos de volcanes andesíticos, apunta a la existencia de un *shifting* positivo, no sólo en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ sino también de δD , con respecto a las aguas meteóricas locales (Figura IV-16). Basado en la observación de que el *shift* de δD apuntaba principalmente hacia la composición de condensados de fumarolas volcánicas, Giggenbach (1992) postula la existencia de un miembro de composición fija, denominado “agua andesítica”, que participa variablemente en procesos de mezcla tanto con las descargas geotérmicas como volcánicas (Figura IV-16). Una de las localidades que no verifican esta hipótesis corresponde a El Tatio, en el norte de Chile, donde el *shift* de deuterio es negativo (e.g. Sepúlveda, 2005) (Figura IV-16). Esta sería una explicación complementaria del *shifting* positivo en aguas geotérmicas.

Considerando estos antecedentes tenemos que las aguas termales que tengan un origen meteórico, conservarán ese contenido isotópico. Al contrario, aquellos fluidos que sean sometidos a intercambio isotópico a altas temperaturas y por suficiente tiempo, o que sean el resultado de mezcla con “aguas andesíticas” revelarán su origen mediante un *shifting* positivo con respecto a las aguas meteóricas locales.

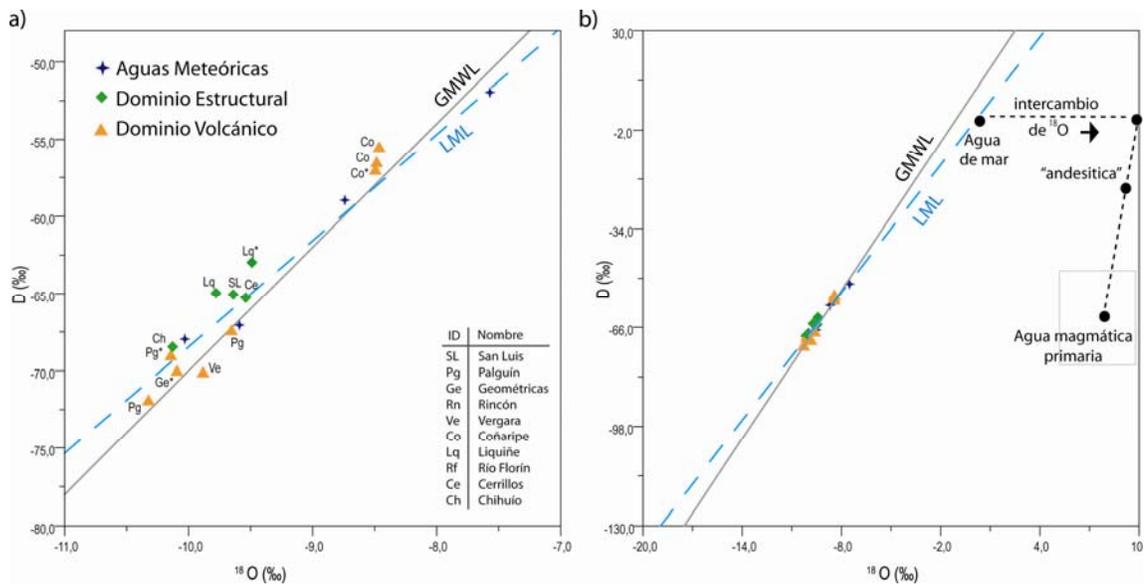


Figura IV-17: Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ - δD mostrando la composición isotópica de fuentes termales del Área Villarrica-Chihuahua; LML=Línea Meteórica Local. a) Se identifican las diferentes áreas termales, b) Se muestran los campos de la Figura IV-16, en escala apropiada.

De forma complementaria a la GMWL es posible trazar una Línea Meteórica Local (LML) con las muestras de aguas superficiales recolectadas en terreno, siendo esta:

$$D = {}^{18}\text{O} + 6,884 + 0,3849$$

Con un factor R^2 igual a 0,9801. La LML es bastante similar a la GMWL (Figura IV-17).

Tabla IV-8: Análisis de isótopos estables para las fuentes termales del área Villarrica-Chihuo. Las unidades en per mil (‰). También se presenta el cálculo del exceso de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la GMWL

Área Termal	ID	^{18}O	D	Exceso ^{18}O	Referencia
Liquiñe	Lq	-9,79	-65	-0,415	este trabajo
Liquiñe	Lq*	-9,5	-63	-0,375	Pérez (1999)
San Luis	SL	-9,65	-65,1	-0,2625	este trabajo
Chihuo	Ch	-10,14	-68,5	-0,3275	este trabajo
Cerrillos	Ce	-9,55	-65,3	-0,1375	este trabajo
Palguin	Pg	-9,66	-67,4	0,015	este trabajo
Palguin	Pg	-10,33	-71,9	-0,0925	este trabajo
Palguin	Pg*	-10,15	-69	-0,275	Pérez (1999)
Coñaripe	Co	-8,47	-55,5	-0,2825	este trabajo
Coñaripe	Co	-8,49	-56,5	-0,1775	este trabajo
Coñaripe	Co	-8,5	-57	-0,125	Pérez (1999)
Vergara	Ve	-9,89	-70,1	0,1225	este trabajo
Geométricas	Ge	-10,1	-70	-0,1	Pérez (1999)

Las aguas termales del área Villarrica-Chihuo se mantienen muy cercanas al GMWL y a la LML, sin existir un *shifting en* $\delta^{18}\text{O}$ evidente. Este se puede apreciar claramente en el gráfico $\delta^{18}\text{O}$ - δD de las fuentes termales (Figura IV-17), en el cual los datos isotópicos no tienen enriquecimiento en los isótopos pesados.

El *shifting*, puede ser cuantificado calculando la resta $\delta^{18}\text{O}$ en el agua termal menos $\delta^{18}\text{O}$ en la GMWL (Tabla IV-1). Este valor puede ser comparado con otros parámetros para identificar alguna influencia en los valores del exceso de $\delta^{18}\text{O}$. En este sentido se grafica para las fuentes termales el exceso de $\delta^{18}\text{O}$ *versus*: temperatura superficial, contenido de Cl, distancia al estratovolcán más cercano y elevación (Figura IV-18). En estos casos no se aprecia una clara tendencia. Sin embargo, a grandes rasgos el exceso de $\delta^{18}\text{O}$ disminuye con el aumento de la temperatura superficial y la distancia, sin lograr ser indicios claros de alguna relación.

