



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

**GEOTERMOMETRÍA MULTICOMPONENTE DE LAS  
MANIFESTACIONES TERMALES DEL SISTEMA GEOTERMAL EL  
TATIO – LA TORTA, II REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MAXIMILIANO ANDRÉS SEGUEL CÁRDENAS

PROFESOR GUÍA:

DIEGO MORATA CÉSPEDES

PROFESOR CO-GUÍA:

DIEGO ARAVENA NOEMI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MARTIN REICH MORALES

LINDA DANIELE

SANTIAGO DE CHILE

2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Maximiliano Andrés Seguel Cárdenas  
**FECHA:** 07/08/2020  
**PROFESOR GUÍA:** Diego Morata Céspedes

## **GEOTERMOMETRÍA MULTICOMPONENTE DE LAS MANIFESTACIONES TERMALES DEL SISTEMA GEOTERMAL EL TATIO – LA TORTA, II REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE**

El sistema geotermal El Tatio-La Torta ubicado en la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC) corresponde a un sistema de alta entalpía, el cual posee numerosas y variadas manifestaciones termales en superficie. Los análisis geoquímicos de aguas y gases de las descargas termales fueron utilizados para modelar las condiciones termodinámicas del reservorio profundo mediante geotermometría multicomponente optimizada (software GeoT).

En general, las simulaciones con GeoT se correlacionan de buena forma con modelaciones geoquímicas previas y las mediciones de temperatura en los pozos de exploración y explotación. En la subcuenca alta, los geotermómetros clásicos de sílice y Na-K tienden a subestimar y sobreestimar, respectivamente, las temperaturas reales. Por su parte los geotermómetros K-Mg y GeoT, permiten interpretar temperaturas de reservorio de 225°C aproximadamente. Por otro lado, en la subcuenca baja, los geotermómetros cuarzo-adiabático, K-Mg y Na-K generan en la mayoría de las muestras temperaturas muy inferiores (199° - 216°C) con respecto a la temperatura máxima medida en los pozos (260°C). Sin embargo, las estimaciones con GeoT representan el reequilibrio profundo ~ 250°C (reservorio principal), en vez del reequilibrio somero ~ 180°C (reservorio secundario), debido a la corrección por dilución que se utilizó en el software.

La diferencia de los geotermómetros entre ambas subcuencas probablemente se debe a las diferentes condiciones estructurales y al rol del clay cap, en donde, por un lado, se produce mezcla de fluidos del reservorio principal con agua meteórica local, existiendo reequilibrio químico a menor temperatura y profundidad y, por otro lado, existe ascenso rápido de fluidos desde el reservorio principal a la superficie, facilitado por una barrera impermeable.

La similitud litológica, estructural y geoquímica entre el sistema geotermal El Tatio-La Torta y el sistema Sol de Mañana en Bolivia, sumado a las temperaturas de reservorio similares a 250°C, plantea la posibilidad de un sistema geotermal regional que abarca estas dos zonas *outflow*, en donde la fuente de calor se asocia a un cuerpo resistivo debajo del cerro La Torta.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), proyecto ANID-Fondap 15090013 y a mi profesor guía Diego Morata Céspedes por la confianza, disposición y paciencia de atender mis consultas y discusiones. Así mismo, agradezco a mi profesor por el financiamiento del software utilizado en este trabajo de título.

Deseo agradecer también a mi profesor co-guía, Diego Aravena, por las innumerables revisiones y buena disposición que permitieron la realización de esta memoria.

Gracias también a los profesores de la comisión evaluadora, Martin Reich y Linda Daniele, por las correcciones y comentarios que indudablemente permitieron robustecer el resultado final de este trabajo.

Además, deseo agradecer a Juvenal Letelier por la información, confianza y entusiasmo, a Daniel Moncada por la confianza y licencia que me permitió complementar con modelos y, a cada persona y conversación que aportó con ideas y reflexiones en torno a la memoria.

Agradezco a todas y todos los compañeros y amigos que afortunadamente conocí en este camino, en especial a los bachis que apañaron en tantos momentos, a la Macumba batucada que me permitió desahogar el estrés universitario y conocer personas increíbles y a los SEDEX que ponen la cuota de humor y amistad todos los días del año, 24/7.

Finalmente, agradezco a mi familia por todo el cariño, confianza y soporte que me han brindado durante toda mi vida, esto es para ustedes.

En un país con tanta desigualdad social, no puedo dejar de agradecer y sentirme privilegiado por haber podido continuar mis estudios superiores, más aún, haber tenido la fortuna de poder estudiar una carrera tan hermosa como lo es la geología. Definitivamente, no hubiese podido llegar a esta condición privilegiada sin el esfuerzo de mi familia y de todas y todos las y los que luchan por una educación gratuita, de calidad para todas y todos.

Salud!

# TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN.....	1
HIPÓTESIS DE TRABAJO .....	2
OBJETIVOS .....	2
CAPÍTULO 1: MARCO TEÓRICO .....	3
1.1 Fluidos geotermales .....	3
1.2 Geotermometría de cationes y sílice .....	5
1.3 Geotermometría multicomponente .....	7
1.3.1 Software GeoT.....	7
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO .....	13
2.1 Geología regional.....	13
2.2 Estratigrafía local .....	14
2.3 Volcanismo y magmatismo.....	18
2.4 Tectónica y estructuras .....	20
CAPÍTULO 3: FLUÍDOS DEL SISTEMA GEOTERMAL EL TATIO-LA TORTA .....	22
3.1 Fluidos superficiales de El Tatio.....	22
3.2 Fluidos superficiales de La Torta.....	29
3.3 Geotermometría .....	31
3.4 Pozos.....	32
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA.....	37
4.1 Fuentes bibliográficas de los parámetros de entrada del software GeoT: .....	37
4.1.1 Mineralogía .....	37
4.1.2 Composición de gases .....	39
4.1.3 Fracción de vapor total de la descarga en peso (stwf).....	39
4.1.4 Composición de aguas.....	40
4.1.5 Constante de dilución (cfact).....	41

4.2 Condición de equilibrio.....	41
4.3 Análisis de sensibilidad.....	41
<b>CAPÍTULO 5: RESULTADOS .....</b>	<b>43</b>
5.1 Simulación A .....	44
5.1 Simulación B.....	47
5.3 Simulación C.....	49
5.4 Simulación D .....	52
5.5 Simulación E.....	53
<b>CAPÍTULO 6: DISCUSIONES .....</b>	<b>55</b>
6.1 Sensibilidad y validez de las simulaciones .....	55
6.2 Comparación de geotermómetros y reequilibrios químicos .....	61
6.3 Diferencias estructurales y clay cap en las subcuencas .....	65
6.4 Modelo conceptual.....	68
6.5 Implicancia en la conexión con el campo geotermal Sol de Mañana (Bolivia).....	70
6.6 Evaluación de GeoT como herramienta de exploración geotérmica .....	73
<b>CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES .....</b>	<b>75</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>76</b>
<b>ANEXOS Y APÉNDICES .....</b>	<b>82</b>

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: Características de los pozos perforados. s. i. significa sin información. Extraído de Lahsen y Trujillo (1976) y Díaz (2017).....	32
Tabla 4.1: Mineralogía de cada fuente bibliográfica utilizada en las simulaciones de GeoT. La mineralogía descrita por Palmer et al. (2014) hace referencia a las asociaciones minerales de alteración estándar para rocas hospedantes de tipo silícea y calco-alcalina.....	38
Tabla 4.2: Parámetros de entrada utilizados para cada simulación. ....	42
Tabla 6.1: Temperaturas medianas de los geotermómetros Na-K, K-Mg, cuarzo y GeoT. * El geotermómetro de cuarzo se corrigió con el mismo factor de dilución empleado en la simulación con GeoT. ....	62

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Sensibilidad de GeoT a la composición gaseosa y a STWF. Extraído de Espinoza (2017).....	10
Figura 1.2: Análisis de sensibilidad del factor de dilución (CFACT). Extraído de Espinoza (2017).....	10
Figura 1.3: Diagrama ilustrativo del algoritmo utilizado por el software GeoT. Modificado de Spycher et al. 2014. ....	12
Figura 2.1: Mapa regional de los Andes Centrales. Se detallan los dominios morfo-estructurales y las principales estructuras en este segmento de los Andes. Abreviaturas: PG = caldera Pastos Grandes; LC = caldera Laguna Colorada; CG = caldera Cerro Guacha; SA = Salar de Atacama. La estrella amarilla representa la zona de estudio (TA). Modificado de Lucchi et al. (2009). ....	13
Figura 2.3: Mapa geológico del área de estudio. Unidades geológicas se obtuvieron de Marinovic y Lahsen (1984) y las estructuras de Lahsen y Trujillo (1976) y Lucchi et al. (2009). ....	17
Figura 2.4: Mapa del borde occidental de Sudamérica junto a los principales sistemas de fallas y lineamientos presentes en la Zona Volcánica de los Andes Centrales. Recuadro azul muestra los edificios volcánicos cuaternarios y sistemas geotermales activos. Modificado de Veloso et al. 2019. ....	19
Figura 2.5: Mapa estructural del área del sistema geotermal El Tatio – La Torta. Extraído de Lucchi et al. (2009).....	21
Figura 3.1: Distribución de manifestaciones termales en las cuencas superior, media y baja. Extraído de Glennon y Pfaff (2003). ....	22
Figura 3.2: Diagrama piper de las descargas termales de El Tatio analizadas por Giggenbach (1978) y Cortecci et al. (2005).....	23
Figura 3.3: Diagrama de madurez de las descargas termales de El Tatio. Extraído de Cortecci et al. (2005).....	24
Figura 3.4: Diagrama ternario Cl-Li-B. Los triángulos oscurecidos corresponden a muestras de Cortecci et al. (2005), mientras que los triángulos sin relleno son análisis históricos. Cuadrados rellenos corresponde a aguas sódico-sulfatadas. Círculos rellenos a aguas de baja temperatura. A falta de datos de los elementos del diagrama en rocas de la Zona Volcánica Central, el autor añadió un “roca de corteza promedio”. Extraído de Cortecci et al. (2005).....	26
Figura 3.5: Diagrama ternario Li-Rb-Cs. Símbolos aplica igual que en la figura 3.3, a excepción de la composición de lavas de ZVC. ....	27
Figura 3.6: Isótopos estables ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta\text{D}$ ): (a) Interpretación en estudios previos de diferentes procesos que afectan a los fluidos. (b) Datos del estudio de Muñoz et al. (2018). La composición isotópica de los fluidos de reservorio propuestos (Giggenbach, 1978) se muestra mediante triángulos blancos marcados como A y B. Las cruces negras muestran la trayectoria de las composiciones desde la separación continua de vapor, partiendo de la composición inicial y la temperatura de los reservorios y disminuyendo en pasos de 20°C. Los triángulos blancos etiquetados a 80°C muestran la composición final de separación de vapor en un paso. La línea de agua calentada por vapor conecta el agua meteórica local y el agua magmática. La línea de	

mezcla conecta una posible fuente de agua meteórica de composición $\delta^{18}\text{O}$ aproximadamente -14,6 y $\delta\text{D}$ aproximadamente -107, correspondiente al agua a 4.000 m de altitud (Mahon y Cusicanqui, 1980; Fritz et al., 1979; Cortecchi et al., 2005) con agua andesítica. Extraído de Muñoz et al. (2018).	28
Figura 3.7: Ubicación de las manifestaciones termales en el sector de La Torta. Extraído de Tassi et al. (2010).	29
Figura 3.8: Diagrama piper de las aguas termales en el sector La Torta. Elaborado con datos geoquímicos de Tassi et al. (2010).	30
Figura 3.9: Perfil del prospecto geotérmico La Torta y su relación con el campo geotérmico El Tatio. Extraído de Cumming et al. (2002).	31
Figura 3.10: Mapa de ubicación de pozos del sistema geotermal geotermal El Tatio – La Torta. Se añaden las estructuras geológicas definidas por Lahsen y Trujillo (1976) y Lucchi et al. (2009).	34
Figura 3.11: Perfiles estratigráficos y de temperaturas para los pozos 1, 2, 5, 7, 10 y 12. Se añaden perfiles de presión para los pozos 2, 7, 10 y 12. Extraído de Letelier et al. (2019).	35
Figura 3.12: Registro de presión (bar) en el tiempo para los pozos ET-01 y ET-02 (A y B, respectivamente). Extraído de PNUD, 2010.	36
Figura 4.1: Diagrama de madurez de Giggenbach (1988) con las muestras consideradas para las estimaciones con GeoT.	40
Figura 4.2: Ubicación de análisis geoquímicos de aguas (puntos) y gases (estrellas) realizados por distintos autores y utilizados en el presente trabajo. A y B representan los grupos de aguas de la subcuenca alta y baja, respectivamente.	42
Figura 5.1: Ubicación de pozos y muestras termales simuladas con GeoT.	43
Figura 5.2: Temperaturas estimadas por muestra de la simulación A.	44
Figura 5.3: Fracción de vapor optimizada promedio de la simulación A, para distintos tipos de descarga termal.	45
Figura 5.4: Relación entre los valores cfact y las temperaturas estimadas para la simulación B.	45
Figura 5.5: Relación entre los valores stwf y las temperaturas estimadas para la simulación A.	46
Figura 5.6: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación A.	46
Figura 5.7: Temperaturas estimadas por muestra de la simulación A.	47
Figura 5.8: Relación entre los valores cfact y las temperaturas estimadas para la simulación B.	47
Figura 5.9: Fracción de vapor optimizada promedio de la simulación B, para distintos tipos de descarga termal.	48
Figura 5.10: Relación entre los valores stwf y las temperaturas estimadas para la simulación B.	48
Figura 5.11: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación B.	49
Figura 5.12: Temperaturas estimadas por muestra de la simulación C.	50



Figura 5.13: Relación entre los valores $c_{fact}$ y las temperaturas estimadas para la simulación C.	50
Figura 5.14: Fracción de vapor optimizada promedio de la simulación C, para distintos tipos de descarga termal.	51
Figura 5.15: Relación entre los valores $stwf$ y las temperaturas estimadas para la simulación C.	51
Figura 5.16: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación C.	52
Figura 5.17: Temperaturas estimadas por muestra de la simulación D.	52
Figura 5.18: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación D.	53
Figura 5.19: Temperaturas estimadas por muestra de la simulación E.	54
Figura 5.20: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación E.	54
Figura 6.1: Relación entre las temperaturas medidas en pozos y las obtenidas de las simulaciones A, B y C.	55
Figura 6.2: $c_{fact}$ de las simulaciones A y C. Se añaden los pozos siguiendo el orden espacial mencionado.	56
Figura 6.3: (A) Mapa referencial de muestras simuladas y pozos en El Tatio. (B) Perfil estratigráfico y de temperatura de los pozos 1, 2 y 5 (Extraído de Letelier et al., sin publicar).	57
Figura 6.4: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad de las simulaciones A, B y C.	58
Figura 6.5: Diagramas de actividad de los sistemas (A) $Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ , (B) $MgO - K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ y (C) $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ , a $200^\circ - 250^\circ - 270^\circ C$ . Extraído de Cortecchi et al. (2005).	59
Figura 6.6: Análisis mineral mediante DRX de testigos de sondajes. Extraído de GDN-FCFM (2008).	59
Figura 6.7: Relación entre las temperaturas medidas en pozos y las obtenidas de las simulaciones C, D y E.	60
Figura 6.8: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación D y E.	61
Figura 6.9: Estimaciones de temperatura mediante geotermometría clásica y multicomponente para cada muestra desglosada por subcuenca. Se añaden las temperaturas máximas de los pozos, ordenadas al igual que las muestras de NE a SW y NW a SE en la subcuenca alta y baja respectivamente.	63
Figura 6.10: Distribución de temperaturas estimadas con diferentes geotermómetros. (A) Cuarzo-adiabático. (B) K-Mg. (C) Na-K. (D) GeoT.	64
Figura 6.11: Perfiles de resistividad mediante Transiente Electromagnético (TEM). Extraído de Montecinos (2019).	66
Figura 6.12: Perfiles de resistividades mediante magnetotelúrica (MT). Modificado de Figueroa (2019).	67

Figura 6.13: Modelo conceptual del sistema geotermal El Tatio-La Torta. Modificado de Muñoz et al. (2018).....	69
Figura 6.14: Mapa con discriminador litológico. Las estructuras son de Lucchi et al. (2009) y Tibaldi et al. (2017). Elaboración propia.....	70
Figura 6.15: Mapa geológico del campo geotérmico Sol de Mañana. Ramos (2015). .....	71
Figura 6.16: Diagrama ternario de aniones para muestras superficiales y de pozos del campo geotérmico Sol de Mañana. Villarroel (2014). .....	71
Figura 6.17: Perfil de temperatura del pozo SM-01 en el campo geotérmico Sol de Mañana. Ramos (2015). .....	72
Figura 6.18: Topografía, estructuras y lineamientos de las descargas termales El Tatio, La Torta y Sol de Mañana. Estructuras de Lucchi et al. (2009) y Tibaldi et al. (2017). Rectángulo negro en SDM es el área de la Figura 6.15.....	72
Figura 6.19: Variación de las temperaturas estimadas en función de las distintas mineralogías para la muestra G56. (A) Roca hospedante de tipo silíceo. (B) Roca hospedante de tipo carbonática.....	74

## INTRODUCCIÓN

Los sistemas geotermales desarrollados en ambientes de arco volcánico, como el caso de Chile, se caracterizan por transferir energía calórica desde una fuente intrusiva hacia la parte superior de la corteza de la Tierra. El transporte de calor se hace efectivo con la presencia de fluidos que circulan convectivamente, por lo general a través de fracturas, pudiendo ascender a la superficie, aunque no necesariamente tengan una expresión superficial (sistemas ciegos). Cuando los sistemas geotermales sí se manifiestan en superficie, suelen generarse descargas termales como geysers, piscinas burbujeantes, volcanes de barro, o simplemente surgencias de agua con temperaturas anómalas. Si los fluidos logran ascender hasta la superficie, ¿cómo podemos estimar la temperatura que existe en profundidad con la mayor certeza posible?

La geotermometría es una técnica geoquímica desarrollada para estimar temperaturas cuando se asume que los procesos de interacción entre fluido y roca alcanzan un equilibrio termodinámico. Los geotermómetros de cationes y sílice han sido los más aplicados (Fournier y Truesdell, 1973; Fournier, 1977; Giggenbach, 1988). Sin embargo, estos geotermómetros se basan en la suposición de que el fluido del reservorio profundo no está modificado por procesos fisicoquímicos durante el ascenso a la superficie, situación que es lo más probable en todos los sistemas geotermales.

Desde principios de la década de 1980 se ha desarrollado un método llamado geotermometría multicomponente, el cual se basa en las reacciones químicas de todos los componentes del sistema agua-roca, incluyendo las fases gaseosas descargadas. Esto con el objetivo de reconstruir de mejor manera el fluido en profundidad y así poder tener una mayor confianza en la temperatura de equilibrio de estos sistemas. Sin embargo, los estudios en donde se ha aplicado esta técnica han evidenciado que también posee limitaciones. Algunas son: sensibilidad de una buena base de datos, sensibilidad a las concentraciones de Al y Mg, sensibilidad, en general, a identificar y cuantificar los procesos que ocurren en el ascenso del fluido, ya sea como desgasificación, dilución y/o mezcla con otros fluidos.

La gran ventaja que posee la nueva versión del método desarrollado por Spycher et al. (2014), es la integración de optimización numérica, la cual permite estimar información que es difícil de medir, como también, determinar los minerales claves participantes en el equilibrio con el fluido. Así mismo, el cálculo de la temperatura de equilibrio es desarrollada mediante la optimización de funciones estadísticas.

El presente trabajo aplicará el método de modelación geoquímica optimizada de Spycher et al. (2014) (software GeoT/iGeoT) a las descargas termales del sistema geotermal El Tatio – La Torta, ubicado aproximadamente a 22°20' Latitud Sur y 68°1' Longitud Oeste en la II Región de Antofagasta, Chile. Se simulará con datos geoquímicos de aguas y gases obtenidos desde la literatura (Giggenbach, 1978; Cortecchi et al., 2005; Tassi et al., 2005 y 2010; Nicolau et al., 2014 y Muñoz et al., 2018) y se evaluará cuáles son los parámetros críticos de entrada en la modelación que generen estimaciones más fiables del reservorio geotermal. La motivación de este trabajo es el desarrollo de una técnica que sea aplicable a sistemas de similares características al del caso de estudio.

## **HIPÓTESIS DE TRABAJO**

La geotermometría multicomponente optimizada permite estimar de manera más precisa las condiciones termales del reservorio geotermal del sistema El Tatio-La Torta, con respecto a los geotermómetros de cationes y sílice.

La mineralogía considerada en equilibrio con el fluido en profundidad, la desgasificación y la dilución que experimenta el fluido durante su ascenso a la superficie, corresponden a los parámetros críticos del modelamiento geoquímico que permite estimar temperaturas de equilibrio en el reservorio geotermal.

## **OBJETIVOS**

- Objetivo General

Modelar las condiciones termodinámicas del reservorio geotermal, a través de la aplicación del software GeoT a los análisis geoquímicos de los fluidos superficiales del sistema geotermal El Tatio – La Torta.

- Objetivos específicos

1. Definir una base de datos geoquímica apropiada para la utilización del software GeoT.
2. Determinar la sensibilidad de las variaciones de los parámetros de entrada del modelo geoquímico.
3. Comparar los resultados con distintos métodos geotermométricos presentes en la literatura.
4. Interpretar resultados según el modelo conceptual actual del sistema geotermal.

# CAPÍTULO 1: MARCO TEÓRICO

## 1.1 Fluidos geotermales

Arnorsson et al. (2007) propone una clasificación de fluidos geotermales según los procesos que dan origen a estos. Los fluidos primarios consisten en aquellos que circulan en la parte inferior de la celda de convección de los sistemas geotermales. Según el autor, estos fluidos pueden ser una mezcla de dos o más componentes, como agua meteórica, agua de mar y/o volátiles magmáticos. La composición química de los fluidos primarios es determinada por la composición de la fuente de los fluidos y por las reacciones de disolución de los minerales huéspedes y precipitación de los minerales de alteración.

Cuando los fluidos primarios ascienden a la superficie, pueden sufrir separación de fases y mezcla de fluidos, para luego formar fluidos geotérmicos secundarios. Los procesos más importantes que conducen a la formación de fluidos geotérmicos secundarios son:

- 1) Ebullición por despresurización, la cual genera fases líquida y vapor.
- 2) Separación de fases desde fluidos salinos en salmuera hipersalina y vapor más diluido.
- 3) Condensación de vapor en aguas subterráneas poco profundas o en aguas superficiales, generando aguas ácidas sulfatadas, aguas ricas en  $C_2O$  o aguas bicarbonatadas sódicas.
- 4) Mezcla de  $C_2O$  desde una fuente profunda con agua subterránea termal.
- 5) Mezcla de fluidos geotérmicos con agua subterránea somera y de menor temperatura.

### 1.1.1 Tipos de aguas geotermales según composición química

#### *Aguas sódicas cloruradas*

La salinidad de estos fluidos geotermales está determinada por la disponibilidad de sales solubles. Las sales pueden incorporarse al fluido por lixiviación de la roca caja o añadidas por fluidos magmáticos profundos, por ejemplo, reacción entre HCl magmático y los minerales de la roca hospedante.

La concentración de algunos elementos traza (Ag, Fe, Cu, Pb, Zn) en aguas geotermales Na-Cl están fuertemente controlada por la precipitación de minerales sulfurados (Simmons and Browne, 2000; Reyes et al., 2002). Estos elementos típicamente forman cationes en solución. Los elementos traza, que forman aniones simples u oxi-aniones en solución (Br, I, As, Mo, W), presentan alta movilidad y comportamiento incompatible.

### *Aguas sulfatadas*

Las aguas ácidas sulfatadas se encuentran en variados sistemas geotermales volcánicos, particularmente, asociado a volcanes andesíticos. La acidez es causada por HCl y/o  $HSO_4^-$ . Además, el autor plantea que las evidencias de composición isotópica indican que estas aguas se generan por transferencia de HCl y  $SO_2$  desde la fuente magmática a los fluidos geotermales. La acidez generada por enfriamiento está relacionada al incremento de la fuerza de acidez de  $HSO_4^-$  con el decrecimiento de la temperatura. (Arnorsson et al., 2007).

La diferencia más importante entre las aguas sódicas cloruradas y las sulfatadas son los buffer de pH. Para las aguas sódica-cloruradas los buffer son  $CO_2/HCO_3^-$  y para las sulfatadas  $HSO_4^-/SO_4^{2-}$ .

### *Aguas Hipersalinas*

Estas aguas pueden formarse por distintos procesos. Estos incluyen disolución de evaporitas por agua meteórica, reacciones entre minerales de roca caja con volátiles magmáticos (HCl) y separación de fases por enfriamiento o despresurización de fluidos salinos.

#### **1.1.2 Elementos conservadores y reactivos**

Las aguas termales descargadas en superficie generalmente poseen la impronta de sus condiciones termodinámicas en profundidad. Los elementos químicos detectables en estos fluidos se dividen en dos grupos principales, según la información que ellos proporcionan (Giggenbach, 1988).

Los elementos químicamente inertes, también llamados trazadores, son aquellos que, una vez añadidos a la fase fluida, idealmente ellos permanecen sin grandes variaciones en sus concentraciones, proporcionando una huella que permite rastrear sus orígenes hasta sus componentes de origen. Ejemplo de este grupo son los gases nobles He, Ar y los constituyentes conservativos Cl, B, Li, Rb, Cs y  $N_2$ .

Por otro lado, los elementos reactivos responden a cambios en el ambiente y tienden a equilibrarse con otros constituyentes reactivos y/o minerales de las rocas en los sistemas geotermales. Estos elementos proporcionan información del estado del sistema (temperatura, presión y composición). Algunos de ellos son Na, K, Mg, Ca y  $SiO_2$ .

El límite entre estos dos grupos no es necesariamente estricto. Por ejemplo, el Cs a temperaturas mayores que  $250^\circ C$  tiene comportamiento inerte, pero puede incorporarse en minerales secundarios como ceolitas a menores temperaturas.

## 1.2 Geotermometría de cationes y sílice

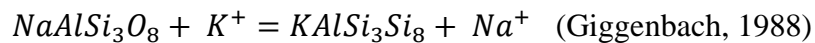
Los geotermómetros son una herramienta frecuentemente utilizada para estimar la temperatura de un reservorio geotermal. La mayoría de estos se basa en reacciones específicas de equilibrio químico entre un fluido y asociaciones minerales comúnmente encontradas en reservorios geotermales (Karingithi, 2009).

Los métodos de geotermometría clásicos de soluto presentan ventajas y desventajas. Estos se basan en la suposición de que el fluido del reservorio profundo no está modificado por procesos fisicoquímicos durante el ascenso a la superficie (por ejemplo, mezcla, dilución o ebullición) y que la composición química muestreada en la superficie refleja el equilibrio químico (o el equilibrio cercano) con minerales de reservorio en un rango estrecho de temperatura (Peiffer et al., 2014).

Fournier (1977) plantea que al considerar las concentraciones químicas de elementos en el agua para calcular la temperatura de equilibrio del sistema se deben considerar los siguientes supuestos:

1. Las reacciones que involucran interacción agua-roca, que dependen de la temperatura, fijan la concentración de los componentes (indicadores) en el agua.
2. Las especies involucradas en las reacciones de equilibrio se encuentran presentes o disponibles en cantidades medibles.
3. Existe un equilibrio entre el reservorio o acuífero con respecto a los componentes considerados.
4. No existe un reequilibrio de los componentes considerados una vez que el agua abandona el reservorio.
5. No existen procesos de generación de fluidos secundarios como mezcla o dilución, y si existen, estos son cuantificables.

El geotermómetro de Na-K es uno de los más usados. La razón Na/K está controlada por la reacción de intercambio catiónico entre albita y feldespatos potásicos, que depende de la temperatura:



Para esta reacción, existen 2 tipos de geotermómetros:

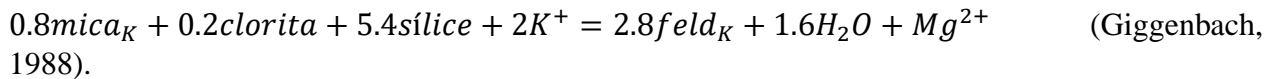
$$t \text{ (}^\circ\text{C)} = \frac{1217}{1.438 + \log(Na/K)} - 273.15 \quad (\text{Fournier, 1977})$$

$$t \text{ (}^\circ\text{C)} = \frac{1390}{1.75 + \log(Na/K)} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach, 1988})$$

Este geotermómetro ha demostrado ser el menos afectado por el proceso de reequilibrio debido a la baja respuesta de la relación Na / K al reequilibrio. Por lo tanto, se asume que este geotermómetro refleja la temperatura de equilibrio más profunda (Peiffer et al., 2014). Este último, es usualmente combinado con el geotermómetro de K-Mg:

$$t (^{\circ}\text{C}) = \frac{4410}{14 - \log(K^2/Mg)} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach, 1988})$$

Este está basado en la dependencia en la temperatura de la siguiente reacción química:

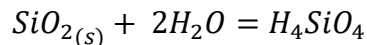


Las ecuaciones anteriores se pueden combinar en un diagrama ternario Na-K-Mg que permite clasificar las aguas de acuerdo con su madurez basado en las temperaturas que entregan las razones Na/K y K/Mg (Giggenbach, 1988).

La razón de Na/K en un fluido hidrotermal se reequilibra a tasas más lentas ante cambios de condiciones respecto a la razón K/Mg, lo que implica que las primeras son menos propensas a ser modificadas durante el ascenso y descarga de los fluidos. Por lo tanto, el geotermómetro K-Mg usualmente entrega temperaturas estimadas menores (Giggenbach, 1988), por lo que se ha utilizado para inferir la temperatura del último equilibrio (Peiffer et al., 2014).

Por su parte, el geotermómetro de sílice se basa en el equilibrio químico entre minerales de sílice y un fluido. Este equilibrio depende de la solubilidad de la especie considerada, que varía en función de la presión y temperatura. A temperaturas menores de 300°C, las presiones hidrostáticas típicas de los sistemas geotermales tienen un efecto muy bajo sobre la solubilidad del cuarzo y sílice amorfa. De igual forma, las curvas de solubilidad para las distintas especies de sílice se aproximan a una línea recta en los rangos de 20° a 250°C, que abarcan gran parte del espectro de temperaturas posibles para un reservorio geotermal. (Fournier, 1991).

La reacción que controla la disolución de la sílice es



La especie de sílice dominante en un sistema depende de la temperatura. Por lo que, a temperaturas sobre 150-180°C, la especie dominante de sílice es el cuarzo (Fournier, 1991). A menores temperaturas, la calcedonia posiblemente controla la especie de sílice en disolución (Karingithi, 2009).

*Cuarzo - pérdida máxima de vapor (Adiabático):*

Este geotermómetro compensa la pérdida de vapor por evaporación, lo que resulta en un aumento en la concentración de sílice, además del enfriamiento de la solución por expansión adiabática debido a la disminución de la presión hidrostática (Karingithi, 2009).

$$t (^{\circ}\text{C}) = \frac{1522}{5.75 - \log(SiO_2)} - 273.15 \quad (\text{Fournier, 1977})$$

Esta ecuación sería óptima para estimar temperaturas de descargas de pozos, surgencias con ebullición vigorosa y piscinas con altas tasas de descarga ( $\geq 2$  l/s), especialmente aquellas con depósitos de sílica sinter asociados, todas ellas características de la mayoría de las descargas termales de la cuenca de El Tatio.



*Cuarzo - sin pérdida de vapor (Conductivo):*

Esta ecuación representa la solubilidad del cuarzo determinada experimentalmente en aquellas aguas que se enfrían puramente por conducción durante el ascenso.

$$t (^{\circ}C) = \frac{1309}{5.19 - \log (SiO_2)} - 273.15 \quad (\text{Fournier, 1977})$$

### 1.3 Geotermometría multicomponente

A finales de los 70 y principios de los 80, con la disponibilidad de computadoras cada vez más potentes, se desarrollaron modelos geoquímicos numéricos multicomponentes específicamente para el estudio de sistemas hidrotermales. Estos estudios demostraron que, dada una composición de fluido, se podrían usar modelos numéricos para calcular la temperatura de equilibrio (teórica) de un conjunto de minerales de reservorio y, por lo tanto, inferir la temperatura del reservorio (Spycher et al., 2014)

#### 1.3.1 Software GeoT

Spycher et al. (2014) desarrollaron un programa informático (GeoT/iGeoT) desde la base de métodos existentes implementados en los programas TOUGHREACT (Xu et al., 2006, 2011), SOLVEQ/CHILLER (Reed, 1982, 1998) y GEOCAL (Spycher y Reed, sin publicar, U. Oregon, 1985). El núcleo de este software es esencialmente un algoritmo de especiación geoquímica homogéneo que resuelve ecuaciones de balance de masa mediante iteraciones de Newton-Raphson (Reed, 1982).

Usando análisis de fluidos geotérmicos, el software reconstruye la composición del fluido aplicando correcciones para efectos de dilución y/o mezcla y agregando fases gaseosas que puedan haber salido del fluido en su trayectoria, modificando la composición de las especies acuosas. Posterior a esto, se corrige el pH de acuerdo con la cantidad de iones de  $H^+$  reingresados y luego se evalúa en el intervalo de temperaturas a modelar, siguiendo el método de Reed y Spycher (1984). El software calcula los índices de saturación de minerales (IS) a partir del cálculo del producto de actividad iónica (Q) y la constante de equilibrio termodinámica (K), para cada mineral de reservorio asumido, en todo el intervalo de temperatura ingresado.

$$IS(T) = \log\left(\frac{Q}{K(T)}\right)$$

Los datos para el cálculo de los coeficientes de actividad junto con las constantes de equilibrio para complejos acuosos y minerales a distintas temperaturas se leen de una base de datos termodinámica externa. Para este estudio, se utilizó la base termodinámica SOLTHERM.H06 (Reed y Palandri, 2006) que ha sido ampliamente utilizada en estudios geotermométricos debido a su aplicación a sistemas de alta temperatura (Spycher et al. 2014; Peiffer et al. 2014).

La estimación de la temperatura del reservorio se realiza mediante la evaluación numérica del agrupamiento de los índices de saturación de minerales calculados. Lo anterior, se logra seleccionando los minerales que presentan un índice de saturación menor que 0.05, para el rango de temperatura dado. Posteriormente, se evalúa la mediana de los valores absolutos de los índices de saturación (RMED) para todo el rango de temperaturas ingresado, en donde la temperatura de equilibrio corresponde a la temperatura a la cual se minimiza RMED.

El software entrega otros parámetros estadísticos que permiten verificar la distribución de los valores del IS, como son la media (MEAN), desviación estándar (SDEV) y la raíz de las medias cuadradas (RMSE). Para el caso de un agrupamiento perfecto de los IS, las temperaturas en que estos parámetros son mínimos coincidirán con la temperatura a la cual RMED es mínima. Estos parámetros se utilizan para entregar estimaciones con mayor grado de confiabilidad.

Así mismo, la dispersión de las curvas de índices de saturación también se puede usar para descifrar y corregir diluciones u otros procesos que afectan la evolución de los fluidos geotermales (Spycher et al. 2014).

A continuación, se enumeran y detallan los parámetros de entrada y salida del software GeoT y su versión combinada con el software de optimización numérica Itough2 (iGeoT).

### **1.3.1.1 Parámetros de entrada**

#### **- Mineralogía:**

Se ingresan los minerales que estarían en equilibrio con el fluido a condiciones de reservorio. El software permite la opción de fijar uno o más minerales en equilibrio con el fluido en el intervalo de temperatura simulado. Lo anterior, para representar condiciones de reequilibrio de un mineral, el cual puede afectar la concentración de más de una especie acuosa, como la disolución/precipitación de calcita, por ejemplo, que afecta potencialmente no solo al Ca, sino también al pH o al carbonato disuelto (Spycher et al. 2016).

#### **- Gases:**

Para el caso del vapor de agua, este se ingresa como fracción molar del gas húmedo. Este valor puede estimarse utilizando la ley de los gases ideales o la medición de litros de gas por kilogramo de condensado. Las concentraciones de los demás gases se ingresan como % moles del gas seco.

#### **- Composición del agua:**

Se ingresan las concentraciones de los iones disueltos en el agua termal. Ante la falta de información de la concentración de alguna especie acuosa, el software posee la opción de fijar la concentración de la especie a un mineral, como también, a una fase gaseosa. Por ejemplo, a falta de mediciones de la concentración de  $HS^-_{(aq)}$ , esta se puede calcular a través de la concentración del gas  $H_2S$ .

En estudios donde se ha aplicado el software GeoT, se ha demostrado que existe una fuerte sensibilidad de los resultados a las concentraciones iniciales de  $Al^{2+}$  y  $Mg^{2+}$  (Pang y Reed, 1998; Peiffer et al. 2014; Wanner et al. 2014).

- **Fracción de vapor en peso de la descarga total (STWF)**

Este parámetro busca corregir las estimaciones de temperatura de aquellas muestras que hayan sido afectadas por procesos de desgasificación. El valor de este parámetro puede ser estimado de distintas formas:

- a) Mediante la fórmula  $h_0 = g * X + h(1 - X)$ , donde  $g$  es la entalpía de la fase volátil,  $h$  es la entalpía del líquido,  $h_0$  la entalpía de descarga total y  $X$  la fracción de vapor total en la descarga. De la ecuación anterior, se desprende la siguiente:

$$X = \frac{h_0 - h_1}{L}$$

Con  $X$  la fracción de vapor total en la descarga,  $h_0$  es la entalpía de la descarga total,  $h_1$  la entalpía de agua pura a la temperatura de descarga y  $L$  es el calor latente de vaporización a la presión de muestreo (Arnórsson et al., 2007)

- b) Para fluidos de pozos de alta temperatura o de descargas con alto grado de ebullición (como geysers) es razonable asumir una ebullición iso-entalpica. Con esta asunción, el software primero calcula la temperatura de reservorio con una fracción de vapor de prueba del 1% para reconstruir la composición del fluido en profundidad. Luego, calcula una nueva fracción de vapor asumiendo la ebullición iso-entalpica de esta primera temperatura estimada, a la presión de saturación del agua, hasta una presión de muestreo ingresada (a la temperatura de saturación correspondiente), utilizando datos de entalpía de vapor y líquido de agua pura (Arnórsson y Sigurdsson, 1982). La composición del fluido profundo la recalcula utilizando la nueva fracción de vapor y la temperatura de reservorio se estima nuevamente para esta nueva composición del fluido. A partir de la nueva temperatura estimada, se evalúa una nueva fracción de vapor para la ebullición iso-entalpica, y así sucesivamente. Este procedimiento iterativo continúa mientras mejore la agrupación de los índices de saturación mineral cerca de cero.
- c) Para las muestras que no posean condiciones de ebullición, se puede utilizar la versión iGeoT que estima el valor de STWF mediante optimización numérica, la cual minimiza funciones objetivas formuladas con parámetros estadísticos, como la mediana, la media, la desviación estándar y el error cuadrático medio, asociados a la convergencia de los índices de saturación de los minerales seleccionados por el software.

La composición de la fase volátil y el porcentaje de esta en la descarga tiene mayor importancia en muestras de altas temperaturas cercanas a la ebullición. La figura 1.1 muestra la sensibilidad de estos parámetros considerando distintas composiciones de la fase volátil y porcentajes de esta en la descarga.

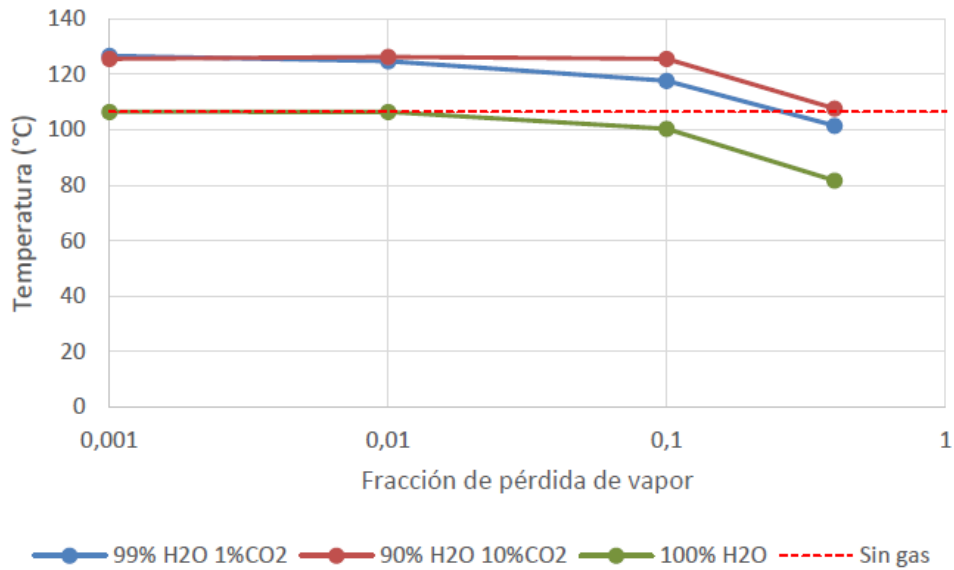


Figura 1.1: Sensibilidad de GeoT a la composición gaseosa y a STWF. Extraído de Espinoza (2017).

#### - Constante de dilución/evaporación (cfact)

Este parámetro multiplica las concentraciones ingresadas. Valores  $>1$ , la composición es corregida por dilución. Mientras que valores  $<1$ , la composición es corregida por evaporación. Al igual que para STWF, este parámetro puede ser optimizado por el software. Sin embargo, diversos autores señalan que la solo optimización puede resultar en estimaciones incorrectas y siempre debe haber un criterio geológico acompañado de la optimización.

