



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



**“CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS AGUAS
GEOTERMALES DE EL TATIO: IMPLICANCIAS EN EL ORIGEN DEL
LITIO, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE”**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Bernardo Darío Lagos Vivanco

Profesora Patrocinante: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

Profesores Comisión: Dra. Ursula Elisabeth Dorothea Kelm

Msc. Liubow González Martínez

Concepción, 2019



Universitarios, arriba, arriba de pie.....

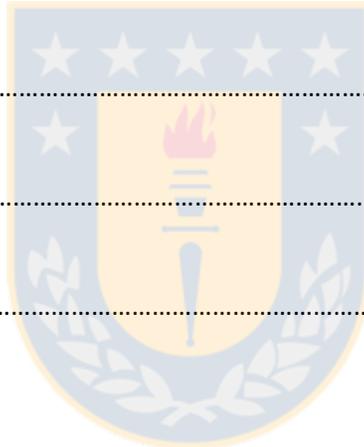
ÍNDICE

Página

Resumen	
1. Introducción	1
1.1. Formulación del Problema	3
1.2. Objetivos	4
1.2.1. Objetivo general	4
1.2.2. Objetivos específicos	4
1.3. Área de Estudio	5
1.3.1. Ubicación y accesos	5
1.3.2. Clima	6
1.4. Metodología General de Trabajo	6
1.5. Trabajos Anteriores en la Zona	7
1.6. Agradecimientos	9
2. Marco Geológico y Tectónico	10
2.1. Marco Geológico Regional	10
2.2. Marco Geológico Local	12
2.2.1. Generalidades	12
2.2.2. Basamento	14
2.2.2.1. Formación Lomas Negras (Cretácico Superior)	14
2.2.2.2. Formación San Pedro (Oligoceno-Mioceno inferior)	14
2.2.3. Cobertura	15
2.2.3.1. Ignimbrita Río Salado (Mioceno superior)	15
2.2.3.2. Ignimbrita Sifón (Mioceno superior)	16
2.2.3.3. Ignimbrita Puripicar (Plioceno inferior)	16
2.2.3.4. Ignimbrita Tatio (Pleistoceno inferior)	17

2.2.3.5. Depósitos no consolidados (Holoceno)	18
2.2.4. Volcanes	18
2.2.4.1. Conjunto de Volcanes I (Mioceno inferior-superior)	18
2.2.4.2. Conjunto de Volcanes II (Plioceno-Pleistoceno)	19
2.2.4.3. Conjunto de Volcanes III (Pleistoceno-Holoceno)	20
2.2.5. Estructuras	20
2.2.6. Actividad Hidrotermal	21
3. Metodología	23
3.1. Parámetros Físicoquímicos	24
3.2. Hidrogeoquímica	25
3.3. Isótopos Estables	26
3.3.1. Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno	26
3.3.2. Isótopos estables de litio y boro	27
3.3.2.1. Isótopos de litio ($\delta^7\text{Li}$)	27
3.3.2.2. Isótopos de boro ($\delta^{11}\text{B}$)	29
4. Resultados	32
4.1. Descripción General de los Puntos Muestreados	32
4.2. Parámetros Físicoquímicos	33
4.3. Hidrogeoquímica de El Tatio	34
4.3.1. Elementos mayores	34
4.3.1.1. Diagrama Piper	35
4.3.1.2. Diagrama Schoeller	36
4.3.1.3. Gráficos binarios	37
4.3.2. Elementos menores y trazas	39
4.3.2.1. Gráficos binarios	40
4.3.3. Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno	41
4.4. Isótopos estables de Litio y Boro en el Salar de Atacama	43

4.4.1. Litio	45
4.4.2. Boro	47
5. Discusiones	49
5.1. Zona de El Tatio	49
5.1.1. Distinciones fisicoquímicas	49
5.1.2. Procesos hidrogeoquímicos en las aguas de El Tatio	50
5.1.3. Señal isotópica de agua impuesta por procesos fisicoquímicos	61
5.2. Zona del Salar de Atacama	66
5.2.1. Comportamiento del litio ($\delta^7\text{Li}$)	66
5.2.2. Comportamiento del boro ($\delta^{11}\text{B}$)	70
6. Conclusiones	73
7. Referencias	76
Anexos	84



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación de las zonas con actividad geotermal en Chile	2
1. 2. Fotografía de la zona de estudio (campo geotermal El Tatio)	2
1. 3. Mapa de ubicación de la zona de estudio (campo geotermal El Tatio) ...	5
2. 1. Mapa de morfoestructuras y del relieve de la Zona Volcánica Centro	11
2. 2. Mapa geológico de la zona de estudio (campo geotermal)	13

2. 3.	Perfiles esquemáticos este-oeste de la cuenca de El Tatio	22
3. 1.	Imágenes de obtención de las muestras de agua	24
3. 2.	Medición de parámetros fisicoquímicos de agua subterránea	25
3. 3.	Composición isotópica de litio ($\delta^7\text{Li}$) de varios reservorios	28
3. 4.	Composición isotópica de boro ($\delta^{11}\text{B}$) de varios reservorios	30
4. 1.	Mapa de ubicación de las aguas obtenidas en la zona de El Tatio	32
4. 2.	Puntos muestreados	33
4. 3.	Diagrama Piper	36
4. 4.	Diagrama Schoeller	36
4. 5.	Gráficos Cl^- vs HCO_3^- ; y Cl^- vs SO_4^{2-}	37
4. 6.	Gráficos Cl^- vs álcalis (Na^++K^+); y Cl^- vs Mg^{2+}	38
4. 7.	Gráficos de barras $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$; y Na^+/K^+	39
4. 8.	Gráficos Cl^- vs B; y Cl^- vs Li^+	40
4. 9.	Gráficos de barras. Cl^-/Br^- ; y Cl^-/As	41
4.10.	Relación $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas obtenidas en la zona de El Tatio	42
4.11.	Mapa de ubicación de las muestras de agua en el salar de Atacama	43
4.12.	Gráfico $\delta^7\text{Li}$ vs UTM	46
4.13.	Gráfico Li (ppm) vs $\delta^7\text{Li}$	46
4.14.	Gráfico que representa las concentraciones químicas de boro y $\delta^{11}\text{B}$	47
5. 1.	Mapa de isolíneas, representación de los contenidos de Cl^-	51
5. 2.	Gráfico de barras de la suma de cationes $\text{Na}^++\text{K}^++\text{Ca}^{2+}$ de las aguas geotermales	52
5. 3.	Gráfico Cl^- vs Na^+/K^+	53
5. 4.	Mapa de isolíneas, distribución de los contenidos de HCO_3^-	55

5. 5.	Gráfico Cl ⁻ vs Mg ²⁺	56
5. 6.	Mapa de puntos ponderados para el ion litio	58
5. 7.	Gráfico de barras de la razón B/Li	60
5. 8.	Gráfico de barras de la razón Cs/Rb	61
5. 9.	Gráficos de isótopos de agua vs cloruro	62
5.10.	Gráfico de δ ¹⁸ O vs δ ² H	64
5.11.	Mapa de puntos ponderados de δ ⁷ Li en la zona del salar de Atacama ...	67
5.12.	Mapa de puntos ponderados de δ ¹¹ B en la zona del salar de Atacama ..	71



Tabla		Página
4.1.	Parámetros fisicoquímicos de las aguas recolectadas	34
4.2.	Composición química de elementos mayores	35
4.3.	Composición química de elementos menores y trazas	39
4.4.	Valores de δ ¹⁸ O y δ ² H de las muestras de agua	42
4.5.	Valores de δ ¹¹ B y δ ⁷ Li de las aguas en la zona del salar de Atacama	44

Resumen

El campo geotermal El Tatio, localizado en el altiplano del norte de Chile, es considerado como el más alto del mundo y el más grande del hemisferio sur. Si bien, hay numerosas investigaciones sobre la geoquímica del campo geotermal, no hay estudios que asocien el comportamiento isotópico del litio en este ambiente con las altas concentraciones presentes en la zona. Por lo tanto, además de estudiar las características geoquímicas de las aguas de El Tatio, este trabajo se enfoca en comprender los factores que controlan el comportamiento isotópico del litio, y establecer la relación de estos fluidos y el Li presente en el salar de Atacama. La zona de estudio se enmarca dentro de una cuenca volcano-tectónica compuesta principalmente por potentes capas de ignimbritas asociadas a 2 eventos volcánicos importantes: un vulcanismo del Mioceno y otro del Plioceno-Cuaternario. Además, se le asocia un sistema de falla de carácter normal que restringen el campo geotermal en el sector oeste, el cual provoca una subsidencia continua del graben. El reservorio principal del sistema hidrotermal se localiza principalmente en las rocas volcánicas dacíticas de la Ignimbrita Puripicar, la cual alcanza su potencia máxima dentro de la cuenca. Los fluidos geotermales son de carácter neutro y presentan grandes concentraciones de Cl, Na, K, Ca, Si, Li, B, As, y contenidos bajos en Mg y HCO_3 . Por lo tanto, se clasifican químicamente como aguas cloruradas sódicas. En relación a los contenidos químicos, se observa que estas aguas se ven afectadas por diferentes procesos fisicoquímicos, tales como: disolución (lixiviación), intercambio iónico, precipitación y alteración de minerales, dilución (mezcla) y ebullición. Sin embargo, la proporción existente de las concentraciones químicas indican que tales procesos afectan en diferentes grados a las aguas geotermales. De esta forma, los fluidos geotermales fueron clasificados por sector: i) norte, se evidencian grandes procesos de lixiviación, ascenso rápido y directo, y ebullición; ii) sur, hay precipitación importante de minerales de arcilla (ej. hectorita) debido a un ascenso lento e indirecto; y iii) oeste, se evidencian procesos de dilución y de absorción de gases en aguas poco oxidantes. Por otro lado, los isótopos de agua sugieren un origen a partir de un miembro meteórico y otro magmático, además de importantes reacciones de intercambio de oxígeno con la roca caja. Los bajos valores isotópicos de litio ($\delta^7\text{Li}$) reflejan la signatura isotópica de la roca caja lixiviada, debido a que el fraccionamiento isotópico es insignificante en los ambientes hidrotermales. El salar de Atacama muestra valores isotópicos de litio altos en relación a los valores presentes en los fluidos geotermales. Sin embargo, se condicen más con los valores obtenidos de las aguas salinas ubicadas al este del mismo salar. Por lo tanto, considerando que las recargas hídricas del salar de Atacama se localizan principalmente en el sector norte y este, las aguas salinas son el principal *input* de los contenidos de litio dentro del salar. Cabe señalar que las especies minerales dentro del salar también controlan los contenidos isotópicos de litio, y que la migración del flujo hacia el sur (parte norte y centro del salar) puede producir un enriquecimiento en isótopos pesados. Los datos de $\delta^{11}\text{B}$ revelan las diferentes fases mineralógicas que pueden albergar estos isótopos, así en el sector norte y centro predomina la existencia de minerales evaporíticos con estructuras trigonales, mientras que minerales con coordinación tetraedral precipitan en menor grado dentro del salar de Atacama.

1. Introducción

El contexto geológico andino está caracterizado por una importante actividad magmática a lo largo de la cordillera de los Andes, con 90 volcanes activos ubicados dentro de la cadena montañosa. En sistemas volcánicos, la combinación de ciertos factores geológicos puede dar como resultado la formación de fenómenos excepcionales, como son los campos geotermales. Según Facca y Tonani (1965), un campo geotermal es un área donde se produce vapor y/o agua a altas temperaturas, debido a una trampa geológica en la cual existen corrientes de convección que se generan dentro de acuíferos de alta permeabilidad, calentados por una fuente magmática profunda pero cercana. Esto puede provocar la formación de géiseres, fumarolas y piscinas termales.

Para Bryan (2008) la formación de géiseres se debe a la combinación de 3 factores: una abundante recarga de agua; una intensa y continua fuente de calor; y un particular sistema de cañerías subterráneo (*plumbing-system*). Tanto la recarga como la fuente calórica son bastantes comunes en las regiones volcánicas, sin embargo, la particularidad del *plumbing-system* es el aspecto crítico para formar descargas intermitentes de agua, pues es el sistema encargado de provocar la migración de las aguas geotermales hasta la superficie.

En Chile existen más de 300 áreas con actividad geotermal, extendiéndose en dos segmentos (Figura 1.1): en el extremo norte (17°-28° S) y en el centro-sur (33°-46° S) del territorio chileno (Lahsen y otros, 2010). Por consiguiente, diversas instituciones privadas y estatales han enfocado sus investigaciones y estudios en estos campos, debido a que representan un gran potencial de energía geotérmica, capaz de reemplazar y/o satisfacer la alta demanda energética del país, principalmente relacionado al aumento progresivo del consumo energético de la industria minera. Se estima que el potencial energético a través de las fuentes asociadas a sistemas geotermales, puede alcanzar los 16.000 megawatts (MW) durante un periodo de al menos 50 años, basados en sistemas donde las temperaturas de los fluidos alcanzan los 150 °C (Lahsen y otros, 2010).

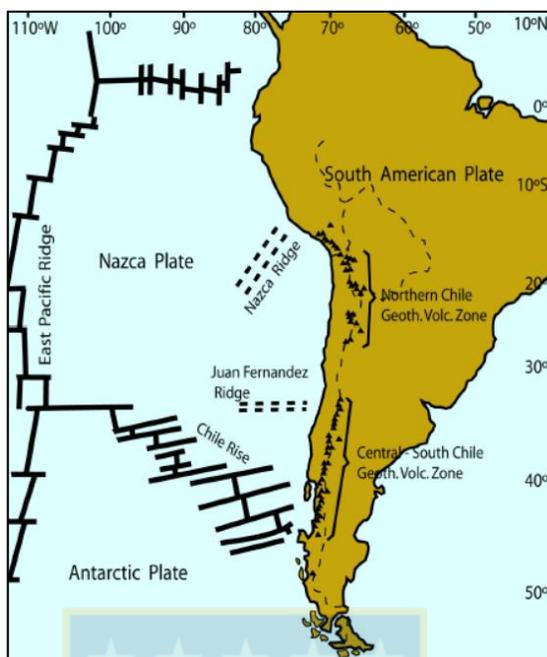


Figura 1.1: Mapa de ubicación de las zonas con actividad geotermal en Chile (Lahsen y otros, 2010).

El campo geotermal El Tatio se localiza dentro del altiplano en el norte de Chile (Figura 1.2), a una altitud sobre los 4.200 m s.n.m., característica que lo posiciona como el más alto del mundo. Con más de 100 manifestaciones termales y 80 de ellas descritas como géiseres activos, es considerado el más grande del hemisferio sur y el tercero a nivel mundial, antecedido por el Parque Nacional Yellowstone en Wyoming, EEUU y Dolina Geiserov en la península de Kamchatka, Rusia (Glennon y Pfaff, 2003).



Figura 1.2: Fotografía de la zona de estudio (campo geotermal El Tatio). Imagen extraída de www.shutterstock.com.

Debido al posicionamiento geográfico y a su particular geología, El Tatio también es considerado como un lugar propicio para el desarrollo de investigaciones científicas, sean geológicas: geoquímica, geotérmica, entre otras (Giggenbach, 1978; Lahsen y otros, 2010) como biológicas: actividad microbiana (Engel y otros, 2013). Contribuyendo con información relevante al área de investigación de las ciencias geológicas y biológicas.

Durante las últimas décadas, numerosos científicos han puesto gran interés en el estudio de las aguas geotermales de El Tatio, debido a que exhiben una geoquímica sumamente característica, mostrando importantes concentraciones de sílice, cloro, sodio y potasio, y cantidades significativas de litio (Cusicanqui y otros, 1975; Lahsen, 1976; Cortecci y otros, 2005), arsénico (Alsina y otros, 2013), antimonio (Landrum y otros, 2009), boro (Nicolau y otros, 2014) y sulfato (Giggenbach, 1978).

1.1. Formulación del Problema

Los estudios geoquímicos relacionados a El Tatio, se han enfocado mayoritariamente al análisis químico e isotópico de los fluidos y/o gases emanados, cuyo objetivo es entender la naturaleza y origen de las aguas dentro del sistema hidrotermal (Giggenbach, 1978; Cortecci y otros, 2005; Martínez y otros, 2006; Aguilera, 2008; Risacher y otros, 2011). Otros autores investigan la existencia de actividad microbiana (Phoenix y otros, 2006; Dunckel y otros, 2009) y la formación de sínter silíceos dentro del campo geotermal (Fernández-Turiel y otros, 2005; Nicolau y otros, 2014). Sin embargo, no existen investigaciones relacionadas al comportamiento del litio dentro del sistema geotermal. Considerando la gran anomalía de litio en esta zona (ej. salar de Atacama), es importante evaluar las potenciales fuentes de este elemento, siendo los fluidos geotermales un reservorio que permitiría identificar fuentes profundas asociadas a sistemas magmáticos-hidrotermales.

En consideración a lo anterior, esta memoria intenta comprender los diferentes factores y procesos que gobiernan el origen y evolución (transporte y precipitación) de los elementos químicos presentes en las aguas geotermales de El Tatio, refiriéndose específicamente al litio, así

como también, relacionar el aporte de los fluidos geotermales de El Tatio hacia el salar de Atacama.

El descubrimiento y comprensión de las características del litio en la zona de El Tatio, puede llegar a ser fundamental a la hora de realizar futuras investigaciones, tanto en la zona de estudio como en ambientes geológicos similares, considerando la importancia económica que presenta el litio en la actualidad.

Para finalizar, se señala que la formulación de la problemática se enmarca dentro del proyecto FONDECYT de Iniciación 2016 número 11160325, investigadora responsable Dra. Fernanda Álvarez Amado. Y que los análisis químicos e isotópicos se realizaron en los laboratorios: Activation Laboratories Ltd. (Actlabs.), Ontario, Canadá; Laboratorio de Geoquímica de Fluidos, Universidad de Chile, Santiago, Chile; Laboratorio de Bioquímica Isotópica, Universidad de Concepción, Concepción, Chile; y laboratorios del Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Rutgers, Nueva Jersey, EEUU.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

El objetivo general de esta investigación es comprender el mecanismo de origen y los procesos evolutivos que afectan a los fluidos geotermales de El Tatio, y establecer la relación entre éstos y el Li presente en el salar de Atacama.

1.2.2. Objetivos específicos

- Caracterizar geoquímicamente las diversas manifestaciones termales de El Tatio.
- Determinar la fuente de litio en las aguas geotermales de El Tatio.
- Establecer el aporte meteórico en base a isótopos de ^{18}O y ^2H
- Comparar isotópicamente (litio y boro) las aguas geotermales de El Tatio con lagunas salinas y aguas subterráneas cercanas al campo geotermal (salar de Atacama).

1.3. Área de Estudio

1.3.1. Ubicación y accesos

Los géiseres de El Tatio se ubican en el altiplano a una altitud de 4.270 m s.n.m., cuya actividad termal se extiende por un área de 10 km². Se localizan a una distancia de 95 km al este de la ciudad de Calama, en la provincia del Loa, Región de Antofagasta, norte de Chile. La zona de estudio se enmarca en el cuadrángulo que abarca entre los 22°19'30"-22°21'14" S y 67°59'37"-68°1'55" W, mostrado en la Figura 1.3.

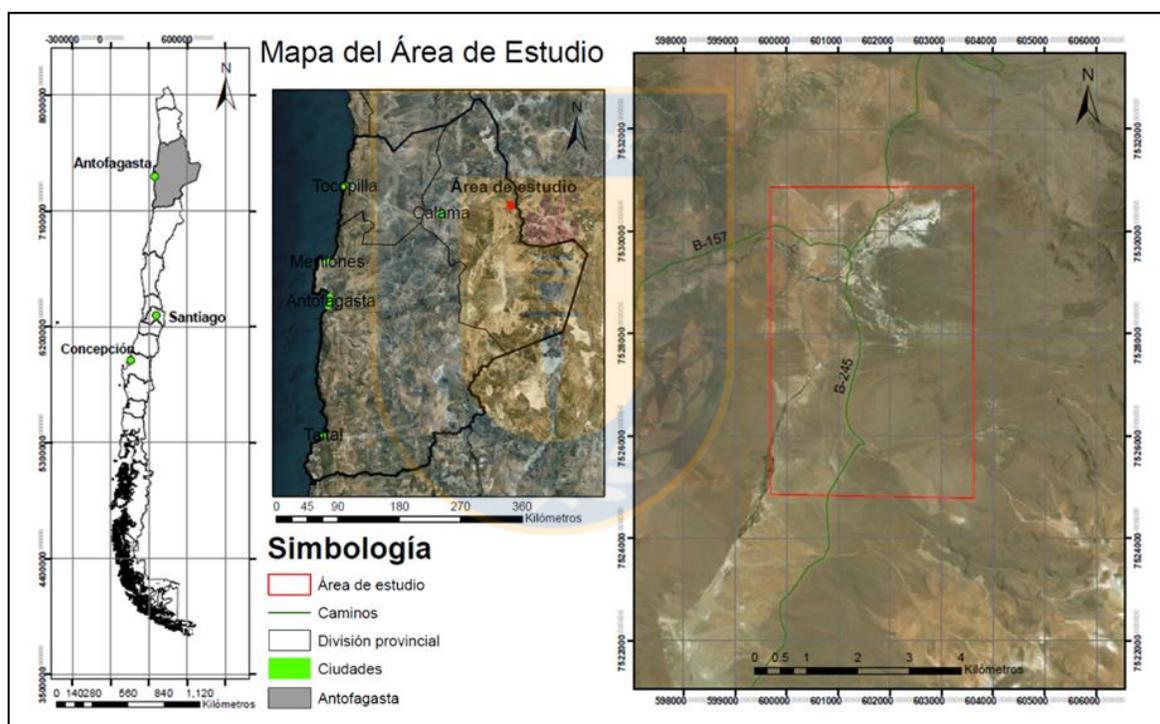


Figura 1.3: Mapa de ubicación de la zona de estudio (campo geotermal El Tatio). Imágenes satelitales extraídas de USGS.

Desde Calama, ciudad donde se puede llegar mediante vía aérea o terrestre, existen al menos 3 rutas de accesos que conducen a El Tatio. El trayecto principal consta de una autopista (ruta CH 23) de 100 km que conecta la ciudad de Calama con el pueblo de San Pedro de Atacama y un camino de ripio (B-245) de 96 km que enlaza el pueblo con la zona de estudio. La accesibilidad al campo es limitada, tornándose dificultosa y peligrosa en periodos estivales donde ocurren esporádicas lluvias.

1.3.2. Clima

Se encuentra dentro del desierto de Atacama, eco-región con condiciones meteorológicas de extrema aridez, característica que la constituye como el desierto más árido del mundo. Mediante la clasificación climática de Köppen (1936), el área de estudio correspondería a una zona de clima árido y frío (descrita por el autor como BWk, *Wüste kalt*). Presenta bajas tasas de precipitación (<100 mm/año) con lluvias que se manifiestan a partir del mes de diciembre hasta marzo y carece de precipitaciones durante los 8 meses restantes, fenómeno climatológico denominado como “invierno altiplánico”. La temperatura media anual es de entre 8-11 °C, exhibiendo una variación térmica diaria de hasta 35 °C. En invierno, la temperatura puede descender hasta los -30 °C, provocando que las precipitaciones se expresen en forma de nevadas. Solo la flora y fauna altamente adaptada a estas extremas condiciones climáticas (cambios abruptos de temperatura) y geográficas (gran altitud), pueden existir dentro de esta eco-región (Fernández-Turiel y otros, 2005).

1.4. Metodología General de Trabajo

- Etapa pre-terreno: Se recopila información bibliográfica relacionada a la geología del área de estudio o zonas semejantes a esta. Se prepara, recolecta y confecciona el material necesario (instrumentos, softwares, mapas, herramientas, entre otros) para emplearlo posteriormente en la campaña de terreno. Finalmente, se planifica la etapa de terreno, optimizando el tiempo disponible para el estudio de la zona.
- Etapa de terreno: Se recolectan muestras de agua de los diferentes puntos de interés, describiendo las características observables del lugar, con sus respectivas coordenadas geográficas, y además se miden los parámetros físico-químicos *in situ*. Para cada punto, se recogen muestras de alcalinidad, metales trazas, cationes, aniones e isótopos ($\delta^7\text{Li}$, $\delta^{11}\text{B}$, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$). Posteriormente, a través de laboratorios especializados se realizan los análisis químicos e isotópicos de las muestras recolectadas. Por último, se elabora una base de datos con los

valores químicos analizados, incluyendo las ubicaciones geográficas con el objetivo de preparar una base de datos SIG.

- Etapa de gabinete: Se elaboran diagramas, gráficos y mapas adecuados para comprender las relaciones químicas e isotópicas (binarios, Piper, Schoeller, entre otros). Posteriormente se interpretan los datos, formulando posibles hipótesis que intenten responder a la problemática estipulada. Para finalizar, se redactan los capítulos de la memoria enfocados en la discusión y análisis de los resultados y su integración con la problemática general.

1.5. Trabajos Anteriores en la Zona

Los primeros registros relacionados a este campo geotermal se remontan probablemente a los de Alejandro Bertrand en 1884, donde menciona diferentes emanaciones termales en su informe “Memoria sobre las cordilleras del desierto de Atacama”, e incluso intuye acerca de la composición de los gases mediante el olfato (Brüggen, 1943). Iniciando el siglo XX, James estudia brevemente la formación de las incrustaciones formadas alrededor de las chimeneas (Brüggen, 1943). Los primeros estudios sobre el mecanismo de erupción y periodicidad de las emanaciones de El Tatio, las realiza de manera muy superficial Brüggen (1943), además describe el posible sistema de cañerías subterráneo del campo.

Las exploraciones geotermales sistemáticas empezaron a inicio de la década del 70', como resultado de un convenio colaborativo entre el Gobierno de Chile, a través de CORFO y el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. El proyecto contemplaba estudios geofísicos, geoquímicos y geológicos detallados, consiguiendo las primeras perforaciones de importancia. Sin embargo, desde la realización del convenio han surgido numerosas investigaciones abordando principalmente aspectos geológicos, geotermales, geoquímicos e incluso biológicos. Trujillo (1974) describe la zona desde un punto de vista geotérmico, con el fin de precisar aquellos factores que controlan el área geotermal y con el objetivo de localizar futuras áreas productoras de energía geotérmica. Lahsen y Trujillo (1975) señalan las principales características estructurales, geoquímicas y geofísicas, enfocándose en el análisis composicional de las

manifestaciones termales, y entregando finalmente, la capacidad y características de los flujos de los distintos pozos de producción. Lahsen (1976), hace referencia a las áreas con actividad geotermal, dentro de las cuales El Tatio es descrito junto a otras áreas de interés como fuente de calor para la obtención de energía.

Marinovic y Lahsen (1984), entregan una breve síntesis sobre las características relevantes del área, tales como la orientación preferencial de las emanaciones, constituyentes principales de las fuentes termales, temperaturas máximas de estas, así como la composición de las rocas existentes en la zona de estudio. Álvarez (1992), estudia el campo desde un punto de vista mineralógico, geoquímico y metalogénico, para relacionar su evolución con los sistemas epitermales típicos. Además, realiza una comparación con otros sistemas hidrotermales ubicados en el sur de Chile.

Por otro lado, diversos autores se han enfocado en estudiar la composición química (geoquímica e isotópica) que presentan estas aguas geotermales, infiriendo características de la hidrogeología del sistema hidrotermal, para comprender los procesos de evolución y origen de los fluidos asociados, además de compararlos geoquímicamente con otros campos geotermales del mundo (Cusicanqui y otros, 1975; Giggenbach, 1978; Cortecci y otros, 2005).

Tanto Landrum y otros (2009) como Alsina y otros (2013) estudian las concentraciones de elementos tóxicos (As y Sb) dentro de los fluidos geotermales, identificando las especies minerales donde preferentemente el arsénico y antimonio se particionan, y la relación que presentan estos con la actividad microbiótica.