De esta forma es posible concluir que las aguas termales del área Villarrica-Chihuo tienen un origen puramente meteórico y no tienen indicios de mezcla con “aguas andesíticas” ni han sido sometidas a las condiciones necesarias de temperatura y tiempo de residencia en la interacción agua-roca, que permiten un apreciable intercambio isotópico con la roca huésped.

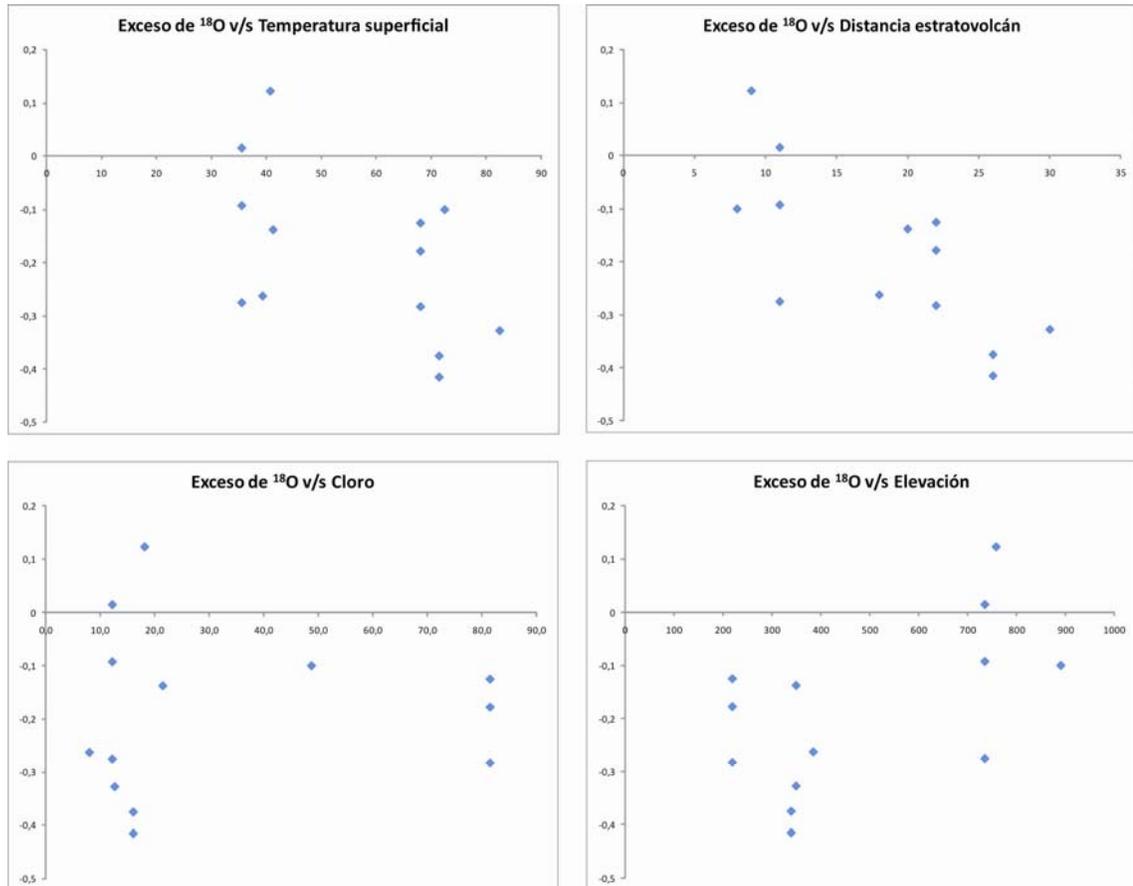


Figura IV-18: Relación entre el exceso de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas termales versus temperatura superficial, distancia estratovolcán, contenido de cloro y elevación.

IV.4.5 Síntesis de la geoquímica de aguas termales

Las aguas son sulfatadas-sódicas-(bicarbonatadas), con bajo contenido de sólidos disueltos y de cloro. La temperatura en superficie en el Dominio Estructural se encuentra entre 37°C y 82°C y en el Dominio Volcánico entre 36°C y 70°C. La categorización en dos dominios es reafirmada por las razones B/Cl, las temperaturas estimadas en los geotermómetros y los diagramas de equilibrio multi-mineral. El contenido relativo de aniones, con bajos valores en Cl y relativamente altos en SO_4 sitúa a las aguas termales en el campo de aguas vapor calentadas según el diagrama

de clasificación de Giggenbach (1988). En general, el contenido de SO_4 es relacionado a la condensación de H_2S en acuíferos someros (Giggenbach, 1988). Otro mecanismo que ha explicado altos contenidos relativos de este anión, tanto en sistemas volcánicos (Aguilera, 2008 en la Zona Volcánica Norte, Chile) como en sistemas asociados a fracturas y fallas (Marini *et al.*, 2000 en Acqui Terme-Visone, Italia) es la lixiviación de secuencias evaporíticas ricas en minerales sulfatados.

En el caso de las aguas vapor calentadas, si el vapor es rico en CO_2 , se puede obtener aguas sulfatadas-bicarbonatadas relativamente ácidas. Sin embargo, de forma excepcional se pueden tener composiciones sulfatadas-bicarbonatadas neutras, si existe algún proceso de la neutralización por contacto en subsuperficie con la roca de caja. Las aguas termales del Dominio Volcánico son levemente alcalinas (pH 7.8 a 8.7) y las del Dominio Estructural son alcalinas (8.9 a 9.7), sugiriendo que, si el mecanismo último de calentamiento de las aguas es la absorción de vapor, existió un proceso posterior de neutralización. Otro proceso que, de forma complementaria podría aumentar el pH es la pérdida de CO_2 , sin embargo esto normalmente se aplica a manantiales hirvientes, sin existir manifestaciones de este tipo en el área. En otros campos geotermales se explica la neutralización de la acidez por contacto con aguas meteóricas con mayor pH, lo que en este caso no es viable debido a que las aguas meteóricas tienen pH neutro.

