



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

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL SISTEMA GEOTERMAL TERMAS DE PUYEHUE – AGUAS CALIENTES, REGIÓN DE LOS LAGOS, CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

RICARDO ANDRÉS CELIS ABARZÚA

PROFESOR GUÍA:

MARTIN REICH MORALES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

DIEGO MORATA CÉSPEDES

MOHAMMAD AYAZ ALAM

SANTIAGO DE CHILE

MAYO 2012

En el Parque Nacional Puyehue, ubicado entre los 72°10'W y 72°20' W - 40°40'S y 40°50'S a 80 km al este de la ciudad de Osorno, inmerso dentro de la cordillera de los Andes se encuentran distintas fuentes termales, las cuales se pueden correlacionar dentro de un mismo sistema geotermal. En el valle que se forma por el río Chanleufu se ubican 2 manifestaciones termales, Aguas Calientes y Termas de Puyehue, aguas de composición Na-Cl-SO₄. Más hacia al norte, 20km, se encuentra las termas de Pangal con aguas de composición Na-Ca-Cl.

La principal fuente de calor asociado a este sistema se encuentra en el complejo volcánico Casablanca-Antillanca (CVCA), el que presenta una orientación ENE-WSW. Éste tuvo una gran actividad durante el Plio-Pleistoceno, dejando varias coladas de lava, las cuales recubren el área de estudio. El CVCA esta asociado a la zona de falla Liquiñe-Ofqui, las estructuras en subsuperficie del complejo favorecen la permeabilidad del sistema para la recarga de aguas meteóricas y el flujo de los fluidos geotermales.

Las muestras recolectadas en este trabajo fueron caracterizadas geoquímicamente, entregando como resultado que en general son aguas del tipo cloruradas con un pH prácticamente neutro a levemente alcalino (pH 7 a 8.5) y una temperatura de descarga de 60° a 65°C en promedio. Las aguas analizadas se interpretaron como aguas maduras con cierta tendencia a periféricas, las cuales han sufrido distintos niveles de dilución debido a la interacción con aguas meteóricas provenientes de la infiltración de los ríos Chanleufu y Golgol, ubicadas en la zona del *outflow* del sistema geotérmico único para todas las muestras.

La temperatura de la fuente calórica se estima en el rango de 160° a 180°C como mínimo. Estas temperaturas fueron estimadas a partir de distintos métodos geotermométricos, tales como geotermómetros de cationes y de sílice, además de estudios de equilibrio multimineral.

Los acuíferos del sistema se encuentran asociados a las distintas coladas de lava presentes en la zona y la dirección de los fluidos se asocia al relieve previo a las coladas y al actual, teniendo una dirección hacia el NW.

El presente trabajo pretende entregar un modelo conceptual del sistema geotermal de Puyehue-Aguas Calientes y cómo aprovechar de mejor forma los recursos del sistema en favor de la comunidad.

Agradecimientos

Ahora que me encuentro al final de un hermoso viaje, preparándose para iniciar uno nuevo, no queda nada más que mirar atrás y recordar a todas aquellas personas que te han acompañado de una forma u otra y agradecerles haber hecho de este camino de aprendizaje uno de las etapas de vida mas increíbles y hermosas.

Primero tengo que agradecerle a mi familia, en especial a mis viejos queridos, por no dejarme decaer nunca, en siempre creer en mí y no dejar que bajara los brazos cuando este largo camino se puso algo oscuro. A mis hermanos por siempre estar ahí cuando los necesitara y hacerme reír y permitirme hacerlos reír con mis ideas disparatadas. A mis tíos y primos por estar pendientes y darme el apoyo para seguir adelante con todos mis proyectos.

También agradecer a GTN-LA, en especial a Ricardo Bascuñan y Kirsten Thorwart, por asistirme en todo lo que conlleva este trabajo y permitirme trabajar en un sitio tan hermoso como el Parque Nacional Puyehue. Agradezco al CEGA por la colaboración hecha para este trabajo, en especial a mis profesores guías Martin, Diego y Ayaz, en ayudarme a encaminar el trabajo y guiarme para realizar un gran trabajo.

Por ultimo, pero no menos importante, a todos los amigos que he hecho en este larguísimo viaje: Rafa, Caro, Jota, Watón, Carcas, Dragón, Gonzalo, Larrondo, Carter, Joakinais, Tutusita, Leoncio, Hernán, Wawa, Manfredo, Buhonardo, Cegatón, Gismael, Morande, Chasqui, Diego, Locura Alvarez, Rodalarc, Nachete, Nicasio, Chapa, Galle, Cami, Paula, Vivi, Jepistica, Crispy-Rock, Juanaka, Dixie-Kong, Naty, Mauron, Alfarolito, Juanito, Pelao y Alida, Guille, Donra, Super-Mirage, Kathy, Los Boca-Seca y el sequito de gusanos, el Centro de madres (Feñi, Caro y Vale), a mis sherpas de terreno (Danimuno y Manu) y todos con los que he compartido durante esta etapa. Gracias por ayudarme a ser la persona que soy hoy, con todos sus defectos y virtudes.

GRACIAS TOTALES

ELVIS HAS JUST LEFT THE BUILDING

Indice General

Agradecimientos	4
Indice General	5
Índice de Figuras	8
Índice de Tabla	10
I. Introducción	12
I.1. Organización del presente trabajo	12
I.2. Exposición del problema	12
I.3. Ubicación y vías de acceso	13
I.4. Propuesta de desarrollo	13
I.5. Objetivos	14
I.5.1. Objetivo general	14
I.5.2. Objetivos específicos	15
I.6. Hipótesis de trabajo.....	15
I.7. Metodologías.....	15
I.7.1. Litologías y Estructuras.....	15
I.7.2. Caracterización geoquímica.....	15
I.7.3. Estimación del potencial geotérmico.....	16
II. Marco Geológico	17
II.1. Marco geológico y tectónico regional	17
II.2. Marco geológico local.....	18
II.2.1. Rocas Intrusivas.....	21
II.2.1.1. Granito Anticura (Cretácico)	21
II.2.1.2. Granodiorita/Tonalita Puyehue (Mioceno)	22
II.2.2. Lavas.....	23
II.2.2.1. Basalto El Manzano (PPIV) (Plioceno-Pleistoceno)	24
II.2.2.2. Basalto Puyehue (FI) (Pleistoceno temprano)	26
II.2.2.3. Basalto de Aguas Calientes (FII) (Pleistoceno temprano-Pleistoceno medio)	27
II.2.2.4. Basalto El Espejo (CII L) (Pleistoceno temprano-Pleistoceno medio)	28
II.2.2.5. Basalto Antillanca (CIII) (Pleistoceno –Holoceno)	28
II.2.2.6. Basalto Anticura (AI) (Holoceno)	29

II.2.3.	Depósitos piroclásticos	29
II.2.3.1.	Lahar El Manzano (FIV p).....	29
II.2.3.2.	Tefra Lapilli Antillanca (CIV p)	30
II.2.3.3.	Brecha Toro	31
II.2.3.4.	Ceniza volcánica Antillanca	32
II.2.4.	Depósitos no consolidados	33
II.2.4.1.	Depósitos fluviales (Hf)	33
II.2.4.2.	Depósitos glaciares (Plm1)	34
III.	Geoquímica de las fuentes termales	35
III.1.	Antecedentes teóricos.....	35
III.1.1.	Clasificación geoquímica de fluidos geotermales	36
III.1.1.1.	Fluidos primarios.....	37
III.1.1.2.	Fluidos secundarios	38
III.2.	Metodología.....	39
III.2.1.	Trabajo de campo	39
III.2.2.	Muestreo in-situ.....	39
III.2.3.	Métodos analíticos	40
III.3.	Resultados químicos	41
III.3.1.	Aguas calientes.....	42
III.3.1.1.	Febrero	42
III.3.1.2.	Mayo	44
III.3.1.3.	Junio	46
III.3.2.	Termas de Puyehue.....	47
III.3.2.1.	Febrero	48
III.3.2.2.	Mayo	49
III.3.2.3.	Junio	51
III.3.3.	Pangal.....	52
III.3.3.1.	Febrero	53
III.3.3.2.	Mayo	54
III.3.3.3.	Junio	56
III.3.4.	Sistema Aguas Calientes-Puyehue.....	57
III.3.4.1.	Diagrama ternario de aniones mayores.....	57
III.3.4.2.	Diagrama ternario Cl-Li-B	59

III.3.4.3.	Diagramas Schoeller.....	60
III.3.4.4.	Diagramas de dispersión	61
III.3.4.5.	Discusión	63
III.4.	Geotermometría	63
III.4.1.	Geotermómetro de Sílice	65
III.4.1.1.	Sílice vs Entalpía	67
III.4.2.	Geotermómetro de cationes.....	68
III.4.2.1.	Na/K.....	68
III.4.2.2.	K ² /Mg	71
III.4.2.3.	Na-K-Mg.....	72
III.4.3.	Equilibrio multimineral	74
III.4.3.1.	Efectos de la dilución y ebullición	75
III.4.3.2.	Resultados	75
III.4.4.	Rango de temperaturas y condiciones de equilibrio	83
III.4.5.	Discusiones.....	85
III.5.	Síntesis de geoquímica de aguas	86
IV.	Modelo integrado	87
IV.1.	Fuente de calor.....	87
IV.2.	Acuíferos.....	88
IV.3.	Capas impermeables.....	88
IV.4.	Dirección de fluidos	89
V.	Conclusiones y Recomendaciones	91
V.1.	Conclusiones.....	91
V.2.	Recomendaciones.....	92
VI.	Referencias.....	93

Índice de Figuras

Figura I-1. Mapa Geológico del área de estudio (Sepúlveda 2005)	14
Figura II-1. Extensión de los 4 grupos de litologías: Intrusivos (Rojo), Lavas (Celeste), Depósitos Piroclásticos (Café), Depósitos cuaternarios (Amarillo)	18
Figura II-2. Mapa Geológico del área de estudio (Lara, en preparación)	20
Figura II-3. Afloramientos de Intrusivos en la zona de estudio.....	21
Figura II-4. Ploteo de manto y dirección de manto del Granito Anticura	22
Figura II-5. Ploteo de manto y dirección de manto de la Granodiorita/Tonalita Puyehue	23
Figura II-6. Frente del basalto El Manzano (Autobrecha).....	24
Figura II-7. Distintas formas del Basalto Puyehue (FI)	26
Figura II-8. Autobrecha basalto Aguas Calientes (FII).....	27
Figura II-9. Diferentes apariencias del basalto Anticura (AI) (Columnar - izq., Cordada - der)	29
Figura II-10. Lahar el Manzano.....	30
Figura II-11. Depósitos de tefra sobre lahares en el resort Antillanca (izq.) y el cráter Haique cubierto por tefra de lapilli (der).....	31
Figura II-12. Depósitos piroclásticos con grandes bloques volcánicos angulosos dentro de ceniza gruesa (izquierda), Brecha Toro (derecha) y la sucesión a lo largo del afloramiento (abajo).....	32
Figura II-13. Riachuelo en cenizas volcánicas	33
Figura II-14. Sedimentos limo-glacial en el río El Manzano	34
Figura III-1. Mapa con puntos de muestreos de aguas.	40
Figura III-2. Diagrama Piper para las muestras de Aguas Calientes tomadas en Febrero.	43
Figura III-3. Diagrama Piper Aguas Calientes con muestra tomadas en Mayo.	45
Figura III-4. Diagrama Piper Aguas Calientes Junio.....	47
Figura III-5. Diagrama Piper Termas de Puyehue Febrero.	49
Figura III-6. Diagrama Piper Termas de Puyehue Mayo.	50
Figura III-7. Diagrama Piper Termas de Puyehue Junio.	52
Figura III-8. Diagrama Piper Pangal Febrero.....	54
Figura III-9. Diagrama Piper Pangal Mayo.	55

Figura III-10. Diagrama Piper Pangal Junio.....	57
Figura III-11. Diagrama Cl-SO ₄ -HCO ₃	58
Figura III-12. Diagrama Ternario Elementos Conservativos.....	59
Figura III-13. Diagrama Schoeller	60
Figura III-14. Diagrama de Dispersión Cl vs B	62
Figura III-15. Diagrama de Dispersión Cl vs Li	62
Figura III-16. Gráfico [SiO ₂] vs Entalpía.....	67
Figura III-17- Geotermómetro Na-K-Mg (Giggenbach, 1988), línea azul indica la temperatura calculada	73
Figura III-18. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para AC2.....	76
Figura III-19. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para AC1.....	77
Figura III-20. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para TP3	78
Figura III-21. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para TP2	79
Figura III-22. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para TP1	80
Figura III-23. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para PG1	82
Figura III-24. Resumen de la estimación de temperaturas a partir de los geotermómetros convencionales (Febrero)	83
Figura III-25. Resumen de la estimación de temperaturas a partir de los geotermómetros convencionales (Mayo).....	84
Figura III-26. Resumen de la estimación de temperaturas a partir de los geotermómetros convencionales (Junio)	85
Figura IV-1. Modelo Teórico del sistema geotermal Aguas Calientes-Puyehue	90
Figura V-1. Modelo Geotermal Teórico (Goff & Janik, 2000)	91

Índice de Tabla

Tabla III-1. Elementos y su metodología de medición.....	41
Tabla III-2. Criterio de aceptación del Balance Ionico (Murray & Wade, 1996).....	42
Tabla III-3. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Febrero.	43
Tabla III-4. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Febrero.	43
Tabla III-5. Balance Iónico de las fuentes termales de Aguas Calientes tomado en Febrero.	44
Tabla III-6. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Mayo.	44
Tabla III-7. Datos geoquímicos de cationes y compuesto sin carga de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Mayo.	44
Tabla III-8. Balance Iónico Aguas Calientes Mayo.	45
Tabla III-9. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Junio.	46
Tabla III-10. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Junio.	46
Tabla III-11. Balance Iónico de Aguas Calientes del mes de Junio.....	46
Tabla III-12. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Febrero.	48
Tabla III-13. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Febrero.	48
Tabla III-14. Balance Iónico Termas de Puyehue Febrero.....	48
Tabla III-15. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Mayo.	49
Tabla III-16. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Febrero.	49
Tabla III-17. Balance Iónico Termas de Puyehue Mayo.....	50
Tabla III-18. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Junio.	51
Tabla III-19. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Junio.	51
Tabla III-20. Balance Iónico Termas de Puyehue Junio.	51

Tabla III-21. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Pangal tomados en Febrero.	53
Tabla III-22. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Pangal tomados en Febrero.	53
Tabla III-23. Balance Iónico Pangal Febrero.	53
Tabla III-24. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Pangal tomados en Mayo.	54
Tabla III-25. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Pangal tomados en Mayo.	55
Tabla III-26. Balance Iónico Pangal Mayo.	55
Tabla III-27. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Pangal tomados en Junio.	56
Tabla III-28. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Pangal tomados en Junio.	56
Tabla III-29. Balance Iónico Pangal Junio.	56
Tabla III-30. Geotermómetros de Sílice.....	66
Tabla III-31. Geotermómetros de Cationes Na/K	70
Tabla III-32. Geotermómetros de K ² /Mg.....	71

I. Introducción

I.1. Organización del presente trabajo

Este trabajo de título ha sido organizado en cinco capítulos. En el primer capítulo se presenta una introducción y los objetivos que se quieren lograr en el trabajo, además de la problemática a trabajar, mientras que en el segundo capítulo se dan a conocer las características geológicas que se presentan en el área de estudio. El tercer capítulo (Geoquímica de Aguas) tiene como fin dar a conocer los resultados obtenidos y las interpretaciones que se pueden obtener a partir de estas. El cuarto capítulo (Modelo Integrado) reúne lo presentado en los capítulos anteriores para generar un modelo que representa el resultado final de este trabajo. Por último, en el quinto capítulo (Conclusiones y Recomendaciones) se presentan las conclusiones del presente trabajo, así como también se realizara una síntesis de todo el trabajo realizado

I.2. Exposición del problema

Un sistema geotermal posee tres características principales: (i) una fuente de calor, (ii) un reservorio para acumular calor, y (iii) una capa impermeable que mantenga el calor acumulado (Gupta & Roy, 2007). Existen diversos contextos geológicos donde estas características confluyen generando diferentes tipos de sistemas geotérmicos (Gupta & Roy, 2007). En Chile existe una estrecha relación espacial entre las manifestaciones termales y los edificios volcánicos (Hauser, 1997), planteándose de manera genérica el desarrollo de sistemas geotermales del tipo ígneos (Goff & Janik, 2000).

En la zona centro-sur de Chile (34°S a 42°S) se conoce una gran cantidad de áreas termales con manifestaciones superficiales a temperaturas mayores de 30°C, donde al menos la mitad de ellas sobrepasan los 60°C alcanzando en varios casos el punto de ebullición. Normalmente las áreas de manifestaciones termales de mayor temperatura se encuentran ubicadas en las cercanías de centros volcánicos activos; a pesar de ello, la composición química de sus aguas no siempre muestra un aporte significativo de fluidos de origen magmático (Lahsen, 2000).

La zona del Cordón Caulle, ubicada entre las regiones de los Ríos (XIV) y la de los Lagos (X), se caracteriza por presentar manifestaciones termales del tipo manantiales calientes con un potencial geotérmico estimado entre 100 y 300 Mega Watts (Sepúlveda, 2005). La geología del complejo volcánico de Cordón Caulle (40,5°S), incluyendo los edificios volcánicos adyacentes de Puyehue y Cordillera Nevada (Figura I-1) fue descrita por Moreno (1977). Los primeros estudios petrológicos de Cordón Caulle fueron realizados por Gerlach et al. (1988) y retomados con posterioridad por Singer et al. (2004), centrándose en los productos volcánicos más diferenciados. Gerlach et al. (1988)

establecieron importantes similitudes geoquímicas e isotópicas entre los productos efusivos evolucionados de Cordón Caulle y Puyehue, concluyendo la existencia de una fuente y evolución comunes. Campos et al. (1998) y Lara et al. (2001) aportaron edades K-Ar de Cordillera Nevada; Lara et al. (2003) y Harper et al. (2004) aportaron nuevas edades Ar-Ar tanto de Cordillera Nevada, Cordón Caulle como Puyehue, las cuales mostraban que el volcanismo de Puyehue se inició hace casi 250 ka (Harper, et al., 2004). De esta forma, la Cordillera Nevada es considerada el remanente erosionado de un estratovolcán que formó parte de un sistema fisural ancestral que comprendía la Cordillera Nevada y el Cordón Caulle (ej. Campos et al., 1998).

Barrientos (1994) y Lara et al. (2004) estudiaron la relación del terremoto de Valdivia de 1960 (ej. Cifuentes) con la última erupción de Cordón Caulle, ocurrida dos días después del sismo, concluyendo que en toda la zona de intra-arco, y en particular en el Cordón Caulle, se generó extensión cosísmica. Más recientemente, Pritchard y Simmons (2004) aportaron datos de satélite InSAR los cuales sugieren una potencial subsidencia del orden de varios centímetros por año en el Cordón Caulle, compatible con extensión en esta zona (Sepúlveda, 2005)

I.3. Ubicación y vías de acceso

El área geotermal estudiada se localiza entre los volcanes Puyehue y Casablanca (72°10'W y 72°20' W 40°40'S y 40°50'S), a 80 km al este de la ciudad de Osorno, donde se ubican distintos manantiales calientes correspondiente al sector de Aguas Calientes – Termas de Puyehue al interior del parque nacional Puyehue, además de pozos de agua en el sector de Pangal. Se accede a través del camino internacional 215 que une a Osorno con Bariloche por medio del paso fronterizo Cardenal Antonio Samoré.

I.4. Propuesta de desarrollo

En este Proyecto de Memoria de Título para optar a Geólogo se estudiaron las características de las aguas geotermales del Parque Nacional Puyehue, con énfasis en su composición geoquímica de cationes y aniones. Además se realizó el reconocimiento de la geología local, tanto de las litologías como de las estructuras presentes e inferidas en el sector.

Mediante este estudio se pretende testear un modelo conceptual de sistema geotermal utilizando la información geológica y geoquímica obtenida en terreno, sentando así las bases para un posterior desarrollo de estudios más acabados de factibilidad para implementar plantas geotérmicas así como también mejorar el uso directo de esta en la zona.

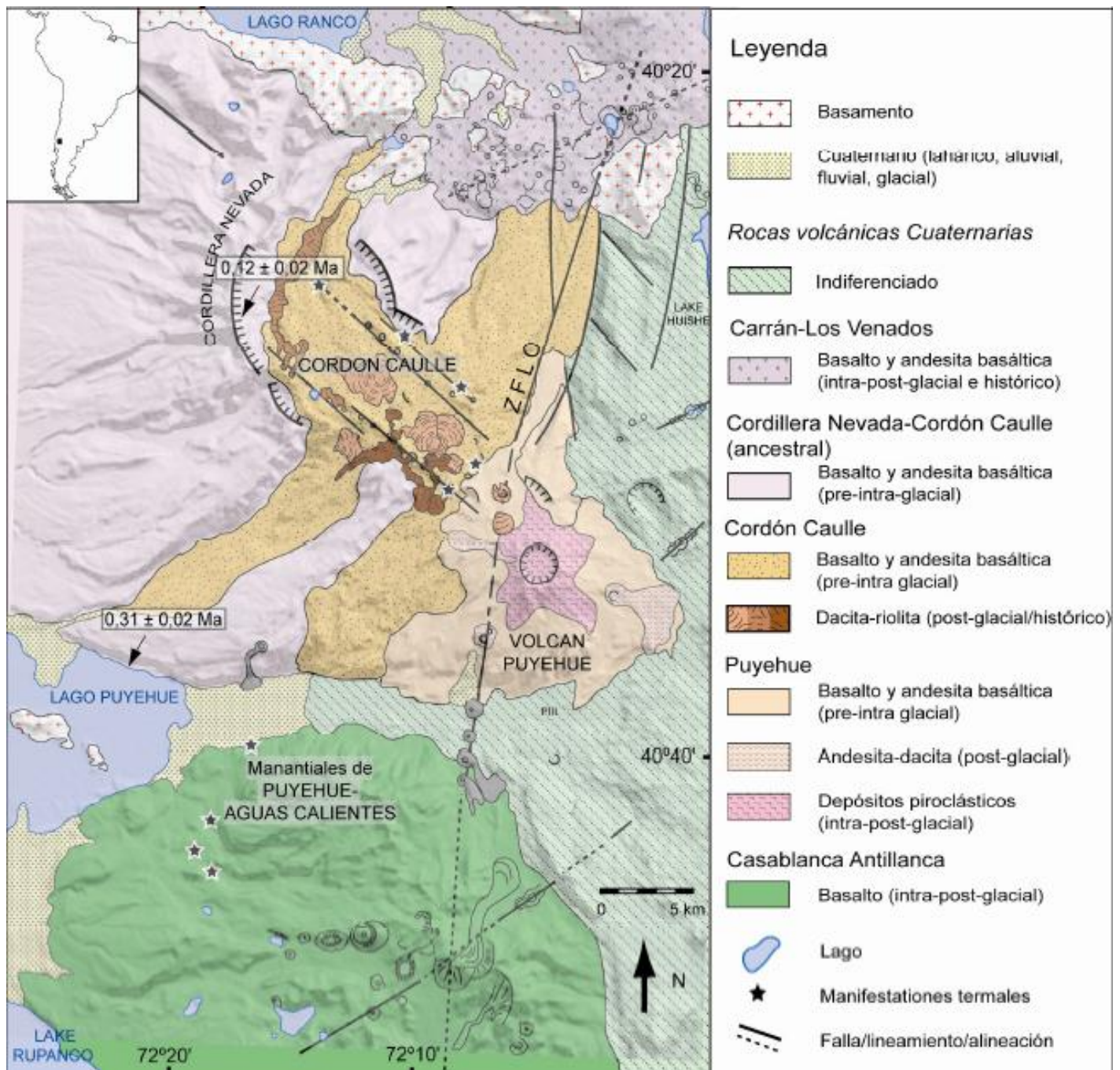


Figura I-1. Mapa Geológico del área de estudio (Sepúlveda 2005)

I.5. Objetivos

I.5.1. Objetivo general

El objetivo principal de este estudio es generar un modelo conceptual para el sistema geotermal del Parque Nacional Puyehue, sector Aguas Calientes-Termas de Puyehue, consistente con la geología local y las características geoquímicas de las fuentes termales.

I.5.2. Objetivos específicos

- Caracterizar la signatura geoquímica las aguas de las distintas fuentes termales, infiriendo así los procesos que las originan.
- Reconocer litologías y estructuras en la zona con el fin de caracterizar su rol en la generación de la permeabilidad secundaria y emplazamiento del reservorio.

I.6. Hipótesis de trabajo

El sistema geotermal Termas de Puyehue-Aguas Calientes corresponde a un sistema controlado por volcanismo, representado por el complejo volcánico Casablanca-Antillanca, el cual tuvo su última actividad durante el Pleistoceno.

I.7. Metodologías

I.7.1. Litologías y Estructuras

Se realizó una campaña de terreno desde 25 de Enero hasta el 25 de Febrero del 2011 en el Parque Nacional Puyehue, en el cual se confeccionó un mapa 1:25.000 del área de estudio. Para ello se recolectaron muestras de roca y sedimentos además de un estudio de imágenes aéreas previas al terreno. Las muestras fueron observadas y descritas en terreno, y posteriormente analizadas petrográficamente en el laboratorio.

I.7.2. Caracterización geoquímica

Se realizó un muestreo de aguas durante la última semana de la campaña, además de 2 campañas posteriores en los meses de Mayo (16-19 Mayo) y Junio (16-19 Junio). Estas muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Geoquímica del

Departamento de Geología de la Universidad de Chile donde se realizó un análisis completo de elementos mayoritarios y trazas, incluyendo el análisis de cationes mediante espectrometría de absorción óptica por plasma inductivamente acoplado (ICP-AES), análisis de aniones mediante cromatografía iónica (IC) y titulación para determinar la alcalinidad

I.7.3. Estimación del potencial geotérmico

Mediante el uso de los datos geoquímicos de las aguas, se realizaron cálculos geotermométricos cuyos resultados son la base de la estimación del potencial geotérmico de la zona de Aguas Calientes-Termas de Puyehue presentada en este estudio.

II. Marco Geológico

II.1. 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. López-Escobar *et al.* 1995; Stern, 2004). La Zona Volcánica Sur (ZVS), presenta una estrecha relación con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), rasgo estructural de primer orden en la región.

La ZFLO es la estructura tectónica más importante de la ZVS (e.g. López-Escobar *et al.* 1995; Cembrano *et al.*, 1996; Stern 2004). Esta 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 falla tiene una dirección 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. La zona expone tanto fallas de carácter frágil como dúctil (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 (e.g. Cembrano *et al.*, 2002). Esta zona de falla aparenta haber sido formada en foco de la actividad magmática desde el Mesozoico, controlando el emplazamiento de plutones sintectónicos neógenos y la ubicación de gran parte de los volcanes cuaternarios y centros eruptivos menores (e.g. López - Escobar *et al.* 1995).

Como control de segundo orden se tienen asociadas estructuras con orientación NW y NE, evidenciadas por escarpes, fiordos, drenajes rectilíneos, alineaciones de centros volcánicos y elongación de aparatos volcánicos poligenéticos. Entre los 37° y los 42°S, los dominios NE están tipificados por la alineación de conos de escoria (ej: Carrán – Los Venados en 40,3°S; Mencheca en 40,5°S; Casablanca-Antillanca en 40,8°S), por la elongación de volcanes (ej. Volcán Callaqui en 38°S; Rainer, 2004) y por la alineación de centros poligenéticos (ej., complejos Osorno-Fisura Los Cenizos-Puntiagudo; 41°S).

Cembrano y Moreno (1994) y López-Escobar *et al.* (1995) generalizaron a partir del estado de estrés de transpresión dextral esperado por el régimen de convergencia de placas, que las anisotropías NW de intra-arco constituían dominios compresivos locales, y que debido a esta compresión local de los dominios NW, el tiempo de residencia de los magmas en la corteza sería más largo favoreciendo su diferenciación, resultando en

composiciones anormalmente félsicas tal como es el caso de Cordón Caulle o Nevados de Chillán.

II.2. Marco geológico local

Durante el mes de Febrero de 2011 se realizó una campaña de mapeo geológico en el área de estudio, donde se identificaron distintos intrusivos, flujos de lava y cubierta cuaternaria.

Las rocas del área de estudio se pueden clasificar de acuerdo a su origen en 4 grupos principales (Figura II-1). La unidad litológica de mayor extensión son lavas basálticas del complejo volcánico Casablanca-Antillanca en el sudeste del área investigada, del Cordón Fiucha en la parte central y del subgrupo Anticura en el noreste. Las secuencias de lavas frecuentemente presentan depósitos piroclásticos, los que pueden ser observados en algunos afloramientos con forma de brechas piroclásticas y tobas de lapilli o tefra. La presencia de tefras de lapilli es común en las laderas de conos piroclásticos jóvenes, mientras que las rocas intrusivas que forman el basamento afloran sólo en sitios puntuales en el mapa. Estas son granodioritas/tonalitas y granitos de dos edades distintas (Cretácico y Mioceno). A lo largo de valles fluviales y en las partes bajas del área, los sedimentos Holocenos cubren a las rocas ígneas, y como resultado de la glaciación y transporte fluvial, gruesas capas sedimentarias se han acumulado.