Este parámetro es el más crítico con respecto a la sensibilidad de los resultados. Su comportamiento es casi lineal, por lo que a valores muy altos se generan temperaturas demasiasdas sobreestimadas. La variación de este parámetro y los resultados de esta se muestran en la figura 1.2.

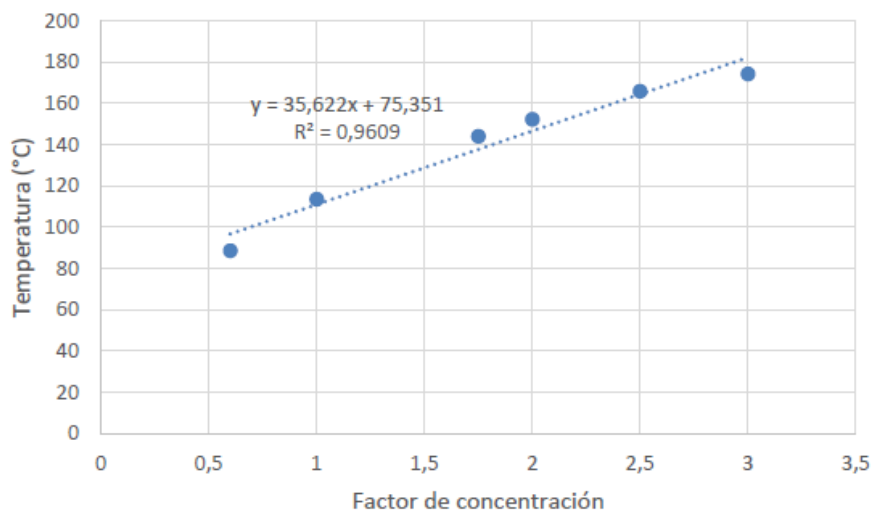


Figura 1.2: Análisis de sensibilidad del factor de dilución (CFACT). Extraído de Espinoza (2017).

### 1.3.1.2 Parámetros de salida

Uno de los archivos de salida del software es el `speciate.out`, el cual contiene los resultados de cálculos de especiación geoquímica para cada composición de agua de entrada, incluidos los índices de saturación mineral. Además, entrega el valor de pH del fluido modelado.

El otro archivo y de mayor importancia para este trabajo es el `geot.out`, el cual entrega los resultados de geotermómetros clásicos y los cálculos de índices de saturación de los minerales involucrados. El software calcula varios parámetros estadísticos que pueden ser utilizados para formular funciones objetivas para optimización numérica. Los parámetros de salida principales incluyen la mediana (MED), la media (MEAN), la desviación estándar (SDEV) y el error cuadrático medio (RMSE) de los índices de saturación en función de la temperatura y, las temperaturas al valor mínimo de estos parámetros estadísticos (TRMED, TSDEV, TMEAN, TRMSE, respectivamente).

El software calcula otras medidas de agrupamiento, incluida la dispersión de temperaturas (DT) dada por los puntos en los que  $\log(Q/K) = 0$  para cada mineral individual y, la desviación promedio y estándar de TRMED y DT cuando se simulan múltiples aguas simultáneamente. Para un sistema perfectamente agrupado, TRMED, TSDEV, TMEAN, TRMSE y TDT deben ser todos idénticos. Además, DT y desvDT deben ser iguales a cero.

Los parámetros de salida más importante para este trabajo son los siguientes:

**TRMED:** Este valor se toma como la temperatura estimada del reservorio. Esta es la temperatura a la cual la mediana de los valores absolutos de los índices de saturación (RMED) es mínima.

**T cross SDEV:** Corresponde a la desviación estándar de las temperaturas de cada mineral cuando este posee IS igual a cero.

**Optimgeot:** Este parámetro es igual a  $T_{\text{rmed}} - T_{\text{statav}}$ , que representa la temperatura estimada al mínimo RMED menos el promedio de temperaturas al mínimo RMSE, SDEV y MEAN. Una agrupación perfecta generaría un valor de cero.

El algoritmo utilizado por el software GeoT se ilustra en la figura 1.3.

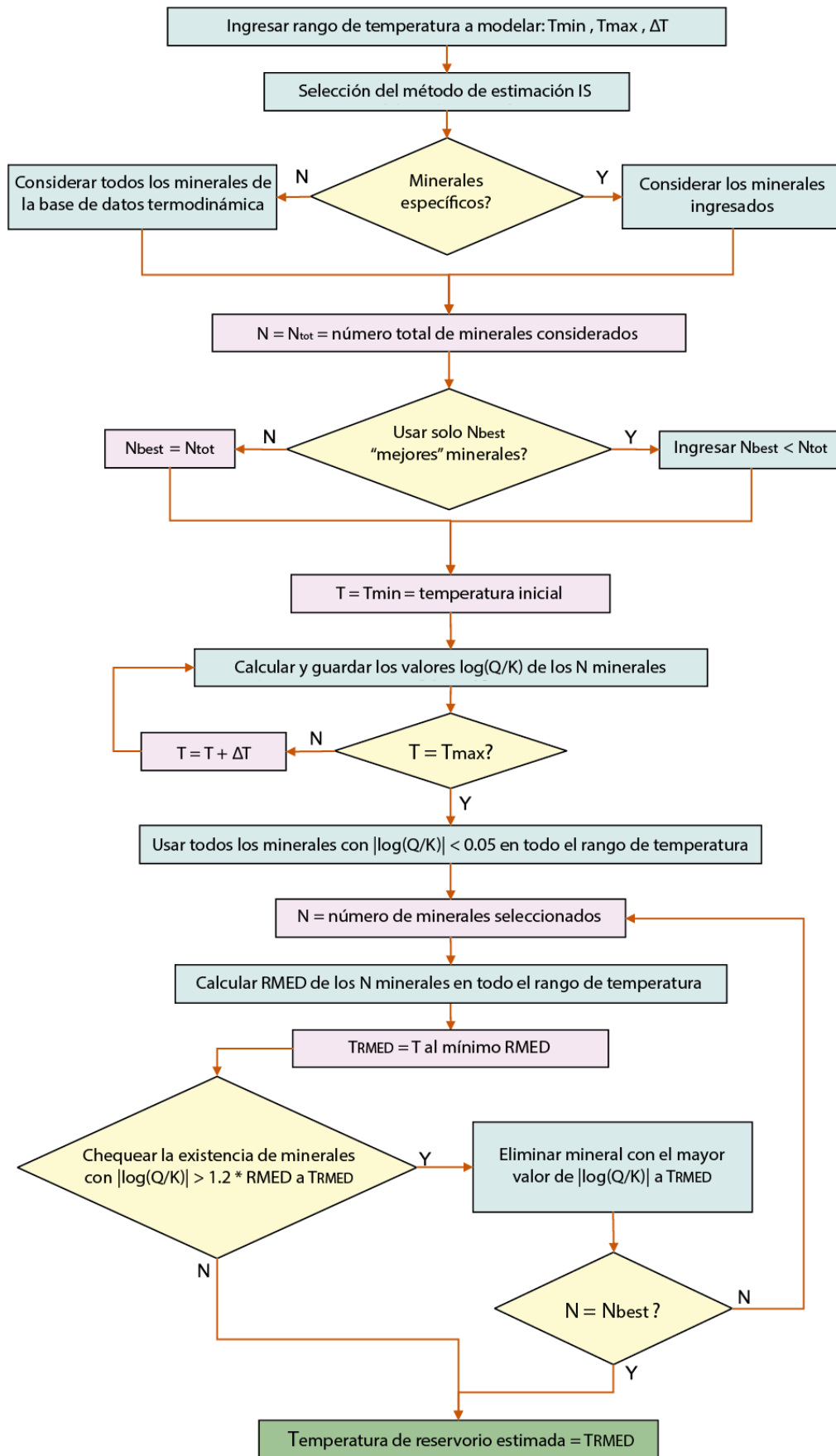


Figura 1.3: Diagrama ilustrativo del algoritmo utilizado por el software GeoT. Modificado de Spycher et al. 2014.

## CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 Geología regional

La zona de estudio se ubica en la Cordillera de los Andes, aproximadamente a 22°2' latitud Sur y 68°1' longitud Oeste. Esta se encuentra en la Zona Volcánica activa de los Andes Centrales (ZVC), la cual se ha formado debido al régimen geodinámico compresivo asociado a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, que ha predominado por los últimos 20 Ma a una tasa de 68 mm/año, en dirección N76°E y con un ángulo de 30° (Norambuena et al., 1998; Angermann et al., 1999).

El dominio morfoestructural del área de estudio es la Cordillera Occidental, la cual está compuesta por estratovolcanes, principalmente andesíticos a dacíticos y en menor medida basaltos y andesitas basálticas, que conforman el arco volcánico actual. Además, se encuentran intercalaciones de potentes ignimbritas principalmente dacíticas asociadas al Complejo Volcánico Altiplano Puna (APVC, por su sigla en inglés) (Lucchi et al., 2009).

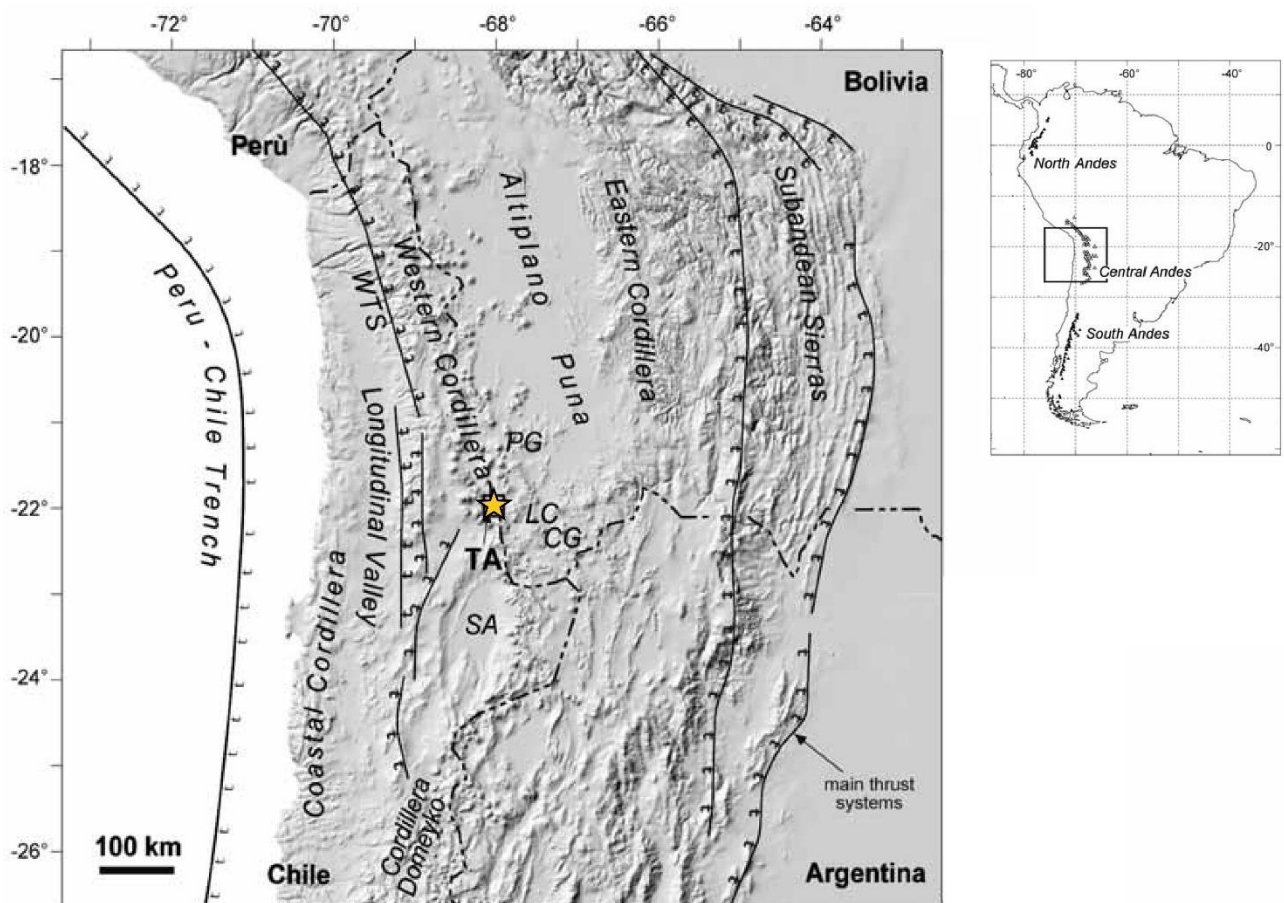


Figura 2.1: Mapa regional de los Andes Centrales. Se detallan los dominios morfo-estructurales y las principales estructuras en este segmento de los Andes. Abreviaturas: PG = caldera Pastos Grandes; LC = caldera Laguna Colorada; CG = caldera Cerro Guacha; SA = Salar de Atacama. La estrella amarilla representa la zona de estudio (TA). Modificado de Lucchi et al. (2009).

## 2.2 Estratigrafía local

### 2.2.1 Unidades estratificadas

#### *Formación Lomas Negras (Kln) (Cretácico Tardío)*

Aflora al oeste de la Loma Lucero, en las nacientes de la Quebrada Justo y de los ríos Salado y Hojalar. Lahsen (1969) la definió como secuencia de areniscas, limolitas y margas, de origen continental y, en parte, marino. Además, hacia el techo presenta intercalaciones de lavas andesíticas. El espesor de esta formación sería de 500 m (Marinovic y Lahsen, 1984).

#### *Formación San Pedro (Tsp) (Oligoceno - Mioceno Temprano)*

Esta unidad aflora en el sector de la cordillera de la Sal, quebrada Justo y al sur del río Toconce y, sobreyace a la Formación Lomas Negras en discordancia angular (Lahsen, 1969). Brüggén (1945) la definió como una secuencia de arcillas rojas yesíferas, areniscas grises y rojas, conglomerados grises y potentes mantos de sal y yeso (que afloran principalmente en la cordillera de la Sal). En la porción superior, presenta intercalaciones tobáceas, que se exponen al oeste de la serranía de Tucle (Marinovic y Lahsen, 1984).

#### *Ignimbrita Río Salado (Mrs) (Mioceno Tardío)*

Lahsen (1969) designó con este nombre a las tobas cristalinas soldadas, de composición andesítica, de la parte superior de la "Serie Volcánica Río Salado". Aflora principalmente en la serranía de Tucle. Se dispone discordantemente sobre la Formación San Pedro y subyace a la Ignimbrita Sifón. Localmente, al sur de la loma Lucero, subyace al Conjunto de Volcanes I (que incorpora las brechas de Río Salado) (Marinovic y Lahsen, 1984).

#### *Conjunto de Volcanes I (Mv) (Mioceno Temprano – Mioceno Tardío)*

Marinovic & Lahsen (1984), designa su nombre al conjunto de cuerpos volcánicos, coladas de lava y depósitos piroclásticos que se disponen discordantemente a la Formación San Pedro y a la Ignimbrita Río Salado. Infrayacen, en discordancia de erosión, a la Ignimbrita Puricar y Sifón. Los estratovolcanes de esta unidad se encuentran fuertemente erosionados y disecados por quebradas profundas que, en algunos casos, dejan al descubierto un núcleo con alteración hidrotermal.

#### *Ignimbrita Sifón (Mss) (Mioceno Tardío)*

Guest (1969) denominó Ignimbrita Sifón a los flujos ignimbríticos que se extienden desde los ríos Toconce y Salado hasta unos 10 km al norte de San Pedro. Corresponde a tobas soldadas y cristalinas de composición dacítica. En el cerro Tucle, sobreyace a la Ignimbrita Río Salado y al Conjunto Volcanes I, y está cubierta por la Ignimbrita Puricar.

#### *Formación Toconce (Mst) (Mioceno Tardío)*

Lahsen (1969) denominó a la Formación Toconce a una secuencia constituida por ignimbritas, principalmente brechosas, y sedimentos clásticos. En el flanco oeste de Loma Lucero se apoya,



discordantemente, sobre Ignimbrita Sifón y la Ignimbrita Río Salado. Infrayace, en aparente concordancia, a la Ignimbrita Puripícar.

#### *Ignimbrita Puripicar (Plp) (Plioceno Temprano)*

Guest (1969) la definió como una secuencia de tobas soldadas dacíticas, de color gris claro o rosado y con alto contenido de fenocristales, entre los que destacan biotita y cuarzo. En la base de esta unidad aparece comúnmente una brecha de pómez blanca de espesor variable. Se encuentra en sentido norte-sur desde el río Salado hasta la quebrada de Turipite, y de oeste-este desde Caspana hasta el campo geotermal El Tatio, cubriendo una superficie de aproximadamente  $600 \text{ km}^2$ . En algunos sectores se encuentra fuertemente deformada con estructuras de orientación principalmente NNE. Se dispone concordantemente entre la Formación Toconce y la Ignimbrita Tatio. En la zona de El Tatio, se ha determinado mediante sondajes una potencia máxima de casi 250 m (Healey, 1974). Esta unidad ha sido datada radiométricamente, utilizando K-Ar en biotita, resultando una edad de  $4,24 \pm 0,05 \text{ Ma}$  (Rutland et al., 1965) y  $4,27 \pm 0,07$ ;  $4,5 \pm 0,2 \text{ Ma}$  (Marinovic y Lahsen 1984).

#### *Conjunto de Volcanes II (PlQv) (Plioceno – Pleistoceno Temprano)*

Los estratovolcanes de esta unidad, en general, conservan su perfil original con cumbres redondeadas y, en ocasiones, profundamente disecadas por la erosión. Los cráteres de estos volcanes, aún cuando pueden estar incompletos, son generalmente individualizables. Las coladas de lavas, en muchos casos, mantienen sus rasgos morfológicos originales. Esta unidad incluye al estratovolcán cerros de El Tatio, compuesto de andesitas de horblenda, donde la erosión ha dejado al descubierto zonas de intensa alteración hidrotermal. Además, la integran flujos de lava de sierra de Tucle constituido por andesitas de piroxeno, y las coladas basales del cerro El Volcán compuesto de dacitas de horblenda y biotita (Marinovic & Lahsen, 1984).

#### *Ignimbrita Tatio (Pleistoceno Temprano)*

Lahsen (1969) denominó Ignimbrita Tatio a la toba soldada más joven que aflora en el sector de El Tatio. Esta unidad corresponde a flujos piroclásticos de ceniza, pómez y cristales el cual muestra un grado de soldamiento moderado a bajo. Se dispone sobre la Ignimbrita Puripícar, se intercala entre lavas del Conjunto de Volcanes II e infrayace al Conjunto de Volcanes III. Los flujos de la ignimbrita se disponen radialmente desde el domo riolítico de Tocorpuri, lo cual sugiere que el domo fue extruido a través del mismo centro desde el cual, inicialmente, fueron emitidos los flujos piroclásticos que originaron al menos algunos de los flujos que constituyen la Ignimbrita Tatio (Marinovic & Lahsen, 1984). En la zona de El Tatio, los sondajes de exploración han cortado espesores de hasta 100 m y, en el flanco occidental del cordón Tucle-Puripícar, presenta espesores de unos pocos centímetros, acunándose rápidamente hacia el oeste. Estudios geofísicos y evidencia petrológica indican que, debajo el campo geotermal, esta unidad posee una intensa alteración hidrotermal dominada por arcillas (ENG-FCFM, 2008; Figueroa, 2019).

#### *Depósitos cuaternarios*

Los depósitos cuaternarios los constituyen las abundantes morrenas encontradas en las faldas de los cerros y volcanes de El Tatio. Además, una importante zona de alteración hidrotermal ha sido identificada en la zona de descarga de fluidos termales de El Tatio, donde se reconocen 3 zonas con alteración de tipo propilítica, argílica y argílica avanzada (Alvarez, 1992).

### **2.2.2 Unidades intrusivas**

#### *Intrusivo Subvolcánico Copacoya y Piedras Grandes (Msi) (Mioceno Tardío)*

Estas unidades conforman cerros de secciones horizontales elongadas en la dirección NNE (cercanamente elípticas), con paredes verticales de alta pendiente y cumbres sobre 4500 m. Las observaciones petrográficas permiten reconocer una similitud litológica entre los intrusivos de Copacoya y Piedras Grandes. Litológicamente, corresponden a rocas de grano medio (Figura 2.2), textura hipidiomórfica inequigranular, además de intersertal a intergranular. Posee cristales de cuarzo tardíos, de textura ofítica a subofítica que presentan inclusiones de plagioclasa (ENG-FCFM, 2008). Marinovic y Lahsen (1984) dataron estas rocas en el sector del cerro Copacoya mediante K-Ar en biotita resultando una edad de  $7,53 \pm 0,05$  Ma.

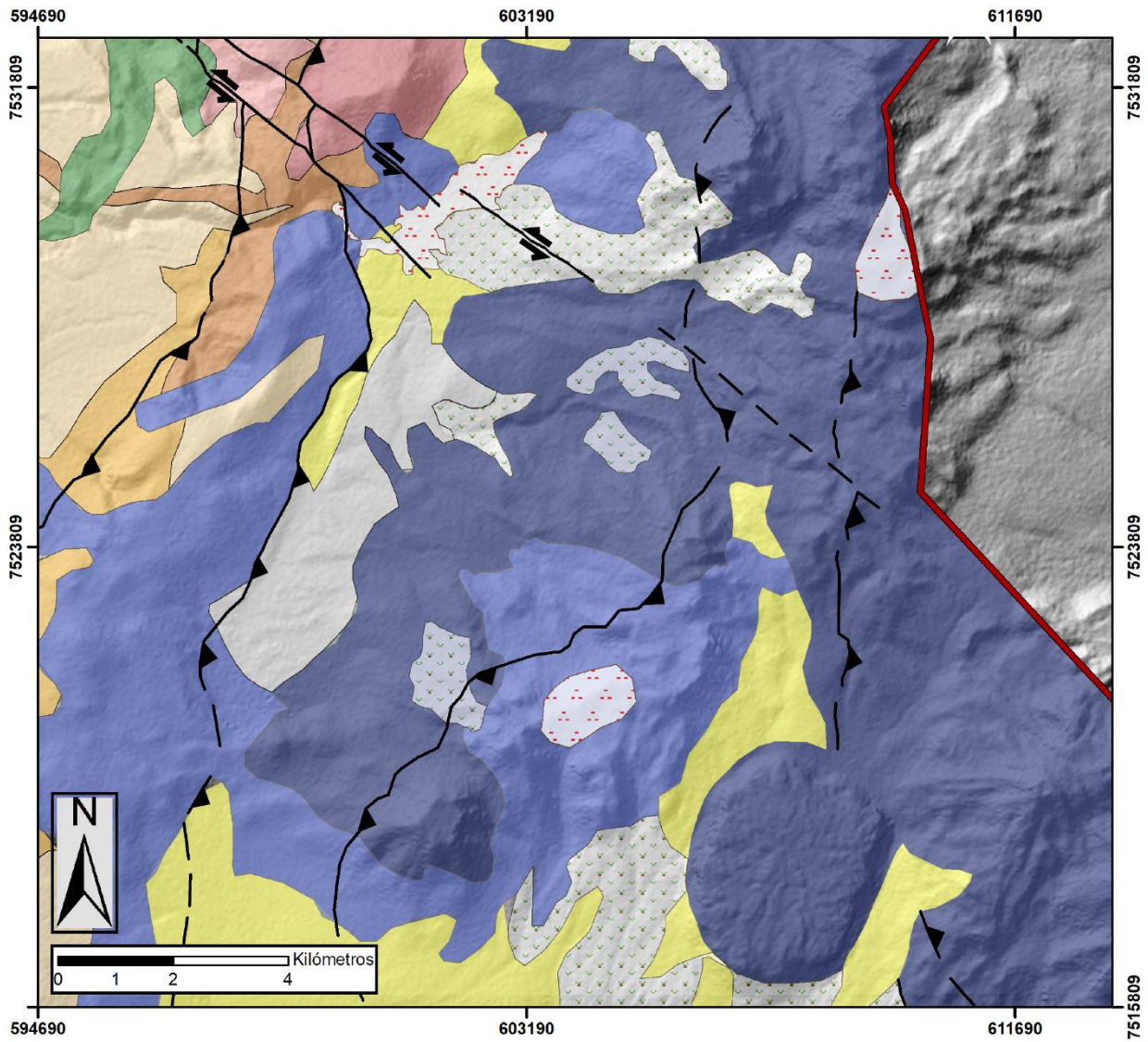


Figura 2.3: Mapa geológico del área de estudio. Unidades geológicas se obtuvieron de Marinovic y Lahsen (1984) y las estructuras de Lahsen y Trujillo (1976) y Lucchi et al. (2009).

## 2.3 Volcanismo y magmatismo

La Zona Volcánica de los Andes Centrales (CAVZ, sigla en inglés) se extiende entre dos gaps volcánicos (15°S al norte y 28°S al sur), en donde el ángulo de subducción de la placa de Nazca es cerca de 30° (Tassara 2005; Parada et al. 2007; Quinteros y Sobolev 2012). Esta zona contiene cerca de 1100 edificios volcánicos y numerosas expresiones volcánicas bien preservadas, como calderas, conos monogenéticos, domos y flujos de lava de edad miocena a holocena.

El volcanismo de los Andes Centrales está afectado por la contaminación cortical de los fundidos durante su ascenso y emplazamiento en la corteza continental (Davidson et al 1991; Figueroa et al 2009; Godoy et al. 2017). Los conos de escoria y los flujos basáltico-andesíticos son productos secundarios menos diferenciados. Por otro lado, los domos e ignimbritas son los productos más diferenciados, cuya química varía de dacitas a riolitas (Salisbury et al. 2011; Tierney et al. 2016; De Silva y Kay 2018).

Debajo del Altiplano – Puna, se encuentra un cuerpo magmático, detectado por métodos geofísicos (sísmica, MT, entre otros) de un área de 100 km<sup>2</sup> aproximadamente, emplazado a 20 - 30 km de profundidad. Este cuerpo de gran tamaño se ha denominado Cuerpo Mágmatco del Altiplano Puna (APMG, por su sigla en inglés) (Chmielowski et al. 1999; Zandt et al. 2003). Sobre este cuerpo magmático se encuentran los potentes paquetes de ignimbritas neógenas del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (APVC, por su sigla en inglés) y los más icónicos sistemas geotermales de Bolivia, Argentina y Chile, tales como El Tatio–La Torta, Cerro Pabellón, Sol de Mañana, Tuzgle y Tocomar. Por lo que el cuerpo magmático (APMG) y el emplazamiento sobre este de cámaras magmáticas someras, serían las fuentes de calor de primer orden para la generación de estos sistemas geotermales (Zandt et al. 2003).

El área de estudio se ubica entre numerosos productos volcánicos pleistocenos y entre un gap de volcanismo holoceno que se extiende por 90 km aproximadamente, entre los volcanes San Pedro–San Pablo por el norte y el volcán Putana por el sur. Este gap coincide con diversas estructuras y lineamientos de orientación NW atribuibles a las Fallas Transversales Andinas (ATF, en inglés) (Velo et al. 2019) (Figura 2.4).

En particular, el área de estudio posee actividad volcánica con centros eruptivos como el Cerro Volcán (0,47 Ma), Cerro La Quebrada, Volcán Tatio (1,33 Ma) y Cerro La Torta, en una cadena orientada NE-SW (Figura 2.5). Estos centros corresponden a andesitas de anfíbola, andesitas de piroxeno y riolitas de anfíbola y biotita, calcoalcalinas de alto K, y se edifican por sobre los 4000 m.s.n.m. al sureste del campo geotermal El Tatio (Bidart, 2014).

Existen distintas edades del domo riolítico Cerro La Torta. Lahsen y Marinovic (1984) determinaron una edad <1 Ma mediante K-Ar en biotita. Renzulli et al. (2006) determinó la edad en 34 ka, utilizando Ar/Ar en mineral no informado.



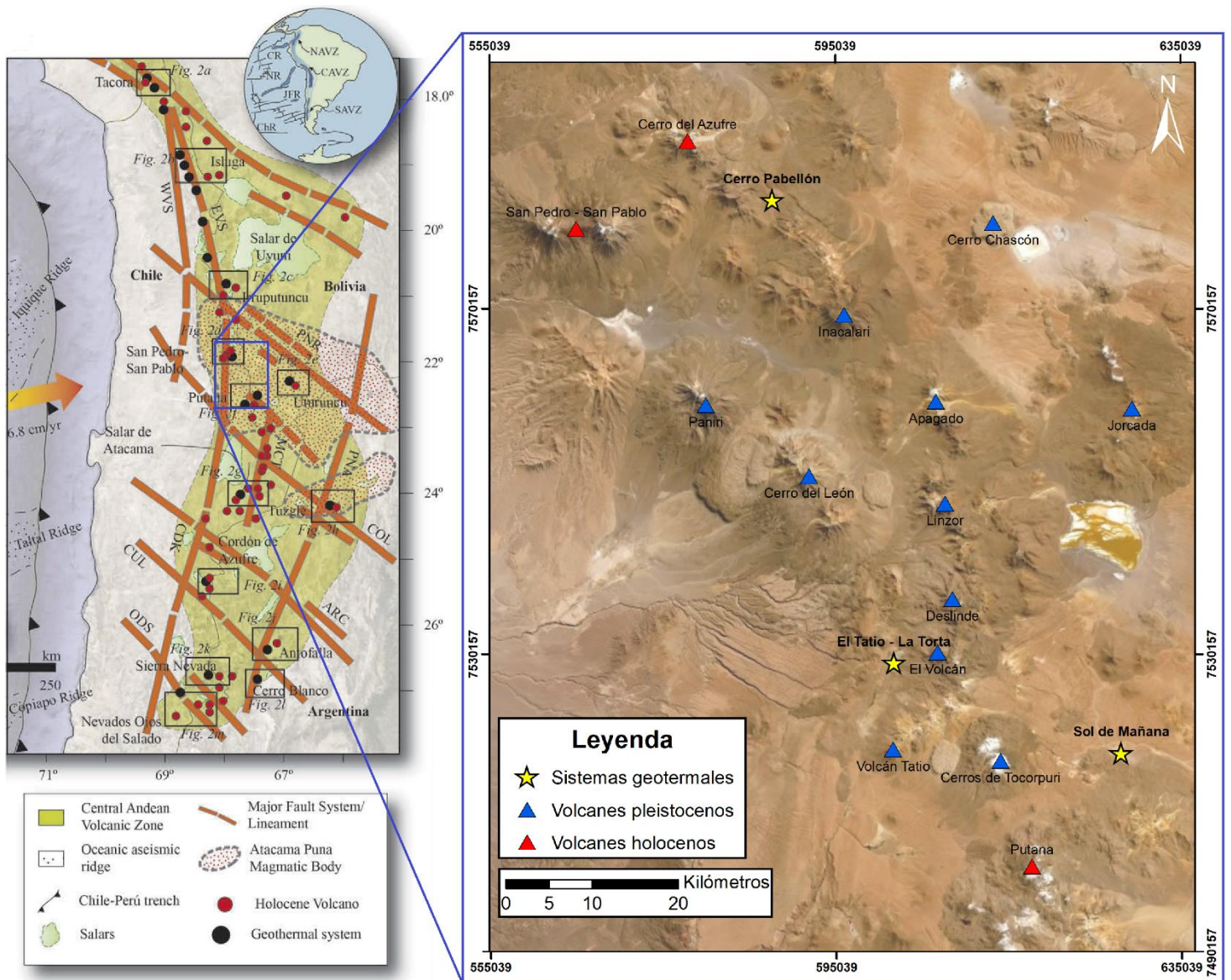


Figura 2.4: Mapa del borde occidental de Sudamérica junto a los principales sistemas de fallas y lineamientos presentes en la Zona Volcánica de los Andes Centrales. Recuadro azul muestra los edificios volcánicos cuaternarios y sistemas geotermales activos. Modificado de Veloso et al. 2019.

## 2.4 Tectónica y estructuras

La Zona Volcánica de los Andes Centrales se ha formado bajo un régimen geodinámico compresivo que ha existido desde el Cretácico temprano al presente. A raíz de los cambios en la orientación, tasa y ángulo de subducción en el tiempo, como también la existencia de discontinuidades corticales preexistentes, pudo haberse generado cambios locales en la orientación y cinemática de las estructuras geológicas presentes en el área de estudio (Veloso et al. 2015).

En particular, el sistema geotermal El Tatio – La Torta se encuentra dentro de un ambiente tectono-geotermal caracterizado por la intersección de estructuras compresivas de orientación NNW a NNE y de fallas de rumbo NW de cinemática sinistral. (Lahsen y Trujillo, 1976; Lucchi et al. 2009; Veloso et al. 2019).

Las estructuras de orientación NNW a NNE corresponden a fallas inversas y se asocian al Sistema de Falla de Vergencia Oeste (WVTS) y/o Sistema de Falla de Vergencia Este (EVTS), coetáneos entre sí y, que tendrían una geometría de *flat-and-ramp* en profundidad (Farías et al. 2005; Charrier et al. 2005), lo que permitiría el emplazamiento y almacenamiento de magma y fluidos geotermales (Gonzalez et al. 2009; Charrier et al. 2005; Farías et al. 2005).

Por su lado, las fallas de rumbo sinistral están asociadas a las ATF las cuales ejercen un fuerte control estructural en el ascenso de fluidos magmáticos e hidrotermales, reflejados en el lineamiento de edificios volcánicos cuaternarios y sistemas geotermales activos (Lucci et al. 2009; Veloso et al. 2019) (Figura 2.4).

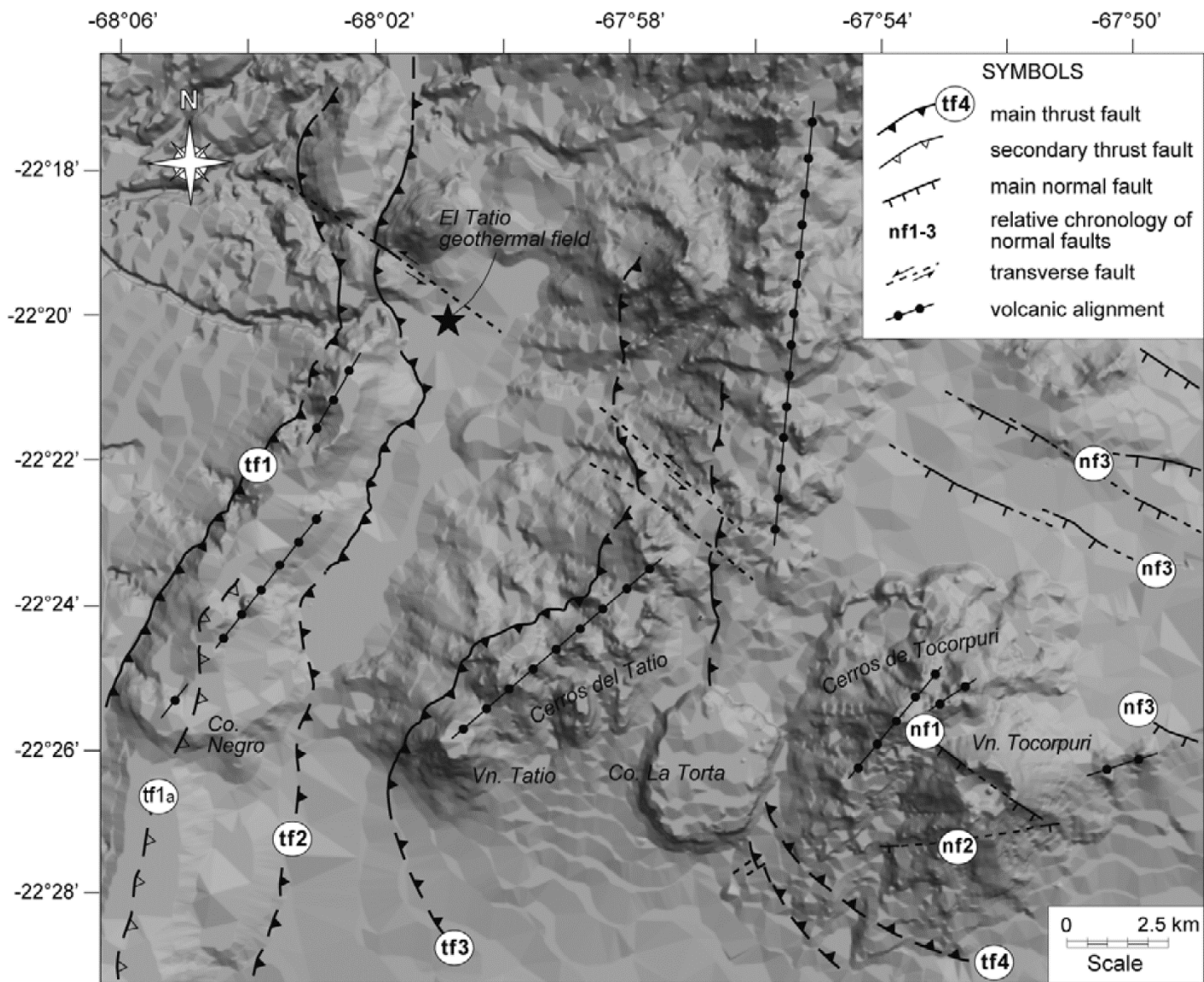


Figura 2.5: Mapa estructural del área del sistema geotermal El Tatio – La Torta. Extraído de Lucchi et al. (2009).

## CAPÍTULO 3: FLUÍDOS DEL SISTEMA GEOTERMAL EL TATIO-LA TORTA

### 3.1 Fluidos superficiales de El Tatio

El campo geotérmico de El Tatio relativo al sistema geotermal El Tatio – La Torta posee más de 110 manifestaciones termales conocidas, dentro de las cuales se encuentran geysers, perpetual spouter, piscinas burbujeantes y volcanes de barro, entre otros (Figura 3.1). Glennon y Pfaff (2003) definieron tres cuencas en donde la más hacia el norte posee mayor cantidad de actividad hidrotermal asociado a manifestaciones de tipo geysir. Mientras que las otras cuencas hacia el sur poseen variedad de tipos de manifestaciones geotermales. A continuación, se detalla la química de elementos mayores, trazas e isotopía de las descargas termales documentadas.

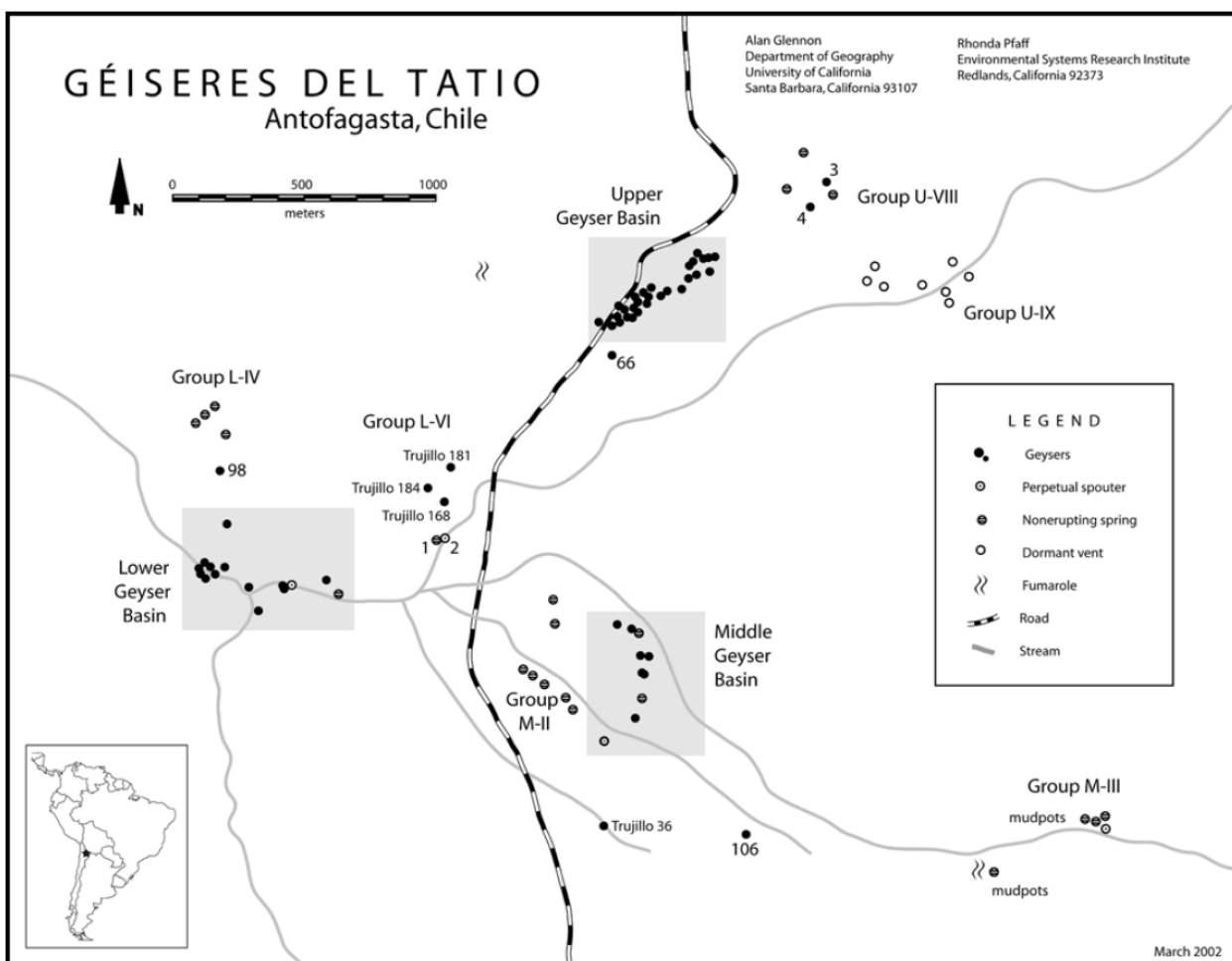


Figura 3.1: Distribución de manifestaciones termales en las cuencas superior, media y baja. Extraído de Glennon y Pfaff (2003).