En el Dominio Volcánico se presentan rasgos que son consistentes con los modelos geoquímicos de sistemas geotermales en un contexto volcánico (Giggenbach, 1988; Marini, 2000). Es el caso de la disminución de las razones SO_4/Cl y SO_4/HCO_3 al alejarse del edificio volcánico. De forma análoga, Coñaripe, fuente termal con menor elevación y más distante al edificio volcánico, tiene el mayor contenido de Cl. Estas características reafirman la tesis de aguas vapor calentadas en el Dominio Volcánico.

Una posibilidad para las aguas termales en el Dominio Estructural es que sean vapor-calentadas, basándose en los diagramas de clasificación de Giggenbach (1988), sin embargo es necesario considerar la posibilidad de otro origen para los aniones principales. En ese sentido se analizan las características químicas de sistemas

asociados a la circulación profunda de aguas meteóricas en granitos fracturados con aguas termales alcalinas. Con estas características existen ejemplos como el área geotermal de Bakreswar en el este de India (Majumdar *et al.*, 2009), al oeste de Canadá (Grasby *et al.*, 2000) y en Idaho, E.E.U.U. (Druschel y Rosenberg, 1999) cuyos componentes disueltos derivan de la interacción agua-roca. Particularmente en este último caso las aguas son alcalinas (pH mayoritariamente entre 9.1 y 9.4), sulfatadas-sódicas y su contenido de SO₄ derivaría de la lixiviación de granitos fracturados (Druschel y Rosenberg, 1999). Así, desde otra perspectiva las aguas termales del Dominio Estructural podrían ser el resultado de la circulación profunda de aguas meteóricas y su composición química generada por la interacción agua-roca, sin ser calentadas por vapor.

Si bien la temperatura calculada por los geotermómetros no es totalmente confiable debido a su amplia rango, el geotermómetro de cationes y los diagramas de equilibrio multi-mineral indican que existe algún grado de equilibrio fluido-roca que agrupa las fuentes termales en los dos dominios definidos. Por tanto, estos resultados son considerados como una primera aproximación a la temperatura de un eventual reservorio. En ese sentido, el rango de temperaturas estimada para el reservorio es de 125°C a 150°C en el Dominio Volcánico y 100°C a 120°C en el Dominio Estructural.

Los isótopos estables manifiestan que las aguas de las fuentes termales tienen un origen puramente meteórico y que la interacción agua-roca no es suficiente o su temperatura es insuficiente para producir un considerable intercambio isotópico. Por tales razones no es posible apreciar *shifting* en el ¹⁸O respecto a la línea meteórica local.

V. MODELO CONCEPTUAL

En este capítulo se presenta el modelo conceptual del sistema geotérmico para la zona de estudio, Villarrica-Chihuio. El modelo se basa en la interpretación de los resultados de la caracterización geoquímica y estructural realizada en las áreas termales de la zona.

Respecto a la geoquímica de aguas termales, el modelo debe considerar los siguientes aspectos, los que han sido desarrollados en la sección de “Síntesis de la geoquímica de aguas termales”:

- (i) La categorización en dos dominios es consistente con los datos geoquímicos, dando cuenta de la existencia de dos sistemas geotermiales.
- (ii) El contenido relativo de aniones, con bajos valores en Cl y relativamente altos en SO₄ sitúa a las aguas termales en el campo de aguas vapor calentadas.
- (iii) Las aguas termales tienen pH levemente alcalino, lo que no es usual en casos de aguas vapor calentadas, a menos que exista un proceso de neutralización que podría ser complementado por el efecto de escape de CO₂.
- (iv) En el Dominio Volcánico se presentan rasgos y campos geoquímicos característicos de sistemas geotermiales en un contexto volcánico.
- (v) Es probable que exista algún grado de interacción agua-roca gracias al cual las aguas de ambos dominios alcanzan un cierto nivel de equilibrio fluido-roca.
- (vi) El rango de temperaturas estimada para un eventual reservorio es de 125°C a 150°C en el Dominio Volcánico y 100°C a 120°C en el Dominio Estructural.
- (vii) Las aguas de las fuentes termales tienen un origen puramente meteórico.

A partir del análisis estructural de las áreas termales, queda en evidencia la relación existente entre las fuentes termales y la Densidad de Fracturas y Fallas (DFF). Este parámetro se relaciona con la existencia y ubicación de manifestaciones termales superficiales y determina la recarga de aguas meteóricas en el sistema. Esta relación se manifiesta particularmente en áreas donde afloran rocas cristalinas. Por tanto, el

modelo debe considerar un aumento en la permeabilidad al menos para los primeros 200-300 m, en aquellas zonas donde el parámetro DFF sea relativamente alto.

Considerando lo anterior se presenta el modelo conceptual propuesto para ambos dominios (Figura V-1). El perfil A-A' (Figura V-2) esquematiza los procesos en el Dominio Volcánico y el perfil B-B' (Figura V-3) representa el Dominio Estructural.

En el Dominio Volcánico, el proceso de transferencia de calor que origina las fuentes termales en superficie, es la absorción y condensación de vapor por parte de aguas subterráneas someras, resultando en aguas vapor-calentadas. El vapor, rico en CO₂ y H₂S, con un bajo contenido de Cl, genera aguas sulfatadas-sódicas-(bicarbonatadas). La acidez producida por la oxidación del H₂S puede ser neutralizada mediante interacción agua-roca, elevando el pH al rango 7,8-8,7. Este vapor es el resultado de la “ebullición” de las aguas meteóricas que percolan desde fracturas del edificio volcánico y alcanzan zonas cercanas a las intrusiones magmáticas, donde se les transfiere calor y masa, lo que impulsa la celda convectiva y las hace ascender. Rumbo a la superficie, el fluido geotérmico es separado en dos fases –descompresión adiabática-, permitiendo el ascenso de una fase gaseosa rica en CO₂ y H₂S y una fase líquida rica en Cl, que se desplaza lateralmente. Si bien la química de los fluidos geotérmicos está controlada por la interacción agua-roca, podría existir un aporte no nulo desde los volátiles y fluidos de sistema magmático. En relación a la distribución espacial tenemos que, en las zonas más proximales y elevadas se encuentran las fuentes termales cercanas al *upflow*, en donde condensa el H₂S y los valores de SO₄ son más altos, siendo este el caso del área termal Geométricas. En las zonas más distales y de menor elevación se encuentran las aguas con mayor contenido relativo de Cl y HCO₃. Esto se debe a que en el *flasheo*, el cloro se mantiene en la fase líquida y que existe interacción con aguas meteóricas ricas en HCO₃. En el eventual reservorio existe un proceso de neutralización de la acidez, donde se alcanza cierto grado de equilibrio fluido-roca, que se refleja en los cálculos de los geotermómetros y diagramas de equilibrio multi-mineral, los cuales estiman temperaturas entre 125°C y 150°C. Debido a la permeabilidad de las secuencias volcano-sedimentarias, asociada

por ejemplo a la base y techo de coladas de lava, este reservorio podría tener una geometría relativamente horizontal.