Nicolau y otros (2014) investigan acerca de las estructuras interna de los sínter silíceos del campo, abarcando la influencia de las condiciones ambientales y las características hidrodinámicas de las aguas geotermales, que afectan la formación de estos depósitos de sínter. Por otro lado, Negri (2014) se enfoca principalmente en la medición de la periodicidad de los géiseres, junto a las implicancias que presenta el mecanismo eruptivo de las manifestaciones termales dentro del campo.

1.6. Agradecimientos

Si bien es cierto hay un número considerable de personas a las que debo agradecer, directa o indirectamente, por ayudarme a estar en esta etapa de finalización. Dentro de ellas se encuentra, con certeza, la Dra. Fernanda Álvarez, Profesora Patrocinante de esta Memoria, a quien le agradezco por haberme facilitado y orientado en esta investigación. También destaco el apoyo recibido por parte de la Profesora Dra. Ursula Kelm, quien me colaboró en diferentes aspectos para poder realizar este trabajo.

Aprecio la amabilidad de funcionarios y académicos del Departamento Ciencias de la Tierra y del GEA. Al encargado de la Sección de Geomántica Sr. Luis Vásquez, por su buena voluntad siempre cuando requería su ayuda. A Pedro Bravo, quien nos apoyó en preparar el material necesario para emplearlo en terreno. Al Profesor Dr. Osvaldo Rabbia, por su buena disposición al momento de aclarar algunas dudas. Finalmente, a todos los funcionarios y compañeros que me ayudaron durante esta etapa de formación profesional.

También agradezco profundamente a mi familia, que siempre ha estado cerca mío apoyándome y aconsejándome en todo momento. A mis amigos Mauricio Rosales, Pablo Donoso, Mauricio Riquelme, Alfredo Castro, Julio Jara, David Godoy y Gerardo Espinoza quienes siempre han estado al lado motivándome y animándome en momentos difíciles. En general a todos mis compañeros de la carrera, por haber hecho un ambiente agradable en las aulas de clases.

Finalmente quiero agradecer a mi equipo de fútbol C.D. Universidad de Concepción que me ha entregado momentos de felicidad y angustia durante estos años, y me ha permitido en ocasiones abstraerme de la rutina académica.

2. Marco Geológico y Tectónico

2.1. Marco Geológico Regional

El margen continental andino ha estado marcado por múltiples eventos geotectónicos, los cuales provocaron la actual configuración del territorio sudamericano. La evolución geológica abarca desde el Proterozoico hasta el Reciente, y se caracteriza principalmente por el amalgamiento de terrenos y por la presencia intermitente de un arco magmático paralelo a la dirección de la fosa (Bahlburg y otros, 2009; Ramos y otros, 2009). El carácter convergente del margen se ha mantenido desde el Jurásico, siendo evidenciado por un arco magmático continuo, el cual ha migrado paulatinamente hacia el este ubicándose en la presente posición, fenómeno que algunos autores atribuyen a una subducción erosiva de la corteza continental (Rutland, 1971).

El arco volcánico se manifiesta a lo largo de todo el margen andino, producto de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana. Sin embargo, no se dispone de manera continua, debido a la existencia de segmentos sin actividad magmática (*flat slab*), dividiendo el cordón volcánico en 4 segmentos: Zona Volcánica Norte (5° N-2° S), Zona Volcánica Centro (14°-27° S), Zona Volcánica Sur (33°-46° S) y Zona Volcánica Austral (49°-55° S), siendo la zona austral, el único lugar donde el magmatismo es ocasionado por la subducción de la placa Antártica por debajo de la Sudamericana (Stern, 2004). La Zona Volcánica Centro se encuentra limitada al norte por la subducción de la dorsal de Nazca y por el sur, con el inicio del *flat slab* Pampeano (27°-33° S), segmento inactivo volcánicamente debido al bajo ángulo de subducción (Stern, 2004).

El sector sur de la Zona Volcánica Centro, se caracteriza por exhibir diversas unidades morfoestructurales cuya orientación principal es norte-sur (Figura 2.1), de oeste a este son: (1) cordillera de la Costa; (2) depresión intermedia; (3) precordillera, incluyendo la cordillera Domeyko; (4) cordillera Occidental, incluyendo el arco magmático; (5) altiplano-puna; (6) cordillera Oriental; y (7) la sierra subandina (Jordan y otros, 1983; Allmendinger y otros, 1997; Arriagada y otros, 2006; Amilibia y otros, 2008).

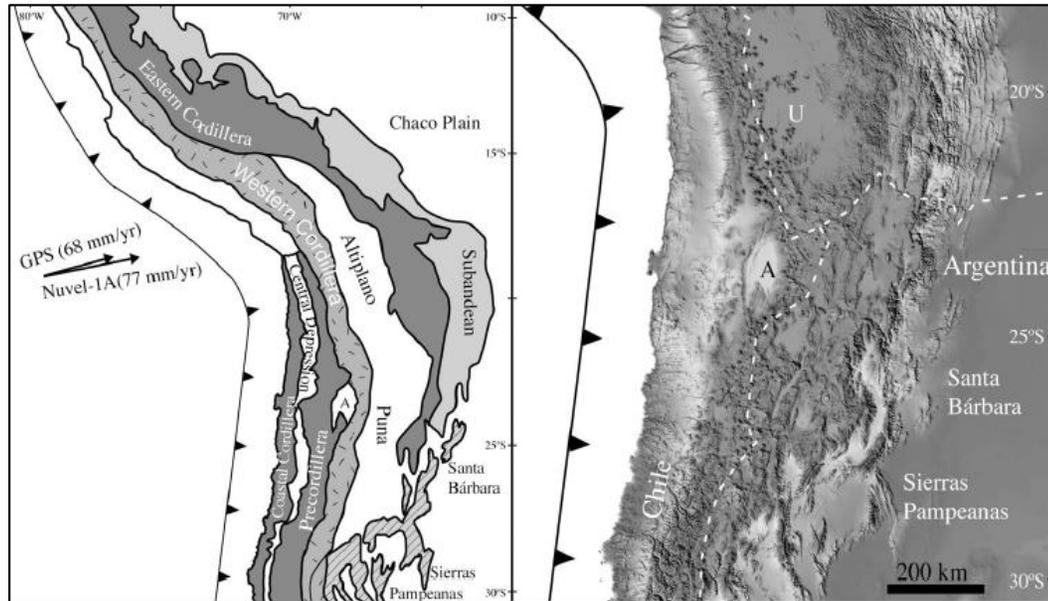


Figura 2.1: Mapa de morfoestructuras y del relieve de la Zona Volcánica Centro. Imagen izquierda: morfoestructuras. Imagen derecha: relieve del norte de Chile. Flechas: vector de convergencia entre la placa de Nazca y Sudamericana (NUVEL-1A vector de DeMets y otros (1994) y GPS vector de Norabuena y otros (1997)). A: salar de Atacama. U: salar de Uyuni. Figura extraída de Arriagada y otros (2006).

La cordillera de la Costa consta principalmente de una secuencia de rocas volcánicas de composición básica a intermedia, que representa el arco magmático del Jurásico-“Cretácico medio”, está siendo cortada por el sistema de fallas Atacama (AFS) de edad Jurásico-Cretácico Inferior (Kay y Coira, 2009). La depresión intermedia es una gran cuenca de ante-arco paralela a la fosa, rellena mayoritariamente por sedimentos aluviales, fluviales, lacustres y depósitos evaporíticos del Cenozoico superior-Cuaternario (Charrier y otros, 2007).

La precordillera, un cinturón de intenso acortamiento producto de la fase compresiva Incaica, está conformada por rocas del arco magmático del Mesozoico al Paleógeno, las cuales hospedan a los grandes pórfidos cupríferos del norte de Chile de la Franja Eoceno-Oligoceno inferior. Estas rocas a su vez, están siendo cortadas por el sistema de fallas Domeyko de edad asignada al Paleógeno (Allmendinger y otros, 1997; Kay y Coira, 2009).

Por otro lado, la cordillera Occidental representa el actual frente del arco volcánico moderno, siendo constituida principalmente por rocas volcánicas del Neógeno-Cuaternario, marcada por un alineamiento de estratovolcanes que sobreyacen a los depósitos ignimbríticos (Allmendinger y otros, 1997).

El altiplano consta de una extensa cobertura de sedimentos y depósitos evaporíticos del Cuaternario y, localmente presenta rocas volcánicas andesíticas a dacíticas de edad Oligoceno superior a Holoceno. Además, se observan amplias provincias ignimbríticas del Mioceno superior al Plioceno, y relictos del basamento que consisten en rocas ordovícicas-cretácicas, subyaciendo a las demás litologías (Allmendinger y otros, 1997; Kay y Coira, 2009).

El borde oriental del altiplano está limitado por cinturones deformados debido a intensas contracciones tectónicas que varían a lo largo de su eje norte-sur. La cordillera Oriental, alcanzando altitudes sobre los 6.000 m s.n.m., está principalmente compuesta por rocas sedimentarias del Paleozoico y magmáticas del “Terciario”, afectadas por un importante evento tectónico compresivo del Eoceno al Mioceno superior, que deforma las rocas (Kay y Coira, 2009). En cambio, la sierra subandina consta de rocas sedimentarias del Paleozoico, que están cortadas por el corrimiento de piel delgada Mioceno-Holoceno (Kay y Coira, 2009).

2.2. Marco Geológico Local

2.2.1. Generalidades

Los géiseres de El Tatio se enmarcan dentro de una cuenca volcano-tectónica de orientación norte-sur, denominado “Graben El Tatio” (Figura 2.2). Hacia el oeste limita con la serranía Tucle (“Horst de Tucle”), característica fisiográfica que actúa como barrera regional impidiendo el paso del agua subterránea proveniente del este. Por otro lado, se desconoce el límite oriental de la depresión, pero geográficamente se encuentra contigua al arco volcánico actual, donde en algún lugar cercano al campo ocurre la recarga de agua al sistema hidrotermal. El graben está compuesto mayoritariamente por grandes acumulaciones de material volcánico (principalmente ignimbritas) de edad Neógeno-Cuaternario, que representan dos episodios magmáticos del Cenozoico superior: un vulcanismo del Mioceno y otro del Plioceno-Cuaternario. Este vulcanismo produjo rocas volcánicas con espesores de hasta 1.000 m, disponiéndose de manera casi horizontal sobre rocas sedimentarias que conforman un basamento de edad Mesozoico-Paleógeno, cuyas litologías están fuertemente plegadas y falladas posiblemente como

consecuencia de las fases compresivas Larámica e Incaica (Lahsen, 1976). Algunos centros de emisiones volcánicas del Mioceno superior fueron contemporáneos a la activación del sistema de falla norte-sur ubicado al oeste del campo geotermal. Una reactivación posterior, del mismo sistema de falla, favoreció el emplazamiento de domos subvolcánicos (Lahsen, 1976).

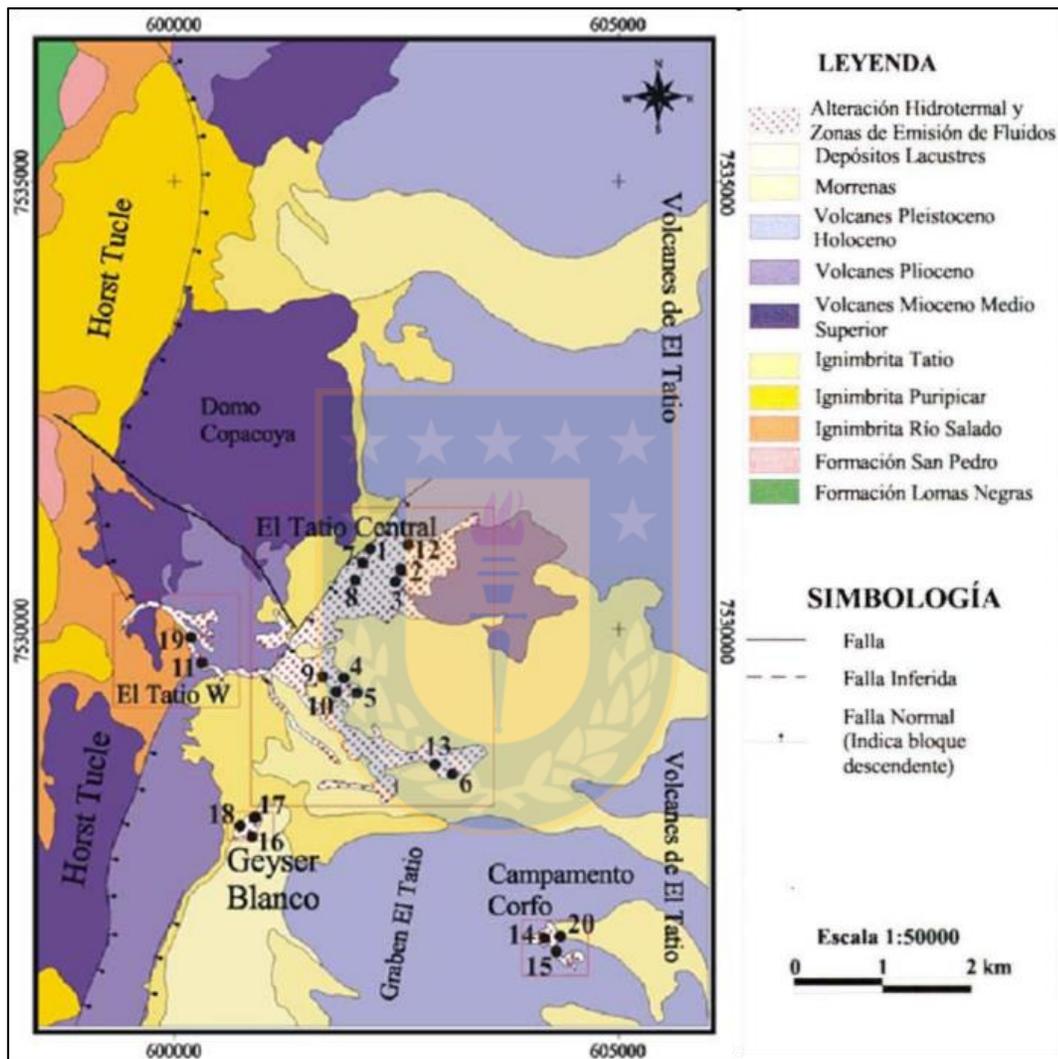


Figura 2.2: Mapa geológico de la zona de estudio (campo geotermal). Modificado de Marinovic y Lahsen (1984). Extraído de Aguilera (2008).

El vulcanismo del Plioceno-Cuaternario posiblemente ha sido más intenso que el del Mioceno, llegando a constituir una franja prácticamente continua de estratovolcanes ubicados en la cordillera Occidental. La cobertura superficial de las rocas existentes en la cuenca, es producto de las diversas emisiones volcánicas que ocurren al este del campo, lugar donde se localizan los actuales centros volcánicos (Lahsen, 1976).

2.2.2. Basamento

Pertenece a las rocas más antiguas y aflora al noroeste de la zona de estudio, específicamente en el flanco occidental del “Horst de Tucle”. Consta principalmente de rocas sedimentarias marinas y continentales de las formaciones Lomas Negras y San Pedro, respectivamente (Marinovic y Lahsen, 1984).

2.2.2.1. Formación Lomas Negras (Cretácico Superior)

Las rocas más antiguas que afloran en el campo, corresponden a litologías marinas pertenecientes a la Formación Lomas Negras, y se observan en el flanco occidental del “Horst Tucle”. La formación está conformada por una secuencia estratificada de areniscas, limolitas, conglomerados y margas multicolores, con algunos bancos de caliza. En su límite superior existen intercalaciones con lavas andesíticas y está intruida por filones subvolcánicos lamprofíricos de colores gris y verde. La edad asignada a la formación es del Cretácico Superior (Marinovic y Lahsen, 1984).

La relación estratigráfica con las unidades litológicas subyacentes es desconocida, teniendo en consideración que la exposición del contacto no es clara. Sin embargo, se infiere que debe existir una discontinuidad entre esta formación y la Formación Tuina (Paleozoico superior). Por otro lado, está cubierta en discordancia angular, con la Formación San Pedro y, en parte, por la Ignimbrita Río Salado (Marinovic y Lahsen, 1984). Los niveles calcáreos de la secuencia sedimentaria se correlacionarían con la Formación Tonel, situada al noroeste del salar de Atacama (Charrier y otros, 2007).

2.2.2.2. Formación San Pedro (Oligoceno-Mioceno inferior)

Brüggen (1942) la describe como una secuencia sedimentaria compuesta por arcillas rojas yesíferas, areniscas grises y rojas, conglomerados grises y potentes mantos de sal y yeso, que afloran a lo largo de la cordillera de la Sal, cerca del pueblo de San Pedro de Atacama. Sin embargo, Lahsen (1969) denominó como Formación Quebrada Justo a una secuencia de conglomerados basales, limolitas tobáceas y areniscas intercaladas con pequeñas bandas de

tobas en la parte superior de la columna, que afloran en las cercanías de El Tatio, específicamente en el sector oeste del “Horst de Tucle”. Para Marinovic y Lahsen (1984), la Formación Quebrada Justo está incluida dentro de la Formación San Pedro, de manera que representaría un segmento de la secuencia estratigráfica.

La Formación San Pedro se dispone de manera discordante debajo de las ignimbritas miocénicas y sobreyace a las rocas de la Formación Lomas Negras. Se realizaron dataciones radiométricas K-Ar a partir de biotitas en niveles tobáceos, determinando una edad de $24,9 \pm 1$ Ma (Travisany, 1979) y $26,6 \pm 0,8$ Ma (Charrier y otros, 2007). A partir de lo anterior, la Formación San Pedro contempla desde el Oligoceno hasta el Mioceno inferior, edad confirmada mediante la relación de interdigitación entre estas rocas y las de la Formación Tambores de igual edad (Henríquez y otros, 2014).

2.2.3. Cobertura

Conforma la mayor parte de las rocas expuestas en el campo geotermal, y evidencia dos episodios magmáticos importantes que ocurrieron durante el Cenozoico superior: un vulcanismo Mioceno superior y otro del Plioceno-Cuaternario (Lahsen, 1976). La cuenca de El Tatio, está cubierta en gran medida por flujos ignimbríticos producto de estos dos episodios. Las rocas afloran con una actitud norte-sur en el área de estudio y se extienden mayoritariamente al oeste de la serranía de Tucle. Las unidades de ignimbritas que comprenden desde el Mioceno superior hasta el Pleistoceno son agrupadas en El Grupo de San Bartolo (de Silva, 1989). Dentro del campo geotermal El Tatio este grupo incluye a las ignimbritas Río Salado, Sifón, Puripicar y El Tatio.

2.2.3.1. Ignimbrita Río Salado (Mioceno superior)

Lahsen (1969) la describe como el miembro superior de la “Serie Volcánica Río Salado”. Corresponde a las ignimbritas más antiguas que existen en el campo y se extienden principalmente en el “Horst de Tucle” hasta llegar al río Toconce, cubriendo un área de 8 Km². El espesor varía de un lugar a otro de acuerdo al relieve pre-existente al momento de su depositación, llegando a alcanzar potencias de hasta 170 m en las cercanías del río Toconce. Está

compuesta principalmente por tobas andesíticas de cristales, intensamente soldadas de color gris verdoso y pardo rosado (Marinovic y Lahsen, 1984).

Esta secuencia infrayace a la Ignimbrita Sifón y localmente, al Conjunto de Volcanes I y a la Ignimbrita Puripicar. Por otro lado, sobreyace de manera discordante a la Formación San Pedro en la loma Lucero. La edad establecida para el flujo superior, mediante dataciones radiométricas utilizando el método K-Ar en cristales de biotita es de $9,56 \pm 0,48$ Ma, por consiguiente, se le asigna al Mioceno superior (de Silva, 1989).

2.2.3.2. Ignimbrita Sifón (Mioceno superior)

Guest (1969) la define como una secuencia de tobas dacíticas, moderadamente soldadas de color blanco-rosado con presencia local de fragmentos de pómez y líticos. La distribución está controlada por la topografía del relieve que ha sido producido debido a la erosión y la construcción previa de estratovolcanes andesíticos, reflejando una variación en el espesor de la secuencia. Aflora en el flanco occidental de la serranía de Tucle y también, al noroeste del campo geotermal, en el área de Toconce-Caspana. En las cercanías del campo, Guest (1969) la describe como una ignimbrita blanca no soldada con fragmentos de pómez en la parte basal; luego sobreyace un nivel de tobas laminadas; una capa brechosa con fragmentos de pómez; y, en la parte superior, una ignimbrita félsica blanca, moderadamente soldada con pocos fragmentos líticos. El espesor de la secuencia, en ese lugar, es de 125 m.

En El Tatio, infrayace a la Ignimbrita Puripicar y se dispone por encima de la Ignimbrita Río Salado. Dataciones radiométricas, utilizando el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, determinan una edad de $8,27 \pm 0,13$ Ma (May y otros, 2005) y $7,65 \pm 0,1$ Ma (Charrier y otros, 2007), asociado al Mioceno superior.

2.2.3.3. Ignimbrita Puripicar (Plioceno inferior)

Guest (1969) la describe como una unidad de tobas dacíticas con un grado variable de soldamiento, de color gris claro a rosado, con un alto contenido en fenocristales (30 % del volumen), entre los que se destacan biotitas, plagioclasas, hornblendas y cuarzo, y sectorialmente

presenta fragmentos de líticos y de pómez, generando niveles brechosos, principalmente en la base de la secuencia.

Estas rocas corresponden a los flujos ignimbríticos de mayor extensión en la zona, cubriendo desde el río Salado hasta la quebrada Turipite, suroeste del campo. En el graben de El Tatio, la potencia máxima alcanza los 300 m (Cortecci y otros, 2005), representando un horizonte estratigráfico de suma importancia. La Ignimbrita Puripicar corresponde a uno de los niveles de producción más importantes de El Tatio, su permeabilidad está dada fundamentalmente por diaclasas de enfriamiento y por fracturas de origen tectónico (Álvarez, 1992), evidenciado por sets paralelo de estructuras con orientación noroeste-sureste, observados al norte del pueblo Río Grande (Guest, 1969).

Se dispone sobre las ignimbritas Sifón y Río Salado y se encuentra cubierta por la Ignimbrita Tatio y los conjuntos de Volcanes II y III. Se le atribuye al Plioceno inferior, mediante dataciones radiométricas (K-Ar) en biotitas; $4,24 \pm 0,05$ Ma (Rutland y otros, 1965 en de Silva, 1989) y $3,91 \pm 0,24$ Ma (de Silva, 1989).

2.2.3.4. Ignimbrita Tatio (Pleistoceno inferior)

Definida por Lahsen (1969), esta unidad incluye los mantos de ignimbritas más jóvenes del campo y se encuentra exclusivamente restringida al sector oriental del "Horst de Tucle", barrera geomorfológica que impide el paso de los fluidos hacia el oeste. Sin embargo, su extensión es mayor al sur del área, en las cercanías del domo Tocopuri. Litológicamente corresponde a tobas de cristales (biotitas, plagioclasas y hornblendas) moderadamente soldada, de color gris blanquecino que grada a rosado y se distinguen fragmentos de pómez riolíticos de gran tamaño y son abundantes en niveles inferiores de la secuencia.

El espesor medio de la unidad varía entre 40 y 60 m. En cambio, en la parte central del valle El Tatio, los sondeos de exploración han cortado espesores de hasta 100 m (de Silva, 1989). Se dispone discordantemente sobre la Ignimbrita Puripicar y se intercala con las lavas del Conjunto de Volcanes II e infrayace al Conjunto de Volcanes III. Se le asigna al Pleistoceno inferior mediante

dataciones radiométricas, ocupando K-Ar en biotitas, en menos de 1 Ma (Lahsen, 1982 en de Silva, 1989).

2.2.3.5. Depósitos no consolidados (Holoceno)

Los depósitos no consolidados se les denominan a todos aquellos que componen la cubierta más reciente, formados mediante la erosión de las rocas pre-existentes. Se distribuyen por los valles y las laderas de los cerros en El Tatio, y están conformados principalmente por sedimentos detríticos de origen lacustre y glacial (Marinovic y Lahsen, 1984). Están constituidos por gravas, arenas gruesas con intercalaciones de limos y diatomitas. Por otro lado, los depósitos glaciales constan de clastos polimícticos heterogéneos y caóticos, representando antiguas morrenas laterales y terminales.

Una importante zona de alteración hidrotermal ha sido identificada, lugar donde ocurre la descarga de fluidos geotermales. Se reconocieron 3 zonas con alteración del tipo propilítica, fílica y argílica avanzada, con asociaciones mineralógicas casi únicas (Álvarez, 1992).

2.2.4. Volcanes

La cordillera de los Andes está constituida por numerosos centros volcánicos, los cuales han dado lugar a estratovolcanes de composición andesítica a dacítica y, de manera muy local, centros menores de composición riolítica, generando domos. Se disponen con una tendencia general norte-sur en el límite entre Chile-Bolivia.

Marinovic y Lahsen (1984), definen 3 unidades volcánicas emplazadas dentro del campo geotermal El Tatio, que presentan edades desde el Mioceno hasta el Reciente: Conjunto de Volcanes I, Conjunto de Volcanes II y Conjunto de Volcanes III.

2.2.4.1. Conjunto de Volcanes I (Mioceno inferior-superior)

Marinovic y Lahsen (1984) definen con este nombre a los cuerpos volcánicos, coladas de lavas y depósitos piroclásticos asociados, que se disponen discordantemente sobre rocas de la Formación San Pedro e infrayace, en discordancia erosiva, a las ignimbritas Sifón y Puripicar, en

sus respectivas áreas de distribución. Las lavas que constituyen los cuerpos volcánicos corresponden a andesitas de piroxeno, andesitas de hornblenda, andesitas basálticas, dacitas de hornblenda y biotita, y pórfidos dacíticos.

Existen dataciones radiométricas realizadas en andesitas (cristales de biotitas) del cerro Carcanal, ubicado al noroeste del campo, que determinan una edad de $10,5 \pm 0,2$ Ma (Baker, 1977 en de Silva, 1989), y en el cerro Copacoya, localizado en el norte de la zona de estudio, que establecen una edad de $7,35 \pm 0,3$ Ma (Rutland y otros, 1965 en de Silva, 1989). Al sur del área de estudio, se determinó para esta unidad una edad de 17 ± 2 Ma en el cerro Jorquenal (Ramírez, 1979). Se data mediante relaciones estratigráficas y edades absolutas, que la edad para el Conjunto de Volcanes I, es Mioceno inferior a Mioceno superior.

2.2.4.2. Conjunto de Volcanes II (Plioceno-Pleistoceno)

Marinovic y Lahsen (1984) describen esta unidad como al conjunto de volcanes, flujos de lavas y sus depósitos piroclásticos asociados, de composición andesíticos a dacíticos. En El Tatio se distinguen afloramientos correspondientes a los flujos de lava de la serranía de Tucle, las coladas de lavas basales del cerro Volcán y al estratovolcán del cerro Vizcachas. Sobreyacen a la Ignimbrita Puripicar (Plioceno inferior) y se disponen debajo de la Ignimbrita Tatio (Pleistoceno inferior) y, en algunos sectores, al Conjunto de Volcanes III.

Petrográficamente consta de andesitas de piroxeno (serranía de Tucle y volcán Sairecabur), andesitas de hornblenda (cerro Vizcachas y de El Tatio) y dacitas de hornblenda y biotita (cerro Volcán). Las relaciones estratigráficas en conjunto con las pocas dataciones radiométricas (Lahsen y Munizaga (1979) precisan una edad de $0,8 \pm 0,1$ Ma en la ladera del cerro Vizcachas), permiten situar el vulcanismo que produjo esta unidad durante el Plioceno inferior hasta el Pleistoceno inferior.