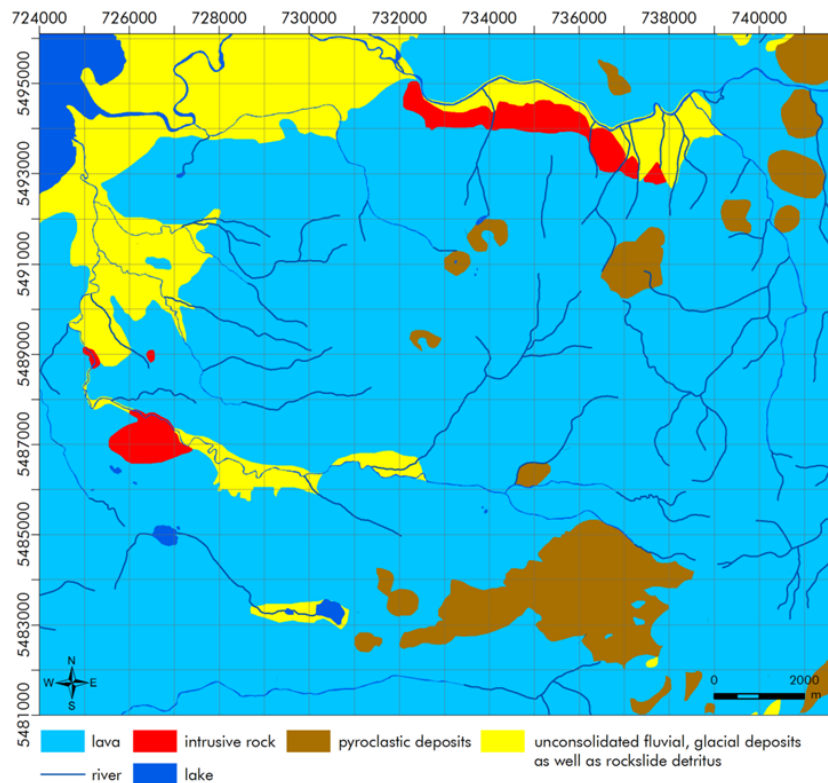
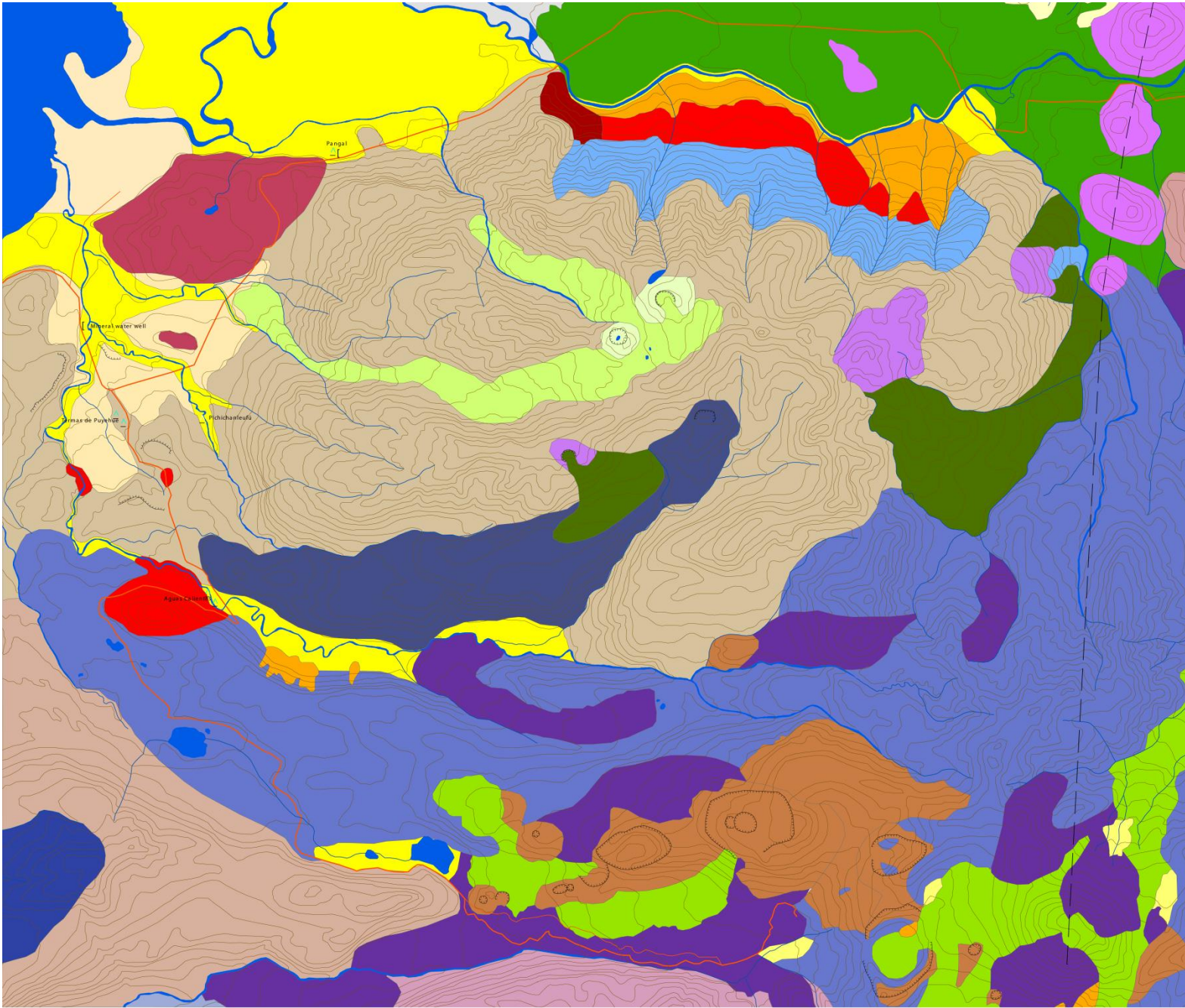


Figura II-1. Extensión de los 4 grupos de litologías: Intrusivos (Rojo), Lavas (Celeste), Depósitos Piroclásticos (Café), Depósitos cuaternarios (Amarillo)



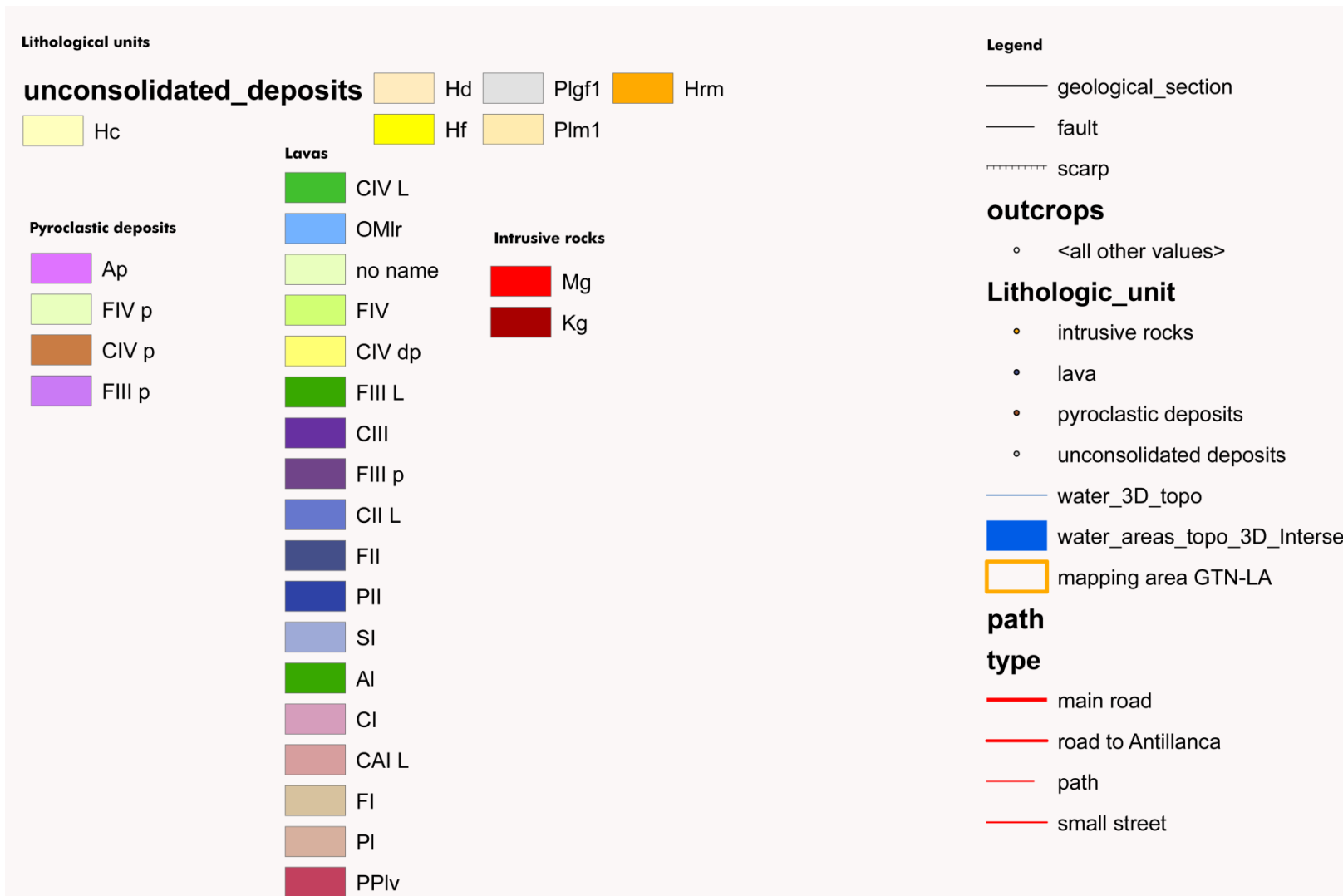


Figura II-2. Mapa Geológico del área de estudio (Lara, en preparación)

II.2.1. Rocas Intrusivas

La unidad más antigua del área corresponde a rocas intrusivas, las que pueden pertenecer al batolito Norpatagónico, formando el basamento en los Andes central y sur. De acuerdo a dataciones geocronológicas (Lara, en preparación) existen dos intrusivos de distintas edades: granitos de edad Cretácico y granitoides de edad Mioceno. Los dos grupos principales serán caracterizados a partir de su locación en el área, mineralización, textura/estructura y composición geoquímica a continuación.



Figura II-3. Afloramientos de Intrusivos en la zona de estudio.

Además de dichas unidades, se distinguen afloramientos de rocas plutónicas del Paleozoico, las cuales se encuentran en una franja a lo largo de la costa sur de las localidades del Lago Ranco-Iculpe. Las rocas consisten en granodiorita de hornblenda-biotita de grano grueso, tonalita y diorita. La edad K-Ar asignada por Munizaga, (1988) es de 309 millones de años. Moreno (1977) reúne estas rocas plutónicas en el batolito de Panguipulli.

II.2.1.1. Granito Anticura (Cretácico)

Esta unidad intrusiva aflora hacia el oeste, con un afloramiento cercano al puente Gogol. De acuerdo a Lara (en preparación) estos intrusivos cretáceos están expuestos únicamente en este sitio del parque (Figura II-2). Se cree que muchos más afloramientos se encuentran hacia el Este, más allá del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui.

Estos intrusivos corresponden a granitos de biotita, los que están fuertemente fracturados y presentan vetillas de clorita y epidota de 1 a 2 mm. La composición mineralógica para la clasificación Streickeisen del intrusivo se comprende de:

- 20 a 35% de plagioclasa (0.5 mm)
- 20 a 35% de cuarzo (0.5 mm)

- 35 a 55% de feldespato potásico (hasta 2.5 mm)

Estos minerales se encuentran ligeramente alterados a arcillas. Cerca del 10% del total de la roca esta constituido por biotitas de 0.5 mm, las cuales se pueden encontrar ligeramente cloritizadas o alterados a epidota. Las plagioclasas están fuertemente seritizadas y también albitizadas. Su textura es consertal (Qtz y K-Feld) o fanerítica, parcialmente perfitica.

Esta unidad también se encuentra altamente fracturada. Mediciones estructurales en terreno y ploteadas en la Figura II-4 indican que estas fisuras tienen un rumbo N-S, lo que corresponde a la dirección supra-regional de rumbo en los Andes.

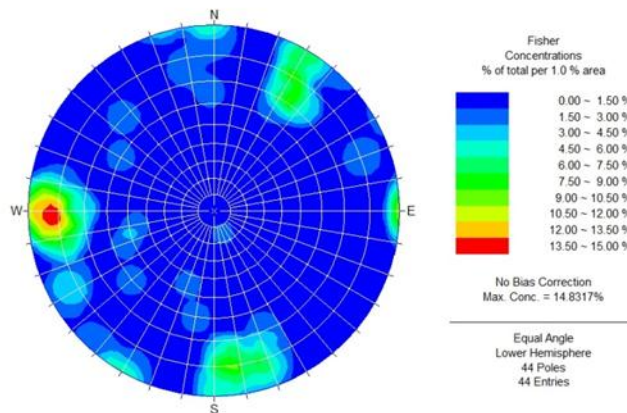


Figura II-4. Ploteo de manto y dirección de manto del Granito Anticura

II.2.1.2. Granodiorita/Tonalita Puyehue (Mioceno)

Los afloramientos de este intrusivo se sitúan en lugares altos, aún formando la morfología del área. Un pequeño afloramiento se encuentra a lo largo del camino del Hotel Termas de Puyehue entre lavas basálticas (Figura II-2). Más aun, el basamento se encuentra expuesto en las laderas del río Chanleufu. Como el valle fluvial es muy profundo, sólo algunas partes son accesibles. Por lo que no se puede saber si existen más afloramientos en el valle que puedan estar conectados. El gran afloramiento ubicado en el sector de Aguas Calientes se encuentra interrumpido por depósitos sedimentarios fluviales, por lo que es muy probable que el basamento sea más somero en los lugares donde existen manifestaciones termales de Aguas Calientes.

Generalmente, estas granodioritas/tonalitas muestran planos de fracturas repetitivos. En algunos afloramientos la roca parece estar fracturada en planos cuasi-horizontales y verticales, siendo las fracturas cuasi-verticales las más predominantes con un manto de 75-85°. Probablemente estos planos de fracturas son resultado de la pérdida del stress en la superficie del batolito. La dirección del manto predominante es hacia el Este. La principal dirección de rumbo es aproximadamente N-S, correspondiente a la dirección supra-regional de los Andes.

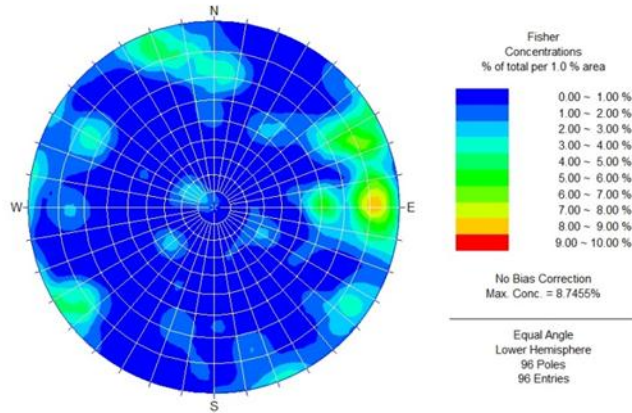


Figura II-5. Ploteo de manto y dirección de manto de la Granodiorita/Tonalita Puyehue

Los minerales que constituyen esta unidad intrusiva corresponden a 38 – 55% de plagioclasa con tamaños de grano de 1 a 2.5 mm, los cuales están parcialmente alterados a minerales de arcilla. Un 30 a 40% de la roca está compuesta de pequeños minerales de cuarzo (<0.5 a 1 mm de tamaño). Finalmente, se observa entre un 5 a 15% de feldespato potásico de mismo tamaño que el cuarzo, alterados a minerales de arcilla. Característico para este intrusivo es la aparición de anfíbola (5 a 7%) muy fina (<0.5 a 1 mm) y biotita (2-7%). Las anfíbolas se encuentran habitualmente alteradas a biotita, mientras que las biotitas presentan una leve alteración a clorita. La presencia de epidota denota otra alteración. La textura del cuarzo y feldespato potásico es consertal, mientras que la de plagioclasa y minerales máficos corresponde a una textura fanerítica.

II.2.2. Lavas

Las lavas observadas en la zona de estudio provienen principalmente del Volcán Casablanca al SE del área de estudio, pero también provienen de cráteres parásitos y conos piroclásticos del cordón Fiucha en el centro de ésta y también desde Anticura al NE de la zona (Figura II-2). Todos estos centros volcánicos conforman el complejo volcánico Casablanca-Antillanca (Lara, en preparación). La edad estimada para estas unidades corresponde desde el Plioceno tardío/Pleistoceno temprano al Holoceno. A diferencia del complejo Puyehue-Cordón Caulle que se ubica adyacentemente al norte no se registran flujos históricos en el área. Consecuentemente estas lavas se encuentran cubiertas completamente por suelo y vegetación.

Las lavas que afloran a los lados de los pequeños cráteres volcánicos son los afloramientos a mayor altitud, a altitud de 1450 m s.n.m. En las zonas bajas gruesas capas de lava comúnmente conforman la morfología superficial. Las diferencias de alturas encontradas para un afloramiento puntual indican que el grosor de las capas de lava es mucho mayor a los encontrados en terreno (e.g. un flujo de más de 120 m de grosor se puede observar al SE del hotel Termas de Puyehue). Grandes afloramientos como éste son generalmente inaccesibles debido a los pronunciados escarpes, resultado de la erosión glacial que forman valles en U. Trazas de erosión glacial se pueden observar de

vez en cuando como pequeños agujeros, superficies redondeadas y estrías que dan indicios de una dirección valle abajo. Planos de fracturas notorios pueden ser medidos para los afloramientos más grandes. Las áreas termales de los centros termales (Spas) de Puyehue y Aguas calientes son relacionadas al grupo volcánico Casablanca-Antillanca, sin embargo la conexión genética es incierta.

Las manifestaciones termales del sistema Puyehue - Aguas calientes emergen esencialmente de las rocas del grupo volcánico Casablanca-Antillanca, y corresponden a manantiales calientes localizados en los valles o en depósitos fracturados laháricos correspondientes al grupo Casablanca-Antillanca. Además existe un pozo privado y otro usado para agua mineral, esta última proveniente de acuíferos de rocas volcánicas alteradas a profundidad de 143 m.

II.2.2.1. Basalto El Manzano (PPlv) (Plioceno-Pleistoceno)

Este basalto de olivino – piroxeno ha sido observado solamente al NW del área de investigación, formando un cerro de grandes dimensiones pero plano al norte del río El Manzano y uno pequeño al sur de este (Figura II-2). Un gran afloramiento en el costado occidental del cerro mayor muestra lavas muy fuertemente fracturadas. Probablemente ésta corresponda a una auto-brecha (Figura II-6) en el frente del flujo de lava. Su origen no está muy claro, así como su diseminación. Esta unidad ha sido erosionada glacialmente formando el valle del río Golgol. Es posible que esta unidad se encuentre bajo los sedimentos cuaternarios en los alrededores de la embotelladora e incluso alcance el área del hotel Termas de Puyehue, poco probable debido a la erosión glacial en el valle del río Chanleufu.



Figura II-6. Frente del basalto El Manzano (Autobrecha)

Esta unidad basáltica está conformada por un 10 a 14% de fenocristales los cuales son poco visibles en una matriz muy oscura, 70% de la matriz esta compuesta de vidrio volcánico, 10-15% microlitos de plagioclasa y 5% microlitos de piroxenos. La composición de los fenocristales consiste de 5 a 10% de óxidos de Fe-Ti (0.5 a 1 mm), 3 a 5% de plagioclasas (0.5 a 1 mm), 0.5% de olivinos y clinopiroxenos (<0.5 mm). Esmectita es el mineral secundario encontrado.

a)



b)



c)



d)



e)



f)



Figura II-7. Distintas formas del Basalto Puyehue (FI)

II.2.2.2. Basalto Puyehue (FI) (Pleistoceno temprano)

Este basalto se extiende ampliamente como un formador de relieve en la parte central del área. Cubre la región del Cordón Fiucha, desde donde estos basaltos proceden (Figura II-2). Basado en las distintas exposiciones, esta entidad se describe como varios flujos (Capítulos IV.2 y IV.3 más adelante). Originalmente este flujo tenía un espesor de muchos metros, pero debió ser erodado masivamente por la acción glaciar. Concordantemente a esto, el basalto Puyehue muestra distintas formas. La superficie de los afloramientos se encuentra muy redondeadas debido a congelamiento y presenta estrías horizontales y pequeños orificios (Figura II-7 a y b). A lo largo del camino entre Aguas Calientes y el hotel Termas de Puyehue se observan variados afloramientos de lavas fuertemente fracturadas (Figura II-7 c y d). Entre los ríos Chanleufu y Pichichanleufu se han encontrado diversos afloramientos pequeños y aplanados de la misma lava que presentan trazas glaciales. Hacia abajo del río Chanleufu esta lava forma una pronunciada morfología (Figura II-7 e y f). De acuerdo a la mineralización y observaciones de terreno toda esta lava corresponde a un basalto de olivino y piroxeno, el cual está parcialmente meteorizado. El mineral visible predominante es plagioclasa (10 – 20%), la cual ocurre en zonación con un tamaño de 1 mm. Se encuentran dos minerales máficos predominantes, olivinos fracturados (0.5 – 5%) y clino y ortopiroxeno (hasta un 7%). Éstos son de tamaño pequeños (<0.5 - 1 mm) y frecuentemente se encuentran alterados a esmectita, con una textura intersertal o porfírica. También se encuentran óxidos de Fe-Ti (5 - 10%). La matriz

máfica se constituye por microlitos de plagioclasa y piroxenos y más del 50% de la roca corresponde a vidrio volcánico.

II.2.2.3. Basalto de Aguas Calientes (FII) (Pleistoceno temprano-Pleistoceno medio)

En el costado derecho del camino principal al Hotel Termas de Puyehue, se observa el frente de un flujo de lava. El basalto se encuentra fuertemente fracturado (autobrecha) como la que se observa en la Figura II-8. Este flujo se puede encontrar hasta un cráter central en el área del Cordón Fiucha. Éste se clasifica como un basalto de olivino-piroxeno compuesto de 50% vidrio volcánico, 18% matriz máfica y 32 % fenocristales en una textura vitrofírica. Así como la matriz, los minerales de olivino y piroxeno se encuentran alterados a esmectita. Olivino comprenden un 5% de la roca total, mientras que clinopiroxeno son un 3% y el ortopiroxeno <1%. Los minerales máficos son pequeños (0.5 mm máx.) mientras que las plagioclasas (25% de ellas) tienen un tamaño de 1.5 mm.



Figura II-8. Autobrecha basalto Aguas Calientes (FII)

II.2.2.4. Basalto El Espejo (CII L) (Pleistoceno temprano-Pleistoceno medio)

Contemporáneamente al flujo de Aguas Calientes existió un gran flujo proveniente del Casablanca, cubriendo gran parte del área de estudio. Este basalto de olivino puede ser observado a lo largo del camino principal hacia el Centro de Ski Antillanca hasta la Laguna El Toro (Figura II-2).

Corresponde a una roca gris clara sin presencia de vesículas. Se aprecian cristales de color caramelo con tamaños <1 mm (iddingsitas).

El análisis de los cortes transparentes indica que existe un 67 a 88% de matriz con vidrio volcánico no homogéneo (15 a 70%), microlitos de plagioclasa (40% máx.) y piroxenos (20%). Cerca de un 25% de la roca corresponde a plagioclasas con una fabrica intersertal a porfírica alcanzando tamaños de 1 a 2 mm y zonadas frecuentemente. Junto a esta, óxidos de Fe-Ti componen un 5% y cristales de olivino (<1mm) proveen de un 0.5 a un 3%. Clino y ortopiroxenos subordinados se han observado (<2%) con un tamaño de 1 mm.

II.2.2.5. Basalto Antillanca (CIII) (Pleistoceno -Holoceno)

Abundantes flujos del Pleistoceno al Holoceno aparecen como basaltos grises dominados por cristales de plagioclasa idiomórficos y zonados. Presentan una tonalidad oscura, mayor que los Basaltos del Espejo y menor que los Basaltos Puyehue y El Manzano. Su aparición está asociada a afloramientos con forma de caverna. Esta roca se encuentra parcialmente fracturada como una autobrecha. Se caracteriza por plagioclasas zonadas y olivinos visibles. La matriz máfica comprende un 75% del total de la roca, mientras que de un 15 a 22% de los fenocristales son plagioclasas de 1 a 2 mm. Clino y ortopiroxeno, así como óxidos de Fe-Ti se encuentran subordinadamente (1 a 2%). El contenido de olivino (0.5 a 1 mm) difiere de la fábrica cristalina (<3%) el cual, sin embargo, puede deberse a una percepción debido a su ocurrencia zonada.

Otro flujo de lava, presumiblemente del mismo origen, puede ser mapeado en el camino a la Laguna Bertín en el profundamente incidido lecho del río. Este flujo presenta una mineralización similar, diferenciándose por la presencia de un 8% de olivino. También difiere de los otros flujos de Antillanca por sus resultados químicos: mayor contenido de Ni, Rb, Cr y P₂O₅ que indican una separación un poco más temprana en el proceso de cristalización.

II.2.2.6. Basalto Anticura (AI) (Holoceno)

La unidad más joven observada en terreno corresponde al basalto de olivino de Anticura. Hacia la desembocadura del río Anticura, los basaltos rodean al río Golgol en dirección norte (y hacia el sur también). Esta unidad se caracteriza por basaltos columnares o lavas cordadas (Figura II-9)

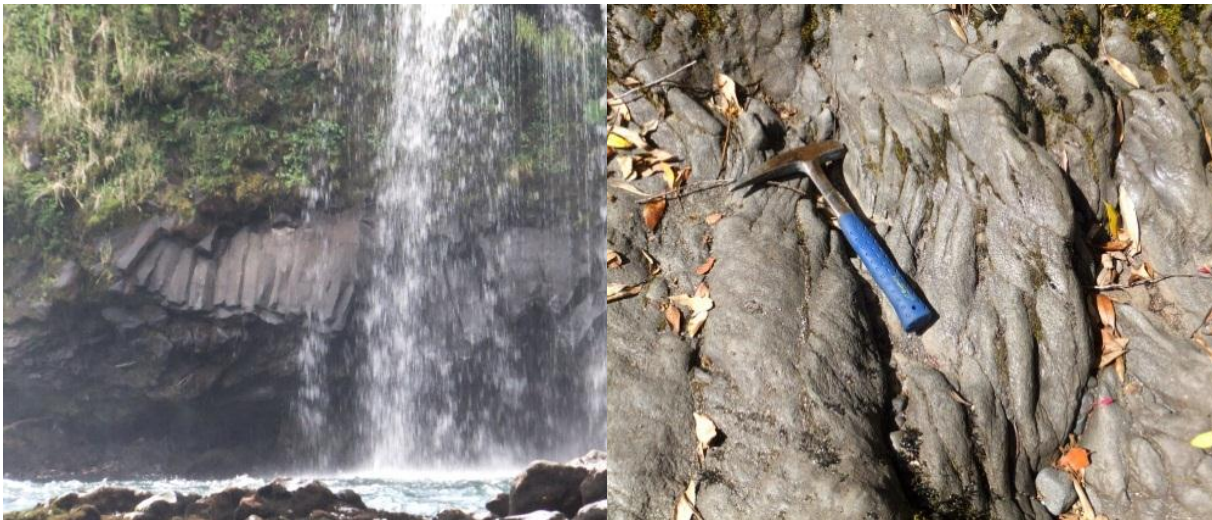


Figura II-9. Diferentes apariencias del basalto Anticura (AI) (Columnar - izq., Cordada - der)

La escasa cantidad de fenocristales es prácticamente imperceptible en muestra de mano, y la matriz máfica que abarca el 85% del total de la roca, consistente de un 15-25% de microlitos de plagioclasa junto a microlitos de piroxenos y vidrio volcánico que abarca un 47%. Plagioclasas tabulares con un tamaño de 1.5 mm determinan la imagen microscópica, mientras que olivinos, óxidos de Fe-Ti y piroxenos subordinados ocurren en tamaños levemente menores.

II.2.3. Depósitos piroclásticos

Depósitos piroclásticos se presentan de distintas formas en el área de estudio. Se dividen principalmente en dos grupos: depósitos piroclásticos insertos en flujos de lava y depósitos jóvenes que forman la capa superior.

II.2.3.1. Lahar El Manzano (FIV p)

Cerca del río El Manzano se puede encontrar un afloramiento a gran altura de un depósito laháricos, el cual da origen a una cascada de una altura de 25 a 30 m (Figura II-10). Debido a la inaccesibilidad al depósito, no se puede determinar si este lahar se encuentra inmerso en algún flujo. En estudio de imágenes aéreas un flujo volcánico se observa desde un cráter en el área del Cordón Fiucha hasta casi el camino a Anticura.