Dentro de las manifestaciones termales existen 3 tipos de aguas: sódico cloruradas, sulfatadas y bicarbonatas (Figura 3.2). La mayoría de ellas poseen pH cercano a neutro y sus componentes mayoritarios son Na, K, Ca, B, Si y Cl. Además, estas presentan altas concentraciones de Li, Cs y Rb. Los principales gases disueltos corresponden a  $H_2S$  y  $C_2O$  (Ellis, 1969; Mahon, 1970; Giggenbach, 1978; Cortecci et al. 2005, Muñoz et al. 2018).

La Figura 3.3 indica que la mayoría de las aguas cloruradas están en el campo de equilibrio total y algunas en el campo de equilibrio parcial, por lo que, para estas aguas, el fluido estaría en equilibrio con los minerales primarios y secundarios del reservorio. En base a las razones Na-K-Mg, Giggenbach (1978) y Cortecci et al. (2005) plantean dos posibles reservorios de las aguas cloruradas. El primero a 270°C (punto A en la figura 3.2) y el segundo a 170°C (punto B).

Por su parte, las aguas sulfatadas y bicarbonatadas son totalmente inmaduras y están relativamente enriquecidas en Ca y Mg. Cortecci et al. (2005) señala que las aguas alejadas de la curva de equilibrio Na-K-Mg se debe a mezcla con aguas cercanas a la superficie.

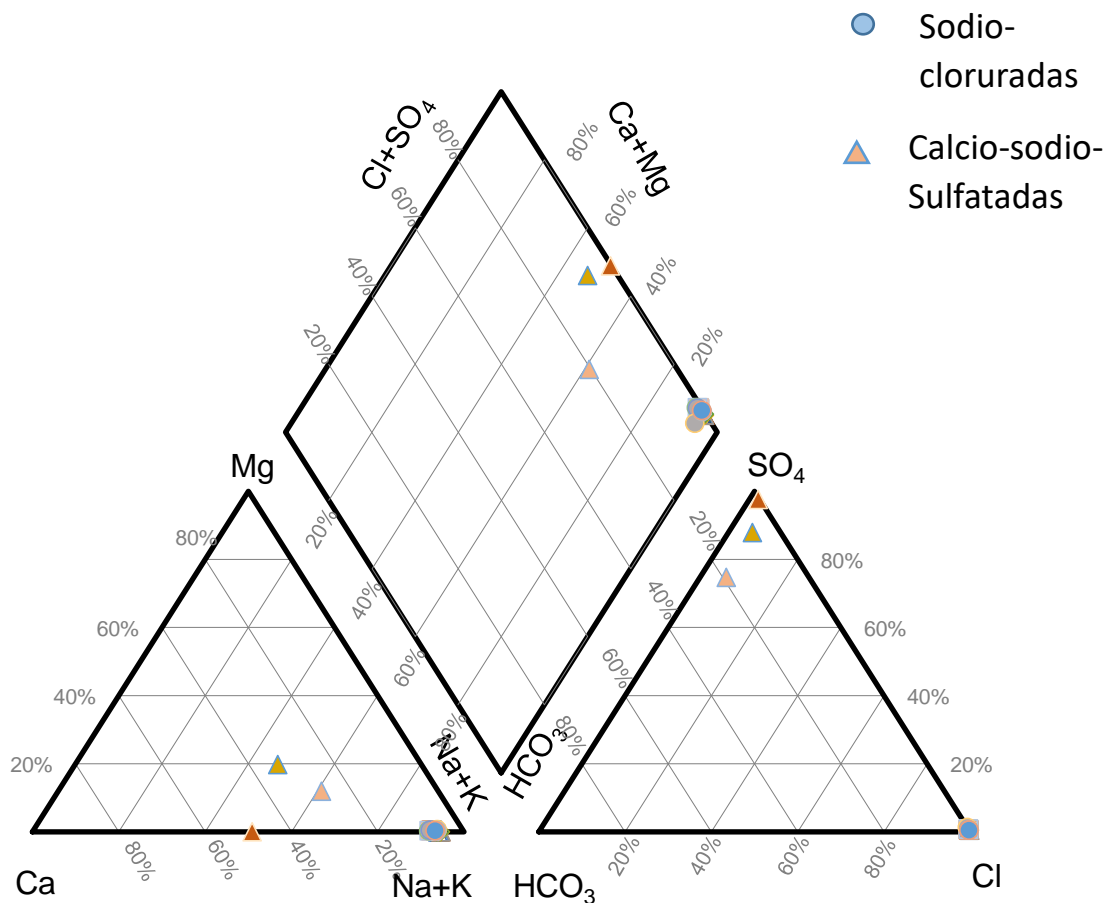


Figura 3.2: Diagrama piper de las descargas termales de El Tatio analizadas por Giggenbach (1978) y Cortecci et al. (2005).

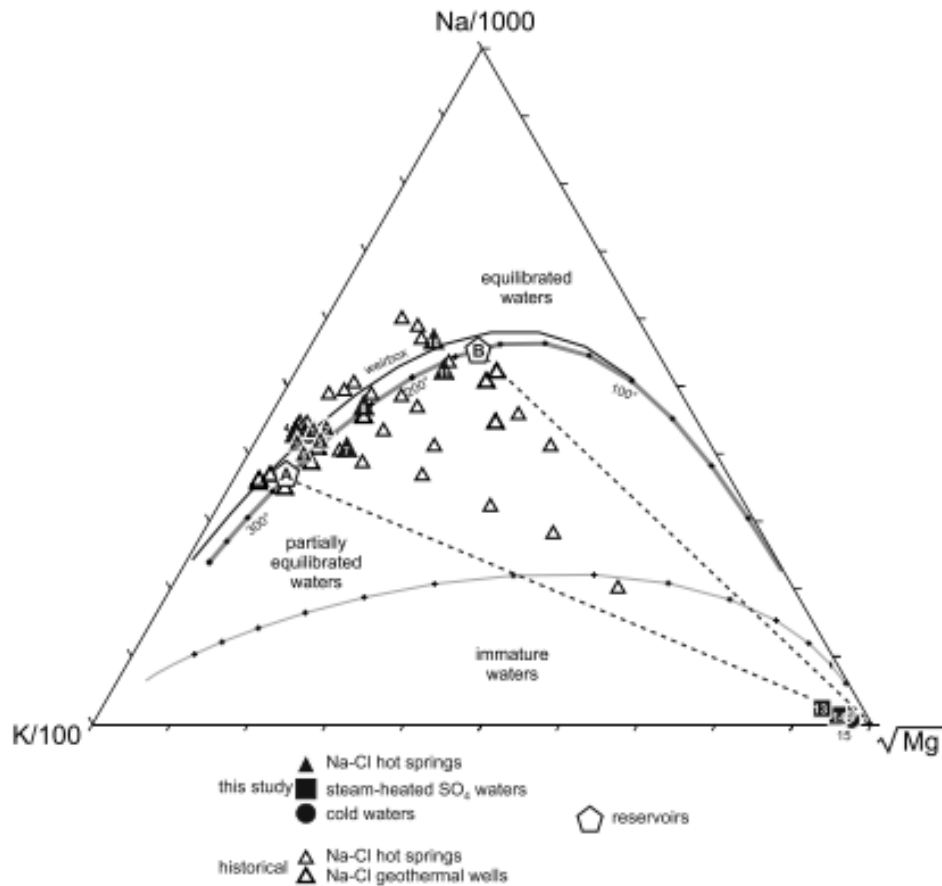


Figura 3.3: Diagrama de madurez de las descargas termales de El Tatio. Extraído de Cortecchi et al. (2005).

### *Aguas sodio-cloruradas*

Este tipo de agua es el que domina dentro de las manifestaciones termales del campo geotérmico. Los valores de Na y Cl van desde 3591 a 4459 mg/l y 6035 a 7899 mg/l en geysers y piscinas burbujeantes, respectivamente. El cloruro proviene principalmente de la desgasificación del HCl magmático y, en segundo término, producto de la interacción fluido – roca (Cortecchi et al, 2005). De hecho, la razón Na/Cl en peso de 215 medida en dacitas de los Andes Centrales es mucho mayor al promedio de 0.567 medido en manifestaciones termales de El Tatio (Matthews et al., 1994).

La principal fuente de sodio es la lixiviación de la roca caja, especialmente de dacitas y riolitas (Ellis and Mahon, 1967).

Las concentraciones de K no se relacionan proporcionalmente a las de Na. Basado en las bajas razones Na/K (<15), existen descargas que se pueden asociar a una alimentación directa desde el reservorio (principalmente las descargas de la cuenca superior), mientras que las descargas con razones Na/K > 15 son probablemente flujos laterales del sistema y están dominados por procesos superficiales y enfriamiento convectivo (Nicholson, 1993).

Cortecci et al. (2005) señala que las concentraciones de Ca están controladas por la solubilidad retrógrada de minerales y por la presión de  $CO_2$ . Por otro lado, las concentraciones de Mg están controladas por la incorporación de este elemento en fases arcillosas de alteración. El autor propone que las altas razones Ca/Mg de algunas manifestaciones, en relación con otras (muestra C10 y C11) son evidencias que confirman la interpretación hidrogeológica de una conexión más directa de estas manifestaciones con el reservorio. Evidencias que se suman a las razones Na/K.

La concentración de sulfato es baja, al igual que lo medido en los fluidos profundos. Probablemente, una parte de los sulfatos provenga de la oxidación del ácido sulfhídrico (Ellis, 1969).

El ácido silícico proviene de la disolución de los silicatos en profundidad. Los valores de concentración de  $H_4SiO_4$  (desde  $SiO_2$ ) muestran una correlación negativa con las razones Na/K, lo que va en línea con la relación entre Na-K y la temperatura. Además, el ácido silícico se correlaciona positivamente con el cloruro, el cual es el elemento más concentrado en los fluidos, lo que sugiere que estos son los principales elementos suministrados desde el reservorio principal del sistema geotermal.

El valor de pH del fluido en el reservorio principal, hospedado en la Ignimbrita Puripicar, estaría controlado por el equilibrio de minerales del sistema Na-K-Ca y la presión parcial de  $CO_2$ . Cortecci et al. (2005) recalcula el valor de pH a condiciones de reservorio utilizando la ecuación de Chiodini et al. (1991), estimando un valor de pH de  $5.79 \pm 0.15$ , el cual se correlaciona bien con el reportado en el estudio de Youngman (1984). Sin embargo, este valor es inferior al calculado por Giggenbach (1978) el cual estimó un pH igual a  $6.7 \pm 0.1$  de los fluidos de los pozos 1 a 5.

#### *Aguas sodio-sulfatadas*

Las aguas sodio-sulfatadas están ubicadas en la parte suroeste del campo geotérmico. Este grupo de aguas estaría afectado por procesos de condensación de vapor y oxidación del  $H_2S$ , generados en la parte más superficial del sistema. El pH cercano a 5.6 de estas aguas muestra procesos de neutralización ácida debido a reacciones fluido-roca. El alto contenido de Mg en este grupo de aguas se podría relacionar a procesos de intercambio iónico entre el fluido y la roca caja y/o dilución con aguas someras ricas en este elemento (Cortecci et al., 2005).

#### *Elementos trazas*

Las manifestaciones cloruradas de la parte central del campo geotérmico poseen altas concentraciones de Cs, As, Li, B y Br. Las aguas cloruradas de la parte occidental están más deprimidas en aquellos elementos.

En general, las manifestaciones poseen concentraciones menores de metales base. Sin embargo, las elevadas concentraciones relativas de ciertos elementos de transición como Mn, Mo y Ni se pueden relacionar debido a la alta salinidad y valores de pH que afectan la solubilidad de estos elementos.

Las razones Cl/Br, Cl/As y Cl/Cs son semejantes en todas las manifestaciones estudiadas por Cortecci et al, (2005) lo que sugiere que todas estas provienen del mismo reservorio geotérmico.

Las muestras analizadas por Cortecci et al. (2005), Cusicanqui et al. (1975) y Giggenbach (1978) son comparadas en la Figura 3.4 modificada de Cortecci et al. (2005), donde se muestra que la mayoría de las muestras sodio-cloruradas provendrían de la disolución de una andesita-riolita promedio, seguido de interacción fluido-roca junto a la absorción de gases magmáticos. Mientras que las sodio-sulfatadas (al menos una muestra), se relaciona a procesos de absorción de gases con alta razón B/Cl.

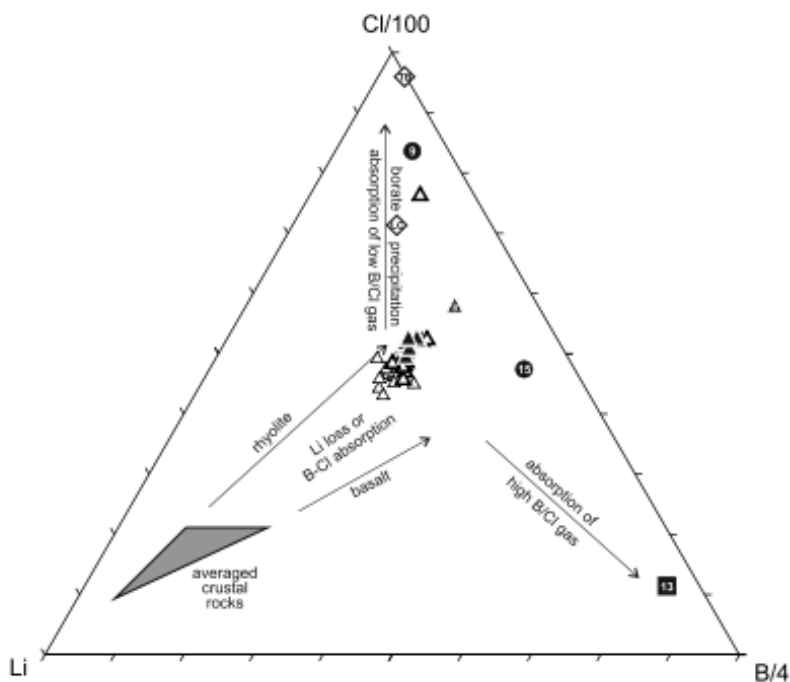


Figura 3.4: Diagrama ternario Cl-Li-B. Los triángulos oscurecidos corresponden a muestras de Cortecci et al. (2005), mientras que los triángulos sin relleno son análisis históricos. Cuadrados rellenos corresponde a aguas sódico-sulfatadas. Círculos rellenos a aguas de baja temperatura. A falta de datos de los elementos del diagrama en rocas de la Zona Volcánica Central, el autor añadió un “roca de corteza promedio”. Extraído de Cortecci et al. (2005).

Al igual que el gráfico anterior, las concentraciones de elementos conservadores Li, Rb y Cs son similares para la mayoría de las muestras analizadas. Además, se compara con la composición de lavas calco-alcalinias cenozoicas representativas de la Zona Volcánica de los Andes Central. (Figura 3.5)

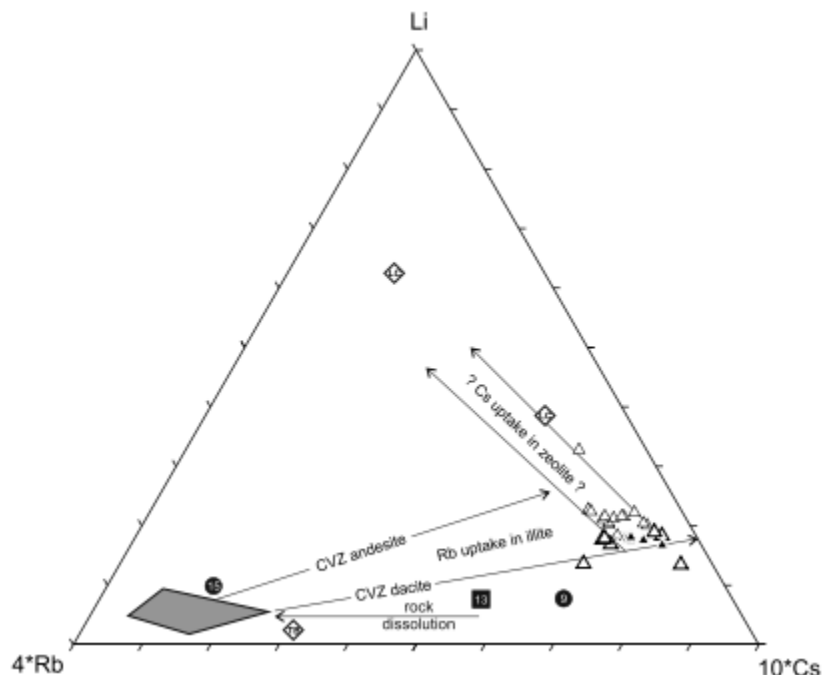


Figura 3.5: Diagrama ternario Li-Rb-Cs. Símbolos aplica igual que en la figura 3.3, a excepción de la composición de lavas de ZVC.

### Composición Isotópica

Diversos autores han analizado las firmas isotópicas de las descargas termales del sistema geotermal en estudio, con el propósito de conocer el origen de las aguas termales y los procesos hidrogeológicos involucradas en la formación de estas.

Para todas las aguas cloruradas, Giggenbach (1978) reporta valores de  $\delta^2H$  entre  $-69\%$  a  $-61\%$  y valores de  $\delta^{18}O$  entre  $-7.5\%$  a  $-5.5$ . Estos rangos de valores son los mismos para los análisis realizados por Cortecci et al. (2005) y Muñoz et al. (2018). La composición isotópica y química de muestras de pozos (1 y 5) son bastante diferentes a las descargas cloruradas, con contenidos de Cl cercano a  $5500 \text{ mg/l}$  y valores de deuterio y oxígeno-18 inferiores. El autor propone que estas diferencias se deben a la separación de vapor generada por expansión adiabática de los fluidos durante el ascenso a la superficie. Así mismo, Giggenbach (1978) menciona que al extrapolar los datos isotópicos para todas las aguas cloruradas a aguas cero cloruradas (meteórica) se sugiere que esta tendría valores de  $\delta^2H$  y  $\delta^{18}O$  de  $-58\%$  y  $-8.8 \%$ , respectivamente. Por otro lado, Muñoz et al (2018) plantea que la similitud isotópica entre las aguas de pozo y la muestra de nieve (muestra SN3 del estudio mencionado) indicaría un origen meteórico de las aguas geotermales, donde el enriquecimiento de  $\delta^{18}O$  se daría por interacción fluido-roca. Esto se contrapone a los expuesto por Tassi et al. (2010) y Cortecci et al. (2005), ya que las altas razones isotópicas encontradas en algunas muestras termales superficiales sugerirían en parte un aporte de aguas magmáticas. Sin embargo, Muñoz et al. (2018) plantea que este enriquecimiento se puede explicar por la alta tasa de evaporación que se genera debido a las condiciones climáticas de la zona de estudio.

Finalmente, Cortecci et al. (2005) y Muñoz et al. (2018) registraron concentraciones de tritio ( $^3H$ ) en las descargas termales, bajo los niveles de detección por lo que las aguas termales tendrían por lo menos una edad previa a la contaminación antropogénica de 1952.

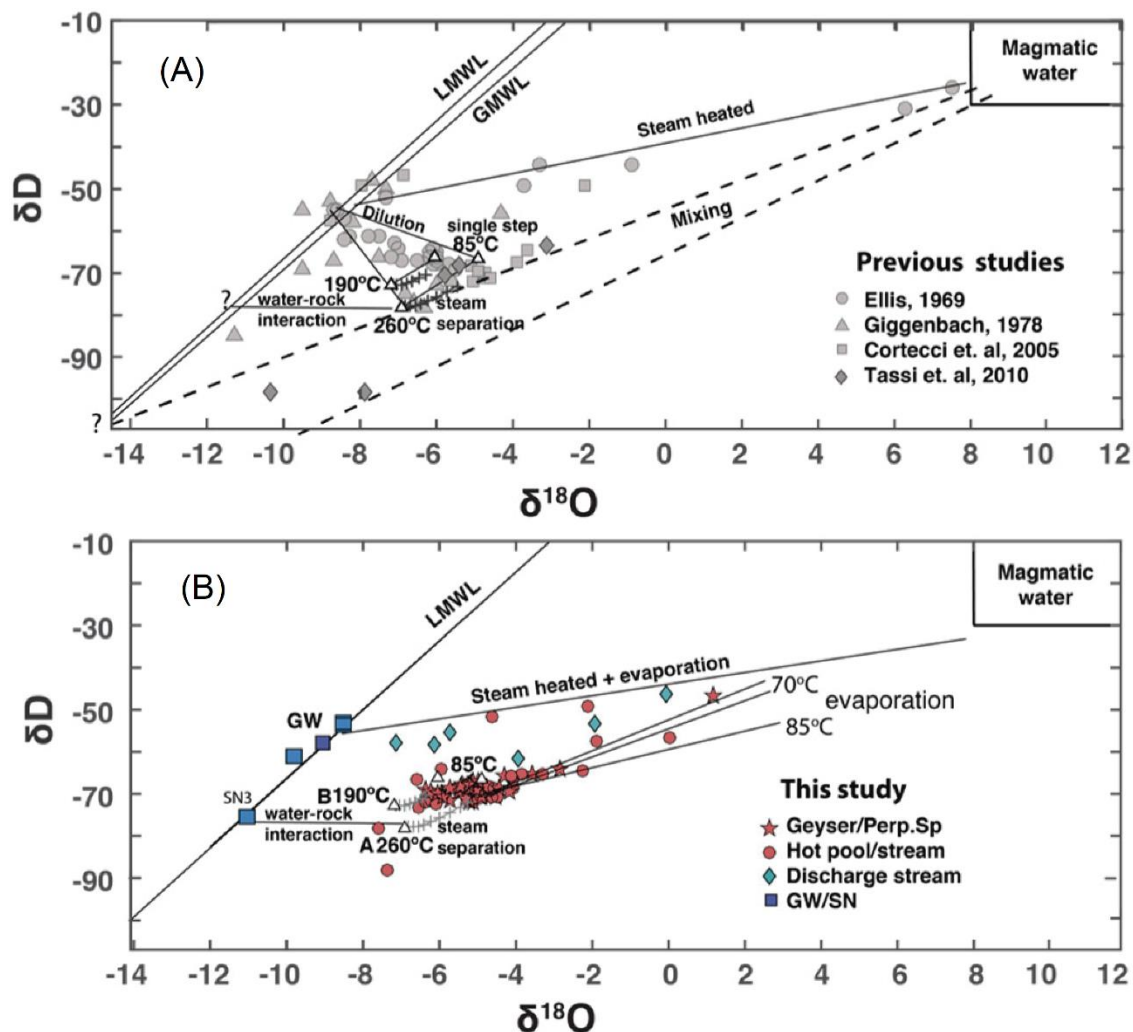


Figura 3.6: Isótopos estables ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ): (a) Interpretación en estudios previos de diferentes procesos que afectan a los fluidos. (b) Datos del estudio de Muñoz et al. (2018). La composición isotópica de los fluidos de reservorio propuestos (Giggenbach, 1978) se muestra mediante triángulos blancos marcados como A y B. Las cruces negras muestran la trayectoria de las composiciones desde la separación continua de vapor, partiendo de la composición inicial y la temperatura de los reservorios y disminuyendo en pasos de 20°C. Los triángulos blancos etiquetados a 80°C muestran la composición final de separación de vapor en un paso. La línea de agua calentada por vapor conecta el agua meteórica local y el agua magmática. La línea de mezcla conecta una posible fuente de agua meteórica de composición  $\delta^{18}\text{O}$  aproximadamente -14,6 y  $\delta\text{D}$  aproximadamente -107, correspondiente al agua a 4.000 m de altitud (Mahon y Cusicanqui, 1980; Fritz et al., 1979; Cortecci et al., 2005) con agua andesítica. Extraído de Muñoz et al. (2018).

### 3.2 Fluidos superficiales de La Torta

Cumming et al. (2002) y Tassi et al. (2010) analizaron las descargas termales en el sector de La Torta, que consisten en pequeñas piscinas burbujeantes con un flujo relativamente bajo y filtraciones de gases. Estas se generan a una altitud de aproximadamente 5000 m.s.n.m. en una zona restringida al norte del domo riolítico cerro La Torta (Figura 3.7), ubicado a solo 10 km de las fumarolas del borde sur del campo geotérmico El Tatio. Cabe destacar, que las manifestaciones se ubican cerca de la traza de la falla inversa con vergencia oeste, mapeada por Lucchi et al. (2009) (ver Figura 2.5).

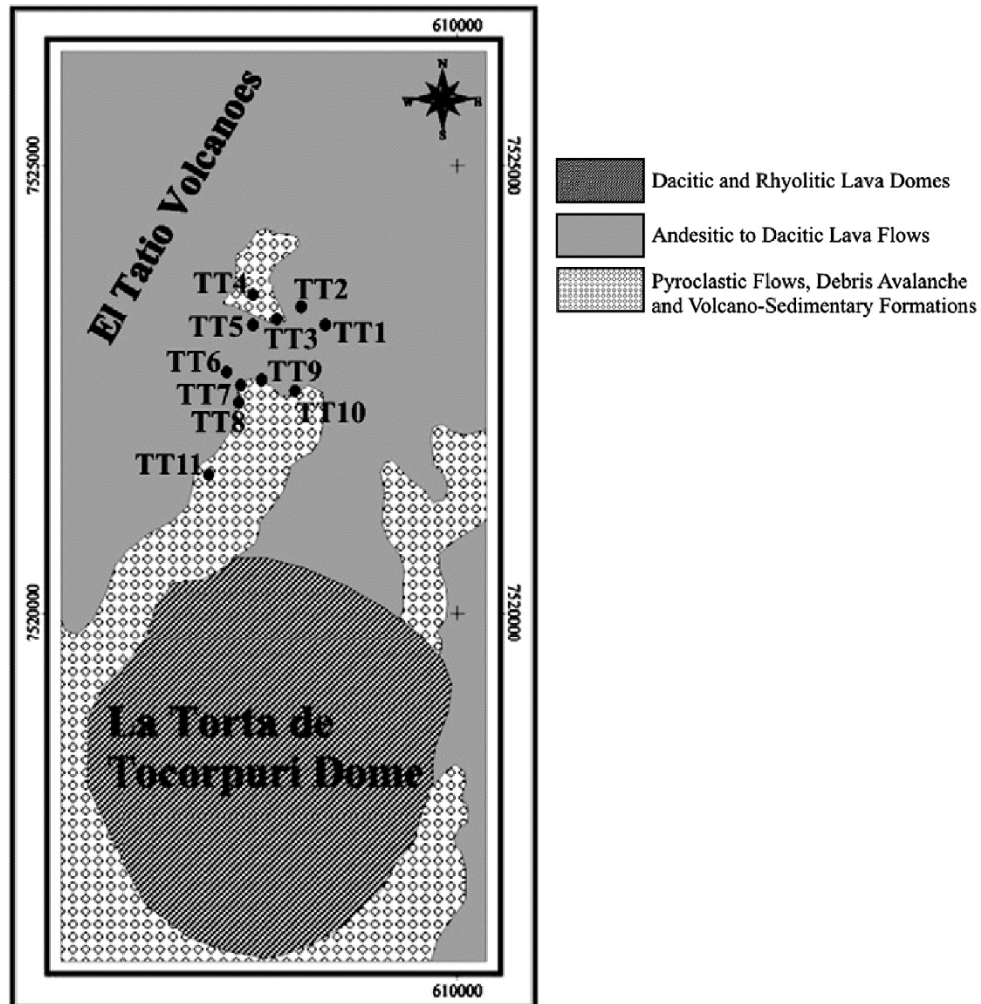


Figura 3.7: Ubicación de las manifestaciones termales en el sector de La Torta. Extraído de Tassi et al. (2010).

Estas aguas de pH neutro a levemente ácido poseen altas concentraciones de  $Ca^{2+} - SO_4^{2-} (HCO_3^-)$  y relativamente mayores concentraciones de  $Mg^{2+}$ , con respecto a las aguas cloruradas de El Tatio (Figura 3.7). Así mismo, los valores de  $\delta^2H$  y  $\delta^{18}O$  caen dentro de la línea meteórica local (Aravena, 1995; Chaffaut et al, 1998; Aravena et al, 1999; Gonfiantini et al, 2001),

sugiriendo que estas aguas tienen el mismo origen de las descargas periféricas presentes en El Tatio (cercanas a los pozos 6 y 7) y que, en este caso, corresponden a aguas meteóricas vapor calentadas (Cusicanqui et al. 1975; Tassi et al, 2010).

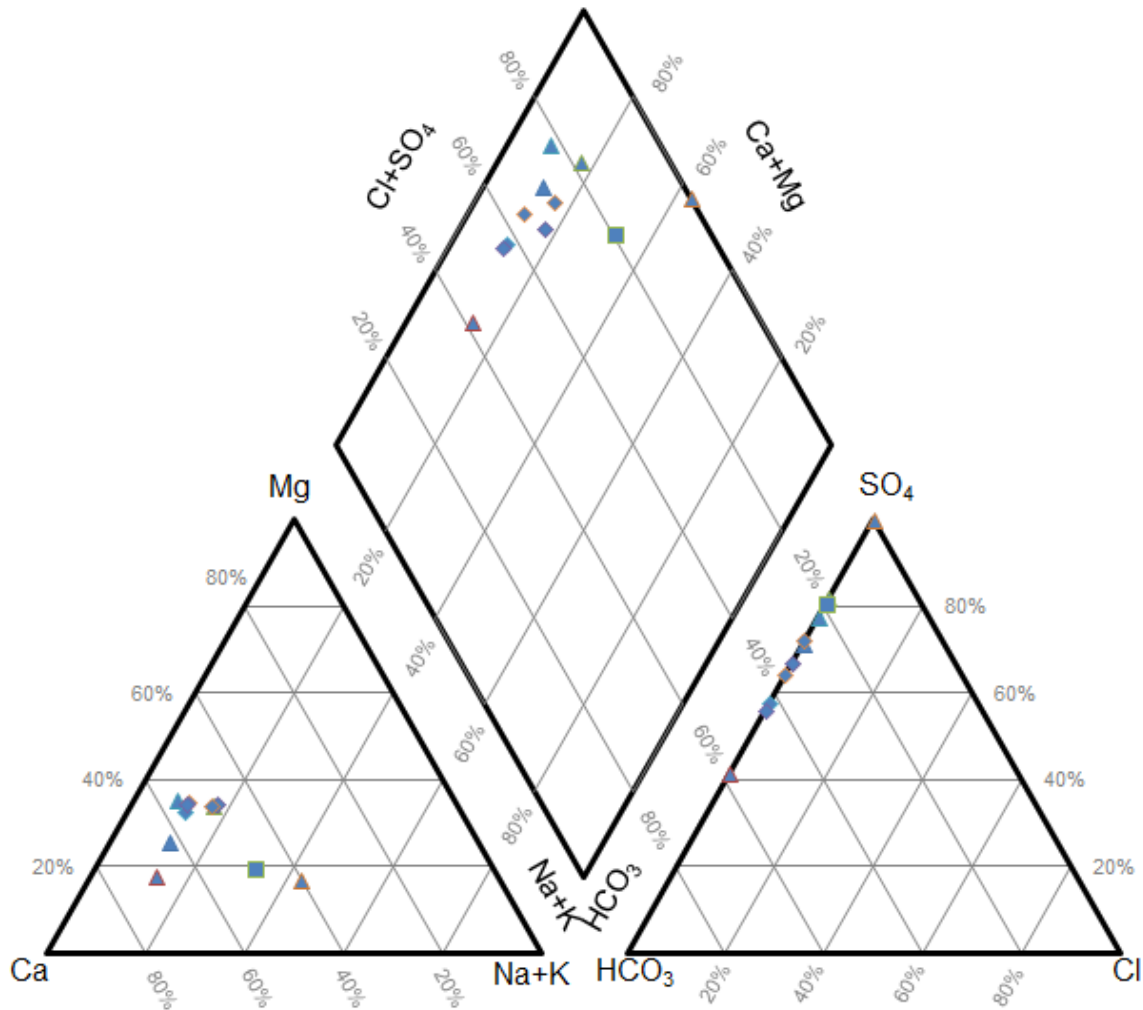


Figura 3.8: Diagrama piper de las aguas termales en el sector La Torta. Elaborado con datos geoquímicos de Tassi et al. (2010).

Estudios preliminares de Lahsen & Trujillo (1976) anticipaban, debido a información de los pozos y evidencia estructural, que el flujo de agua geotermal vendría de S-E a N-W. Por otro lado, la estratigrafía presente en La Torta se relacionaría con la de El Tatio (Cumming et al., 2002), indicando que ambas zonas, que se encuentran separadas aproximadamente 10 km, estarían relacionadas a un mismo sistema geotermal. Así mismo, el análisis de las resistividades a lo largo del perfil que atraviesa las descargas termales de El Tatio y La Torta, sugieren un reservorio profundo en común, donde se propone que las descargas de La Torta corresponde al *upflow*, mientras que las descargas de El Tatio sería el *outflow* del sistema geotermal (Cumming et al, 2002) (Figura 3.9).



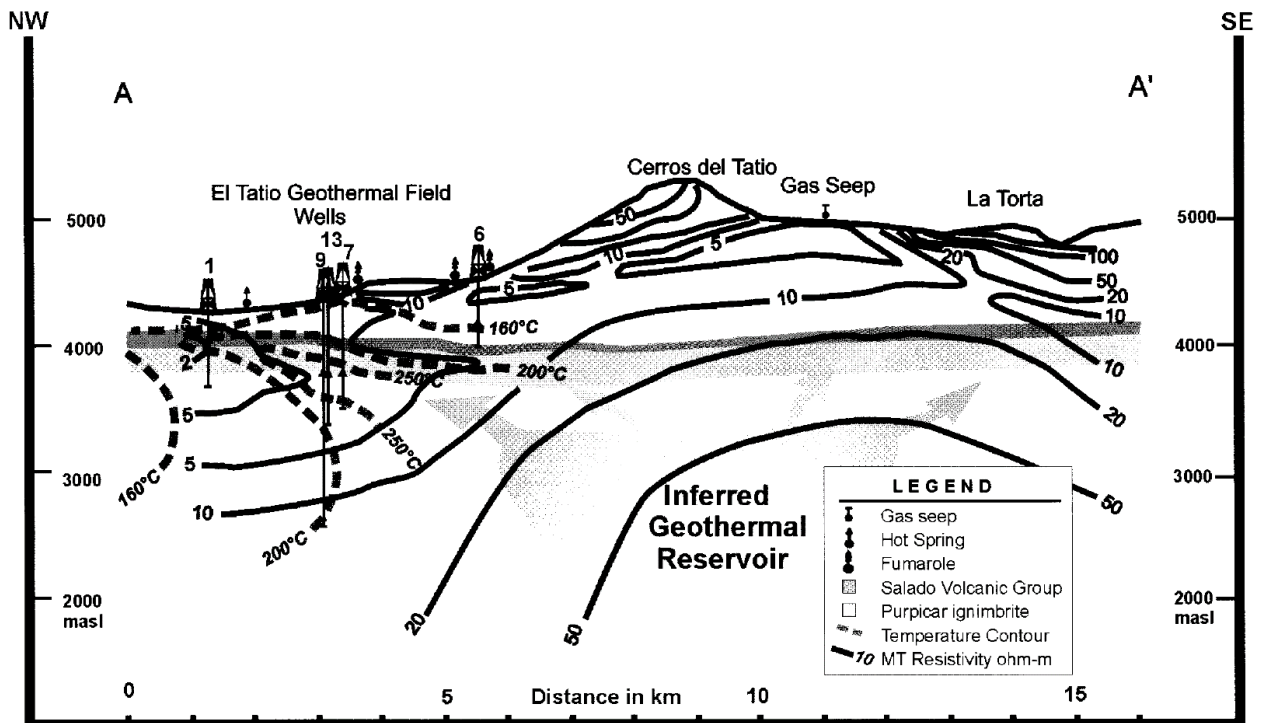


Figura 3.9: Perfil del prospecto geotérmico La Torta y su relación con el campo geotérmico El Tatio. Extraído de Cumming et al. (2002).

### 3.3 Geotermometría

Cortecci et al. (2005) utilizó el geotermómetro de Na-K refinado por Verma y Santoyo (1997) a las aguas cloruradas estimando temperaturas entre 228 a 245°C para las descargas C1 a C7, 211°C para la descarga C8 y 168 a 175°C para las descargas C10 y C11, respectivamente (ver ubicación de descargas en Figura 4.2). El autor consideró que las estimaciones fueron considerablemente inferiores, lo que se puede deber a la variedad de procesos, incluyendo reequilibrio, durante el ascenso del fluido.

Muñoz et al. (2018) utilizó la química de un geyser para estimar la temperatura de reservorio. Para lo anterior, utilizó geotermómetros de  $SiO_2$ , cationes y el software GeoT. Con sílice adiabático obtuvo 196°C, mientras que con sílice conductivo 214°C. Con Na-K-Ca se obtuvo 213°C, mientras que con Na-K obtuvo entre 241°C a 254°C, dependiendo de los distintos autores del geotermómetro. Para la simulación con GeoT, la autora asumió una composición de gas seco de 100%  $CO_2$ . Los parámetros de corrección por dilución y pérdida de gas no fueron detallados en el estudio. Sin embargo, en el mismo estudio, se presentó un diagrama de Presión – Entalpía en el

cual se estima que, en el proceso descompresión adiabática del fluido, este pierde un 25% de vapor en masa.

Tassi et al (2010) aplicó el geotermómetro de gases del sistema  $CH_4 - CO_2 - H_2$  para las aguas cloruradas. Se estimaron temperaturas superiores a los geotermómetros clásicos y similares a la máxima registrada en los pozos (260°-270°C). Por otro lado, los fluidos inmaduros de La Torta están lejos de cualquier condición de equilibrio y generan resultados incongruentes. El autor sugiere que la ebullición en acuíferos poco profundos es capaz de enmascarar por completo la contribución de fluidos profundos.

### 3.4 Pozos

En el área de estudio existen 13 pozos perforados entre los años 1969 y 1974 en el marco de la campaña de exploración geotérmica desarrollada por el Comité para el aprovechamiento de la energía geotérmica, programa CORFO-Naciones Unidas: *Antecedentes de exploración en sistema geotérmico El Tatio (1968-1974)*.

Tabla 3.1: Características de los pozos perforados. s. i. significa sin información. Extraído de Lahsen y Trujillo (1976) y Díaz (2017).

Pozo	UTM Este (m)	UTM Norte (m)	Z (m.s.n.m.)	Año perforación	Profundidad (m)	T máx (°C)	Fm. Tmax
ET1	601096	7529366	4150	1969	649	211	Puripicar
ET2	601886	7530101	4271	1969	655	227	Puripicar
ET3	602862	7528215	4350	s.i.	-	254	Puripicar
ET4	601442	7528785	4275	s.i.	737	220	Puripicar
ET5	603120	7530736	4300	s.i.	573	212	Puripicar
ET6	603771	7526073	4500	s.i.	555	180	Tucle
ET7	603017	7527969	4363	1973	837	260	Peñaliri
ET8	602420	7527480	4337	1973	1582	225	Puripicar
ET9	602293	7527927	4324	1973	1821	224	Puripicar
ET10	602694	7528035	4345	1973	1008	235	Peñaliri
ET11	602823	7528192	4345	1973	900	240	Peñaliri
ET12	603143	7528177	4350	1974	1421	230	s.i.
ET13	602925	7528077	4361	1974	1010	s.i.	s.i.

Los pozos atravesaron diversas zonas permeables determinados por pérdidas de circulación durante la perforación mediante inyección de agua fría y su consiguiente elevación de temperatura a pozo cerrado y mediante perfiles de presión y temperatura durante la descarga. Los principales niveles permeables se encuentran entre los 225 m y los 650 m de profundidad, principalmente en la Ignimbrita Puripicar y en menor medida en el Grupo volcánico de Tucle y sólo ocasionalmente en las ignimbritas del Grupo Río Salado. Las temperaturas medidas en los pozos 1, 2 y 4 ubicados en la partes oeste y noroeste del campo geotérmico (Figura 3.10), muestra un máximo de 212°C a 230°C y una disminución de temperatura a mayor profundidad (Figura 3.11). En cambio, en los pozos 3 y 6 ubicados en la parte sureste del campo, no se produce esta inversión de la temperatura (Lahsen y Trujillo, 1976).

En todos los pozos la máxima temperatura coincide la Ignimbrita Puripicar, excepto en el pozo 6, donde no fue alcanzada. En el pozo 3 se registró una temperatura máxima de 254°C, pero no se atravesó ninguna zona permeable de importancia. Esto es común en permeabilidades producidas por fracturamiento tectónico o por enfriamiento de rocas volcánicas lo que las hace sumamente variables de un punto a otro (Lahsen y Trujillo, 1976). Las máximas temperaturas registradas por los pozos alcanzan los 260°C, específicamente en el pozo 7. La aplicación de geotermómetro Na-K a los fluidos de estos pozos estiman una temperatura de reservorio de 270°C (Giggenbach, 1978).

En el 2008 se perforó un pozo de producción (DT-1) cercano al pozo CORFO ET-6, con el propósito de instalar una planta eléctrica de 40MW. Los estudios de interferencia de pozos en que utilizaron el pozo de producción DT-1 y el pozo CORFO ET-10 como pozo de reinyección, mostraron un aumento de presión en el pozo ET-1, pero el pozo ET-2, ubicado cerca de los geysers, no respondió a la inyección de ET-10 (Figura 3.12). Además, un mal funcionamiento en el proceso de reinyección en el pozo ET-10 causó una descarga artificial e incontrolada que se elevó 60 m desde el suelo y que duró 27 días. Durante la emergencia, se midieron los datos de presión en los pozos ET-1 y ET-2, mostrando claramente la desconexión hidráulica entre los pozos ET-10 y ET-2. Para ambos pozos, la zona de alimentación se encuentra a 500 m de profundidad dentro de la Ignimbrita Puripicar (PNUD, 2010; Letelier et al., sin publicar).