Lahsen (1976), describe las mismas rocas como una unidad de estratovolcanes y domos dacíticos y andesíticos con capas de material piroclástico y la denominada Grupo Volcánico de Tucle, de edad Plioceno superior. El miembro "Dacitas de Tucle", presenta una buena permeabilidad y constituye uno de los acuíferos superficiales del reservorio de aguas en El Tatio.

2.2.4.3. Conjunto de Volcanes III (Pleistoceno-Holoceno)

Marinovic y Lahsen (1984) definen con este nombre a un grupo de volcanes, coladas de lavas y domos distribuidos de manera norte-sur en el extremo oriental, y que sobreyacen a la Ignimbrita Tatio y al Conjunto de Volcanes II, y están cubiertas por depósitos no consolidados lacustres, morrénicos, aluviales, coluviales y piroclásticos. Los volcanes de esta unidad se distribuyen en diversos sectores de la cordillera de los Andes, al igual que el Conjunto de Volcanes II, y en su mayoría, presentan leves efectos erosivos de glaciares pleistocénicos.

Litológicamente, está constituido por andesitas de piroxeno (volcanes Linzor, León, Tatio, Tocorpuri y Licancabur); andesitas de hornblenda (flujos basales del volcán Linzor, Toconce, Deslinde y Volcán); dacitas de hornblenda y biotita (“La Torta de Purico”) y localmente riolitas en el cerro La Torta de Tocorpuri (72,5 % de SiO₂).

En el trabajo de Renzulli y otros (2006) se determinó, utilizando el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar, una edad de 34 ± 7 Ka para el cerro La Torta de Tocorpuri. Por lo tanto, considerando la posición estratigráfica, las dataciones absolutas y la existencia de centros volcánicos actualmente activos (Licancabur, Sairecabur, entre otros), se le atribuye una edad de Pleistoceno-Holoceno.

2.2.5. Estructuras

Los múltiples eventos volcánicos producidos durante el Cenozoico superior están fundamentalmente asociados, tanto espacial como temporal, a la reactivación de un sistema de fallas norte-sur. Esta estructura habría favorecido el emplazamiento de los cuerpos magmáticos, canalizándolos hasta alcanzar la superficie. De manera subordinada, existen estructuras noroeste-sureste y noreste-suroeste que controlan, de la misma forma, el desarrollo volcánico en la zona norte de Chile (Lahsen, 1976).

El campo geotermal se ubica en los niveles superiores de una depresión volcano-tectónica, denominada “Graben El Tatio”, cuyo borde occidental está controlado por el sistema de fallas Tucle de orientación norte-sur y manteo aproximadamente vertical en superficie. Esta estructura ha sido reactivada periódicamente desde el Mioceno inferior, permitiendo el alzamiento de la

serranía de Tucle, ocasionando una importante subsidencia en la cuenca, espacio que ha sido rellenado por material volcánico que ascendería a través de las fallas (Lahsen, 1976).

Los sistemas de fallas secundarios, de rumbo noroeste-sureste y noreste-suroeste, fueron principalmente activados durante el Plioceno y Pleistoceno. El movimiento de estas fallas subordinadas generó la subdivisión en bloques menores de las morfologías principales, desplazando hacia el oeste la loma Lucero con respecto a la serranía de Tucle, al igual que la porción sur del cerro Copacoya (Lahsen, 1976).

Tanto la falla principal de carácter normal, como las estructuras noroeste-sureste y noreste-suroeste, son las vías por donde los fluidos geotermales ascienden hasta alcanzar la superficie. En efecto, las diversas manifestaciones termales están siendo controladas por estos sistemas de fallas (Lahsen, 1976).

2.2.6. Actividad Hidrotermal

La recarga de agua meteórica al sistema hidrotermal (tanto precipitaciones como nevazones) se produce en el sector oriental de la cuenca El Tatio (Figura 2.3). El agua infiltrada se hospeda en rocas con permeabilidad suficiente para que, mediante el gradiente hidráulico, desciendan y escurran hacia el oeste. Durante el transcurso del movimiento, los fluidos se ponen en contacto con rocas calentadas debido a una fuente magmática cercana, provocando una migración vertical a través de las fracturas en las rocas, hasta alcanzar la superficie. Las diversas manifestaciones termales que ocurren en El Tatio, se disponen a lo largo de estructuras que facilitan el ascenso de estos fluidos, por consiguiente, estas emanaciones se alinean tanto en sentido norte-sur (falla principal) como noroeste-sureste y noreste-suroeste (fallas subordinadas). El agua hospedada dentro de la cuenca, principalmente se encuentra confinada en dos acuíferos, ambos superpuestos por rocas relativamente impermeables. El acuífero inferior corresponde a las ignimbritas Puripicar y Río Salado, que se disponen debajo de las “Tobas de Tucle” impermeables. En el centro, sur y sureste, se localiza el segundo acuífero dentro de las “Dacitas Tucle”, que subyace a la Ignimbrita El Tatio, que actúa como horizonte impermeable (Cusicanqui y otros, 1975).

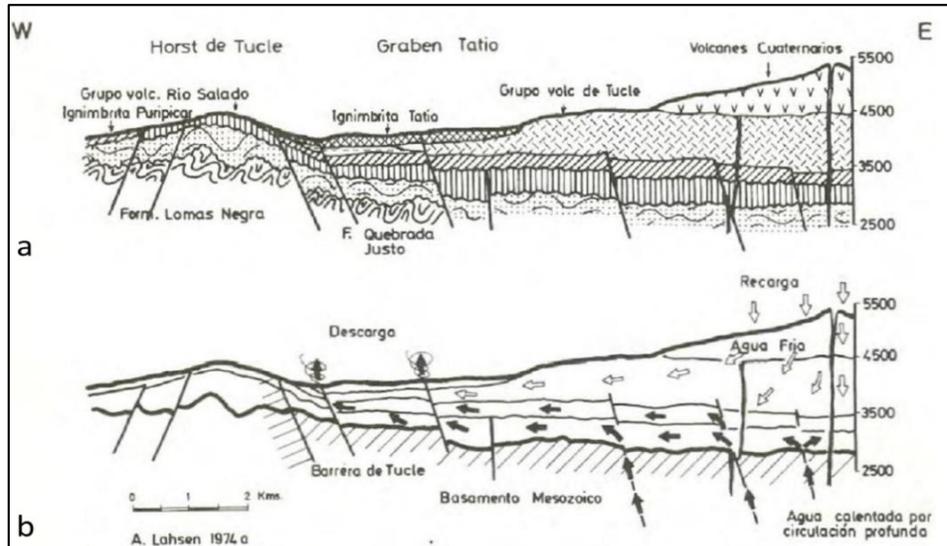


Figura 2.3: Perfiles esquemáticos este-oeste de la cuenca El Tatio. a) perfil geológico de la zona de El Tatio. b) perfil hidrogeológico de la cuenca del campo geotermal (Lahsen, 1975 en Negri, 2014).

La descarga dentro de la cuenca origina pequeños cursos de aguas geotermales enriquecidos en elementos, que incorpora durante la interacción entre el agua y la roca. Si existe una sobresaturación y las condiciones son adecuadas, podría ocurrir la precipitación de ciertos minerales (como es el caso de SiO_2), ocasionado la formación de depósitos que dan origen a terrazas y conos silíceos (sínter). Estos cursos de aguas convergen en el río Salado, afluente del río Loa que es el principal y único flujo hídrico superficial de la Región de Antofagasta, que abastece a importantes zonas urbanas dentro de la región.

3. Metodología

El presente estudio se basa en el análisis químico de muestras de agua recolectadas en el campo geotermal El Tatio y zonas aledañas a este. Para el análisis isotópico de litio y boro, se consideran también muestras de agua del salar de Atacama y de cuencas salinas menores ubicadas principalmente al este del salar.

Se recogieron un total de 26 muestras durante la campaña de terreno: 6 corresponden a aguas provenientes de manifestaciones termales de El Tatio; 3 corresponden a ríos cercanos al campo geotermal; y 17 muestras se recolectan en la zona del salar de Atacama, consideradas exclusivamente para el análisis de isótopos de litio y boro: de las cuales 10 de ellas se extrajeron dentro del salar de Atacama; 5 corresponden a cuencas salinas ubicadas hacia el este del salar y 1 a partir de agua de río; y al oeste se obtuvo 1 muestra más de agua salina.

Además, se complementó con datos de concentraciones químicas e isotópicas recopilados de trabajos anteriores que abarcan la misma zona de El Tatio (5 muestras de la investigación de Nicolau y otros (2014) y 14 muestras de Cortecci y otros (2005)). Para el análisis exclusivo de isótopos de Li y B se incorpora 3 muestras de agua salina facilitadas por la Dra. Linda Godfrey.

La campaña de terreno se desarrolló entre los días 15 y 28 de enero del 2017, y consistió en visitas a diferentes puntos de interés previamente definidos, con el objetivo de recolectar muestras de agua y describir las características de su afloramiento (Figura 3.1a). En cada punto se recogen 6 muestras hídricas: 5 muestras en botellas de polietileno de 200 ml para análisis de alcalinidad, metales trazas, cationes, aniones e isótopos de litio y boro, y 1 muestra en un tubo de ensayo para análisis de isótopos de oxígeno e hidrógeno. Todos los recipientes fueron ambientados antes de recoger la muestra. Para cada muestra, a excepción de la de alcalinidad, se emplea un método de filtración con una bomba al vacío (utilizando filtros de 0,45 μm), con el objetivo de evitar la incorporación de partículas sólidas que afecten el análisis químico posterior. Además, se agrega 2 ml de ácido nítrico (HNO_3) a las muestras de cationes y elementos trazas, con la finalidad de impedir la precipitación de sólidos dentro de la botella. Las muestras corresponden a aguas superficiales y subterráneas, en este último caso se emplea un

instrumento de captación similar a una bomba (Figura 3.1b). En el caso de aguas geotermales, la captura de la muestra es facilitada por un recipiente de vidrio, apto para temperaturas elevadas (*Pyrex*). Las muestras obtenidas se preservaron dentro de un sistema de refrigeración, manteniendo una temperatura de entre 4-10 °C hasta la realización del análisis químico.

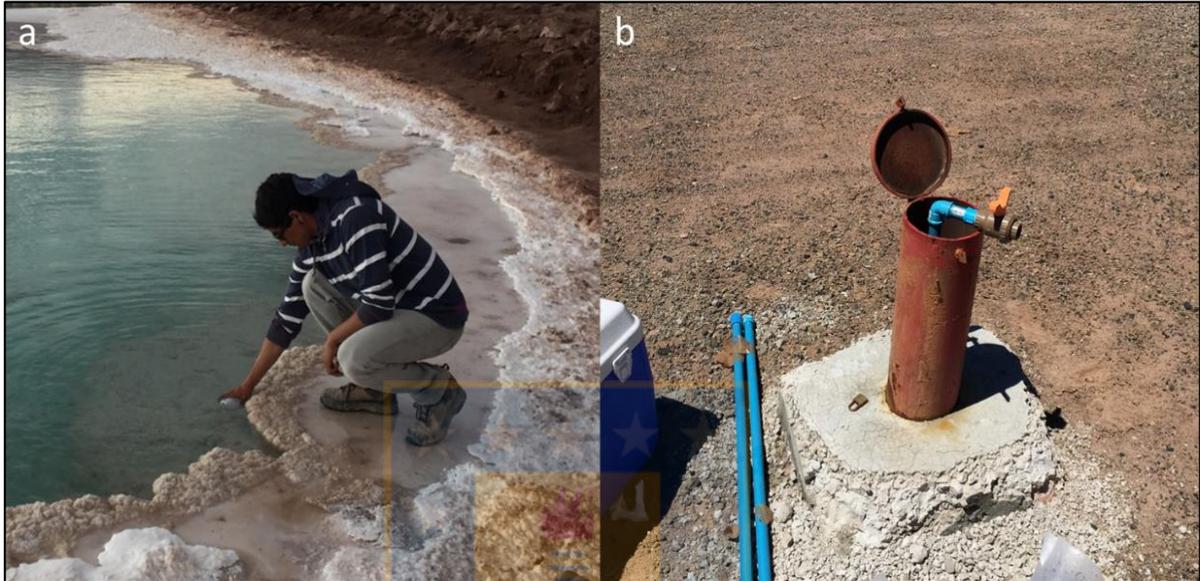


Figura 3.1: Imágenes de obtención de las muestras de agua. a) Método de recolección de aguas salinas (punto de muestreo: Laguna Baltinache). b) Método de recolección de aguas subterráneas, utilizando bomba de PVC (Aguas Caliente Norte).

La preparación de los recipientes utilizados en la toma de muestras se realizó en base a un protocolo estipulado por el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos de la Universidad de Chile (Anexo 1.1).

3.1. Parámetros Físicoquímicos

Las mediciones de los parámetros físicoquímicos se efectuaron directamente en terreno (*in situ*) y de manera conjunta a la recolección de las aguas (Figura 3.2). En cada punto de muestreo se obtienen valores de conductividad eléctrica (CE), temperatura y de potencial hidrógeno (pH), datos medidos mediante el instrumento multiparámetro portátil HQ40D de la marca “Hach”. Importante es calibrar el instrumento una vez antes de emplearlo y se recomienda evitar la exposición directa al sol, debido a que se puede sobrecalentar el multiparámetro.



Figura 3.2: Medición de parámetros fisicoquímicos de agua subterránea. Muestra L1C4W1.

3.2. Hidrogeoquímica

Los diferentes análisis químicos empleados en la determinación de los datos, fueron desarrollados por diferentes laboratorios especializados.

Las concentraciones de aniones tales como Cl^- y SO_4^{2-} , fueron determinadas mediante cromatografía iónica (IC). Por otro lado, el ion bicarbonato (HCO_3^-) se determinó en base al método de Giggenbach (titulador automático). Los cationes mayores como: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} se midieron empleando el método de espectrometría de emisión óptica con fuente de plasma inductivamente acoplado (ICP-OES). Estos análisis fueron efectuados por el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Las concentraciones de elementos menores y trazas tales como Li, Sb, As, Si, B, Rb han sido determinadas mediante el método de espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS), en las dependencias de Actlabs., Canadá.

Una medida del error del balance iónico se calcula utilizando la relación entre la cantidad de cationes totales en mili equivalente y la cantidad de aniones totales en mili equivalente, expresada en la siguiente formula:

$$\text{Error (\%)} = \frac{\sum_{\text{catión}} - \sum_{\text{anión}}}{\sum_{\text{catión}} + \sum_{\text{anión}}}$$

El error permitido es del 5 %, es decir, los valores inferiores a 5 % se consideran aceptables, y los valores superiores suponen datos con cierto grado de desconfianza, sin embargo, se debe evaluar el contexto de la muestra. El porcentaje de error calculado se exhibe en la Tabla 2.1A (Anexo 2).

3.3. Isótopos Estables

3.3.1. Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno

La razón isotópica del agua expresa la proporción de los isótopos estables abundantes (^2H y ^{18}O) con respecto al valor de los elementos (^1H y ^{16}O). Estas relaciones $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ se expresan respecto a un estándar internacional de referencia, que para la molécula de agua es el VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), que representa la composición promedio del agua oceánica.

La razón isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) se expresa en partes por mil respecto al patrón internacional (el mismo procedimiento se aplica en la obtención de las razones isotópicas de $\delta^2\text{H}$), a partir de la expresión (Gat y Gonfiantini, 1981):

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}} - 1 \right] \times 1000$$

Por lo tanto, valores positivos indican que la muestra presenta una mayor cantidad del isótopo pesado (^{18}O) que el estándar, es decir, estaría enriquecida. Al contrario, valores negativos revelan una menor concentración del isótopo pesado, se encontraría empobrecida respecto al patrón internacional.

Los valores isotópicos fueron determinados mediante el método de *Cavity Ring-down Spectroscopy* (CRDS). Análisis realizado en el Laboratorio de Bioquímica Isotópica del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción. Para información complementaria sobre aspectos teóricos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, dirigirse al apartado Anexo 1.2.

3.3.2. Isótopos estables de litio y boro

La utilización de trazadores geoquímicos tradicionales como lo son los iones conservativos, muchas veces no logra ser suficiente para llevar a cabo un estudio completo sobre la evolución de los sistemas hídricos, en particular cuando se quiere estudiar el comportamiento geoquímico de otros elementos. La evaporación y concentración de elementos, generalmente ocultan firmas geoquímicas importantes que evidencian procesos fisicoquímicos. Es por ello que se incorporan otros trazadores isotópicos ($\delta^7\text{Li}$ y $\delta^{11}\text{B}$), para revelar mayor información sobre los procesos que afectan a los fluidos. En este caso, los trazadores utilizados entregan información relacionada a la meteorización que ocurre en niveles superficiales, principalmente a condiciones ambientales.

3.3.2.1. Isótopos de litio ($\delta^7\text{Li}$)

En sistemas acuosos, el litio es considerado como un elemento móvil y de moderada-alta solubilidad, debido a su baja carga iónica y a su pequeño radio iónico (similar al del magnesio, pudiendo sustituirlo).

El litio tiene dos isótopos estables en la naturaleza, ^6Li y ^7Li cuyas abundancias son 7,5 % y 92,5 %, respectivamente. La gran diferencia de masa (~15 %) entre estos isótopos de litio (^6Li y ^7Li), puede provocar importantes grados de fraccionamiento isotópico, sobre todo en el sistema agua/roca, donde puede abarcar un rango desde -20 a 40 ‰ (Hoefs y Sywall, 1997).

En condiciones de baja temperatura y durante la meteorización, el isótopo liviano (^6Li) es preferiblemente retenido en fases sólidas, principalmente minerales de arcillas, mientras que el pesado (^7Li) se mantiene en la fase fluida (Huh y otros, 2004 en Tang y otros, 2007). De esta forma, la lixiviación de las rocas (minerales silicatados) produce un empobrecimiento en isótopos

pesados, mientras que las aguas de los ríos se enriquecen en ^7Li , siendo el principal *input* isotópico (~50 %) de los océanos. La composición isotópica de litio es relativamente homogénea en el agua de mar, consistente con el gran tiempo de residencia del litio en los océanos (Li, 1982), y también es isotópicamente pesada, con una media de $\delta^7\text{Li}$ 32 ‰ (Tomascak y otros, 1999 en Tang y otros, 2007). En la Figura 3.3, se distingue razones isotópicas de algunos ambientes geológicos.

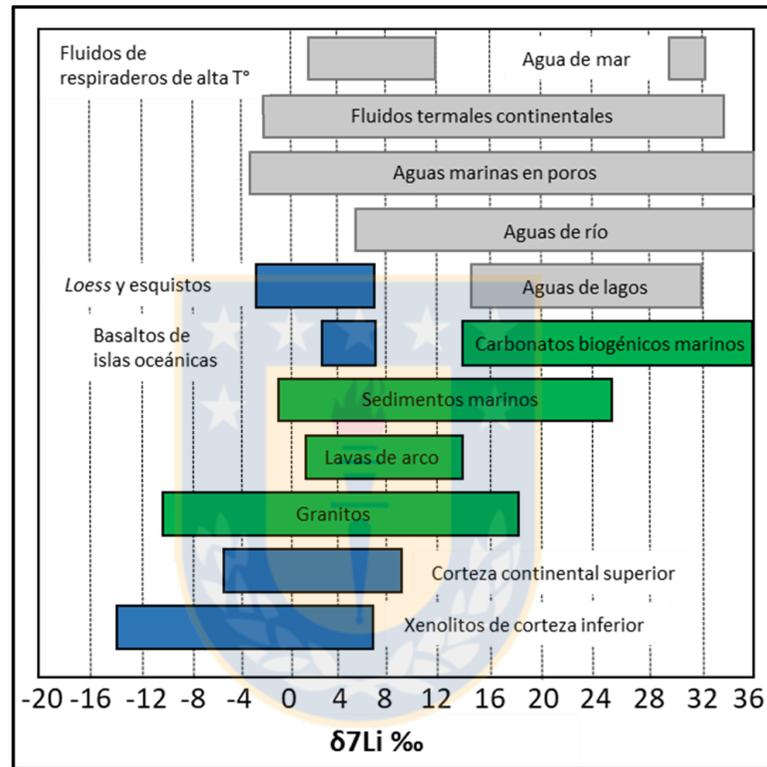


Figura 3.3: Composición isotópica de litio ($\delta^7\text{Li}$) de varios reservorios (Tang y otros, 2007).

El fraccionamiento depende en gran medida de la temperatura, presentando una correlación inversa. Cuanto mayor es la temperatura de interacción entre fluido/roca, menor será la diferencia isotópica entre la roca y el fluido. Se estima que, a temperaturas mayores de 350 °C, solo exista un fraccionamiento de 5 ‰ entre la roca y el fluido (Araoka y otros, 2014).

Para poder expresar el fraccionamiento isotópico que ocurre en los diferentes sistemas, se utiliza la notación $\delta^7\text{Li}$ (‰), la cual relaciona las proporciones isotópicas y un patrón estándar considerado como referencia:

$$\delta \text{ } ^7\text{Li} (\text{‰}) = \left[\frac{(\text{ } ^7\text{Li}/\text{ } ^6\text{Li})_{\text{muestra}}}{(\text{ } ^7\text{Li}/\text{ } ^6\text{Li})_{\text{referencia}}} - 1 \right] \times 1000$$

La referencia estándar es establecida por el Instituto Nacional de Estándares y Tecnología (NIST, en sus siglas en inglés) localizado en Estados Unidos y corresponde a un carbonato de litio (Li_2CO_3) altamente purificado denominado NIST L-SVEC, el cual tiene una razón isotópica igual a $12,02 \pm 0,03 \text{ ‰}$ (Flesch y otros, 1973 en Tang y otros, 2007).

Los valores isotópicos determinados se obtuvieron a través de un multi-colector, utilizando la técnica de espectrometría de masa con plasma inductivamente acoplado (MC-ICP-MS) en los laboratorios del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Rutgers. Este método ofrece la oportunidad de que pequeñas concentraciones de Li puedan ser analizadas con gran precisión (Bouman y otros, 2004).

3.3.2.2. Isótopos de boro ($\delta^{11}\text{B}$)

El boro es un elemento muy móvil en ambientes acuosos, principalmente durante los procesos de interacción entre agua/roca. Presenta dos isótopos estables, ^{10}B y ^{11}B cuyas abundancias en la naturaleza son cercanas al 20 % y 80 %, respectivamente. La gran diferencia de masa entre los isótopos de boro, también genera un importante fraccionamiento, mostrando amplias variaciones isotópicas en aguas continentales, incluso abarcando valores de -27 ‰ (Pennisi y otros, 2006 en Yuan y otros, 2014) hasta 75 ‰ (Xiao y otros, 2013 en Yuan y otros, 2014).

Al igual que el litio, el boro también presenta tiempos de residencia prolongados en los océanos (10-20 Ma), y tanto sus contenidos químicos ($4,5 \text{ } \mu\text{g/g}$) como isotópico ($\delta^{11}\text{B} = 39,6 \text{ ‰}$) son uniformes (Foster y otros, 2016).

En sistemas naturales, el boro se encuentra casi exclusivamente ligado al oxígeno, en las formas tetraedrales (ej. ion borato, $\text{B}(\text{OH})_4^-$) y trigonales (ej. ácido bórico, $\text{B}(\text{OH})_3$). El fraccionamiento isotópico es controlado principalmente por la distribución de estos 2 complejos, de esta manera el ^{11}B tenderá a ser incorporado dentro de las moléculas trigonales (Foster y otros, 2016). De otra forma, el fraccionamiento también ocurre en los minerales de arcilla, donde

el ^{10}B es preferentemente retenido en las arcillas (Schmitt y otros, 2012). Como consecuencia, las aguas de río muestran valores isotópicos más pesados que los observados en la corteza continental.

El fraccionamiento isotópico también puede ser influenciado por el pH, esta sensibilidad es debido a la dependencia que presentan los 2 complejos de boro al pH: a valores bajos, la forma trigonal predomina ($\text{B}(\text{OH})_3$) como ácido bórico; mientras que, a pH más altos, el boro está en la forma tetraedral ($\text{B}(\text{OH})_4^-$), como complejos de ion borato (Foster y otros, 2016).

En la Figura 3.4 se exhiben los rangos de los valores isotópicos de diferentes ambientes geológicos, tales como fluidos, rocas y otros depósitos.

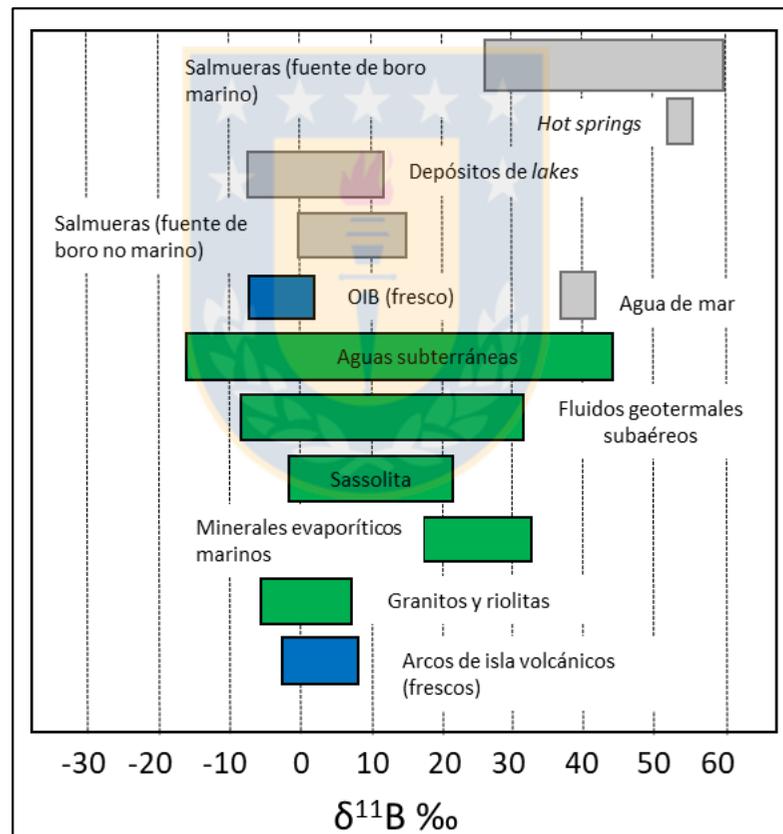


Figura 3.4: Composición isotópica de boro ($\delta^{11}\text{B}$) de varios reservorios (Aggarwal, 1999 en Lagos, 2016).

La variación entre las abundancias de estos isótopos se expresa mediante la notación $\delta^{11}\text{B}$ (‰) que relaciona las proporciones de ^{10}B , ^{11}B y el valor de un estándar de referencia (Foster y otros, 2016):

$$\delta^{11}\text{B} (\text{‰}) = \left[\frac{(^{11}\text{B}/^{10}\text{B})_{\text{muestra}}}{(^{11}\text{B}/^{10}\text{B})_{\text{referencia}}} - 1 \right] \times 1000$$

Al igual que el litio, la referencia principal para estimar abundancias relativas de boro es definida por el NIST y corresponde a un ácido bórico sintético (H_3BO_3) denominado NIST SRM-951, el cual se le asigna una razón isotópica de $4,0514 \pm 0,1 \text{ ‰}$ (Yuan y otros, 2014).



4. Resultados

4.1. Descripción General de los Puntos Muestreados

Se recolectan 6 muestras de aguas geotermales en El Tatio y 1 muestra de agua de río, ubicada al sur del campo geotermal (Figura 4.1). Además, se recogen 2 muestras de cursos superficiales localizados al sur de la zona de estudio (Figura 2.1A, Anexo 2.2).