Figura II-10. Lahar el Manzano

II.2.3.2. Tefra Lapilli Antillanca (CIV p)

Los depósitos de origen volcánico más jóvenes son visibles en imágenes aéreas debido a que no se encuentran cubiertas por vegetación. Éstos se encuentran conectados a conos monogenéticos piroclásticos del Pleistoceno superior-Holoceno. Una gruesa capa de lapilli de 4 m se observa alrededor y en los cráteres de los volcanes Haique y Raiquen (Figura II-11). Los tamaños varían desde 0.5-1 cm a algunos centímetros. Un cambio notorio se observa en el camino a la laguna Bertín, aproximadamente a una elevación de 750 -800 m. Esto significa que la diseminación de lapilli probablemente alcance lugares más lejanos que los visibles en imágenes aéreas y el mapa geológico.



Figura II-11. Depósitos de tefra sobre lahares en el resort Antillanca (izq.) y el cráter Haique cubierto por tefra de lapilli (der).

II.2.3.3. Brecha Toro

Contiguo a la laguna Toro se encuentra un extenso afloramiento de distintos depósitos piroclásticos y de lava, los cuales forman probablemente una secuencia de tipo piroclástica – volcánica. En el mapa no se encuentra mapeada ya que se encuentra rodeada y sobreyacida por lavas. Sin embargo, este afloramiento es importante para entender una sucesión de capas en el área de investigación. Donde se encuentran lavas en el mapa, frecuentemente significa que debajo de ésta existen depósitos de flujos piroclásticos y lahares. En este lugar se observan brechas piroclásticas en contacto con lavas basálticas. En la Figura II-12 se observan distintas características de esta brecha. Esta brecha consiste de material clástico consolidado de procedencia volcánica. Se observan bloques de lavas basálticas y contiguas a estos, bloques de intrusivos (Basamento Cenozoico-Mioceno).



Figura II-12. Depósitos piroclásticos con grandes bloques volcánicos angulosos dentro de ceniza gruesa (izquierda), Brecha Toro (derecha) y la sucesión a lo largo del afloramiento (abajo)

II.2.3.4. Ceniza volcánica Antillanca

Al costado del camino a Antillanca, en el lado sur, un pequeño arroyo ha sido erodado en cenizas volcánicas (Figura II-13) de distintos eventos. Se encuentran parcialmente consolidadas por lo que el agua ha creado un mini cañón de esta capa de cenizas de 1 m de espesor.



Figura II-13. Riachuelo en cenizas volcánicas

II.2.4. Depósitos no consolidados

II.2.4.1. Depósitos fluviales (Hf)

Los depósitos de carácter fluvial se encuentran a lo largo de los dos sistemas de ríos que se encuentran en el área. En el sector norte el profundamente erodado valle glacial del río Golgol es predominante en el paisaje. El lecho de este río se extiende desde Anticura aguas abajo, conformado por gravilla fluvial y arena. La diseminación de los sedimentos está limitada a una franja lineal a lo largo del río. Solamente en las zonas planas los sedimentos se dispersan arealmente y formando un delta de río amplio en el lago Puyehue. El río Chanleufu ocupa la zona sur y oeste del área. Cercano a sus fuentes dentro del Basalto Espejo (CII L) la pendiente es lo suficientemente empinada para la erosión. Entre la topografía que conforman las lavas del Cordón Fiucha y Antillanca, el río Chanleufu fluye en meandros relativamente planos acumulando sedimentos en alturas tan altas como 750 m.s.n.m. Un lugar importante de esta diseminación de sedimentos ocurre alrededor de los Baños de Aguas Calientes. Aquí la grava y arena supuestamente cubren al basamento que aflora hacia arriba y debajo de este lugar. Mientras el río avanza formando múltiples cascadas, el cambio entre erosión y sedimentación se encuentra asociado al cambio de pendiente. Al volverse más plano en su lecho, la acumulación de sedimentos comienza en la zona oriental del hotel. Cercano a la embotelladora, el lecho es erodado hacia depósito fluviales más antiguos. Más apariciones de sedimentos fluviales se observan a lo largo de ríos pequeños como el Pichichanleufu al este y El Manzano al norte del hotel. Característico para el río El Manzano son gravas redondeadas con un tamaño de varios centímetros.

II.2.4.2. Depósitos glaciares (Plm1)

Relictos de impronta glacial se observan en el área no solamente en los valles y trazas en rocas volcánicas, pero también en depósitos en las zonas planas. Por ejemplo, cercano al río El Manzano se encuentra un depósito de 5 m de espesor de morrena alterada y depósitos limo-glacial (Figura II-14). Más afloramientos de morrenas se encuentran alineados al río Chanleufu y al camino internacional hacia Argentina. Aquí el basalto se encuentra parcialmente cubierto por sedimentos de morrena. Además de la topografía actual que muestra colinas suaves en las zonas bajas que muestran la existencia de morrenas.



Figura II-14. Sedimentos limo-glacial en el río El Manzano

III. Geoquímica de las fuentes termales

III.1. Antecedentes teóricos

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

- Fluidos Conservativos (trazadores): corresponden a 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, proveyendo así una signatura química que permite trazar el origen de las aguas.
- Fluidos 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 fluidos trazadores se encuentran los gases nobles He y Ar, seguido por otros constituyentes comparativamente conservativos como Cl, B, Li, Rb, Cs y N₂. Por otra parte los fluidos geoindicadores incluyen aquellas especies que forman parte en las interacciones termodependientes 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, debido a que algunos elementos al ser sometidos al cambio en las condiciones de presión y temperatura pueden traspasar el límite entre trazadores y geoindicadores, como es el caso del cesio (Cs), que a una temperatura mayor que 250°C es inerte, mientras que a bajas temperaturas es incorporado en ceolitas (Giggenbach, 1991).

Las aguas geotermales contienen todos los iones mayores que se encuentran comúnmente en las aguas subterráneas, pero sus concentraciones son por lo general 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).

Debido 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 “dominado por

fluido” contienen en 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 sólo en teoría en reservorios estacionario de edad infinita. Sin embargo, la composición de los fluidos en estos sistemas de alteración “dominados por roca” 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.

III.1.1. Clasificación geoquímica de fluidos geotermales

Los fluidos geotermales 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, 2007).

Una buena síntesis fue propuesta por Arnórsson et al. (2007) quienes 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: generación de una fase líquida y otra gaseosa, por efectos de descompresión en el ascenso.

2. Separación de fases en un fluido salino, generando una salmuera hiper-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 CO_2 .
4. Mezcla de CO_2 proveniente de fuentes profundas con aguas termales.
5. Mezcla de fluidos termales con aguas superficiales de baja temperatura.

III.1.1.1. Fluidos primarios

La composición química de los fluidos geotermales 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 geotermales. 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. El contenido de cloruros depende de la disponibilidad de sales, las cuales pueden ser lixiviadas de las rocas del reservorio, o formarse de la 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 HSO_4 , 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 HSO_4^- 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 $\text{CO}_2/\text{HCO}_3^-$, mientras que para las aguas de tipo sulfato-ácidas es $\text{HSO}_4^-/\text{SO}_4^{2-}$ (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.

III.1.1.2. 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 caolinita.

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, et al., 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 agua-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, éstas 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.

III.2. Metodología

III.2.1. Trabajo de campo

El trabajo de campo incluyó tres campañas de terreno en los meses de febrero, mayo y junio del año 2011. La primera fue una campaña de reconocimiento, donde además se recolectaron ocho muestras de agua para analizar aniones y cationes, de las cuales cinco corresponden a fuentes termales y las restantes tienen origen meteórico. Durante la segunda campaña de terreno se recolectaron ocho muestras de aguas termales para su análisis químico, en las ocho fuentes termales del área Aguas Calientes-Termas de Puyehue consideradas en este estudio. Para la tercera campaña de terreno se volvió a recolectar las mismas muestras de agua con el fin de ver la acción de la erupción del volcán Puyehue en las aguas termales del área de estudio.

III.2.2. Muestreo in-situ

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 para análisis 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 componentes de cationes y de algunos metales en traza.

Los parámetros físico-químicos medidos en terreno son:

- Temperatura, utilizando un termómetro digital con una resolución de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$
- 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 fenolftaleína –alcalinidad de fenolftaleína- y bromofenol azul –alcalinidad total-, utilizando el test kit de alcalinidad (HI-3811).

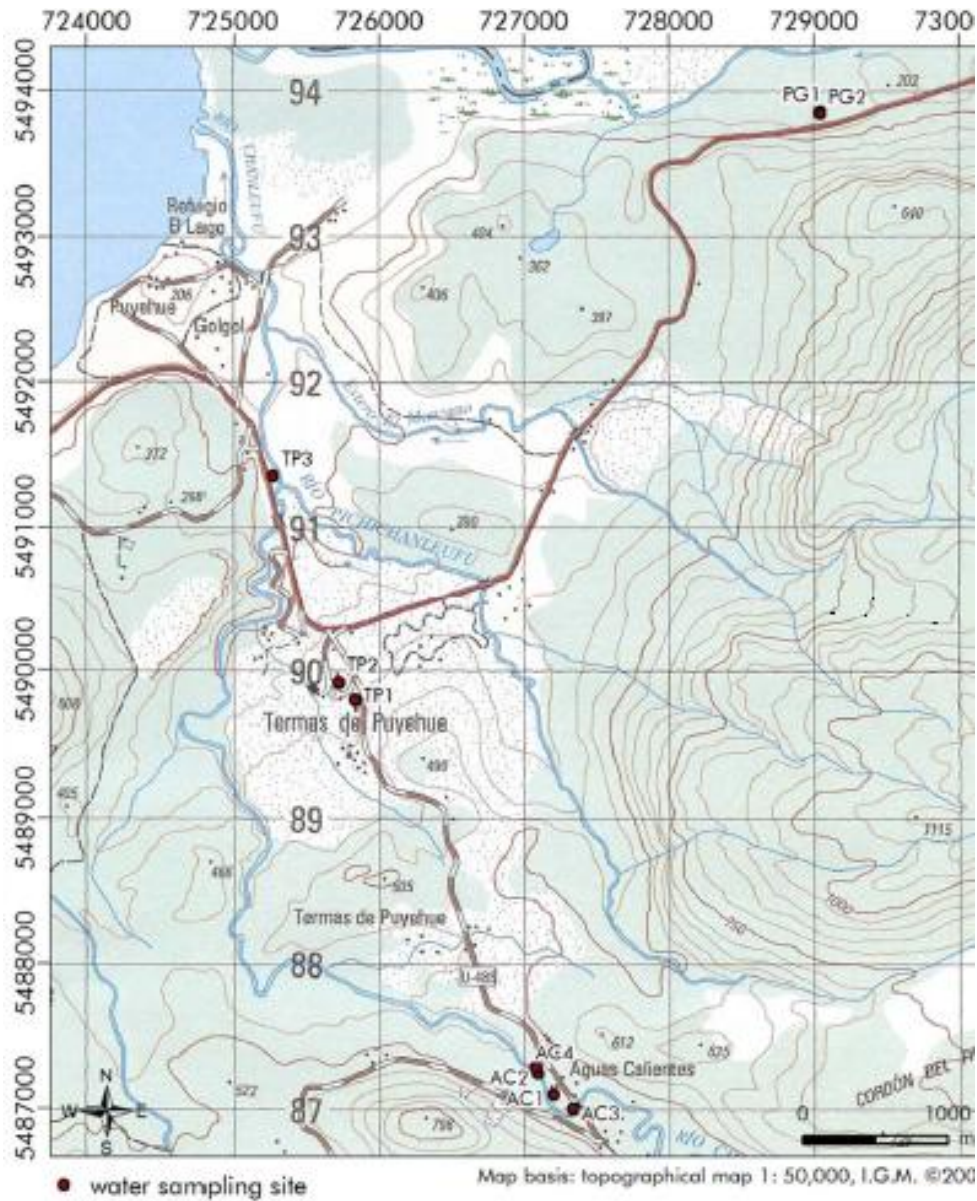


Figura III-1. Mapa con puntos de muestreos de aguas.

III.2.3. 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 III-1. Estos consistieron en Cromatografía

iónica (IC), (equipo, modelo IC 861 Advanced Compact –Metrohm), espectrometría de emisión atómica con fuente de plasma acoplado (ICP-AES) (equipo modelo Optima 7300V -Perkin Elmer) y titulación volumétrica para medir el HCO_3^- y el CO_3^{2-} . Estas mediciones se realizaron siguiendo el procedimiento propuesto por Giggenschach 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 (F).

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

Tabla III-1. Elementos y su metodología de medición.

III.3. Resultados químicos

Para hacer el análisis del sistema geotermal ubicado entre el volcán Puyehue y el complejo volcánico Casablanca-Antillanca, se consideraron las manifestaciones termales ubicadas en el valle formado entre ambos volcanes en la zona de Aguas Calientes-Termas de Puyehue y en la zona de Anticura (Pangal). No se consideraron otras termas ubicadas en trabajos previos (Dorsch, 2003) debido a que no fue posible ubicarlas (Río Pichichanleufu). Las coordenadas de las fuentes termales están en la proyección UTM 18 S, elipsoide WGS 84.

Para ver la fiabilidad de los resultados del análisis químico de las muestras se recurre al Balance Iónico (B.I) de los componentes disueltos en las aguas. Aunque este procedimiento no es válido para aguas “no potables” (Murray & Wade, 1996), es utilizado en aguas termales para verificar los análisis. Este balance se define como la diferencia de

los elementos de carga positiva con los de carga negativa, en porcentaje, expresado de la siguiente manera:

III.1

$$B.I = 100 * \frac{\sum cationes - \sum aniones}{\sum cationes + \sum aniones}$$

Como el agua es un medio neutro sin carga eléctrica, los cationes deben compensar a los aniones en la solución. Los criterios de aceptación de datos geoquímicos de aguas se encuentran resumidos en la Tabla III-2.

CRITERIO DE ACEPTACION	
Suma de Aniones [meq/l]	Diferencia Aceptable
0-3.0	±0.2 meq/l
3.0-10.0	± 2%
10.0-800.0	± 2-5%

Tabla III-2. Criterio de aceptación del Balance Ionico (Murray & Wade, 1996)

Para efectos de este estudio los datos que se encuentren “no balanceados” serán incluidos de todas formas, si es que el balance no supera el 10%, sobrepasando ese límite la muestra será descartada para futuros análisis.

III.3.1. Aguas calientes

Las fuentes termales de Aguas Calientes se encuentran ubicadas dentro del complejo turístico del mismo nombre dentro del Parque Nacional Puyehue. Se recolectaron 4 muestras de aguas, de las cuales dos corresponden a aguas termales (AC1 y AC2) y dos a agua de río (AC3 y AC4) (Figura III-1). Para acceder a ellas se debe tomar el desvío de la ruta 215 hacia Antillanca donde al llegar al complejo turístico se podrá acceder a las zonas de muestreo AC1 (727208 E, 5487095 N; 475 m.s.n.m) a 16.5 km al noroeste del complejo volcánico Casablanca-Antillanca y 22.9 km al suroeste del volcán Puyehue, esta muestra corresponde a un manantial caliente que emana entre las fracturas y contactos de las rocas basálticas que dominan la zona. La muestra AC2 (727097 E, 5487239 N; 470 m.s.n.m) se encuentra a 180 metros hacia el noroeste del AC1 también dentro del complejo, ubicada a un costado del río Chanleufu, en la ribera izquierda, donde existe una gran cantidad de pozos calientes mezclados con agua del río. Las muestras AC3 (727339 E, 5486998 N; 478 m.s.n.m) y AC4 (727086 E, 5487281 N; 465 m.s.n.m) corresponden a muestras de agua del río Chanleufu al norte y al sur del complejo turístico de forma de estudiar el efecto de las manifestaciones en el río mismo.

III.3.1.1. Febrero

En las Tabla III-3 y Tabla III-4 se presentan datos geoquímicos de las fuentes termales y del río Chanleufu en la zona de Puyehue-Aguas Calientes en la localidad de Aguas Calientes.

Muestra	F [mg/L]	Cl [mg/L]	Br [mg/L]	NO ₃ [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]
AC1	0.38	185.02	1.22	1.72	112.79	53.08
AC2	0.16	144.86	1.27	1.17	85.93	58.58
AC3	0.82	3.96	n.m	1.03	5.13	24.41
AC4	0.75	7.38	n.m	0.83	7.41	26.24

Tabla III-3. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Febrero.

Muestra	Ca [mg/L]	Fe [mg/L]	K [mg/L]	Li [mg/L]	Mg [mg/L]	Mn [mg/L]	Na [mg/L]	Sr [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
AC1	19.31	0.01	8.04	0.53	1.46	0.00	135.70	0.29	1.17	85.72
AC2	21.80	0.09	8.78	0.44	1.55	0.04	172.00	0.22	0.90	69.83
AC3	6.66	0.03	0.94	0.09	1.51	0.00	4.85	0.03	0.04	17.78
AC4	7.10	0.02	0.99	0.11	1.50	0.00	10.26	0.04	0.06	19.82

Tabla III-4. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Febrero.

De los resultados de los análisis se puede observar que las aguas en esta área tienen una componente mayormente sódica-clorurada, corroborado por el diagrama Piper (Figura III-2) de las aguas termales, por otro lado las agua del río Chanleufu presentan un cambio en su composición de aguas cálcicas a una componente más sódica.

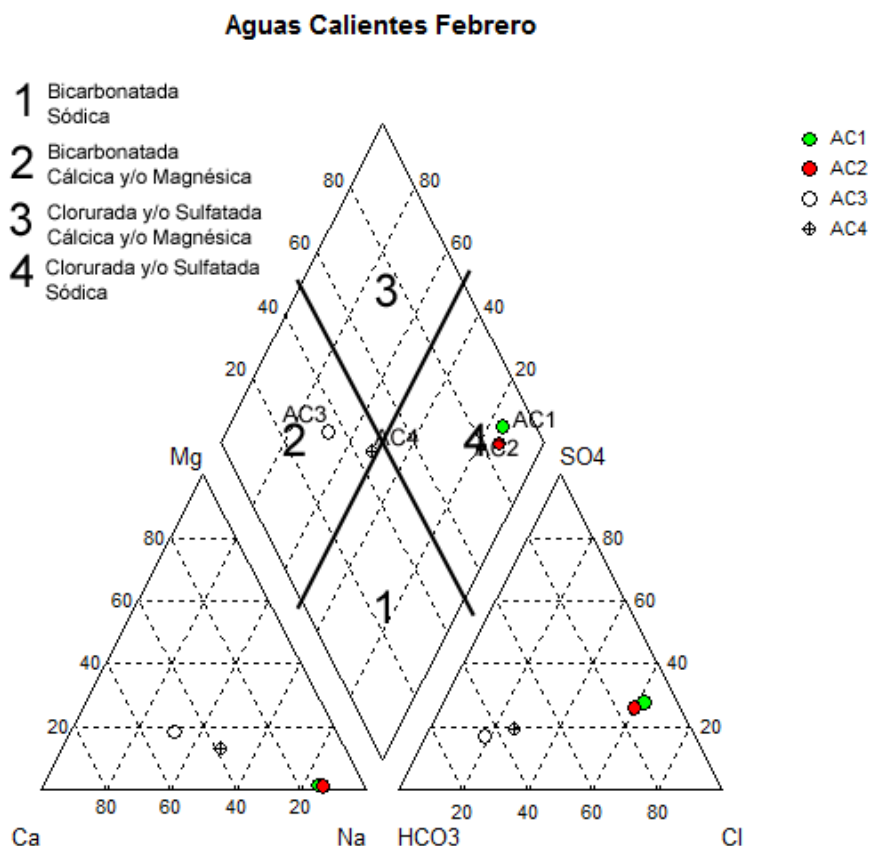


Figura III-2. Diagrama Piper para las muestras de Aguas Calientes tomadas en Febrero.

Como se puede ver en la Tabla III-5, el balance iónico de las muestras tomadas en esta oportunidad indica que las muestras AC1 y AC4 se encuentran fuera del rango de aceptación propuesto por Murray & Wade (1996), pero dentro del rango aceptable de éste trabajo (<10%). Por otro lado, la muestra AC2 se descarta para futuros análisis debido a que se encuentra fuera del rango aceptable de datos.

Muestra	Aniones	Cationes	Balance
AC1	8.49	7.28	-7.72%
AC2	6.87	8.99	13.36%
AC3	0.67	0.71	2.25%
AC4	0.84	0.97	6.91%

Tabla III-5. Balance Iónico de las fuentes termales de Aguas Calientes tomado en Febrero.

III.3.1.2. Mayo

Los datos químicos de las muestras del área Aguas Calientes (fuentes termales y del río Chanleufu) tomadas durante el mes de mayo se encuentran resumidas en las Tabla III-6 y Tabla III-7. Las mediciones en terreno indican que estas aguas poseen un pH neutro (pH =7) en promedio o muy cercano a este, TDS del orden de 400 ppm para las aguas termales, la temperatura de las aguas es cercana a los 60°C (AC1).

Muestra	F [mg/L]	Cl [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]
AC1	1.21	186.44	110.97	59.13
AC2	0.92	150.97	90.67	54.91
AC3	0.02	3.54	4.14	17.72
AC4	0.07	19.97	14.61	25.02

Tabla III-6. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Mayo.

Muestra	Ba [mg/L]	Ca [mg/L]	Fe [mg/L]	K [mg/L]	Li [mg/L]	Mg [mg/L]	Mn [mg/L]	Na [mg/L]	Sr [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
AC1	0.003	20.06	0.04	10.86	0.35	1.85	0.00	153.60	0.26	1.04	81.25
AC2	0.007	19.35	0.32	7.07	0.31	1.50	0.01	123.30	0.23	0.86	69.89
AC3	0.004	5.07	0.13	0.90	0.01	1.12	0.01	3.51	0.02	0.03	14.56
AC4	0.004	7.79	0.02	1.46	0.05	1.32	0.00	21.41	0.05	0.14	24.15

Tabla III-7. Datos geoquímicos de cationes y compuesto sin carga de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Mayo.

De los datos, se desprende que las aguas termales son del tipo sódico-clorurado con una componente sulfatada no despreciable. Tal como se ve en el diagrama Piper (Figura III-3) las aguas del río Chanleufu presentan un claro cambio desde un tipo cálcico-carbonatado a uno sódico-clorurado, posiblemente debido a la intervención de las aguas termales en su composición.

El balance iónico de estas muestras (Tabla III-8) indica que las muestras termales de la zona muestran un balance aceptable según el criterio de aceptación de los datos (Murray & Wade, 1996). Mientras que las aguas del río Chanleufu no se encuentran balanceadas del todo, pero dentro del rango aceptable, lo que puede ser debido al input de las aguas termales lo que no le ha permitido equilibrarse en los puntos de muestreo elegidos.

Muestra	Aniones	Cationes	Balance
AC1	8.60	8.17	-2.57%
AC2	7.09	6.69	-2.90%
AC3	0.48	0.53	4.98%
AC4	1.28	1.47	7.02%

Tabla III-8. Balance Iónico Aguas Calientes Mayo.

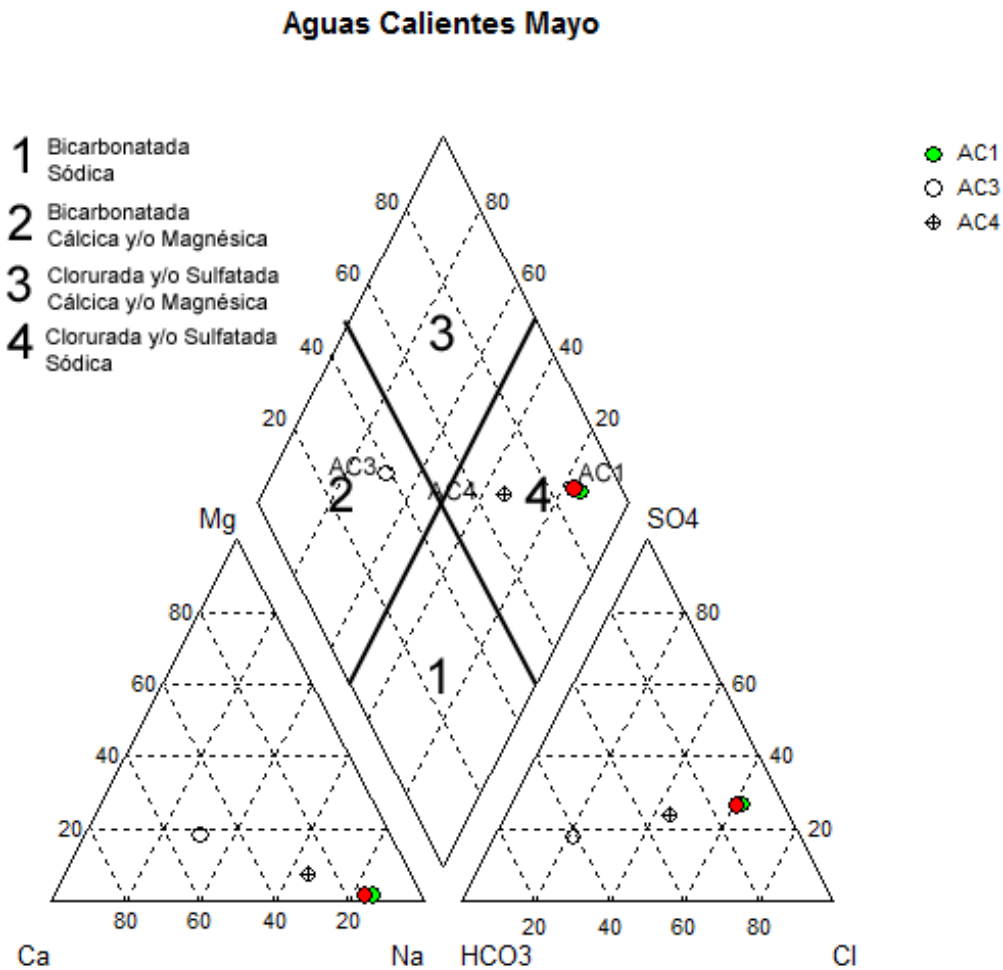


Figura III-3. Diagrama Piper Aguas Calientes con muestra tomadas en Mayo.

III.3.1.3. Junio

En las Tabla III-9 y Tabla III-10 se resume la química de las aguas termales y del río Chanleufu tomada en el mes de Junio (posterior a la erupción del volcán Puyehue). Los parámetros fisicoquímicos medidos en esta oportunidad indicaron que las temperaturas de la fuente termal medida (AC1) presentaba una temperatura cercana a los 62°C, un pH casi neutro (pH=7.14) y TDS de 397 ppm, en esta oportunidad el desborde del río impidió la medición de la muestra AC2, mientras que la muestra AC4 se midió en la zona de AC2, ya que no se pudo acceder al punto de medición que se realizó en las 2 campañas anteriores.

Muestra	F [mg/L]	Cl [mg/L]	Br [mg/L]	NO ₃ [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]
AC1	0.89	172.22	1.26	5.35	100.69	58.01
AC3	0.09	3.07	n.m	1.28	7.90	19.93
AC4*	0.08	3.82	n.m	1.57	3.79	17.54

Tabla III-9. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Junio.

Muestra	Ba [mg/L]	Ca [mg/L]	Fe [mg/L]	K [mg/L]	Li [mg/L]	Mg [mg/L]	Mn [mg/L]	Na [mg/L]	Sr [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
AC1	0.006	19.17	0.05	8.38	0.01	1.76	0.00	149.00	0.24	1.10	80.65
AC3	0.010	4.99	0.05	0.72	0.01	1.11	0.00	3.26	0.02	0.01	15.04
AC4*	0.016	5.34	0.12	1.39	0.01	1.11	0.01	4.35	0.02	0.00	15.01

Tabla III-10. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Aguas Calientes tomados en Junio.

De los datos geoquímicos se puede ver que las aguas termales (AC1) son del tipo sódico-clorurado. Esto también se interpreta del diagrama Piper (Figura III-4), en el cual también se ve que aún no existe influencia directa de las aguas termales en las aguas del río Chanleufu, ya que la química de ambas aguas es prácticamente la misma, estas aguas son del tipo cálcica-carbonatada.

El balance iónico (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) para el muestreo de Junio indica que las muestras analizadas se encuentran dentro del rango aceptable para futuros análisis

Muestra	Aniones	Cationes	Balance
AC1	8.05	7.81	-1.57%
AC3	0.60	0.50	-8.96%
AC4*	0.50	0.59	7.86%

Tabla III-11. Balance Iónico de Aguas Calientes del mes de Junio.