Debido a la desconexión hidráulica observada entre los pozos ET-2 y ET-10, ubicados en las cuencas superior y media (Glenn y Pfaff, 2003) y, considerando los diferentes lineamientos estructurales de las manifestaciones termales cercanas a estos pozos (Figura 3.10), se decidió para este estudio, diferenciar la cuenca de El Tatio en 2 subcuencas, la subcuenca alta y la subcuenca baja (cuenca inferior y media definidas por Glenn y Pfaff (2003)).

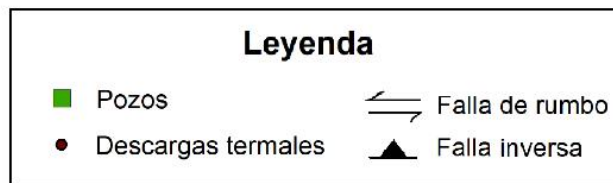
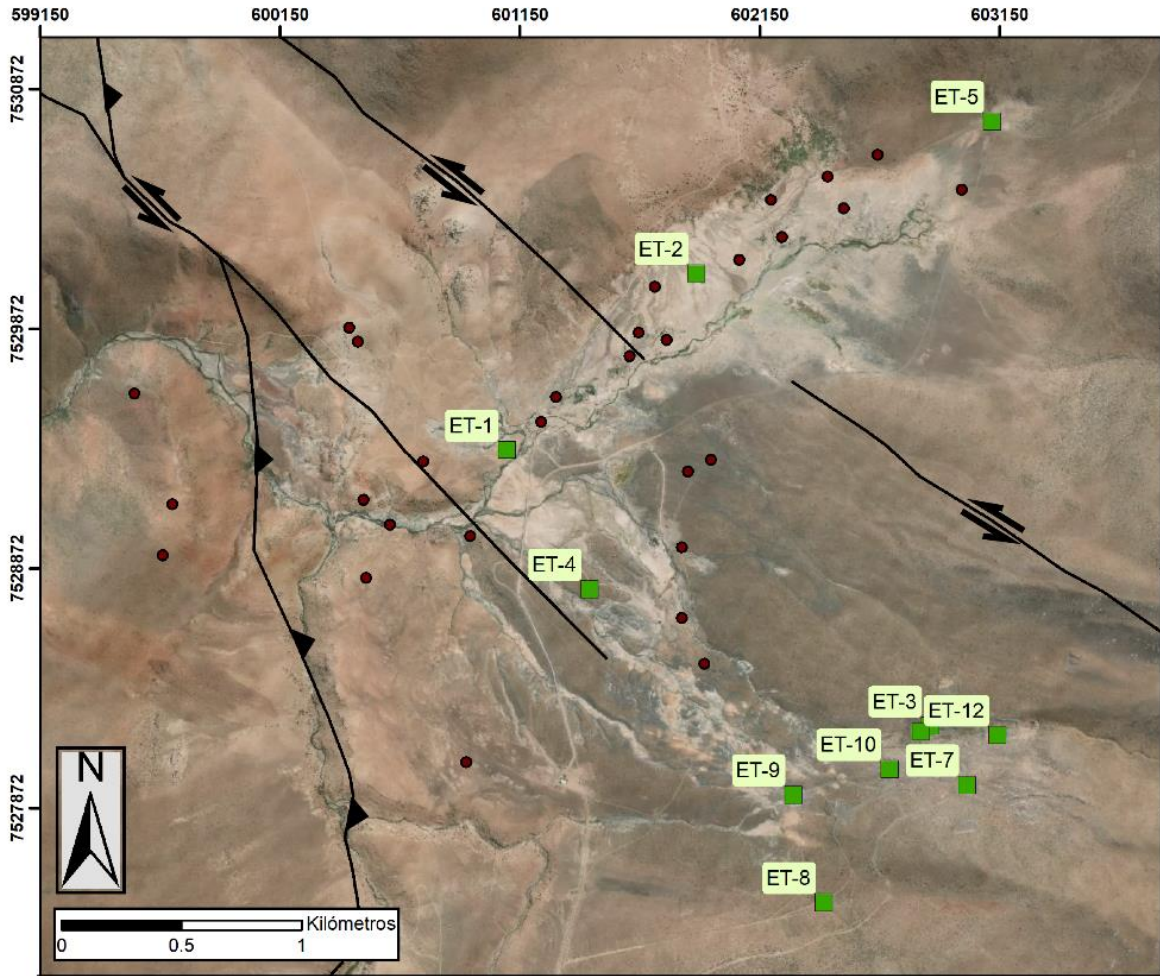


Figura 3.10: Mapa de ubicación de pozos del sistema geotermal geotermal El Tatio – La Torta. Se añaden las estructuras geológicas definidas por Lahsen y Trujillo (1976) y Lucchi et al. (2009).

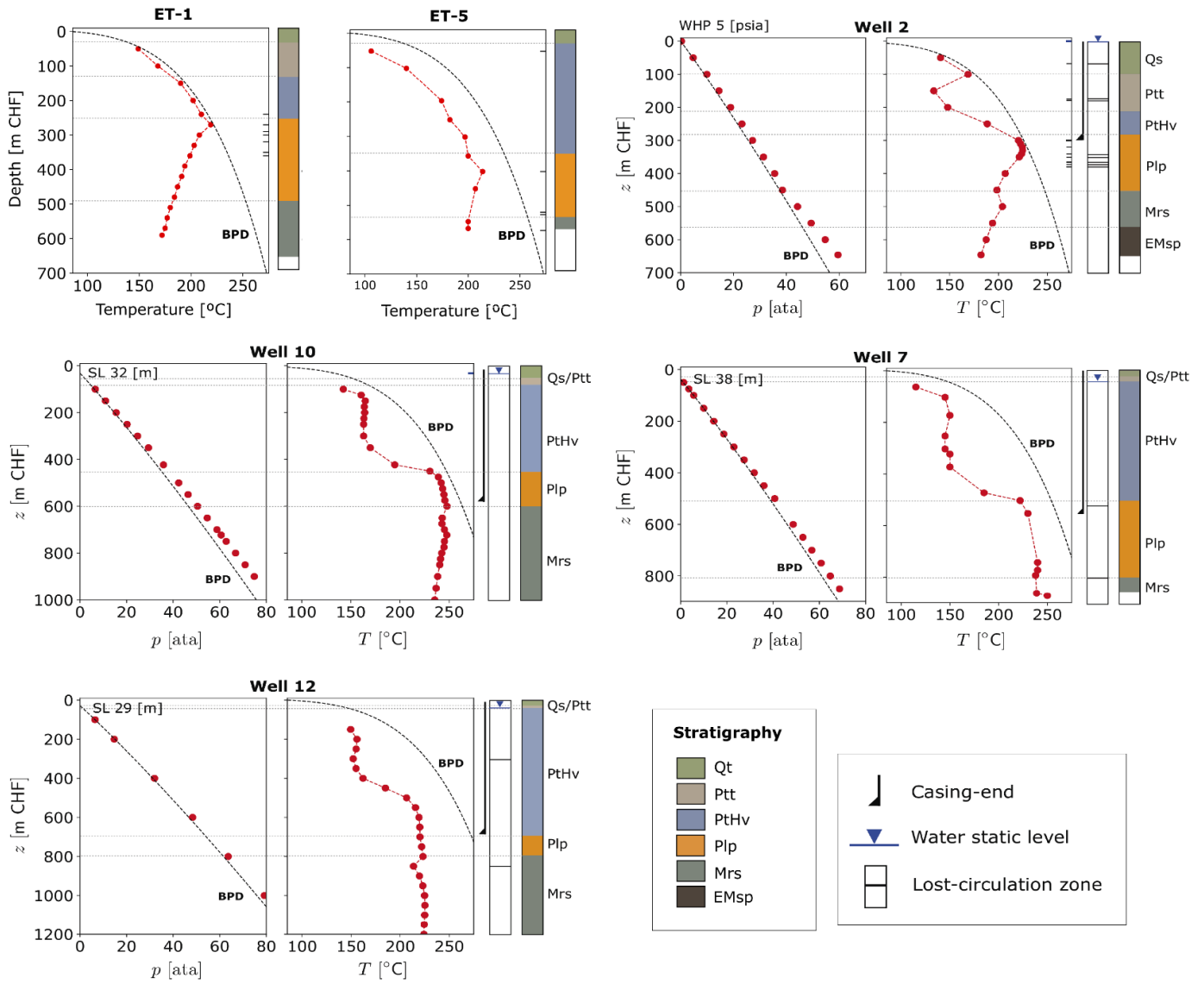


Figura 3.11: Perfiles estratigráficos y de temperaturas para los pozos 1, 2, 5, 7, 10 y 12. Se añaden perfiles de presión para los pozos 2, 7, 10 y 12. Extraído de Letelier et al. (sin publicar).

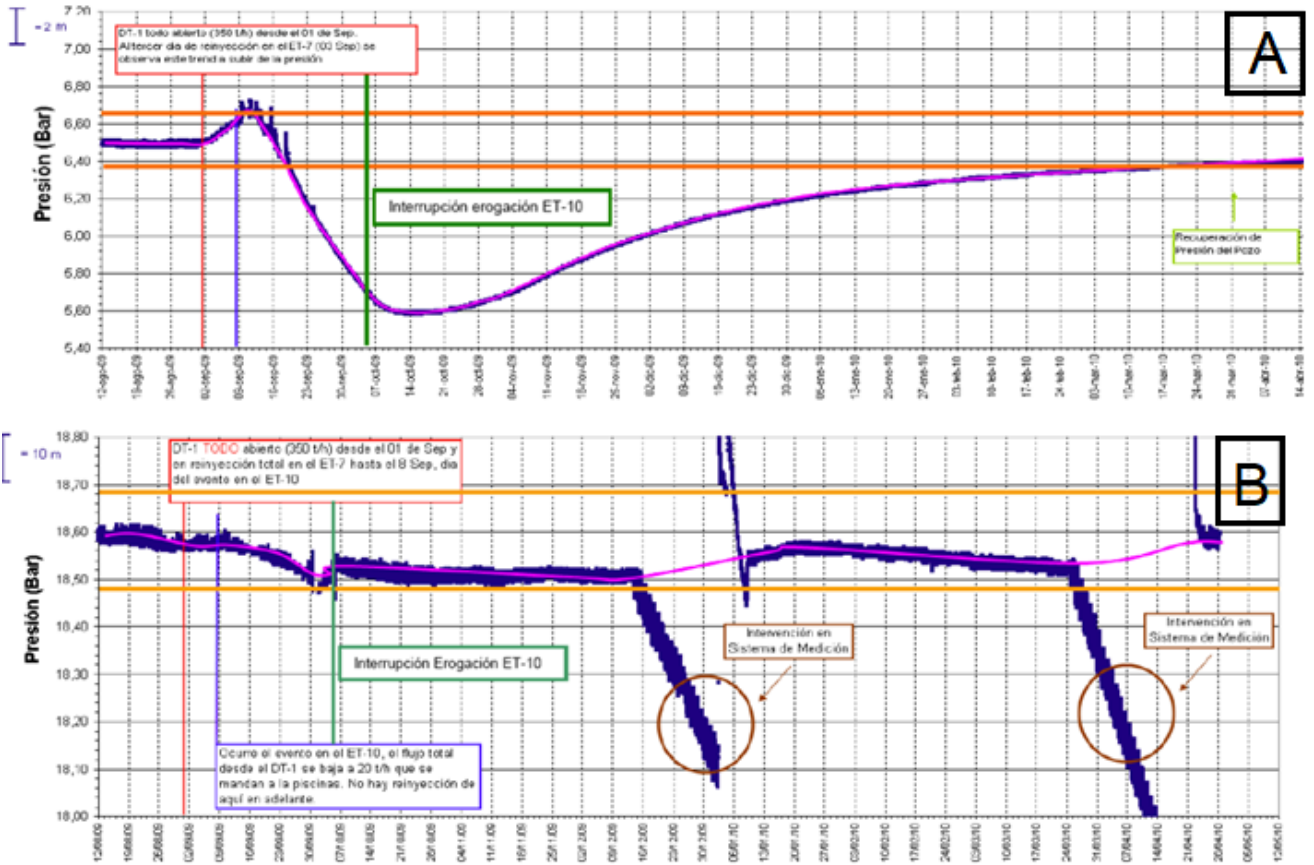


Figura 3.12: Registro de presión (bar) en el tiempo para los pozos ET-01 y ET-02 (A y B, respectivamente). Extraído de PNUD, 2010.

## **CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA**

El estudio geotermométrico de las descargas termales asociadas al sistema geotermal El Tatio–La Torta, se realizó con datos geoquímicos y mineralógicos disponibles en la literatura (Giggenbach, 1978; Cortecchi et al., 2005; Tassi et al., 2005 y 2010; Nicolau et al., 2014; Muñoz et al., 2018; Browne; 1978; ENG-FCFM; 2008; Palmer et al., 2014). Además, se utilizó la información obtenida en las campañas de exploración geotérmica CORFO (1968-1974).

### **4.1 Fuentes bibliográficas de los parámetros de entrada del software GeoT:**

#### **4.1.1 Mineralogía**

Las asociaciones minerales utilizadas para este trabajo se determinaron a partir de los estudios de Browne (1978), ENG-FCFM (2008) y Palmer et al. (2014).

Browne (1978) describió la siguiente mineralogía de alteración presente en los sondajes de la campaña de perforación realizada entre los años 1968 y 1974.

El informe de ENG-FCFM (2008) detalla la mineralogía identificada mediante DRX de los testigos de sondajes a diferentes profundidades. Se utilizó la mineralogía correspondiente a las unidades hospedantes del reservorio principal.

Por su parte, Palmer et al. (2014) realizó una revisión bibliográfica de la mineralogía de alteración presente en distintos sistemas geotermales en el mundo, aplicable a geotermometría multicomponente. Los autores proponen asociación de minerales de alteración dependiendo de tres principales factores geológicos: tipo de roca hospedante (toleítica, calco-alcalina, silícea, siliciclástica o carbonática), tipo de agua geotermal (neutra o ácida) y grado de temperatura del sistema geotermal: baja (50°-150 °C), media (150°-300°C) y alta (>300°C).

Se utilizó la mineralogía de alteración considerada para rocas hospedantes de tipo silícea, debido a las descripciones de las unidades litológicas del sistema. Además, se comparó con una mineralogía calco-alcalina. Sin embargo, las estimaciones termométricas siempre consideraron los diez minerales con mejor aproximación al equilibrio (índices de saturación cercanos a cero).

El detalle de los minerales utilizados en las simulaciones se encuentra en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1: Mineralogía de cada fuente bibliográfica utilizada en las simulaciones de GeoT. La mineralogía descrita por Palmer et al. (2014) hace referencia a las asociaciones minerales de alteración estándar para rocas hospedantes de tipo sílicea y calco-alcalina.

Mineral	Browne (1978)	ENG-FCFM (2008)	Síliceas (Palmer et al. 2014)	Calco-alcalinas (Palmer et al. 2014)
cuarzo	*	*	*	*
cristobalita	*			*
albita		*	*	*
adularia	*			
sanidina			*	
caolinita	*		*	
muscovita			*	
illita	*			*
celadonita	*			
anhidrita	*		*	*
calcita	*	*		*
siderita	*			
laumontita	*		*	*
esmeclitas			*	*
montmorillonita	*			
boggsita		*		
tarasovita		*		
beidellita		*		
nontronita		*		
titanita				
hematita	*	*		*
pirita	*		*	*
goethita				*
actinolita				*
epidota			*	*
clorita	*	*	*	*
prehnita				*
biotita				*



### 4.1.2 Composición de gases

Se utilizaron datos de gases medidos directamente de las descargas termales superficiales del estudio de Tassi et al. (2005 y 2010). Se utilizó una fracción de vapor de agua igual a 92% y 8% de gas seco. Este último, compuesto en un 97% por  $CO_2$  y el porcentaje restante distribuido en los gases  $H_2S$ ,  $CH_4$  y  $N_2$ .

Las concentraciones iniciales de las especies  $HS^-$  y  $NH_4^+$  se fijaron según las fugacidades reportadas de los gases  $H_2S$  y  $N_2$ .

Las muestras de agua de Cortecci et al. (2005) y Giggenbach (1978) no poseen análisis de gases de las mismas descargas termales, por lo que se utilizaron los datos de gases de muestras cercanas y que correspondieran a la misma subcuenca (ver Figura 4.2). El detalle de la composición de gases utilizados en las simulaciones se encuentra en Anexo 2.

### 4.1.3 Fracción de vapor total de la descarga en peso (stwf)

Para la estimación de este valor se asumió que la ebullición es adiabática y ocurre en un paso (Giggenbach, 1978; Cortecci et al., 2005). La estimación de la entalpía de la descarga total (gas y líquido) está dada por:

$$h_0 = g * X + h(1 - X)$$

$g$  es la entalpía de la fase volátil,  $h$  es la entalpía del líquido,  $h_0$  la entalpía de descarga total y  $X$  la fracción de vapor total en la descarga. De la ecuación anterior, se desprende la siguiente:

$$X = \frac{h_0 - h_1}{L}$$

Con  $X$  la fracción de vapor total en la descarga,  $h_0$  es la entalpía de la descarga total,  $h_1$  la entalpía de agua pura a la temperatura de descarga y  $L$  es el calor latente de vaporización a la presión de muestreo (Arnórsson et al., 2007)

La entalpía de descarga total se calculó tomando las entalpías medidas en la boca de los pozos 2 y 4. Lo anterior, ya que estos pozos están ubicados en la subcuenca alta y baja, respectivamente y pueden representar condiciones termodinámicas adecuadas de estas subcuencas en profundidad.

La entalpía de agua pura y calor latente a presión atmosférica se obtuvieron de las tablas termodinámicas extraídas de Zarrouk y Watson (2010).

Con las entalpías del pozo 2, el valor promedio de STWF es 0.250 y para el pozo 4 es 0.217. Estos valores se ajustan de buena forma al valor de 25% de desgasificación obtenido por Muñoz et al. (2018) a través del diagrama presión-entalpía. Sin embargo, estos corresponderían a valores máximos de desgasificación y probablemente, el stwf difiere entre las descargas termales de las subcuencas. Por lo anterior, se decidió simular con la opción de stwf iterativo (ver capítulo 1.3.1), ya que, las muestras poseen temperaturas cercanas al punto de ebullición y es razonable utilizar la asunción de ebullición iso-entálpica.

Así mismo, también se utilizó la versión iGeoT para optimizar el valor de stwf, ingresando un valor inicial de optimización cercano a los calculados mediante las ecuaciones anteriormente mencionadas y el valor reportado por Muñoz et al. (2018). Esta optimización numérica minimiza funciones objetivas formuladas con parámetros estadísticos, como la mediana, la media, la desviación estándar y el error cuadrático medio, asociados a la convergencia de los índices de saturación de los minerales seleccionados por el mismo software.

#### 4.1.4 Composición de aguas

La composición química de aguas termales superficiales se tomó de 31 muestras desde los análisis de Tassi et al. (2010); Cortecchi et al. (2005) y Giggenbach (1978). Los análisis de Tassi et al. (2010) poseen importancia, ya que, estas también poseen análisis de gases de las mismas descargas termales, lo que aumenta la confiabilidad de las simulaciones. Por su parte Giggenbach (1978) posee un gran número de muestras con descripciones del tipo de manifestación termal (geyser, boiling pool, etc.), al igual que las aguas de Cortecchi et al. (2005).

La mayoría de las muestras de aguas seleccionadas están en la zona de equilibrio parcial y un alto número en equilibrio total (Figura 4.1). Estas muestras se distribuyen espacialmente, como se observa en la figura 4.2. El detalle de la composición de aguas utilizadas se encuentra en Anexo 1.

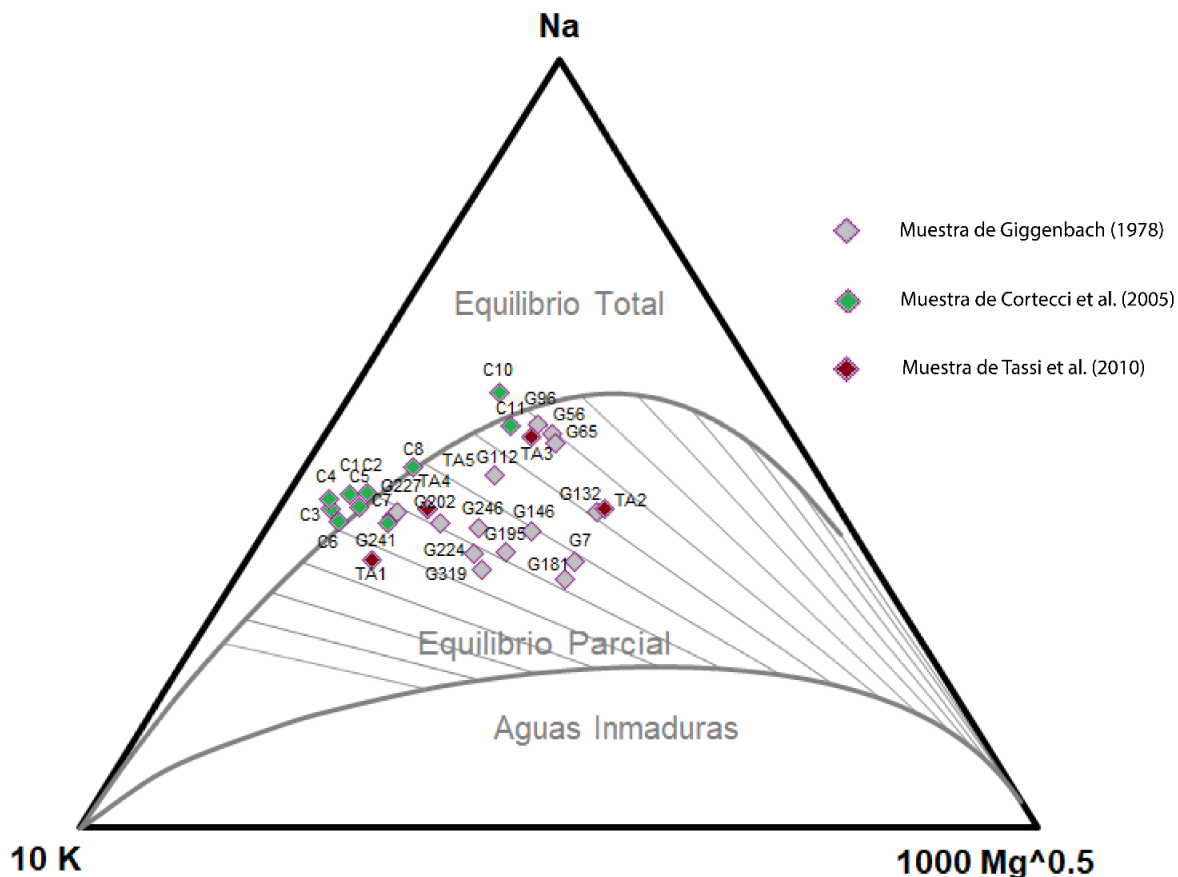


Figura 4.1: Diagrama de madurez de Giggenbach (1988) con las muestras consideradas para las estimaciones con GeoT.

Los análisis de Giggenbach (1978) y Tassi et al. (2010) no poseen concentraciones de elementos necesarios para la modelación, en particular, no poseen concentraciones de  $Al^{2+}$ , lo cual es crítico debido a la sensibilidad de las estimaciones de GeoT (Spycher et al. 2014; Peiffer et al. 2014). Por lo anterior, la base de datos geoquímica de las muestras anteriores se complementó con concentraciones de  $Fe^{2+}$  de Nicolau et al. (2014) y  $Al^{2+}$  de Muñoz et al. (2018). Los criterios para la selección de muestras compatibles entre sí, para completar la información geoquímica, fue la cercanía espacial entre muestras y, similitud de pH y de iones  $Na^+$  y  $Cl^-$ . Para el caso de  $Fe^{2+}$  las concentraciones son del mismo orden de magnitud, no así el caso de  $Al^{2+}$  de Muñoz et al. (2018), ya que, estas son hasta dos órdenes de magnitud superiores a las concentraciones de  $Al^{2+}$  reportadas por Cortecci et al. (2005).

#### **4.1.5 Constante de dilución (cfact)**

Este parámetro es el único que no es conocido ni puede ser aproximado por estudios previos aplicados a sistemas geotermales similares a El Tatio-La Torta, por lo que, al igual que la fracción de vapor (stwf), se decidió optimizar el valor de este parámetro con valores de optimización inicial  $>1$ , ya que, en los modelos conceptuales se propone que las descargas termales de la cuenca de El Tatio corresponden al resultado de procesos de dilución (Lahsen y Trujillo, 1976; Giggenbach, 1978; Cortecci et al., 2005; Muñoz et al., 2018).

#### **4.2 Condición de equilibrio**

Las simulaciones geotermométricas se realizaron con el supuesto de reacción en equilibrio de la calcita con el fluido en todo el intervalo de temperatura. Esto, con el objetivo de recalculer las actividades de las especies involucradas debido al fácil reequilibrio de la calcita con la temperatura y la desgasificación (Peiffer et al. 2014). Este supuesto es coherente con lo que postula Cortecci et al. (2005), el cual sugiere que, en profundidad, el fluido estaría levemente subsaturado con respecto a la calcita, pero debido a la ebullición en profundidad esta se vuelve saturada y en algunos casos sobresaturada durante el ascenso del fluido. Esto último, es coherente con la presencia de calcita en los sondajes descritos por Browne (1978) y en los análisis DRX de ENG-FCFM (2008).

#### **4.3 Análisis de sensibilidad**

Considerando las importantes diferencias de  $Al^{2+}$  entre lo reportado por Cortecci et al. (2005) y Muñoz et al. (2018), sumado a la sensibilidad que posee el GeoT a los diferentes parámetros de entrada, se realizaron 5 simulaciones geotermométricas con diferentes *inputs* (Tabla 4.2). Todas las simulaciones se realizaron en dos grupos de muestras, pertenecientes a la subcuenca alta y baja, definidas en el capítulo anterior debido a la desconexión hidráulica existente (PNUD, 2010; Letelier et al., sin publicar). Lo anterior, con el objetivo de poder representar la posibilidad de diferentes procesos hidrogeológicos que existan en ambas subcuencas.

Tabla 4.2: Parámetros de entrada utilizados para cada simulación.

Input/Simulación	Simulación A	Simulación B	Simulación C	Simulación D	Simulación E
Mineralogía	Browne (1978)	Browne (1978) + ENG-FCFM (2008)	Browne (1978) + ENG-FCFM (2008)	Silíceas (Palmer et al. 2014)	Calco-alcalina (Palmer et al. 2014)
Concentración inicial de Al	0.2 mg/l	4-17 µg/l	0.2 mg/l	0.2 mg/l	0.2 mg/l

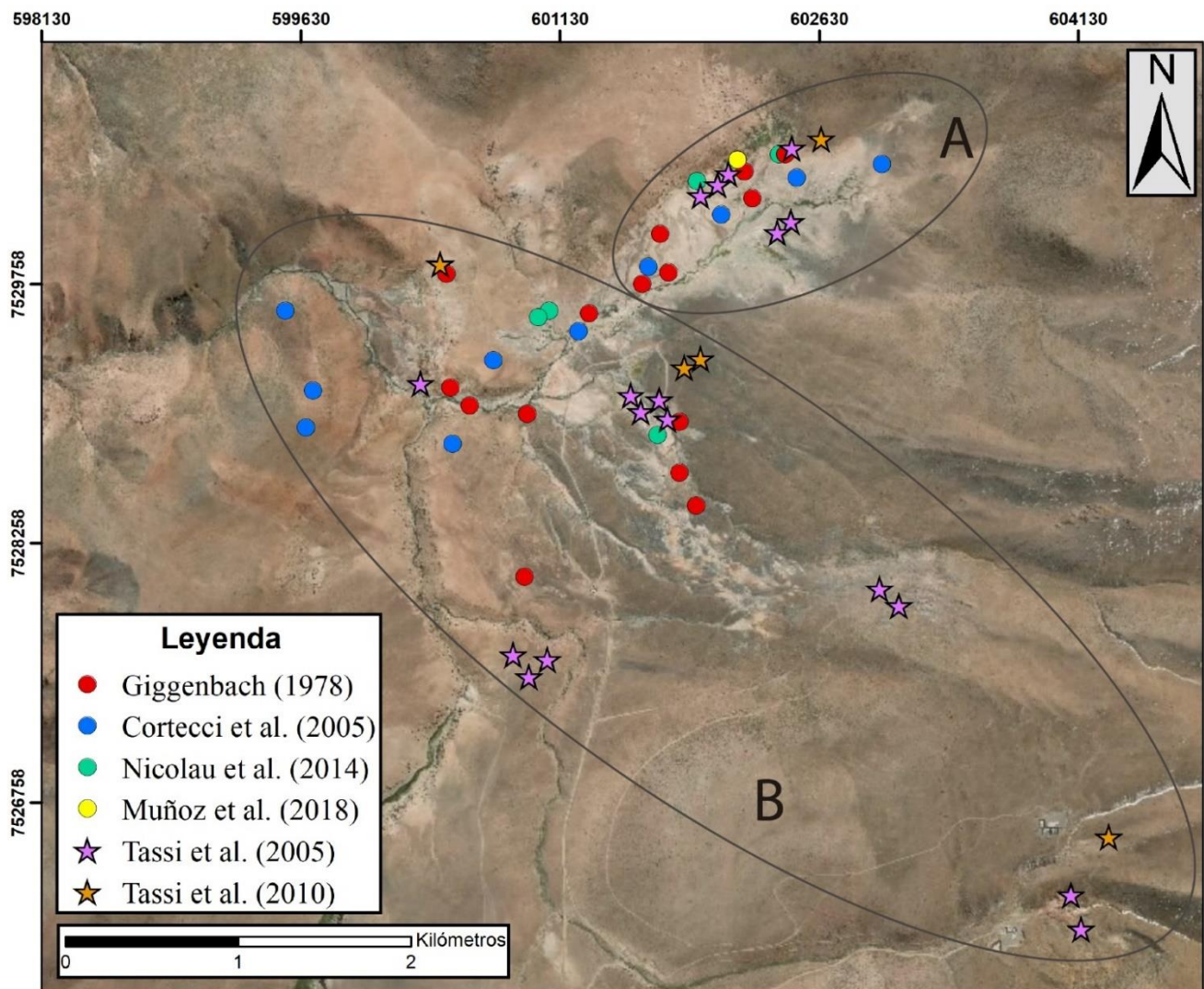


Figura 4.2: Ubicación de análisis geoquímicos de aguas (puntos) y gases (estrellas) realizados por distintos autores y utilizados en el presente trabajo. A y B representan los grupos de aguas de la subcuenca alta y baja, respectivamente.





## 5.1 Simulación A

En general, en la simulación A, se obtuvo temperaturas similares para ambas subcuencas. Para el grupo de muestras perteneciente a la subcuenca alta se estimaron temperaturas en profundidad que varían de  $225 \pm 19^\circ\text{C}$  a  $269 \pm 19^\circ\text{C}$ . La temperatura mediana fue de  $253 \pm 16^\circ\text{C}$ .

Por su parte, las temperaturas de la subcuenca baja resultaron entre  $222 \pm 8^\circ\text{C}$  a  $270 \pm 8^\circ\text{C}$ , con una mediana igual a  $258 \pm 13^\circ\text{C}$ . La muestra más representativa de este grupo es la C6, cuya temperatura y pH en profundidad es de  $251^\circ\text{C}$  y 5.88, respectivamente. Las estimaciones de las muestras C8, G132 y G65 resultaron ser las inferiores de este grupo, todas estas con temperaturas estimadas menores a  $230^\circ\text{C}$ . El pH promedio estimado del fluido en profundidad fue de 5.75.

Las muestras simuladas de la subcuenca alta presentan desviaciones estándar más elevadas ( $\pm 16^\circ\text{C}$ ) en comparación a las de la subcuenca baja ( $\pm 13^\circ\text{C}$ ). En particular, las muestras C3, G215 y TA2 poseen las desviaciones estándar más altas.

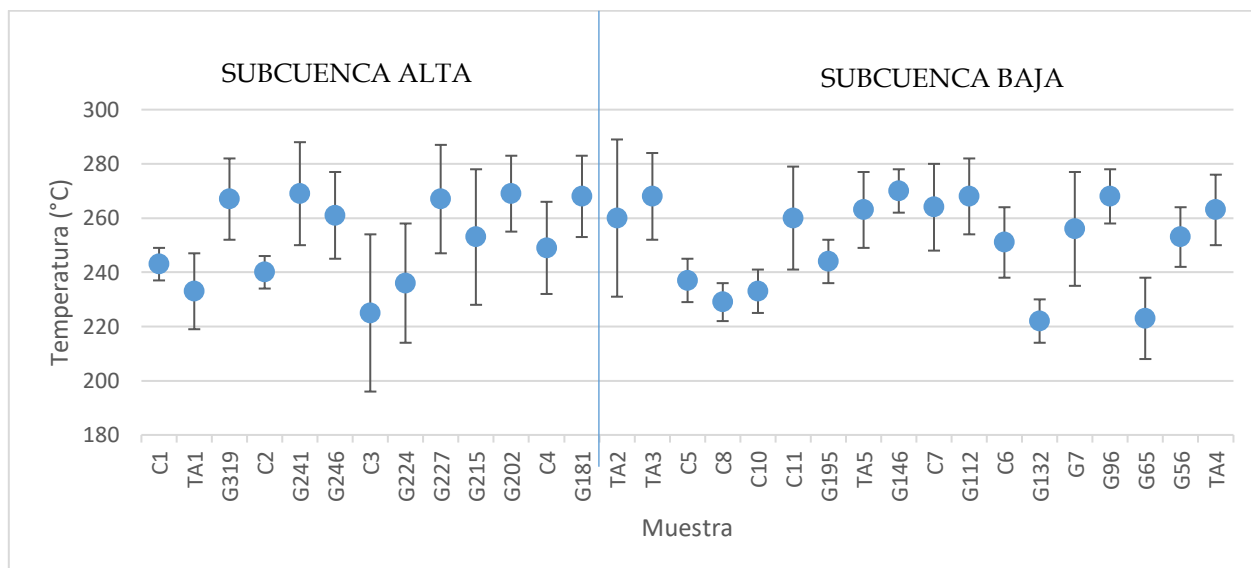


Figura 5.2: Temperaturas estimadas por muestra de la simulación A.

Los valores de fracción de vapor (stwf), optimizados por la versión iGeoT, representan adecuadamente los tipos de manifestación termal, variando de 1% a 22% según el tipo de muestra (geyser, hot pool, etc.) (Figura 5.3). Cabe destacar que todas las descargas simuladas poseen temperatura de muestreo cercanas a los  $86^\circ\text{C}$ , la cual es la temperatura de ebullición en las condiciones de altura en que se encuentran estas aguas termales.

Los factores de dilución (cfact) optimizados varían de 1.48 a 3.3. La mediana de cfact para las muestras de la subcuenca alta resultó ligeramente superior a la mediana de la subcuenca baja (2.24 y 2.0, respectivamente).

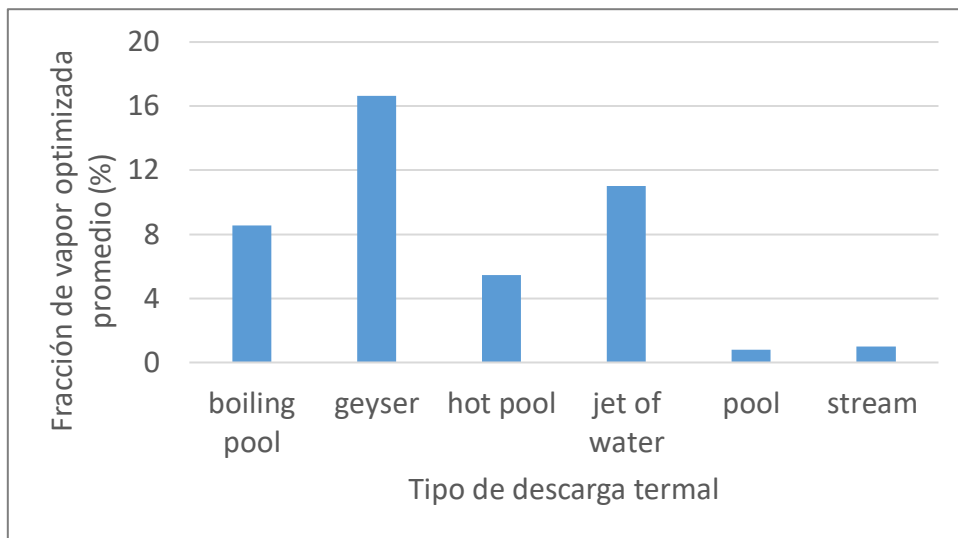


Figura 5.3: Fracción de vapor optimizada promedio de la simulación A, para distintos tipos de descarga termal.

Los valores optimizados del factor de dilución (cfact) resultantes tienen una correlación positiva con la temperatura (Figura 5.4). Por el contrario, los valores optimizados de la fracción de vapor no tienen una correlación clara con las temperaturas estimadas, aunque, valores mayores que 15% se relacionan con temperaturas menores que la media (Figura 5.5).

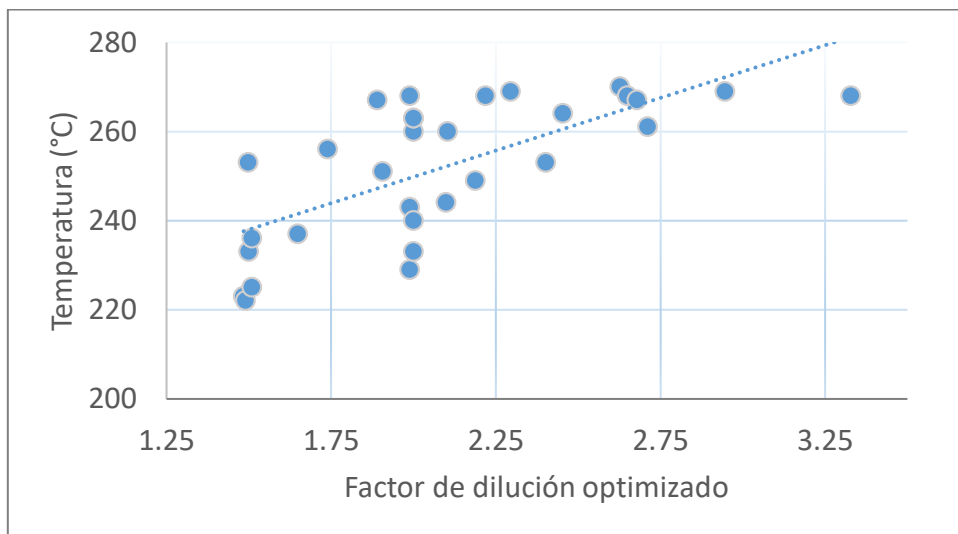


Figura 5.4: Relación entre los valores cfact y las temperaturas estimadas para la simulación B.

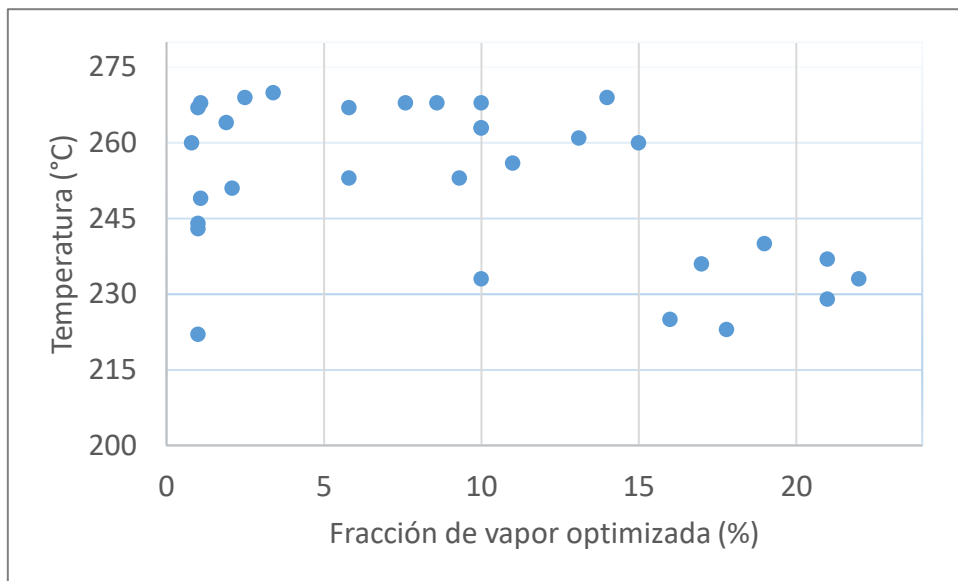


Figura 5.5: Relación entre los valores stwf y las temperaturas estimadas para la simulación A.

La Figura 5.6 permite observar que existe una asociación mineral muy frecuente considerada en equilibrio con el fluido. Los minerales menos frecuentes de la condición de equilibrio son la montmorillonita sódica, magnésica y hematita. Situación contraria a la anterior, se encuentran la albita y, las micas celadonita y clorita, las cuales dominan la frecuencia de la condición de equilibrio junto al resto de los minerales presentes en la figura. En esta simulación la pirita se encuentra sobresaturada en todo el rango de temperatura modelado (90°C – 300°C).