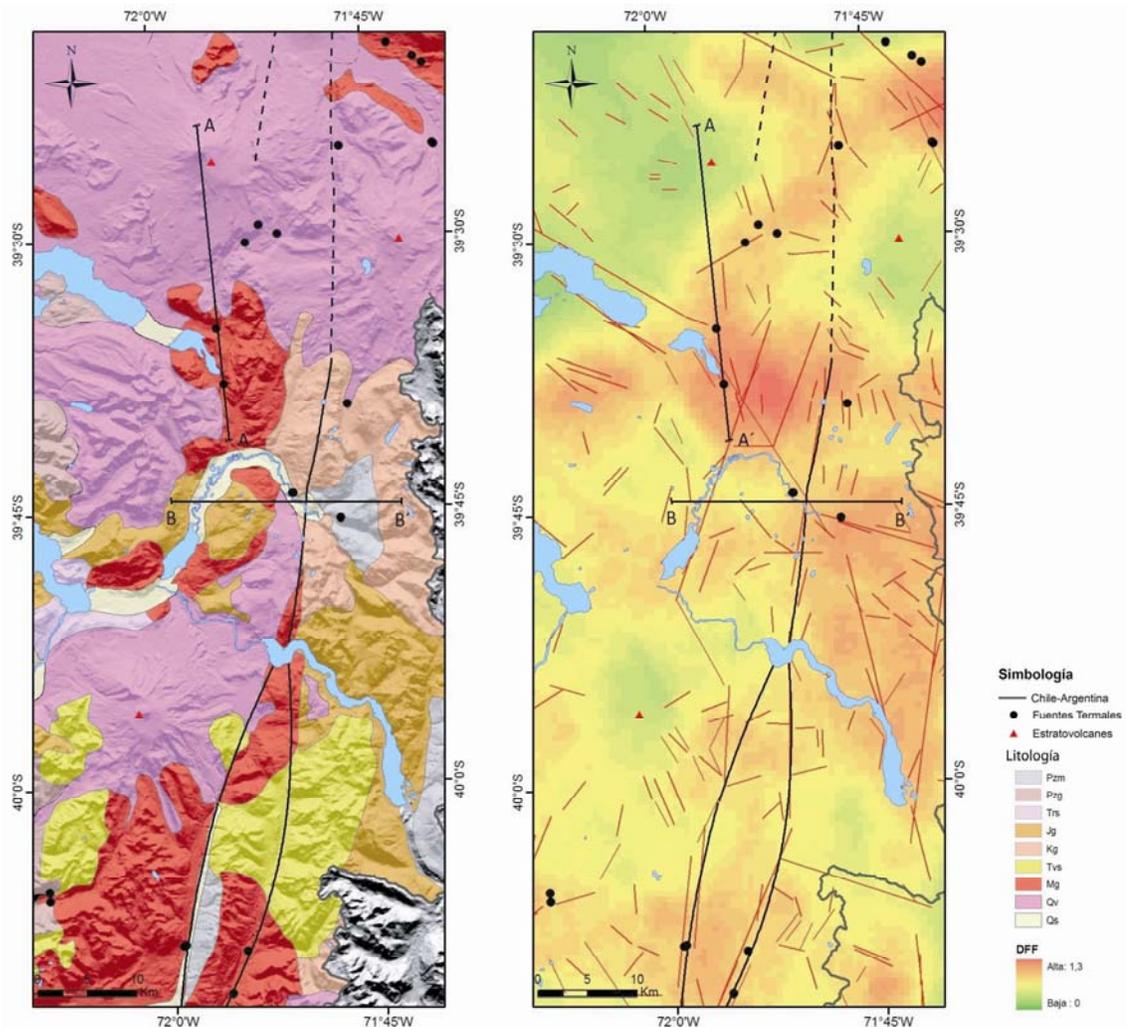


Figura V-1: Ubicación de los perfiles que representan los modelos conceptuales de los sistema geotermiales. A la izquierda el mapa geológico y a la derecha mapa de DFF con los lineamientos de las clases 2 y 3.

En el Dominio Estructural las fuentes termales son el resultado de aguas meteóricas que percolan hasta alcanzar gran profundidad (2 a 3 km) por zonas fracturadas en rocas cristalinas, logrando absorber calor conductivamente en su trayecto. El agua meteórica de la recarga es impulsada gravitacionalmente en los sectores elevados y

con altos valores relativos de DFF, mientras que el ascenso de los fluidos geotérmicos es impulsado por la fuerza boyante, siendo ambos facilitados y controlados por la permeabilidad secundaria, asociada a la existencia de fracturas y fallas. Así, la química del agua sería regida casi exclusivamente por la interacción agua-roca y la temperatura. Las zonas con alto valor de DFF constituirían un eventual reservorio vertical constreñido a los sectores con más alta densidad de fracturamiento donde existiría cierto grado de equilibrio fluido-roca. La temperatura estimada en aquella zona se encuentra en el rango 100°C a 120°C.

Desde otra perspectiva, al seguir fielmente el modelo de Giggenbach (1988), la química de las aguas termales del Dominio Estructural, podría explicarse de forma análoga al modelo presentado para el Dominio Volcánico, es decir, aguas vapor-calentadas. En ese caso el vapor sería el resultado de la separación de fases por descompresión adiabática posterior a la circulación profunda de aguas meteóricas y al calentamiento conductivo, tal como fue descrito en el párrafo anterior.

En las zonas más someras del sistema, las aguas termales se mezclan con aguas superficiales teniendo un fuerte efecto de dilución y enfriamiento. Este es el caso de Vergara, Rincón y Geométricas, siendo esta última el miembro extremo de mínima dilución para un área geotérmica común.