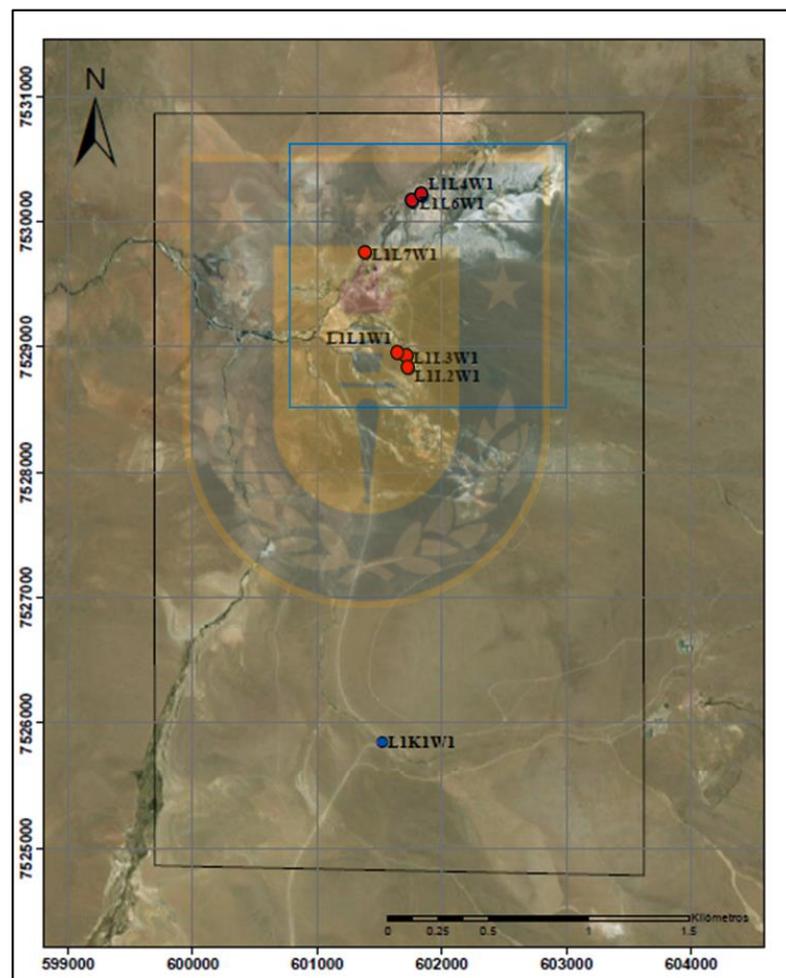


Figura 4.1: Mapa de ubicación de las aguas obtenidas en la zona de El Tatio. Rectángulo azul: El Tatio. Círculos rojos: aguas geotermales; y círculo azul: agua de río.

La mayoría de los puntos de agua muestreados consisten básicamente en piscinas termales moderada a intensamente burbujeantes con algunas emisiones cíclicas de columnas de agua

(Figura 4.2a). Las dimensiones son aprox. 2,5 m de diámetro, donde en algunas se observan relictos de antiguos conos silíceos (sinter). Los bordes de las surgencias termales presentan una coloración blanca dentro de los pozones y pardo-rojiza en la interfaz de agua-aire. Por otro lado, se observa algunas emanaciones que se limitan a estrechas aberturas (menores a 30 cm) donde la actividad burbujeante es más intensa y exhiben estructuras silíceas (plataformas y conos) más desarrolladas (Figura 4.2b). En ambas se observa considerables emanaciones de gases. Las muestras hídricas de ríos corresponden a cursos superficiales de bajo caudal y de dimensiones bastante acotadas, con profundidades máximas de 20 cm (Figura 4.2c). Descripciones en detalle de cada punto muestreado, se pueden observar en el apartado anexo a este trabajo (Anexo 2.3).

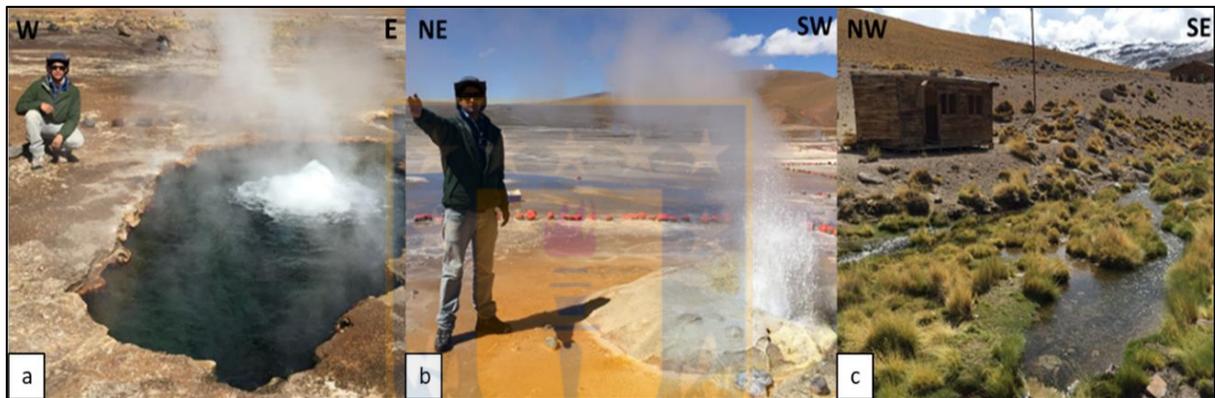


Figura 4.2: Puntos muestreados. a) Piscina termal con actividad intermitente de columna hídrica (L1L2W1). b) Emanación termal con una intensa actividad burbujeante, se observa presencia de estructuras silíceas (cono), muestra L1L4W1. c) Curso superficial de agua de río (L1K1W1).

En base al tipo de afloramiento de agua, las muestras fueron agrupadas en 2 tipos: manantiales termales (fluidos geotermales) y ríos (cursos superficiales).

4.2. Parámetros Físicoquímicos

En la Tabla 4.1 se exponen los valores de los parámetros físicoquímicos, donde se distingue una notoria diferencia entre los datos de las aguas de río y las geotermales. Las surgencias termales de El Tatio presentan valores de pH entre 6,81 a 7,37 con una media de 7,1. Sin embargo, las muestras de ríos exhiben valores de pH entre 7,92 a 8,42 con un promedio de 8,19. Las temperaturas obtenidas de las muestras geotermales tienen un rango que oscila entre 41,8

°C y 74,3 °C, y presentan un valor promedio de 57,8 °C. Por otro lado, las muestras de ríos tienen valores de temperatura que van desde 10,7 °C a 28,4 °C, y tienen una media de 17,6 °C. La conductividad eléctrica promedia 18,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en las muestras de manantiales termales y 1,3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para las muestras de cursos superficiales.

Tabla 4.1: Parámetros fisicoquímicos de las aguas recolectadas.

Nombre	Temperatura (°C)	Conductividad ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	Tipo de Agua
L1B2W1	28,4	2,29	8,22	Río
L1K1W1	10,7	0,42	7,92	Río
L1K3W1	13,8	1,22	8,42	Río
L1L1W1	74,3	17,48	7,17	Geotermal
L1L2W1	62,4	16,80	7,16	Geotermal
L1L3W1	61,0	18,27	6,81	Geotermal
L1L4W1	41,8	22,90	7,37	Geotermal
L1L6W1	63,2	22,60	7,27	Geotermal
L1L7W1	44,0	14,90	6,82	Geotermal

4.3. Hidrogeoquímica de El Tatio

4.3.1. Elementos mayores

En este apartado, se exponen los valores geoquímicos de los elementos mayores analizados y las relaciones existentes entre estos iones.

Las concentraciones químicas de las aguas obtenidas en terreno se observan en la Tabla 4.2, donde se logra distinguir una gran diferencia en la composición de los iones mayores entre las aguas geotermales y las de río. Las emanaciones termales muestran concentraciones de cationes (Ca, K y Na) muy superiores a las muestras de cursos superficiales. Sin embargo, la concentración del catión Mg es mayor en las muestras de río que en las geotermales. El anión conservativo Cl presenta valores muy altos en las aguas geotermales, en torno a los 6.000 ppm

(e incluso llegando a los ~8.800 ppm). Por otro lado, los valores de los aniones restantes (SO_4 y HCO_3) son más altos en las muestras de río que en los fluidos geotermales de El Tatio. Los valores más elevados de cloruro se registran en las muestras L1L6W1 y L1L4W1, los cuales sobrepasan los 8.000 ppm. Se destaca a su vez que, las mismas dos muestras también presentan las concentraciones más altas en cationes de Na y K (excediendo los 4.000 ppm y 550 ppm, respectivamente) y, además, los valores más bajos de HCO_3 , con contenidos aproximados de 10 ppm y menor a 1 ppm.

Tabla 4.2: Composición química de elementos mayores. Muestras recolectadas en El Tatio y ríos aledaños. Concentración en mg/l.

Nombre	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Cl (mg/l)	SO_4 (mg/l)	HCO_3 (mg/l)
L1B2W1	321	5,1	145	8,5	468	206	148
L1K1W1	50	15,2	40	16,2	7,1	131	96,4
L1K3W1	133	23,1	60	49,9	138	298	151
L1L1W1	3811	223	345	0,3	5953	53,5	13,8
L1L2W1	3435	177	300	1,3	5994	52,0	25,7
L1L3W1	3298	172	285	0,1	6152	49,8	10,8
L1L4W1	4267	574	282	0,3	8835	35,4	<1,0
L1L6W1	4395	615	292	0,2	8065	35,3	10,6
L1L7W1	2989	320	196	2,3	4953	33,8	16,9

4.3.1.1. Diagrama Piper

Las aguas muestreadas presentan una gran variabilidad de especies disueltas, las que se pueden clasificar químicamente mediante el diagrama Piper. Gran parte de las muestras (El Tatio y L1B2W1) se han definido como aguas del tipo cloruradas sódicas, debido al gran porcentaje del ion cloruro y la considerable cantidad de álcalis (Na+K). Sin embargo, hay otro grupo de muestras (L1K1W1 y L1K3W1) que representan aguas del tipo sulfatadas cálcicas por su alto porcentaje en iones sulfato y calcio (Figura 4.3). Se destaca que las aguas geotermales exhiben concentraciones de cloruros y álcalis excesivamente altos, lo que genera una opacidad del resto de los iones disueltos, reflejando una ubicación muy cercana a los vértices en los diagramas ternarios del Piper.

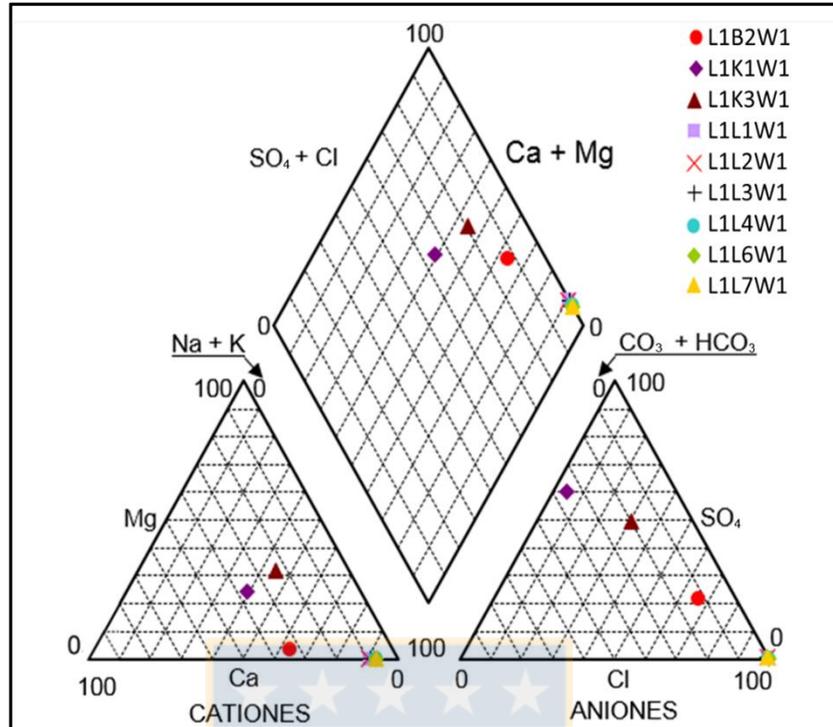


Figura 4.3: Diagrama Piper. Clasificación química de las aguas recolectadas.

4.3.1.2. Diagrama Schoeller

En la Figura 4.4, se puede apreciar un patrón de concentraciones químicas bastante similar entre las mismas muestras geotermales. Además, se observa una considerable variación entre los contenidos de iones disueltos en estas aguas, mostrando grandes contrastes entre las proporciones de magnesio y cloro.

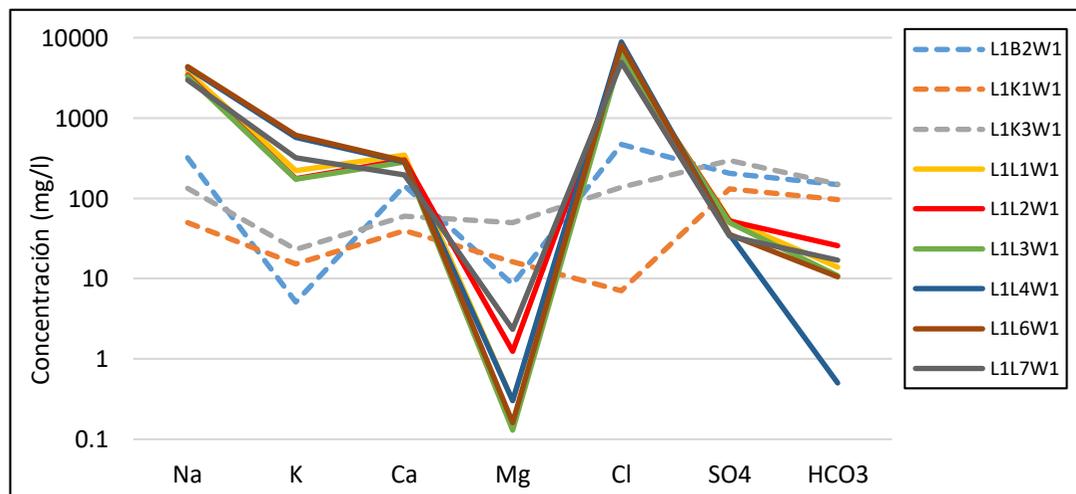


Figura 4.4: Diagrama Schoeller. Líneas continuas: aguas geotermales; líneas discontinuas: aguas de río.

Sin embargo, las muestras de ríos (L1K1W1 y L1K3W1) difieren bastante de la tendencia geotermal, revelando patrones de concentraciones químicas más planos, donde se observan variaciones menores entre las concentraciones de cada ión. La muestra L1B2W1 exhibe una tendencia particular, reflejando un comportamiento intermedio a ambas aguas previamente mencionadas. Se destaca la presencia de 2 muestras de aguas (L1K1W1 y L1L4W1) con porcentajes moderadamente mayor al error permitido en el balance iónico, por lo tanto, se tendrá en consideración estas 2 muestras (Tabla 2.1A, Anexo 2.1).

4.3.1.3. Gráficos binarios

Mediante el gráfico Cl vs HCO_3^- (Figura 4.5a) se logra observar la existencia de una buena correlación ($R^2 = 0,859$) entre los iones cloruro (Cl^-) y bicarbonato (HCO_3^-). La relación es del tipo inversa, a medida que aumenta la cantidad de bicarbonato se tendrá como respuesta la disminución de la concentración de cloruro. Las muestras de fluidos geotermales presentan elevadas cantidades de ion cloruro, sin embargo, presentan bajísimas concentraciones de bicarbonatos. Por otro lado, se puede observar que las muestras de aguas de río exhiben altas proporciones de bicarbonato, difiriendo de las bajas concentraciones de cloro.

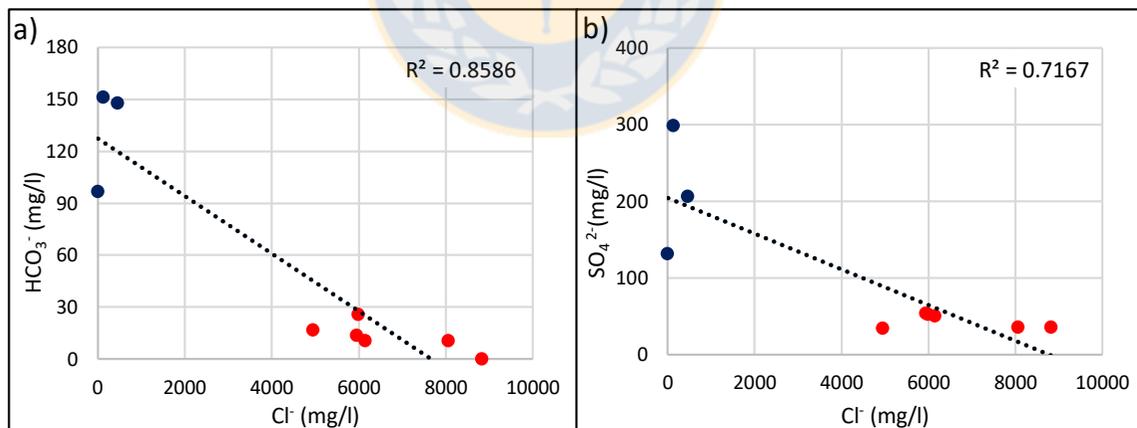


Figura 4.5: a) Gráfico Cl^- vs HCO_3^- , $R^2 = 0,859$. b) Gráfico Cl^- vs SO_4^{2-} , $R^2 = 0,717$. Círculos rojos: muestras de aguas geotermales; y círculos azules: muestras de aguas de ríos.

Aunque también se puede apreciar una buena relación del tipo inversa entre los aniones cloruros (Cl^-) y sulfatos (SO_4^{2-}), el grado de correlación es menor ($R^2 = 0,717$). Las muestras de fluidos geotermales exhiben valores muy bajos de sulfato, no obstante, las aguas de río muestran concentraciones más altas (Figura 4.5b).

En la Figura 4.6a se observa una relación lineal entre el anión cloruro y las especies alcalinas disueltas ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$). Se caracteriza por ser directamente proporcional y evidenciar una muy buena correlación, próxima a la unidad ($R^2 = 0,982$). Las aguas geotermales, muestran cantidades elevadas tanto de álcalis como de cloruros. De otro modo, las aguas de río presentan concentraciones bajas de estos iones.

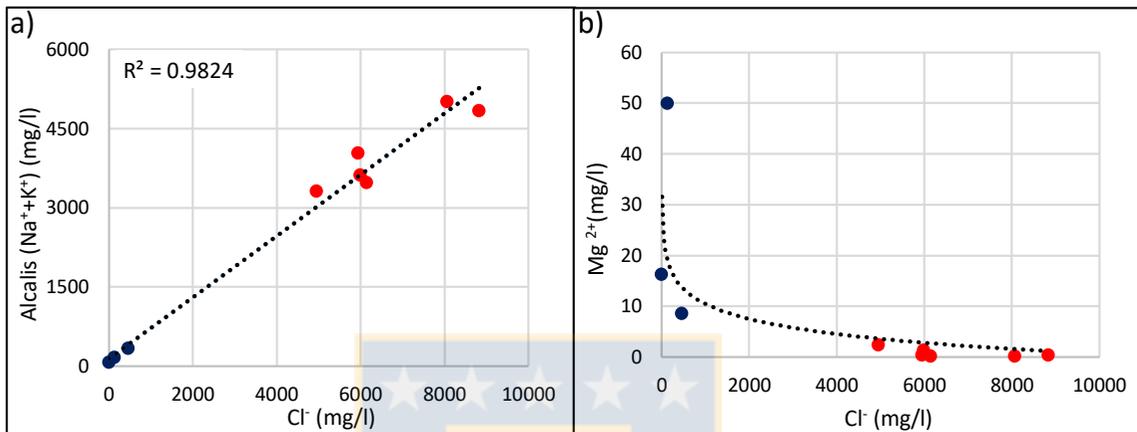


Figura 4.6: a) Gráfico Cl^- vs álcalis ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$), $R^2 = 0,982$. b) Gráfico Cl^- vs Mg^{2+} . Idéntica simbología a los gráficos anteriores.

El catión magnesio se relaciona con el cloruro siguiendo un comportamiento logarítmico (Figura 4.6b). Situación que refleja una disminución substancial del porcentaje de magnesio con respecto al aumento del cloruro, tendencia no vista en gráficos anteriores. De esta forma, las aguas geotermales registran contenidos insignificantes de magnesio, mientras que en las aguas de río se observa cantidades considerables.

En la Figura 4.7a se observan razones altas de Cl/SO_4 para las muestras de aguas geotermales, no así en las aguas de ríos, las cuales presentan razones muy bajas, indicando que las concentraciones químicas de ambos iones no son considerablemente diferentes. Las muestras L1L4W1 y L1L6W1 registran las razones más elevadas dentro del grupo de las aguas geotermales. El diagrama Na/K muestra que el agua L1B2W1 exhibe una proporción de Na/K muy alta, incluso muy superior a las muestras pertenecientes a El Tatio (Figura 4.7b). Por otra parte, las aguas geotermales no muestran razones particularmente altas. Sin embargo, las muestras L1L1W1, L1L2W1 y L1L3W1 exhiben razones significativamente mayores a las demás muestras geotermales.

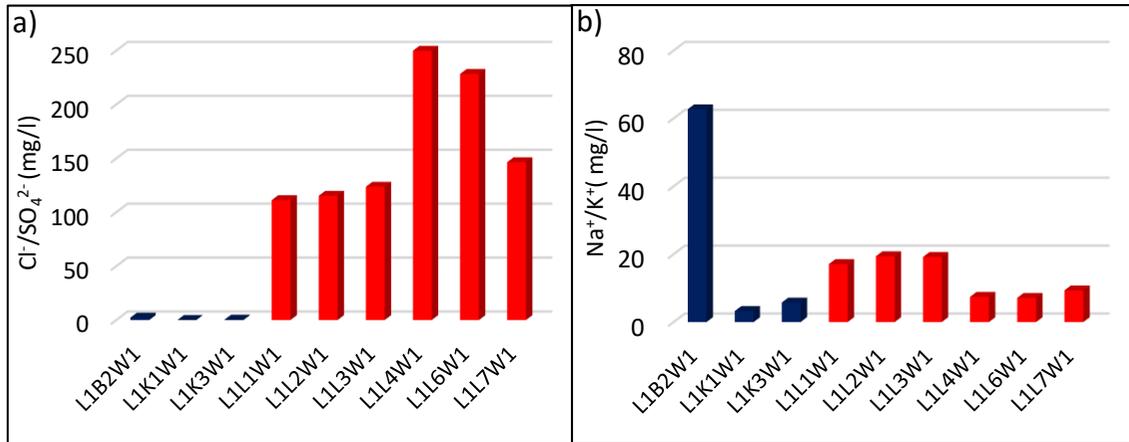


Figura 4.7: Gráficos de barras de elemento/elemento. a) Representación de la razón $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$. b) Representación de la razón Na^+/K^+ . Idéntica simbología a los gráficos anteriores.

4.3.2. Elementos menores y trazas

Además de encontrar grandes diferencias entre los elementos mayores, también se puede distinguir notorias diferencias en relación a los elementos menores y trazas (Tabla 4.3). De esta forma, las muestras de aguas de ríos exhiben concentraciones bajas en estos elementos en comparación a las aguas geotermales, las cuales muestran valores altos, inclusive equiparándose en concentración a los elementos mayores (llegando a representarse en partes por millón: ej. Li, B, As). El total de las concentraciones químicas de los elementos menores y trazas se encuentra en la Tabla 2.2A (Anexo 2.4).

Tabla 4.3: Composición química de elementos menores y trazas. Muestras de aguas recolectadas en El Tatio y ríos aledaños. Concentraciones en microgramos-litro ($\mu\text{g/l}$).

Nombre	As ($\mu\text{g/l}$)	B ($\mu\text{g/l}$)	Cs ($\mu\text{g/l}$)	Li ($\mu\text{g/l}$)	Rb ($\mu\text{g/l}$)	Sb ($\mu\text{g/l}$)	Si ($\mu\text{g/l}$)	Sr ($\mu\text{g/l}$)
L1B2W1	12	273	0,2	39	9	0,04	25897	1263
L1K1W1	10	773	2	41	51	< 0,01	26979	211
L1K3W1	294	3551	132	678	167	0,3	30315	281
L1L1W1	44878	140194	11509	33415	4376	1679	130253	4094
L1L2W1	46048	148215	11809	35066	4665	1777	136118	4286
L1L3W1	47862	151576	11967	36102	4834	1883	138667	4388
L1L4W1	56871	168146	14843	47215	12081	2097	189435	4345
L1L6W1	59978	165177	15000	47530	12267	2205	211492	4380
L1L7W1	40191	126556	9439	34085	6793	1391	102112	2924

Sin embargo, dentro del mismo grupo de aguas geotermales se observa una diferencia entre ellas. Así, se distingue que la muestra L1L6W1 presenta los valores más altos registrados. Esta diferencia se expresa en la totalidad de los elementos menores y trazas, a excepción del Sr, B, Mn y otros elementos con concentraciones poco relevantes para este estudio (Tabla 4.3).

4.3.2.1. Gráficos binarios

En la Figura 4.8a se observa una correlación muy buena y directa entre el ion cloruro y el boro, mostrando un coeficiente de determinación cercano a la unidad ($R^2 = 0,96$). La correlación entre los iones cloro y litio también es de proporcionalidad directa y muy buena, alcanzando un R^2 de 0,983, levemente superior a la asociación cloro-boro (Figura 4.8b). Por lo tanto, se destaca que los 3 iones se comportan de manera similar, reflejado por la buena correlación que los asocia entre ellos.

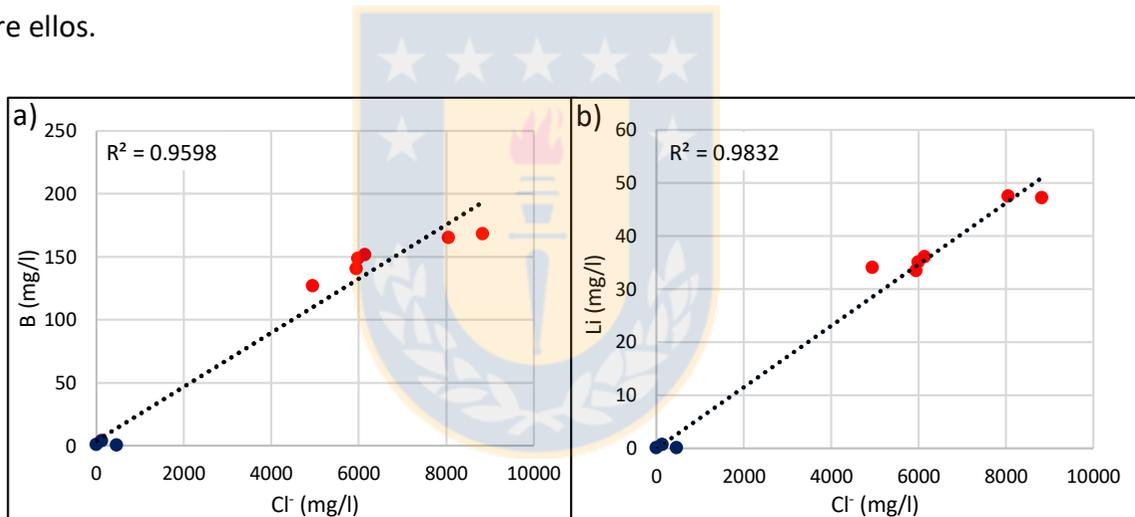


Figura 4.8: a) Gráfico Cl⁻ vs B, $R^2 = 0,96$. b) Gráfico Cl⁻ vs Li⁺, $R^2 = 0,983$. Idéntica simbología a los gráficos anteriores.