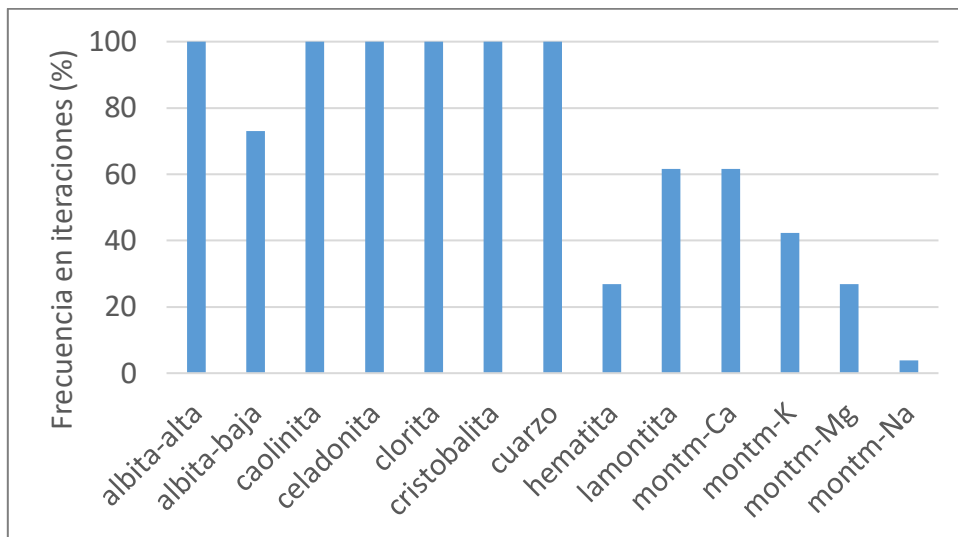


Figura 5.6: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación A.



## 5.1 Simulación B

Esta simulación se caracteriza por tener temperaturas estimadas menores que las obtenidas en la simulación A y menor rango de error en cada estimación de las muestras. En general, se obtuvo una temperatura media de  $183 \pm 6^\circ\text{C}$  y, valores mínimos y máximos de  $141 \pm 11^\circ\text{C}$  y  $219 \pm 6^\circ\text{C}$ , respectivamente. El pH promedio estimado fue de 5.20, menor al estimado en la simulación A.

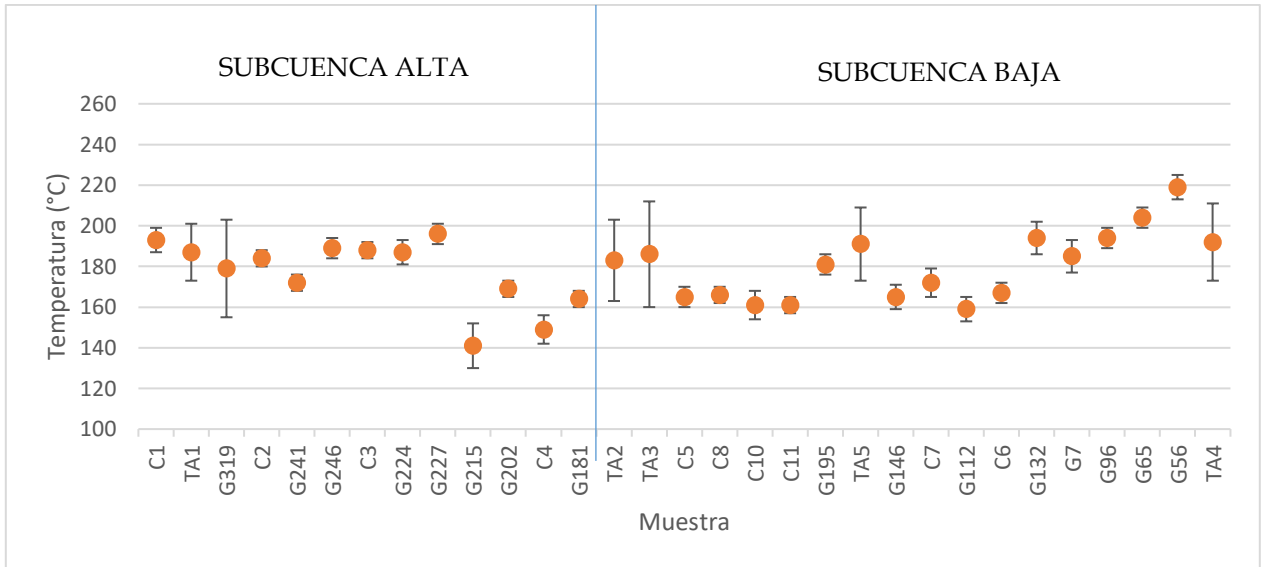


Figura 5.7: Temperaturas estimadas por muestra de la simulación A.

En particular, no hay grandes diferencias de temperaturas entre ambas subcuencas. Sin embargo, en la subcuenca baja se registran dos temperaturas sobre los  $200^\circ\text{C}$  (muestras G56 y G65) que son atribuibles a los máximos valores alcanzados de factor de dilución que obtienen estas muestras (Figura 5.8). Además, en la misma Figura 5.8, se observa que la mayoría de los valores optimizados  $c_{\text{fact}}$  se sitúan entre 1.5 y 2.0. Así mismo, se mantiene la correlación positiva entre estos valores y la temperatura estimada, al igual que en la simulación A.

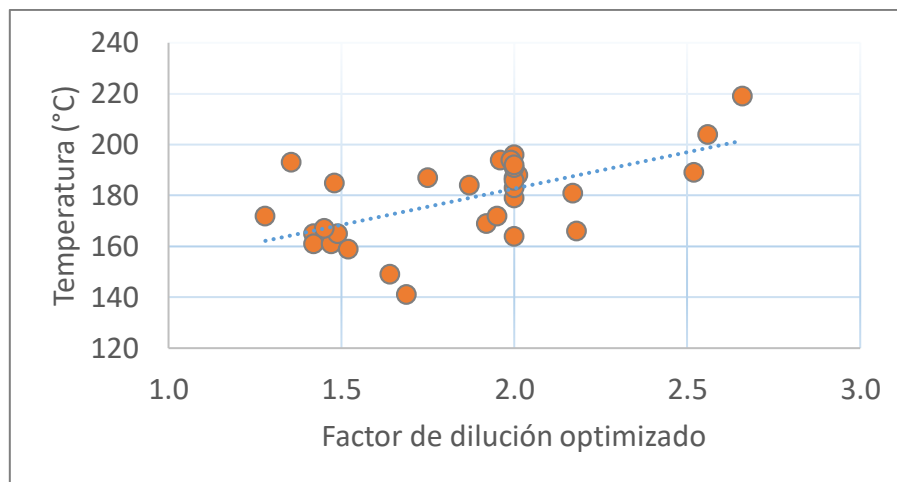


Figura 5.8: Relación entre los valores  $c_{\text{fact}}$  y las temperaturas estimadas para la simulación B.

Los valores de fracción de vapor promedios están entre 7.5 y 15.5, manteniendo una mediana similar a los resultados de la simulación A (Figura 5.9). A diferencia con la simulación A, para las descargas termales descritas como *hot pool* y *pool*, se obtuvo valores levemente superiores.

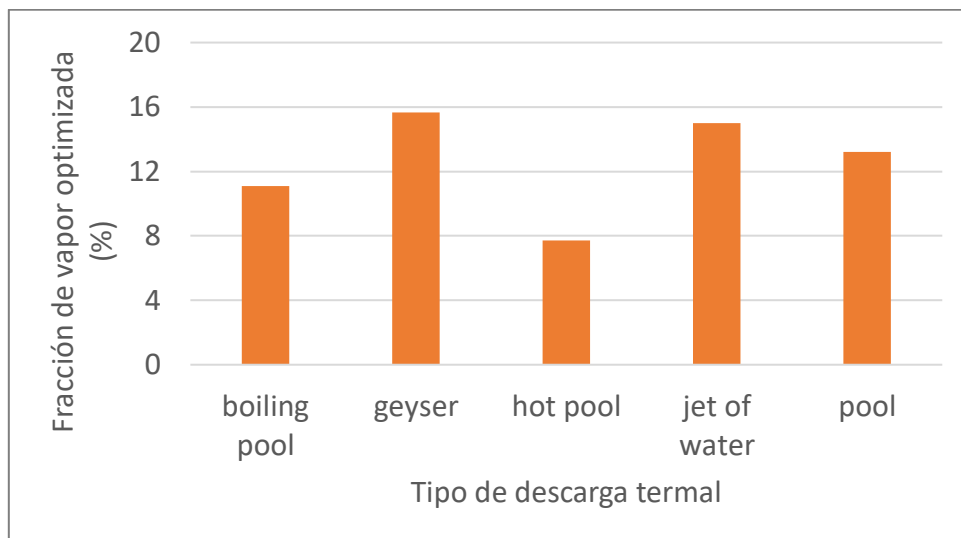


Figura 5.9: Fracción de vapor optimizada promedio de la simulación B, para distintos tipos de descarga termal.

En contraste con los valores del factor de dilución, las fracciones de vapor obtenidas con la versión iGeoT, no poseen correlación positiva, más bien, se puede observar una tendencia a concentrar temperaturas mayores a valores intermedios de stwf cercanos al 15%.

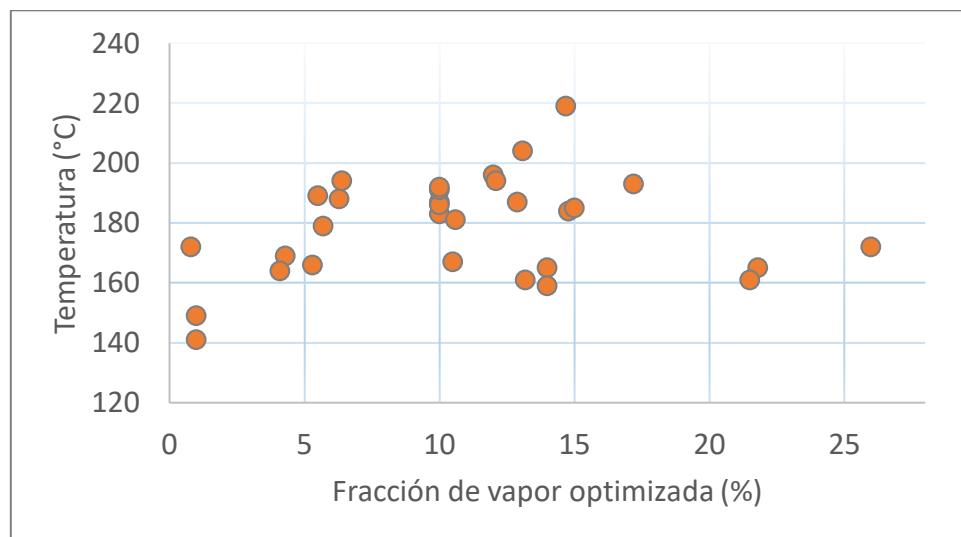


Figura 5.10: Relación entre los valores stwf y las temperaturas estimadas para la simulación B.

En cuanto a la mineralogía considerada por el software, hay una importante diferencia con la simulación A, ya que, los nuevos minerales *input* beidellita y nontronita sí se consideran en equilibrio con el fluido especialmente la beidellita. Además, la frecuencia de la condición de equilibrio de albita, cuarzo, caolinita, celadonita, cristobalita y clorita bajan considerablemente en esta simulación, en comparación con la simulación A.

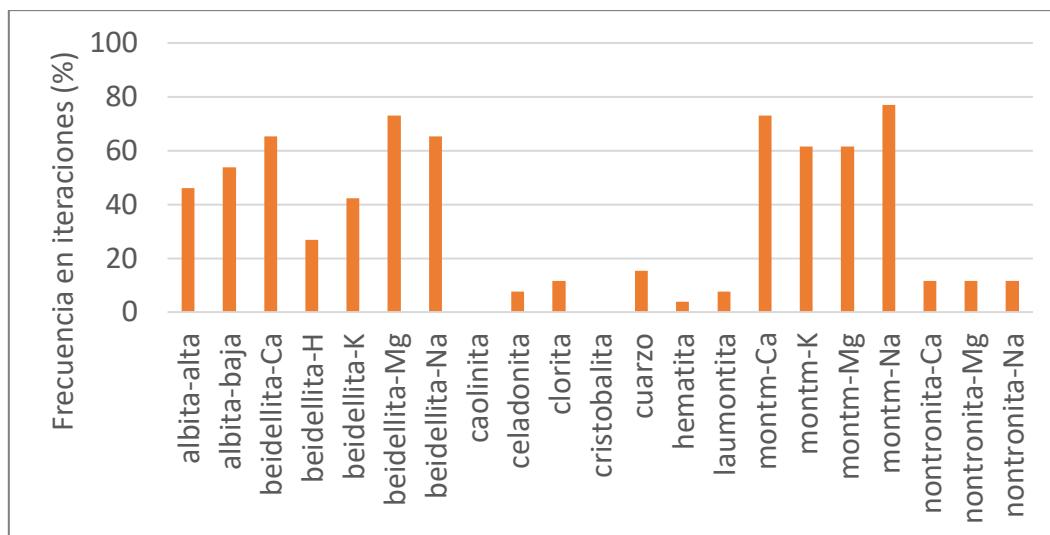


Figura 5.11: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación B.

### 5.3 Simulación C

En esta simulación se obtuvo una temperatura media de  $239 \pm 10^\circ\text{C}$  y, valores mínimos y máximos de  $191 \pm 13^\circ\text{C}$  y  $262 \pm 9^\circ\text{C}$ , respectivamente (Figura 5.12).

En comparación a las anteriores simulaciones, los valores de temperaturas difieren más entre ambas subcuencas. La subcuenca alta posee una mediana de  $220 \pm 9^\circ\text{C}$ , mientras que la subcuenca alta  $246 \pm 12^\circ\text{C}$ .

Las temperaturas obtenidas de esta simulación se caracterizan por conservar el bajo rango de error que se evidenció también en la simulación B. Solo 1 muestra de las 31 presenta rango de error considerable ( $\pm 25^\circ\text{C}$ ).

El pH promedio estimado del fluido en profundidad fue de 5.57, inferior al de la simulación A (5.75) pero mayor al de la simulación B (5.20).

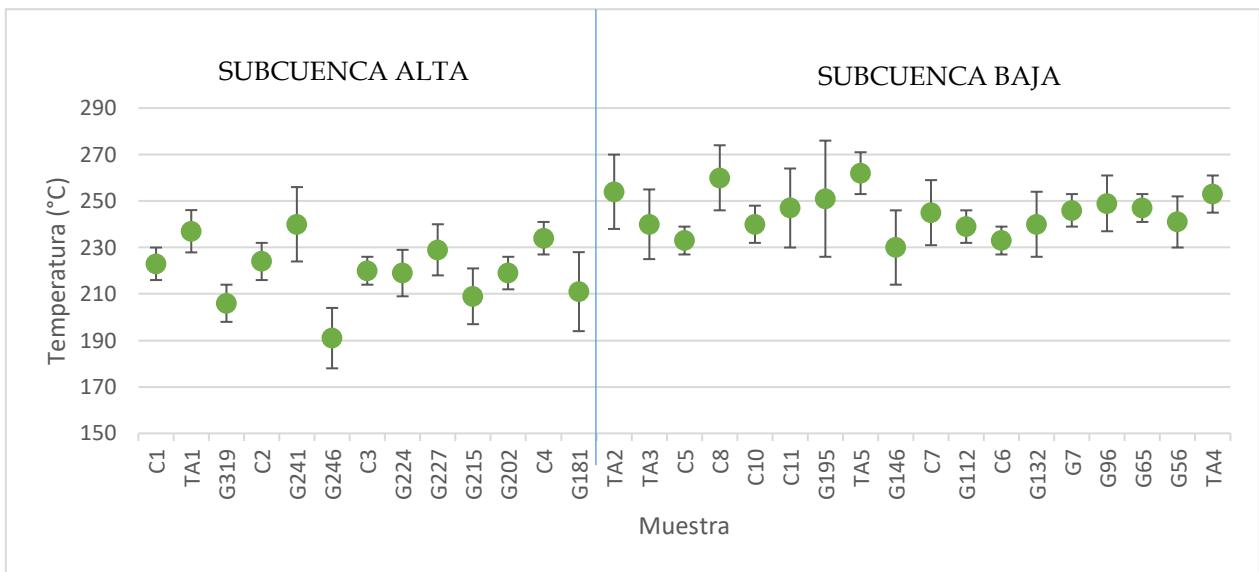


Figura 5.12: Temperaturas estimadas por muestra de la simulación C.

Al igual que en las simulaciones anteriores, el factor de dilución se correlaciona positivamente con la temperatura. Los valores de este parámetro optimizado están entre 1.5 y 2.4 y son mayores para las muestras ubicadas en la parte sureste de la subcuenca baja (Figura 5.13).

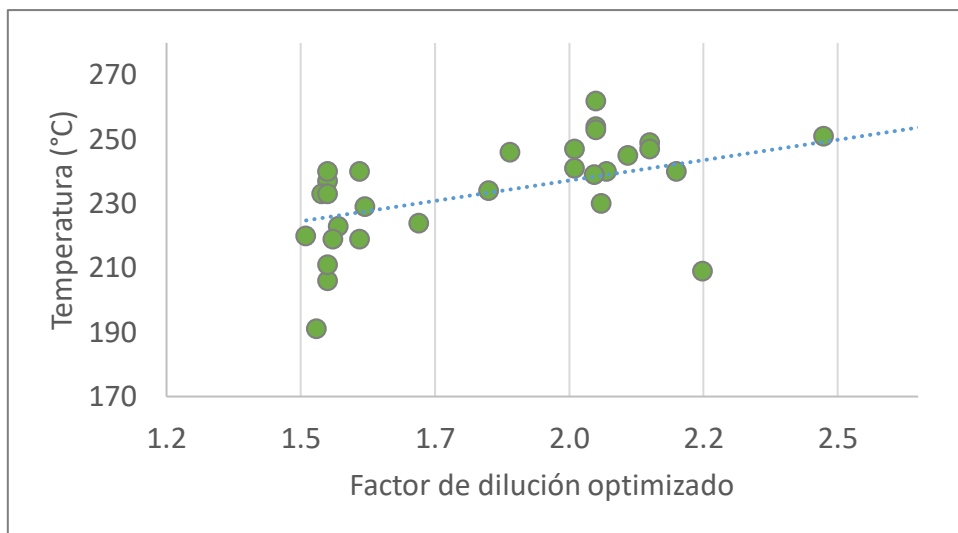


Figura 5.13: Relación entre los valores cfact y las temperaturas estimadas para la simulación C.

Por su parte, la fracción de vapor optimizada promedio entre todas las muestras simuladas fue de 16% y al igual que las simulaciones anteriores, se tienen similares distribuciones de stwf por tipo de descarga termal (Figura 5.14).

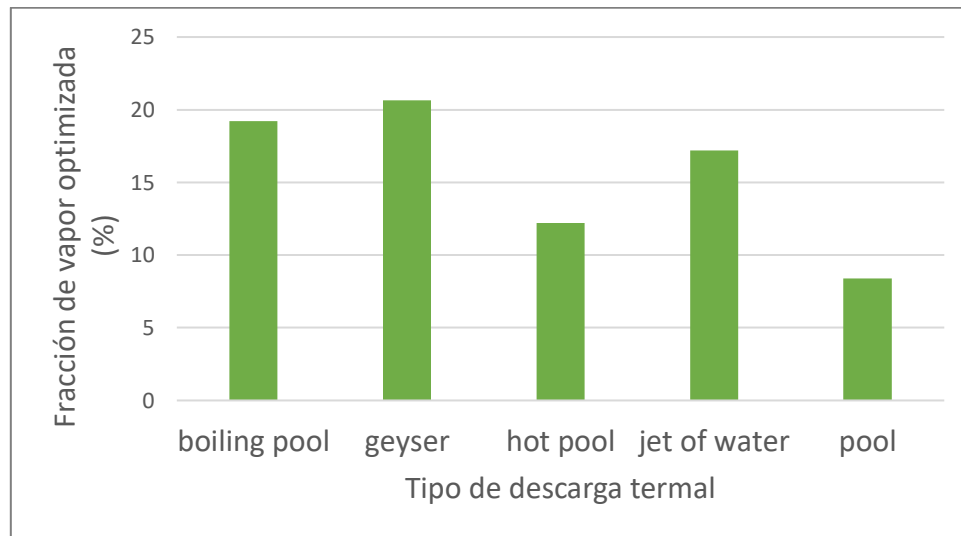


Figura 5.14: Fracción de vapor optimizada promedio de la simulación C, para distintos tipos de descarga termal.

La relación entre stwf y las temperaturas estimadas es menos clara, ya que, existe un amplio rango de temperaturas para distintos valores de este parámetro. Sin embargo, a diferencia de las simulaciones anteriores, los valores de stwf más altos no se relacionan con temperaturas menores, por el contrario, se relacionan con temperaturas por encima de la media (Figura 5.15).

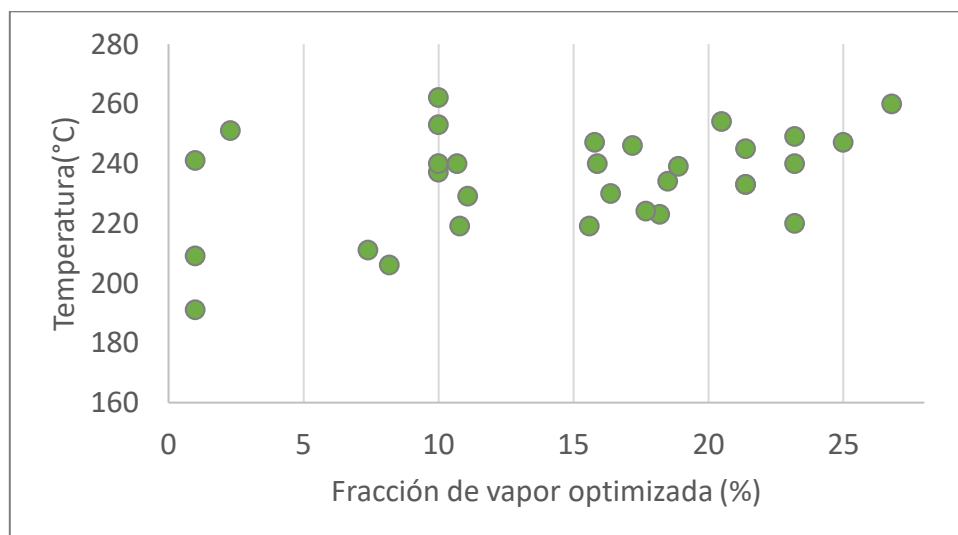


Figura 5.15: Relación entre los valores stwf y las temperaturas estimadas para la simulación C.

En esta simulación la mineralogía en equilibrio es similar a la simulación B. Sin embargo, la montmorillonita no aparece considerada, en su lugar hay una mayor frecuencia de nontronita. Además, hay un incremento importante en la frecuencia del cuarzo y la celadonita.

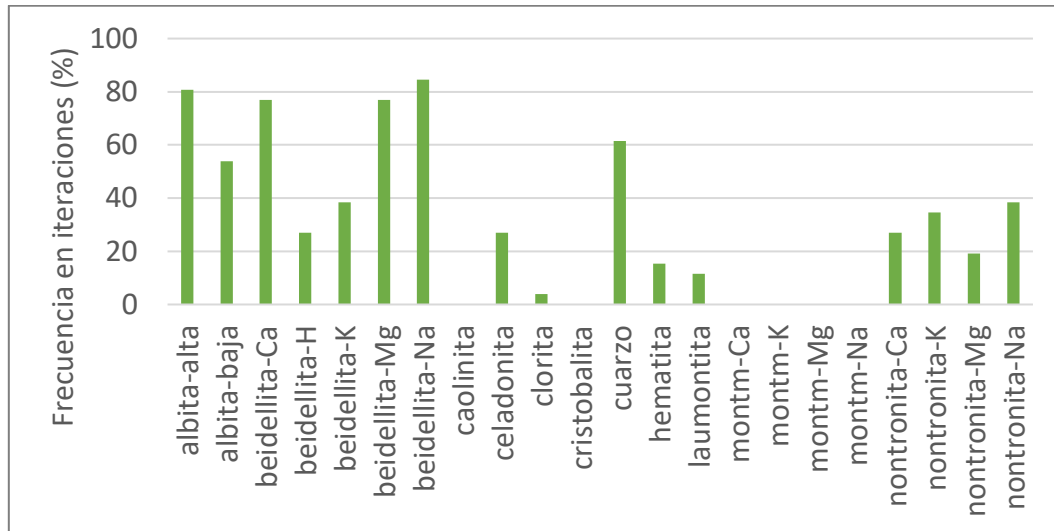


Figura 5.16: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación C.

#### 5.4 Simulación D

Considerando una mineralogía estándar de alteración de roca tipo silíceo, el software GeoT estima temperaturas muy similares a las anteriores simulaciones y con bajos rangos de error. En general, se obtienen temperaturas que van desde los  $164 \pm 10^\circ\text{C}$  (dato atípico) hasta los  $268 \pm 16^\circ\text{C}$ , con una temperatura mediana de  $236 \pm 7^\circ\text{C}$  para toda la población de muestras (Figura 5.17).

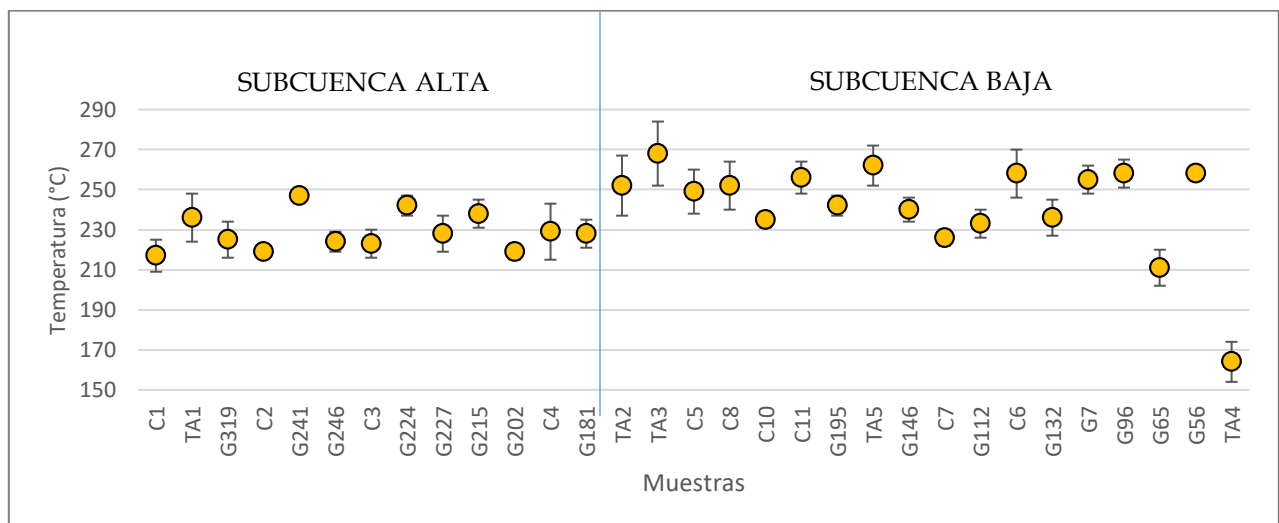


Figura 5.17: Temperaturas estimadas por muestra de la simulación D.

Así mismo, se observa un incremento en las temperaturas hacia la subcuenca superior. La mediana de esta subcuenca es de  $251\pm 8^{\circ}\text{C}$ , mientras que la mediana de la subcuenca alta es de  $228\pm 7^{\circ}\text{C}$ .

Los minerales considerados en equilibrio para esta simulación son principalmente: albita, cuarzo, montmorillonita y sanidina. En menor medida se consideran caolinita y epidota (Figura 5.18).

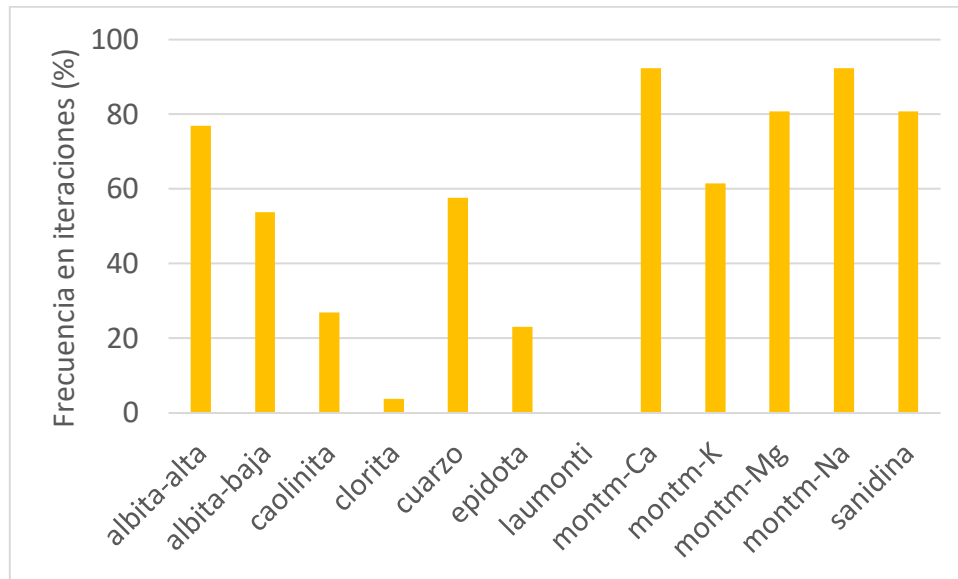


Figura 5.18: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación D.

## 5.5 Simulación E

Los resultados de esta simulación con rocas de tipo calco-alkalina, son muy similares a los de la simulación anterior, con temperaturas que van desde  $217\pm 4^{\circ}\text{C}$  hasta  $269\pm 13^{\circ}\text{C}$ , con una mediana de  $240\pm 10^{\circ}\text{C}$  considerando todas las muestras. También se tiene un incremento hacia las muestras de la subcuenca baja, las cuales poseen una mediana de  $252\pm 10^{\circ}\text{C}$  en comparación con los  $228\pm 12^{\circ}\text{C}$  que tiene la mediana de la subcuenca alta.

Así mismo, la mineralogía en equilibrio es similar a la anterior simulación, con predominancia de albita, cuarzo y montmorillonita. Menor frecuencia posee los minerales actinolita, goethita y epidota.

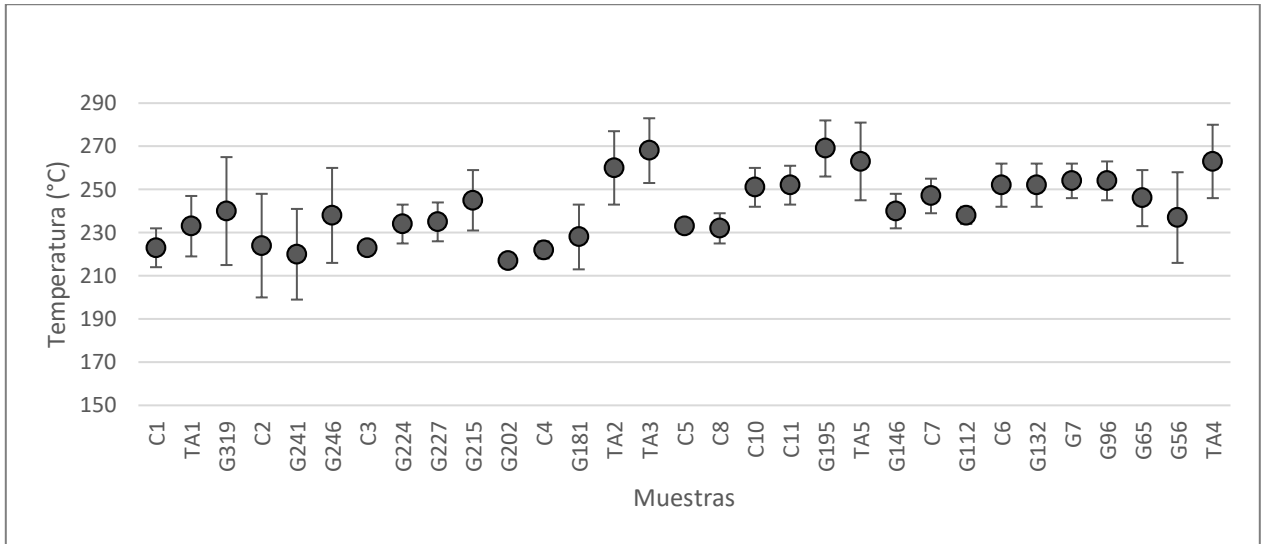


Figura 5.19: Temperaturas estimadas por muestra de la simulación E.

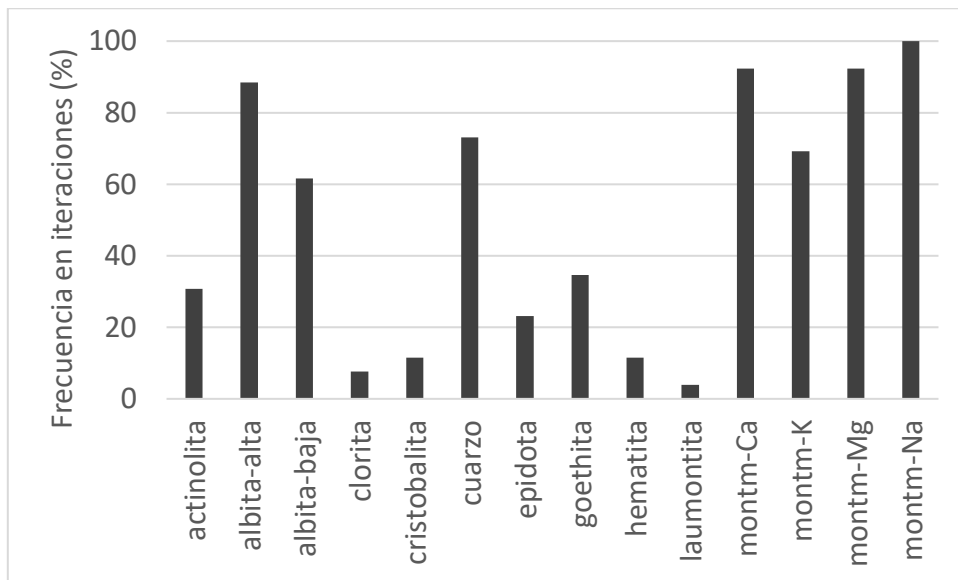


Figura 5.20: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación E.



## CAPÍTULO 6: DISCUSIONES

### 6.1 Sensibilidad y validez de las simulaciones

La comparación de las temperaturas estimadas de las simulaciones A, B y C se puede observar en la Figura 6.1. En esta se observa que la simulación A genera temperaturas mayores que las demás simulaciones y no experimenta variación significativa entre las subcuencas. Las temperaturas máximas registradas en los pozos demuestran que existe una sobreestimación en la subcuenca alta, donde el promedio estimado es mayor en aproximadamente 20°C con respecto a lo medido en los pozos de esta zona.

Por el contrario, la simulación B posee las temperaturas más bajas y se encuentra subestimando en 45°C en promedio con respecto a las temperaturas medidas en los pozos, por lo tanto, la utilización de concentraciones bajas de aluminio afecta de manera importante las estimaciones reales de las condiciones termales del reservorio. En efecto, Peiffer et al. (2014) demuestra una situación similar en el sistema geotermal Dixie Valley, ubicado en el *Basin and Range* en la zona occidental de Estados Unidos. En aquel estudio, se comprobó que la utilización de Al disuelto en GeoT, generaba temperaturas muy por debajo de las reales medidas en pozos de producción (188°C vs 250°C). A su vez, la utilización de Al total (dos órdenes de magnitud mayor que el disuelto) sobreestiman las temperaturas reales, pero son mucho más cercanas en comparación con la simulación con Al disuelto.

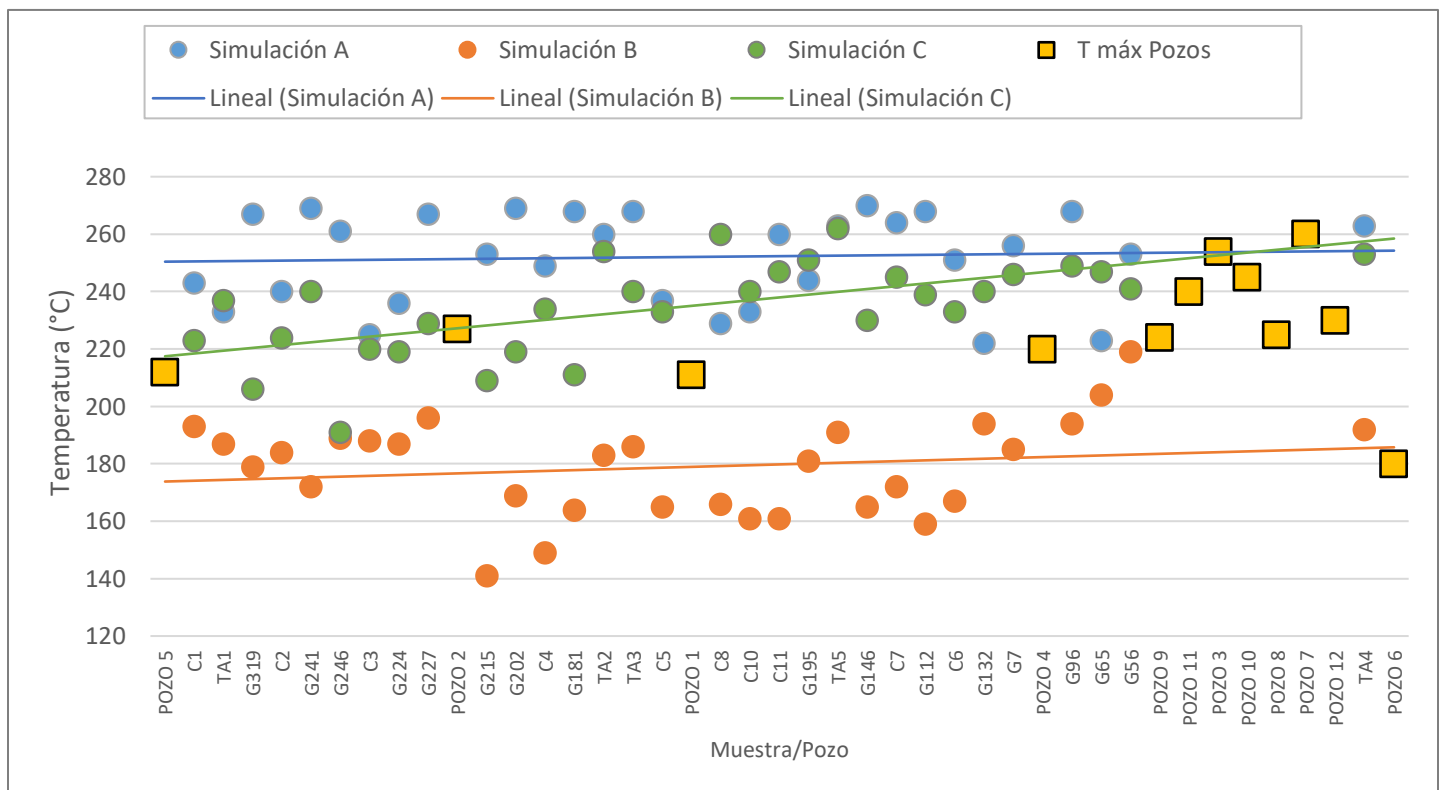


Figura 6.1: Relación entre las temperaturas medidas en pozos y las obtenidas de las simulaciones A, B y C.

A su vez, las estimaciones de la simulación C se correlacionan de buena forma con las temperaturas de pozos. A diferencia de las otras simulaciones, las muestras simuladas de la parte sureste de la subcuenca baja presentan temperaturas cercanas a los 250°C, mientras que, en la subcuenca alta, las estimaciones bordean los 220°C. De todas formas, las estimaciones no reflejan exactamente las temperaturas medidas en los pozos, pero sí se acercan bastante teniendo en consideración que los rangos de error bordean los  $\pm 10^\circ\text{C}$ .

Adicionalmente, las estimaciones de pH del fluido en profundidad también es un buen elemento de comparación y validez de los resultados de la modelación geoquímica. Los pH 5.75 y 5.57 obtenidos de las simulaciones A y C respectivamente, se acercan a los valores de 5.76 y 5.79 reportados en los estudios de Cortecchi et al. (2005) y Youngman (1984), por lo que esto genera confiabilidad en la implementación de los valores de entrada del modelo, en especial los que afectan directamente al valor del pH, como la composición de gases, el grado de desgasificación (stwf) y el supuesto de reacción en equilibrio entre calcita y el fluido geotermal.

Otro parámetro interesante de analizar es el factor de dilución (*cfact*), el cual para las dos mejores simulaciones (A y C) se cumple que las muestras de la subcuenca baja poseen mayores *cfact* con respecto a la subcuenca alta, lo cual hace sentido, ya que, estas aguas presentan menores concentraciones de solutos y menores valores de STD (ver Anexo 1). Además, diversos autores plantean que estas descargas serían el resultado final de procesos de dilución experimentados en el ascenso de los fluidos geotermales profundos (Lahsen y Trujillo, 1976; Giggenbach, 1977, Cortecchi et al. 2005; Tassi et al. 2010). Por otro lado, en la subcuenca alta llama la atención las muestras G215 y C4, las cuales en ambas simulaciones presentan valores *cfact* mayores que el resto del grupo (Figura 6.2). Estos altos factores de dilución se pueden asociar a la existencia de un *input* de agua subterránea somera, que se infiere del registro de temperaturas del pozo 2, el cual se encuentra próximo a estas muestras. En particular, en este pozo se observa una disminución notoria de la temperatura entre 150m a 250m de profundidad, aproximadamente (Figura 6.3).