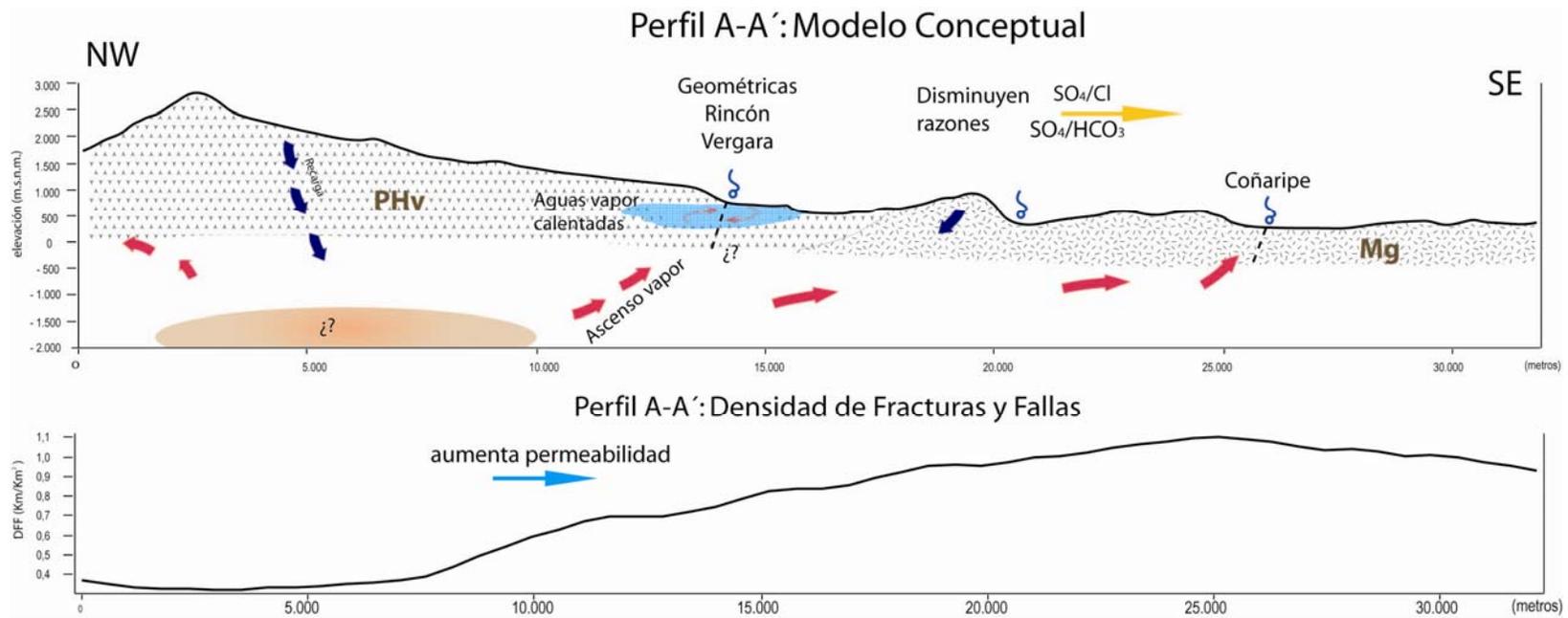


Figura V-2: Modelo conceptual del sistema geotermal asociado al Dominio Volcánico, representado por el perfil A-A' (Figura V-1). Para la misma sección se muestra el parámetro DFF.

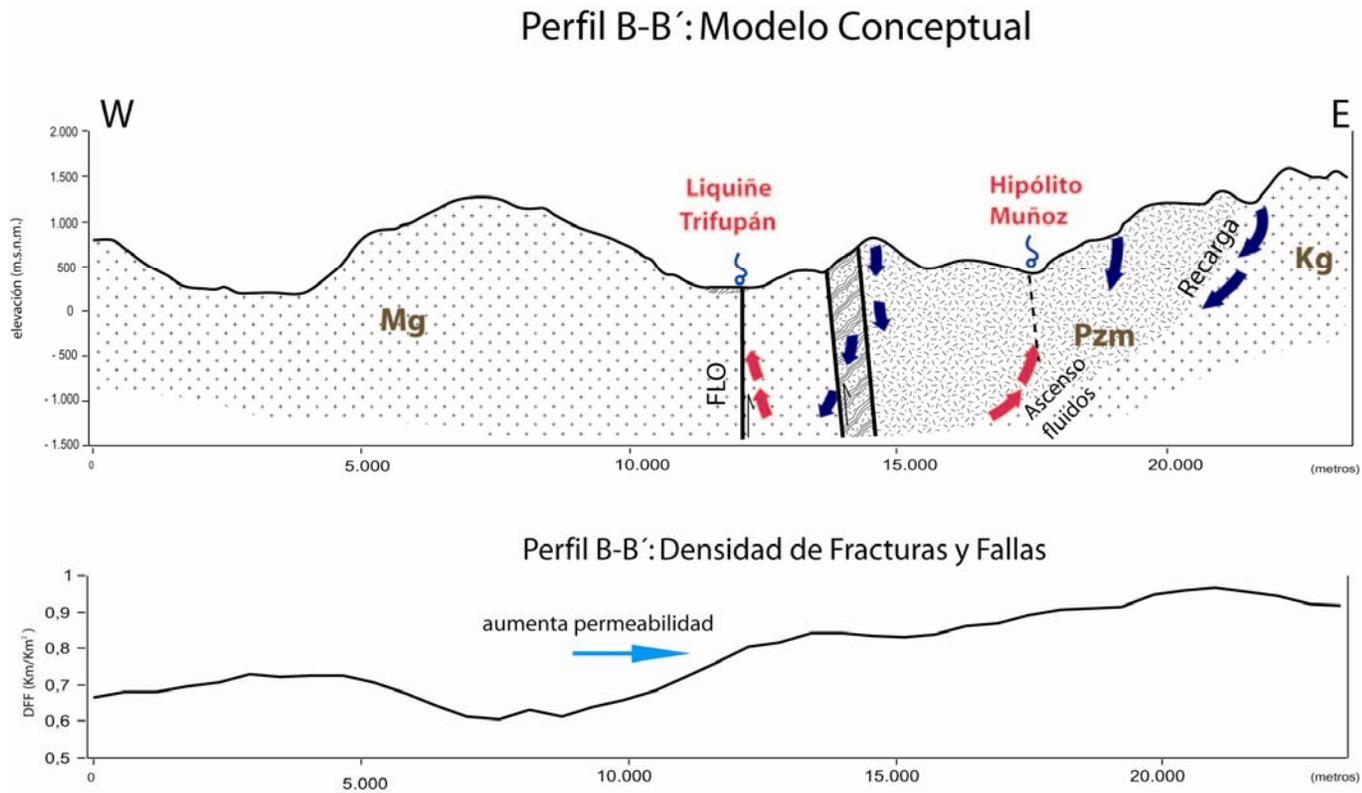


Figura V-3: Modelo conceptual del sistema geotermal asociado al Dominio Estructural, representado por el perfil B-B' (Figura V-1). Para la misma sección se muestra el parámetro DFF.

VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VI.1 Conclusiones

El origen de las fuentes termales del área Villarrica-Chihúio está relacionada con la existencia de dos elementos característicos, a) fuente de calor y fluidos, asociada a cámaras magmáticas de estratovolcanes activos (Volcanes Villarrica, Quetrupillán, Mocho-Choshuenco) y b) zonas de alta permeabilidad, asociada a fallas activas (ZFLO). Los procesos vinculados a éstos son, transferencia de calor y masa, y circulación profunda -2 a 3 km- de aguas meteóricas para recibir calor en forma convectiva y conductiva, respectivamente.

Si bien la influencia de estos dos procesos es interdependiente, es posible categorizar las fuentes termales sobre la base de sus características geoquímicas y disposición espacial respecto a los estratovolcanes y la ZFLO. De esta forma existen dos sistemas geotérmicos diferenciables, cuyas manifestaciones superficiales se sitúan en i) Dominio Volcánico, asociado espacialmente al volcanismo reciente, en particular al volcán Villarrica y ii) Dominio Estructural, vinculado directamente a la traza de la falla.

Para el Dominio Volcánico, la geoquímica de las aguas indica que estas corresponden a aguas vapor-calentadas, siendo sometidas a un proceso de interacción agua-roca en un eventual reservorio, que aumenta el pH y permite alcanzar cierto grado de equilibrio mineral. El rango de temperaturas estimada para el reservorio en esta zona es de 130°C a 150°C.

Para el Dominio Estructural, las aguas termales son el resultado de la percolación profunda (2 a 3 km) de aguas meteóricas, a través de fracturas y fallas en rocas cristalinas, que absorben calor conductivamente en su trayecto. El rango de temperaturas estimada para un eventual reservorio en esta zona es de 100°C a 120°C.

Los rasgos lineales que pueden ser identificados a través de imágenes satelitales y modelos de elevación son consistentes con los estados de estrés neógeno y por tanto

son –en su mayoría- el resultado de fracturas y fallas. Así se desarrolla y aplica una metodología que logra caracterizar el control que ejercen las fracturas y fallas en la permeabilidad secundaria de sistemas geotérmicos. En esta zona, las manifestaciones termales superficiales coinciden con zonas de alta densidad de fracturas y fallas (DFF), que se encuentren en un área de baja elevación. De esta forma la alta DFF se asocia a zonas de mayor permeabilidad, en las cuales se produce la recarga y se facilita la existencia de manifestaciones termales de los sistemas geotérmicos.

VI.2 Recomendaciones:

En próximos estudios que busquen entender los sistemas geotérmicos del área Villarrica-Chihuahua se recomienda:

- Identificar de una o dos áreas termales de cada dominio y caracterizarlas de forma detallada en términos geológicos, geoquímicos y geofísicos.
- Realizar un modelo numérico de transporte y reacciones para los sistemas geotérmicos descritos. Éste debe incorporar parámetros de permeabilidad, variación de la composición química de la roca huésped transversal a la ZFLO y nueva información geofísica. Para esto se sugiere seguir la metodología presentada por Kissling y Weir (2005).
- Caracterizar la geoquímica de la roca huésped del sistema geotermal, en un perfil transversal al núcleo de falla, complementándolo con una simulación numérica de la interacción agua-roca (e.g. Gianelli y Grassi, 2001; Druschel y Rosenberg, 2001).
- Cuantificar el efecto del calor friccional y la rápida exhumación en la transferencia de calor a los sistemas geotérmicos de la zona. Para así poder considerar o descartar estos procesos como fuentes de energía del sistema.
- Medir parámetros geotécnicos en puntos de control con el objeto de cuantificar la influencia de las fracturas y fallas en la permeabilidad secundaria. De forma complementaria, realizar perfiles estructurales transversales a la ZFLO y utilizar métodos geofísicos, a fin de estudiar su comportamiento en profundidad.

- Incorporar los datos de gases geotermales existentes en la zona.
- Estimar del tiempo de residencia de las aguas termales, a partir del contenido de tritio (^3H) -isótopo radiactivo que suele utilizarse para este fin en aguas subterráneas-. De esta forma tener un acercamiento a la hidrodinámica del sistema geotérmico.
- Realizar un análisis hidrológico profundo. Contrastar zonas de baja pendiente, alto orden hidrológico y relativamente alta permeabilidad, con objeto de identificar y describir zonas de recarga.
- Ampliar la zona de estudio hacia el sur, a lo largo de la ZFLO, con el objetivo de ver cambios latitudinales e identificar la influencia de otros centros volcánicos.
- Complementar la interpretación de la caracterización geoquímica con análisis de componentes principales y modelos de mezcla.
- Sin lugar a dudas, el mejor método de obtener información respecto a los procesos en subsuperficie que ocurren dentro del sistema geotérmico, es mediante la perforación de un pozo exploratorio. Sin embargo, los altos costos que esto implica hacen necesario la realización de los pasos recién expuestos y así identificar el lugar idóneo en el cual perforar.

VI.3 Recursos energéticos

A continuación se presentan las conclusiones y recomendaciones respecto a la posible utilización como recurso energético de las aguas termales en el área Villarrica-Chihuió.

El rango de temperaturas en un eventual reservorio somero es de 130°C - 150°C en el Dominio Volcánico y 100°C - 120°C en el Dominio Estructural. De esta forma, ambos son clasificados como recursos de baja entalpía ($<150^{\circ}\text{C}$). Estas temperaturas permiten el aprovechamiento de este recurso como fuente de energía para la generación eléctrica, considerando ejemplos de pequeñas plantas para sistemas de baja entalpía, que utilizan temperaturas desde los 74°C (400 kW_e - Chena, Alaska), siendo más comunes aquellas que recurren a fluidos de mayor temperatura ($100\text{-}120^{\circ}\text{C}$ y

0,3-1 MW_e) (Chandrasekharam y Bundschuh, 2008). Para esto es necesario considerar las necesidades energéticas locales, las voluntades de los miembros de localidad para llevar a cabo un proyecto con estos fines, el acceso a la red de energía y la factibilidad económica, entre otros.