Aguas Calientes Junio

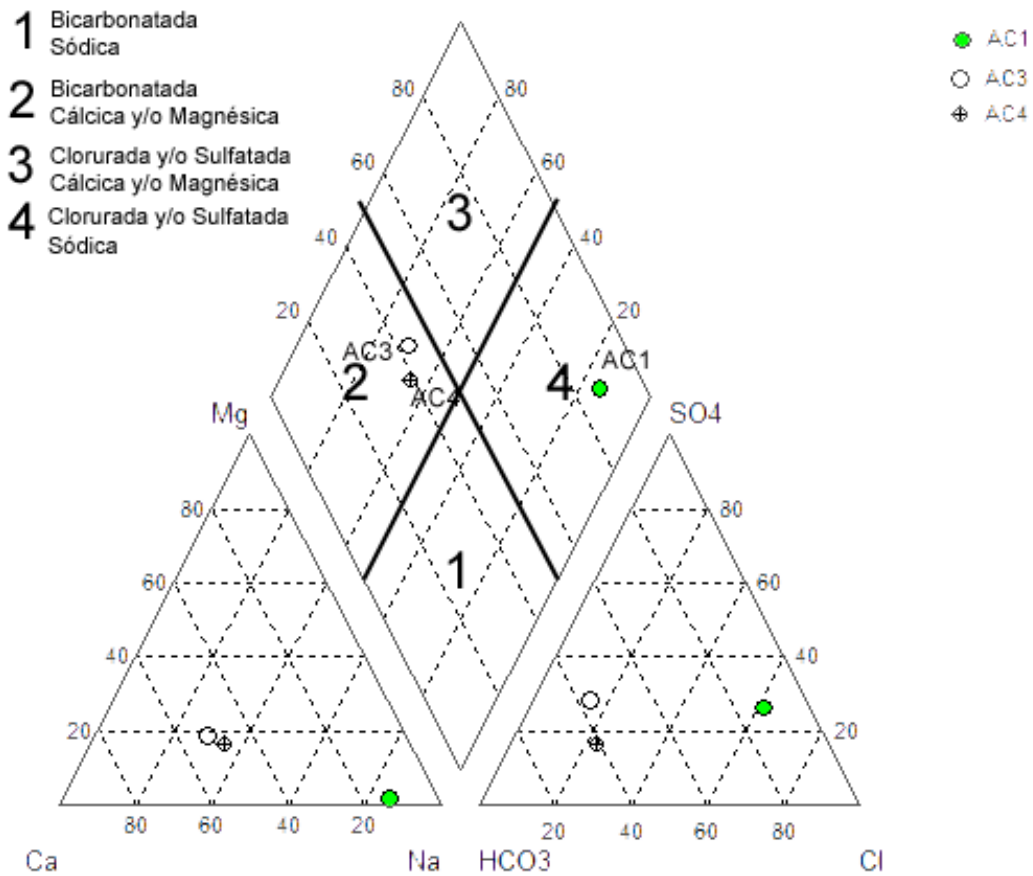


Figura III-4. Diagrama Piper Aguas Calientes Junio.

III.3.2. Termas de Puyehue

Las muestras tomadas de este sector se encuentran al interior del hotel Termas de Puyehue (TP1 y TP2) y en la embotelladora Puyehue (TP3) (Figura III-1). Al hotel se llega tomando el desvío hacia Antillanca desde la ruta 215, la embotelladora se encuentra 1.5 km al norte del hotel, a un costado de la ruta 215. La muestra TP1 (725834 E, 5489797 N; 345 m.s.n.m) proviene de un manantial caliente que surge de las rocas circundantes al hotel a través de las fracturas y contactos entre las distintas lavas basálticas del territorio, por otro lado la muestra TP2 (725721 E, 5489916 N; 345 m.s.n.m) fue sacada desde un pozo de extracción para la generación de barro en el hotel a 150 metros de TP1. Finalmente TP3 (725276 E, 5491151 N; 222 m.s.n.m) fue muestreada desde un pozo de producción para la embotelladora Puyehue.

III.3.2.1. Febrero

Un resumen de los datos geoquímicos de las muestras recolectadas en Febrero para los manantiales calientes de Termas de Puyehue se encuentra en las Tabla III-12 y Tabla III-13. Los parámetros fisicoquímicos medidos en terreno indican una temperatura de emanación cercana a los 63°C (TP2), con una temperatura mínima cercana a los 55°C (TP1), los TDS medidos en terreno rondaba entre los 320 ppm a 400 ppm aproximadamente y un pH levemente alcalino (pH = 8.3). Los resultados de TP3, para esta campaña de terreno, fueron obtenidos mediante la embotelladora Puyehue y analizados en el laboratorio químico sanitario Carlos Latorre.

Muestra	Ca [mg/L]	Fe [mg/L]	K [mg/L]	Li [mg/L]	Mg [mg/L]	Mn [mg/L]	Na [mg/L]	Sr [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
TP1	8.10	0.02	4.78	0.39	0.78	0.00	137.50	0.02	0.99	72.42
TP2	7.91	0.02	4.91	0.51	0.17	0.00	168.70	0.02	1.19	79.80
TP3	7.40	0.04	4.20	0.02	0.50	0.02	137.30	n.m	n.m	46.40

Tabla III-12. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Febrero.

Muestra	F [mg/L]	Cl [mg/L]	Br [mg/L]	NO ₃ [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	CO ₃ [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]
TP1	0.98	113.90	1.14	1.12	89.81	0.00	62.24
TP2	1.38	144.23	1.08	0.88	117.29	13.82	36.00
TP3	0.99	141.80	n.m	1.45	48.60	11.88	174.70

Tabla III-13. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Febrero.

Tal como se ve en el diagrama Piper para las aguas presentes en Termas de Puyehue (Figura III-5) las aguas muestreadas son del tipo sódico-cloruradas y esto combinado con el pH levemente alcalino (pH≈8.5) podría indicar una zona más distal en el sistema geotermal estudiado.

El balance iónico (Tabla III-14) de las muestras indica que estas se encuentran en el rango de aceptación de datos (Murray y Wade 1996) para las muestras TP1 y TP2, mientras que la muestra TP3 se encuentra fuera de este rango. Esto se puede deber a mezcla de aguas meteóricas/connatas con aguas termales, debido a que TP3 es un pozo de producción de la embotelladora que presenta temperaturas mucho más bajas que TP1 y TP2.

Muestra	Aniones	Cationes	Balance
TP1	6.18	6.63	3.49%
TP2	7.66	7.95	1.85%
TP3	8.34	6.50	-12.44%

Tabla III-14. Balance Iónico Termas de Puyehue Febrero.

Termas de Puyehue Febrero

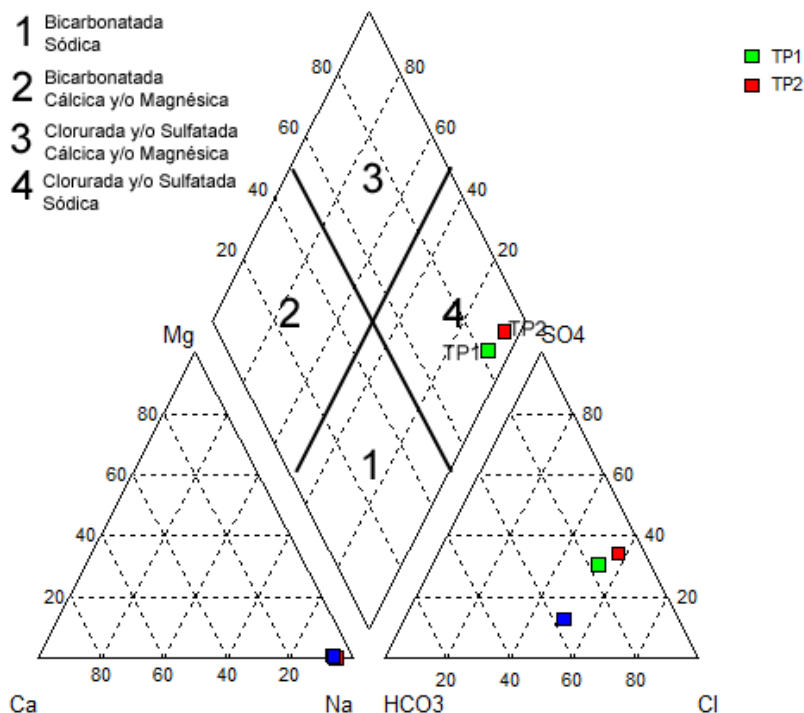


Figura III-5. Diagrama Piper Termas de Puyehue Febrero.

III.3.2.2. Mayo

Los datos químicos de las muestras recolectadas durante el mes de mayo en la zona de Termas de Puyehue se encuentran en las Tabla III-15 y Tabla III-16. Los parámetros fisicoquímicos medidos en terreno para los 2 puntos estudiados son los siguientes, en TP1 la temperatura alcanzo los 50°C, con un pH prácticamente neutro de 7.1 y 252 ppm de TDS. Mientras que en TP2 se midió una temperatura de 62.5°C, con un pH levemente alcalino de 8.44 y 475 ppm de TDS. TP3 no fue muestreado debido a que no se pudo hacer ingreso al recinto privado de la embotelladora Puyehue.

Muestra	F [mg/L]	Cl [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]
TP1	1.11	77.45	59.97	57.47
TP2	2.19	170.73	128.01	65.29

Tabla III-15. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Mayo.

Muestra	Ba [mg/L]	Ca [mg/L]	Fe [mg/L]	K [mg/L]	Li [mg/L]	Mg [mg/L]	Mn [mg/L]	Na [mg/L]	Sr [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
TP1	0.002	6.09	0.08	3.00	0.17	0.85	0.00	89.25	0.02	0.65	56.52
TP2	0.004	7.53	0.02	5.90	0.33	0.16	0.01	166.60	0.01	1.22	81.38

Tabla III-16. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Febrero.

La química analizada en estas aguas termales, indican que son del tipo sódico-clorurada, con una componente no menor sulfatada, tal como se aprecia en el diagrama Piper (Figura III-6). El HCO_3 presente en las aguas, además del pH neutro a alcalino medido en los 2 puntos de control, nos podrían indicar una zona distal del sistema geotermal.

El balance iónico (Tabla III-17) de estas muestras indica que las muestras se encuentran bien equilibradas con respecto al rango de aceptación de datos (Murray & Wade, 1996).

Muestra	Aniones	Cationes	Balance
TP1	4.43	4.36	-0.82%
TP2	8.67	7.84	-5.04%

Tabla III-17. Balance Iónico Termas de Puyehue Mayo.

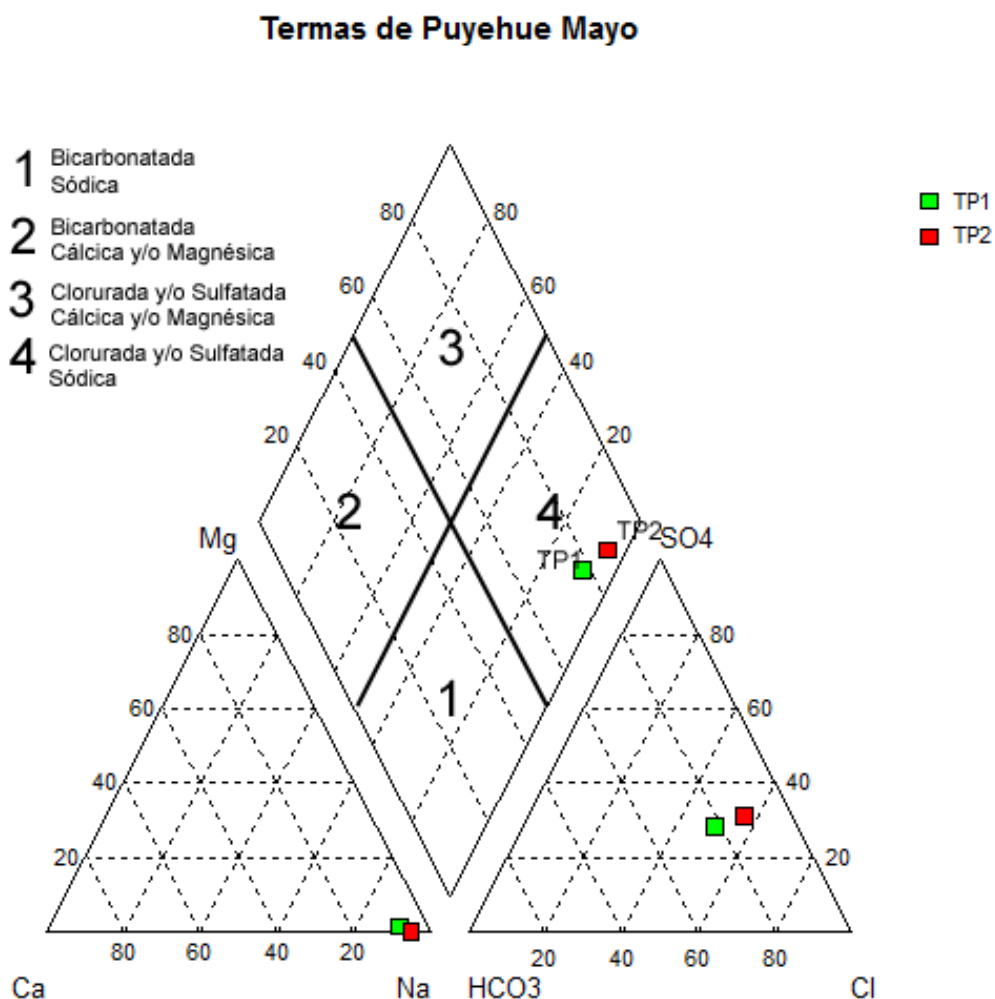


Figura III-6. Diagrama Piper Termas de Puyehue Mayo.

III.3.2.3. Junio

Los resultados de los datos químicos de las muestras de Termas de Puyehue para el muestreo realizado en el mes de junio se encuentran resumidos en las Tabla III-18 y Tabla III-19. Los parámetros fisicoquímicos medidos en terreno indican para TP1 una temperatura de 51°C, con un pH neutro de 7.34 y 225 ppm de TDS, mientras que para TP2 la temperatura medida fue de 62.6°C, con un pH levemente alcalino de 8.5 y 383 ppm de TDS. Por último en TP3 la temperatura medida fue de 23.4°C, con un pH 8.89 y 333 ppm de TDS.

Muestra	F [mg/L]	Cl [mg/L]	Br [mg/L]	NO ₃ [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	CO ₃ [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]
TP1	1.00	81.66	0.98	1.09	61.24	n.m	57.36
TP2	2.02	153.30	1.22	1.56	121.21	0.60	62.24
TP3	0.76	126.23	1.24	1.66	43.66	3.00	176.95

Tabla III-18. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Junio.

Muestra	Ba [mg/L]	Ca [mg/L]	Fe [mg/L]	K [mg/L]	Li [mg/L]	Mg [mg/L]	Mn [mg/L]	Na [mg/L]	Sr [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
TP1	0.007	6.30	0.06	8.54	0.21	0.88	0.00	95.12	0.02	0.84	57.93
TP2	0.007	7.44	0.04	7.59	0.38	0.17	0.01	165.70	0.01	1.41	81.14
TP3	0.015	8.93	0.24	11.70	0.04	1.61	0.03	155.90	0.05	1.41	41.37

Tabla III-19. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Termas de Puyehue tomados en Junio.

De los datos químicos, así como del diagrama Piper (Figura III-7), se desprende que las aguas termales estudiadas corresponden al tipo Sódico-cloruradas, con una componente no menor sulfatada (TP1 y TP2). Mientras TP3 se muestra como una mezcla entre aguas meteóricas y aguas termales, siendo también un agua sódico-clorurada, pero con una componente bicarbonatada.

Del balance iónico (Tabla III-20) se puede ver que los datos muestreados son bastante confiables, debido a que se encuentran en el rango aceptable para verificar los resultados químicos.

Muestra	Aniones	Cationes	Balance
TP1	4.60	4.78	1.86%
TP2	8.03	7.84	-1.20%
TP3	7.55	7.68	0.81%

Tabla III-20. Balance Iónico Termas de Puyehue Junio.

Termas de Puyehue Junio

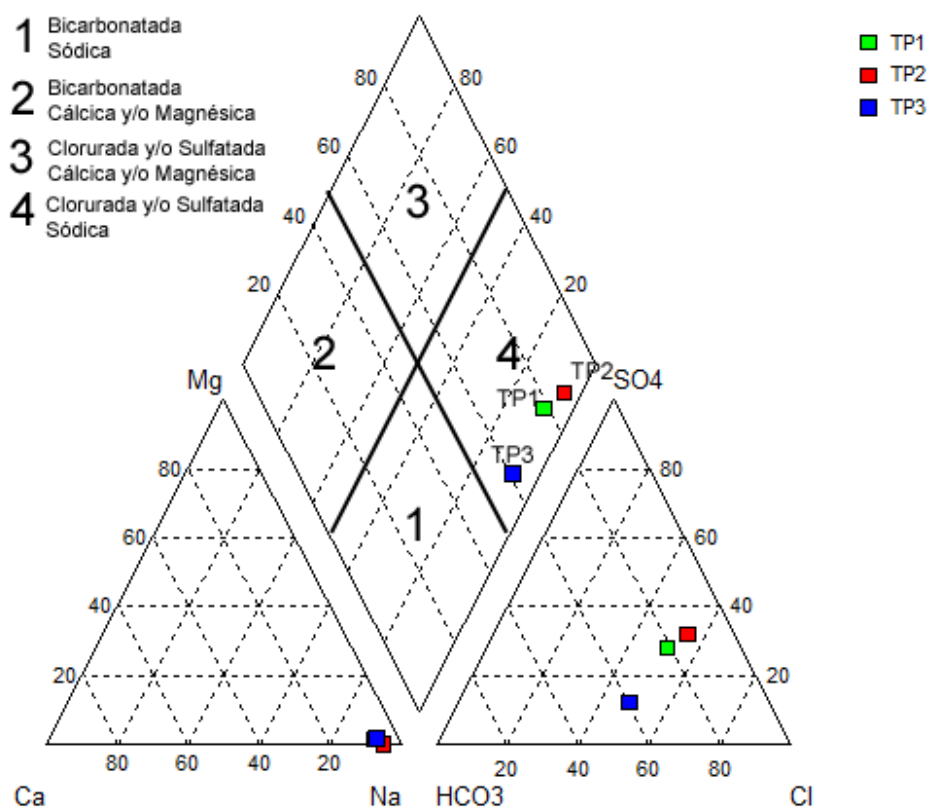


Figura III-7. Diagrama Piper Termas de Puyehue Junio.

III.3.3. Pangal

El sector Pangal corresponde a las termas del club Andino ubicadas a un costado de la ruta 215 en el camino que lleva a Anticura a 6 km desde el desvío a Antillanca continuando por la ruta 215. En este sector se tomaron 2 muestras (Figura III-1), una de agua termal (PG1) y otra de una mezcla entre agua termal y agua de poza. La muestra PG1 (729045 E, 5493856 N; 230 m.s.n.m) fue extraída desde un pozo de producción del complejo de termas del club andino, el cual tiene una profundidad de 64 metros (Dorsch 2003). Por otro lado existen varias pozas alrededor de estas termas, las cuales tienen algún tipo de mezcla con las aguas termales, estas pozas son bastante turbias, de color amarillo y donde se encuentran una gran cantidad de mosquitos, desde estas pozas se extrajo PG2 (729041 E, 5493841 N; 230 m.s.n.m).

III.3.3.1. Febrero

Un resumen con los datos químicos de las muestras analizadas del sector de Pangal se encuentra en las Tabla III-21 y Tabla III-22. Los parámetros fisicoquímicos del agua termal indican que el pozo termal tiene una temperatura de 63.2°C, con un pH de 7.9 (levemente alcalino) y 2400 ppm de TDS, contrastando con las demás aguas que poseen sólidos disueltos del orden de 300-500 ppm, por lo que estas aguas puedan estar controladas por el sistema geotermal del cordón Caulle. Cabe destacar que la muestra PG1 fue diluida 10 veces para ser medida en laboratorio.

Muestra	F [mg/L]	Cl [mg/L]	Br [mg/L]	NO ₃ [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]
PG1	0.34	1294.81	6.74	2.18	242.24	13.42
PG2	0.41	173.21	1.17	0.83	42.59	85.42

Tabla III-21. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Pangal tomados en Febrero.

Muestra	Ca [mg/L]	Fe [mg/L]	K [mg/L]	Li [mg/L]	Mg [mg/L]	Mn [mg/L]	Na [mg/L]	Sr [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
PG1	265.20	0.21	24.41	1.89	0.50	0.03	758.50	2.37	9.27	70.95
PG2	41.44	0.14	6.02	0.35	5.73	0.04	103.10	0.23	1.08	59.17

Tabla III-22. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Pangal tomados en Febrero.

A partir de estos resultados y graficados en un diagrama Piper (Figura III-8), estas aguas pueden clasificarse como aguas Sódico/Cálcico-Cloruradas, esto se puede deber a que estas aguas son más profundas que las demás (el pozo tiene una profundidad de 64mt) o a que puede pertenecer a ambos sistemas termales, Agua Calientes-Puyehue como al del Cordón Caulle.

El balance iónico (Tabla III-23) indica que las tomas fueron bien tomadas, y que los datos obtenidos son consistentes y aceptables bajo los rangos de aprobación (Murray y Wade 1996).

Muestra	Aniones	Cationes	Balance
PG1	41.92	47.23	5.96%
PG2	7.22	7.24	0.15%

Tabla III-23. Balance Iónico Pangal Febrero.

Pangal Febrero

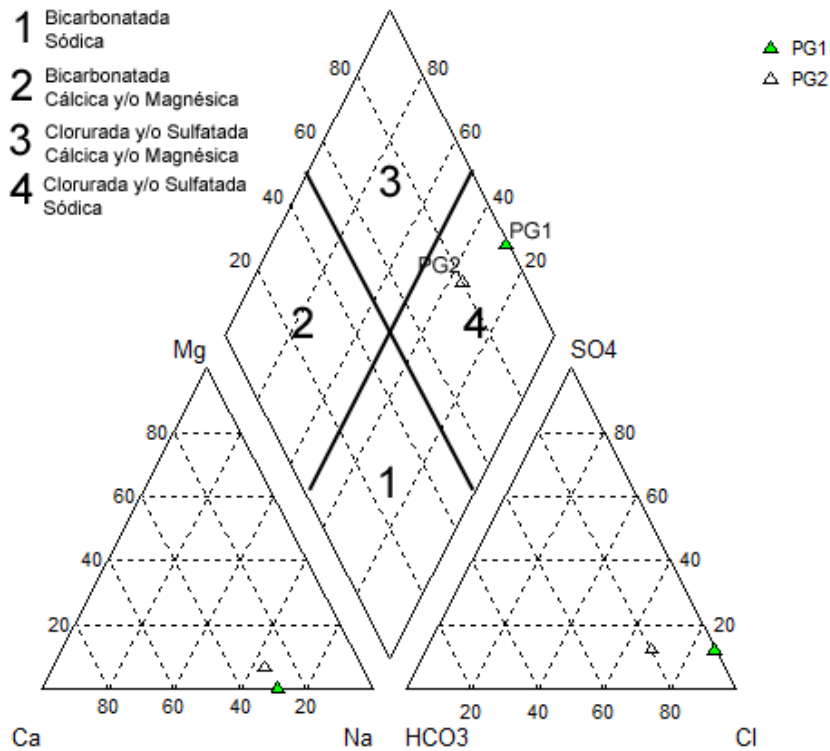


Figura III-8. Diagrama Piper Pangal Febrero.

III.3.3.2. Mayo

Los resultados de los análisis de las muestras tomadas en el sector de Pangal durante el mes de Mayo se encuentran resumidos en las Tabla III-24 y Tabla III-25. Los parámetros fisicoquímicos medidos en terreno durante esta campaña indican que la temperatura del pozo (PG1) ascendía a 62.5°C con un pH de 7.82 y 2850 ppm de TDS, debido a la alta cantidad de TDS para la muestra PG1, esta tuvo que ser diluida 10 veces para ser medida por el cromatógrafo iónico e ICP-AES.

Muestra	F [mg/L]	Cl [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]
PG1	1.43	1728.92	293.87	5.48
PG2	0.31	146.47	38.04	83.11

Tabla III-24. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Pangal tomados en Mayo.

Muestra	Ba [mg/L]	Ca [mg/L]	Fe [mg/L]	K [mg/L]	Li [mg/L]	Mg [mg/L]	Mn [mg/L]	Na [mg/L]	Sr [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
PG1	0.029	265.80	0.09	24.61	0.81	0.50	0.03	826.90	2.07	8.64	66.23
PG2	0.009	34.45	1.07	6.82	0.08	5.06	0.07	88.58	0.18	0.89	54.77

Tabla III-25. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Pangal tomados en Mayo.

Los resultados indican que esta agua termal se clasifica como sódico/cálcico-clorurada, tal como lo indica el diagrama Piper (Figura III-9).

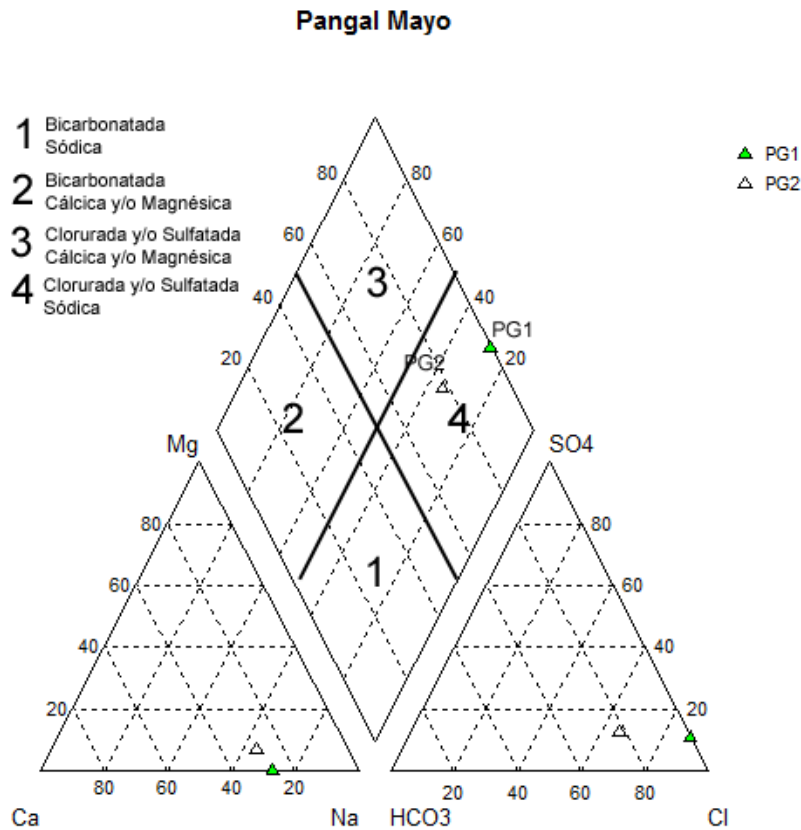


Figura III-9. Diagrama Piper Pangal Mayo.

El balance iónico (Tabla III-26) indica que las aguas medidas en esta oportunidad se encuentran dentro del rango aceptable según el criterio indicado por Murray & Wade (1996).

Muestra	Aniones	Cationes	Balance
PG1	55.05	50.07	-4.74%
PG2	6.30	6.22	-0.66%

Tabla III-26. Balance Iónico Pangal Mayo.

III.3.3.3. Junio

En las Tabla III-27 y Tabla III-28 se encuentran los resultados analíticos medidos para las muestras de la zona de Pangal. La temperatura medida para el agua termal presenta un máximo de 61.8°C, con un pH de 7.85 y 2580 ppm de TDS, por lo cual esta muestra tuvo que ser diluida 10 veces para ser medida en laboratorio.

Muestra	F [mg/L]	Cl [mg/L]	Br [mg/L]	NO ₃ [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]
PG1	0.84	1584.31	6.10	1.45	347.83	12.20
PG2	0.12	110.56	1.09	1.06	27.06	83.18

Tabla III-27. Datos geoquímicos de aniones de las fuentes termales de Pangal tomados en Junio.

Muestra	Ba [mg/L]	Ca [mg/L]	Fe [mg/L]	K [mg/L]	Li [mg/L]	Mg [mg/L]	Mn [mg/L]	Na [mg/L]	Sr [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
PG1	0.042	258.70	0.06	23.27	0.92	0.48	0.03	797.80	1.85	9.55	63.94
PG2	0.015	28.21	0.70	5.69	0.07	4.64	0.09	70.11	0.13	0.784	48.05

Tabla III-28. Datos geoquímicos de cationes y compuestos sin carga de las fuentes termales de Pangal tomados en Junio.

Los resultados indican que esta agua está clasificada como sódica/cálcica-clorurada, tal como se ve en el diagrama Piper (Figura III-10) para las muestras de Junio. Comparando las muestras de Pangal con las de Aguas Calientes y Termas de Puyehue resalta la diferencia en clasificación de las aguas, así como la cantidad de sólidos disueltos, esto podría implicar que Pangal puede ser una escorrentía entre 2 sistemas geotermales adyacentes como lo son Aguas Calientes-Puyehue con el sistema del cordón Caulle.

El balance iónico (Tabla III-29) indica que las aguas medidas para esta zona se encuentran en el rango mínimo indicado por Murray & Wade (1996).

Muestra	Aniones	Cationes	Balance
PG1	52.27	48.42	-3.82%
PG2	5.08	5.03	-0.55%

Tabla III-29. Balance Iónico Pangal Junio.