Las aguas geotermales de El Tatio presentan razones Cl/Br muy homogéneas entre ellas. Sin embargo, las aguas de río exhiben razones más heterogéneas, mostrando valores elevados representado por la muestra L1B2W1 y valores bajos en las muestras L1K1W1 y L1K3W1 (Figura 4.9a). Por otro lado, las aguas geotermales muestran razones Cl/As similares entre ellas, al igual que las razones de Cl/Br. Sin embargo, las aguas de río muestran razones altas de Cl/As (a diferencia de las razones de Cl/Br), donde las 3 muestras tienen valores mayores que las aguas de El Tatio (Figura 4.9b).

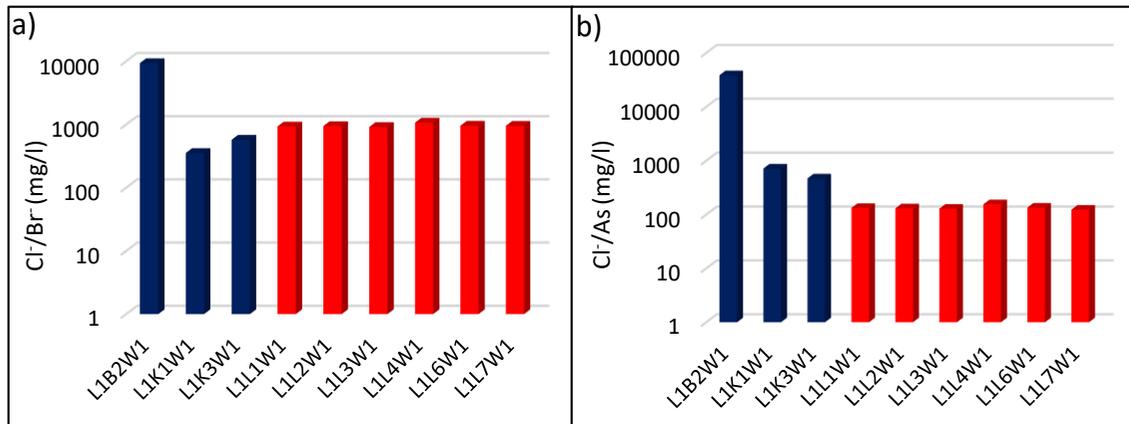


Figura 4.9: Gráficos de barras de elemento mayor/menor. a) Representación de la razón Cl⁻/Br⁻. b) Representación de la razón Cl⁻/As. Idéntica simbología a los gráficos anteriores.

Se destaca que los contenidos más altos de Rb y Cs se encuentran en las muestras L1L6W1 (con valores de 12.267 µg/l y 15.000 µg/l, respectivamente) y L1L4W1 (con valores de 12.081 µg/l y 14.843 µg/l, respectivamente). Mientras que, dentro del mismo grupo de aguas geotermales, los contenidos más bajos fueron registrados en las muestras L1L1W1 (4.376 µg/l para el Rb) y L1L7W1 (9.439 µg/l para el Cs).

4.3.3. Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno

Los valores isotópicos de deuterio ($\delta^2\text{H}$) y oxígeno-18 ($\delta^{18}\text{O}$) se exponen en la Tabla 4.4, en la cual se observa que las aguas geotermales tienen una composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ más liviana que las aguas de río, con un promedio de -58,98 ‰ y -43,37 ‰, respectivamente. Sin embargo, se muestra lo contrario en relación a los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, donde las razones más pesadas se observan en las aguas geotermales de El Tatio y las más livianas en las aguas de río, con medias de -3,63 ‰ y -6,19 ‰, respectivamente.

Cabe señalar que, dentro de las aguas geotermales, las muestras L1L4W1 y L1L7W1 presentan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ más pesados (-2,95 ‰) y más livianos (-4,16 ‰), respectivamente; y las muestras L1L3W1 y L1L6W1 exhiben los valores de $\delta^2\text{H}$ más pesados (-57,4 ‰) y más livianos (-61,3 ‰), respectivamente. Por otro lado, la muestra de río L1K3W1 exhibe los contenidos más bajos tanto de oxígeno-18 como de deuterio (Tabla 4.4). Mientras que los valores más altos se observan en las muestras L1B2W1 ($\delta^{18}\text{O} = -5,76 \text{ ‰}$) y L1K1W1 ($\delta^2\text{H} = -40,10 \text{ ‰}$).

Tabla 4.4: Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las muestras de agua. Estándar de referencia VSMOW.

Nombre	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs. VSMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰ vs. VSMOW)
L1B2W1	-5,76	-40,40
L1K1W1	-6,16	-40,10
L1K3W1	-6,64	-49,60
L1L1W1	-4,14	-59,10
L1L2W1	-3,95	-59,00
L1L3W1	-3,13	-57,40
L1L4W1	-2,95	-59,10
L1L6W1	-3,47	-61,30
L1L7W1	-4,16	-58,00

Tanto las aguas de río como las aguas geotermales se disponen hacia la derecha de la línea meteórica local (LMWL o bien línea meteórica del norte, $\delta^2\text{H} = 8,15 \cdot \delta^{18}\text{O} + 15,3$; Chaffaut y otros, 1998). Sin embargo, la diferencia entre ambos tipos de aguas es que las muestras geotermales de El Tatio (color rojo, Figura 4.10) están considerablemente más alejadas de la línea meteórica local en relación a las aguas de cursos superficiales (color azul, Figura 4.10).

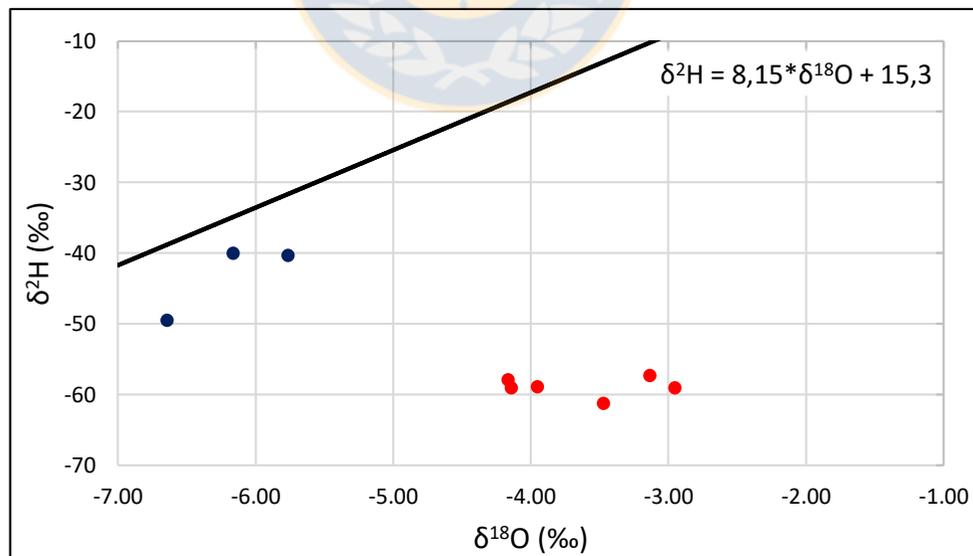


Figura 4.10: Relación $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas obtenidas en la zona de El Tatio. Círculos azules: aguas de río; y rojos: aguas geotermales. Se compara con la línea meteórica local (o línea meteórica del norte de Chile; $\delta^2\text{H} = 8,15 \cdot \delta^{18}\text{O} + 15,3$; Chaffaut y otros, 1998).

4.4. Isótopos estables de Litio y Boro en el Salar de Atacama

El análisis de los isótopos de litio y boro se realiza en base a un total de 28 muestras, 25 muestras recolectadas en terreno y 3 facilitadas por la Dra. Linda Godfrey de la Universidad de Rutgers. Se distribuyen dentro del salar de Atacama y en zonas aledañas, principalmente sectores ubicados al este del salar (Figura 4.11). Del total de las 28 muestras, 8 de ellas corresponden a aguas de napas subterráneas ubicadas en el borde oriental y en el sector norte del salar de Atacama; y el resto de las muestras (20) corresponde a aguas superficiales, distribuidas principalmente hacia el este y en el norte del salar, que consisten en: lagos salinos (7), lagos (4), ríos (3) y manifestaciones termales de El Tatio (6).

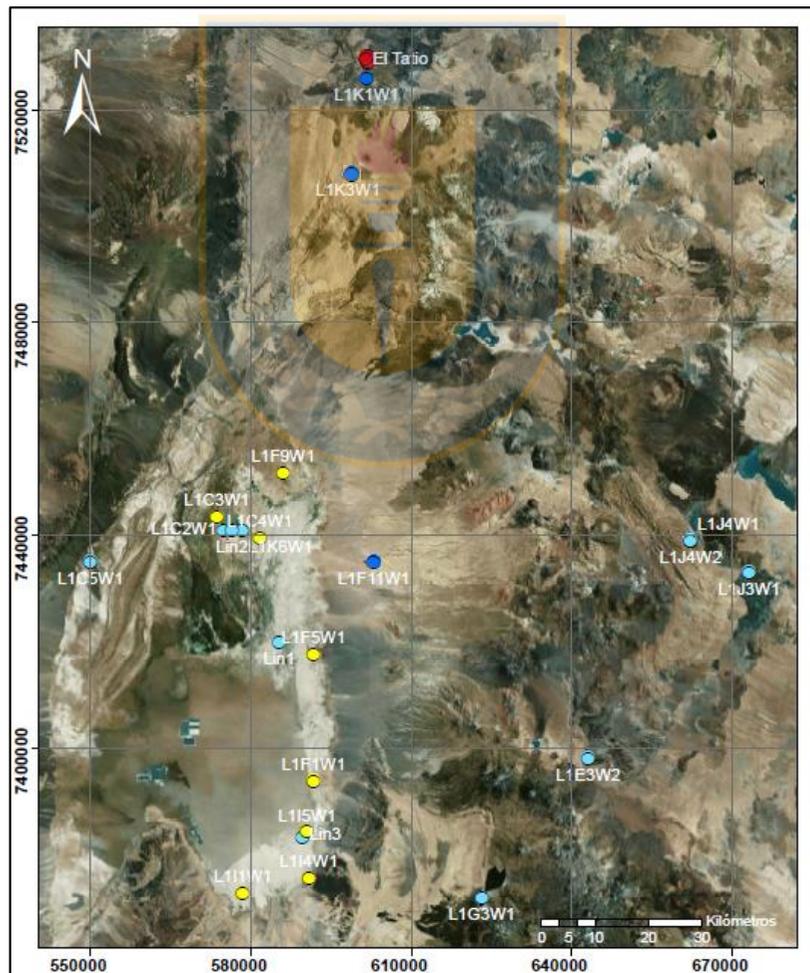


Figura 4.11: Mapa de ubicación de las muestras de agua en el salar de Atacama. Círculos rojos: aguas geotermales; azules: aguas de río; amarillos: aguas salinas de napas subterráneas; y celestes: lagos y lagos salinos superficiales.

En la Tabla 4.5 se observa los valores de las razones isotópicas ($\delta^7\text{Li}$ y $\delta^{11}\text{B}$) de todas las muestras utilizadas en este informe, además del tipo de agua que representa cada muestra. Se destaca el amplio rango de valores isotópicos que presentan las aguas recolectadas e incorporadas, mostrando una variación mayor en los valores de $\delta^{11}\text{B}$ en relación a los valores de $\delta^7\text{Li}$. Las concentraciones químicas tanto de boro como de litio se encuentran en la Tabla 2.3A (Anexo 2.5).

Tabla 4.5: Valores de $\delta^{11}\text{B}$ y $\delta^7\text{Li}$ de las aguas en la zona del salar de Atacama. El prefijo “L1” corresponde a las muestras obtenidas en terreno, y “Lin” son los valores facilitados por la Dra. Linda Godfrey.

Nombre	$\delta^{11}\text{B}$ (‰ vs. SRM-951)	$\delta^7\text{Li}$ (‰ vs. L-SVEC)	Tipo
L1C2W1	-9,00	7,71	Lago Salino
L1C3W1	-9,49	0,41	Agua subterránea
L1C4W1	-6,52	6,48	Agua subterránea
L1C5W1	2,13	16,82	Lago Salino
L1E3W2	3,54	5,20	Lago
L1F1W1	-6,85	11,40	Agua subterránea
L1F5W1	-6,29	6,90	Agua subterránea
L1F9W1	-5,86	2,86	Agua subterránea
L1F11W1	2,74	5,57	Río
L1G3W1	4,04	10,60	Lago
L1I1W1	-3,47	10,51	Agua subterránea
L1I4W1	6,36	6,83	Agua subterránea
L1I5W1	-9,57	11,54	Agua subterránea
L1J3W1	-2,93	5,37	Lago
L1J4W1	1,12	5,31	Lago Salino
L1J4W2	-0,04	4,90	Lago Salino
L1K1W1	0,57	11,89	Río
L1K3W1	-3,03	3,42	Río
L1K6 W1	-5,18	3,75	Lago
L1L1W1	-5,35	0,07	Geotermal
L1L2W1	-5,52	0,40	Geotermal
L1L3W1	-5,45	-0,31	Geotermal
L1L4W1	-5,48	0,41	Geotermal
L1L6W1	-5,75	0,49	Geotermal
L1L7W1	-5,66	0,04	Geotermal
Lin1	-7,06	10,00	Lago Salino
Lin2	-9,52	7,00	Lago Salino
Lin3	0,98	12,60	Lago Salino

4.4.1. Litio

Los valores de $\delta^7\text{Li}$ expuestos en la Tabla 4.5, muestran un rango que varía desde -0,31 ‰ a 16,82 ‰, promediando un valor total de 6,06 ‰. Los valores más elevados se observan en las muestras L1C5W1 y Lin3 (16,82 ‰ 12,60 ‰, respectivamente). Por el contrario, las muestras L1L3W1, L1L1W1 y L1L7W1 presentan los valores más bajos (-0,31 ‰, 0,07 ‰ y 0,04 ‰, respectivamente).

Separando las muestras analizadas mediante el tipo de agua, se observan notorias diferencias entre los valores isotópicos. Las aguas geotermales de El Tatio presentan razones muy bajas, con una media de 0,18 ‰. Por otra parte, las muestras de aguas de la zona del salar (lagos, lagos salinos y aguas subterráneas) exhiben valores isotópicos muy superiores a las aguas de El Tatio, con un promedio de 7,59 ‰. En relación a la ubicación espacial, las aguas pertenecientes al salar de Atacama (L1C2W1, L1C3W1, L1C4W1, L1F1W1, L1F5W1, L1F9W1, L1I1W1, L1I4W1, L1I5W1, L1K6W1, Lin1, Lin2 y Lin3) muestran una media total de 8,20 ‰, la que es mayor que las muestras localizadas al este del mismo salar (L1E3W2, L1G3W1, L1J3W1, L1J4W1 y L1J4W2) las cuales en su total promedian un valor de 6,50 ‰. Al norte del salar (El Tatio), como se ha mencionado anteriormente, las aguas geotermales promedian 0,18 ‰ (Tabla 4.5).

Al considerar exclusivamente las muestras del campo geotermal (promedio total) y las aguas ubicadas más al sur (salar de Atacama y la muestra L1K3W1 en el vado de la Putana), se observa una leve tendencia lineal entre los valores isotópicos de las muestras de agua y la posición geográfica, considerando una línea de dirección norte-sur (Figura 4.12). Con valores de $\delta^7\text{Li}$ más pesados cuanto más al sur se encuentran. En este análisis no se consideraron las muestras L1C5W1, L1C3W1 y L1K1W1, debido a que: la primera muestra (Laguna Baltinache) se encuentra aislada en el sector occidental del salar (debido a la cordillera de la Sal), por lo que no presenta relación con las aguas perteneciente al salar. Las otras dos muestras poseen un error superior al permitido (8,27 % y 13,04 %, respectivamente). Entonces, se restringe exclusivamente a 14 muestras de aguas (geotermales, de lagos, de lagos salinos, subterráneas y de ríos).

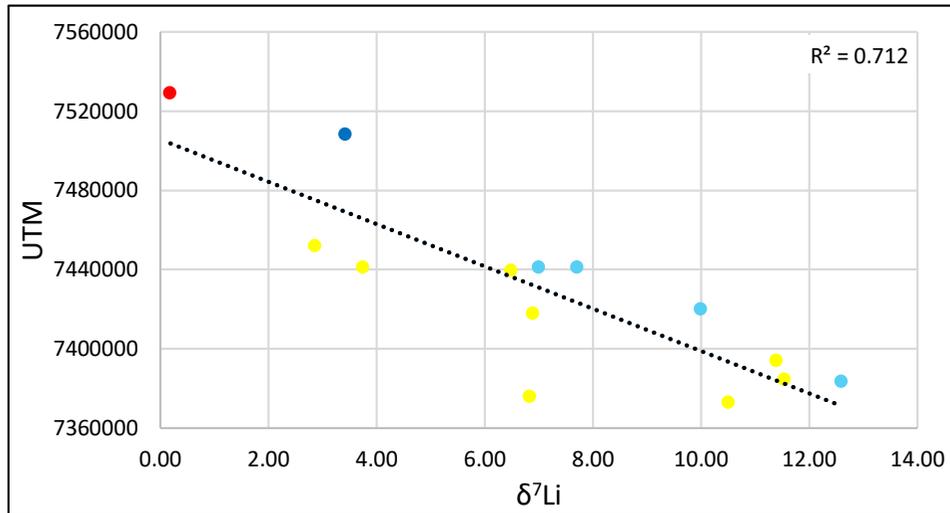


Figura 4.12: Gráfico $\delta^7\text{Li}$ vs UTM. Idéntica leyenda a la Figura 4.11 (mapa).

Los fluidos de El Tatio se ubican alejados con respecto al rango mencionado por Araoka y otros (2014) para las aguas geotermales, presentando contenidos isotópicos ($\delta^7\text{Li}$) más bajos y concentraciones de Li más elevadas (Figura 4.13). Sin embargo, un gran porcentaje de las muestras salinas (subterráneas y superficiales) se disponen dentro o muy cerca de los valores propuestos para las aguas del mismo tipo y de la corteza superior continental. Sin embargo, existen 3 muestras (L1C2W1, L1F1W1 y L1I5W1) que se encuentran muy alejadas de los rangos previamente mencionados, presentando concentraciones de litio más elevadas (círculo verde).

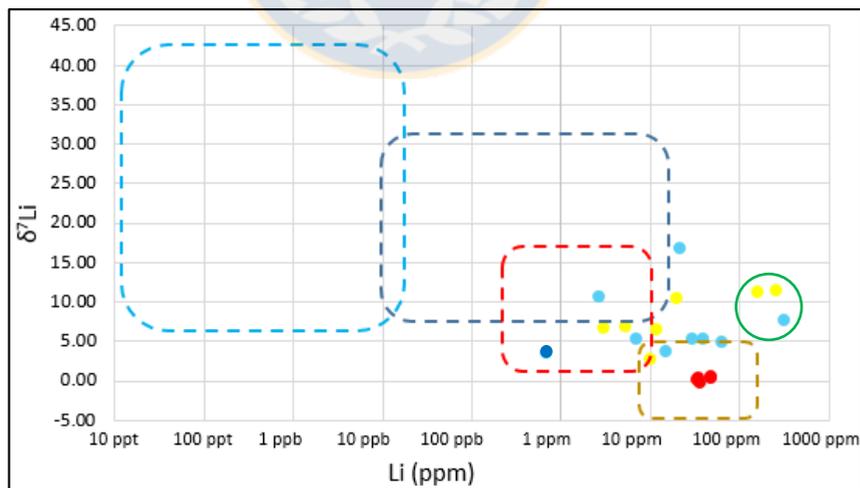


Figura 4.13: Gráfico Li (ppm) vs $\delta^7\text{Li}$. Representación de los diferentes tipos de aguas (razón isotópica de Li y concentración en ppm). Zonas con líneas discontinuas celestes: aguas meteóricas; azules: aguas salinas; rojas: fluidos geotermales continentales; y marrón: corteza superior continental. Modificado de Araoka y otros (2014). Idéntica simbología al gráfico anterior.

Cabe destacar que las aguas L1C3W1, L1F11W1 y L1K1W1 no se consideraron en este análisis debido a su diferencia desmedida en el error iónico (8,27 %, 16,49 % y 13,04 %, respectivamente). Tampoco las muestras Lin1, Lin2 y Lin3, ya que se desconoce el valor de las concentraciones químicas de litio.

4.4.2. Boro

El contenido isotópico de boro se expone en la Tabla 4.5, donde se observa un rango isotópico ($\delta^{11}\text{B}$) bastante amplio, con un valor mínimo de -9,57 ‰ y un máximo de 6,36 ‰ (L115W1 y L114W1, respectivamente). En su totalidad, las aguas de la zona de estudio promedian -3,45 ‰.

Se observa que la tendencia general para las aguas salinas (lagos, lagos salinos y subterráneas) y de río es presentar concentraciones químicas de boro bajas y $\delta^{11}\text{B}$ elevadas. Sin embargo, se presencia algunas muestras (L1C2W1, L115W1 y L1J4W2) que exhiben contenidos químicos de B importantes. Por otro lado, las aguas geotermales muestran cantidades de boro elevadas y $\delta^{11}\text{B}$ bajos, y a diferencia de las aguas salinas y de río, el comportamiento es mucho más homogéneo (Figura 4.14).

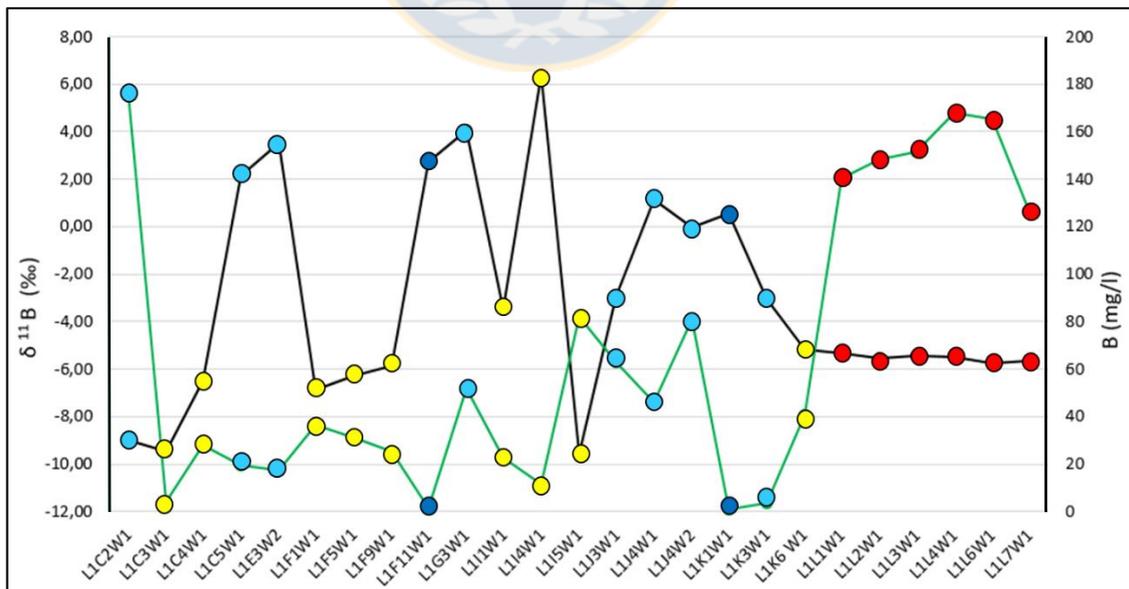


Figura 4.14: Gráfico que representa las concentraciones químicas de boro (eje derecho, línea de color verde) y $\delta^{11}\text{B}$ (eje izquierdo, color negro). Para las diferentes muestras de aguas recolectadas en terreno. Idéntica simbología a gráficos anteriores.

En cuanto a la variación espacial, también se identifican diferencias en relación a los valores promedios y a los rangos de las razones isotópicas. De esta forma, el valor más bajo corresponde a las muestras de El Tatio, cuyos fluidos promedian un valor de $-5,53 \text{ ‰}$, con un rango entre $-5,75 \text{ ‰}$ y $-5,35 \text{ ‰}$. Mientras que las aguas asociadas al salar de Atacama, registran un promedio levemente superior a las aguas geotermales ($-4,95 \text{ ‰}$), presentando un rango muchísimo más amplio ($-9,57 \text{ ‰}$ y $6,36 \text{ ‰}$). Por otra parte, las aguas localizadas al este del salar, exhiben el valor promedio más alto ($0,41 \text{ ‰}$).



5. Discusiones

En este apartado se discute, compara e interpreta los diversos procesos fisicoquímicos que afectan a las aguas de El Tatio. Buscando establecer relaciones geoquímicas entre el campo geotermal y el salar de Atacama, enfocándose principalmente en la contribución de litio que pueda tener El Tatio al salar de Atacama.

Para el campo geotermal, el estudio se enfoca en el mecanismo de origen y los aspectos que controlan la concentración de elementos químicos en las aguas geotermales, siendo imprescindible la utilización de la hidrogeoquímica. En el caso del salar de Atacama, se pretende comprender los factores que gobiernan la concentración de litio y boro. Para ello, resulta fundamental el análisis de la **signatura isotópica** impuesta por los procesos fisicoquímicos involucrados.

5.1. Zona de El Tatio

Para el estudio de las aguas del campo geotermal, se utilizaron métodos de interpretación basados en diagramas Piper, Schoeller, binarios, de barras y mapas de isolíneas y puntos ponderados.

En la elaboración de los mapas de distribución de concentraciones químicas, se incorporaron muestras de fluidos geotermales del trabajo de Nicolau y otros (2014). Para el análisis de isótopos de agua se incorporaron muestras de la investigación de Cortecci y otros (2005).

5.1.1. Distinciones fisicoquímicas

Las características fisicoquímicas de los fluidos de El Tatio (elevadas temperaturas, ~ 58 °C; pH neutro; y cantidades de sólidos disueltos totales de aprox. 11.500 mg/l) muestran diferencias en relación a las aguas de río, que en su mayoría son de bajas temperaturas (~ 18 °C), pH

levemente más alcalino y tienen un total de sólidos disueltos de 870 mg/l, valor muy por debajo en comparación a las aguas geotermales. Sin embargo, la muestra de río L1B2W1 se comporta de manera anómala. Si bien químicamente se clasifica como agua del tipo clorurada sódica, presenta características fisicoquímicas similares a las demás muestras de río: contenidos de TDS bajos (1.330 mg/l), temperatura de 28,4 °C, pH neutro a alcalino y concentraciones químicas intermedias a las aguas geotermales y a las de río (Figura 4.4).

Por lo tanto, se establece preliminarmente la existencia de dos orígenes diferentes para las aguas analizadas: i) Una fuente que aporta cantidades significativas de iones disueltos, confirmada por el alto valor de TDS obtenido; y que, además transfiere energía en forma de calor, inferida mediante las altas temperaturas registradas. Ambos aspectos proponen una génesis principalmente profunda, donde el reservorio se encuentra cerca de un cuerpo magmático, el cual contribuye en la incorporación de iones y provoca el calentamiento de las rocas permeables por donde escurren los fluidos (Cusicanqui y otros, 1975; Lahsen, 1976; Tassi y otros, 2010). ii) Las aguas con temperaturas ambiente y contenidos bajos en elementos sugieren una fuente de origen meteórica, sin embargo, para confirmar tal hipótesis es necesario utilizar trazadores isotópicos (deuterio y oxígeno-18), tema que posteriormente se tratará. De manera anómala, la existencia de L1B2W1 podría reflejar un aporte de ambas fuentes, observación realizada en base a sus concentraciones químicas y parámetros fisicoquímicos.

5.1.2. Procesos hidrogeoquímicos en las aguas de El Tatio

Para interpretar la distribución de los iones disueltos en los fluidos, se realizaron gráficos binarios, de barra y mapas de isólineas, con el fin de relacionar geoquímicamente las diferentes emanaciones termales. En este apartado se incorporan 5 muestras de aguas geotermales de Nicolau y otros (2014).