El aprovechamiento directo de los recursos geotérmicos, complementario al uso balneológico, es factible en la totalidad de las fuentes termales muestreadas. Este puede ser a través de: calefacción distrital, invernaderos (diversificar cultivos), procesamiento y secado de alimentos, procesos industriales que requieren calor, mejoramiento de la productividad ganadera, derretimiento de nieve, siendo todas estas ampliamente utilizadas en el mundo (Lund *et al.* 2005). El desarrollo de este tipo de proyecto tiene que estar vinculado a los deseos de desarrollo local de los pobladores que pueden ser beneficiados.

VII. REFERENCIAS

Aguirre, L., Levi, B., (1964). Geología de la Cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, 17, 37 p.

Arnórsson, S., (2000). Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use. Sampling Methods, Data Handling and Interpretation: Vienna. *International Atomic Energy Agency*, 351 p.

Arnórsson, S., Sigurdsson, S., Svavarsson, H., (1982). The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciation from 0 to 370 °C: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(9), 1513–1532.

Arnórsson, S., Stefánsson, A., Bjarnason J., (2007). Fluid-Fluid Interactions in Geothermal Systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 65, 259-312.

Arnórsson, S., y Bjarnason, J.Ö., (1993). Icelandic Water Chemistry Group presents the chemical speciation programme WATCH. *Science Institute, University of Iceland, Orkustofnun, Reykjavík*, 7 p.

ASTER, (2008) Global DEM Validation. <http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>

Baietto, A., Cadoppi, P., Martinotti, G., Perello, P., Perrochet, P., Vuataz F., (2008). Assessment of thermal circulations in strike–slip fault systems: the Terme di Valdieri case (Italian western Alps). *Geological Society, London, Special Publications*, 299, 317-339

Barbier, E., (2002). Geothermal energy technology and current status: an overview. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 6, 3-65.

Blamey, N., (2006). H₂S concentrations in geothermal and hydrothermal fluids – a new gas geothermometer. Proceedings of the Thirty-First Workshop on Geothermal

Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 30-February 1, 2006

Bodvarsson, G., Benson, S., Witherspoon, P., (1982). Theory of the Development of Geothermal Systems Charged by Vertical Faults, *Journal of Geophysical Research*, 87(B11), 9317–9328.

Bucher, K., Zhang, L., Stober, I., (2009). A hot spring in granite of the Western Tianshan, China. *Applied Geochemistry*, 24, 402–410.

Caine, J., Evans, J., Forster, C., (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025–1028.

Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J., Clayton, J., Martin, M., (1998). Área de Futrono-Lago Ranco, Región de los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Mapas Geológicos, No. 8, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

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, 96–113.

Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., (1996). The Liquiñe-Ofqui fault: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55-66.

Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G. Sanhueza, A., (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antartica triple junction. *Tectonophysics*, 354, 289-314.

Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A., (2000). Contrasting nature of deformation along an intraarc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, Southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319, 129-149.

Chandrasekharam, D., Bundschuh, J., (2008). Low-Enthalpy Geothermal Resources for Power Generation. *Taylor & Francis*, 172p.

- Craig, H., (1973). The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, in *Nuclear Geology on Geothermal Areas*. Pisa, 17-23.
- D'Amore, F., Mejia, J.T., (1998). Chemical and physical reservoir parameters at initial conditions in Berlin geothermal field, El Salvador: a first assessment. *Geothermics* 28, 45–73.
- Drury, S.A., Peart, R.J., Andrews Deller, M.E., (2001). Hydrogeological potential of major fractures in Eritrea. *Journal of African Earth Sciences*, 32, 163-177.
- Druschel, G., Rosenberg, P., (2001). Non-magmatic fracture-controlled hydrothermal systems in the Idaho Batholith: South Fork Payette geothermal system. *Chemical Geology*, 173, 271–291.
- Forster, C. B., Evans, J. P., (1991). Hydrogeology of thrust faults and crystalline thrust sheets: Results of combined field and modeling studies, *Geophysical Resources Letters*, 18(5), 979–982.
- Fournier, R. O., (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41-50.
- Fournier, R. O., (1979). A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions*, 5, 1-16.
- Fournier, R., Potter, W., (1982). A Revised and Expanded Silica (Quartz) Geothermometer. *Bulletin Geothermal Resources Council (GRC)*, 11, 3-12
- Fournier, R.O., (1991). Water geothermometers applied to geothermal energy. In *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. (F. D'Amore, co-ordinator), UNITAR, 37-69.
- Gianelli, G., Grassi, S., (2001). Water–rock interaction in the active geothermal system of Pantelleria, Italy. *Chemical Geology*, 181, 113–130.

Giggenbach, W. F., Goguel, R. L. (1989). Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges, unpublished report. *Chemistry Division, Department of Scientific and Industrial Research Petone, New Zealand*, 81p.

Giggenbach, W., (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 52, 2749-2765.

Gleeson, T., Novakowski, K., (2009). Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: lineaments in the Canadian Shield. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 3/4, 333–347.

Goff F., Janik, C.J., (2000). Geothermal systems. *Encyclopedia of Volcanoes. Sigurdsson H (ed) Pergamon Press*, 817-834.

Goff, F., Janik, K. J., (2000). Geothermal Systems. En: *Encyclopedia of Volcanoes*, Ed. Academic Press, 817-834.

Grasby, S., Hutcheon, I., Krouse, H., (2000). The influence of water-rock interaction on the chemistry of thermal springs in western Canada. *Applied Geochemistry* 15, 439-454.

Gudmundsson, B.T., Arnorsson, S., (2005). Secondary mineral-fluid equilibria in the Krafla and Namafjall geothermal systems, Iceland. *Applied Geochemistry*, 20, 1607–1625.

Gupta, H.K., Roy, S., (2006). Geothermal energy – An alternative Resource for the 21st century. *Elsevier publications*, 292 p.