Pangal Junio

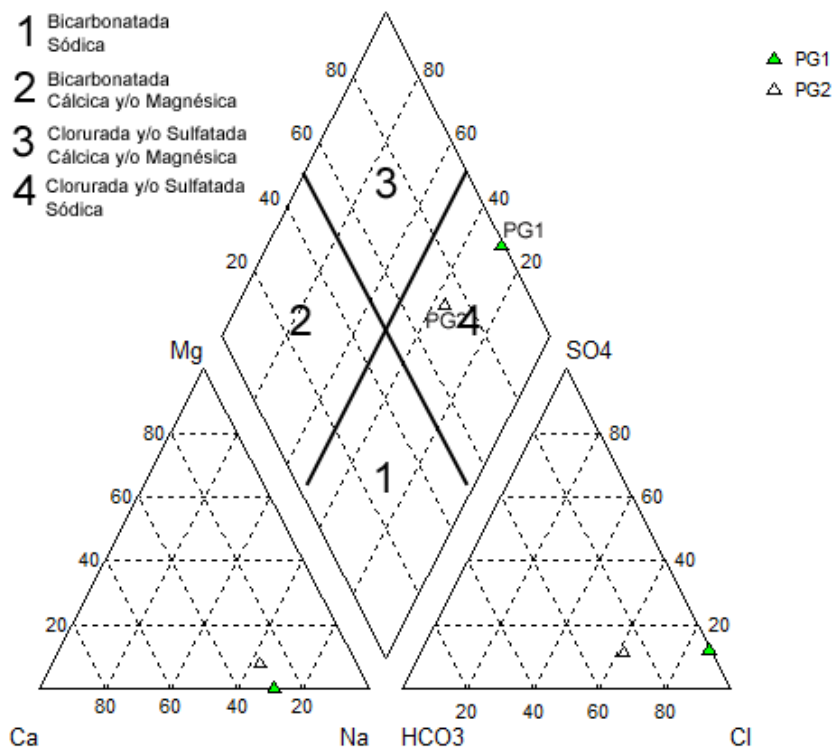


Figura III-10. Diagrama Piper Pangal Junio.

III.3.4. Sistema Aguas Calientes-Puyehue

III.3.4.1. Diagrama ternario de aniones mayores

Los distintos geotermómetros aplicados a aguas termales sólo son válidos para rangos composicionales limitados. Por ejemplo los geotermómetros iónicos son aplicables sólo para aguas con pH neutro y en donde el anión principal sea el Cl^- (Giggenbach, 1988). Por esta razón, cualquier interpretación de las aguas termales será mejor si existe una clasificación inicial (Giggenbach, 1991).

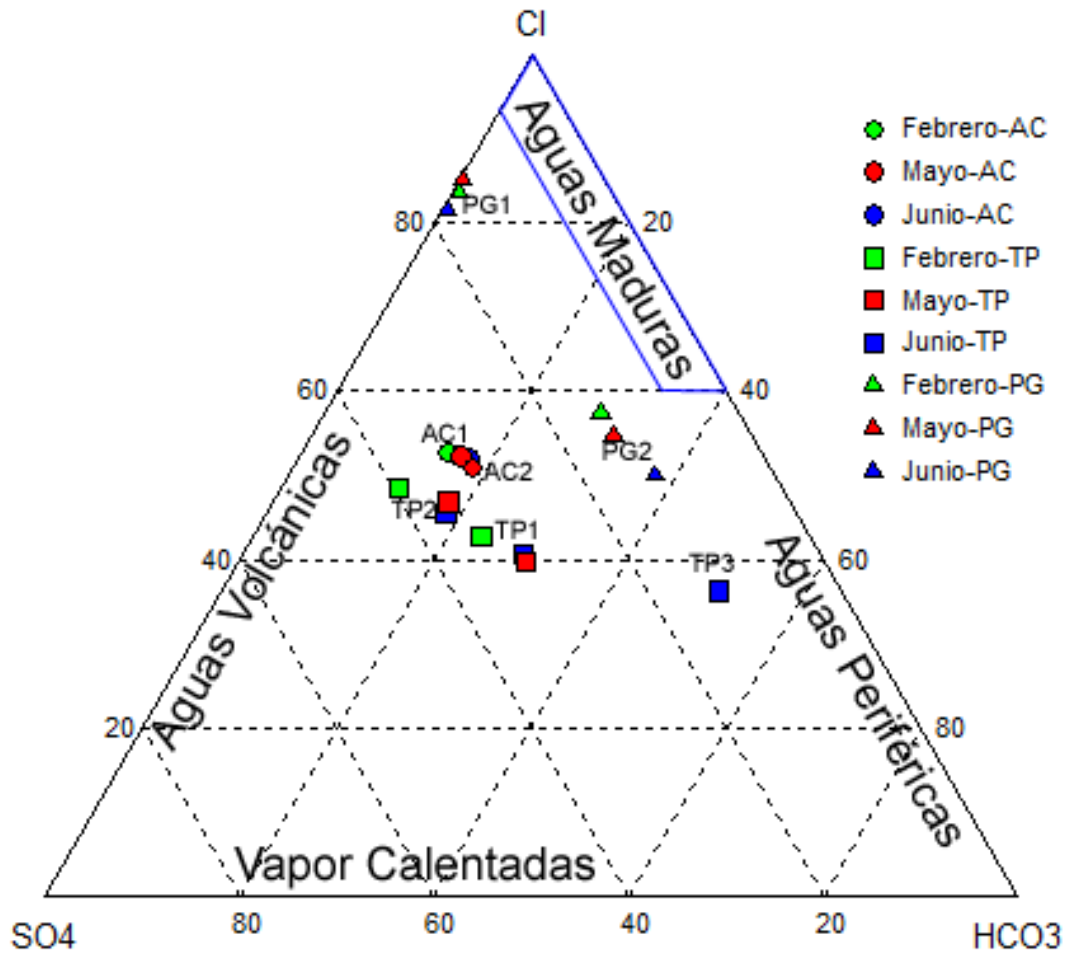


Figura III-11. Diagrama Cl-SO₄-HCO₃

Una primera clasificación se realiza a través del diagrama de aniones mayores (Cl, HCO₃ y SO₄) propuesto por Giggenbach (1988). Esta clasificación permite interpretar los procesos que ha sufrido el fluido geotermal (se excluyen las muestras AC3 y AC4 debido a que son aguas de río) en su ascenso y también de proveniencia de éstos. Las aguas cloruradas neutras indican fluidos geotermales bien equilibrados, asociados a las zonas del *upflow* del sistema, debido a que el ascenso rápido de los fluidos geotermales permiten retener la composición química original de éste (Giggenbach, 1988). En su avance por la zona del *outflow* estas se mezclan con aguas meteóricas subterráneas ricas en bicarbonato desplazando los fluidos a la esquina del HCO₃⁻ en la denominada zona de aguas periféricas del triángulo de clasificación de aniones (Figura III-11). Cuando las aguas subterráneas, acuíferos colgados o aguas meteóricas someras absorben y condensan los vapores y gases volcánicos, se generan aguas vapor calentadas, la mezcla con H₂S provoca que los fluidos se concentren mas en la esquina del SO₄, debido a la formación de iones de HSO₄⁻ por la oxidación del H₂S (Chandrasekharam & Bundschuh, 2008).

En la Figura III-11 se aprecia la clasificación para las aguas termales del sistema geotermal Aguas Calientes – Termas de Puyehue para los 3 momentos de muestreo (Febrero, Mayo y Junio). Se aprecia que los fluidos termales se clasifican como aguas volcánicas en su mayoría (AC1, AC2, TP1 y TP2), mientras que el pozo de PG1 tiene un carácter aun mas clorurado, que lo clasifica como agua madura. Por otro lado el pozo de producción de la embotelladora (TP3) y la pequeña laguna en los alrededores de Pangal (PG2) presentan una mayor cantidad de bicarbonatos, clasificando estas como aguas periféricas, lo que puede ser interpretado como mezclas con aguas meteóricas.

III.3.4.2. Diagrama ternario Cl-Li-B

El Cl, Li y B son considerados conservativos dentro de un fluido geotermal. De éstos el menos propenso a sufrir modificaciones por procesos secundarios es el Li, el cual sirve como “trazador” para los procesos iniciales de disolución a profundidad y como una referencia para evaluar el posible origen de otros dos elementos conservativos importantes como lo son Cl y B (Giggenbach, 1991). Se propone la utilización del diagrama ternario Cl-Li-B (Figura III-12) para dilucidar el origen el origen de las aguas termales y la existencia de uno o más *upflows* (Giggenbach & Gouguel, 1989).

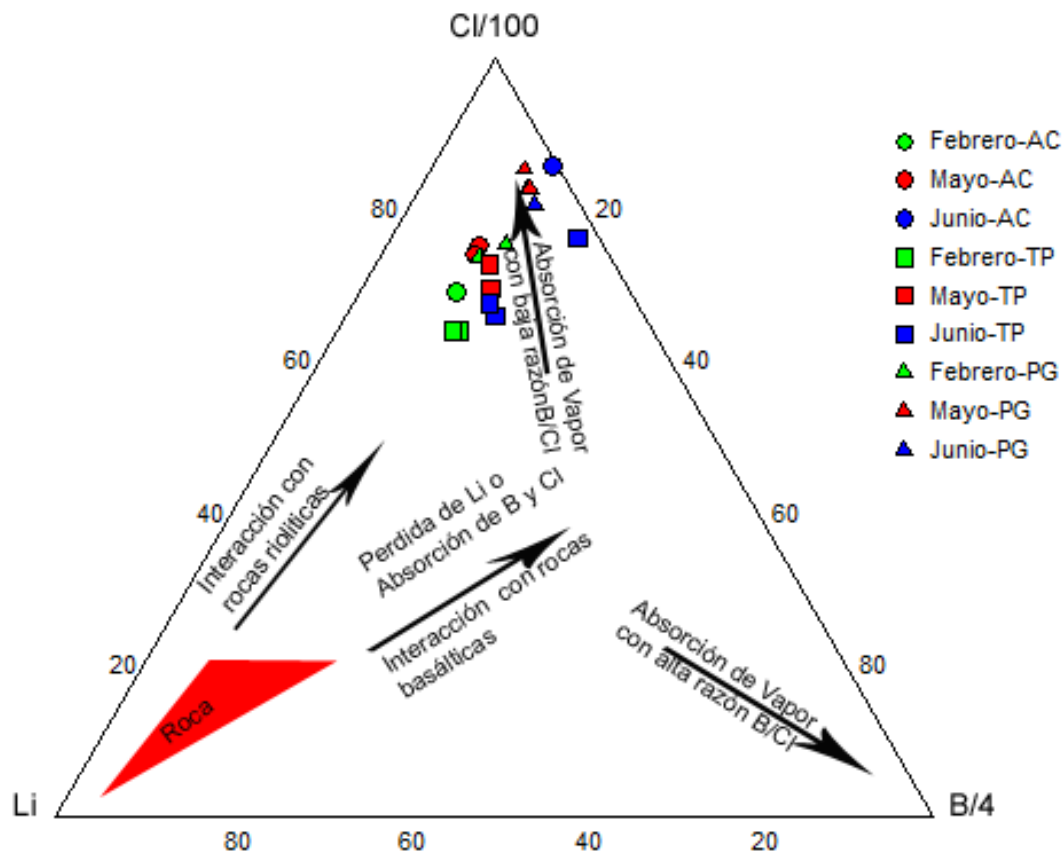


Figura III-12. Diagrama Ternario Elementos Conservativos

Como se ve en la Figura III-12 se puede apreciar que las aguas se concentran hacia la esquina del Cl, con una cierta dispersión entre los resultados, probablemente debido a mezclas con líquidos con una baja razón de B/Cl. Se puede concluir la existencia de un *upflow* único para todo este sistema debido a que las muestras se concentran en una zona.

III.3.4.3. Diagramas Schoeller

El diagrama de Schoeller se caracteriza por presentar escala logarítmica en cada uno de los ejes. Es especialmente útil en la demostración de diferencias hidroquímicas entre tipos de aguas en un mismo diagrama y su utilización en geotermia radica en el hecho de que es posible apreciar mezclas de aguas meteóricas o subterráneas con aguas termales ocupando los constituyentes principales de las aguas (Truesdell, 1991). Asumiendo que el efecto de la mezcla es la dilución sin la precipitación de fases minerales, las aguas que hayan pasado por diferentes proporciones de mezcla mostrarán pendientes de líneas paralelas desplazadas verticalmente, mostrando diferentes concentraciones de elementos pero iguales razones entre ellos (Truesdell, 1991)

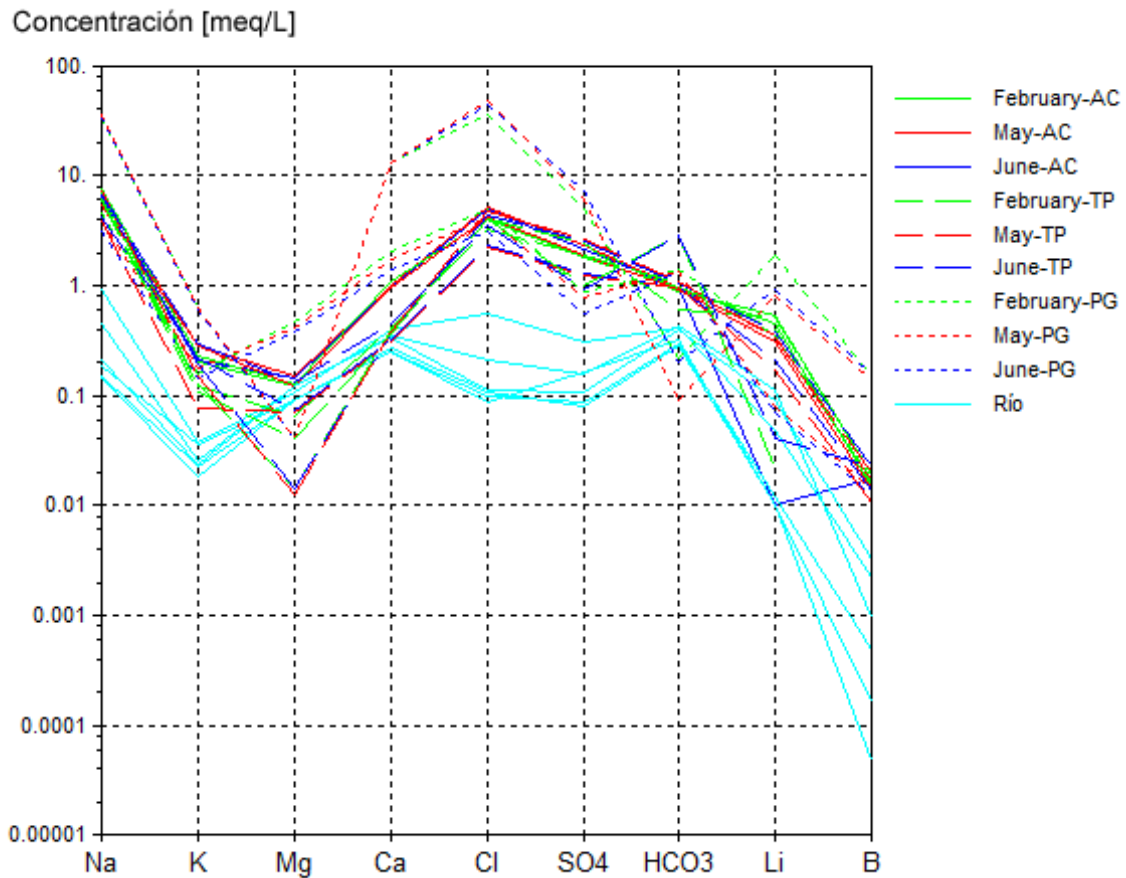


Figura III-13. Diagrama Schoeller

En la Figura III-13 se aprecian tres grupos distintos: (a) las fuentes netamente termales (AC1, AC2, TP1, TP2 y PG1); (b) las fuentes mezcladas (PG2 y TP3) y (c) las fuentes frías (AC3 y AC4). A partir de esta diferenciación en el diagrama se ve que en las aguas termales las pendientes son prácticamente similares entre si, exceptuando a PG1 que presenta otra signatura, lo que indica que existe una mezcla con aguas meteóricas a distintas escalas o proporciones. Los elementos principales que se encuentran en las aguas termales son Cl, Li, K, Na y SO_4 mientras que en las aguas frías se puede ver una mayor concentración de Mg, HCO_3 y Ca.

La mezcla de aguas se ve en las signaturas de PG2 y TP3, mientras que en la primera se puede ver que la mezcla ocurre con aguas mas parecidas a PG1 y en TP3 con las aguas de Aguas Calientes (AC1 y AC2) y Termas de Puyehue (TP1 y TP2). La distinta signatura de PG1 se puede deber a que PG1 puede tener una escorrentía con aguas subterráneas cercanas al Cordón Caulle o al río Gol-Gol.

III.3.4.4. Diagramas de dispersión

La mezcla de dos aguas puede ser indicada en una gráfico donde se ploteen dos elementos conservativos, uno respecto del otro, ya que éstos son comparativamente inertes y no precipitan o reaccionan con minerales (Truesdell, 1991). La mezcla se muestra por lo general como una línea recta desde el primer miembro al segundo. Los miembros puros de la mezcla pueden no ser muestreados y no necesariamente tienen que estar graficados. Los miembros que se alejan de la recta pueden indicar error analítico o la existencia de un tercer miembro de mezcla. Elementos que en una temperatura dada son conservativos, pueden ser reactivos en otra (la sílice reacciona lento a bajas temperaturas y se mezcla con cloruros, puede precipitar a temperaturas sobre los 200°C). La temperatura del agua (o mas bien dicho la entalpía) es conservativa en la ausencia de ebullición y puede ser usada en gráficos de mezclas.

Si el miembro frío está muy diluido, entonces las razones de los iones de las aguas termales más salinas serán preservadas en la mezcla. Esto también es cierto para mezclas con aguas frías más concentradas si son bajas en ciertos componentes termales específicos como Li, F o B. Incluso el Cl puede caer en este grupo si es que es mezclado con aguas del tipo $\text{NaHCO}_3 - \text{SO}_4$, como suele ser el caso general.

En este trabajo se presenta un diagrama de dispersión con Cl como el elemento conservativo del cual se verán las relaciones, debido a su baja reacción con procesos secundarios y su alta movilidad en la fase acuosa.

En la Figura III-14 y Figura III-15 se encuentran los diagramas de dispersión, donde se analiza para todas las muestras excepto PG1, que debido a su alto contenido de Cl provoca una malinterpretación de los resultados. En estos diagramas se aprecia una relación casi lineal para los terrenos realizados en febrero y mayo. Para el terreno realizado en junio la relación es muy baja, por lo que se presume que no existe una mezcla entre las aguas meteóricas y los fluidos termales. Éste resultado puede ser

explicado como consecuencia de la erupción del volcán Puyehue y los sismos asociados a ésta, o también debido a la estación del año donde se realizó este terreno, que debido a las capas de nieve los niveles de mezclas pueden ser menores.

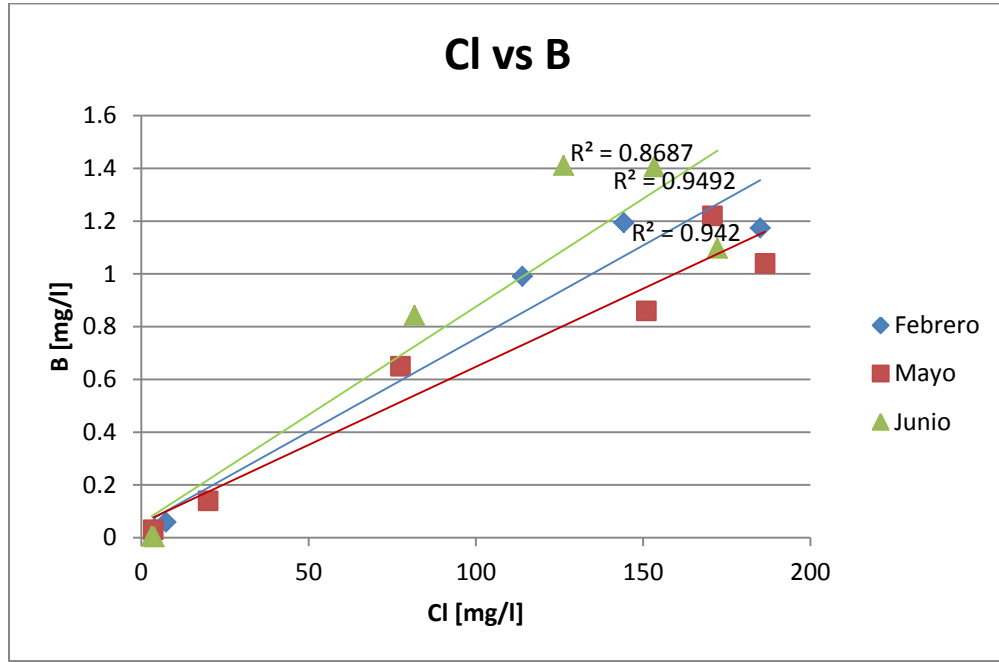


Figura III-14. Diagrama de Dispersión Cl vs B

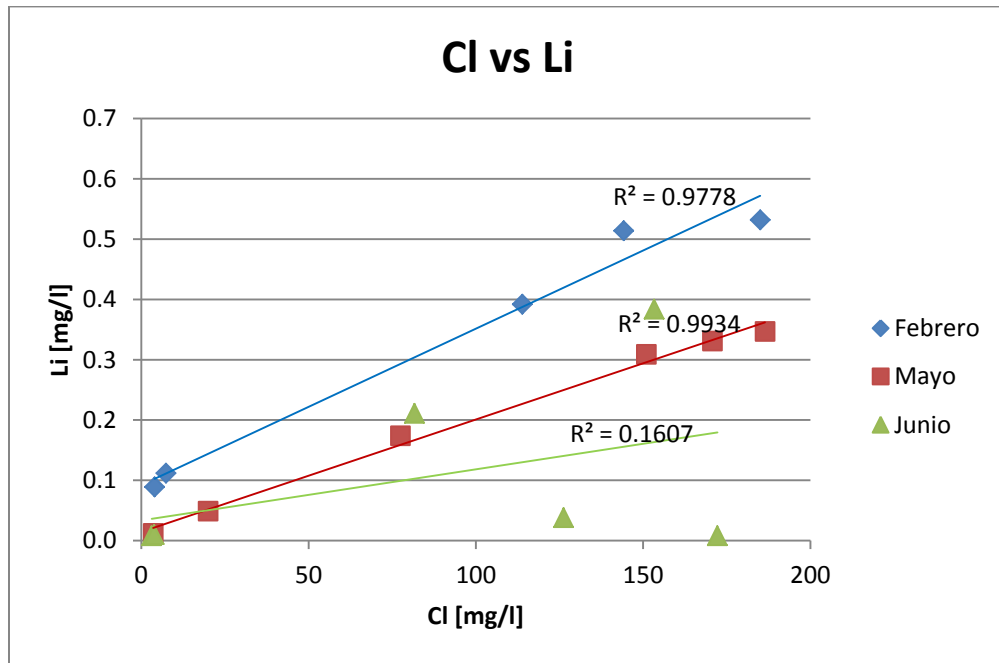


Figura III-15. Diagrama de Dispersión Cl vs Li

III.3.4.5. *Discusión*

Los resultados geoquímicos indican la existencia de una fuente de calor común para todas las muestras analizadas en el presente trabajo (Figura III-12), eso no quiere decir que todas formen parte de un mismo sistema. La distinción de PG1 por sobre las otras muestras se debe a la notable diferencia en sólidos disueltos (2500 ppm aprox) muy por sobre del promedio de las muestras de Aguas Calientes y Termas de Puyehue, además de presentar un distinto patrón de mezcla en los diagramas Schoeller (Figura III-13). PG1 es presumiblemente perteneciente a otro sistema geotermal (Sistema Cordón Caulle), como también puede ser una vía de escape entre ambos sistemas o ser otro nivel de acuífero del sistema Puyehue-Aguas Calientes.

Los resultados geoquímicos entre los terrenos pre-erupción y post-erupción no presentan mayor diferencias entre ellos, a excepción de los diagramas de dispersión (Figura III-14 y Figura III-15), donde la relación entre los elementos conservativos analizados indican que los niveles de mezclas no son muy claros, esto podría indicar que el Cordón Caulle tiene alguna incidencia en la química de las aguas, pero que debido a la lejanía con esta posible fuente de calor todavía no son claras las diferencias geoquímicas, las cuales podrían presentarse meses después de la erupción debido a la velocidad de transporte de los sólidos disueltos desde la fuente hasta la zona de muestreo (cerca de 20 km). Por otro lado, la erupción volcánica se encuentra asociada a movimientos telúricos, los cuales podrían explicar esta anómala curva para la mezcla y su casi nula relación lineal.

III.4. **Geotermometría**

Conocer la temperatura en subsuperficie es importante para cualquier exploración geotérmica. Para ello se aplican geotermómetros que están basados a partir de observaciones de las variaciones mineralógicas y químicas a lo largo de pozos geotérmicos. Adicionalmente el desarrollo de experimentos de interacción agua-roca ha permitido establecer las propiedades termodinámicas que gobiernan estos cambios. Según Fournier, los geotermómetros se pueden clasificar en 2 tipos:

- Aquellos que se basan en la dependencia de la temperatura para disolver minerales individuales en el fluido termal.
- Aquellos que se basan en la dependencia con la temperatura para reacciones, en las que se intercambian iones entre minerales específicos y el fluido termal.

Para validar las temperaturas que entregan los geotermómetros químicos, se requiere una serie de supuestos que fueron resumidos por Fournier (1977):

- I. Equilibrio químico fluido-mineral (o gas-mineral, gas-gas, según sea caso) en profundidad.
- II. La reacción de equilibrio es dependiente de la temperatura.
- III. Los minerales o especies fluidas involucradas en las reacciones de equilibrio se encuentran presentes en cantidades adecuadas.
- IV. La reequilibración de los fluidos termales en su ascenso hacia la superficie es despreciable.
- V. El efecto de procesos secundarios como dilución, mezcla o ebullición es despreciable o en su defecto, cuantificable y corregible.

Las fórmulas geotermométricas se pueden generalizar de la siguiente forma:

$$\text{III.2} \quad \log K = \frac{A}{T} + B$$

Donde K es una constante de equilibrio de la reacción química de interés y T está en Kelvins. El significado termodinámico de las constantes A y B se deduce de:

$$\text{III.3} \quad \Delta G_r^0 = \Delta H_r^0 - T\Delta S_r^0$$

Donde ΔG_r^0 es la energía de Gibbs de reacción en condiciones estándar. Recordando que la energía libre de Gibbs para una reacción química (ΔG_r^0 en J/mol) es:

$$\text{III.4} \quad \Delta G = \sum_{\text{productos}} G - \sum_{\text{reactantes}} G$$

y que:

$$\text{III.5} \quad \Delta G_r = \Delta G_r^0 + RT \ln K$$

Donde R es la constante de gases ($= 8,31441 \text{ J/molK}$), y estableciendo la condición $\Delta G_r = 0$ para el equilibrio químico de una reacción, se llega a:

$$\text{III.6} \quad \Delta G_r^0 = -RT \ln K$$

Combinando III.2, III.3 y III.6 llegamos a:

$$\text{III.7} \quad A = -\frac{\Delta H_r^0}{2.30259R}$$

$$\text{III.8} \quad B = \frac{\Delta S_r^0}{2.30259R}$$

Cabe destacar que la relación lineal de III.2 es válida sólo en la medida que ΔH_r^0 y $T\Delta S_r^0$ no presenten variaciones considerables con la temperatura, esto es, $\Delta C_p \cong 0$.

III.4.1. Geotermómetro de Sílice

Este geotermómetro es una herramienta importante para conocer las temperaturas en subsuperficie, ya que nos indica la última temperatura de equilibrio, debido a que la solubilidad de los minerales silíceos está controlada por la temperatura (Fournier, 1991). Esto se ve reflejado en un gráfico del logaritmo de la concentración de sílice *versus* temperatura, ya que en el rango de 20°C a 250°C las solubilidades se representan como rectas. Bajo los 300°C las variaciones de presión a condiciones hidrostáticas tienen un efecto menor en la solubilidad del cuarzo y sílice amorfa.

Las bases de este geotermómetro están indicadas por la reacción que gobierna la disolución del ácido silícico:



Muchos geotermómetros de sílice han sido propuestos, con base empírica y/o teórica. Para efectos de este trabajo de memoria se ocuparan los propuestos por Fournier (1985), debido a la confiabilidad entregada por éste, los cuales fueron recorregidos por Verma & Santoyo (1997), el cual posee un rango más acotado de temperatura en comparación a los otros geotermómetros, además de un error asociado mucho menor.