En la Figura 5.1, se observa una clara distribución de las concentraciones de cloro en las aguas geotermales. Las predominantes cantidades de cloruro en el sector norte de El Tatio (sobrepasando incluso los 9.000 ppm) indicarían una influencia directa de un reservorio principal, produciendo un ascenso rápido de los fluidos desde reservorio hasta la superficie, sin presenciar

una dilución significativa con otros tipos de aguas como lo son las meteóricas o subterráneas (Giggenbach, 1978). El anión cloruro es derivado, primordialmente a partir de la desgasificación de HCl de una cámara magmática emplazada cerca del reservorio, el cual progresivamente alimenta al sistema hidrotermal (Cortecci y otros, 2005; Tassi y otros, 2010). Otros autores postulan lixiviación de cloro desde la roca caja, como proceso secundario (Ellis y Mahon, 1977 en Tassi y otros, 2010). Por otra parte, las aguas del oeste muestran los niveles de Cl más bajos registrados, indicando posiblemente mezclas con aguas empobrecidas en cloro, como lo son las aguas subterráneas superficiales o meteóricas.

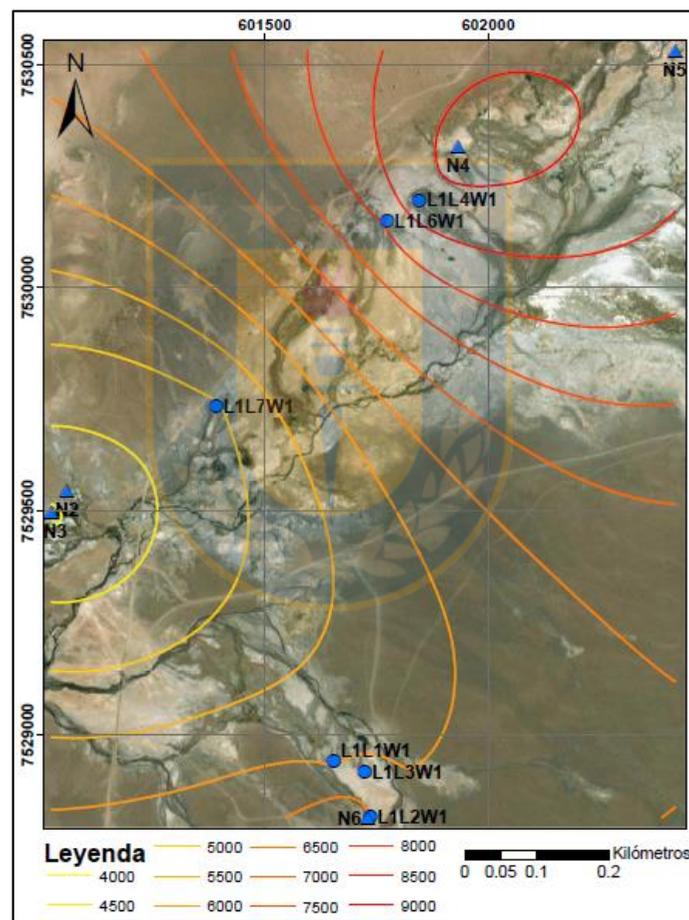


Figura 5.1: Mapa de isocloros, representación de los contenidos de Cl. Círculos azules: aguas de este estudio; y triángulos: muestras aportadas por Nicolau y otros (2014).

La estabilidad del equilibrio Na-K-Ca está controlada por la interacción entre fluido/roca, la cual se produce dentro del reservorio principal en las rocas volcánicas de las ignimbritas Puripicar y Río Salado (Cusicanqui y otros, 1975). Las elevadas temperaturas en el reservorio principal

provocan reacciones químicas que generan disolución y precipitación de minerales, produciendo transferencia de especies disueltas desde la roca caja al fluido geotermal. Además, se produce una neutralización primaria de los fluidos con aportes magmáticos (Giggenbach, 1988), los cuales reaccionan con minerales (ej. plagioclasas) y provocan la alteración de estos, lixiviando los cationes (principalmente Ca, K y Na) hacia la solución y alcalinizando el pH. Las concentraciones de cationes más altas son registradas en la zona norte del campo: L1L4W1, L1L6W1, N4 y N5 (Figura 5.2), sugiriendo que en esta zona se produce importantes reacciones químicas (plagioclasa \rightarrow sericita \rightarrow arcillas) que provocan una transferencia considerable de iones disueltos a los fluidos geotermales.

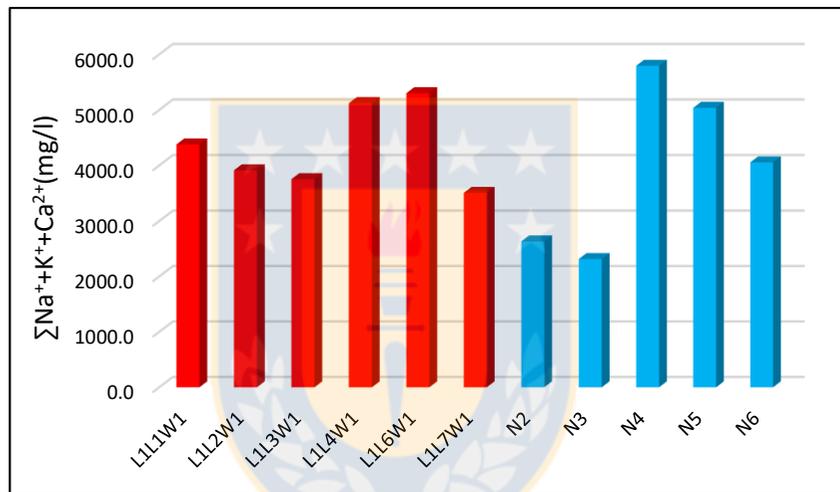


Figura 5.2: Gráfico de barras de la suma de cationes Na^+ , K^+ y Ca^{2+} de las aguas geotermales. Eje Y: suma total de cationes (mg/l). Eje X: muestras. Color rojo: aguas geotermales recolectadas, y celestes: aguas del trabajo de Nicolau y otros (2014).

De otra forma, cuando el sistema se ve sometido a una disminución de temperatura, ya sea por efecto de ebullición, dilución o pérdida de calor por conducción, se reajusta el equilibrio químico entre fluido/roca y se modifica el contenido de iones disueltos en la solución (Fournier, 1977). Las muestras ubicadas en la zona oeste (N2, N3 y L1L7W1) exhiben bajos contenidos en cationes (Figura 5.2), proponiendo importantes procesos de dilución para estas aguas. Esto no solo provoca una modificación en el equilibrio del sistema roca/fluido, reduciendo la incorporación de cationes, sino que también disminuye la proporción de estos iones al mezclarse con un cuerpo hídrico empobrecido en estos elementos como lo son las aguas meteóricas o subterráneas (Hawkins y Tester, 2016).

Se observa comportamientos disímiles entre las razones de Na/K de las muestras analizadas (Figura 5.3). El sodio a pesar de ser considerado un elemento reactivo, es muy móvil. En sistemas hidrotermales, este catión no es controlado por precipitación de minerales secundarios y, además, existen pocas arcillas que contengan cantidades significativas de Na, por lo que se mantendría en el fluido geotermal (Gaillardet, 2016). Por el contrario, el ion potasio presenta características afines a las estructuras de las arcillas, principalmente al grupo de las micas, por lo que es rápidamente incorporado en las estructuras cristalinas de los minerales de arcilla, los cuales se encuentran enriquecidos en este elemento en relación al sodio (ej. sericitas). En lugares donde el ascenso es lento e indirecto, supondrá pérdida de temperatura por conducción y los tiempos de contacto serán más prolongados entre fluido/roca, aumentando el flujo lateral (Nicholson, 1993 en Cortecci y otros, 2005). Esto provocará un aumento en la capacidad de formación de los minerales de arcilla, tanto en los procesos de precipitación (en porosidades de la roca caja) como de alteración de minerales primarios. Los fluidos del sector sur del campo (rectángulo morado, Figura 5.3) presentan razones altas de Na/K, indicando una posible disminución sustancial del catión potasio producto de la formación de arcillas, principalmente illitas y sericitas, minerales que han sido observadas dentro del campo geotermal por Álvarez (1992) y Youngman (1984).

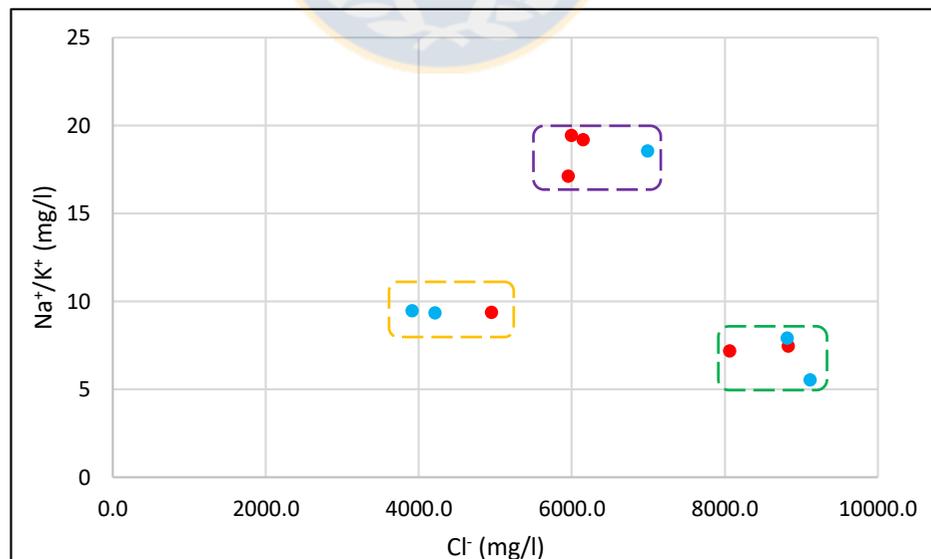


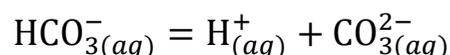
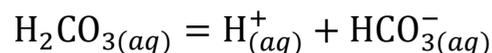
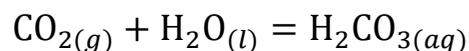
Figura 5.3: Gráfico Cl⁻ vs Na⁺/K⁺. Idéntica simbología al gráfico anterior. Rectángulo verde: aguas del sector norte; morado: aguas del sur; y naranja: aguas del oeste.

Por otro lado, las bajas razones Na/K observadas en el norte (rectángulo verde, Figura 5.3), muestran una presencia significativa de potasio en la solución. Esto refleja ascensos rápidos y directos (*upflow*) de los fluidos, evitando un enfriamiento significativo por pérdida de calor y disminuyendo los tiempos de contacto con las rocas donde se pueda formar minerales de arcilla, ricos en K como lo son las sericitas e illitas.

Las enormes concentraciones de cloro y sodio registradas, podrían reflejar procesos de mezcla con salmueras en profundidad (propuesta por Cusicanqui y otros, 1975; Giggenbach, 1978). Sin embargo, el hecho de que se produzca este proceso sugiere un aumento en elementos específicos (Na, Cl, entre otros), pero los datos obtenidos expresan lo contrario, los cuales exhiben un aumento de manera casi proporcional y generalizada en todos los iones disueltos (Figura 4.4 y Tabla 4.3). Durante los procesos de ebullición, la fase fluida residual progresivamente se enriquece en iones, mientras que la fase gaseosa se empobrece y se enriquece en especies volátiles. Por consiguiente, la propuesta de ebullición se ajusta más a los valores obtenidos, siendo más factible la hipótesis. Aunque no se descarta la existencia de que ambos procesos estén afectando al sistema hidrotermal.

Cuando ocurre un proceso de ebullición, además de incrementar los contenidos de iones disueltos, también provoca una disminución de la temperatura y un aumento del pH en el fluido debido a la transferencia de “gases ácidos”, como lo son H₂S y CO₂ (Arnórsson y otros, 2007). Este último componente se encuentra de manera predominante en las exhalaciones (Martínez y otros, 2006).

La distribución de bicarbonato en la zona muestra tendencias contrarias a las expuestas por los contenidos de cloro, reflejando comportamientos diferentes entre ambos iones. Este anión es esencialmente formado por condensación de la fase gaseosa, separada mediante ebullición, dentro de aguas subterráneas empobrecidas en oxígeno disuelto, siguiendo las reacciones químicas (Hawkins y Tester, 2016):



Los valores más altos registrados son exhibidos en las aguas geotermales ubicadas en el oeste de El Tatio (Figura 5.4), reflejando procesos de absorción de gases ricos en CO_2 dentro de aguas subterráneas empobrecidas en oxígeno. Por lo tanto, estos fluidos están formados a partir de un componente gaseoso rico en CO_2 y aguas subterráneas, posiblemente referidas a otro acuífero ubicado dentro de las “Dacitas de Tucle”, la cual representa el segundo reservorio de importancia en el campo geotermal (Cusicanqui, 1975).

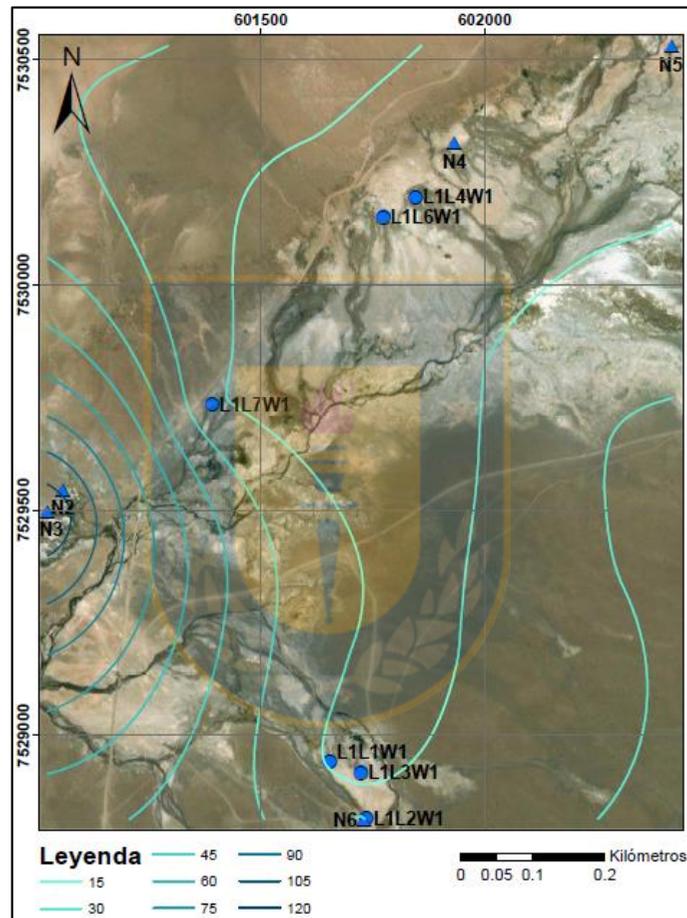


Figura 5.4: Mapa de isóneas, distribución de los contenidos de HCO_3^- . Idéntica simbología a Figura 5.1.

Resulta lógico que las aguas localizadas en el sector norte presenten contenidos de bicarbonatos muy bajos (Figura 5.4), ya que estos fluidos fueron sometidos a procesos de ebullición empobreciendo la fase líquida en CO_2 .

De otra manera, el bicarbonato también se puede formar a partir de reacciones entre el CO_2 disuelto en la solución y minerales silicatos de la roca caja (Fournier y Truesdell, 1970). Por

lo tanto, esto podría explicar las pequeñas pero significativas cantidades de HCO_3^- que se registran en la zona sur, donde los fluidos no ascienden de manera directa y muestran un mayor tiempo de contacto con la roca caja (*outflow*).

La disminución de magnesio en los fluidos es provocada principalmente por la precipitación de minerales de alteración hidrotermal, tales como cloritas y otras arcillas ricas en Mg (Bischoff y Seyfried, 1978 en Tassi y otros, 2010). Este empobrecimiento se observa tanto en las aguas del norte como las del sur, pero no en las emanaciones del oeste (N2, N3 y L1L7W1) donde las concentraciones son más elevadas (Figura 5.5). El enriquecimiento en Mg de las aguas geotermales posiblemente es atribuido a procesos de mezclas (dilución) con aguas meteóricas o subterráneas superficiales (Arnórsson y otros, 2007).

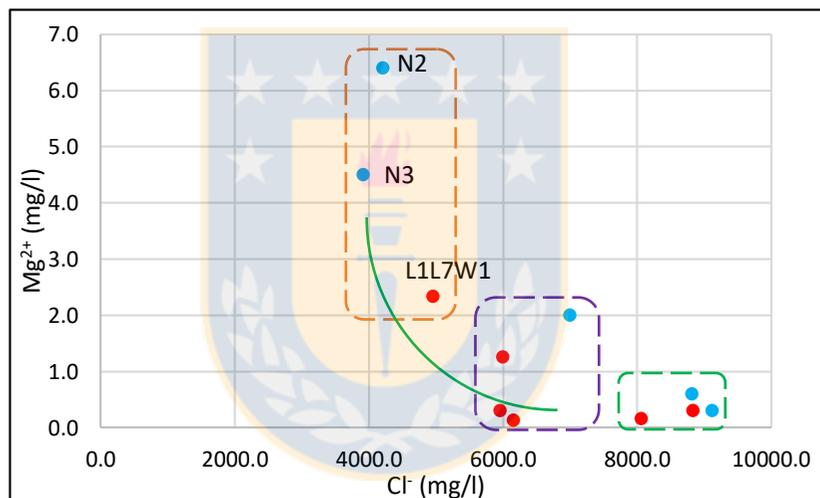


Figura 5.5: Gráfico Cl^- vs Mg^{2+} . Línea verde muestra la tendencia de los contenidos. Idéntica simbología a los gráficos anteriores.

Mientras el porcentaje de cloro aumenta, las concentraciones de magnesio disminuyen y tienden a ser más homogéneas (Figura 5.5), indicando que la contribución meteórica afecta bastante el contenido de magnesio, incluso se destaca notorias diferencias dentro del mismo grupo de aguas (rectángulo naranja, aguas del oeste). Posiblemente, el comportamiento del Mg es muy inestable en los acuíferos donde los procesos de dilución son importantes.

Se destaca la importancia del comportamiento *buffer* de ciertos minerales (feldespatos) durante las reacciones del tipo hidrólisis, implicadas en la lixiviación de cationes. Tal proceso modifica el potencial de hidrógeno (pH), neutralizando progresivamente el fluido a través del

consumo gradual de iones de hidrógeno (H^+), los cuales provienen de las fases magmáticas que podrían ser incorporadas en el reservorio (Arnórsson y otros, 2007). Las aguas geotermales que no evidencian procesos de dilución, pero si procesos de ebullición, supondrían pH más altos. Siendo una posible explicación a los valores de pH registrados en las muestras de la zona, donde los fluidos (L1L4W1 y L1L6W1, sector norte) con aportes directo del reservorio son levemente más alcalinas que el resto.

La concentración de sulfato no es significativa, aunque se puede observar una leve distinción entre las aguas del norte y del sur (Tabla 4.2). Sin embargo, diversos autores han observado fluidos geotermales con grandes cantidades de SO_4 (>200 mg/l), clasificándolas como aguas del tipo sulfatadas (Giggenbach, 1978; Cortecchi y otros, 2005). El mecanismo propuesto para la formación de sulfato es a través de condensación de vapor enriquecido en H_2S dentro de aguas superficiales de carácter oxidante, el sulfato proviene de la oxidación del azufre (Hawkins y Tester, 2016). Este proceso afecta las condiciones fisicoquímicas del acuífero, formando aguas vapor-calentadas con menor pH y mayor temperatura. Se propone que los fluidos fueron afectados por una ligera absorción de vapor enriquecido en azufre, indicada por las bajas concentraciones de SO_4 registradas en el campo, en relación a las aguas sulfatadas (>200 mg/l) recolectadas por otros autores. La presencia de aguas poco oxidantes es la principal causa de la carencia de este tipo de aguas en la zona de estudio. Sin embargo, Cortecchi y otros (2005) abarcan una zona de estudio más amplia incluyendo manifestaciones termales cercanas al río Tucle, el cual podría ser el responsable de la formación de aguas del tipo sulfatadas.

El carácter conservativo que presentan los iones de Cl y Br, sugiere que las aguas geotermales posiblemente provengan de la misma fuente, propuesta fundamentada mediante los valores homogéneos de Cl/Br que presentan las muestras (Figura 4.9a). Esta procedencia se relacionaría a una contribución de aguas magmáticas, la cual alimentaría en menor grado al reservorio. Las concentraciones de litio y boro siguen un patrón similar al del cloro (Figura 4.8). Estos cationes son caracterizados por ser relativamente conservativos en ambientes hidrotermales y por mostrar propiedades altamente móviles en las fases fluidas.

Los altos contenidos de litio existentes en las aguas geotermales (~ 38 mg/l) podrían provenir de la disolución de la roca caja, la cual muestra cantidades considerables de este metal

alcalino. La lixiviación toma lugar dentro del reservorio madre localizado principalmente en la Ignimbrita Puripicar (Cusicanqui y otros, 1975), cuyas concentraciones de Li pueden llegar hasta los 40 ppm en las rocas volcánicas expuestas en la superficie (Rosales, 2018, en prep.). El Li es altamente incompatible con los minerales formadores de rocas, a excepción de las biotitas, que muestran una leve compatibilidad con este ion, $D_{Li}^{biotita/fundido} = 0,8-1,7$ (Benson y otros, 2017). Posiblemente, el litio este siendo removido a partir de este mineral o incluso podría estar siendo exsuelto desde el fundido magmático e incorporado dentro del reservorio principal junto a otros elementos móviles y volátiles (Benson y otros, 2017).

Los contenidos de litio en la zona se distribuyen de manera heterogénea (Figura 5.6), mostrando concentraciones más altas en el sector norte donde alcanza valores de 47 mg/l. Precisamente es en ese sector donde los fluidos ascienden directamente desde el reservorio principal y donde el grado de lixiviación de cationes es mayor. También se puede asociar un enriquecimiento de litio debido a los procesos de ebullición que puedan ocurrir.

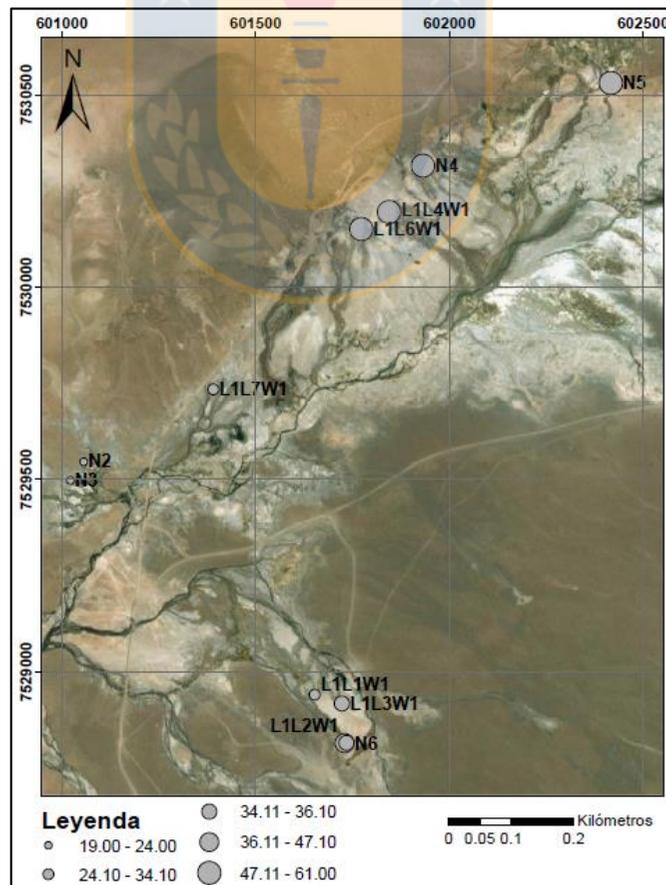


Figura 5.6: Mapa de puntos ponderados para el ion litio. Concentración en mg/l.

Las sustituciones iónicas dentro de las estructuras de los minerales de arcilla son bastante comunes, sobre todo cuando se trata del grupo de las esmectitas. Las esmectitas trioctaédricas, compuestas por magnesio en la coordinación octaédrica, son más estables a mayor temperatura que las esmectitas dioctaédricas (Eberl y otros, 1978). El intercambio iónico (isomorfismo) entre los cationes Li y Mg se puede producir dentro de las capas octaédricas de la hectorita, mineral de arcilla del grupo de las esmectitas que se puede formar en zonas de alteración hidrotermal (Bradley y otros, 2013; Benson y otros, 2017). Sin bien no hay estudios que especifiquen los minerales de arcillas observados dentro del campo geotermal, se propone que la disminución de Li puede ser provocada por la formación del mineral de arcilla hectorita en los fluidos del sector sur, donde el flujo lateral aumenta el tiempo de contacto entre el fluido y la roca caja, posibilitando la cristalización de arcillas y otros minerales secundarios. Para verificar esta hipótesis es necesario realizar un análisis mineralógico en detalle de las arcillas presentes en la zona de estudio.

Las bajas cantidades de litio observadas en el sector oeste, pueden ser explicadas por los procesos de condensación y de dilución que afectan a estas aguas, las cuales se mezclan con otras aguas empobrecidas con respecto al catión Li.

Las concentraciones de boro registradas en rocas superficiales de la unidad Ignimbrita Puripicar son del orden de 25 ppm (Rosales, 2018, en prep.), muy por debajo de las observadas en las muestras de agua donde sobrepasan los 100 mg/l. Los valores de B en los fluidos son muy superiores a los de Li (Tabla 4.3). No solo la lixiviación controla las cantidades de boro en las aguas geotermales, sino que también se propone la existencia de otro proceso que incremente los contenidos dentro de los fluidos. Una hipótesis es el aporte de fases residuales magmáticas provenientes del intrusivo, donde este elemento es preferiblemente fraccionado dentro de los fluidos en las etapas más tardías de la cristalización magmática. El boro se manifiesta en su forma más volátil en residuos magmáticos (BF_3), y al asociarse con vapor dentro del reservorio, forma ácido bórico, incrementado las cantidades de boro.

Los altos valores de B/Li en las muestras del sur (L1L1W1, L1L2W1 y L1L3W1) reflejan disminuciones sustanciales de litio, sugiriendo que el transcurso del fluido a través de la roca es considerablemente favorable para la formación de minerales arcillosos (ej. hectorita). Mientras

que la muestra del oeste (L1L7W1) indica procesos de dilución, disminuyendo equitativamente la concentración de ambos iones y bajando la proporción (Figura 5.7).

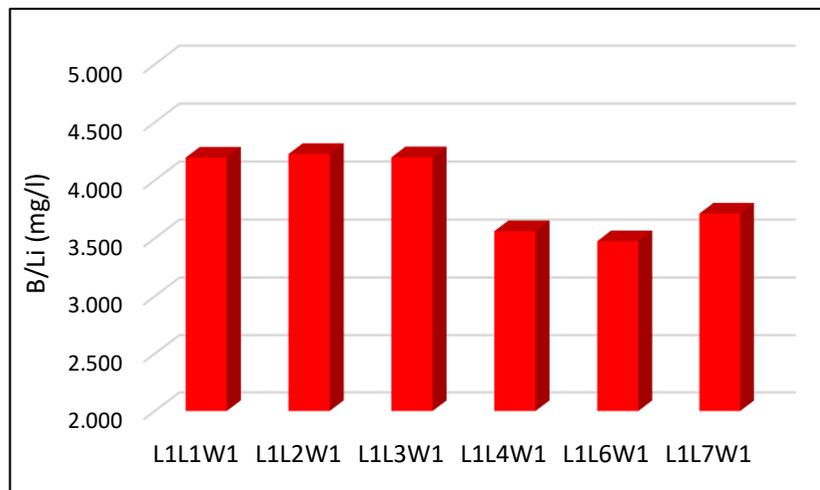


Figura 5.7: Gráfico de barras de la razón B/Li. Eje Y: razón B/Li (mg/l); eje X: muestras.