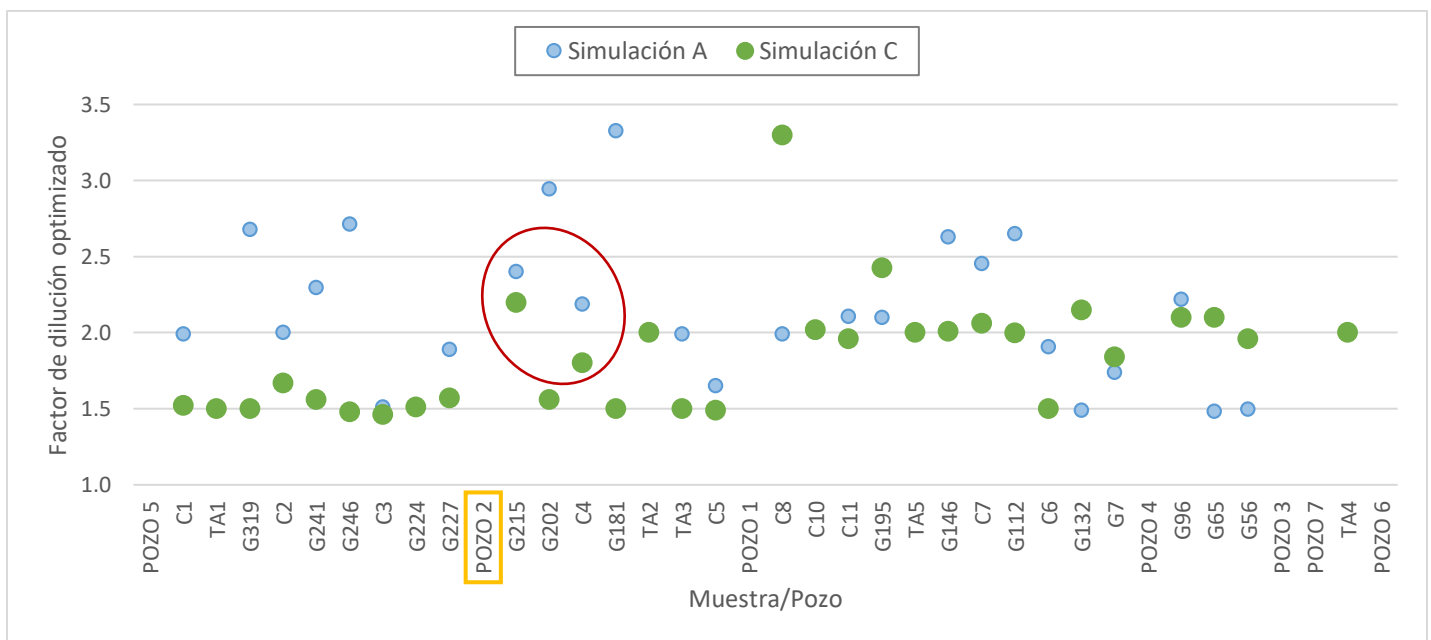


Figura 6.2: Cfact de las simulaciones A y C. Se añaden los pozos siguiendo el orden espacial mencionado.

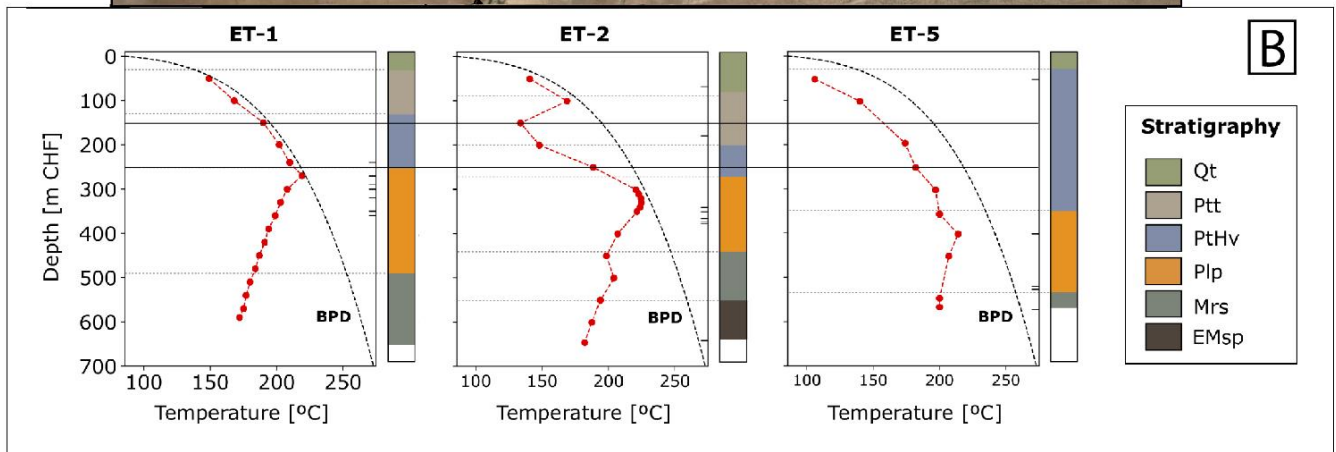
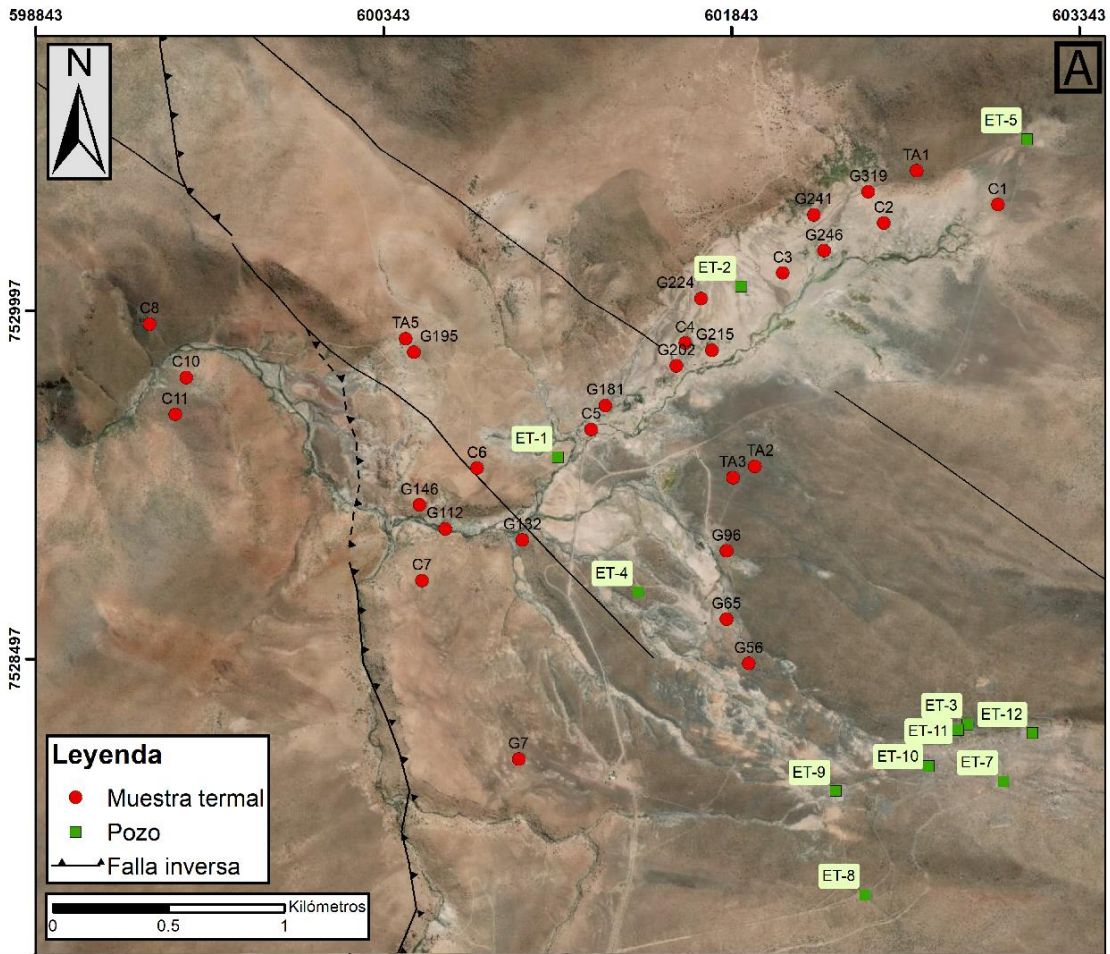


Figura 6.3: (A) Mapa referencial de muestras simuladas y pozos en El Tatio. (B) Perfil estratigráfico y de temperatura de los pozos 1, 2 y 5 (Extraído de Letelier et al., sin publicar).

Los minerales que GeoT consideró en equilibrio en las tres simulaciones se muestran en la Figura 6.4. De esta se observa que la simulación A (mineralogía input descrita por Browne, 1978) considera en casi todas las muestras albita, caolinita y cuarzo, entre otras que se observan en la figura y, con menor frecuencia pero sin menos importancia, laumontita y montmorillonita. Cortecci et al (2005) también demuestra la estabilidad de los minerales mencionados en los diagramas de actividad cuando plotea la química de los fluidos de pozos (Figura 6.5).

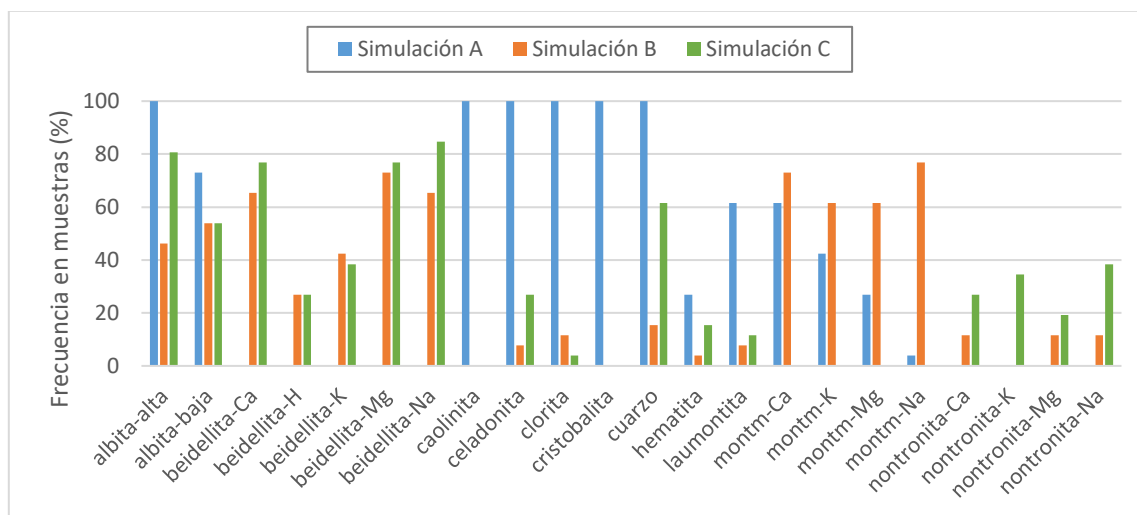


Figura 6.4: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad de las simulaciones A, B y C.

En el caso de la simulación B, el input de beidellita y nontronita (minerales del grupo de la esmectita) además de menores concentraciones de aluminio, genera que el software considere con menos frecuencia caolinita y cuarzo, por el contrario, los nuevos minerales ingresados son altamente considerados en la condición de equilibrio.

Por su parte, la simulación C, al tener mayor concentración disponible de aluminio, en comparación con B, sí considera en mayor frecuencia al cuarzo y a este se suma celadonita y en menor medida hematita y laumontita. Dentro de las esmectitas se considera la beidellita y nontronita y deja de considerarse la montmorillonita, por lo que los minerales anteriormente mencionados, junto a la celadonita, estarían controlando principalmente la actividad de Fe y Mg en el sistema.

Los minerales con mayor frecuencia de la simulación C se ajustan de muy buena forma a los detectados mediante análisis DRX de los sondajes en las unidades asociadas al reservorio geotermal (Figura 6.6), lo que entrega confiabilidad en la modelación geoquímica del software GeoT.

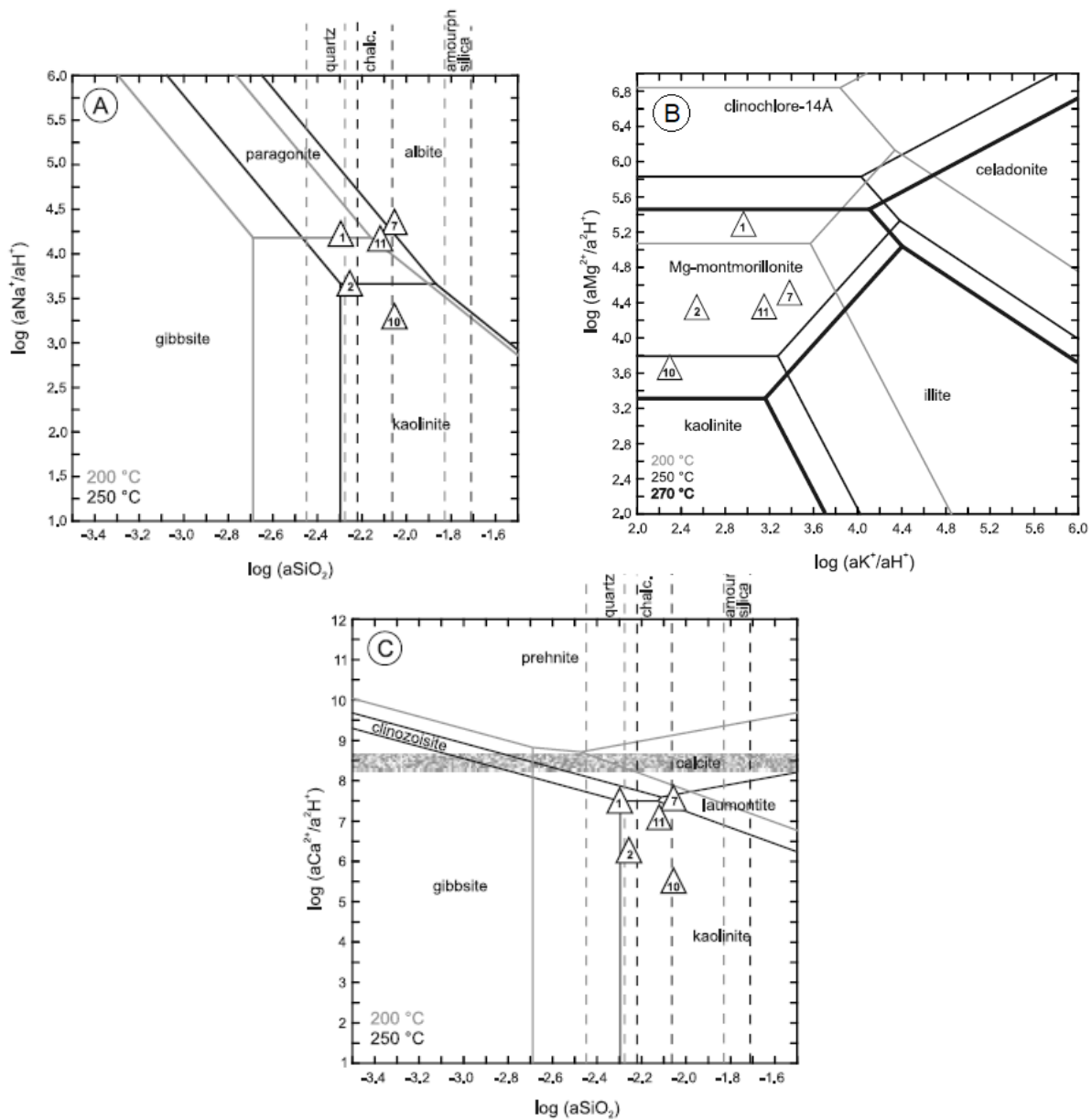


Figura 6.5: Diagramas de actividad de los sistemas (A)  $NaO_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ , (B)  $MgO - KO_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  y (C)  $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ , a 200°-250°-270°C. Extraído de Cortecchi et al. (2005).

Muestra	Mineral	T°C	Qz	Ab	Ser	Cc	Anh	Nal	Bog	Eri	ceo	Mont	il	il-Mont	Cl	cl-sm	Tar	Bei	Pal	Verm	Non	Cel	Hem	Tit	Ep
T103	ambiente(?)		X		X							X	X											X	
T1-123	170		X									X	X								X				
T2-256	195		X		X	X				X		X							X						
T5-551	200		X	X	X	X	X	X				X			X									X	X(?)
T4-626	190		X	X	X	X			X								X						X	X	
T7-870	250		X	X		X			X					X	X						X		X	X	
T12-1000	280		X											X	X		X	X					X		
T8-1580	195		X	X		X					X	X			X					X		X	X	X	X(?)

Qz=cuarzo, Ab=albita, Cl=clorita, Ser=sericita, Cc=calcita, Anh=anhidrita, nal=natroalunita; Bog=boggsita, Mont=montmorillonita, il-Mont=illita-montmorillonita, cl-sm=interestratificados de clorita-esmectita, Tar=tarasovita, il=illita, Bei=beidellita, Non=nontronita, Hem=hematita, Pal=palygorskita, Eri=erionita, Verm=vermiculita, Tit=titanita, Ep=epidota, ceo=ceolitas indiferenciadas, Cel=celadonita.

Figura 6.6: Análisis mineral mediante DRX de testigos de sondajes. Extraído de GDN-FCFM (2008).

En cuanto a las simulaciones con mineralogías de alteración estándar, las temperaturas son muy similares a la simulación C, independiente de la mineralogía de tipo silíceo o calco-alcalina. Para ambas, se obtienen temperaturas medias de  $228 \pm 10^\circ\text{C}$  en la subcuenca alta, que se relacionan de buena forma con los  $227^\circ\text{C}$  medido en el pozo 2. Adicionalmente, la Figura 6.7 muestra que en la subcuenca baja, las temperaturas estimadas también están dentro del rango de temperaturas medidas por los pozos de esa área. Sin embargo, se observa una diferencia entre las líneas de tendencias de ambas simulaciones, pero esta diferencia se genera debido al dato atípico (TA4) de la muestra simulada con mineralogía de alteración silíceo. Por lo tanto, en general, se evidencia que la utilización de mineralogías estándar en el GeoT, sí generan estimaciones termométricas adecuadas a las temperaturas que existen en profundidad, demostrado con las temperaturas medidas en los pozos.

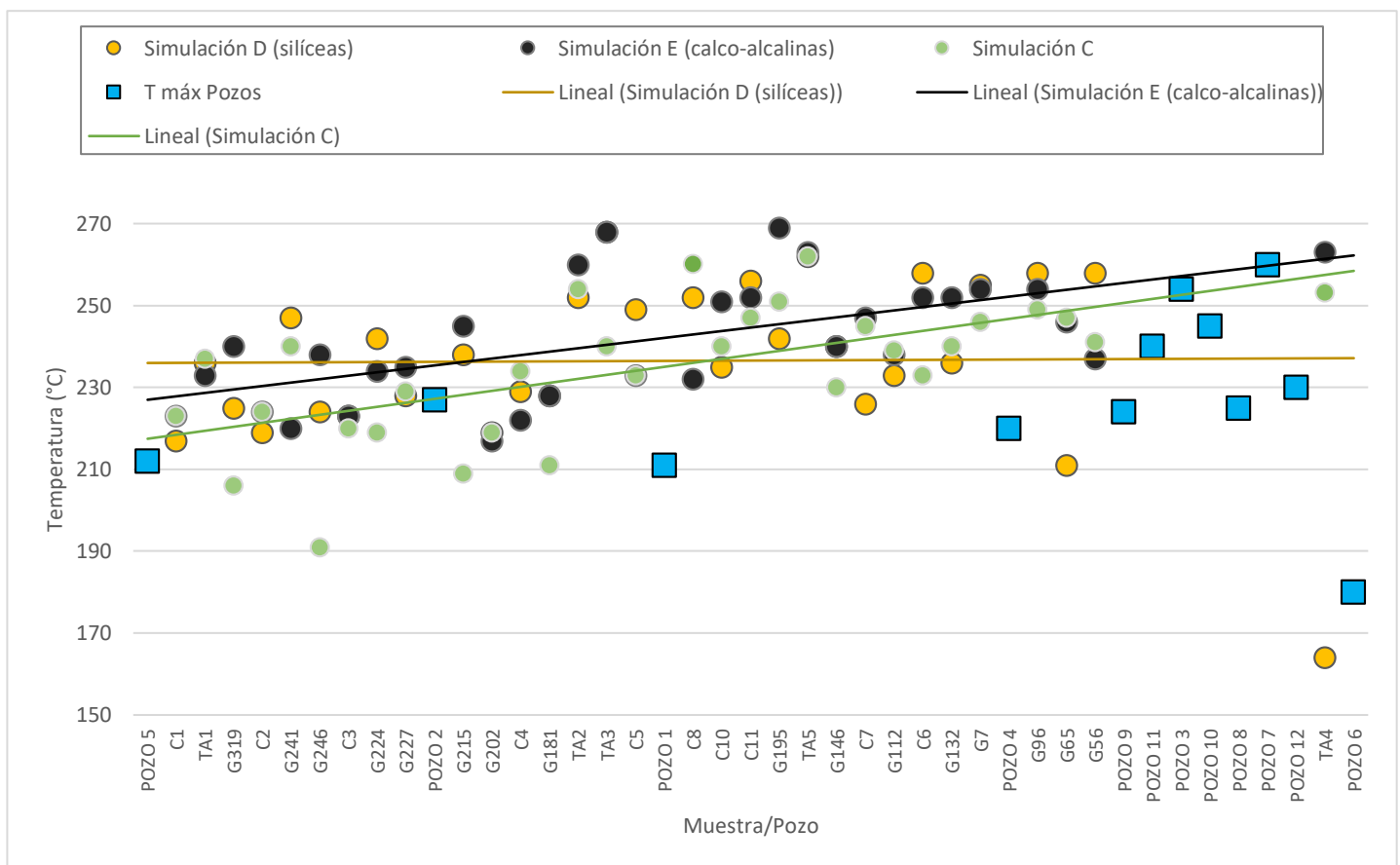


Figura 6.7: Relación entre las temperaturas medidas en pozos y las obtenidas de las simulaciones C, D y E.

La similitud entre las estimaciones de ambas simulaciones se debe a que los minerales considerados por el software son casi los mismos. En efecto, para ambas simulaciones los minerales cuarzo, albita y esmectita (en este caso, montmorillonita) poseen mayor frecuencia de la condición de equilibrio en las muestras, esto mismo se repite para las simulaciones con mineralogía descrita por Browne (1978) y ENG-FCFM (2008), por lo que estos serían los minerales más importantes para estimar las temperaturas en profundidad (Figura 6.4 y 6.8).



Por otro lado, también se siguen los patrones similares a las anteriores simulaciones con los minerales caolinita, clorita y hematita, que a pesar de estar identificados en los sondajes, el software los considera con una baja frecuencia en la condición de equilibrio con el fluido.

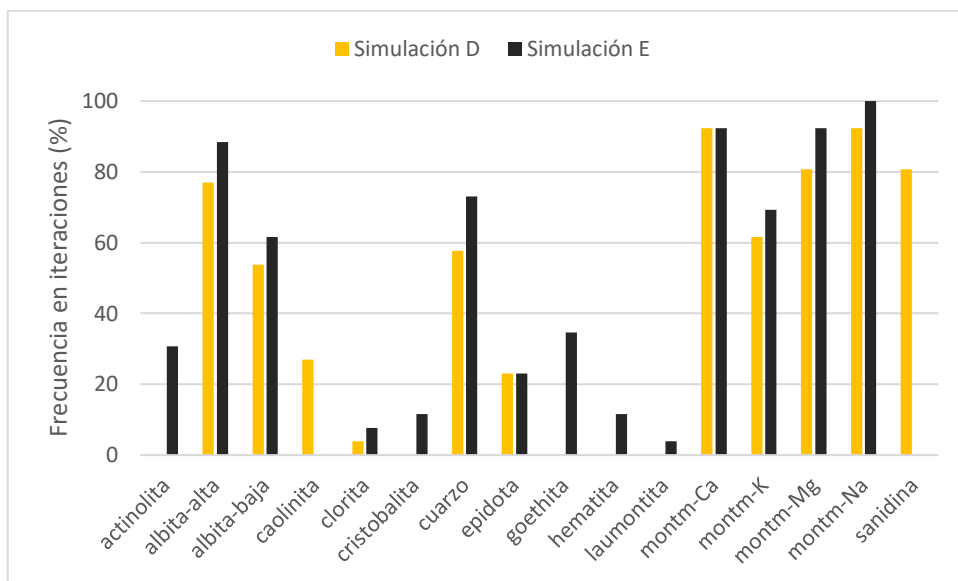


Figura 6.8: Frecuencias de minerales considerados en equilibrio con el fluido en profundidad para la simulación D y E.

## 6.2 Comparación de geotermómetros y reequilibrios químicos

Dentro de los geotermómetros clásicos, el cuarzo y K-Mg son los que registran las temperaturas más bajas (Tabla 6.1). El geotermómetro de cuarzo adiabático subestima considerablemente las temperaturas del reservorio profundo. Sin embargo, en la subcuena alta se aproxima a la medición del pozo 5 (211°C) pero está muy por debajo del pozo 2 (230°C). Muñoz et al. (2018) plantea que probablemente la polimerización y precipitación de sílice en subsuperficie, facilitada por la alta salinidad de los fluidos, genera estimaciones de temperatura inferiores.

En cuanto a los geotermómetros de cationes, en particular el K-Mg, también subestima las temperaturas de reservorio, pero en menor medida con respecto al de sílice. En la subcuena alta para nueve muestras, el geotermómetro K-Mg resultó similar al Na-K y su temperatura mediana se acerca bastante a los 230°C medidos en el pozo 2. Sin embargo, en la subcuena baja, estos dos geotermómetros poseen temperaturas medianas de hasta 40°C menos, zona en la cual los pozos alcanzan 260°C. En esta misma zona, solo 1 muestra alcanza 256°C mientras que 8 muestras están por debajo de los 200°C (Figura 6.9).

Tabla 6.1: Temperaturas medianas de los geotermómetros Na-K, K-Mg, cuarzo y GeoT. \* El geotermómetro de cuarzo se corrigió con el mismo factor de dilución empleado en la simulación con GeoT.

Subcuenca	Cuarzo-adiabático corregido por dilución* (Fournier, 1977) [°C]	K-Mg (Giggenbach, 1988) [°C]	Na-K (Giggenbach, 1988) [°C]	GeoT (simulación C) [°C]	GeoT (simulación D) [°C]
Alta	210	236	244	220±9	228±7
Baja	200	199	216	246±12	252±9

A diferencia con el geotermómetro Na-K, las temperaturas estimadas con GeoT son menores en la subcuenca alta. Mas bien, considerando sus rangos de error, pueden ser similares a las K-Mg y, tomando las temperaturas medianas, corresponderían a temperaturas intermedias entre los pozos 2 y 5. A raíz de lo anterior, y a pesar de la dispersión de los datos de temperatura de estos dos geotermómetros, se podría interpretar que bajo esta zona las aguas termales tienen un reequilibrio a temperaturas cercanas a los 225°C. Esta temperatura de equilibrio es cercana a la única estimación con GeoT que realizó Muñoz et al. (2018) sobre la química de un geysir de esta zona.

Por otro lado, en la subcuenca baja, las temperaturas con GeoT difieren diametralmente con las temperaturas de los geotermómetros clásicos, producto de la corrección por dilución que ofrece el software. La mediana de estas estimaciones bordea los 250°C y considerando el rango de error pueden incluso alcanzar las máximas temperaturas medidas en los pozos del campo geotermal (Figura 6.10).



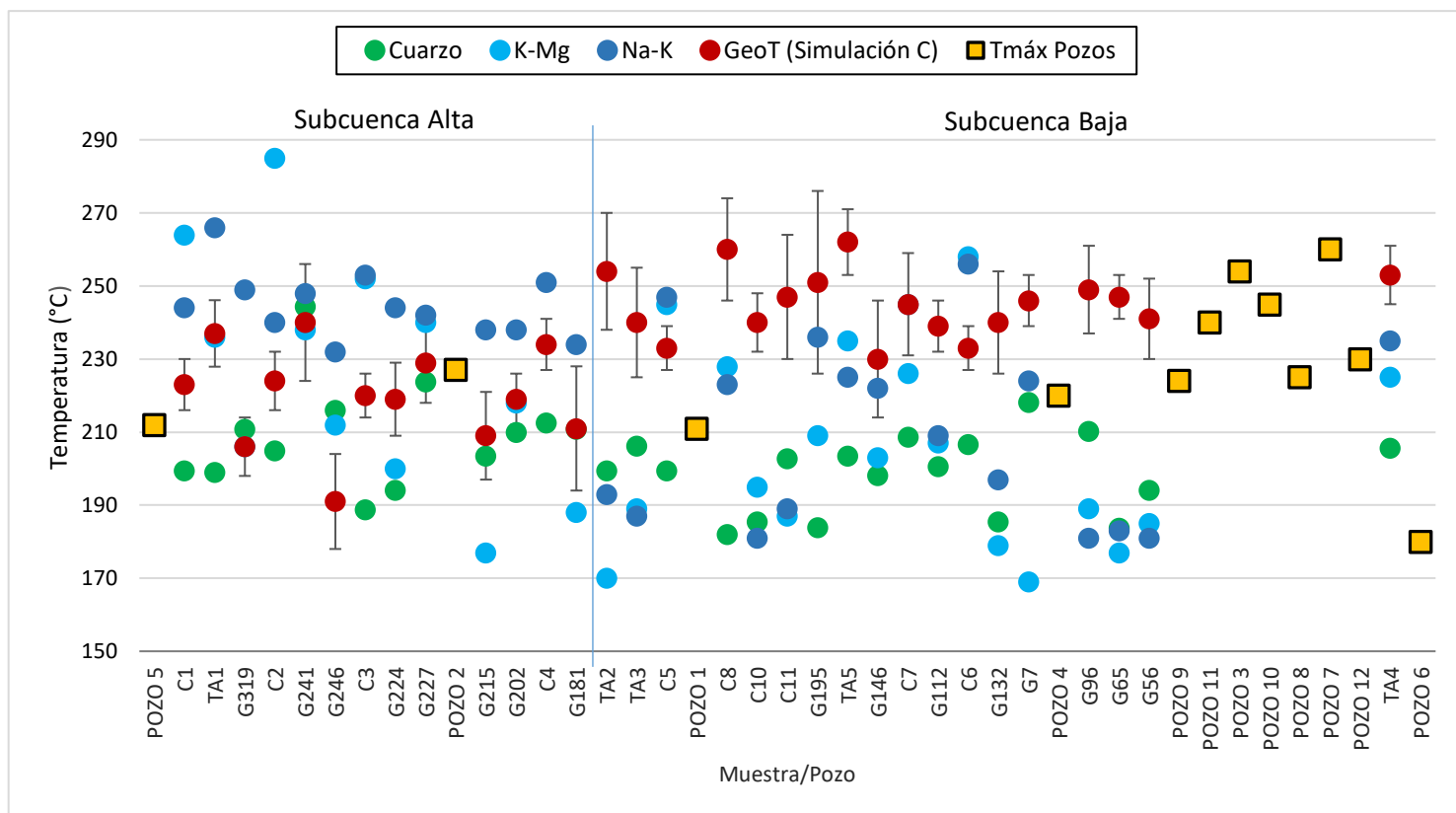


Figura 6.9: Estimaciones de temperatura mediante geotermometría clásica y multicomponente para cada muestra desglosada por subcuenca. Se añaden las temperaturas máximas de los pozos, ordenadas al igual que las muestras de NE a SW y NW a SE en la subcuenca alta y baja respectivamente.

Las diferencias de temperaturas estimadas con geotermómetros (y posteriormente evidenciado con los pozos) llevaron a que diversos autores plantearan que estas aguas serían alimentadas por un acuífero o reservorio más somero a 190°C, debido al reequilibrio que evidencian la mayoría de las descargas termales del área suroeste y sureste del campo geotermal (Lahsen y Trujillo, 1976; Giggenbach, 1978; Cortecchi et al. 2005), lo que correspondería a la subcuenca baja definida en este trabajo. Sin embargo, las simulaciones A, C, D y E con GeoT muestran que probablemente las descargas de ambas subcuencas provienen del mismo reservorio profundo. Esta idea se complementa con lo planteado por Giggenbach (1978), el cual propone que la similitud de las proporciones de elementos que no son altamente afectadas por procesos secundarios (Cl, B, Cs) sugeriría que ambos grupos de descargas termales tienen un origen y condiciones de formación en común, y que las diferencias de temperaturas mediante geotermómetros de cationes probablemente se deba a la dilución por la infiltración de agua meteórica local, posiblemente en combinación con la pérdida de calor por conducción a través de la residencia prolongada en niveles someros, que modificarían las razones Na/K.

Muñoz et al. (2008) calcula un tiempo de residencia de los fluidos en el reservorio de entre 25 a 286 años. Así mismo, al igual que Cortecci et al. (2005), las concentraciones de tritio son bajo el nivel de detección, por lo que los fluidos tendrían una edad por lo menos mayor que 68 años. No obstante, lo anterior no permite clarificar las diferencias de temperatura de equilibrio entre ambas subcuencas.

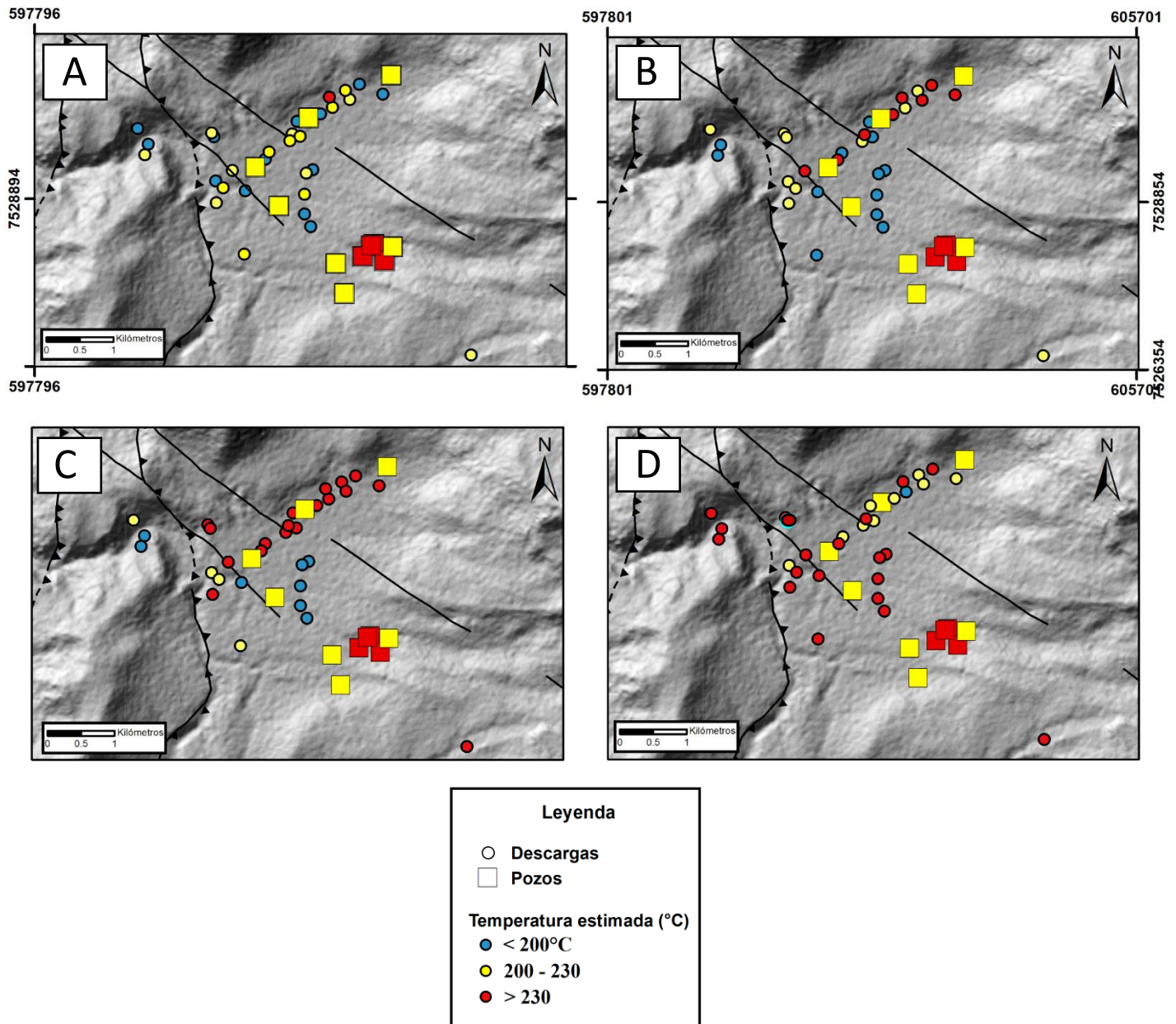


Figura 6.10: Distribución de temperaturas estimadas con diferentes geotermómetros. (A) Cuarzo-adiabático. (B) K-Mg. (C) Na-K. (D) GeoT.

### 6.3 Diferencias estructurales y clay cap en las subcuencas

Montecinos (2019) planteó que existen diferencias estructurales entre ambas subcuencas. La autora realizó perfiles TEM (transiente electromagnético) de 200 m de profundidad perpendiculares a los lineamientos de las descargas superficiales de ambas subcuencas (Figura 6.11). En base a las resistividades obtenidas, Montecinos (2019) propuso que en la subcuenca alta existe un ascenso de fluidos salinos a través de una falla de orientación NNE y una barrera hidrogeológica al oeste de la falla, probablemente asociada al intrusivo subvolcánico Cerro Copacoya. Por el contrario, en los perfiles de la subcuenca baja no se reconocen variaciones de resistividades, sino más bien resistividades homogéneas atribuibles, a través de la estratigrafía de sondajes, a la alteración hidrotermal de la Ignimbrita Tatio. La autora propone que estas diferencias estructurales tienen directamente relación con el tipo de manifestaciones termales en cada subcuenca (mayoritariamente geysers en la alta y hot pools en la baja). Más aún, la autora discute la existencia de fracturas en la zona de transición de las cuencas superior y media, definidas por Glennon y Pfaff (2003), y que probablemente sean expresiones superficiales de las fallas de rumbo definidas por Lahsen y Trujillo (1977), que permitirían el ascenso de fluidos, pero también, infiltración de aguas meteóricas (Veloso et al. 2019).

Todos lo anterior, contribuye a la idea de que, en la subcuenca baja, existirían condiciones estructurales que permiten la mezcla de fluidos del reservorio con agua meteórica local, reequilibrándose químicamente a niveles someros y a menor temperatura, para luego ascender a través de las diversas fracturas de la subsuperficie. Por otro lado, las condiciones de la subcuenca alta serían diferentes a la subcuenca baja, ya que, la existencia de una falla principal y barrera impermeable generaría el ascenso de los fluidos desde el reservorio profundo a la superficie de forma violenta, manifestado en las descargas termales de tipo geyser. Mientras que, en la subcuenca baja, predominan las descargas de tipo hot pool.

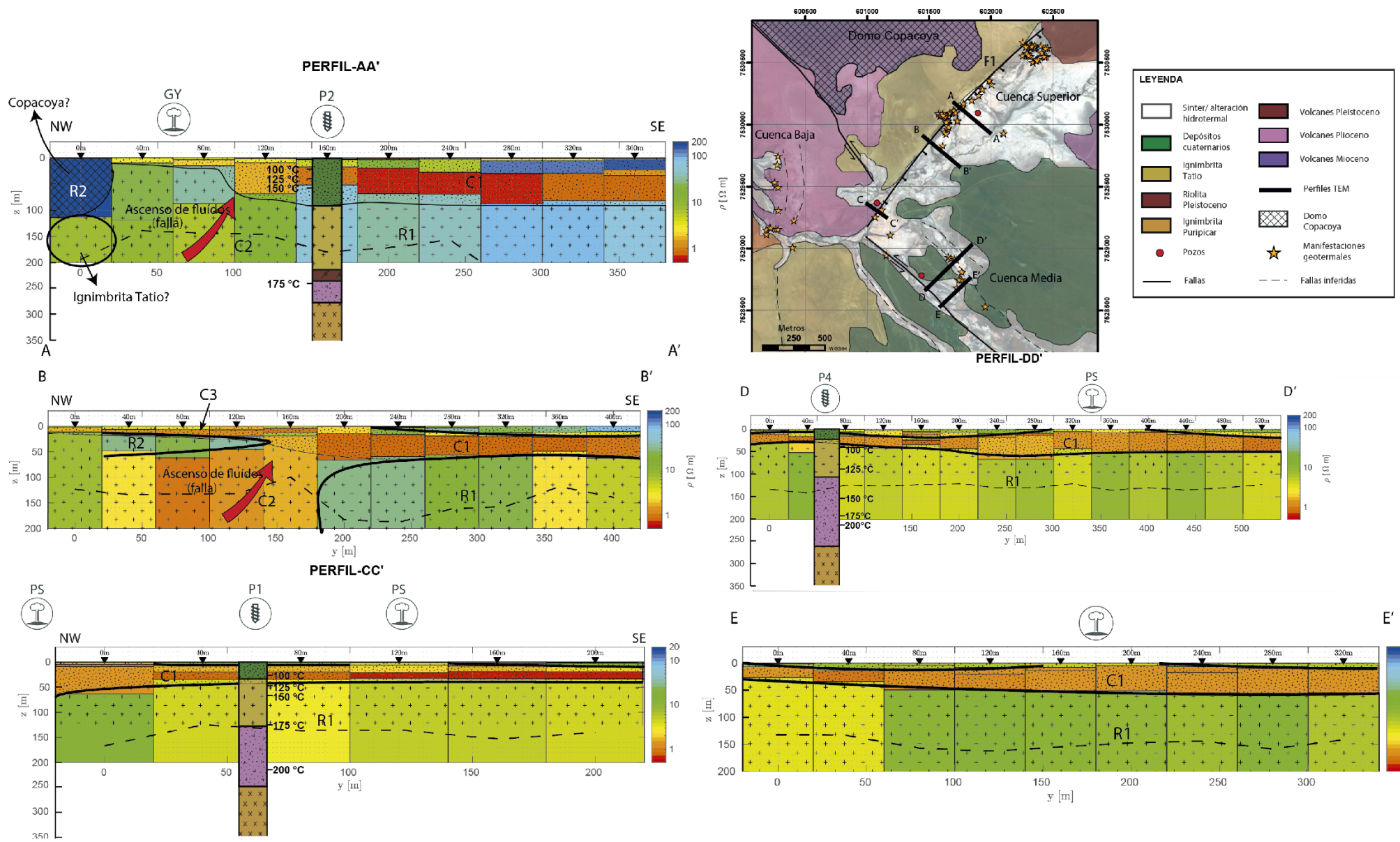


Figura 6.11: Perfiles de resistividad mediante Transiente Electromagnético (TEM). Extraído de Montecinos (2019).