A continuación se presentan las ecuaciones de los geotermómetros ocupados para este trabajo de memoria:

$$\text{Cuarzo sin pérdida de vapor:} \quad \text{III.10} \quad T = \frac{1309}{5.19 - \log(S)} - 273.15$$

$$\text{Cuarzo con máxima pérdida:} \quad \text{III.11} \quad T = \frac{1522}{5.75 - \log(S)} - 273.15$$

de vapor a 100°C

$$\text{Calcedonia:} \quad \text{III.12} \quad T = \frac{1032}{4.69 - \log(S)} - 273.15$$

Corrección de Verma & Santoyo (1997):

$$\text{III.13} \quad T(^{\circ}\text{C}) = -44.119 + 0.24469 \times S - 1.7414 \times 10^{-4} \times S^2 + 73.305 \times \log(S)$$

Donde S es la concentración de sílice (SiO₂) en mg/l (o ppm), la temperatura se calcula en grados Celsius (°C). Los parámetros de las ecuaciones fueron obtenidos de forma experimental por Fournier (1977, 1985) y por Verma & Santoyo (1997).

Fournier (1985) estableció que sobre los 180°C la solubilidad de sílice estará controlada principalmente por cuarzo; en el rango 120°-180°C, por calcedonia y que bajo los 120°C la fase sólida más estable era la sílice amorfa. En algunos casos la solubilidad de sílice puede ser controlada por vidrio siguiendo una relación de temperatura similar a la de sílice amorfa. Fournier (1985) además notó que la cinética de reacción de sílice amorfa era relativamente rápida en comparación a la del cuarzo y calcedonia. Por lo tanto, los manantiales calientes en equilibrio con sínter silíceos (compuestos esencialmente de sílice amorfa) raramente preservarán concentraciones de $\text{SiO}_2 > 350$ ppm, imponiendo un límite superior de 220°C para el geotermómetro de cuarzo.

Puesto que el SiO_2 tiene un comportamiento no volátil en el rango de temperatura geotérmico (<350°C), un evento de pérdida de vapor provocará un aumento en su concentración, arrojando temperaturas aparentes más altas. La ecuación III.5 está destinada a corregir dicho efecto en manantiales en ebullición. Al contrario de la ebullición, la mezcla de aguas termales con aguas meteóricas provocará una disminución de la concentración de SiO_2 , potenciando la subestimación de temperaturas de subsuperficie. Los efectos ebullición y dilución pueden superponerse en los manantiales calientes, por lo que siempre es recomendable usar todas las ecuaciones geotermométricas.

	Muestra	Cuarzo (Max. Perdida) (Fournier)	Cuarzo (Sin Perdida) (Fournier)	Sílice (Verma & Santoyo)	Entalpia- Sílice
Febrero	AC1	126	129	129	123
	AC2	117	118	118	112
	PG1	117	119	119	115
	TP1	118	120	120	120
	TP2	122	125	125	
	TP3	100	98	99	115
Mayo	AC1	123	126	126	120
	AC2	117	118	118	112
	PG1	114	115	116	104
	TP1	108	108	108	121
	TP2	123	126	126	111
Junio	AC1	123	126	126	120
	PG1	113	114	114	105
	TP1	109	109	109	121
	TP2	123	126	126	89
	TP3	95	93	94	110

Tabla III-30. Geotermómetros de Sílice

III.4.1.1. Sílice vs Entalpía

La entalpía es una propiedad termodinámica que representa la cantidad de energía que un sistema puede intercambiar con su entorno. En geotermia la entalpía se puede asociar a temperaturas mediante tablas de vapor.

La utilización de entalpías es bastante útil debido al hecho de que en mezclas de aguas de diferentes temperaturas, esta se conserva para cada una, lo que no se refleja en la temperatura de mezcla. En un diagrama de sílice-entalpía (Figura III-16) la solubilidad de SiO_2 en gas y líquidos tiene una forma de campana simétrica, la cual se hace máxima a 1595 J/g (Fournier, 1991). Para efectos prácticos se puede asumir que la mayoría de los fluidos del reservorio están suficientemente diluidos para que las entalpías del agua pura puedan ser usadas para construir los diagramas de entalpía- SiO_2 .

La metodología para calcular la temperatura de equilibrio del fluido geotermal, indica que la temperatura a la que sale el líquido posee cierta entalpía, la cual estará fuera de la línea de solubilidad del diagrama SiO_2 -Entalpía (Figura III-16), asumiendo que en el vapor la concentración de sílice es cercana a 0 y la entalpía del vapor coexistente se conoce a través de las tablas de vapor. Entonces conocidos ambos puntos dentro del gráfico se construye una recta y la intersección de ésta con la línea de solubilidad de SiO_2 indicara la entalpía y concentración de SiO_2 en el fluido geotermal, la cual indicará la temperatura de éste.

Como se ve en el resumen de geotermómetros (Tabla III-30) las temperaturas estimadas para el reservorio oscilan entre los 110°C y 125°C. Esto resultados indican una temperatura similar a las ya estimadas por los geotermómetros de sílice.

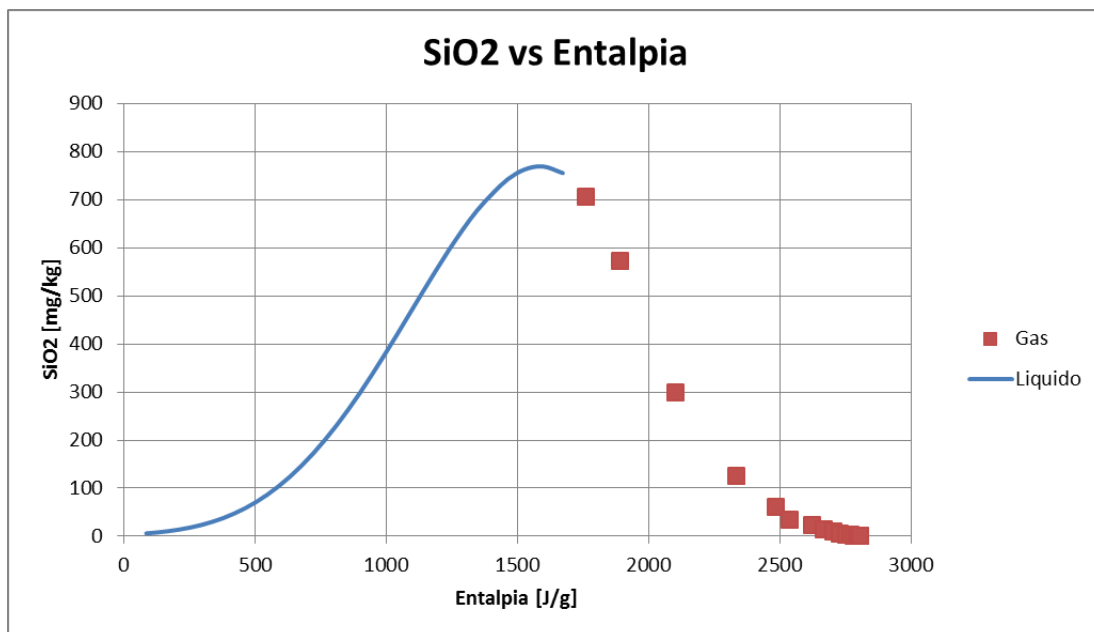


Figura III-16. Gráfico [SiO_2] vs Entalpía

III.4.2. Geotermómetro de cationes

La geotermometría de cationes es una herramienta para analizar las temperaturas a subsuperficie de un sistema geotérmico (Giggenbach & Gouguel, 1989). Éstos se deben a que no se ven tan afectados por procesos secundarios (ebullición o dilución) que los geotermómetros basados en componentes individuales.

La base teórica de estos geotermómetros son las reacciones de intercambio catiónico (como por ejemplo la reacción de albita y feldespato K), cuya constante de equilibrio (K_{eq}) depende de la temperatura dada por la ecuación de van't Hoff.

$$\text{III.14} \quad \ln K_{eq} = -\frac{\Delta H^0}{RT} + \frac{\Delta S^0}{R}$$

Donde ΔH^0 es la entalpía de la reacción, T es la temperatura medida en kelvin, R es la constante de los gases y ΔS^0 es la entropía de la reacción. El valor de ΔH^0 generalmente cambia muy poco con la temperatura en el rango de 0-300°C, por lo que un gráfico del $\log K_{eq}$ vs $1000/T$ resulta en una línea recta aproximadamente (Fournier, 1991).

III.4.2.1. Na/K

El geotermómetro de Na/K se basa en la reacción producida entre la albita y el feldespato potásico



Los primeros experimentos de este geotermómetro fueron realizados en la década de los '60 por Orville (1963) y Hemley (1967). Los cuales mostraron que la razón de Na/K disminuye en el agua al aumentar la temperatura (Ellis & Mahon, 1967). De los experimentos previamente indicados se pudo llegar a las siguientes conclusiones: (i) las reacciones de intercambio entre los minerales y el fluido hidrotermal son lentos bajo los 300°C (ii) este geotermómetro tiende a estimar temperaturas mayores que los geotermómetros de sílice, esto debido a que se reequilibra más rápido, por lo cual sirve para estimar temperaturas a mayor profundidad del sistema.

La constante de equilibrio para esta reacción es la siguiente

$$\text{III.16} \quad K_{eq} = \frac{a_{Na} \cdot a_{feld.k}}{a_K \cdot a_{albita}} = \frac{[Na][Feld K]}{[K][Albita]}$$

Para simplificar esta ecuación se asumen que los minerales se encuentran en su fase pura por lo que la actividad son iguales a 1, y que la razón Na^+/K^+ se asemeja a la de las concentraciones molares, por lo que la constante de equilibrio queda de la siguiente forma:

III.17

$$K_{eq} = \frac{[Na]}{[K]}$$

La validez termodinámica de estas suposiciones ha sido muy discutida, debido a que asumir minerales en su fase pura es prácticamente imposible, aún más cuando ha existido una alteración hidrotermal (Díaz-Gonzalez, et al., 2008) sin embargo, se argumenta también que estas podrían despreciarse y que la constante de equilibrio se asemeje a la propuesta anteriormente (Pope, et al., 1987). Además que la relación de actividades ($a_{feld} \kappa / a_{albita}$) en feldespatos secundarios puede ser asumida con valores muy cercanas a la unidad (Giggenbach, 1988).

Por otro lado, la constante de la reacción III. 15 se puede relacionar con la energía libre de Gibbs (ΔG) mediante la siguiente ecuación:

III.18

$$\log(K_{eq}) = \frac{\Delta G^0}{2.303RT}$$

Donde R y T son la constante universal de los gases ideales y la temperatura absoluta (K) respectivamente. Considerando $\Delta G^0 = \Delta H^0 - T\Delta S^0$ y sustituyendo su valor en la ecuación III. 18 se llega a una forma simplificada de la ecuación de van't Hoff, la cual se puede expresar de la siguiente forma

III.19

$$\log(K_{eq}) = \left(\frac{\Delta H^0}{2.303R} \right) \left[\frac{1}{T} \right] + C$$

Donde ΔH^0 es la entalpía de la reacción y C la constante de integración. Como ΔH^0 presenta, por lo general, cambios muy pequeños con la temperatura en el intervalo de 0 a 300°C, la ecuación de van't Hoff (III. 19) permite evaluar la variación del log (K_{eq}) con la temperatura. Mediante regresión lineal al graficar K_{eq} con el inverso de T se logra la siguiente relación:

III.20

$$\log\left(\frac{Na}{K}\right) = A + \frac{B}{T}$$

La cual reemplazando con $T = t + 273.15$ con t la temperatura en Celsius (°C) tenemos la siguiente relación

III.21

$$t = \frac{B}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + A} - 273.15$$

Donde los coeficientes A y B dependen de las distintas versiones y experimentos con las cuales se realizó el geotermómetro.

Para realizar los cálculos de los geotermómetros se ocuparon los geotermómetros teóricos de Na/K de Truesdell (1976), Fournier (1979) Giggenbach (1988) y también los geotermómetros empíricos de Arnórsson (1983b) y Díaz-González (2008):

III.22

$$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{\log\frac{Na}{K} + 1.483} - 273.15 \quad (\text{Fournier, 1977})$$

$$\text{III.23} \quad T(^{\circ}\text{C}) = \frac{855.6}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)+0.8573} - 273.15 \quad (\text{Truesdell, 1976})$$

$$\text{III.24} \quad T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1390}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)+1.75} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach, 1988})$$

$$\text{III.25} \quad T(^{\circ}\text{C}) = \frac{933}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)+0.933} - 273.15 \quad (\text{Arnórsson, 1983})$$

$$\text{III.26} \quad T(^{\circ}\text{C}) = \frac{833}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)+0.908} - 273.15 \quad (\text{Díaz-Gonzalez, et al., 2008})$$

Donde las concentraciones de Na y K se miden en ppm o mg/l. Los resultados de la geotermometría de cationes para el área de estudio se encuentran resumidos en la Tabla III-31.

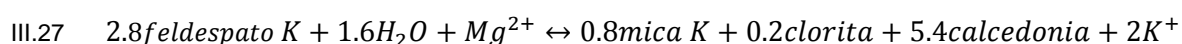
	Muestra	Giggenbach	Fournier	Verma & Santoyo	Truesdell	Arnórsson	Díaz-Gonzalez
Febrero	AC1	194	176	180	137	147	140
	AC2	184	165	170	125	135	128
	PG1	156	136	142	91	102	95
	TP1	160	141	146	96	107	100
	TP2	150	130	136	84	96	88
	TP3	153	133	139	88	99	91
Mayo	AC1	206	189	193	153	162	156
	AC2	191	174	178	135	144	138
	PG1	151	131	137	86	97	89
	TP1	158	138	144	94	105	98
	TP2	161	142	147	98	109	101
Junio	AC1	190	172	177	133	143	136
	PG1	150	130	136	84	96	88
	TP1	224	208	211	176	184	179
	TP2	177	158	163	116	127	120
	TP3	210	194	197	159	167	161

Tabla III-31. Geotermómetros de Cationes Na/K

III.4.2.2. K^2/Mg

La razón K^2/Mg es un buen indicador de la temperatura de equilibrio del sistema, esto es debido a que el Mg disminuye su concentración en el agua al aumentar la temperatura, ya que se incorpora a los minerales de alteración, como por ejemplo clorita (D'Amore y Arnórsson 2000). Este geotermómetro es muy utilizado dentro del rango de 120-140°C, porque en este rango los minerales involucrados dentro del geotermómetro de Na/K no alcanzan un equilibrio (Nicholson, 1993).

Este geotermómetro fue presentado por Giggenbach en 1983, el cual fue posteriormente discutido en el año 1988. Este geotermómetro se basa la siguiente reacción:



Del cual se desprende las siguientes ecuaciones para el geotermómetro:

$$\text{III.28} \quad T(^{\circ}C) = \frac{4410}{14 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach 1983b})$$

$$\text{III.29} \quad T(^{\circ}C) = \frac{2330}{7.35 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} - 273.15 \quad (\text{Fournier, 1991})$$

Los resultados de los geotermómetros se encuentran resumidos en la Tabla III-32.

	Muestra	Giggenbach	Fournier
Febrero	AC1	84	135
	AC2	85	139
	PG1	131	272
	TP1	79	123
	TP2	99	175
	TP3	81	128
Mayo	AC1	88	147
	AC2	80	127
	PG1	131	273
	TP1	67	0
	TP2	105	192
Junio	AC1	83	132
	PG1	130	269
	TP1	92	156
	TP2	111	210
	TP3	92	157

Tabla III-32. Geotermómetros de K^2/Mg

En aguas termales las concentraciones de Mg son muy bajas (del orden <1 ppm), mientras que en aguas superficiales frías, presentan una concentración superior en 1 orden de magnitud para el Mg, por lo que si el fluido geotermal se encuentra diluido por las aguas superficiales frías las temperaturas calculadas por este método siempre serán menores a las calculadas por el geotermómetro de Na/K, reflejando la vulnerabilidad de este geotermómetro a la dilución (Sepúlveda, 2005). Por otro lado la reequilibración de este geotermómetro es más rápida que la del geotermómetro de Na/K (Giggenbach, 1988), siendo las temperaturas calculadas más cercanas a la temperatura de descarga.

III.4.2.3. Na-K-Mg

Este geotermómetro ternario, propuesto por Giggenbach (1988), fue desarrollado para evitar los problemas de evaluar por separado los geotermómetros de Na/K y K^2/Mg . De esta forma los problemas de disolución y equilibrio final asociados a estos pueden ser atenuados. Ocupando las ecuaciones propuesta, tanto como para el geotermómetro de Na/K como para el de K^2/Mg (ecuaciones III.24 y III.28 respectivamente), Giggenbach logró desarrollar este geotermómetro ternario (Figura III-17).

El geotermómetro Na-K-Mg no sólo es útil para calcular la temperatura en subsuperficie, también es muy útil para establecer el grado de equilibrio de las aguas analizadas. Este diagrama permite la representación de isorazones de Na/K y K^2/Mg que son equivalentes a temperaturas dados los geotermómetros respectivos, con lo que estas líneas de isorazones son de también isotermas. La intersección de dos isotermas de igual temperatura, entrega razones de Na/K y K^2/Mg , correspondientes al equilibrio del fluido con las fases minerales que controlan el equilibrio (III.15 y III.27), y la unión de estos puntos a diferentes temperaturas genera la curva de equilibrio total (Giggenbach, 1988).

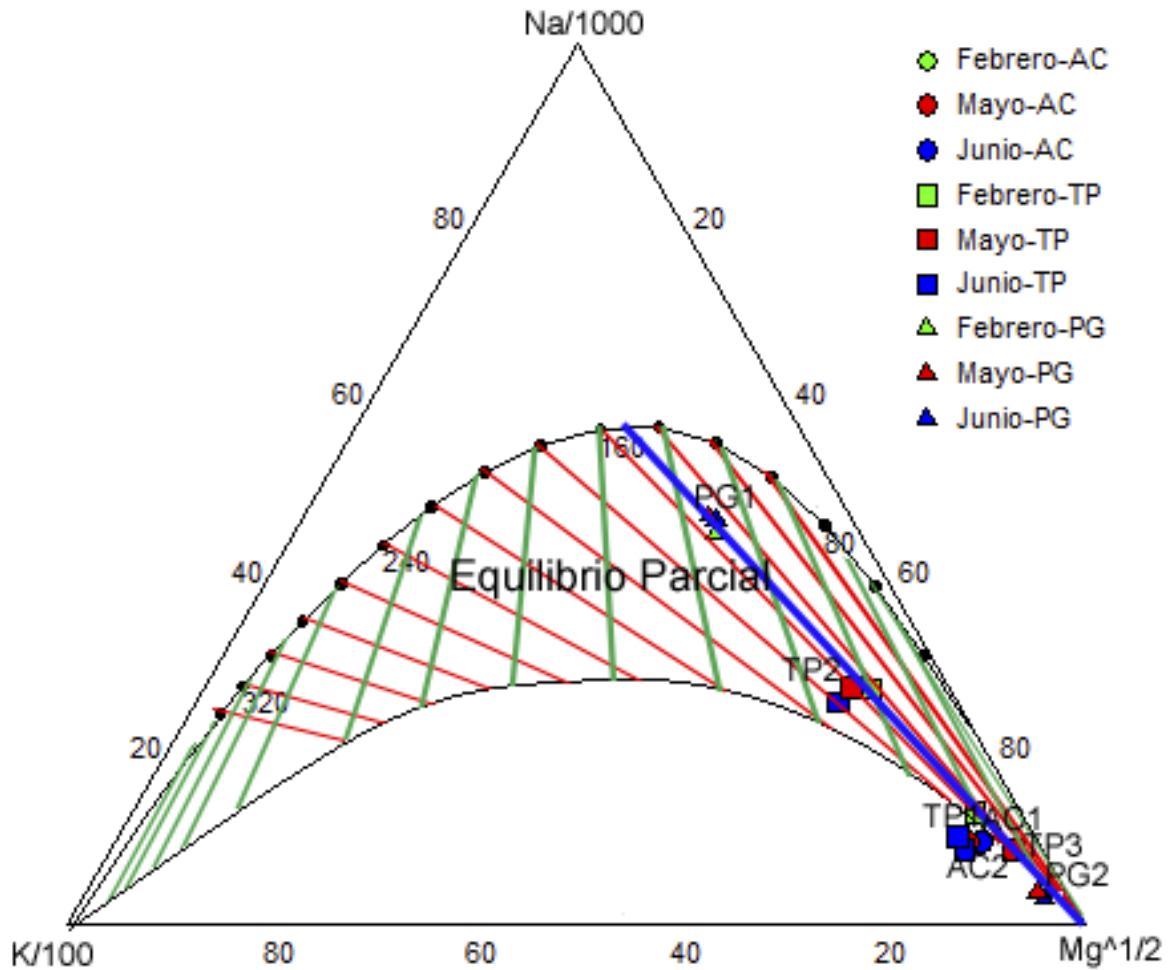


Figura III-17- Geotermómetro Na-K-Mg (Giggenbach, 1988), línea azul indica la temperatura calculada

A diferencia de otros geotermómetros como el de Na-K y Na-K-Ca, que necesitan de una preselección de las muestras a analizar basado en su pH, o en el diagrama ternario de aniones (generalmente se usan las aguas cloruradas maduras), el geotermómetro de Na-K-Mg entrega una clasificación automática de las aguas dependiendo del campo donde cae (Figura III-17).

De los resultados expuestos en la Figura III-17 se puede ver que no existen muestras totalmente equilibradas, pero sí existen dos que muestran un equilibrio parcial (TP2 y PG1), siendo la muestra de Pangal la que presenta el mayor equilibrio, las muestras de Aguas Calientes y Termas de Puyehue (TP1 y TP3), presentan un mayor grado de dilución por lo que se encuentran más cercanas al extremo de Mg. La temperatura estimada mediante este método se ubica entre los 140°C y 155°C.

III.4.3. Equilibrio multimineral

El equilibrio termodinámico entre una fase mineral y el fluido termal sería suficiente para interpretarla como un geotermómetro válido, pero procesos secundarios como desgasificación de CO₂, ebullición, enfriamiento conductivo, etc, que alteran la química del fluido en su ascenso puede llevar a interpretaciones incorrectas (Fournier & Truesdell, 1974; Arnórsson, 1983; Benavente, 2010). Por lo tanto si consideramos un ascenso simple (sin dilución ni ebullición en subsuperficie) se puede obtener una temperatura de equilibrio con las asociaciones de minerales de alteración que se encuentran a profundidad (Reed & Spycher, 1984).

Este método geotermométrico estima las temperaturas a través del equilibrio entre el fluido hidrotermal y minerales de alteración como función de la temperatura. Los minerales que se encuentran en equilibrio deben ser consistentes con los minerales de alteración encontrados en campos geotermales, de acuerdo a la interacción fluido/roca con la geología encontrada (Tole, et al., 1993). Cuando se interpreta la composición de muestras tomadas en manantiales superficiales, los principales factores que afectan al equilibrio multimineral son la mezcla con aguas meteóricas y ebullición (Pang & Reed, 1998).

Usando la actividad de las especies disueltas, considerando equilibrio homogéneo a diferentes temperaturas, es posible deducir el grado de saturación de una especie mediante el cálculo del coeficiente de reacción (Q) de este. La comparación entre el coeficiente de reacción (Q) y la constante de equilibrio (K) permite la evaluación del estado de equilibrio o saturación de un mineral (Pang & Reed, 1998). El estado de saturación de un mineral k se expresa en términos de $\log\left(\frac{Q}{K}\right)_k$ de la siguiente forma:

$$\text{III.30} \quad \log\left(\frac{Q}{K}\right)_k = \log\left(\prod^i a_{i,k}^{v_{i,k}}\right) - \log(K_k)$$

En la expresión anterior, Q es el producto de actividades iónicas, K es la constante de equilibrio del mineral k, $a_{i,k}$ es la actividad de la especie i y $v_{i,k}$ es el coeficiente estequiométrico de la especie i, de la expresión del equilibrio de masa para el mineral k. Si el valor de $\log(Q/K)_k$ es mayor que 0 indica sobresaturación (mineral precipita), si es menor que 0 indica subsaturación (mineral se disuelve) y si es igual a 0 indica que el mineral está en equilibrio con el fluido termal (Reed & Spycher, 1984).

La ventaja presente en esta metodología se hace notar en el hecho de que se calcula la especiación acuosa en un rango determinado de temperaturas, a fin de poder graficar el $\log(Q/K)_k$ v/s Temperatura para diferentes minerales, por lo que si un grupo de minerales converge a cierta temperatura, significara que estarán en equilibrio y aquella temperatura indicara el último equilibrio con la roca caja (Tole, et al., 1993).

III.4.3.1. Efectos de la dilución y ebullición

Los efectos de la dilución se ven reflejados de la siguiente forma: (1) la fuerza iónica cambia y por consiguiente los coeficientes de actividad y (2) que al variar el número de productos y reactantes acuosos, Q se modifica aún cuando todas las actividades sean modificadas por el mismo factor. Esto provoca que las curvas de saturación se muevan “paralelamente” hacia valores más bajos, ampliando el rango de temperaturas de equilibrio (Reed & Spycher, 1984).

La ebullición, por otro lado, provoca una dispersión irregular en las curvas de saturación debido a: (1) las concentraciones relativas de las distintas especies involucradas aumentan y (2) un mayor pH, por la pérdida de CO_2 y H_2S que generan ácidos débiles al disolverse en el agua, lo cual tiene efectos en la especiación (Reed & Spycher, 1984).

Estos efectos se pueden notar en los diagramas, pero si las aguas se requilibrarán con la roca caja entonces estas evidencias serían obliteradas.

III.4.3.2. Resultados

Para el estudio del equilibrio multimineral, se deben elegir minerales que se forman debido a la alteración hidrotermal y que concuerde con la geología de la zona o que se den en sistemas geotérmicos en general, en especial aquellos que se formarían en un contexto geológico similar. Los minerales que siempre deben estar se encuentran el cuarzo o calcedonia, feldspatos alcalinos (albita y microclina), calcita, también se puede considerar a la anhidrita, fluorita y/o zeolitas, esméctica, clorita, wairakita, prenitita, epidota y mica. Para este estudio se utilizó la base de datos del programa WATCH (Arnorssón, et al., 1982), donde el rango (-3,3) para los valores de IS (Índice Saturación) es el elegido para calcular las temperaturas. El modelamiento a través del programa WATCH se hizo en el rango de temperatura 60° y 250°C en una iteración de nueve pasos cada 25°C , a fin de abarcar el rango de temperatura que se estima del reservorio y las temperaturas de descargas existentes.

La dilución y ebullición son procesos secundarios que alteran los resultados del equilibrio multimineral, modificando los valores de Q y K y por tanto las pendientes de las curvas de saturación, lo cual puede llevar a interpretaciones erróneas en las distintas muestras (Reed & Spycher, 1984).

III.4.3.2.1. Aguas Calientes

Para esta zona, los minerales considerados para estimar el equilibrio multimineral son el cuarzo, calcedonia, albita de baja y microclina, que son los minerales participantes

en los geotermómetros de sílice y Na-K (Fournier, 1977), las montmorillonitas de Na y K también se incluyen, debido a que en el rango de 85° a 95° incorporan a su fase mineral estos elementos si la cinética de reacción lo permite (Giggenbach, 1988). Finalmente la laumontita, una ceolita de baja a moderada temperatura, es incluida en el equilibrio por que puede incorporar al Ca en su fase mineral en sistemas geotermales (Giggenbach, 1988).