Importante es señalar evidencias de cahnita ($\text{Ca}_4\text{B}_2\text{As}_2\text{O}_{12}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$) en la zona de estudio, mineral de boro y arsénico encontrado dentro de las estructuras internas silíceas de los sinter (Nicolau y otros, 2014). Pequeñas variaciones de boro (e inclusive de As) puede ser controladas por la precipitación de este mineral, atribuible a intensos procesos de evaporación dentro de las aguas geotermales.

Las altas razones de Cs/Rb observadas en el sector sur indicarían una disminución de rubidio causada por la incorporación de este ion dentro de las estructuras cristalinas de las arcillas, principalmente al grupo de las micas, sericitas (Figura 5.8). En el trabajo de Youngman (1984) se señala una escasez de zeolitas dentro del campo geotermal. Este mineral es importante, ya que puede albergar Cs dentro de su estructura. Por lo tanto, el Cs se mantendrá constante en el fluido geotermal.

El rubidio y el potasio exhiben propiedades químicas similares (radio iónico, estado de valencia, electronegatividad), lo cual favorece la sustitución iónica. Por lo tanto, el comportamiento geoquímico del rubidio podría ser similar al del potasio en los fluidos geotermales, ya que la sustitución iónica es común entre estos cationes.

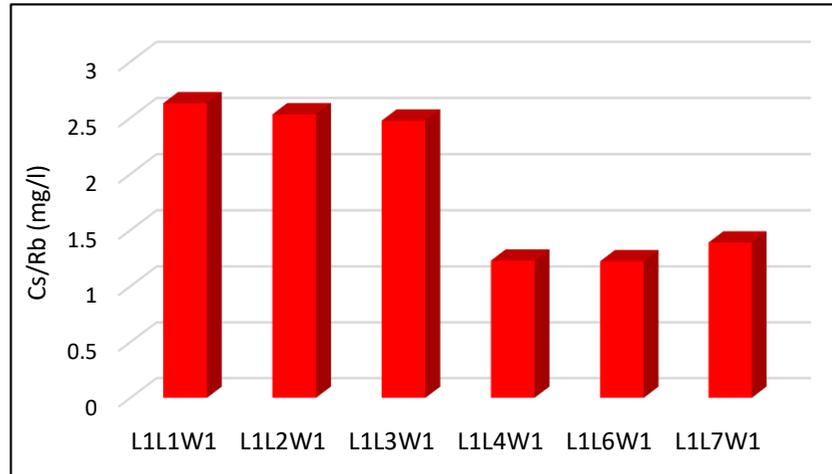


Figura 5.8: Gráfico de barras de la razón Cs/Rb. Eje Y: razón Cs/Rb (mg/l); eje X: muestras.

5.1.3. Señal isotópica de agua impuesta por procesos fisicoquímicos

Los valores isotópicos de los cursos superficiales se ajustan bien a la línea meteórica local, en contraste a las muestras geotermales donde se alejan considerablemente (Figura 4.10). La cercanía de los valores a la LMWL sugiere entonces, un origen meteórico sin presentar importantes mezclas con otras fuentes hídricas. Sin embargo, se logra distinguir un ligero alejamiento de las muestras de río con respecto a la línea meteórica local, proponiendo pequeñas variaciones isotópicas producto de la interacción de las aguas meteóricas cuando se infiltran en las rocas ignimbríticas adyacentes. Por otro lado, la muestra L1K3W1 se encuentra más distante que las aguas L1B2W1 y L1K1W1, reflejando orígenes y/o procesos diferentes. Se propone que la recarga de agua para L1K3W1 se localiza en zonas de mayor altitud que las otras dos muestras. Además, se destaca que la naciente de donde proviene esta muestra se ubica en la estructura volcánica “La Torta de Tocorpuri” donde existe evidencias de actividad hidrotermal (Tassi y otros, 2010), por lo tanto, es probable que los procesos hidrotermales también estén afectando las razones isotópicas.

Los fluidos geotermales muestran razones isotópicas totalmente diferentes a las aguas meteóricas de la zona, con mayores contenidos en $\delta^{18}\text{O}$ y menores en $\delta^2\text{H}$. Se propone dos posibles hipótesis: i) Las interacciones entre el fluido/roca involucra reacciones donde hay

intercambio isotópico entre los minerales (silicatos) y el fluido, aumentando el $\delta^{18}\text{O}$ en la solución (Lahsen, 1976; Truesdell y otros, 1977; D'Amore y Bolognesi, 1994). Los minerales silicatados preferentemente incorporan ^{18}O en sus estructuras cristalinas y por lo general presentan una signatura isotópica pesada ($>+5,5\text{‰}$; Taylor, 1974). Esta interacción mantiene prácticamente constante los valores de $\delta^2\text{H}$ debido a que el contenido de hidrógeno en las rocas es muy bajo en relación al oxígeno (Taylor, 1974; D'Amore y Bolognesi, 1994). ii) La mezcla entre aguas meteóricas, componente principal del reservorio y fluidos magmáticos andesíticos (Cortecci y otros, 2005; Tassi y otros, 2010), provocan un fluido geotermal con términos variables entre ambas fuentes.

En la Figura 5.9, se observa que el comportamiento de $\delta^{18}\text{O}$ es muy diferente al $\delta^2\text{H}$ en las aguas geotermales. La relación entre Cl y $\delta^{18}\text{O}$ es de proporcionalidad directa, es decir, mientras mayor es el contenido de cloro mayor es el valor de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 5.9a). Esta relación resulta lógica, considerando que, en el *upflow* del reservorio principal, el grado de interacción entre fluido/roca es mayor, provocando un mayor intercambio tanto isotópico como iónico. Una manera de corroborar el grado de interacción entre el fluido/roca, es estimar el tiempo de residencia del fluido en la roca caja, para ello es necesario la utilización de isótopos radiactivos como lo son el tritio (^3H) y el carbono-14 (^{14}C).

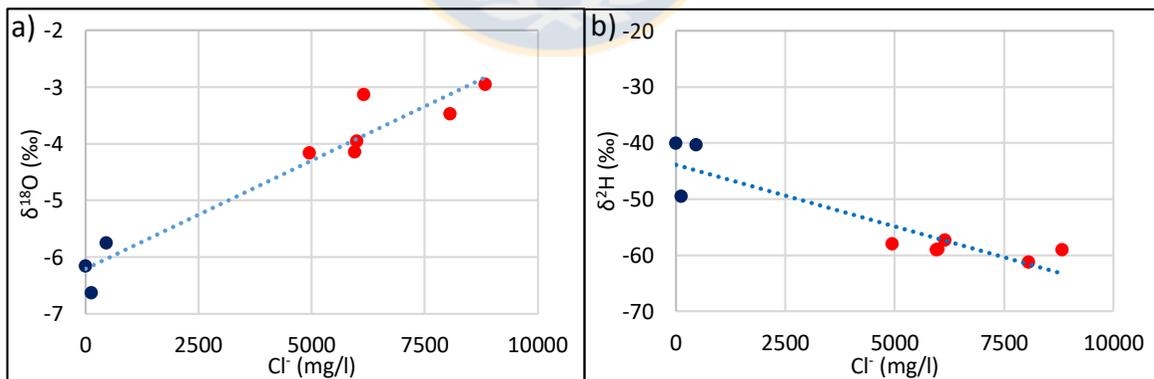


Figura 5.9: Gráficos de isótopos de agua vs cloruro. a) gráfico Cl⁻ vs $\delta^{18}\text{O}$. b) gráfico Cl⁻ vs $\delta^2\text{H}$. Círculos rojos: muestras geotermales; y azules: aguas de río. Concentraciones en mg/l.

Por otro lado, la relación entre Cl y $\delta^2\text{H}$ tiende a ser constante en las aguas geotermales, con razones isotópicas que varían levemente, revelando un proceso diferente al que controla los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 5.9b). Se destaca que los valores de deuterio de las muestras

geotermiales son significativamente más bajos que los valores de las muestras de río, esta diferencia puede ser explicada por la ubicación de la recarga meteórica al sistema hidrotermal. Por lo tanto, se propone que la localización de la zona de recarga para las aguas geotermiales se encuentra considerablemente más al este en relación al lugar de recarga para las aguas de río, la que se encontraría más cerca al lugar de recolección de las muestras. Incluso, la altitud también podría ser un factor importante, pues en zonas de mayor altitud, los valores isotópicos son menores, como podría ser el caso de la zona de recarga para el sistema hidrotermal (en el apartado 1.2 del Anexo 1, se detalla los factores geográficos que influyen en los contenidos isotópicos).

Existen diferencias significativas entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en los fluidos geotermiales. Previamente se mencionó que mientras mayor es el grado de la interacción fluido/roca, mayor es el valor de $\delta^{18}\text{O}$, situación que se produce en el reservorio principal. Sin embargo, hay otros procesos que también podrían estar afectando la signatura isotópica. La ebullición fracciona los isótopos livianos dentro de la fase gaseosa, que posteriormente se condensa en aguas superficiales con contribuciones meteóricas, produciendo fluidos geotermiales livianos isotópicamente en relación a los fluidos provenientes del *upflow*. Además, la meteorización de las rocas también produce un cambio en la signatura isotópica, enriqueciendo en $\delta^{18}\text{O}$ a las aguas y empobreciendo los minerales de la roca caja (Taylor, 1974). No se percibe una variación importante en las razones isotópicas de hidrógeno, sugiriendo que estos valores se mantienen casi sin modificar durante la evolución y el transcurso del fluido hasta la superficie, conservando su impronta isotópica de origen.

Se comparan los datos isotópicos de este estudio con los obtenidos por Cortecci y otros (2005), a partir de muestras recolectadas en el año 2002. Ellos incluyen valores de aguas meteóricas (muestra de nieve, de aguas meteóricas locales y de las nacientes del río Tucle, donde no se evidencia actividad hidrotermal) y de aguas geotermiales. Se observa una buena concordancia entre las razones isotópicas de este estudio y las de Cortecci y otros (2005). Las aguas meteóricas se ajustan de buena forma con LMWL (Chaffaut y otros, 1998), aunque se observan pequeñas variaciones isotópicas indicando posibles procesos de evaporación a baja escala (Figura 5.10). En contraste, los fluidos geotermiales muestran una tendencia distinta a la

exhibida por las aguas meteóricas, indicando mecanismos diferentes en relación a los orígenes y/o evoluciones. Los fluidos magmáticos andesíticos muestran valores de $-20 \pm 10 \text{ ‰}$ para $\delta^2\text{H}$ y $10 \pm 2 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ (Taran y otros, 1989 y Giggenbach, 1992 en Tassi y otros, 2010). En la Figura 5.10 se muestra la relación entre las aguas geotermales y los fluidos provenientes de magmas andesíticos de subducción. Además, mediante la prolongación de la línea de mezcla que asocia ambos tipos de agua hasta la LMWL, permite estimar los valores aproximados de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ inicial del fluido meteórico, el cual representa el agua de recarga al sistema ($D = -88 \text{ ‰}$ y $O-18 = -13 \text{ ‰}$, mostrada en Figura 5.10). De esta forma, se sugiere que la contribución de isótopos de ^{18}O y ^2H está principalmente controlada por una mezcla entre miembros de origen meteórico y magmático. Cabe señalar que, al momento de estimar las razones isotópicas de la recarga del sistema, hay que considerar los diversos procesos que ocurren y afectan a los fluidos (interacción fluido/roca, ebullición, evaporación y dilución). Estos procesos modifican los valores isotópicos y no son tomados en cuenta en el modelo de mezcla entre los miembros meteóricos y magmáticos. Por lo tanto, aquellas aguas que se alejan de la línea de mezcla probablemente estén siendo afectadas por tales procesos, principalmente por reacciones que impliquen intercambio isotópico.

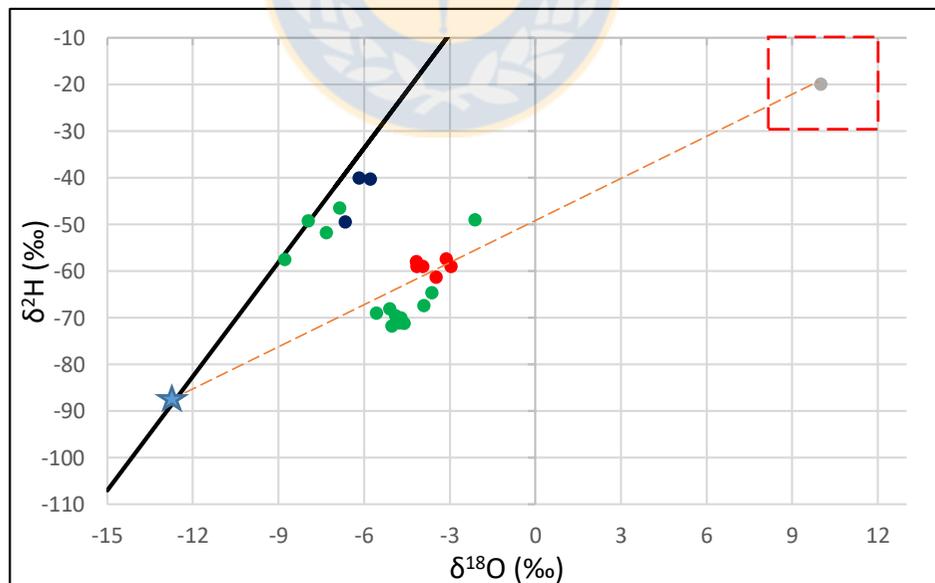


Figura 5.10: Gráfico de $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$. Puntos rojos: aguas geotermales; azules: aguas de ríos; verdes: aguas obtenidas por Cortecci y otros (2005). Rectángulo rojo: composición del fluido andesítico (Taran y otros, 1989 y Giggenbach, 1992 en Tassi y otros, 2010); línea naranja discontinua: línea de mezcla de las aguas; estrella azul: composición isotópica estimada de la recarga del sistema.

Por otro lado, la permeabilidad de las rocas es uno de los factores más relevantes en los estudios geoquímicos de sistemas hidrotermales, pues son los conductos por donde los fluidos pueden escurrir e interactuar con las rocas provocando reacciones químicas (disolución, precipitación, alteración e intercambios iónicos) y modificando eventualmente los contenidos químicos e isotópicos. Por lo tanto, las rocas que conforman el reservorio principal deberían presentar características texturales (tamaño de los cristales, microporosidad) y estructurales (fracturas) que favorezcan la permeabilidad y el transporte de fluidos. La Ignimbrita Puripicar, principal unidad del acuífero madre del sistema, muestra variaciones texturales y composicionales a lo largo de la columna, exhibiendo miembros tobáceos con grandes cantidades de cristales (biotitas, hornblendas, plagioclasas) y fragmentos de pómez (diferentes tamaños). Sectorialmente, muestra miembros vesiculares y grandes variaciones en el grado de soldamiento: desde alta a pobremente soldadas. La importancia del grado de fracturamiento también es un rasgo a considerar, ya que le aumenta el grado de permeabilidad a las rocas del acuífero. Autores como Guest (1969) y de Silva (1989) observan notorias diaclasas columnares de enfriamiento, mientras que Álvarez (1992) indica fracturas de origen tectónico en estas rocas volcánicas. Estas características, tanto estructurales como texturales hacen que estas rocas conformen un acuífero idóneo para la formación de un importante reservorio geotermal, considerando además las grandes potencias que presentan las capas ignimbriticas dentro del campo geotermal (Cortecci y otros, 2005).

Otro aspecto a considerar es el sistema de fallas en donde se emplaza el campo geotermal, pues son las vías de escape por donde los fluidos migran hasta alcanzar la superficie. Las emanaciones observadas se disponen en dos lineamientos principales: noreste-suroeste, sector norte; y noroeste-sureste, sector sur (Lahsen, 1976). Estos patrones lineales posiblemente estén reflejando debilidades en las rocas, las que pueden estar asociadas a estructuras con rumbo (*strike*) similar a la disposición de las emanaciones.

Por último, un factor a tomar en consideración en el estudio isotópico de aguas es la fecha de la toma de muestras con respecto a las precipitaciones ocurridas en la zona. El agua meteórica puede ser infiltrada en las rocas volcánicas permeables (tobas, pómez, entre otras) y posteriormente ser incorporadas dentro de fluidos geotermales o en los ríos. Por lo tanto, en

fechas donde previamente hayan ocurrido precipitaciones (el caso de este estudio, precipitaciones ocurridas durante la campaña de terreno) puede influenciar levemente los contenidos isotópicos de las aguas. Lo que mostraría una señal isotópica más liviana en relación a las aguas que han estado circulando por más tiempo en las rocas volcánicas adyacentes, donde puede ocurrir procesos de evaporación e intercambio isotópico enriqueciendo las aguas subterráneas en isótopos pesados.

5.2. Zona del Salar de Atacama

En esta parte, el estudio se enfoca principalmente en los mecanismos de acumulación de Li y B en las aguas situadas a lo largo del salar de Atacama y en las lagunas salinas aledañas de la cordillera Principal, donde se intenta estimar cualitativamente la contribución de litio que puede haber desde los fluidos geotermales a las aguas del salar de Atacama.

5.2.1. Comportamiento del litio ($\delta^7\text{Li}$)

Los isótopos estables de litio son considerados trazadores naturales altamente eficientes que sirven para revelar información sobre procesos fisicoquímicos, especialmente procesos de meteorización, donde se producen interacciones agua/roca. Además, pueden llegar a ser herramientas imprescindibles en el estudio de los factores que controlan el comportamiento de este elemento en ambientes salinos (Godfrey y otros, 2013; Araoka y otros, 2014; Orberger y otros, 2015).

La distribución de los contenidos isotópicos de Li en el salar de Atacama responde principalmente a aspectos hidrogeológicos, donde el recorrido de los cursos de agua toma relevancia. La recarga hídrica del salar de Atacama está localizada principalmente en el sector norte y este (Ide y Kunasz, 1990; Vásquez y otros, 2014). En el sector norte, las aguas escurren hacia el sur hasta la zona centro (margen oriental), y posteriormente divergen hacia el núcleo del salar, con una dirección suroeste (Vásquez y otros, 2014). Considerando la dirección de escurrimiento del agua en esos sectores y los valores isotópicos ($\delta^7\text{Li}$), se sugiere que existe un

enriquecimiento de isótopos pesados en los fluidos a medida que estos migran hacia el sur. En la Figura 5.11 se observa que los valores de $\delta^7\text{Li}$ más bajos se encuentran en la zona norte del salar de Atacama (4,7 ‰), mientras que los valores del sector centro son más altos (8,45 ‰). Uno de los factores más importantes que controla el fraccionamiento de los isótopos de litio es la formación de minerales secundarios como las evaporitas y arcillas (Tang y otros, 2007; Millot y otros, 2012; Godfrey y otros, 2013; Araoka y otros, 2014). Este proceso provoca que los isótopos livianos (^6Li) tiendan a ser captados dentro de las estructuras cristalinas de los minerales secundarios, mientras que los isótopos pesados (^7Li) se mantienen dentro de la fase fluida, aumentando el valor de $\delta^7\text{Li}$ en las aguas. Por lo tanto, se propone que la formación de minerales secundarios es un factor importante en la variación isotópica dentro del salar de Atacama. Si bien, también puede ocurrir fraccionamiento isotópico de litio en procesos de evaporación, se estima que el grado de fraccionamiento es mínimo (Araoka y otros, 2014).

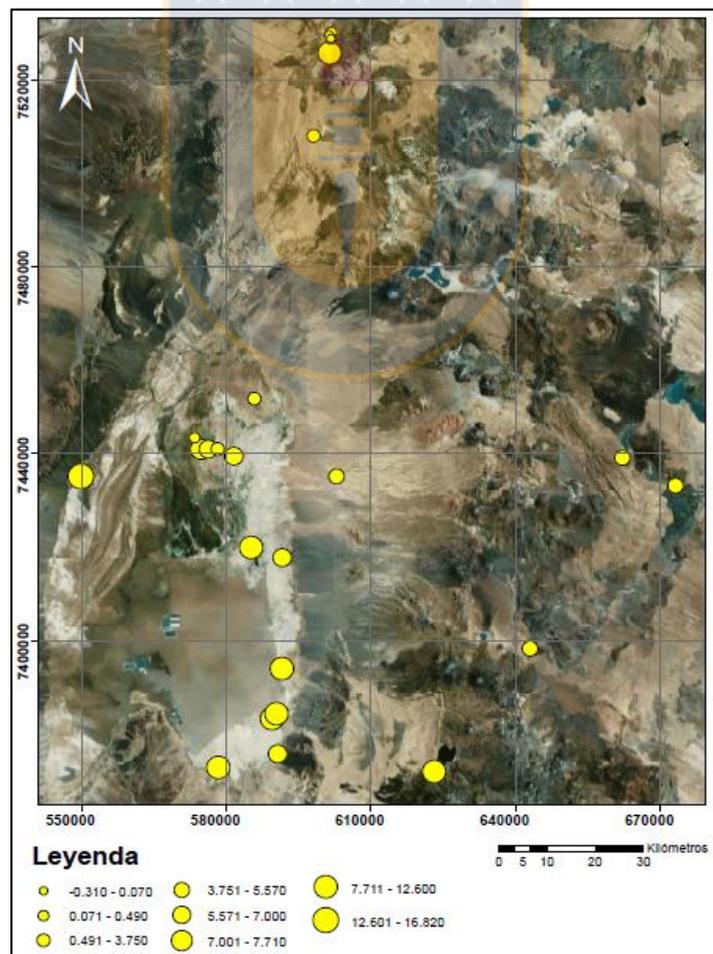


Figura 5.11: Mapa de puntos ponderados de $\delta^7\text{Li}$ en la zona del salar de Atacama.

La variación isotópica de Li en las aguas probablemente también refleje diferencias en el grado de fraccionamiento isotópico durante la formación de diferentes especies minerales. De esta forma, se estima un grado de fraccionamiento bajo durante la cristalización de minerales evaporíticos con respecto al agua (ej. 2-8 ‰ para la calcita, y <1 ‰ para la halita, Tomascak y otros (2003) en Araoka y otros (2014)). Mientras que, en las arcillas, el grado de partición es mayor (~16 ‰, Chan y otros (1992) en Araoka y otros (2014)). En la zona norte, cercano al punto de muestreo L1C3W1 se extrajo un testigo de sedimentos tamaño arcilla. Mediante análisis de difracción de rayos x (DRX), se determinó la presencia de cuarzo, moscovita y halita. Mientras que, en el sector sur, cercano al punto de muestreo L1I1W1 se determinó minerales tales como calcita, halita, aragonito, cuarzo y nickelblodita (sulfato rico en magnesio en Rosales, 2018, en prep). Por lo tanto, las distintas especies mineralógicas encontradas en el sector sur, podrían indicar un mayor grado de fraccionamiento isotópico en relación a los otros sectores. El ${}^6\text{Li}$ estaría siendo incorporado en los sitios intersticiales de la estructura de la calcita, incrementando el valor de $\delta^7\text{Li}$ de la solución en la cual se forma el mineral (Marriott y otros, 2004). Se sugiere que la presencia de nickelblodita también podría estar afectando el grado de fraccionamiento, debido a que el magnesio puede ser sustituido por el litio dentro de su estructura.

Cabe destacar que todo el margen oriental del salar está compuesto principalmente por minerales evaporíticos y arcillosos (Ide y Kunasz, 1990), siendo precisamente ese lugar donde se trazó la transecta de muestreo.

Si bien, la formación de arcillas involucra un importante fraccionamiento isotópico, se desconoce los diferentes minerales de arcilla. Por lo tanto, resulta necesario precisar los diversos minerales de arcilla que puedan existir dentro del salar de Atacama. Con esto, se puede interpretar con mayor minuciosidad este factor y profundizar aún más en el estudio del comportamiento de los isótopos de litio dentro de minerales de arcilla en ambientes salinos.

La muestra L1C5W1 registra los valores isotópicos más altos en la zona (16,82 ‰), siendo muy probable que otros procesos afectan el $\delta^7\text{Li}$ en esta muestra. Se localiza en el margen occidental de la cordillera de la Sal y dentro de una depresión geográfica denominada llano de la Paciencia, además se observa que se encuentra aislada del resto de las muestras de agua. Una posible hipótesis es que la recarga de agua para esta laguna salina sea diferente a la recarga para

el salar de Atacama. Esta procedencia podría estar relacionada a aguas subterráneas con un mayor grado de meteorización de las rocas, provocando un incremento en los valores de $\delta^7\text{Li}$. Otra posible interpretación es el enriquecimiento por disolución de minerales evaporíticos, los cuales afloran en las potentes capas de la cordillera de la Sal.

Las aguas geotermales de El Tatio muestran comportamientos totalmente diferentes, exhiben valores isotópicos muy homogéneos y muy bajos (0,18 ‰), sugiriendo que estas aguas han sido afectadas por casi los mismos procesos. El fraccionamiento isotópico de litio depende en gran medida de la temperatura ($1/T^2$), siendo un factor despreciable en sistemas geotermales (Millot y otros, 2012; Araoka y otros, 2014). Por lo tanto, los fluidos geotermales reflejan la signatura isotópica de la corteza continental superior, sugiriendo que esta signatura es incorporada durante los procesos de lixiviación (Figura 4.13). Las altas concentraciones de litio en estas aguas confirman la hipótesis sobre los importantes procesos de lixiviación que se producen en las ignimbritas en la zona de El Tatio.

Como se mencionó anteriormente, la recarga hídrica al salar de Atacama está localizada principalmente en el norte y este. Las razones isotópicas del salar promedian un valor de 8,2 ‰ y varían en un rango entre 2,9 ‰ a 11,54 ‰ (no se considera la muestra L1C3W1 por su elevado error). Al comparar estos valores con las aguas geotermales (0,18 ‰, rango entre -0,31 a 0,49 ‰) y las aguas salinas ubicadas al este (6,5 ‰, rango entre 4,9 a 10,6 ‰), se propone que los valores isotópicos del salar de Atacama se asemejan más a los exhibidos por las aguas salinas del este, que a los mostrados por las aguas geotermales. Lo que indicaría una contribución de litio al salar, proveniente principalmente desde el este, cuyas aguas interactúan y meteorizan (lixiviando el litio) las rocas ignimbríticas de la cordillera Principal, provocando un enriquecimiento de isótopos pesados en las aguas, aumentando el valor de $\delta^7\text{Li}$. Sin embargo, no se puede descartar un aporte por parte de las aguas geotermales, pues estas migran, se enfrían e interactúan con las rocas, modificando también los contenidos isotópicos y ocultando la impronta isotópica de las aguas geotermales. Para fortalecer esta hipótesis, se sugiere la incorporación de análisis isotópicos de minerales evaporíticos y arcillas (testigo de sedimentos de tamaño arcilla). Además de los valores isotópicos de minerales de alteración hidrotermal, los cuales pueden ser extraídos

a partir de los núcleos de sondajes. Estos datos serían útiles para ratificar el fraccionamiento isotópico en sistemas de alta temperatura, como lo es El Tatio.

Para finalizar, los factores controladores del comportamiento de los isótopos de Li dentro del salar de Atacama se relacionan principalmente a aspectos hidrogeológicos, tales como: lugar de proveniencia de la recarga, precipitación de las especies mineralógicas (fases evaporíticas y de arcillas) y la dirección de la migración del flujo hídrico. En la Figura 4.12 y Figura 5.11, se observa un incremento de $\delta^7\text{Li}$ de norte a sur dentro del salar de Atacama: las aguas encontradas en la parte norte del salar muestran valores más bajos con un promedio de 4,7 ‰, mientras que las ubicadas en la zona centro promedian 8,45 ‰, y las localizadas en el sector sur presentan los valores más altos con una media de 10,58 ‰. Por lo tanto, estos valores de $\delta^7\text{Li}$ estarían reflejando los diferentes aspectos hidrogeológicos mencionados, donde la proveniencia de la recarga salina toma mayor importancia. La recarga de agua en el sector sur muestra un valor más alto (10,6 ‰, muestra L1G3W1) que los registrados en las aguas salinas ubicadas en centro (5,2 ‰, muestra L1E3W2) y norte (5,3 ‰), por lo tanto, se propone que las aguas salinas ubicadas en el este del salar de Atacama configuran los valores isotópicos dentro del salar.