Por otro lado, Figueroa (2019) realizó un estudio de magnetotelúrica (MT) en el campo geotermal, donde a partir de la inversión de resistividades, el autor interpreta la existencia de cuerpos conductores someros distribuidos en profundidad.

En la subcuenca alta, no hay presencia de cuerpos conductores someros por encima de la Ignimbrita Puripicar, unidad que se asocia al reservorio principal mediante información de pozos. Mientras que, en la subcuenca baja, sí hay presencia de conductores someros y estos se encuentran relacionados estratigráficamente a la Ignimbrita Tatio, la cual posee una alteración hidrotermal rica en arcillas illita-smectitas (ENG-FCFM 2008), que actuarían como *clay cap* para el confinamiento y mayor tiempo de residencia de los fluidos geotermales (Figura 6.12).

A esto se suma la infiltración y el flujo subterráneo local que se evidencia en la parte sureste, mediante información de pozos (Figuras 3.10 y 3.11), lo que explicarían los reequilibrios químicos someros a menor temperatura en la subcuenca baja.

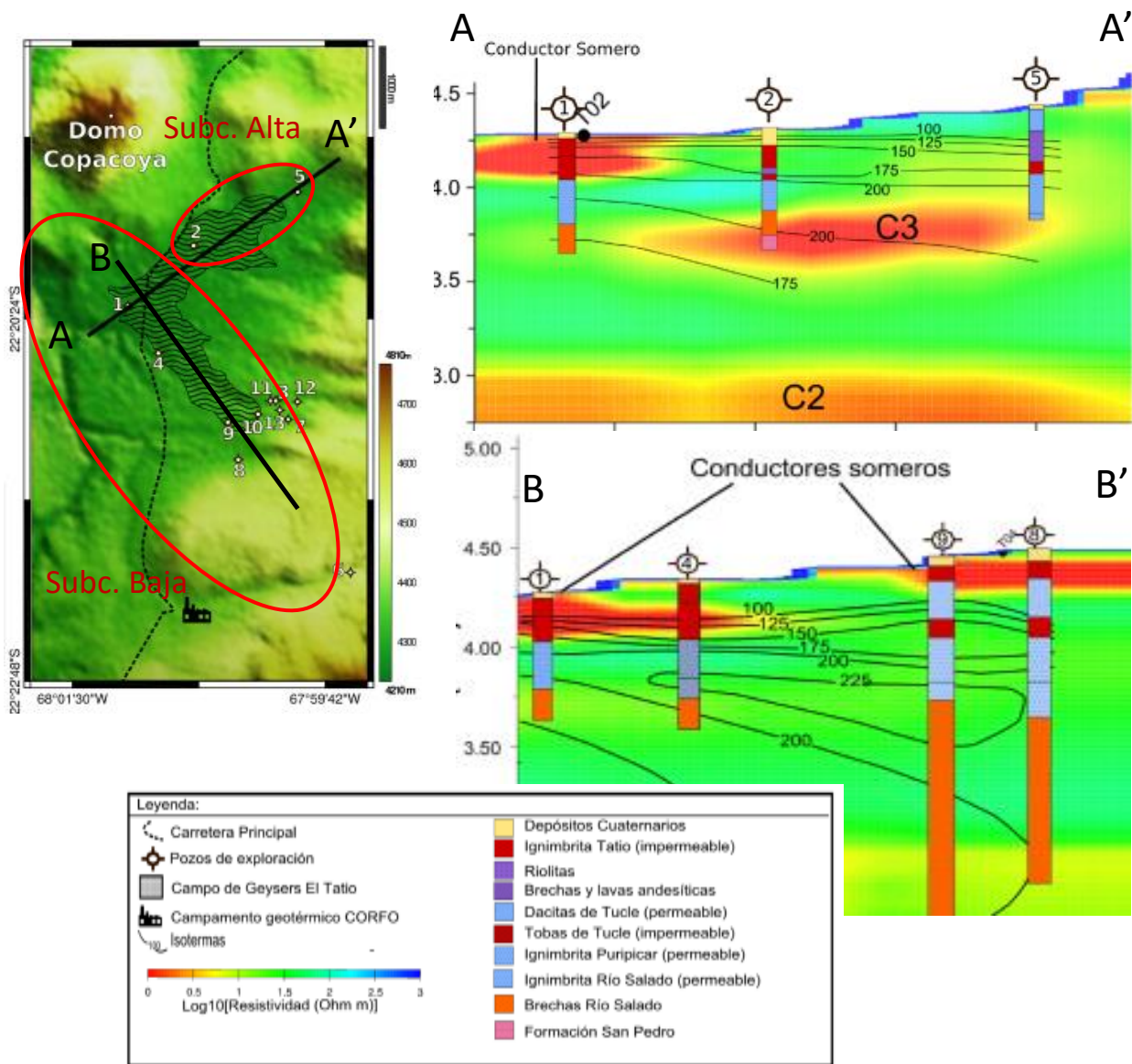


Figura 6.12: Perfiles de resistividades mediante magnetotelúrica (MT). Modificado de Figueroa (2019).

## 6.4 Modelo conceptual

La actualización de información estructural junto con nuevos datos geofísicos y geoquímica de muestras termales y meteóricas, permiten desarrollar un modelo conceptual más robusto en comparación a los primeros modelos realizados por Lahsen & Trujillo (1976) y a los realizados con posterioridad.

Basado en los análisis geoquímicos de Muñoz et al. (2018), la recarga del sistema geotermal se encuentra al sureste del campo geotérmico a 5000 metros de elevación en los Cerros de El Tatio y probablemente las estructuras normales situadas en el volcán pleistoceno Tocarपुरi también tengan influencia en la infiltración profunda de aguas meteóricas (Letelier et al., sin publicar).

La infiltración de agua meteórica, sumado al aporte profundo de fluidos magmáticos, conforman los fluidos geotermales que fluyen a través de fracturas en dirección noroeste principalmente por la Ignimbrita Puripicar y en menor medida por la Serie Volcánica Río Salado. La dirección de flujo está controlada por la permeabilidad secundaria asociada a las fallas y estructuras de orientación NW (Lahsen y Trujillo, 1976).

El reservorio geotermal principal (reservorio A en la Figura 6.13) corresponde a un acuífero fracturado que estaría limitado a la Ignimbrita Puripicar, aunque no se descarta la inclusión de la unidad superior de la Serie Volcánica Río Salado. En este reservorio los fluidos se equilibran a 250°C en la subcuenca baja, a una profundidad de 500 metros aproximadamente. Parte de estos fluidos ascienden y se mezclan con agua subterránea local, reequilibrándose a 180°C entre los 200 y 300 metros de profundidad aproximadamente. Sobre este reservorio secundario (reservorio B en la Figura 6.13) se encuentra la Ignimbrita Tatio que posee una alteración hidrotermal rica en arcillas, la cual actúa como clay cap confinando los reservorios.

En la subcuenca alta, los fluidos del reservorio principal se reequilibran a 225°C y estos ascienden a través de estructuras de orientación NNE producto de la barrera impermeable asociada al intrusivo subvolcánico que se encuentra al oeste del campo geotérmico.

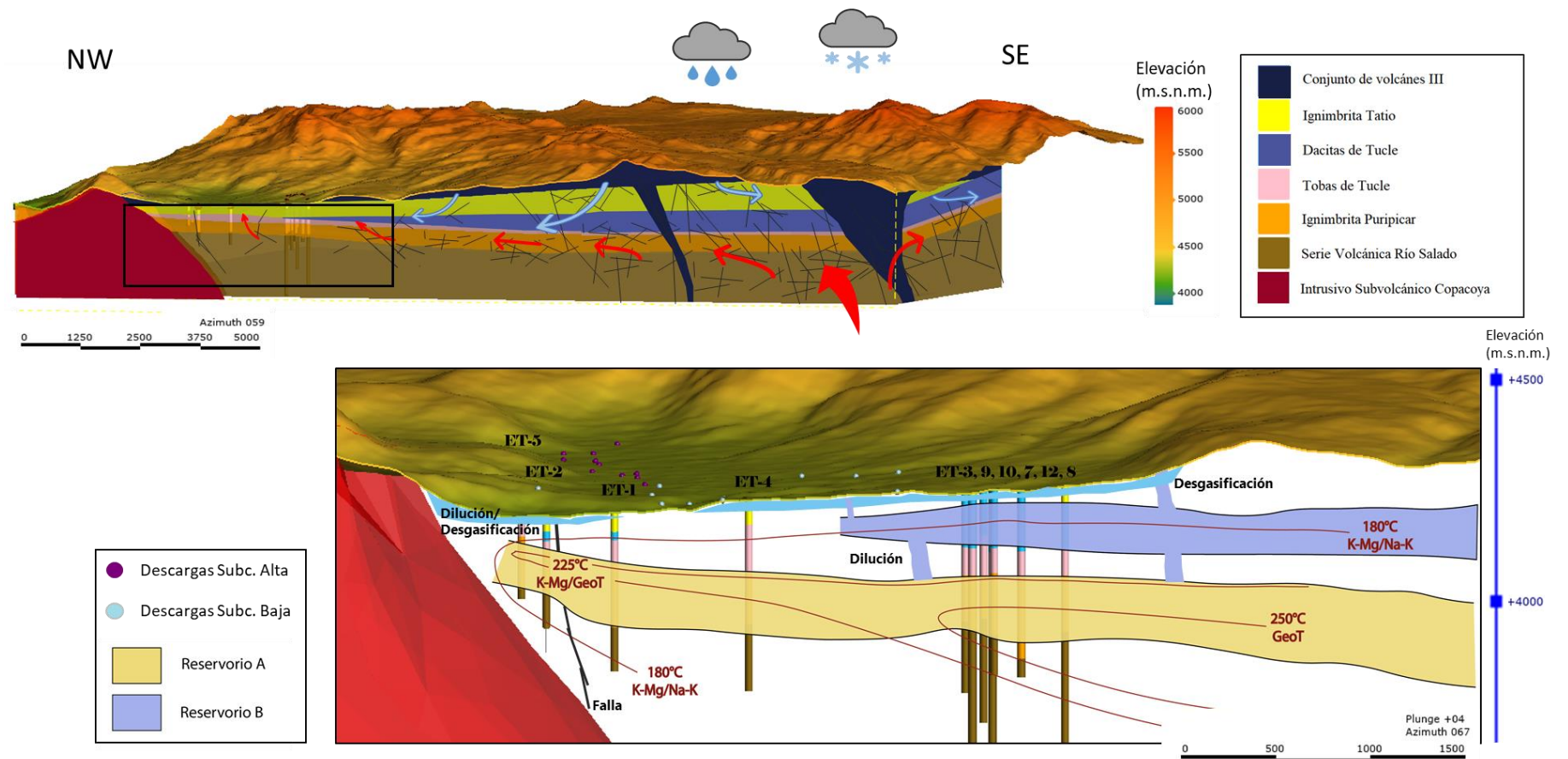


Figura 6.13: Modelo conceptual del sistema geotermal El Tatio-La Torta. Modificado de Muñoz et al. (2018).



## 6.5 Implicancia en la conexión con el campo geotermal Sol de Mañana (Bolivia)

Los resultados de temperatura de reservorio para el sistema geotermal El Tatio-La Torta se asemejan a las temperaturas medidas en los pozos del campo geotérmico Sol de Mañana. Este campo geotérmico está ubicado al sureste de El Tatio a 25 km aproximadamente en el país de Bolivia. Además, se encuentra a 17 km del domo riolítico cerro La Torta (34 ka).

Al igual que en El Tatio, la geología de Sol de Mañana está caracterizada por ignimbritas dacíticas y volcanitas andesíticas-dacíticas que se encuentran deformadas por estructuras de orientación noroeste y en menor medida noreste (Ramos, 2015). Las estructuras de orientación noroeste siguen las trazas de fallas normales que también se reconocen en los estudios de Tibaldi et al. (2017) y Lucchi et al. (2009) (Figura 6.14 y 6.15).

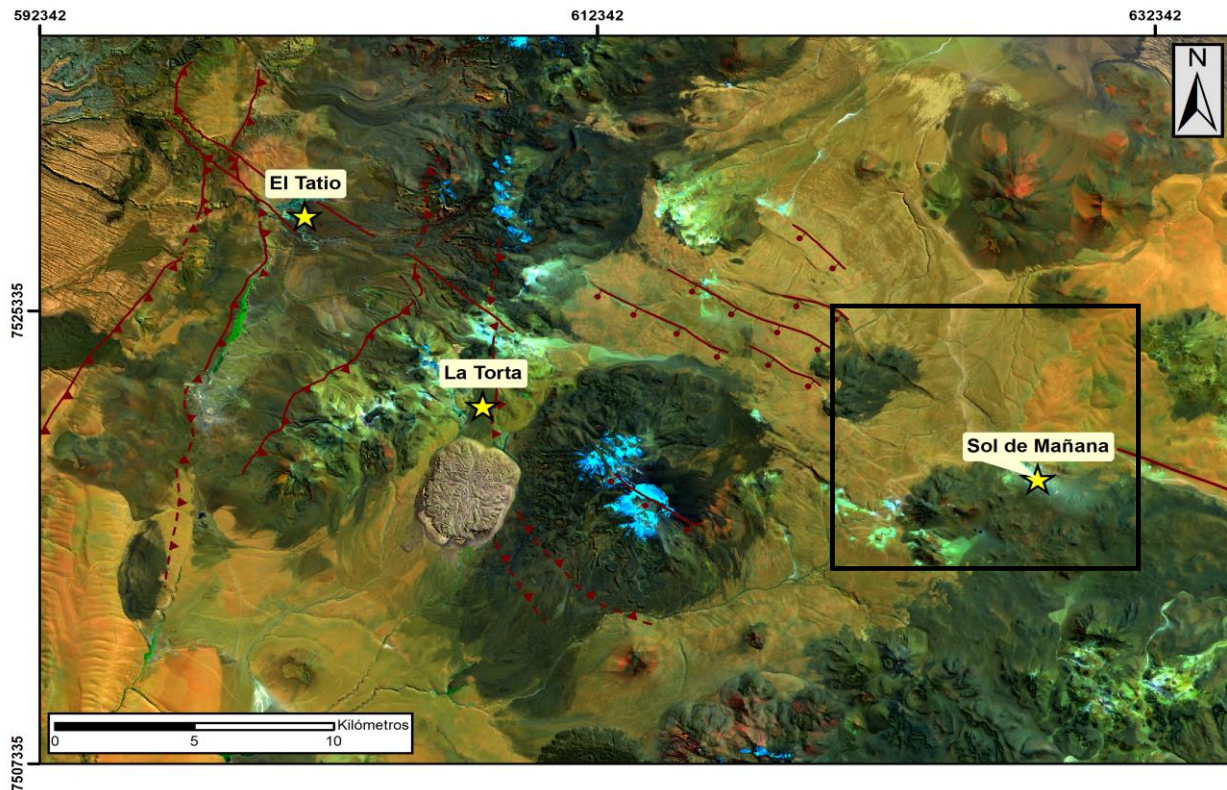


Figura 6.14: Mapa con discriminador litológico. Las estructuras son de Lucchi et al. (2009) y Tibaldi et al. (2017). Elaboración propia.

La geoquímica de los fluidos de pozos en Sol de Mañana corresponde a aguas maduras altamente salinas sodio-cloruradas con concentraciones de hasta 8000 mg/l de Cl (Figura 6.16). Las mediciones en pozos muestran que estos fluidos están a 250°C a una profundidad cercana de 1000 m (Figura 6.17), mayor profundidad a la que se encuentran el reservorio de igual temperatura en El Tatio (Villarroel, 2014 ; Ramos 2015).



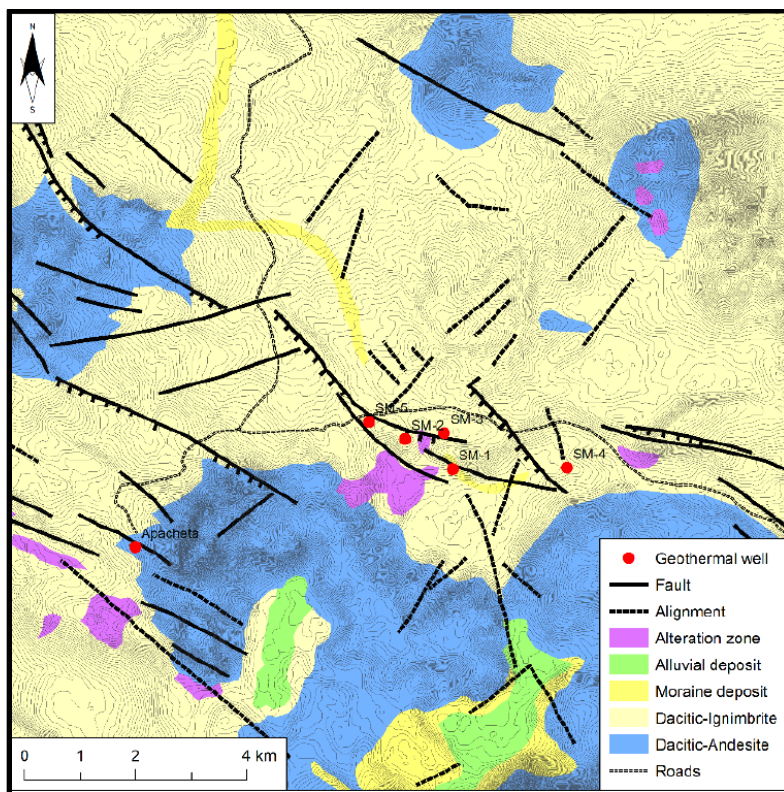


Figura 6.15: Mapa geológico del campo geotérmico Sol de Mañana. Ramos (2015).

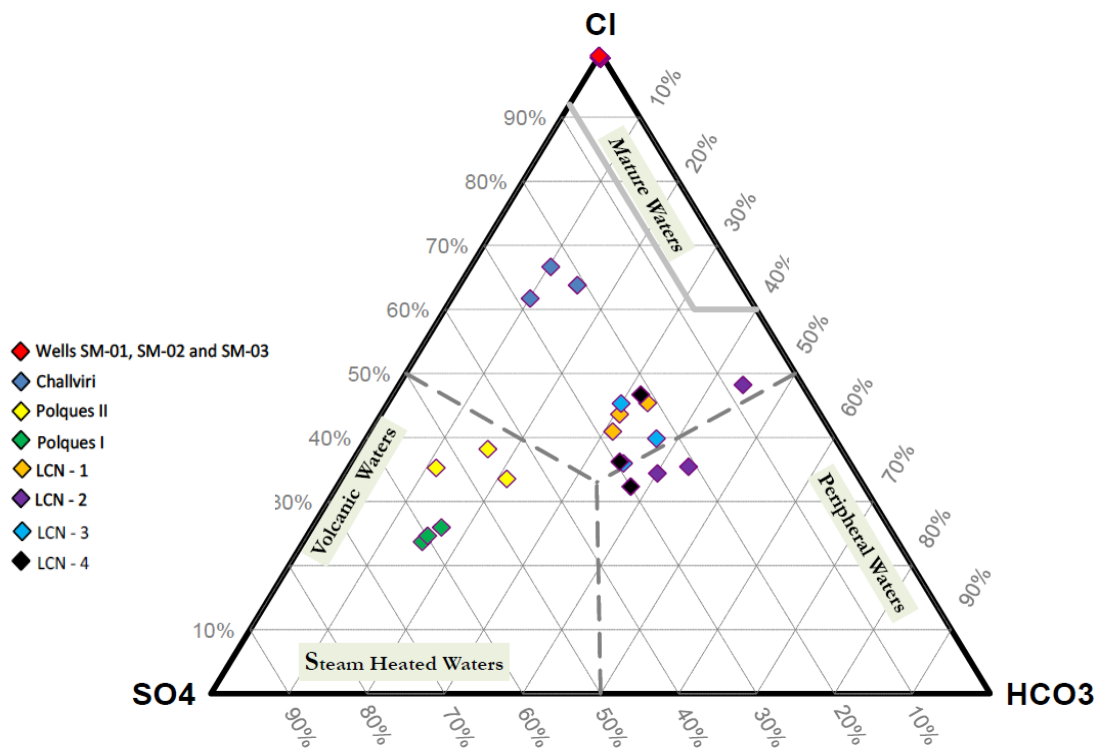


Figura 6.16: Diagrama ternario de aniones para muestras superficiales y de pozos del campo geotérmico Sol de Mañana. Villarroel (2014).

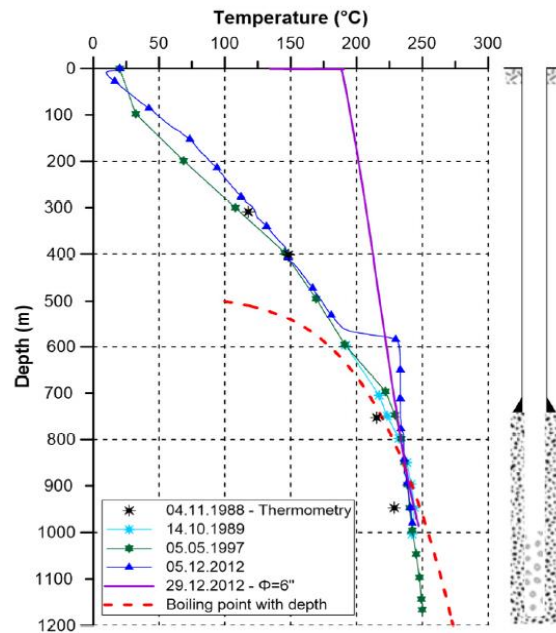


Figura 6.17: Perfil de temperatura del pozo SM-01 en el campo geotérmico Sol de Mañana. Ramos (2015).

Veloso et al. (2019) clasifica al sistema Sol de Mañana en un ambiente tectono-geotermal distinto al sistema El Tatio. Sin embargo, se puede plantear la hipótesis de que las descargas termales de estos sistemas tendrían una conexión al menos en cuanto a la roca hospedante, geoquímica y temperatura de los fluidos en el reservorio. Además, el flujo de los fluidos tendría el mismo control estructural producto de las fallas de orientación NW-SE, aunque no necesariamente la misma dirección de flujo, de hecho, la topografía indicaría que el flujo, al contrario de El Tatio, sería hacia el sureste, asumiendo que la recarga se produce en la misma zona del cerro La Torta y Tocopuri (Villarrol, 2014; Ramos, 2015) (Figura 6.18).

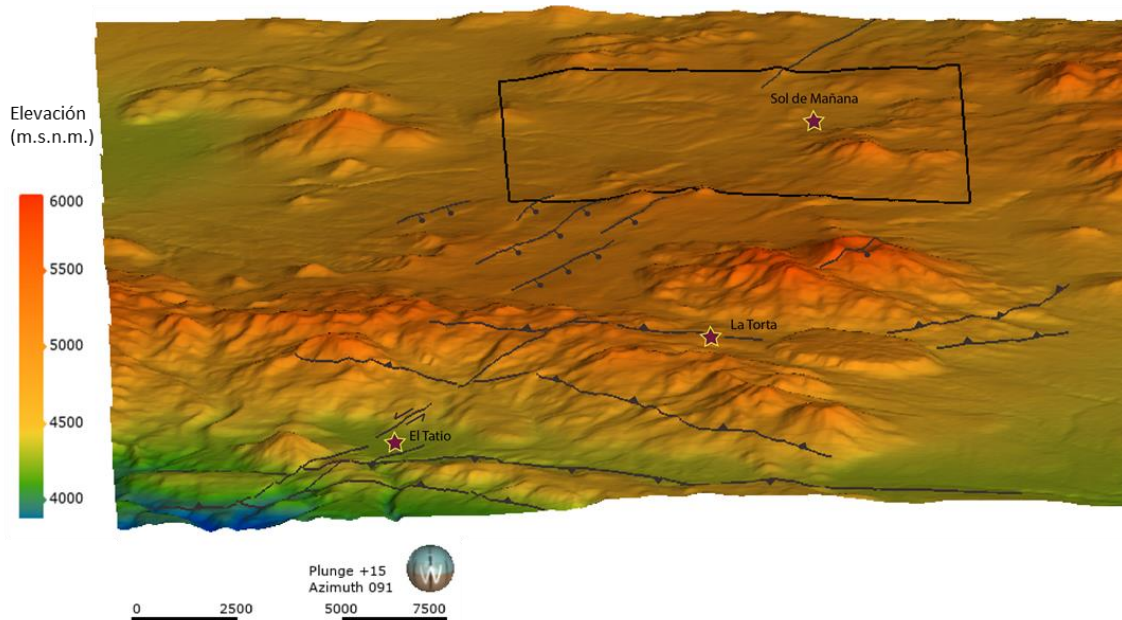


Figura 6.18: Topografía, estructuras y lineamientos de las descargas termales El Tatio, La Torta y Sol de Mañana. Estructuras de Lucchi et al. (2009) y Tibaldi et al. (2017). Rectángulo negro en SDM es el área de la Figura 6.15.

## 6.6 Evaluación de GeoT como herramienta de exploración geotérmica

Entre los parámetros de entrada del software, la mineralogía de reservorio es una de las incógnitas a la hora de aplicar esta herramienta como método de exploración. En el caso de este estudio, como se mencionó anteriormente, la consideración de una mineralogía estándar de alteración para las características químicas y geológicas de este sistema funciona bastante bien. Sin embargo, como se observa en la Figura 6.7 existen muestras que poseen importantes diferencias en temperaturas, como por ejemplo las muestras G246, G241 y TA4.

La similitud en el promedio de las temperaturas estimadas con los diferentes grupos minerales se debe a que el software en la mayoría de las simulaciones consideró al cuarzo, albita y montmorillonita. Como la base de datos desagrega los minerales, los 3 minerales anteriores representan 7 minerales “ficticios”, ya que se considera albita de baja y alta temperatura, y montmorillonita cálcica, magnésica, sódica y potásica. Por lo tanto, existe una sobre representación de estos minerales en las simulaciones que de igual forma controlan las actividades de las especies acuosas.

La Figura 6.19 muestra cómo varían los resultados de temperatura al simular con una mineralogía distinta, en este caso una mineralogía de alteración para rocas hospedantes de tipo carbonática (Palmer et al. 2014). En (b), se observa que tanto las curvas de saturación como la de los parámetros estadísticos poseen dispersiones muy superiores a la simulada con roca silíceas. Por lo tanto, es indispensable conocer al menos el tipo de roca hospedante del sistema geotermal para tener confiabilidad en los resultados.

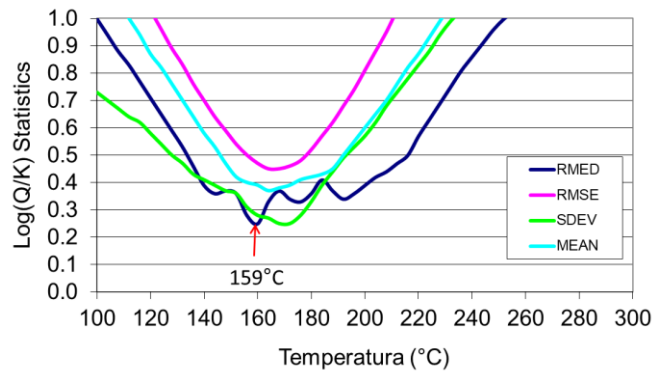
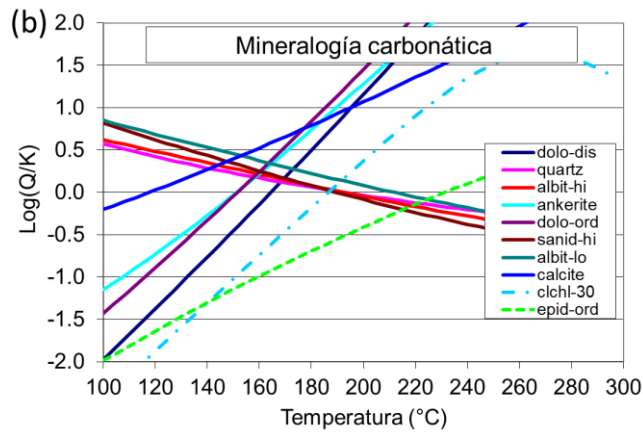
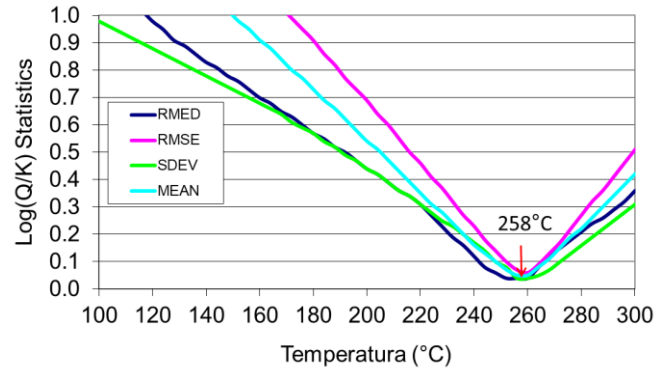
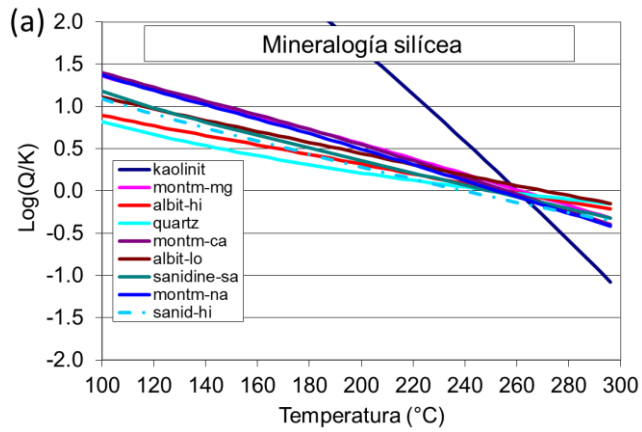


Figura 6.19: Variación de las temperaturas estimadas en función de las distintas mineralogías para la muestra G56. (A) Roca hospedante de tipo silícea. (B) Roca hospedante de tipo carbonática.

## CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

La aplicación de geotermometría multicomponente optimizada a los análisis geoquímicos de los fluidos del sistema geotermal El Tatio – La Torta, generó resultados satisfactorios al representar adecuadamente las condiciones termodinámicas y los procesos hidrogeológicos involucrados, como desgasificación y dilución de aguas termales.

La sensibilidad del software GeoT a los parámetros de entrada como concentración de aluminio y, sobre todo, el factor de dilución *cfact*, deben ser utilizados de forma que se minimice el error y que se relacione con la geología del sistema geotermal. La utilización de mineralogía estándar de alteración propuesta por Palmer et al. (2014) generó resultados que se correlacionan de buena forma con modelaciones geoquímicas previas y las mediciones de temperatura en los pozos de exploración y explotación. Lo anterior, incentiva la aplicación de esta técnica en otros sistemas del Altiplano-Puna.

Las temperaturas de los geotermómetros K-Mg y GeoT en la subcuenca alta, permiten interpretar que existiría un reequilibrio profundo bajo esta zona de aproximadamente 225°C. Por otro lado, en la subcuenca baja los geotermómetros de cuarzo-adiabático, K-Mg y Na-K generan en la mayoría de las muestras temperaturas inferiores (199° - 216°C) con respecto al reservorio principal (260°C), aún cuando el caso de cuarzo-adiabático fue corregido por dilución. Estas bajas temperaturas probablemente se deban a las condiciones estructurales que permiten la mezcla de fluidos del reservorio principal con agua meteórica local, existiendo reequilibrio químico a niveles someros y a menor temperatura. Sin embargo, las estimaciones con GeoT en esta área son superiores, ya que, mediante la corrección por dilución, se obtienen estimaciones que representan el reequilibrio profundo ~ 250°C, en vez del reequilibrio somero ~ 180°C, reflejando al igual que como lo plantean diversos autores el origen y las condiciones de formación en común que poseen las descargas termales de ambas subcuencas.

Las características litológicas, estructurales y geoquímicas del sistema El Tatio-La Torta poseen gran similitud con las del sistema Sol de Mañana, ubicado a 25 km al sureste, en Bolivia. Así mismo, las temperaturas de pozos alcanzan 250°C en el reservorio principal, al igual que en El Tatio-La Torta. Estos elementos sugieren que el campo geotérmico Sol de Mañana podría ser otro outflow del mismo sistema geotermal, aunque necesariamente se requieren más evidencias que expliquen la relación entre estos sistemas. Lo cierto, es que las condiciones termodinámicas y geológicas de los sistemas geotermales mencionados, permiten establecer el notable potencial geotérmico desarrollable en esta zona del altiplano chileno-boliviano.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, F., 2008. Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos, geotermales y termales de baja entalpía de la Zona Volcánica Central (ZVC) entre los 17°43'S y 25°10'S. Tesis para optar al grado de doctor en Ciencias mención Geología. Antofagasta, Universidad Católica del Norte. Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas.
- Alvarez, R. 1992. Estudio mineralógico - geoquímico y de alteración, Campo Geotérmico El Tatio, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Concepción, Universidad de Concepción, 114 p.
- Angermann, D., Klotz, J. & Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171(3), 329–334.
- Arnórsson S (2003) Arsenic in surface and up to 90 °C ground waters in a basalt area, N-Iceland. *Appl Geochem* 18:1297-1312.
- Arnórsson S, Óskarsson N. 2007. Molybdenum and tungsten in volcanic rocks and in surface and <100°C ground waters in Iceland. *Geochim Cosmochim Acta* 71:284-304
- Arnórsson S, Sigurdsson S, Svavarsson H 1982 The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciation from 0° to 370°C. *Geochim Cosmochim Acta* 46:1513-1532.
- Arnórsson, S., Stefánsson, A. 2007. Fluid-Fluid Interactions in Geothermal Systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 65, pp. 259-312.
- Bidart, N. (2014). Petrología y geoquímica de lavas recientes, al sureste del campo geotermal El Tatio. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Browne, P. (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual review of earth and planetary sciences* 6(1), 229–248.
- Charrier, R., Chávez, A. N., Elgueta, S., Hérail, G., Flynn, J. J., Croft, D. A., Wyss, A. R., Riquelme, R. & García, M. (2005). Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the chucal anticline and the chucal-lauca basin in the altiplano of arica, northern chile. *Journal of South American Earth Sciences* 19(1), 35–54.
- Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M. and Marini, L. (1991) Chemical geothermometry and geobarometry in hydrothermal aqueous solutions: a theoretical investigation based on mineral-solution equilibrium model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 2709–2727.
- Chmielowski, J., Zandt, G. & Haberland, C. (1999). The central andean altiplanopuna magma body. *Geophysical Research Letters* 26(6), 783–786.
- Cortecci, G., Boschetti, T., Mussi, M., Lameli, C.H., Mucchino, C., Barbieri, M. 2005. New chemical and original isotopic data on waters from El Tatio geothermal field, northern Chile. *Geochem. J.* 39 (6), 547–571.
- Cusicanqui, H., Mahon, W. A. J. and Ellis, A. J. 1975. The geochemistry of the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Second United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources*, 703–711, San Francisco.



- Davidson J.P. Harmon R.S. Wörner G. 1991. The source of Central Andean magmas; some considerations, in Harmon, R.S Rapela C.W, eds., Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America Special Paper 265, p. 233–24.
- De Silva, S., Kay, S. 2018. Turning up the Heat: High-Flux Magmatism in the Central Andes. *Elements* (2018) 14 (4): 245–250.
- Díaz, J. 2017. Modelación hidrogeológica de un Sistema geotermal andino. Aplicación en campo geotérmico el Tatio II Región de Antofagasta. Tesis de magister geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Ellis, A. J. and Mahon, W. A. J. (1967) Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions (PartII). *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 519–538.
- Ellis, A.J., 1969. Survey for geothermal development in Northern Chile. Preliminary Geochemistry Report, El Tatio Geothermal Field. UNDP-Report
- ENG-FCFM (2008). Estudio geológico del sector de El Tatio. Tech. rep., Empresa Nacional de Geotermia y Universidad de Chile.
- Espinoza, A (2017). Estadística multivariante y geotermometría multicomponente de las manifestaciones termales del área Pucón – Liquiñe, IX Región de la Araucanía y XIC Región de los Ríos, Chile. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Farías, M., Charrier, C., Comte, D., Martinod, J., and Hérail, G., 2005, Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S), *Tectonics*, v. 24, p. TC4001.
- Figueroa, A. (2019). Modelación geofísica del sistema geotermal El Tatio – La Torta. Tesis de Magister en ciencias, mención geofísica. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- Figueroa, O., Déruelle, B., Demaiffe, D. 2009. Genesis of adakite-like lavas of Licancabur volcano (Chile-Bolivia, Central Andes) *C. R. Geoscience*, 341 (4) pp. 310-318.
- Fournier, R. O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics* 5, pp. 41-50.
- Fournier, R. O. 1991. Water geothermometers applied to geothermal energy. Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development, Ed Franco D'Amore. Unitar/UNDP, pp. 37-69.
- Fournier, R. O., Truesdell, A. H. 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, pp. 1255-1275.
- Ghanashyam, N., Mattson, E., McLing, T., Palmer, C., Smith, R., Wood, T., Podgorney, R. 2015. Geothermal Reservoir Temperatures in Southeastern Idaho using Multicomponent Geothermometry. *Proceedings World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia, 19-25 April 2015.*
- Giggenbach, W. F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, pp. 2749-2765.

- Giggenbach, W.F. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. In: F. D'Amore (Ed), *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*, UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, pp. 119–142.
- Giggenbach, W.F., 1978. The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 979–988.
- Glennon, J. A. & Pfaff, R. M. (2003). The extraordinary thermal activity of El Tatio geyser field, Antofagasta region, Chile. *GOSA Trans* 8, 31–78.
- Godoy, B., Wörner, G., Le Roux, P., de Silva, S., Parada, M.A., Kojima, S., González-Maurel, O., Morata, D., Polanco, E., Martínez P. 2017. Sr- and Nd- isotope variations along the Pleistocene San Pedro – Linzor volcanic chain, N. Chile: tracking the influence of the upper crustal Altiplano-Puna Magma Body. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 341 (2017), pp. 172-186.
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E., and Shyu, B., 2009, Coeval compressional deformation and volcanism in the Central Andes, case studies from northern Chile (23°S-24°S), *Tectonics*, v. 28.
- Iovenitti, J.L., Blackwell, D.D., Sainsbury, J.S., Tibuleac, I.M., Waibel, A.F., Cladouhos, T.T., Karlin, R., Kennedy, B.M., Isaaks, E., Wannamaker, P.E., Clyne, M.T., Ibsen, F.H., Callahan, O.C., 2012. Towards developing a calibrated EGS exploration methodology using the Dixie Valley geothermal system, Nevada. In: *Proceedings, Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering* Stanford University, Stanford, CA, January 30–February 1, 15 pp
- Karingithi, C. 2009. Chemical geothermometers for geothermal exploration. En: *Proceedings IV Short Course on Exploration for Geothermal Resources*, Kenya. 12p.
- Lahsen, A. & Trujillo, P. 1976. El campo geotérmico de El Tatio, Chile. Proyecto geotérmico CORFO-ONU. Tech. rep., Internal Report.
- Lahsen, A., Trujillo, P., 1975. El Tatio geothermal field. *Proc. of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, California, pp. 157–178.
- Letelier, J.A., O'Sullivan, J., Reich, M., Veloso, E., Sanchez-Alfaro, P., Aravena, D., Muñoz, D., Morata, D. Reservoir architecture and heat transfer modes in El Tatio-La Torta geothermal system, Central Andes of northern Chile. Submitted to *Geothermics* in december 2019, under revision in august 2020.
- Lucchi, F., Tranne, C. A., Rossi, P. L., Gallardo, C., De Astis, G. & Pini, G. A. 2009. Volcanic and tectonic history of the El Tatio area (central Andes, northern Chile): explanatory notes to the 1: 50,000 scale geological map. *Geoacta, Spec Publ* 2, 1–29.
- Mahon, W.A.J., 1970. A geochemical assessment of the El Tatio geothermal field with particular reference to the fluids discharged from Holes, 1, 2, 3, and 4. UN Project Report
- Marinovic, N. & Lahsen, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta. Carta geológica de Chile no. 58, 1: 250,000. Servicio Nacional Minero Geológico.
- Maza, S.N., Collo, G., Morata, D., Lizana, C., Camus, E., Taussi, M., Renzulli, A., Mattioli, M., Godoy, B., Alvear, B. (2018). Clay mineral associations in the clay cap from the Cerro Pabellón blind geothermal system, Andean Cordillera, Northern Chile. *Clay Minerals*, (2018) 53, 117–141.