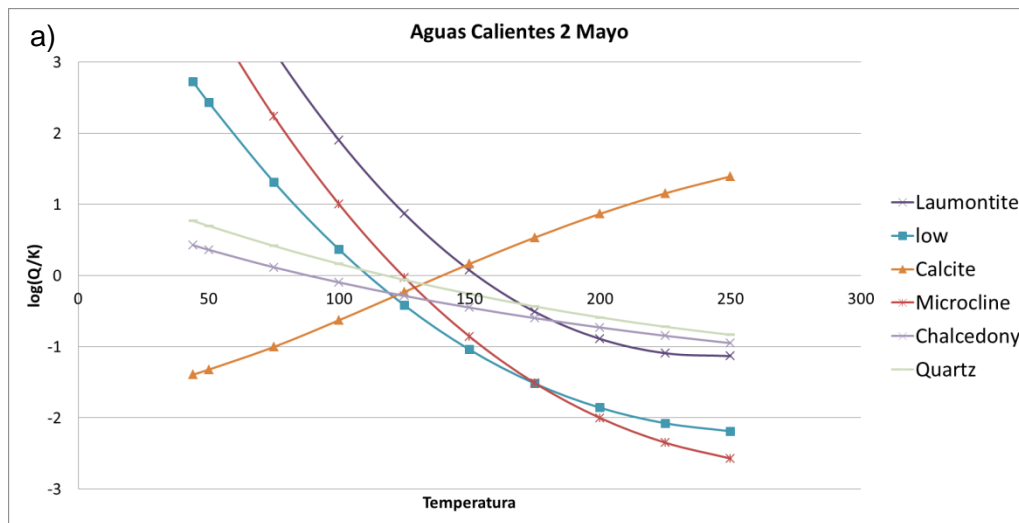


Figura III-18. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para AC2

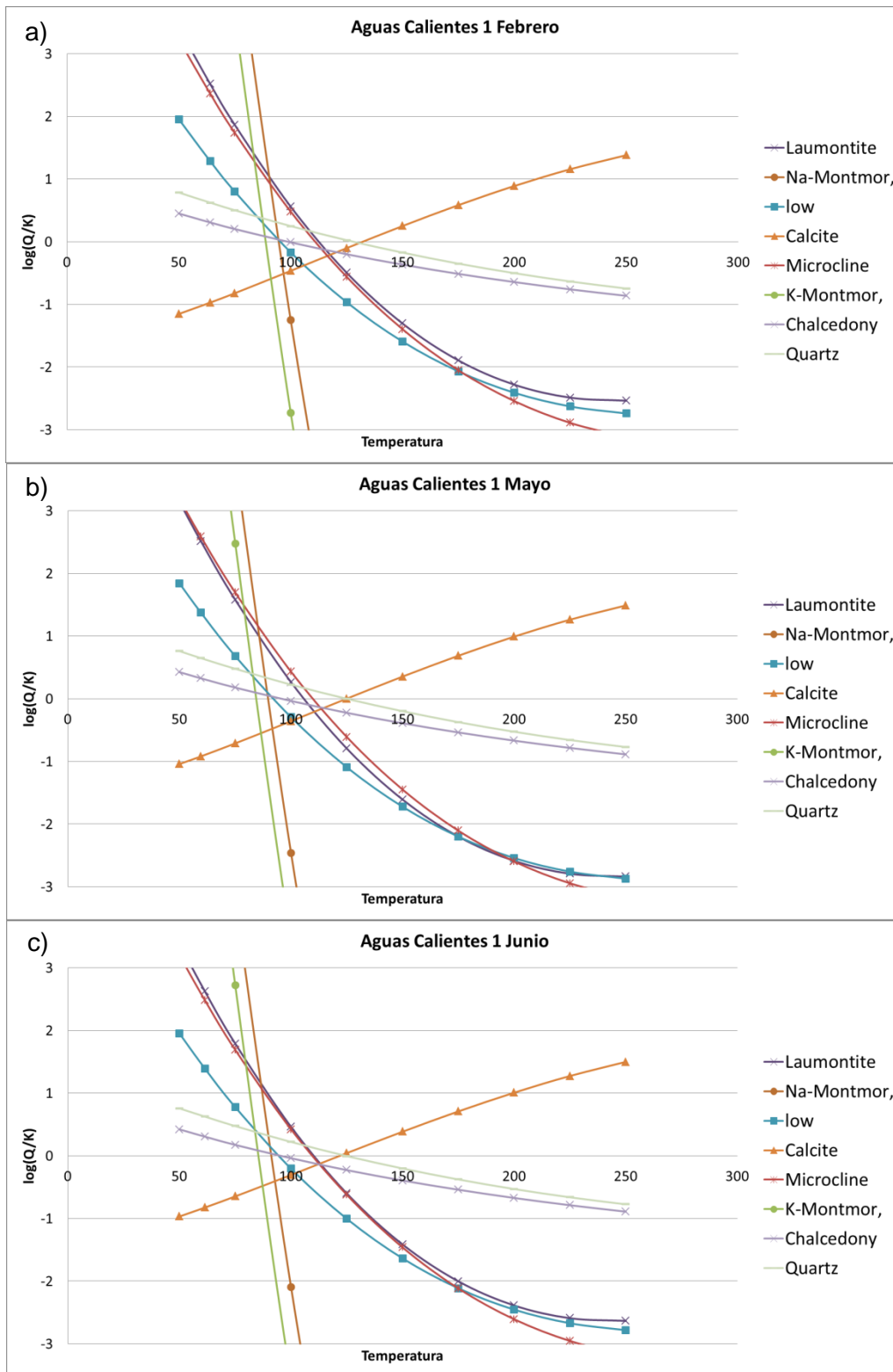


Figura III-19. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para AC1

En las Figura III-18 y Figura III-19 se muestran los resultados del equilibrio multiminerar tanto para AC1 como para AC2. Para la muestra AC1 se pueden apreciar una asociación mineralógica a los 95°C aprox (calcedonia + Na-montmorillonita + albita) y otra cercana a los 125°C (cuarzo-calcita). Por otro lado en AC2 no se aprecia una asociación mineralógica distintiva. Debido a procesos secundarios, como ebullición y dilución, los equilibrios se dispersan, disminuyendo la temperatura de equilibrio (Reed & Spycher, 1984).

III.4.3.2.2. Termas de Puyehue

Para esta zona, los minerales considerado para estimar el equilibrio multiminerar son el cuarzo, calcedonia, albita de baja y microclina, que son los minerales participantes en los geotermómetros de sílice y Na-K (Fournier, 1977). También la laumontita, una ceolita de baja a moderada temperatura, es incluida en el equilibrio por que puede incorporar al Ca en su fase mineral en sistemas geotermales (Giggenbach, 1988). La moscovita también se considera ya que es un mineral de alteración hidrotermal típico.

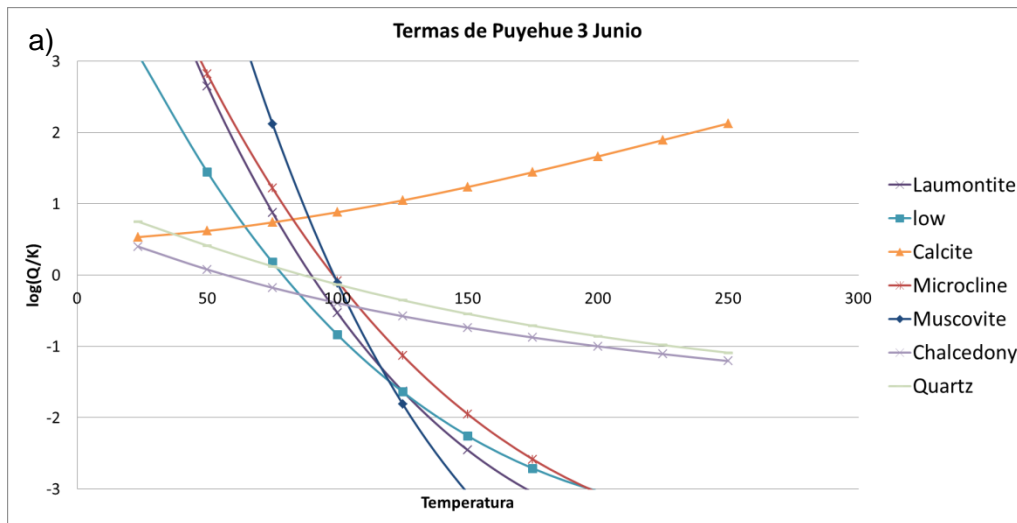


Figura III-20. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para TP3

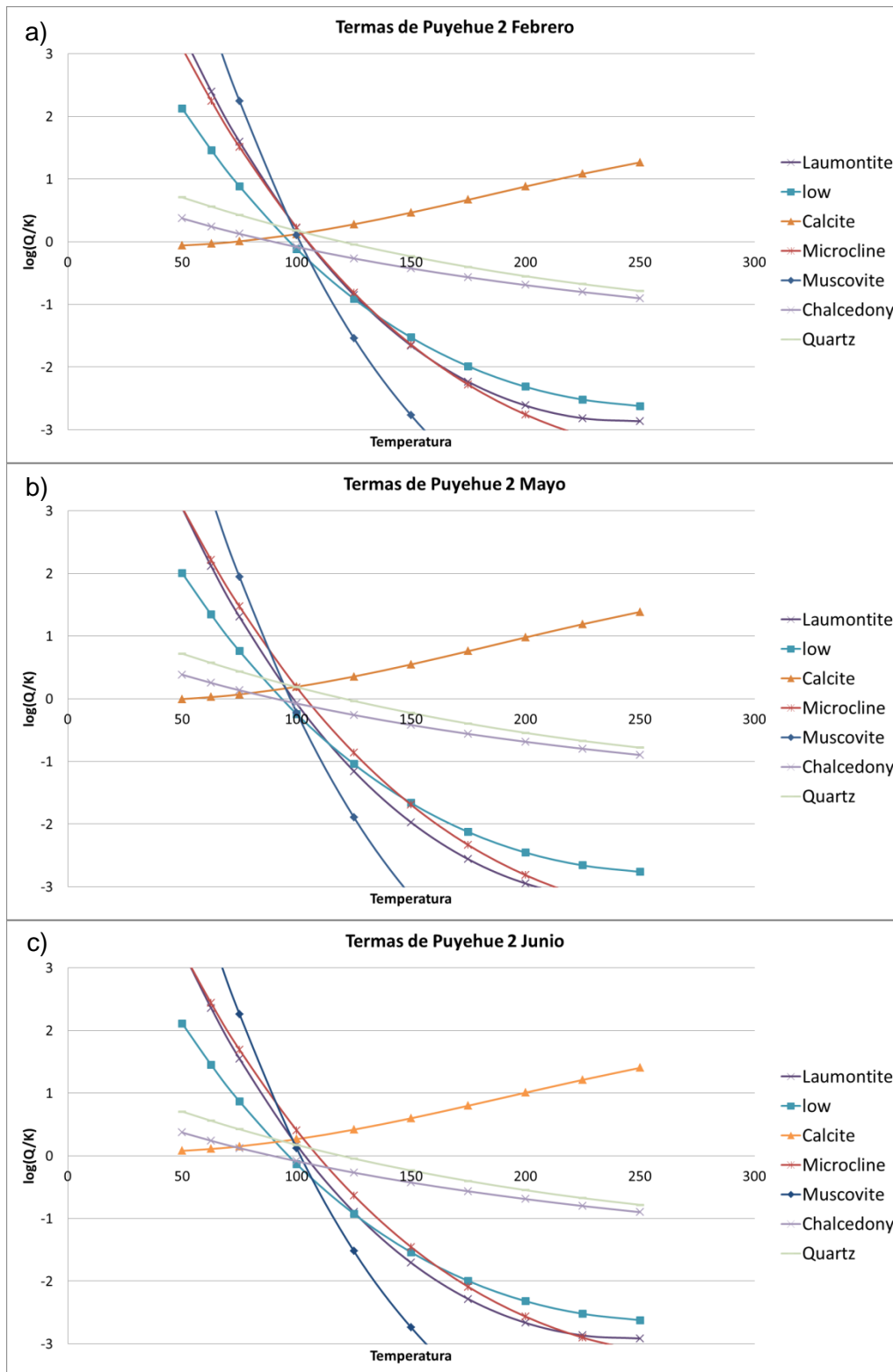


Figura III-21. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para TP2

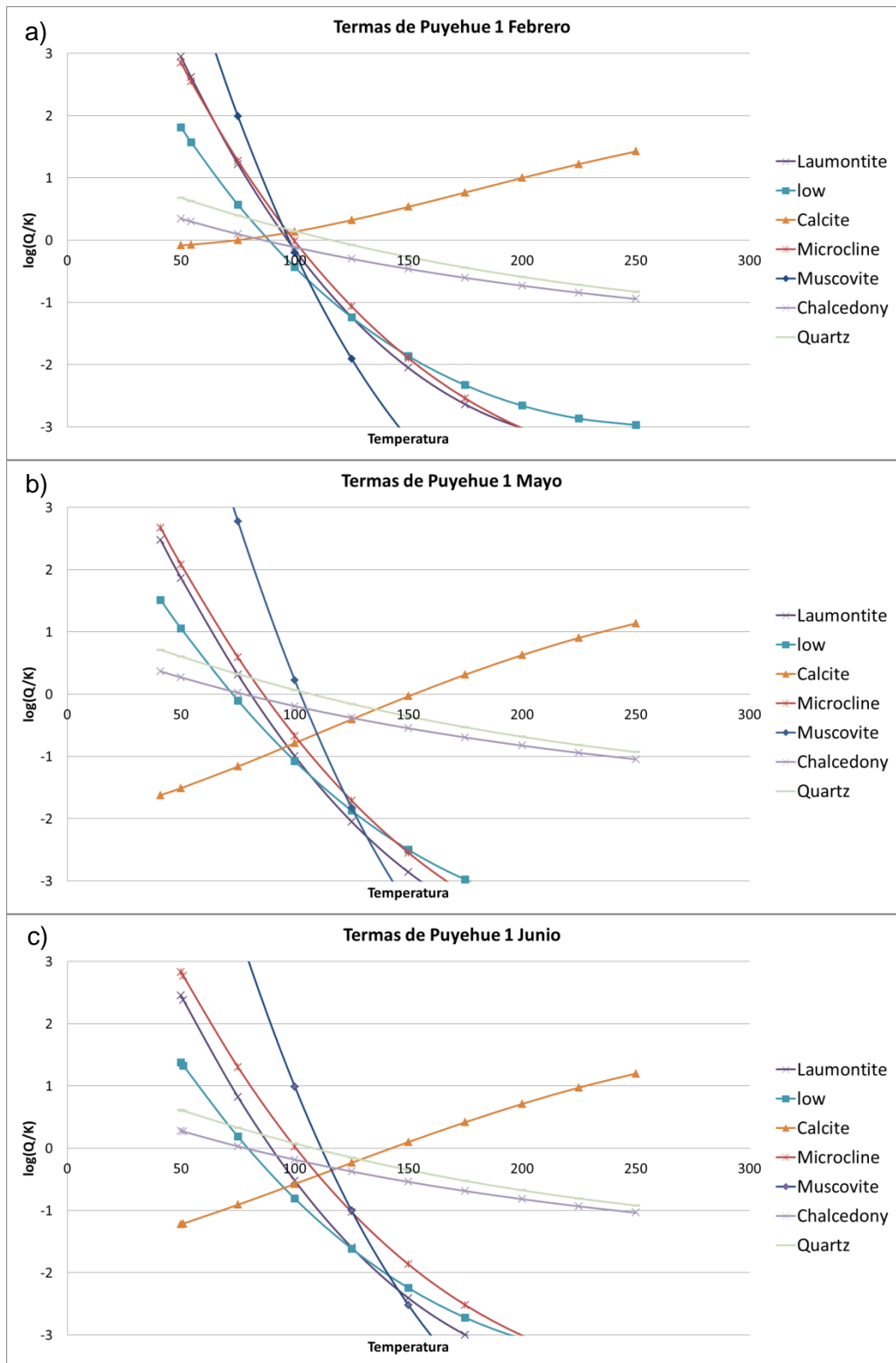


Figura III-22. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para TP1

En las Figura III-20, Figura III-21 y Figura III-22 se muestran los resultados para el equilibrio multimineral de Termas de Puyehue (TP1, TP2 y TP3). Para TP1 se encuentra un “pseudo” equilibrio en las muestras tomadas en Febrero donde se juntan en torno a los 100°C, para los siguientes muestreos el efecto de dilución se hace presente, dispersando los valores de las temperaturas de equilibrio, ampliando el rango de éste. Para TP2 por otro lado, el efecto de la dilución se hace menos presente y existe un equilibrio cercano a los 100°C ($\pm 15^\circ\text{C}$). Por ultimo en TP3 los índices de saturación varían en gran proporción de un muestreo a otro, esto es otro indicio de una mayor dilución en los meses invernales ya que disminuye la sobresaturación de ciertos minerales provocando su precipitación, pero de todas formas no se forma un equilibrio notorio.

De los tres sitios de muestreo en Termas de Puyehue se puede interpretar la existencia de una dilución, la cual dispersa los rangos de temperaturas de equilibrio, y que de existir un equilibrio este debe existir alrededor de los 100°C ($\pm 15^\circ\text{C}$).

III.4.3.2.3. Pangal

Para esta zona, los minerales considerados para estimar el equilibrio multimineral son el cuarzo, calcedonia, albita de baja y microclina, que son los minerales participantes en los geotermómetros de sílice y Na-K (Fournier, 1977). También la laumontita, una ceolita de baja a moderada temperatura, es incluida en el equilibrio por que puede incorporar al Ca en su fase mineral en sistemas geotermales (Giggenbach, 1988). La moscovita también es considerada porque es un mineral de alteración hidrotermal típico.

En la Figura III-23 se presentan los resultados para el equilibrio multimineral en la zona de Pangal (PG1). De este se puede desprender que existe un rango de equilibrio entre los 95°C hasta los 130°C. Por otro lado existen evidencias de dilución, debido al ampliamiento del rango de temperatura presente en el muestreo de Mayo con respecto al hecho en Febrero. Pero por otro lado también se puede interpretar efectos debido a ebullición, debido a la despresurización del pozo, por el irregular cambio en las pendientes de las curvas de saturación de los distintos minerales.

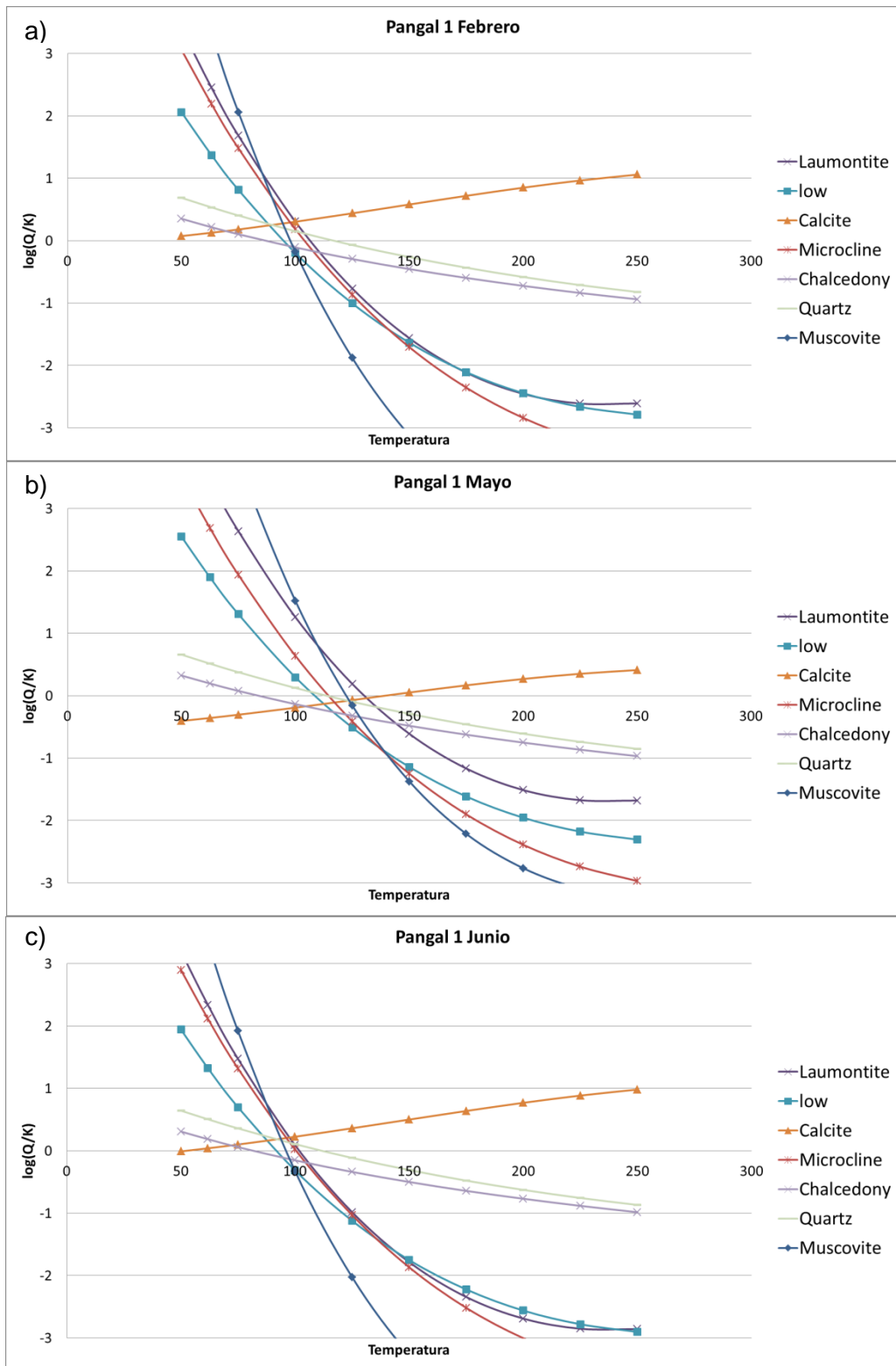


Figura III-23. Índices de Saturación vs Temperaturas con los minerales seleccionados para PG1

III.4.4. Rango de temperaturas y condiciones de equilibrio

A partir de los resultados de los geotermómetros convencionales, equilibrios multimineral y los geotermómetros ternarios de Na-K-Mg se estimará las condiciones de equilibrio y temperaturas estimadas del posible reservorio del sistema geotermal.

Los geotermómetros convencionales (Figura III-24, Figura III-25 y Figura III-26) y el geotermómetro ternario Na-K-Mg (Figura III-17) indican que, por lo general, existe un reservorio en desequilibrio, exceptuando por los casos de TP2 y PG1, debido principalmente a la dispersión de los resultados de temperatura sin tanta dispersión (sin contar los geotermómetros de K/Mg²) y las bajas concentraciones de Mg para estos.

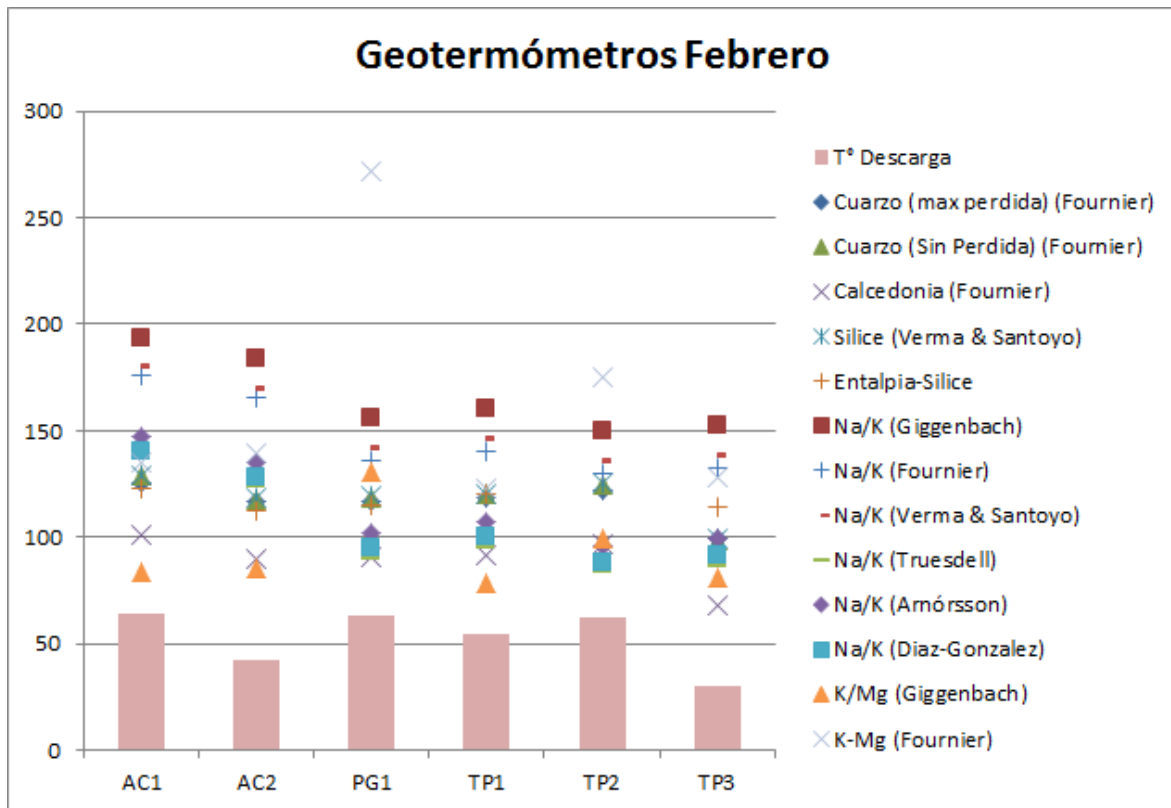


Figura III-24. Resumen de la estimación de temperaturas a partir de los geotermómetros convencionales (Febrero)

Las estimaciones de temperatura mediante el equilibrio multimineral (Figura III-18, Figura III-19, Figura III-20, Figura III-21, Figura III-22 y Figura III-23) en conjunto con los geotermómetros de sílice (Tabla III-30) indican una temperatura de equilibrio entre los 100°C y 110°C, considerada la última temperatura de equilibrio. Por otro lado los geotermómetros de cationes (Tabla III-31 y Tabla III-32) en conjunto con el geotermómetro ternario Na-K-Mg (Figura III-17) indican una temperatura de equilibrio a 150-160°C.

La medianamente alta temperatura estimada provoca que los geotermómetros de K/Mg² no sean del todo confiables, estimando temperaturas cercanas a las superficiales

cuando las muestras son manantiales calientes, en cambio cuando las muestras son extraídas de pozos (PG1 y TP2) los resultados son sobrestimados, siendo mayores a los de Na/K y por lo tanto invalidando sus resultados.

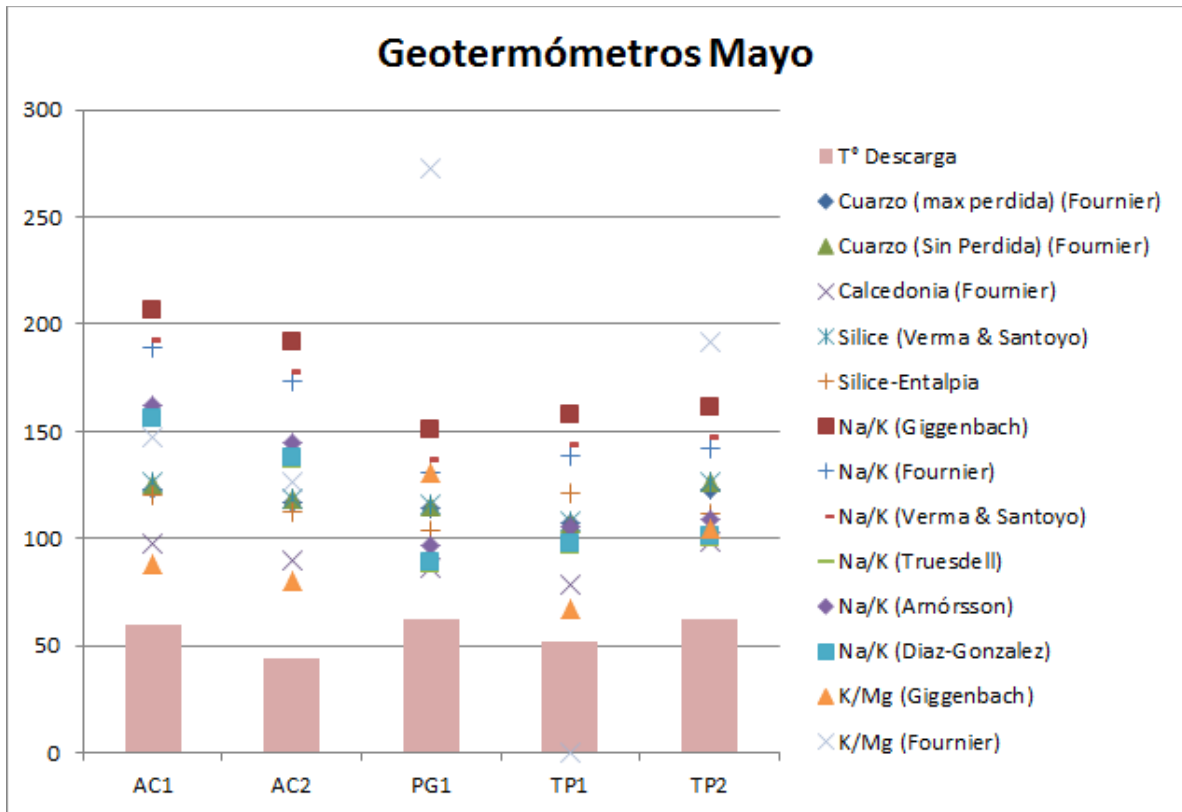


Figura III-25. Resumen de la estimación de temperaturas a partir de los geotermómetros convencionales (Mayo)

Los resultados de equilibrio multimineral indican que los geotermómetros de sílice más confiables para representar el equilibrio son los de cuarzo, estimando una temperatura de 125°C para el equilibrio.