5.2.2. Comportamiento del boro ($\delta^{11}\text{B}$)

Mediante la Figura 5.12 se observa que los valores $\delta^{11}\text{B}$ más bajos se encuentran en el sector norte y centro del salar de Atacama (-7,06 ‰). Debido a que el fraccionamiento isotópico depende de la presencia de las especies de boro (trigonal y tetraedral), el empobrecimiento de ^{11}B en las aguas podría ser atribuido a la formación de minerales evaporíticos con coordinación de boro trigonal, como lo es el bórax ($\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_3(\text{OH})_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), mineral típico de ambientes salinos. Por otro lado, la presencia de aguas con valores de $\delta^{11}\text{B}$ mayores, podrían reflejar procesos de absorción de boro dentro de minerales de arcilla, donde el ^{10}B es preferentemente incorporado (Schmitt y otros, 2012). Por lo tanto, la distribución de $\delta^{11}\text{B}$ dentro del salar sugiere que las variaciones isotópicas dependen principalmente de las especies minerales formadas, donde los minerales secundarios con coordinación trigonal (ej. bórax) incorporan ^{11}B , mientras que los con coordinación tetrahedral (ej. arcillas) incorporan ^{10}B .

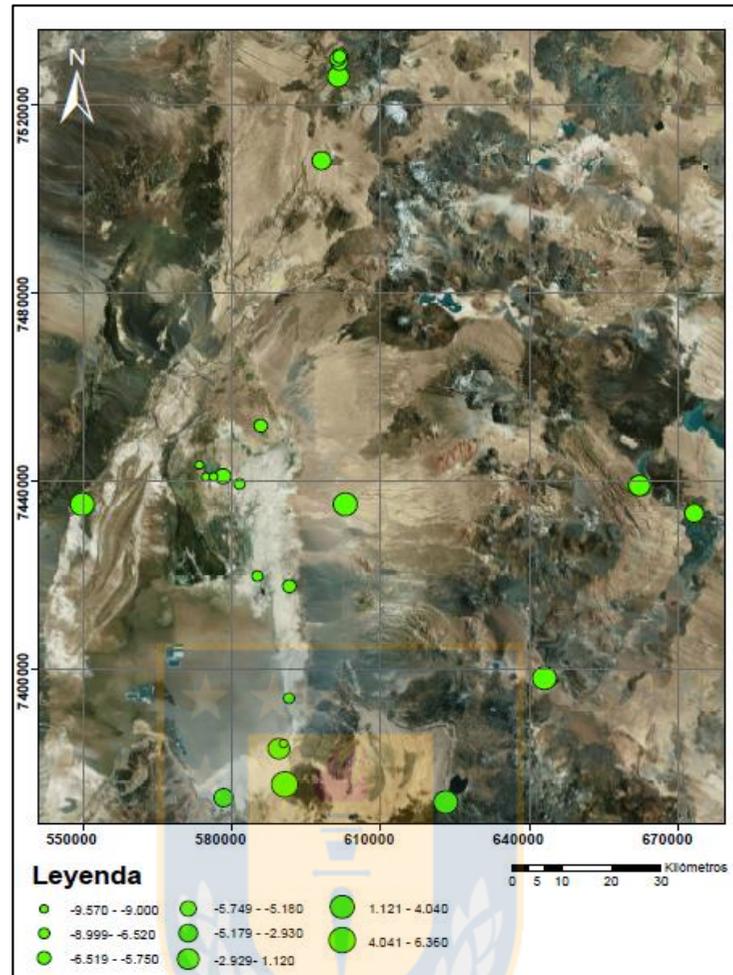


Figura 5.12: Mapa de puntos ponderados de $\delta^{11}\text{B}$ en la zona del salar de Atacama.

Para dilucidar la hipótesis, se recomienda realizar análisis de difracción de rayos x (DRX) para determinar las diferentes fases mineralógicas que pueda haber en los puntos muestreados, relacionando la mineralogía de evaporitas y arcillas a los valores isotópicos de boro.

Por lo general, las aguas geotermales lixivian grandes cantidades de boro durante la interacción fluido/roca, este proceso trae consigo la incorporación de la señal isotópica de la roca lixiviada (Yuan y otros, 2014). De esta forma, el agua geotermal muestra valores isotópicos (-5,5 ‰) similares a los valores de las aguas de origen volcánico (<0 ‰) propuesto por Barth (2000), y similares para las rocas ígneas (-17 a -2 ‰) sugeridos por Yuan y otros (2014). Además, se ajustan bien al rango comprendido entre -16 a -3 ‰ para la corteza continental, propuesto por Barth (1993) en Foster y otros (2016).

A medida que los fluidos migran a través de las rocas, se producen interacciones fluido/roca que provocan modificaciones de los contenidos isotópicos de boro: aumentando el fluido en isótopos pesados y enriqueciendo la fase sólida en isótopos livianos (Yuan y otros, 2014; Lagos, 2016). Por lo tanto, la impronta isotópica de origen del boro puede quedar obliterada si los procesos de meteorización son muy intensos.

Existe una correlación inversa asociada a las concentraciones químicas de boro en las aguas, siendo mayor en las muestras geotermales y menor en las muestras salinas (Figura 4.14). Por lo tanto, los fluidos geotermales reflejan importantes procesos de lixiviación de boro desde la roca caja, pero no presentan un fraccionamiento isotópico significativo. En cambio, las aguas salinas muestran grandes variaciones isotópicas (muy heterogéneas), evidenciando procesos superficiales que afectan en distintos grados a los fluidos. Toma relevancia la precipitación de minerales como el proceso principal que gobiernan el comportamiento del boro.

Para finalizar, se destaca que los procesos que controlan los valores de $\delta^{11}\text{B}$ en las aguas de la zona de estudio (salar de Atacama y El Tatio) son principalmente atribuidos a: meteorización de la roca caja (lixiviación), observado en las aguas geotermales; y precipitación de fases mineralógicas con coordinación trigonal (ej. bórax) y tetraedral (ej. arcillas) sugerida para las aguas salinas del salar de Atacama.

6. Conclusiones

El campo geotermal El Tatio se enmarca dentro de una zona con rasgos geológicos particulares, características únicas en el distrito en la cual se localiza. Importantes estructuras controlan la posición de las manifestaciones termales, provocando lineamientos con orientaciones noreste-suroeste y noroeste-sureste, estas fracturas son por las cuales ascienden los fluidos hasta la superficie. Las aguas geotermales se clasifican químicamente como aguas del tipo cloruradas sódicas, mientras que las de río se acercan más a las aguas del tipo sulfatadas cálcicas.

Desde la recarga hasta al momento de la emanación, los fluidos se ven afectados por variados procesos fisicoquímicos que modifican eventualmente el contenido de elementos: disolución de la roca, intercambio iónico, precipitación y/o alteración de minerales, mezclas (dilución) y ebullición.

El origen de estos fluidos se asocia a un miembro meteórico y subordinadamente a fases residuales magmáticas. A pesar de que las aguas geotermales compartan un origen similar, la evolución de estos fluidos se ve afectada en diferentes grados por los procesos mencionados.

Sectorialmente, las surgencias termales se caracterizan por mostrar evidencias de procesos fisicoquímicos distintivos. De esta forma, se distingue 3 grupos de fluidos, señalizados por la ubicación espacial: aguas del norte, sur y oeste.

Las aguas del norte, en su mayoría presentan elevados contenidos de cloro, cationes (sodio, calcio y potasio), litio, boro, arsénico, entre otros. Característica que refleja fluidos provenientes directamente desde el reservorio principal (*upflow*), sin mostrar signos de flujos laterales importantes ni diluciones con acuíferos superficiales. Las grandes cantidades de iones disueltos indican intensos procesos de disolución (lixiviación) de la roca volcánica dacítica en el reservorio madre, además de la contribución de otras especies (B, Cl, Br) desde las fases residuales de un intrusivo cercano al campo geotermal. Un factor importante en la concentración de elementos es el proceso de ebullición, donde se separa la fase volátil empobrecida en elementos y se enriquece

el fluido. Además, los bajos contenidos de Mg, reflejan precipitación de minerales de alteración hidrotermal.

Si bien, las aguas del oeste y sur también presentan concentraciones altas de elementos (Cl, Na, K, Ca, Li, B, entre otros), son menores que las ubicadas al norte. Por lo tanto, la intensidad de los procesos es diferente: la disolución de los minerales es más moderada; existen eventos de precipitación de minerales (ej. hectorita) debido a un contacto más prolongado entre fluido y roca (aguas del sur); ocurren procesos de dilución con aguas superficiales, disminuyendo significativamente los contenidos de iones (aguas del oeste); y absorción de volátiles (H_2S y CO_2) en aguas poco oxidantes, fundamentales en la formación de bicarbonato y de manera subordinada de sulfato, proceso que no se observa en las aguas del norte.

La signatura isotópica estimada para la recarga del sistema hidrotermal es de: deuterio = -88 ‰ y oxígeno-18 = -13 ‰, indicando que el lugar donde ingresa el agua al sistema provendría desde el este y en zonas más elevadas. Sin embargo, la variación isotópica que se presencia en las aguas geotermales se asocia a la intensidad de los procesos de intercambio iónico (el cual también intercambia ^{18}O) y a los eventos de ebullición, tornando el fluido con una impronta isotópica más pesada. De esta forma, el origen de los fluidos en el campo geotermal es a partir de: aguas meteóricas, con signaturas mucho más livianas y fluidos magmáticos, con señales isotópicas más pesadas.

Los contenidos isotópicos de litio de las aguas geotermales muestran valores muy bajos y homogéneos. Considerando el comportamiento de este elemento, la signatura isotópica de estas aguas reflejaría la signatura original de las rocas lixiviadas. El litio, por lo tanto, proviene directamente desde la lixiviación de las rocas volcánicas. El fraccionamiento isotópico toma relevancia durante la interacción entre fluido/roca en condiciones ambientales, mostrando un importante fraccionamiento durante la precipitación de minerales secundarios, enriqueciendo en δ^7Li a las aguas.

Los valores de δ^7Li del salar de Atacama, se condicen más a los valores obtenidos en las aguas salinas ubicadas al este que a los valores exhibidos en los fluidos geotermales. Entonces, la procedencia de litio es principalmente atribuida por las aguas salinas localizadas al este, donde

se espera que estas aguas lentamente lixivien el litio desde las rocas ignimbríticas de la cordillera Principal y posteriormente desemboquen en el salar. Si bien, no se descarta totalmente la idea de que los fluidos geotermales también puedan ser una recarga al salar, es muy difícil establecer la relación, pues los valores de $\delta^7\text{Li}$ son muy diferentes entre ambos tipos de aguas.

El gradiente hidráulico y la precipitación de diferentes fases mineralógicas son sugeridos como aspectos hidrogeológicos controladores de la distribución del $\delta^7\text{Li}$ dentro del salar, donde los valores más altos son registrados en el sector sur del salar de Atacama.

La distribución del $\delta^{11}\text{B}$ dentro del salar puede ser atribuido a las diferentes especies minerales donde pueda albergar el ion boro. De esta forma, minerales con coordinación trigonal (ej. bórax) precipitan principalmente en la zona norte y centro, mientras que la precipitación de minerales con coordinación tetraedral (ej. arcillas) se exhiben en menor grado dentro del salar de Atacama.

Para finalizar, los valores isotópicos observados responden principalmente a aspectos hidrogeológicos, donde los procesos de meteorización y precipitación toman relevancia. Por lo tanto, estos trazadores son herramientas muy potentes para estudiar procesos en los cuales pueden quedar obliterados debido a los efectos de la evaporación, proceso muy importante y común en ambientes geológicos salinos como lo es el salar de Atacama.

7. Referencias

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 (inédito). Universidad Católica del Norte: 328 pp. Antofagasta.

ALLMENDINGER, R.W.; JORDAN, T.E.; KAY, S.M. e ISACKS, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. **25**: 139-174.

ALSINA, M.; ZANELLA, L.; HOEL, C.; PIZARRO, G.; GAILLARD, J. y PASTEN, P. 2013. Arsenic speciation in sinter mineralization from a hydrothermal channel of El Tatio geothermal field, Chile. *Journal of Hydrology*. Vol. **518**: 434-446.

ÁLVAREZ, R. 1992. Estudio mineralógico, geoquímico y de alteración del Campo Geotermal El Tatio, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo (inédito). Universidad de Concepción: 90 pp. Concepción.

AMILIBIA, A.; SÀBAT, F.; MCCLAY, K.R.; MUÑOZ, J. A.; ROCA, E. y CHONG, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structure Geology*. Vol. **30**: 1.520-1.539.

ARAOKA, D.; KAWAHATA, H.; TAKAGI, T.; WATANABE, Y.; NISHIMURA, K. y NISHIO, Y. 2014. Lithium and strontium isotopic systematics in playas in Nevada, USA: constraints on the origin of lithium. *Mineralium Deposita*. Vol. **49**: 371-379.

ARNÓRSSON, S.; STEFÁNSSON, A. y BJARNASON J. 2007. Fluid-fluid interaction in Geothermal Systems. *Reviews in Mineralogy Geochemistry*. Vol. **65**: 259-312.

ARRIAGADA, C.; COBBOLD, P. y ROPERCH, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*. Vol. **25**: 1-19.

BAHLBURG, H.; VERVOORT, J.D.; FRANE, A.; BOCK, B.; AUGUSTSSON, C. y REIMANN, C. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews*. Vol. **97**: 215-241.

BARTH, S.R. 2000. Geochemical and boron, oxygen and hydrogen isotopic constraints on the origin of salinity in groundwaters from the crystalline basement of the Alpine Foreland. *Applied Geochemistry*. Vol. **15**: 937-952.

BENSON, T.; COBLE, M.; RYTUBA, J. y MAHOOD, G. 2017. Lithium enrichment in intracontinental rhyolite magmas leads to Li deposits in caldera basins. *Nature Communications*. Vol. **8**: (270) 1-9.

BOUMAN, C.; ELLIOTT, T. y VROON, P. Z. 2004. Lithium inputs to subduction zones. *Chemical Geology*. Vol. **212**: 59-79.

BRADLEY, D.; MUNK, L.; JOCHENS, H. y LABAY, K. 2013. A preliminary deposit model for lithium brines. U.S. Geological Survey Open-File Report, 2013-1006, 6 pp. Nevada.

BRÜGGEN, J. 1942. Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. Congreso Panamericano Ingeniería Minas y Geología, N° 1, Vol. **2**, 342-367. Santiago.

BRÜGGEN, J. 1943. Los Geisers de los Volcanes del Tatio. Imprenta Universitaria: 23 pp. Santiago.

BRYAN, T.S. 2008. The Geysers of Yellowstone. Fourth Edition (editorial): 456 pp. Colorado.

CHAFFAUT, I.; COUDRAIN-RIBSTEIN, A.; MICHELOT, J. L. y POUYAUD, B. 1998. Précipitations d'altitude du Nord-Chili, origine des sources de vapeur et données isotopiques. *Bulletin de l'Institut français d'Etudes Andines*. Vol. **27**: 367-384.

CHARRIER, R.; PINTO, L. y RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile (Moreno, T. y Gibbons, W. editores). The Geological Society: 21-114 pp. Londres.

CORTECCI, G.; BOSCHETTI, T.; MUSSI, M.; HERRERA, C.; MUCCHINO, C. y BARBIERI, M. 2005. New chemical and original isotopic data on waters from El Tatio geothermal field, northern Chile. *Geochemical Journal*. Vol. **39**: 547-571.

CUSICANQUI, H.; MAHON, W.A.J. y 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. Vol. **1**: 703-711. San Francisco.

DE SILVA, S. 1989. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21° 30'S to 23° 30'S portion of the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **37**: 93-131.

DUNCKEL, A.E.; BAYANI-CARDENAS, M.; SAWYER, A.H. y BENNETT, P.C. 2009. High-resolution in-situ thermal imaging of microbial mats at El Tatio Geysers, Chile shows coupling between community color and temperature. *Geophysical Research Letters*. Vol. **36**: 1-5.

D'AMORE, F. y BOLOGNESI, L. 1994. Isotopic evidence for a magmatic contribution to fluids of the geothermal systems of Larderello, Italy, and the Geysers, California. *Geothermics*. Vol. **23**: 21-32.

EBERL, D.; WHITNEY, G. y KHOURY, H. 1978. Hydrothermal reactivity of smectite. *American Mineralogist*. Vol. **63**: 401-409.

ENGEL, A.S.; JOHNSON, L.R. y PORTER, M.L. 2013. Arsenite oxidase gene diversity among Chloroflexi and Proteobacteria from El Tatio geyser field, Chile. *FEMS Microbiology Ecology*. Vol. **83**: 745-756.

FACCA, G. y TONANI, F. 1965. The self-sealing geothermal field. International Symposium on Volcanology. 271-272.

FERNÁNDEZ-TURIEL, J.L.; GARCÍA-VALLES, M.; GIMENO-TORRENTE, D.; SAAVEDRA-ALONSO, J. y MARTÍNEZ-MANENT, S. 2005. The hot spring and geyser sinters of El Tatio, Northern Chile. *Sedimentary Geology*. Vol. **180**: 125-147.

FOSTER, G.L; LÉCUYER, C. y MARSCHALL, H.R. 2016. Boron Stable Isotopes. Encyclopedia of Geochemistry. White, W.M. editor. Springer International Publishing: 6 pp.

FOURNIER, R.O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*. Vol. **5**: 41-50.

FOURNIER, R.O. y TRUESDELL, A.H. 1970. Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming, U.S.A. *Geothermics*. Vol. **2**, Parte 1: 529-536.

GAILLARDET, J. 2016. Sodium. Encyclopedia of Geochemistry. White, W.M. editor. Springer International Publishing: 4 pp.

GAT, J.R. y GONFIANTINI, R. 1981. Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. International Atomic Energy Agency: 339 pp. Viena.

GIGGENBACH, W.F. 1978. The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **42**: 979-988.

GIGGENBACH, W.F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **52**: 2.749-2.765.

GLENNON, J.A. y PFAFF, R.M. 2003. The Extraordinary Thermal Activity of El Tatio Geyser Field, Antofagasta Region, Chile. *The GOSA Transactions*. Vol. **8**: 31-78.

GODFREY, L.V.; CHAN, L.H.; ALONSO, R.N.; LOWENSTEIN, T.K.; MCDONOUGH, W.F.; HOUSTON, J.; LI, J.; BOBST, A. y JORDAN, T.E. 2013. The role of climate in the accumulation of lithium-rich brine in the Central Andes. *Applied Geochemistry*. Vol. **38**: 92-102.

GUEST, J.E. 1969. Upper Tertiary Ignimbrites in the Andean Cordillera of Part of the Antofagasta Province, Northern Chile. *Geological Society of American Bulletin*. Vol. **80**: 337-362.

HAWKINS, A.J. y TESTER, J.W. 2016. Geothermal Systems. Encyclopedia of Geochemistry. White, W.M. editor. Springer International Publishing: 6 pp.

HENRÍQUEZ, S.; BECERRA, J. y ARRIAGADA, C. 2014. Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta, Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, N° 171: 99 pp. Santiago.

HOEFS, J. y SYWALL, M. 1997. Lithium isotope composition of Quaternary and Tertiary biogene carbonates and a global lithium isotope balance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **61**: 2.679-2.690.

IDE, Y.F. y KUNASZ, L.A. 1990. Origin of lithium in Salar de Atacama, Northern Chile. Geology of the Andes and its relations to hydrocarbon and mineral resources. Ericksen, G. E.; Cañas, M. Y. y Reinemund, J. A. editores. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series. Vol. **11**: 165-172. Houston.

JORDAN, T.E.; ISACKS, B.L.; ALLMENDINGER, R.W.; BREWER, J.A.; RAMOS, V.A. y ANDO, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **94**: 341-361.

KAY, S. y COIRA, B. 2009. Shallowing and steepening subductions zone, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *The Geological Society of American Memoirs*. Vol. **204**: 229-259.

KÖPPEN, W. 1936. Das geographische System der Klimate. Handbuch der Klimatologie. Borntraeger, G. editor: 44 pp. Berlin.

LAGOS, L. 2016. Hidrogeoquímica de fuentes termales en ambientes salinos relacionados con salares en los Andes del norte de Chile. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención geología (inédito). Universidad de Chile: 285 pp. Santiago.

LAHSEN, A. 1969. Geología del área comprendida entre El Tatio y los Cerros de Ayquina. Comité Geotérmico CORFO: 75 pp. Santiago.

LAHSEN, A. 1976. La actividad geotermal y sus relaciones con la tectónica y el volcanismo en el norte de Chile. Congreso Geológico Chileno, N° 1: 105-127. Santiago.

LAHSEN, A. y MUNIZAGA, F. 1979. Nuevos antecedentes cronológicos del volcanismo Cenozoico Superior de los Andes del norte de Chile, entre los 19°00' y los 22°30' Lat. S. Congreso Geológico Chileno, N° 2, Actas 1: F61-F82. Arica.

LAHSEN, A. y TRUJILLO, P. 1975. El Campo Geotérmico El Tatio, Chile. Proyecto Geotérmico CORFO. Informe interno: 21 pp. Santiago.

LAHSEN, A.; MUÑOZ, N. y PARADA, M.A. 2010. Geothermal Development in Chile. Proceedings World Geothermal Congress 2010: 1-7. Bali.

LANDRUM, J.T.; BENNETT, P.C.; ENGEL, A.S.; ALSINA, M.A.; PASTÉN, P.A. y MILLIKEN, K. 2009. Partitioning geochemistry of arsenic and antimony, El Tatio Geyser Field, Chile. *Applied Geochemistry*. Vol. **24**: 664-676.

LI, Y.H. 1982. A brief discussion on the mean oceanic residence time of elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **46**: 2.671-2.675.

MARINOVIC, N. y LAHSEN, A. 1984. Hoja Calama: Región de Antofagasta, Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° 58: 140 pp. Santiago.

MARRIOT, C.S.; HENDERSON, G.M.; BELSHAW, N.S. y TUDHOPE, A.W. 2004. Temperature dependence of $\delta^{7}\text{Li}$, $\delta^{44}\text{Ca}$ and Li/Ca during growth of calcium carbonate. *Earth Planet Science Letters*. Vol. **222**: 615-624.

MARTÍNEZ, C.; CAMPANO, P.; MEDINA, E. y TASSI, F. 2006. Geoquímica de gases del campo geotermal El Tatio (norte de Chile). Congreso Geológico Chileno, N° 11, Vol. **2**: 73-76. Antofagasta.

MAY, G.; HARTLEY, A.; CHONG, G.; STUART, F.; TURNER, P. y KAPE, S. 2005. Eocene to Pleistocene lithostratigraphy, chronostratigraphy and tectono-sedimentary evolution of the Calama Basin, northern Chile. *Andean Geology*. Vol. **32**: 33-58. Santiago.

MILLOT, R.; HEGAN, A. y NEGREL, P. 2012. Geothermal waters from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Li, B and Sr isotopes characterization. *Applied Geochemistry*. Vol. **27**: 677-688.

NEGRI, A. 2014. Medición de la periodicidad de los géiseres e implicancias en el mecanismo eruptivo en el Campo Geotermal El Tatio, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo (inédito). Universidad de Chile: 82 pp. Santiago.

NICOLAU, C.; REICH, M. y 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*. Vol. **282**: 60-76.

ORBERGER, B.; ROJAS, W.; MILLOT, R. y FLEHOC, C. 2015. Stable Isotopes (Li, O, H) Combined with brine chemistry: Powerful tracers for Li origins in salar deposits from the Puna Region, Argentina. *Procedia Earth and Planetary Science*. Vol. **13**: 307-311.

PHOENIX, V.R.; BENNETT, P.C.; ENGEL, A.S.; TYLER, S.W. y FERRIS, F.G. 2006. Chilean high-altitude hot spring sinters: a model system for UV screening mechanism by early Precambrian cyanobacteria. *Geobiology*. Vol. **4**: 15-28.

RAMÍREZ, C.F. 1979. Edades Potasio-Argón de rocas volcánicas cenozoicas en la zona de San Pedro de Atacama-El Tatio, Región de Antofagasta. Congreso Geológico Chileno, N° 2: F31-F41. Arica.

RAMOS, V.; KAY, M.S. y DICKINSON, R.W. 2009. Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. *Geological Society of America (Memoir 204)*: 278 pp. Boulder.

RENZULLI, A.; MENNA, M.; TIBALDI, A. y 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. *Congreso Geológico Chileno, N° 11, Vol. 2*: 307-310. Antofagasta.

RISACHER, F.; FRITZ, B. y HAUSER, A. 2011, Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **31**: 153-170.

ROSALLES, M. (en preparación). Petrografía, mineralogía y geoquímica de unidades volcánicas miopliocenas de la Cordillera Occidental (22°20' - 24°00'S), Región de Antofagasta, Chile: Implicancias en el origen del Litio. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción. Concepción.

RUTLAND, R.W. 1971. Andean Orogeny and Ocean Floor Spreading. *Nature*. Vol. **233**: 252-255.

SCHMITT, A.D.; VIGIER, N.; LEMARCHAND, D.; MILLOT, R.; STILLE, P. y CHABAUX, F. 2012. Processes controlling the stable isotope compositions of Li, B, Mg and Ca in plants, soils and waters: a review. *Comptes Rendus Geoscience*. Vol. **344**: 704-722.

STERN, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, N° 2, Vol. **31**: 161-206. Santiago.

TANG, Y.J.; ZHANG, H.F. y YING, J.F. 2007. Review of the Lithium isotope system as a geochemical tracer. *International Geology Review*, Vol. **49**: 374-388.

TASSI, F.; AGUILERA F.; DARRAH, T.; VASELLI, O.; CAPACCIONI, B.; POREDA, R.J. y DELGADO-HUERTAS, A. 2010. Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **192**: 1-15.

TAYLOR, H. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*. Vol. **69**: 843-883.

TRAVISANY, V. 1979. Consideraciones genéticas sobre el yacimiento estratiforme San Bartolo. Congreso Geológico Chileno, N° 2: C149-C159 pp. Arica.

TRUESDELL, A.; NATHENSON, M. y RYE, R. 1977. The effects of subsurface boiling and dilution on the isotopic compositions of Yellowstone thermal waters. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **82**: 3.694-3.704.

TRUJILLO, P. 1974. Campo Geotérmico El Tatio. Comité para el aprovechamiento de la energía geotérmica CORFO. Informe interno, 43 pp. Santiago.

VÁSQUEZ, S.; CAPINO, B.; JIMÉNEZ, G.; IRARRÁZABAL, I.; RAULD, R.; FOCK, A.; GARCÍA, F. y PARRA, J.C. 2014. Análisis de los mecanismos de evaporación y evaluación de los recursos hídricos del Salar de Atacama. Resumen Ejecutivo DGA (inédito), 44p. Santiago.

YOUNGMAN, K.J. 1984. Hydrothermal alteration and fluid-rock interaction in the El Tatio geothermal field, Antofagasta Province, Chile. Tesis para optar al grado de Master de Ciencias Geológicas (inédito). Universidad de Auckland: 123 pp. Auckland.

YUAN, J.; GUO, Q. y WANG, Y. 2014. Geochemical behaviors of boron and its isotopes in aqueous environment of the Yangbajing and Yangyi geothermal fields, Tibet, China. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. **140**: 11-22.