Hanano, M., (2000). Two different roles of fractures in geothermal development. In: *Proceedings of the World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-June 10, 2000*.

Hauser, A., (1997). Catastro y Caracterización de las Fuentes de Aguas Minerales y Termales de Chile. *Subdirección Nacional de Geología y Minería Boletín*, 50, 89p.

Hervé, M., (1977). Geología del área al este de Liquiñe, Provincia de Valdivia, X^a Región. *Memoria de Título, Geólogo (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 111 p.

Hung, L., Batelaan, O., De Smedt, F., (2005). Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. *Proceedings of SPIE, the International Society for Optical Engineering, Bruges, Belgique*, 19-20 September 2005.

Kissling, W., Weir, G., (2005). The spatial distribution of the geothermal fields in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145, 136-150.

Koike, K., Tomita, S., Yoshinaga, T., Ohmi, M. (2000). Fracture zone characterization in geothermal field using satellite image, fluid flow analysis, and radon prospecting: a case study of the Aso caldera, southwest Japan. *Proceedings of the Twenty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford, California, USA, January 24-26, 2000.

Lahsen A., (1988). Chilean Geothermal Resources and their possible utilization. *Geothermics*, 17(2), 401-410.

Lahsen, A., (1976). La actividad geotermal y sus relaciones con la tectónica y el volcanismo en el norte de Chile. *Actas del Primer Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile, 2-7 Agosto 1976*.

Lahsen, A., Sepulveda, F., Rojas J., Palacios, C., (2005). Present Status of Geothermal Exploration in Chile. *Proceedings of the World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24-29 April, 2005*.

Lahsen, A., (1986). Geoquímica de áreas geotermales de la cordillera de los Andes del sur de Chile, entre los 39°S y 40°S. *Comunicaciones*, 36, 9-20.

Lara, L., Moreno, H., (2004). Geología del Área Liquiñe-Neltume, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 83, 23p., 1 mapa escala 1:100.000.

Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C., (2006). Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle-Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 70-86.

López-Escobar, L., Cembrano, J., 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.

Lund, J., Freeston, J., Boyd, T., (2005). World-Wide Direct Uses of Geothermal Energy 2005 In: Proceedings of the *World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey*, 24-29 April 2005.

Majumdar, N., Mukherjee, A., Majumdar, R., (2009). Mixing hydrology and chemical equilibria in Bakreswar geothermal area, Eastern India. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 183, 201-212.

Marini, L., (2000). Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy. *Taller Proyecto FONDEF 1051, Noviembre 2000, Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 82p.

Mnjokava, T.T., (2007). Interpretation of exploration geochemical data for geothermal fluids from the geothermal field of Rungwe volcanic area, SW-Tanzania. *Publications of The United Nations University, Geothermal Training Programme, Report 14*, 303 - 332.

Moreno, H., Lara, L., (2007). Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de Los Ríos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica* 107, 27, 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

Moreno, H., Parada, M.A., (1976). Esquema geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 39° y 41°30'. *Actas del Primer Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile, 2-7 Agosto de 1976.*

Murray, K, Wade, P. (1996). Checking anion-cation charge balance of water quality analyses: Limitations of the traditional method for non-potable waters. *Water SA*, 22(1), 27-32.

Pang, Z., Reed, M., (1998). Theoretical chemical geothermometry on geothermal waters: Problems and methods. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 6, 1083-1091.

Parkhurst D.L., Appelo, C.A.J., (1999). A computer program for speciation, batch-action, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *Water-Resources Investigations Report 99-4259, US Geological Survey, Denver*, 312 p.

Pavez, A., (1997). Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39,5°S. *In Congreso Geológico Chileno N° 8, Actas*, 2, 1443-1447.

Pérez, Y., (1999). Fuentes de Aguas Termales de la Cordillera Andina del centro - sur de Chile (39- 42° Sur). *Servicio Nacional de Geología y Minería Boletín*, 54, 65.

Reed, M.H., (1982). Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases, and an aqueous phase. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 513-528.

Reed, M.H., Spycher, W.H. (1984). Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with applications to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1479–1492.

Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25, TC4013.

Rosenau, M.R., (2004). Tectonics of the Southern Andean Intra-arc Zone (38°–42°S). *Ph.D. thesis, Free University, Berlin, Germany*, 154p. (available online: <http://www.diss.fuberlin.de/2004/280/index.html>).

Sander, P., (2007). Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations. *Hydrogeology Journal*, 15, 71–74

Sepúlveda, F., (2005). El sistema geotérmico de Cordón Caulle, sur de Chile: caracterización geológica y geoquímica. *Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile*.

Soengkono, S., (2000). Assessment of faults and fractures at the Mokai geothermal field. *Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000*.

Stefánsson, A., Gíslason, S.R., Arnórsson, S., (2001). Dissolution of primary minerals of basalt in natural waters II, Mineral saturation state. *Chemical Geology*, 172, 251-276.

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

Tamanyu, S., Fujiwara, S., Ishikawa, J., Jingu, H., (1998). Fracture system related to geothermal reservoir based on core samples of slim holes. Example from the Uenotai geothermal field, northern Honshu, Japan. *Geothermics*, 27(2), 143-166.

Tole, M.P., Armannsson, H., Zhong-He, P., Arnórsson, S., (1993). Fluid/mineral equilibrium calculations for geothermal fluids and chemical geothermometry. *Geothermics*, 22(1), 17–37.

Truesdell, A.H., (1991). Effects of physical processes on geothermal fluids. En: *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development F. D'Amore (Ed).*,UNITAR/UNDP, New York, 72p.

Weldeyohannes, D., (2008). Origin Of Geothermal Waters And Subsurface Temperature Estimates. En: The Southern Lowlands Of Iceland Publications of The United Nations University. *Geothermal Training Programme*, Report 28, 539 – 562.

White, D., (1970). Geochemistry applied to discovery, evaluation and exploration of geothermal energy resources. *Geothermics*, 2(1), 58-80.

White, D., Muffler, L., Truesdell, A., (1971). Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. *Economical Geology Reviews*, 66, 75-97.

Wibberley, C., Yielding, G., Di Toro, G., (2008). Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 299, 5-33.

Wohletz, K., Heiken, G., (1992). *Volcanology and Geothermal Energy*. Berkeley: University of California Press. Disponible en: <http://ark.cdlib.org/ark:/13030/ft6v19p151/>