De los distintos estudios de geotermometría que se hicieron para el área de estudio, se puede concluir que existe un sistema geotermal en equilibrio parcial a profundidad y en desequilibrio en superficie. Este presenta un equilibrio alrededor de los 120°C y los 150°C, pudiéndose estimar una temperatura máxima de 200°C (Na/K Giggenbach). Debido a errores de los propios geotermómetros se podría esperar un reservorio de mediana entalpía de unos 160° a 180°C

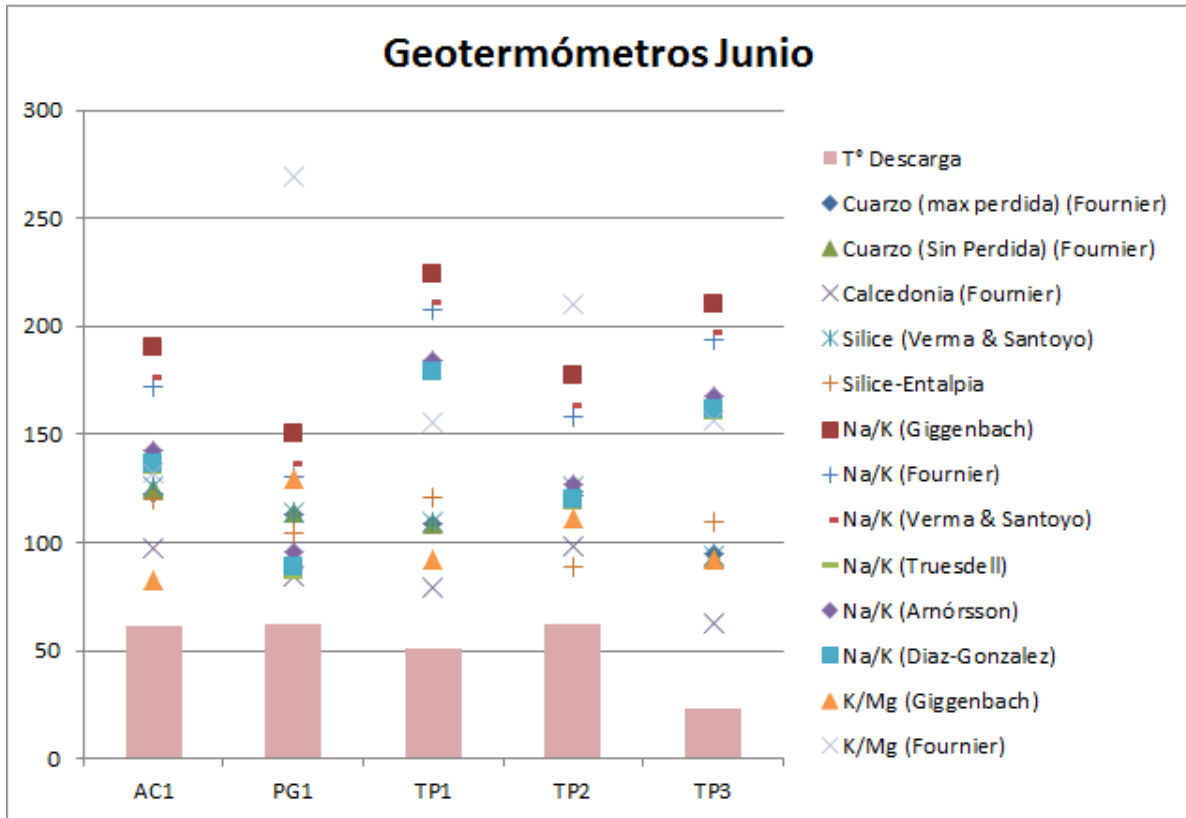


Figura III-26. Resumen de la estimación de temperaturas a partir de los geotermómetros convencionales (Junio)

III.4.5. Discusiones

La elección de los geotermómetros y la validez de estos en un sistema geotermal dado, está controlado por las condiciones geológicas a las que el sistema se encuentra inmerso como también la de la zona donde se realizó el estudio de dicho geotermómetro. Aunque para estudios geotermales se deben realizar la mayor cantidad de geotermómetros disponibles, hay que tener especial cuidado con aquellos que en su desarrollo los ambientes geológicos no es posible emular.

Para este trabajo se tomaron en cuenta geotermómetros empíricos (e.g Giggenbach (1988), Fournier (1991) que su desarrollo se realizó en ambientes geológicos similares al chileno y geotermómetros teóricos (Díaz-Gonzalez, et al., 2008) que se complementan entre si.

Aún cuando los resultados son dispares entre si en muchos casos para geotermómetros del mismo tipo ($Na/K_{giggenbach} > Na/K_{armórsson}$), con diferencias que alcanzan los 40°C, las condiciones de dilución y distintos procesos de interacción agua-roca podrían explicar estas discrepancias, así como también procesos secundarios no interpretados en la zona.

Por otra parte los errores intrínsecos de los geotermómetros hacen variar los resultados de estos entre un 1-9% a un 3-12% entre los geotermómetros de sílice y entre un 24-43% a un 19-34% para los geotermómetros de Na/K (Verma & Santoyo, 1997). Además de estos errores, se agregan también los asociados a la exactitud de las maquinas de laboratorio (ICP-OES y Cromatógrafo Iónico) lo que podría modificar y ampliar los rangos de temperaturas de cada geotermómetro.

El equilibrio multimineral es una buena herramienta para determinar rangos de temperaturas, aunque es necesario, como todo geotermómetro, la comparación con otros para corroborar sus resultados. Además de que sus interpretaciones son complejas debido a procesos que modifican el equilibrio, lo que conlleva a interpretaciones posiblemente erróneas que deben ser corroboradas con otros análisis.

III.5. Síntesis de geoquímica de aguas

Las aguas tienen un pH neutro en general (pH entre 6.8 y 8.5, pH=7 en promedio) con un contenido de sólidos disueltos bajo para sistemas geotermales, alrededor de 250 a 300 ppm (exceptuando a PG1 con un contenido de 2500 ppm de sólidos disueltos). Los resultados químicos indican que estas aguas son del tipo clorurado-sódico

Debido a la clasificación por el diagrama Piper (Figura III-2 a Figura III-10), la cual clasifica las muestras como aguas del tipo clorurada-sódica, con un componente sulfatado, posiciona a todas las muestras en la zona más alejada del *outflow* del sistema.

Los aniones principales (Figura III-11) y elementos conservativos (Figura III-12) indican que todos los puntos de muestreo corresponden a un solo sistema geotermal.

Los diagramas Schoeller (Figura III-13) y de dispersión (Figura III-14 y Figura III-15) indican una fuerte dilución para las muestras del sistema geotermal estudiado, provocando una dificultad para estimar temperaturas mediante los geotermómetros de sílice y cationes. De todas formas las temperaturas estimadas mediante los geotermómetros de Na/K son consideradas las más representativas del reservorio, estimando una temperatura de 160° a 180°C.

Las temperaturas en superficie, aquellas de los manantiales calientes (AC1, TP1) y aquellos con mezclas (AC2, TP3 y PG2) indican que a menor elevación menor es la temperatura de superficie, lo que podría indicar un *outflow* sub-superficial de dirección SSE-NNW

IV. Modelo integrado

En este capítulo se presenta un modelo conceptual del sistema geotermal para el área de estudio, Parque Nacional Puyehue, considerando la caracterización geoquímica realizada además de la geología estudiada para la zona.

Con respecto a la caracterización geoquímica, el modelo debe considerar los siguientes aspectos, los cuales han sido expuestos en la sección “síntesis de la geoquímica de aguas”:

- (a) La clasificación como aguas cloruradas neutras dentro de un sistema geotérmico
- (b) La baja cantidad de sólidos disueltos en las aguas termales, debido a la dilución con aguas meteóricas.
- (c) Rangos de temperaturas de equilibrios estimadas para el sistema y el reservorio mismo.
- (d) Los contenidos de HCO_3 , Cl y SO_4 y las razones entre estos elementos dentro de un sistema geotermal.
- (e) Las relaciones Li, B, Cl que indican la existencia de un solo reservorio para el sistema en general.

Por otro lado el modelo también debe responder a ciertos aspectos geológicos encontrados en la zona:

- (a) Secuencias de lavas de edad pleistocena provenientes del complejo volcánico Casablanca-Antillanca.
- (b) Estructuras NW-SE y NNW-SSE presentes que controlan el ascenso de fluidos y la permeabilidad de las capas de lavas.

IV.1. Fuente de calor

Debido a su proximidad a la zona de muestreo (20 km al SE), y la composición química de las muestras tomadas, el complejo volcánico Casablanca-Antillanca (CVCA) se considera como la fuente de calor del sistema.

Estudio geocronológicos datan las erupciones del CVCA con una edad Plio-Pleistoceno (Dorsch, 2003). El complejo actualmente permanece inactivo, lo que indicaría que la cámara magmática de la cual proviene el calor del sistema es un intrusivo que propaga su calor por radiación o conducción.

Esta fuente de calor, como lo indican los estudios geotermométricos, debe estar a una temperatura de 160°C hasta 180° como máximo. En la zona de descarga, donde se tomaron las muestras, la temperatura no sobrepasa los 65° y la última temperatura de equilibrio que se pudo constatar con el equilibrio multimineral indica que éste se logró a unos 100° - 120°C.

IV.2. Acuíferos

De acuerdo a los observado en terreno y a la geología recopilada, se reconocen varios acuíferos, los que corresponden a sedimentos no consolidados fluviales, glaciales y laháricos, basaltos e intrusivos fuertemente fracturados. Estos últimos corresponden a acuíferos del sistema geotermal, los otros acuíferos son parte del sistema hidrogeológico del área.

Observaciones en el pozo de agua mineral en la embotelladora Puyehue (TP3) indica que las aguas termales fluyen desde rocas volcánicas fracturadas y levemente falladas a una profundidad de 143 m bajo la superficie.

La superficie de las granodioritas/tonalitas (Mg) miocenas, las cuales conforman el basamento del área, esta fuertemente fracturada. En esta se encuentran minerales secundarios de arcilla, los que en una primera instancia puede ser un indicio de meteorización, pero por otro lado también pueden corresponder a alteración hidrotermal. Se observan que estos intrusivos afloran dentro de los alrededores de las fuentes naturales termales (Aguas Calientes y Termas de Puyehue). La presencia de agua en las granodioritas/tonalitas puede ser visto de 2 formas: (1) a través de la superficie de valles erosionados, (2) por medio de un entramado de fallas.

IV.3. Capas impermeables

El último requerimiento para un sistema geotermal es la presencia de capas impermeables que confinen al sistema (Gupta & Roy, 2007), que en el caso del área estudiada pueden corresponder a basaltos impermeables y/o basamento impermeable (zona no fracturada del intrusivo)

En la embotelladora Puyehue (TP3) se observó un horizonte de 71 m de espesor de roca volcánica densa. Esta corresponde a la secuencia del basalto de olivino-piroxeno Puyehue (FI), el cual fue mapeado en las cercanías al hotel. Sin embargo este basalto fue encontrado sobre los manantiales. Se caracteriza por sus bloques masivos con grietas muy finas. Se clasifica como hidráulicamente densa. Estos flujos cubren toda el área central del Cordón Fiucha. Estos basaltos forman la capa superior sobre un área amplia. La infiltración de aguas subterráneas ocurre marginalmente a través de las grietas.

IV.4. Dirección de fluidos

Como resultado del mapeo, la secuencia de lava observada en la embotelladora (TP3), la cual subyace a los depósitos no consolidados cuaternarios, se extiende hasta la zona del pozo de Pangal (PG1). Por lo cual, es posible que tanto el pozo de Pangal y el pozo de la embotelladora son alimentados por lavas fuertemente fracturadas. Estas lavas pleistocenas cubren toda el área central de la zona de estudio (Cordón Fiucha), lo que se corrobora con estudios químicos y mineralógicos (Thorwart, 2011). En el área de Termas de Puyehue esta lava aflora, formando un relieve abrupto. Aquí, se encuentra una lava con una fuerte erosión glacial con un fracturamiento muy fino, el cual debe ser hidráulicamente ajustado. Esto se complementa con los registros de pozo para el horizonte volcánico superior en el pozo de agua mineral (TP3). Este flujo en su emplazamiento siguió la topografía reinante en este periodo y relleno el valle. El hecho de que hoy en día se encuentra tanto en secciones superficiales bajo sedimentos cuaternarios en los valles y como formador de relieve afirma la asunción que su superficie es controlada por los canales glaciales. Lo mismo es asumido para el basamento granodiorítico, el cual es encontrado tanto en zonas altas como bajas. Se puede asumir también que la dirección del flujo de agua termal sigue la inclinación del valle glacial, así fluyendo con una dirección SSE-NNW. En el mapeo no se clarifica hasta que punto las fallas ayudan en el ascenso de los fluidos termales.

Todos estos antecedentes puestos se concentran en el modelo teórico del sistema geotermal (Figura IV-1). Este modelo considera los distintos acuíferos determinados en el sistema, así como una fuente calórica inserta en el CVCA.

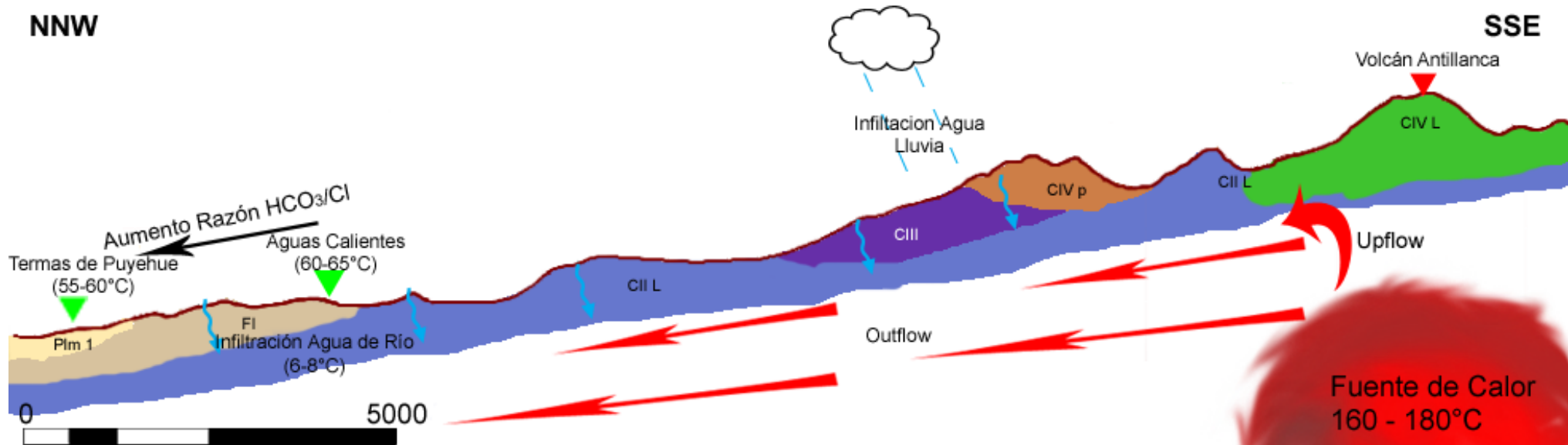


Figura IV-1. Modelo Teórico del sistema geotermal Aguas Calientes-Puyehue

V. Conclusiones y Recomendaciones

V.1. Conclusiones

El origen de las fuentes termales del sistema geotermal Puyehue-Aguas Calientes está relacionada con tres elementos principales: (i) fuentes de calor asociadas a cámaras magmáticas del complejo volcánico Casablanca-Antillanca, (ii) zonas de alta permeabilidad, asociada a la zona de fallas Liquiñe-Ofqui y permeabilidad misma de las rocas volcánicas y (iii) percolación de aguas meteóricas de los ríos Chanleufu y Golgol, además de agua lluvia, donde procesos como interacción agua-roca, absorción de vapores magmáticos, calentamiento conductivo y convectivo, ebullición y dilución le entregan una característica química y física a los fluidos geotermales evaluados en este trabajo.

A partir de estas características y también de su ubicación espacial con respecto al CVCA, las fuentes termales pueden ser ubicadas dentro de un modelo geotermal teórico (Figura V-1). Debido al carácter químico de las aguas, del tipo clorurado, y su ubicación, éstas se deben encontrar en la zona del *outflow* del sistema en la parte más alejada de este.

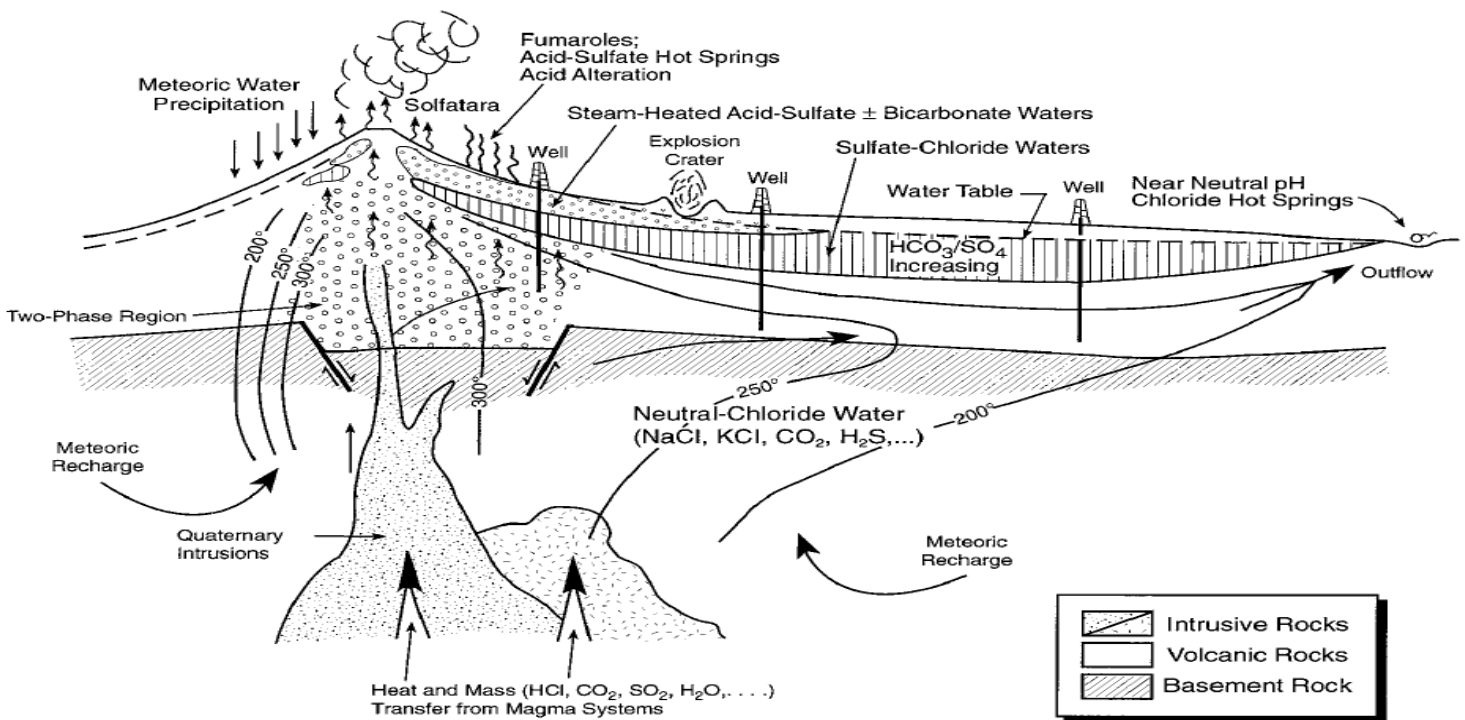


Figura V-1. Modelo Geotermal Teórico (Goff & Janik, 2000)

Las temperaturas estimadas en las distintas fuentes termales entregan resultados disímiles en cuanto a la temperatura de equilibrio, pero los resultados indican que por lo general la temperatura de equilibrio se encuentra alrededor de los 160° a 180°, considerando la dilución de los geotermómetros de una fase (cuarzo) y las diferencias de cinética entre los geotermómetros de 2 fases (Na-K y K-Mg).

Las aguas controladas en este trabajo presentan una fuerte dilución, lo que se puede corroborar en los resultados entregados por los diagramas de Schoeller (Figura III-13) y diagramas de dispersión (Figura III-14 y Figura III-15). Esta dilución modifica resultados como la geotermometría de las aguas analizadas.

V.2. Recomendaciones

En futuros estudios a realizar en la zona se recomienda realizar los siguientes estudios que no fueron realizados para este trabajo:

- Estudios isotópicos, tales como $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H, Tritio, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, con el fin de profundizar en los estudios de interacción agua-roca, cambios de temperatura, procesos de mezcla, etc. Además de dar cuenta de mejor forma el origen de las aguas y su dirección de flujo.
- Geoquímica de gases, se recomienda realizar estos estudios. Los puntos AC2 y TP1 podrían ser puntos de muestreos para estos tipos de estudios, con el fin de entregar más resultados de los procesos de los fluidos.
- Ocupar herramientas geofísicas, con el fin de determinar la extensión de los acuíferos del sistema.
- 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.

Todas estas recomendaciones tienen el fin de encontrar sitios donde explotar el recurso energético del lugar de forma más eficiente, tanto para usos indirectos como directos (agricultura, piscicultura, calefacción, etc)

VI. Referencias

- Arnórsson, Stefan, 2000. Isotopic and Chemical techniques in geothermal exploration, development and use. *International Atomic Energy Agency*.
- Arnórsson, S., 1983. Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems. Implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics*, 12(2-3), pp. 119-128.
- Arnórsson, S., Sigurdsson, S. & Svavarsson, H., 1982. The chemistry of geothermal waters in Iceland. Calculation of aqueous speciation from 0 to 370 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(9), pp. 1513-1532.
- Arnórsson, S., Stefánsson, A. & Bjarnason, J., 2007. Fluid-Fluid Interactions in geothermal systems. *Reviews in mineralogy & geochemistry*, Volumen 65, pp. 259-312.
- Barrientos, S., 1994. Large thrust earthquakes and Volcanic Eruptions.. *Pure and Applied Geophysics*, Volumen 142, pp. 225-237.
- Benavente, O., 2010. Actividad hidrotermal asociada a los complejos volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, 36°S y 37°S, Zona Volcánica Sur, Chile. *Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile*.
- Campos, A. et al., 1998. Mapa geológico del área de Futrono (1:1.000.000). *Servicio Nacional de Geología y Minería, CHILE*.
- Cembrano, J., Hervé, F. & Lavenu, A., 1996. The Liquiñe-Ofqui fault: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, Volumen 256, pp. 55-66.
- Cembrano, J. & Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471, pp. 96-113.
- Cembrano, J. et al., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antartica triple junction. *Tectonophysics*, Volume 354, pp. 289-314.
- Cembrano, J. & Moreno, H., 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38° y 46° S ¿Dominios compresionales y tensionales de un régimen transcurrente?. *7º Congreso Geológico Chileno*, Volumen 1, pp. 240-244.
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A. & Sanhueza, A., 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, Southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, Issue 319, pp. 129-149.
- Chandrasekharam, D. & Bundschuh, J., 2008. *Low Enthalpy Geothermal Resources for Power Generation*. s.l.:Taylor & Francis.

D'Amore, F. & Arnórsson, S., 2000. Geothermometry. En: S. Arnórsson, ed. *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use*. Vienna: International Atomic Energy Agency, pp. 152-199.

Díaz-Gonzalez, L., Santoyo, E. & Reyes-Reyes, J., 2008. Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimiométricas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), pp. 465-482.

Dorsch, K., 2003. *Hydrogeologische Untersuchungen der Geothermalfelder von Puyehue und Cordón Caulle, Chile*. Munich: Tesis de Doctorado, Universidad Ludwig Maximilians.

Ellis, A. J. & Mahon, W. A. J., 1964. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions.. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volumen 28, pp. 1323-1357.

Ellis, A. J. & Mahon, W. A. J., 1967. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions. Part II. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volumen 31, pp. 519-538.

Fournier, R., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, Volumen 5, pp. 41-50.

Fournier, R. O., 1991. Water geothermometers applied to geothermal energy. En: *Application of geochemistry in geothermal reservoir development*. Roma: UNITAR, pp. 37-69.

Fournier, R. O. & Truesdell, A. H., 1974. Geochemical indicators of subsurface temperatures. Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, pp. 263-270.

Gerlach, D., Frey, F., Moreno, H. & López-Escobar, L., 1988. Recent volcanism in the Puyehue-Cordón Caulle region, Southern Andes, Chile (40,5° S): petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology*, 29(2), pp. 333-382.

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

Giggenbach, W. F., 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. En: *Application of geochemistry in geothermal reservoir development*. Roma: UNITAR, pp. 119-144.

Giggenbach, W. F., Gonfiantini, R., Jangi, B. L. & Truesdell, A. H., 1983. Isotopic and chemical composition of Parbati Valley geothermal discharge, NW Himalaya, India. *Geothermics*, Issue 12, pp. 199-222.

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

- Goff, F. & Janik, C. J., 2000. Geothermal Systems. En: H. Sigurdsson, ed. *Encyclopedia of Volcanoes*. s.l.:Academic Press, pp. 817-834.
- Gupta, H. & Roy, S., 2007. Geothermal Energy: An alternative resource for the 21St Century. *Elsevier publications*.
- Harper, M. A. et al., 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the evolution of the Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex, Andean Southern Volcanic Zone, CHile. *Abstracts IAVCEI General Assembly 2004, Symposium 12b*.
- Hauser, A., 1997. *Catastro y Caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile [Boletín N°50]*, s.l.: s.n.
- Lahsen, A., 2000. La energía geotérmica: Posibilidades de desarrollo en Chile.
- Lara, L., en preparación. *Geología del complejo volcánico Antillanca, Region de los Lagos*, Santiago: s.n.
- Lara, L., Matthews, S., Pérez de Arce, C. & Moreno, H., 2003. Evolución morfoestructural del complejo volcánico del Cordón Caulle (40°S): evidencias geocronológicas ^{39}Ar - ^{40}Ar . *Actas X Congreso Geológico Chileno*.
- Lara, L., Moreno, H. & Naranjo, J. A., 2004. Rhyodacitic fissure eruption in Southern Andes (Cordón Caulle: 40.5° S) after 1960 (Mw: 9.5) Chilean earthquake: a structural interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumen 138, pp. 127-138.
- Lara, L. et al., 2006. Magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex (40° S), Southern Andean Volcanic Zone: From shield to unusual rhyolitic fissural volcanism. *Journal of volcanology and geothermal research* 157, pp. 343-366.
- Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, H. & Pérez de Arce, C., 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del Sur (39°-42°S). *Revista Geológica de Chile*, 28(1), pp. 67-90.
- López-Escobar, L., Cembrano, J. & Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22(2), pp. 219-234.
- Moreno, H., 1977. *Geología del área volcánica Puyehue-Carrán en los Andes del Sur de Chile*, Santiago: s.n.
- Muñoz, M., 2011. *Sistema geotermal asociado al volcán Sierra Nevada: Estudio geoquímico de aguas y gases geotermales*. Santiago: Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile.

- Murray, K. & Wade, P., 1996. Checking Anion-Cation charge balance of water quality analysis: Limitations of the traditional method for non-potable waters. *Water SA Vol. 22 N°1*, pp. 27-32.
- Nicholson, K., 1993. *Geothermal Fluids: chemistry and exploration techniques*. Berlin: Springer-Verlag.
- Pang, Z.-H. & Reed, M., 1998. Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: Problems and methods. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(6), pp. 1083-1091.
- Pope, L. A., Hajash, A. & Popp, R. K., 1987. An experimental investigation of the quartz, Na-K, Na-K-Ca geothermometers and the effects of fluid composition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31(1-2), pp. 151-161.
- Reed, M. & Spycher, N., 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(7), pp. 1479-1492.
- Rosenau, M., Melnick, D. & Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 30°S and 42°S latitude. *Tectonophysics*, Volumen 25.
- Sanchez, P., 2010. *Rol de las distintas fuentes de calor en las aguas termales del área Villarrica-Chihuío, 40°15'S y 39°15'S, Zona Volcánica Sur, Chile*. Santiago: Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile.
- Sepúlveda, F., 2005. El sistema geotérmico de Cordón Caulle, Sur de Chile: Caracterización geológica y geoquímica.
- Sepúlveda, F. et al., 2004. Chemical and Isotopic composition of geothermal discharges from the Puyehue-Cordón Caulle area (40.5 S), Southern Chile. *Geothermics* 33, pp. 655-673.
- Sepúlveda, F. et al., 2005. Morpho-estructural evolution of the Cordón Caulle geothermal region, Southern Volcanic Region, Chile: Insights from gravity and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 148, pp. 165-189.
- Singer, B. S. y otros, 2004. Mantle and Crustal Melts in Basalt and Rhyolite Erupted in the Last 35 kyrs at Volcán Puyehue, Chilean SVZ: Evidence from U-Th Isotope Disequilibria. *IAVCEI General Assembly*, Symposium 12b(Volumen en Cd).
- Stern, C., 2004. Active Andean volcanism:its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), pp. 161-206.
- Thorwart, K., 2011. *Puyehue Geological Mapping. Field Report and Hidrogeological Model*, s.l.: s.n.

Tole, M. P., Arnannsson, H., Zhong-He, P. & Arnórsson, S., 1993. Fluid/mineral equilibrium calculation for geothermal fluids and chemical geothermometry. *Geothermics*, pp. 17-37.

Truesdell, A. H., 1991. Effects of physical process on geothermal fluids. En: *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. Roma: UNITAR/UNDP Centre of Small Energy Resources, pp. 71-92.

Truesdell, A. H. & Fournier, R. O., 1977. Procedure for estimating the temperature of a hot-water component in a mixed water using a plot of dissolved silica versus enthalpy. *U.S Geological Survey Journal Res*, Volumen 5, pp. 49-52.

Verma, S. P. & Santoyo, E., 1997. New improved equations for Na/K, Na/Li, and SiO₂ geothermometers by outlier detection and rejection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 9-23.