- Montecinos, D. (2019). Modelamiento geofísico de las estructuras someras del sistema geotermal El Tatio. Tesis de Magister en ciencias, mención geofísica. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- Muñoz-Saez, C., Manga, M. & Hurwitz, S. (2018). Hydrothermal discharge from the El Tatio basin, Atacama, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 361, 25–35
- Nicholson, K. (1993) *Geothermal Fluids*. Springer-Verlag, 255 pp.
- Nicolau, C., Reich, M., Lynne, B. 2014. Physico-chemical and environmental controls on siliceous sinter formation at the high-altitude El Tatio geothermal field, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 282, 60–76.
- Norambuena, L. Leffer-Griffin, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, S. Sacks, L. Ocola, M. Ellis. 1998. Space geodetic observations of Nazca–South America convergence across the Central Andes *Science*, 279 pp. 358-362.
- Palandri, J.L., and Reed, M.H. 2001. Reconstruction of in situ composition of sedimentary formation waters, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 1741-1767.
- Palmer, C., Ohly, S., Smith, R., Neupane, G., McLing, T., Mattson, E. 2014. Mineral selection for multicomponent equilibrium geothermometry. *GRC Transactions* 38, pp. 453-459.
- Pang, Z.-H., Reed, M.H. 1998. Theoretical Chemical Thermometry on Geothermal Waters: Problems and Methods, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 1083–1091.
- Parada, M. A., López-Escobar, L., Oliveros, V., Fuentes, F., Morata, D., Calderón, M., Aguirre, L., Féraud, G., Espinoza, F., Moreno, H., Figueroa, O., Muñoz Bravo, J., Troncoso Vásquez, R., & Stern, C. R. (2007). Andean magmatism. *The Geology of Chile* (pp. 115-146). (Geological Society Special Publication).
- Peiffer, L., Wanner, C., Spycher, N., Sonnenthal, E.L., Kennedy, B.M., Iovenitti, J.: Multicomponent vs. Classical Geothermometry: Insights from Modeling Studies at the Dixie Valley Geothermal Area. *Geothermics*, 51 (2014) 154-169.
- Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. 2010. Informe final: Revisión de la ejecución del Proyecto perforación geotérmica profunda El Tatio Fase I.
- Quinteros, J., Sobolev, S. 2012. Constraining kinetics of metastable olivine in the Marianas slab from seismic observations and dynamic models. *Tectonophysics*, 529 (2012), pp. 48-55
- Ramos, P. 2015. Well data analysis and volumetric assessment of the sol de mañana geothermal field, Bolivia. Report 30 in: *Geothermal training in Iceland 2015*. UNU-GTP, Iceland
- Reed M. H. and N. F. Spycher: Calculation of pH and Mineral Equilibria in Hydrothermal Waters With Application to Geothermometry and Studies of Boiling and Dilution, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, (1984), 1479-1492.
- Renzulli, A., Menna, M., Tibaldi, A. & Flude, S. 2006. New Data of Surface Geology, Petrology and Ar-Ar Geochronology of the Altiplano- Puna Volcanic Complex (Northern Chile) in the Framework of Future Geothermal Exploration. *XI Congreso Geológico Chileno*, Vol. 2, pp. 307-310.

- Reyes AG, Trompeter WJ, Britten K, Searle J. 2002. Mineral deposits in the Rotokawa geothermal pipelines, New Zealand. *J Volc Geotherm Res* 119:215-239
- Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C., Ort, M.H. 40Ar/39Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123 (5–6) (2011), pp. 821-840,
- Simmons SF, Browne PRL 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Econ Geol and Bull Soc Econ Geologists* 95:971-999
- Spycher, N., Finsterle, S., Dobson, P. 2016. New Developments in Multicomponent Geothermometry. PROCEEDINGS, 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University, Stanford, California, February 22-24.
- Spycher, N., Peiffer, L., Sonnenthal, E., Saldi, G., Reed, M., Kennedy, B. 2014. Integrated multi-component solute geothermometry. *Geothermics* 51, pp. 113-123.
- Tassara, A. 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: review of a flexural analysis along the Andean margin (15°–34°S) *Tectonophys*, 399, pp. 39-57.
- Tassi, F., Aguilera, F., Darrah, T., Vaselli, O., Capaccioni, B., Poreda, R.J., Delgado Huertas, A., 2010. Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 192, 1–15.
- Tassi, F., Martinez, C., Vaselli, O., Capaccioni, B., Viramonte, J., (2005). Light hydrocarbons as redox and temperature indicators in the geothermal field of El Tatio (northern Chile). *Appl. Geochem.* 20 (11), 2049–2062.
- Veloso, E. E., Tardani, D., Elizalde, D., Godoy, B. E., Sánchez-Alfaro, P. A., Aron, F., Reich, M., & Morata, D. (2019). A review of the geodynamic constraints on the development and evolution of geothermal systems in the Central Andean Volcanic Zone (18- 28 Lat S). *International Geology Review.*, 0, 1–25.
- Veloso, E., Gomila, R., Cembrano, J., González, R., Jensen, E., Arancibia, G., 2015, Stress fields recorded on large-scale strike-slip fault systems: Effects on the tectonic evolution of crustal slivers during oblique subduction, *Tectonophysics*, v. 664, p. 244–255.
- Verma, M. P. and Santoyo, E. (1997) New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO<sub>2</sub> geothermometers by outlier detection and rejection. *J. Volcanol. Geotherm. Research* 79, 9–24.
- Villarroel, D. 2014. Geochemical studies of geothermal fluid and evaluation of well test results from wells SM-01, SM-02 and SM-03, Sol de Mañana field, geothermal project, Laguna Colorada Bolivia. Report 32 in *Geothermal training in Iceland 2014*. UNU-GTP, Iceland, 697-720.
- Wanner, C., Peiffer, L., Sonnenthal, E., Spycher, N., Iovenitti, J., Kennedy, B.M. 2014. Reactive Transport Modeling of the Dixie Valley Geothermal Area: Insights on Flow and Geothermometry. *Geothermics*, 51, 130–141.

Xu, T., Spycher, N., Sonnenthal, E., Zhang, G., Zheng, L., Pruess, K., 2011. TOUGHREACT version 2.0: a simulator for subsurface reactive transport under non-isothermal multiphase flow conditions. *Comput. Geosci.* 37, 763–774.

Youngman, K. J. (1984) Hydrothermal alteration and fluid-rock interaction in the El Tatio geothermal field, Antofagasta Province, Chile. Master Thesis, August 1984, The University of Auckland, Auckland, New Zealand, 123 pp.

Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D. & Yuan, X. (2003). Seismic detection and characterization of the altiplano-puna magma body, central andes. In: *Seismic Motion, Lithospheric Structures, Earthquake and Volcanic Sources: The Keiiti Aki Volume*. Springer, pp. 789–807.

Zarrouk, S., Watson, A., 2010. Thermodynamic and transport properties of Saturated steam and water. *Presentación de Geothermal Program*. The University of Auckland. Nueva Zelanda.

## **ANEXOS Y APÉNDICES**

## 1. Geoquímica de aguas simuladas

Subcuenca Alta

ID	tipo	T°C	ph	subcuenCI	SO4	HCO3	Na	K	Mg	Ca	Fe	SiO2	Li	NO3	Br	Al (Muñoz et al. 2018)	Al (Cortecci et al. 2005)	Conductividad	STD	
C1	hot pool	73.6	6.01	alta	7622	42.7	22	4338	501	0.43	259	0.23	169	27	6.4	9.3	0.2	0.086	22.9	12946
TA1	s.i.	87.6	5.35	alta	5100	30	26	2650	395	1	177	0.11	169	30	3.3	6.2	0.2	0.0063	s.i.	
G319	hot pool	83	6.3	alta	5370	22	65	3000	367	5	171	0.23	149	27	6.4	9.3	0.2	0.0066		
C2	geyser	73.5	6.39	alta	7810	44.2	55.5	4322	477	0.64	235	0.23	184	27	6.4	9.3	0.2	0.011	21.7	13104
G241	geyser	85	7.4	alta	7870	26	44	4320	525	1.8	278	0.1	280	45	113.2	89.3	0.2	0.0097	s.i.	
G246	hot pool	64	6.2	alta	4310	46	168	2360	235	1.8	160	0.1	161	21	113.2	89.3	0.2	0.0066	s.i.	
C3	geyser	77.2	7.23	alta	7100	42.4	47	4211	538	0.31	235	0.23	190	27	6.4	9.3	0.2	0.0077	22.4	12344
G224	boiling pool	85	7.2	alta	6890	35	54	3860	445	6.4	244	0.11	207	40	160.1	16.6	0.2	0.0097	s.i.	
G227	hot pool	85	7.4	alta	8220	38	45	4600	520	2	280	0.1	256	47	104.9	93.4	0.2	0.0066	s.i.	
G215	hot pool	73	6.6	alta	3120	44	138	1810	195	5.7	129	0.83	150 s.i.		4.4	8.7	0.2	0.0066	s.i.	
G202	hot pool	86	7.3	alta	5630	37	71	3140	336	2	218	0.1	137	33	113.2	89.3	0.2	0.0066	s.i.	
C4	hot pool	74.4	7.14	alta	7810	43.1	37.2	4404	542	0.22	231	0.83	188	22	4.4	8.7	0.2	0.0063	20.5	13241
G181	hot pool	85	6.9	alta	4010	36	118	2250	230	5.7	170	0.83	122 s.i.		4.4	8.7	0.2	0.0066	s.i.	

Subcuenca Baja

ID	tipo	T°C	ph	Cl	SO4	HCO3	Na	K	Mg	Ca	Fe	SiO2	Li	NO3	Br	Al (Muñoz et al. 2018)	Al (Cortecci et al. 2005)	Conductividad	STD	
TA2	s.i.	87.9		6.48	4650	40	89	2575	152	4.5	202	0.11	169	26	5.1	6	0.2	0.0089	s.i.	
TA3	s.i.	82.8		5.31	6500	61	32	3390	182	2.1	267	0.11	188	36	4.6	14.6	0.2	0.0089	s.i.	
C5	geyser	73.4		7.33	7899	42.9	55.5	4345	519	0.75	227	0.11	205	35	160.1	16.6	0.2	0.0089	21.9	13270
C8	geyser	70.8		7.61	6213	38.8	80.5	3591	320	0.76	221	0.11	128	35	160.1	16.6	0.2	0.0037	19	10555
C10	geyser	77.6		7.22	6035	52.5	55.5	3463	170	0.89	259	0.11	135	35	160.1	16.6	0.2	0.017	20.5	10146
C11	pool	49.8		6.45	6301	51.5	36	3534	195	1.64	242	0.11	169	35	160.1	16.6	0.2	0.0059	16.4	10516
G195	hot pool	86		7.7	6280	29	68	3440	360	6.4	239	0.11	125	34	160.1	16.6	0.2	0.0066	s.i.	
TA5	s.i.	85.1		5.84	5400	170	43	3240	335	1.5	204	0.11	180	37	0.8	20	0.2	0.0074	s.i.	
G146	geyser	86		7.7	6190	35	74	3500	306	6.4	249	0.11	126	35	160	16.6	0.2	0.0097	s.i.	
C7	hot pool	67		6.57	7011	43.6	40.9	4035	469	1.51	219	0.11	159	35	160.1	16.6	0.2	0.0047	21.6	11962
G112	boiling pool	86		7.6	5560	35	69	3200	235	2	236	0.01	130	30	113.2	89.3	0.2	0.0097	s.i.	
C6	hot pool	74.8		6.97	7891	42.5	60.4	4459	595	0.64	242	0.11	198	35	160.1	16.6	0.2	0.0074	22	13462
G132	stream	79		6.5	4970	45	92	2820	175	5.3	208	0.23	181	27	6.4	9.3	0.2	0.0097	s.i.	
G7	jet of water	84		7.3	4210	62	288	2560	230	6.4	147	0.1	258	24	113.2	89.3	0.2	0.0097	s.i.	
G96	boiling pool	86		7.3	5840	46	46	3460	170	2	248	0.1	180	32	113.2	89.3	0.2	0.0097	s.i.	
G65	hot pool	86		6.7	5240	42	96	2880	145	2	225	0.01	177	28	113.2	89.3	0.2	0.0066	s.i.	
G56	hot pool	85		7.6	5380	46	87	3060	150	2	232	0.01	207	27	113.2	27	0.2	0.0066	s.i.	
TA4	s.i.	84.8		5.84	5400	170	43	3240	335	1.5	204	0.11	186	37	0.8	20	0.2	0.0066	s.i.	





## 2. Geoquímica de gases simulados

ID	Gas/H2O	%CO2	%N2	%CH4	H2S
TA1	0.110	98.99	0.61	0.01	0.33
TA2	0.120	98.98	0.59	0.01	0.37
TA3	0.140	99.31	0.41	0.02	0.20
TA4	0.110	99.26	0.54	0.02	0.12
TA5	0.160	99.33	0.51	0.04	0.07
G227	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
G241	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
G224	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
G202	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
G319	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
G246	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
G181	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
G215	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
C1	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
C2	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
C3	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
C4	0.062	97.42	1.34	0.73	0.51
G195	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
G146	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
G96	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
G112	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
G56	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
65	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
G132	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
G7	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
C5	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
C6	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
C7	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
C8	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
C10	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16
C11	0.075	97.46	0.58	1.80	0.16

### 3. Simulaciones con asociación mineral de Browne (1978)

Iteraciones de subcuenca baja con valor de optimización inicial CFACT igual a 1.5 y análisis de sensibilidad STWF

ID	G195	G146	G96	G112	G56	G65	G132	G7	C5	C6	C7	C8	C10	C11	mediana	promedio
STWF optimizado [%]	0.048	0.043	0.069	0.114	0.093	0.041	0.070	0.129	0.008	0.002	0.001	0.112	0.130	0.001	0.059	0.062
C FACT optimizado	1.81	1.83	1.531	1.80	1.50	1.67	1.62	1.52	1.36	1.47	1.45	1.71	1.56	1.35	1.55	1.6
Trmed [°C]	<b>243</b>	<b>237</b>	241	<b>229</b>	<b>253</b>	<b>245</b>	<b>247</b>	<b>245</b>	<b>211</b>	<b>183</b>	<b>153</b>	<b>223</b>	<b>217</b>	<b>146</b>	<b>233</b>	219.5
Desviación estándar [°C]	14	19	11.4	16	11	18	12	18	19	28	33.7	29	29	30	<b>18.5</b>	20.6
Dispersión [°C]	46	50	37	45	34	63	40	59	68	76	123	94	92	110	61	66.9
Optimgeot	0.58	5.5	0.187	7.08	1.45	1.18	1.67	2.21	3.0269	51.39	12.18	11.13	9.38	13.46	4.26345	8.60171

ID	G195	G146	G96	G112	G56	G65	G132	G7	C5	C6	C7	C8	C10	C11	mediana	promedio
STWF optimizado [%]	0.002	0.001	0.001	0.011	0.018	0.178	0.053	0.149	0.156	0.152	0.143	0.147	0.147	0.149	0.145	0.093
C FACT optimizado	2.48	2.26	2.199	1.76	1.42	1.48	1.74	1.59	1.49	1.49	1.51	1.50	1.50	1.50	1.51	1.7
Trmed [°C]	<b>250</b>	<b>208</b>	207	<b>228</b>	<b>241</b>	<b>223</b>	<b>249</b>	<b>248</b>	<b>229</b>	<b>228</b>	<b>224</b>	<b>208</b>	<b>213</b>	<b>226</b>	<b>227</b>	227.3
Desviación estándar [°C]	27	32	32	28	20	15	20	18	25	25	32	30	30	28	<b>27.5</b>	25.9
Dispersión [°C]	96	114	96	101	72	41	73	57	83	84	108	92	91	87	89	85.4
Optimgeot	5.68	8.43	20.71	0.03	1.1	2.73	0.1698	1.99	6.31	6.135	10.12	8.7	8.938	10.29	6.2224	6.52374

ID	G195	G146	G96	G112	G56	G65	G132	G7	C5	C6	C7	C8	C10	C11	mediana	promedio
STWF optimizado [%]	0.001	0.040	0.021	0.013	0.001	0.013	0.064	0.117	0.210	0.240	0.066	0.215	0.208	0.125	0.065	0.095
C FACT optimizado	2.80	2.36	1.917	2.57	2.33	3.36	2.27	1.74	1.38	1.37	1.79	1.50	1.62	1.46	1.85	2.0
Trmed [°C]	<b>241</b>	<b>263</b>	253	<b>260</b>	<b>267</b>	<b>300</b>	<b>264</b>	<b>256</b>	<b>221</b>	<b>217</b>	<b>247</b>	<b>203</b>	<b>213</b>	<b>227</b>	<b>250</b>	245
Desviación estándar [°C]	24.92	11	12	12	18	17	14	21	25	13	12	15	16	28	<b>15.5</b>	17.1
Dispersión [°C]	89	35	36	43	44	49	44	73	82	40	40	44	43	87	44	53.5
Optimgeot	8.29	0.6689	0.177	0.5863	10.96	12.49	2.99	2.79	8.2953	10.8	1.185	4.4	8.869	11.09	6.345	5.97081

Iteraciones de subcuenca baja con valor de optimización inicial CFACT igual a 2.0 y análisis de sensibilidad STWF

ID	G195	G146	G96	G112	G56	G65	G132	G7	C5	C6	C7	C8	C10	C11	mediana	promedio
STWF optimizado [%]	0.006	0.014	0.021	0.011	0.085	0.015	0.068	0.159	0.074	0.001	0.004	0.050	0.001	0.027	0.018	0.038
C FACT optimizado	2.51	3.34	2.317	3.16	2.28	3.27	2.29	2.56	2.00	2.04	2.06	2.19	2.41	1.90	2.30	2.5
Trmed [°C]	<b>253</b>	<b>277</b>	275	<b>273</b>	<b>291</b>	<b>284</b>	<b>265</b>	<b>287</b>	<b>260</b>	<b>204</b>	<b>239</b>	<b>240</b>	<b>174</b>	<b>251</b>	<b>262.5</b>	<b>255.2</b>
Desviación estándar [°C]	15	11	24	12	16	18	14	18	26	33	21	33	27	20	19	20.6
Dispersión [°C]	45	35	85	36	49	52	44	55	87	98	77	112	79	68	61.5	65.9
Optimgeot	1.7	2.6889	3.983	1.7969	3.477	2.915	2.9563	8.544	0.0244	28.59	7.438	3.82	15.54	0.0361	3.21675	5.96525

ID	G195	G146	<b>G96</b>	G112	G56	G65	G132	G7	C5	C6	C7	C8	C10	C11	mediana	promedio
STWF optimizado [%]	0.041	0.040	0.076	0.003	0.091	0.007	0.083	0.137	0.034	0.021	0.026	0.016	0.059	0.001	0.037	0.045
C FACT optimizado	2.42	2.78	2.22	2.19	2.25	2.72	2.43	2.44	1.96	1.91	1.98	2.27	2.21	2.64	2.26	2.3
Trmed [°C]	<b>264</b>	<b>273</b>	<b>268</b>	<b>242</b>	<b>278</b>	<b>284</b>	<b>270</b>	<b>285</b>	<b>255</b>	<b>251</b>	<b>241</b>	<b>240</b>	<b>255</b>	<b>237</b>	<b>259.5</b>	<b>260.2</b>
Desviación estándar [°C]	8	14	10	14	17	23	13	19	14	13	12	19	16	24	14	15.4
Dispersión [°C]	22	43	33	45	51	74	38	60	50	39	39	62	45	75	45	48.3
Optimgeot	0.3416	0.196	0.1267	1.6778	8.85	2.006	1.771	9.086	1.392	1.824	0.769	0.366	1.324	10.94	1.5349	2.90505

ID	G195	G146	G96	G112	G56	G65	G132	G7	C5	C6	C7	C8	C10	C11	mediana	promedio
STWF optimizado [%]	0.039	0.034	0.072	0.029	0.081	0.005	0.115	0.169	0.012	0.021	0.019	0.011	0.027	0.008	0.028	0.046
C FACT optimizado	2.28	2.63	1.858	2.795	2.14	2.21	2.79	2.00	2.65	2.06	2.45	2.42	2.53	2.11	2.35	2.4
Trmed [°C]	<b>259</b>	<b>270</b>	256	272	<b>284</b>	<b>260</b>	<b>278</b>	<b>263</b>	<b>275</b>	<b>256</b>	<b>264</b>	<b>251</b>	<b>272</b>	<b>260</b>	<b>264</b>	<b>266</b>
Desviación estándar [°C]	7	8	10	19	19	24	11	20	21	19	16	14	13	19	17.5	15.7
Dispersión [°C]	19	22	36	64	56	85	28	72	60	70	45	45	42	58	50.5	50.1
Optimgeot	1.596	0.3002	2.027	1.05	1.61	1.431	0.9159	1.99	3.979	0.116	0.167	1.259	2.13	9.62	1.51345	2.0137

Iteraciones de subcuenca alta con valor de optimización inicial CFACT igual a 2.0 y análisis de sensibilidad STWF

ID	G227	G241	G224	G202	G319	G246	G181	G215	C1	C2	C3	C4	mediana	promedio
STWF optimizado [%]	0.007	0.058	0.161	0.034	0.001	0.081	0.074	0.058	0.045	0.001	0.001	0.001	0.040	0.044
C FACT optimizado	2.30	2.06	2.22	2.81	3.83	2.65	3.42	2.40	2.54	2.74	3.29	3.36	2.69	2.8
Trmed [°C]	<b>278</b>	<b>269</b>	<b>261</b>	<b>265</b>	<b>280</b>	<b>260</b>	<b>270</b>	<b>253</b>	<b>270</b>	<b>252</b>	<b>266</b>	<b>268</b>	<b>267</b>	<b>266.0</b>
Desviación estándar [°C]	18	19	15	15	18	16	14	25	29	25	18	17	18	19.1
Dispersión [°C]	49	58	45	48	54	45	44	87	102	70	42	40	48.5	57.0
optimgeot	3.1	2.81	0.547	1.7	8.48	0.97	1.72	0.9981	0.4849	11.57	11.85	13.47	2.265	4.8083333

ID	G227	G241	G224	<b>G202</b>	G319	<b>G246</b>	G181	G215	C1	C2	C3	C4	mediana	promedio
STWF optimizado [%]	0.093	0.140	0.159	0.025	0.044	0.131	0.086	0.039	0.089	0.001	0.002	0.011	0.065	0.068
C FACT optimizado	2.36	2.30	2.26	2.95	3.24	2.71	3.33	2.34	3.59	3.11	2.86	2.19	2.79	2.8
Trmed [°C]	<b>279</b>	<b>269</b>	<b>261</b>	<b>269</b>	<b>283</b>	<b>261</b>	<b>268</b>	<b>252</b>	<b>287</b>	<b>267</b>	<b>259</b>	<b>249</b>	<b>267.5</b>	<b>267.0</b>
Desviación estándar [°C]	19	19	14	14	24	16	15	25	17	19	22	17	18	18.4
Dispersión [°C]	56	55	43	42	78	46	49	87	56	53	59	55	55	56.6
optimgeot	4.74	1.79	1.5	1.12	6.4	0.6578	0.03	3.5	1.73	10.59	12.07	2.77	2.28	3.90815

ID	G227	G241	G224	G202	<b>G319</b>	G246	G181	G215	C1	C2	C3	C4	mediana	promedio
STWF optimizado [%]	0.193	0.064	0.208	0.009	0.058	0.072	0.098	0.152	0.122	0.001	0.001	0.188	0.085	0.097
C FACT optimizado	1.72	2.07	2.07	2.48	2.68	2.24	3.01	2.01	2.09	2.14	2.38	2.00	2.11	2.2
Trmed [°C]	<b>252</b>	<b>274</b>	<b>254</b>	<b>247</b>	<b>267</b>	<b>253</b>	<b>260</b>	<b>241</b>	<b>240</b>	<b>197</b>	<b>209</b>	<b>233</b>	<b>250</b>	<b>244</b>
Desviación estándar [°C]	29	20	17	20	15	18	17	24	25	35	35	24	22	23.3
Dispersión [°C]	101	58	57	70	47	60	62	88	89	109	99	85	77.5	77.1
optimgeot														

Iteraciones con valor de optimización inicial CFACT igual a 1.5 y STWF iterativo

ID	G227	G241	G224	G202	G319	G246	G181	G215	C1	C2	C3	C4	mediana	promedio
Subcuenca	alta	alta	alta	alta	alta	alta	alta	alta	alta	alta	alta	alta		
STWF optimizado [%]	0.01	0.010	0.177	0.133	0.140	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.160	0.116	0.010	0.071
C FACT optimizado	1.316	1.16	1.51	1.49	1.62	1.49	1.51	1.51	1.49	1.85	1.51	1.16	1.51	1.5
Trmed [°C]	<b>231</b>	<b>223</b>	<b>236</b>	<b>218</b>	<b>225</b>	<b>209</b>	<b>204</b>	<b>208</b>	<b>216</b>	<b>239</b>	<b>225</b>	<b>207</b>	<b>218</b>	<b>219</b>
Desviación estándar [°C]	20	19	22	8	30	7	8.00	11	32	24	29	32	22	20.2
Dispersión [°C]	63	58	55	18	80	19	23	34	91	69	85	105	58	57.9
Optimeot	6.38	6.17	0.65	2.82	0.91	0.04	0.36	5.9	1.07	1.6	18.69	28	1.6	6.01909091

ID	G195	G146	G96	G112	G56	G65	G132	G7	C5	C6	C7	C8	C10	C11	mediana	promedio
Subcuenca	baja	baja	baja	baja	baja	baja	baja	baja	baja	baja	baja	baja	baja	baja		
STWF optimizado [%]	0.010	0.010	0.010	0.010	0.260	0.214	0.010	0.220	0.214	0.250	0.200	0.010	0.200	0.189	0.195	0.129
C FACT optimizado	1.62	1.52	1.514	2.65	1.51	1.50	1.49	1.51	1.65	2.15	1.58	2.69	1.81	1.43	1.55	1.8
Trmed [°C]	<b>219</b>	<b>214</b>	<b>226</b>	<b>268</b>	<b>244</b>	<b>224</b>	<b>222</b>	<b>248</b>	<b>237</b>	<b>251</b>	<b>228</b>	<b>257</b>	<b>228</b>	<b>224</b>	<b>228</b>	235.0
Desviación estándar [°C]	7	7	8	14	8	39	8	14	8	8	4	8	8	8	8	10.6
Dispersión [°C]	23	23	21	42	20	151	21	38	20	17	9	19	18	20	20.5	31.6
Optimeot	2.38	3.04	0.433	1.2	2.8	29	0.67	0.19	2.85	1.94	1.6	0.026	3.99	4.31	2.16	3.88778571

Iteraciones con valor de optimización inicial CFACT igual a 2.0 y STWF iterativo

ID	Subcuenca	STWF optimizado [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]	optimgeot
<b>G227</b>	alta	0.010	1.89	<b>267</b>	20	61	1.47
G241	alta	0.010	1.98	<b>271</b>	20	57	3.31
G224	alta	0.250	1.99	<b>247</b>	16	47	1.95
G202	alta	0.010	2.03	<b>233</b>	6	29	1.03
G319	alta	0.010	2.00	<b>237</b>	13	39	5.29
G246	alta	0.010	2.00	<b>232</b>	9	28	2.65
G181	alta	0.010	1.99	<b>224</b>	11.00	33	0.59
G215	alta	0.180	2.00	<b>240</b>	15	40	2.7
C1	alta	0.010	1.99	<b>243</b>	6	13	0.13
C2	alta	0.185	2.00	<b>240</b>	6	14	0.23
C3	alta	0.194	2.09	<b>250</b>	36	127	33.5
C4	alta	0.185	1.99	<b>247</b>	35	115	44
<b>mediana</b>		0.010	2.00	<b>241.5</b>	14	39.5	2.3
<b>promedio</b>		0.089	2.0	<b>244.3</b>	16.1	50.3	8.07083333

ID	Subcuenca	STWF optimizado [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]	Optimgeot
G195	baja	0.010	2.10	<b>244</b>	8	25	1.55
G146	baja	0.010	2.08	<b>244</b>	8	25	0.13
G96	baja	0.010	1.99	257	19	58	3.61
G112	baja	0.220	2.13	<b>239</b>	4	9	1.71
G56	baja	0.350	4.08	<b>300</b>	6.7	15	66.66
G65	baja	25.900	2.39	<b>257</b>	7	15	1.36
G132	baja	0.305	2.95	<b>268</b>	8	17	1.19
G7	baja	0.277	2.00	<b>257</b>	18	49	0.69
C5	baja	0.240	2.00	<b>248</b>	3	8	0.95
C6	baja	0.240	2.00	<b>246</b>	3	7	1.8
C7	baja	0.010	2.00	<b>243</b>	8	25	0.46
C8	baja	0.210	1.99	<b>229</b>	7	18	2.13
C10	baja	0.223	2.00	<b>233</b>	8	19	3.23
C11	baja	0.010	2.00	<b>255</b>	20	60	2.2
<b>mediana</b>		0.222	2.00	<b>247</b>	<b>8</b>	18.5	1.63
<b>promedio</b>		2.001	2.3	251.4	9.1	25.0	6.26214286

Iteraciones con valor de optimización inicial CFACT igual a 1.5 y análisis sensibilidad STWF

ID	subcuenca	STWF optimizado [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]	Optimgeot
ET01	alta	15	2.00	<b>254</b>	27	88	9.2
	<b>mediana</b>	15	2.00	<b>254</b>	27	88	9.2
	<b>promedio</b>	15	2.0	<b>254</b>	27	88	9

ID	subcuenca	STWF optimizado [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]	Optimgeot
<b>ET01</b>	alta	10	1.50	<b>233</b>	14	36	2.7
	<b>mediana</b>	10	1.50	<b>233</b>	14	36	2.7
	<b>promedio</b>	10	1.5	<b>233</b>	14.0	36	2.7

Iteraciones con valor de optimización inicial CFACT igual a 2.0 y análisis sensibilidad STWF

ID	subcuenca	STWF optimizado [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]	optimgeot
ET02	baja	15	2.00	<b>260</b>	29	96	0.75
ET03	baja	15	2.00	<b>267</b>	31	112	5.4
ET04	baja	15	2.00	<b>263</b>	16	60	0.005
ET05	baja	15	2.00	<b>260</b>	16	60	2.2
	<b>mediana</b>	15	2	262	23	78	1
	<b>promedio</b>	15	2	263	23	82	2

ID	subcuenca	STWF optimizado [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]	optimgeot
ET02	baja	10	2.00	<b>264</b>	44	140	6.7
ET03	baja	10	2.00	<b>268</b>	16	56	0.97
ET04	baja	10	2.00	<b>263</b>	13	44	8.1
ET05	baja	10	2.00	<b>263</b>	14	48	8.1
	<b>mediana</b>	10	2	264	15	52	7
	<b>promedio</b>	10	2	265	22	72	6



4. Simulaciones con asociación mineral silícea de Palmer et al. (2014).

Iteraciones con valor de optimización inicial STWF 0.15 y análisis sensibilidad CFACT

*Subcuenca Baja*

ID	STWF [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]
<b>TA2</b>	15.0	2.00	<b>252</b>	15	44
<b>TA3</b>	10.0	2.00	<b>268</b>	16	56
<b>TA4</b>	10.0	2.00	<b>264</b>	10	32
<b>TA5</b>	10.0	2.00	<b>262</b>	10	32
G195	21.8	1.92	<b>234</b>	14	
G146	21.8	2.51	<b>259</b>	15	
G96	21.8	1.86	<b>249</b>	7	
G112	21.8	2.28	<b>238</b>	7	
G56	21.8	1.25	<b>260</b>	11	
G65	21.8	1.79	<b>256</b>	7	
G132	21.8	1.81	<b>256</b>	7	
G7	21.8	1.44	<b>256</b>	11	
C5	21.8	1.29	<b>242</b>	11	36
C6	21.8	1.36	<b>244</b>	12	39
C7	21.8	1.57	<b>244</b>	12	42
C8	21.8	1.71	<b>238</b>	13	44
C10	21.8	1.92	<b>248</b>	13	44
C11	21.8	1.58	<b>244</b>	11	38
<b>mediana</b>	<b>21.8</b>	<b>1.75</b>	<b>246</b>	<b>11</b>	<b>40.5</b>

*Subcuenca Alta*

ID	STWF [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]
<b>TA1</b>	10.0	1.50	236	12	40
G227	25.0	1.12	<b>240</b>	9	29
G241	25.0	1.64	<b>258</b>	15	24
G224	25.0	1.94	<b>253</b>	9	30
G202	25.0	2.18	<b>259</b>	10	42
G319	25.0	2.10	<b>275</b>	12	41
G246	25.0	2.18	<b>241</b>	11	35
G181	25.0	2.69	<b>252</b>	6	44
G215	25.0	2.41	<b>238</b>	7	37
C1	14.0	2.00	<b>248</b>	13	37
C2		1.94	<b>243</b>	12	36
C3	25.0	1.99	<b>244</b>	13	35
C4	25.0	1.93	<b>239</b>	13	36
<b>mediana</b>	<b>25</b>	<b>2.00</b>	<b>248</b>	<b>12</b>	<b>36</b>

*Subcuenca Baja*

ID	STWF [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]
G195	0.03	2.59	<b>267</b>	12	38
G146	0.02	2.37	<b>260</b>	10	34
G96	0.11	2.03	<b>249</b>	11	35
G112	0.02	2.20	<b>252</b>	12	45
G56	0.28	1.81	<b>258</b>	9	31
G65	0.01	2.09	<b>257</b>	16	55
G132	0.06	2.03	<b>259</b>	7	19
G7	23.20	1.79	<b>256</b>	7	20
C5	22.80	1.90	<b>242</b>	11	31
C6	16.30	1.90	<b>246</b>	12	34
C7	17.70	2.18	<b>248</b>	12	39
C8	0.07	2.24	<b>244</b>	13	46
C10	0.03	2.26	<b>255</b>	12	44
C11	0.15	2.28	<b>259</b>	11	36
<b>mediana</b>	<b>0.1</b>	<b>2.14</b>	<b>255.5</b>	<b>11.5</b>	<b>35.5</b>

*Subcuenca Alta*

ID	STWF [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]
G227	0.2	1.64	<b>251</b>	8	28
G241	0.0	1.49	<b>252</b>	11	36
G224	0.1	1.69	<b>256</b>	10	31
G202	0.0	2.44	<b>256</b>	11	37
G319	0.1	2.22	<b>252</b>	8	23
G246	0.1	2.27	<b>252</b>	9	29
G181	0.1	2.13	<b>243</b>	6	16
G215	0.2	2.05	<b>245</b>	7	19
C1	0.0	2.43	<b>246</b>	17	46
C2	0.0	2.30	<b>240</b>	19	48
C3	0.0	2.60	<b>265</b>	13	38
C4	0.0	1.85	<b>239</b>	11	32
<b>mediana</b>	<b>0.049</b>	<b>2.22</b>	<b>252</b>	<b>11</b>	<b>32</b>

5. Simulaciones con asociación mineral calco-alkalina de Palmer et al. (2014).

Iteraciones con valor de optimización inicial STWF 0.15 y análisis sensibilidad CFACT

*Subcuenca Baja*

ID	STWF [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]
TA2	10.0	1.50	236	16	48
TA3	10.0	1.50	241	18	48
TA4	10.0	1.50	238	24	88
TA5	10.0	1.50	237	24	88
G195	21.8	2.61	<b>267</b>	18	60
G146	21.8	2.86	<b>184</b>	21	60
G96	21.8	2.25	<b>266</b>	30	85
G112	21.8	2.09	<b>252</b>	25	82
G56	21.8	1.72	<b>264</b>	12	35
G65	21.8	2.56	<b>247</b>	10	33
G132	21.8	1.87	<b>251</b>	7	31
G7	21.8	1.61	<b>257</b>	13	36
C5	21.8	1.01	<b>233</b>	25	49
C6	21.8	1.38	<b>251</b>	25	41
C7	21.8	1.18	<b>244</b>	27	50
C8	21.8	1.56	<b>230</b>	19	43
C10	21.8	1.50	<b>234</b>	20	58
C11	21.8	1.43	<b>244</b>	27	62
<b>mediana</b>	21.8	1.67	<b>249</b>	<b>20.5</b>	<b>49.5</b>

*Subcuenca Alta*

ID	STWF [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]
TA1	10.0	1.50	233	13	36
G227	25.0	1.81	<b>256</b>	21	35
G241	25.0	1.61	<b>247</b>	19	41
G224	25.0	2.03	<b>244</b>	15	35
G202	25.0	3.07	<b>247</b>	22	49
G319	25.0	2.77	<b>262</b>	13	29
G246	25.0	2.27	<b>275</b>	25	40
G181	25.0	3.82	<b>261</b>	28	55
G215	25.0	3.03	<b>243</b>	17	39
C1	25.0	2.51	<b>257</b>	11	22
C2	25.0	2.69	<b>236</b>	24	45
C3	25.0	2.09	<b>264</b>	23	58
C4	25.0	2.04	<b>244</b>	23	57
<b>mediana</b>	25	2.51	<b>247</b>	<b>22</b>	<b>41</b>

*Subcuenca Baja*

ID	STWF [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]
TA2	15.0	2.00	260	18	52
TA3	10.0	2.00	268	16	56
TA4	10.0	2.00	263	17	56
TA5	10.0	2.00	263	18	60
G195	0.02	2.39	<b>258</b>	15	45
G146	0.02	2.48	<b>268</b>	14	45
G96	0.07	2	<b>260</b>	11	35
G112	0.16	2.05	<b>237</b>	17	45
G56	0.06	2.04	<b>281</b>	19	60
G65	0.01	2.03	<b>241</b>	11	39
G132	0.13	2.07	<b>255</b>	10	33
G7	0.05	2.15	<b>275</b>	18	58
C5	0.11	2.00	<b>253</b>	25	82
C6	0.10	2.00	<b>253</b>	25	83
C7	0.11	1.98	<b>243</b>	27	90
C8	0.08	2.00	<b>235</b>	19	55
C10	0.07	2.10	<b>250</b>	18	50
C11	0.09	1.93	<b>258</b>	14	48
<b>mediana</b>	0.1	2.04	<b>254</b>	<b>17.5</b>	<b>49</b>

*Subcuenca Alta*

ID	STWF [%]	C FACT optimizado	Trmed [°C]	Desviación estándar [°C]	Dispersión [°C]
G227	0.06	2	<b>276</b>	21	70
G241	0.11	2.00	<b>271</b>	20	67
G224	0.06	1.90	<b>263</b>	23	81
G202	0.04	2.40	<b>254</b>	15	52
G319	0.08	2.30	<b>252</b>	12	38
G246	0.05	2.26	<b>256</b>	13	35
G181	0.12	2.00	<b>239</b>	16	56
G215	0.13	1.97	<b>237</b>	13	38
C1	0.07	2.06	<b>247</b>	11	36
C2	0.08	2.20	<b>254</b>	13	44
C3	0.08	2.14	<b>250</b>	19	71
C4	0.14	2.09	<b>243</b>	22	65
<b>mediana</b>	0.083	2.09	<b>252</b>	<b>15</b>	<b>52</b>

6. Minerales considerados por el software para cada muestra.

Grupo mineral de Browne (1978)

Mineralogía utilizada para fluidos de la cuenca baja

Mx/sample	G195	G146	G112	G56	G65	G132	G96	G7	C5	C6	C7	C8	C10	C11
quartz	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
albit-lo	*	*	*		*			*	*	*	*	*	*	*
albit-hi	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Na	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Ca	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-K	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Mg	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
laumonti									*	*	*	*	*	*
kaolinita	*	*	*	*		*	*	*						
celadonita	*	*		*		*		*						
crisoba				*	*	*								*
clorita			*		*				*	*	*	*	*	
hematita							*							

Mineralogía utilizada para fluidos de la cuenca alta

Mx/sample	G227	G241	G224	G202	G319	G246	G181	G215	C1	C2	C3	C4
quartz	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
albit-lo			*	*	*	*	*	*			*	*
albit-hi	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Na	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Ca	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-K	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Mg	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
laumonti											*	
kaolinita	*	*	*		*	*	*	*	*	*		
celadonita	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*
crisoba	*	*		*					*	*	*	*

Grupo mineral Silíceo de Palmer et al.  
(2014)

Mineralogía utilizada para fluidos de la subcuenca baja

Mx/sample	G195	G146	G112	G56	G65	G132	G96	G7	C5	C6	C7	C8	C10	C11
quartz	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
albit-lo	*	*				*	*	*			*	*	*	*
albit-hi	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Na	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Ca	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-K	*	*	*	*	*		*		*	*	*	*	*	*
montm-Mg	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
wairakita														
prehnita			*	*	*									
caolinita	*	*	*				*		*	*	*	*	*	*
epidota	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
crystalita				*		*			*	*				
laumontita														
actinolita			*											
hematita			*											
muscovita				*				*						
goethita				*	*									

Mineralogía utilizada para fluidos de la subcuenca alta

Mx/sample	G227	G241	G224	G202	G319	G246	G181	G215	C1	C2	C3	C4
quartz	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
albit-lo	*	*	*			*	*	*				
albit-hi	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Na	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Ca	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-K	*		*	*	*	*	*		*	*	*	*
montm-Mg	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
wairakita											*	*
prehnita												
caolinita				*	*				*	*	*	*
epidota	*	*	*	*	*				*			
crystalita												
laumontita									*	*	*	*
muscovita		*						*				
sanidina	*	*	*	*	*	*	*	*		*		

Grupo mineral Calco-alcálico de Palmer et al. (2014)

Mineralogía utilizada para fluidos de la subcuenca baja

Mx/sample	G195	G146	G112	G56	G65	G132	G96	G7	C5	C6	C7	C8	C10	C11
quartz	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
albit-lo	*	*				*	*	*			*	*	*	*
albit-hi	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Na	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Ca	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-K	*	*	*	*	*		*		*	*	*	*	*	*
montm-Mg	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
wairakita														
prehnita			*	*	*									
caolinita	*	*	*				*		*	*	*	*	*	*
epidota	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
crystalita				*		*			*	*				
laumontita														
actinolita			*											
hematita			*											
muscovita				*				*						
goethita				*	*									



Mineralogía utilizada para fluidos de la subcuenca alta

Mx/sample	G227	G241	G224	G202	G319	G246	G181	G215	C1	C2	C3	C4
quartz	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
albit-lo					*	*	*	*				
albit-hi			*	*	*	*	*	*	*	*		
montm-Na	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Ca			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-K	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
montm-Mg			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
wairakita	*	*										
prehnita	*	*	*	*					*	*	*	*
caolinita		*		*	*	*	*	*	*	*	*	*
epidota	*	*	*	*	*	*			*			
crystalita	*	*	*				*	*			*	*
laumontita	*	*								*	*	*
goethita	*	*										