



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



**PROCESOS CONTROLADORES DE LA
HIDROGEOQUÍMICA DE LAS CUENCAS DEL SALAR
DEL HUASCO Y LAGUNA LAGUNILLA (19°50'-20°20'),
REGIÓN DE TARAPACÁ, CHILE: APROXIMACIÓN A
TRAVÉS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE Li, B Y Sr.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Daniel Alejandro Matte Estrada

Profesora Patrocinante: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

Profesional Guía: Dr. Daniele Tardani

Profesoras Comisión: MSc. Liubow Nikolaivna González Martínez
Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Concepción, 2022

ÍNDICE

Página

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo general	2
1.1.2. Objetivos específicos	3
1.2. Ubicación y accesos	3
1.3. Clima	3
1.4. Trabajos anteriores	4
1.5. Agradecimientos	6
2. MARCO GEOLÓGICO	7
2.1. Unidades morfoestructurales	7
2.2. Unidades geológicas	8
2.2.1. Unidades estratificadas	8
2.2.2. Unidades intrusivas	14
2.3. Geología estructural	14
3. MARCO HIDROGEOLÓGICO	16
3.1. Cuenca salar del Huasco	16
3.1.1. Morfología	16
3.1.2. Suelos	16
3.1.3. Balance hidrogeológico	16
3.1.4. Unidades hidrogeológicas	19
3.1.5. Superficie piezométrica	20
3.1.6. Hidrogeoquímica	22
3.2. Laguna Lagunilla	22
3.1.1. Morfología	22
3.1.2. Suelos	23
3.1.3. Balance hidrogeológico	23
3.1.4. Unidades hidrogeológicas	23
3.1.5. Superficie piezométrica	23
3.1.6. Hidrogeoquímica	24
4. METODOLOGÍA	25
4.1. Muestreo y procedimientos analíticos	25
4.2. Caracterización química e isotópica de aguas	26
4.3. Sistemas isotópicos	27

5. MARCO TEÓRICO	28
5.1. Isótopos estables	28
5.1.1. Sistema de Li	28
5.1.2. Sistema de B	32
5.1.3. Sistema de Sr	36
6. RESULTADOS	39
6.1. Parámetros fisicoquímicos	39
6.2. Hidrogeoquímica	42
6.2.1. Elementos mayores	42
6.2.2. Elementos menores y traza	44
6.2.3. Análisis de agrupamiento jerarquizado	45
6.3. Isótopos estables	47
6.3.1. Isótopos de Li	48
6.3.2. Isótopos de B	51
6.3.3. Isótopos de Sr	51
6.3.4. Análisis de agrupamiento jerarquizado	52
7. DISCUSIÓN	53
7.1. Elementos menores y traza	53
7.2. Isótopos estables	54
7.3. Procesos hidrogeoquímicos	61
8. CONCLUSIONES	64
9. REFERENCIAS	65
ANEXOS	74

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación del área de estudio	4
2. 1. Unidades morfoestructurales en el rango latitudinal de la Región de Tarapacá	7
2. 2. Mapa geológico del área de estudio	9
3. 1. Cuencas salar del Huasco y Lagunilla	17
3. 2. Balance hidrogeológico de la cuenca salar del Huasco	18
3. 3. Mapa de superficie equipotencial y dirección de flujo en cuenca salar del Huasco	21
4. 1. Esquema de metodología aplicada a objetivos específicos del trabajo	25
5. 1. Composición isotópica del Li en algunos reservorios terrestres	29
5. 2. Diferencia isotópica del Li en función de la temperatura	30
5. 3. Fraccionamiento isotópico del Li	31
5. 4. Concentración de especies de B	33

5.	5.	Composición isotópica del B en algunos reservorios terrestres	34
5.	6.	Diferencia isotópica del B en función de la temperatura	35
5.	7.	Fraccionamiento isotópico del B	36
5.	8.	Composición isotópica del Sr en algunos reservorios terrestres	37
6.	1.	Distribución de muestras analizadas	40
6.	2.	Diagrama de Piper-Hill-Langelier de muestras estudiadas	43
6.	3.	Dendograma del análisis de agrupamiento jerarquizado	47
6.	4.	Mapa de distribución de composiciones isotópicas	49
6.	5.	Composiciones isotópicas medidas	50
7.	1.	Concentración de elementos menores y traza (Li, B y Br) respecto del Cl.....	54
7.	2.	Composiciones isotópicas de Li y B respecto de Sr	57
7.	3.	Diagramas de mezcla	59
7.	4.	Esquema tridimensional de procesos hidrogeoquímicos en las cuencas del salar del Huasco y laguna Lagunilla	62

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
6.	1. Información de ubicación, parámetros fisicoquímicos, concentración de elementos menores, traza y composición isotópica de sistemas de Li, B y Sr de muestras	41
6.	2. Cálculo de error de balance iónico (EBI)	42
6.	3. Clasificación de Piper de ejemplares de agua	43
7.	1. Miembros extremos	58

RESUMEN

El Li es un componente clave en los sistemas de almacenamiento de energía más eficientes, por lo que es de suma importancia comprender el origen y distribución de este metal en ambientes hiperáridos, los cuales son su mayor fuente, especialmente concentrados en la Cordillera de los Andes. Para esto se trabaja en dos cuencas altiplánicas, salar del Huasco y laguna Lagunilla, con el fin de identificar los procesos hidrogeoquímicos que controlan las composiciones elementales e isotópicas de sus aguas.

Se utilizaron datos fisicoquímicos, elementos mayores, menores y traza, y composiciones isotópicas de Li, B y Sr de 9 muestras de agua, 3 de roca y 6 de sedimentos. Estas, más otros ejemplares de Pampa del Tamarugal y Puchuldiza, se organizaron según un análisis de agrupamiento jerarquizado, basado en la información elemental. Se ocupó el sistema isotópico de Sr para determinar la interacción del agua con las litologías de la zona y los de Li y B, más la química de elementos menores y traza, para reconocer la evaporación, precipitación secundaria, disolución de sales y mezcla de fluidos.

El rango de $\delta^7\text{Li}$ medido abarca desde +5,47 hasta +36,09‰, el $\delta^{11}\text{B}$ varía entre +1,05 y +13,28‰ y la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fluctúa entre 0,70596 y 0,70655. Las firmas de Li y Sr de las aguas son similares a las de los ejemplares de roca; los elementos menores y traza indican la ocurrencia de evapoconcentración; y las composiciones de Li y B reflejan que ocurre sorción de estos metales en fases secundarias, como arcillas e hidróxidos, y que la mezcla de fluidos involucra aguas geotermales, salmueras sedimentarias, evaporitas y agua diluida. El sistema de B también dilucida la disolución de sales.

En conclusión, la Ignimbrita Huasco y las secuencias volcánicas del Mioceno medio constituyen la fuente de los elementos en las aguas de ambas cuencas. Posteriormente, los procesos responsables de la concentración de solutos son la evaporación, mezcla de aguas y precipitación de minerales secundarios, que ocurren en toda el área estudiada, y la disolución de evaporitas, que tiende a suceder en los cuerpos de agua mayores.

1. INTRODUCCIÓN

El Desierto de Atacama es el más árido del planeta. En las principales ciudades, ubicadas en la Depresión Central y el litoral las precipitaciones pueden variar desde 0,5 a 12 mm anuales (Clarke, 2006). Las precipitaciones aumentan gradualmente con la altura en la Precordillera hasta alcanzar un promedio anual de 150-180 mm en el Altiplano (CIDERH, 2013).

En el Altiplano de la Región de Tarapacá se han investigado las características hidrogeológicas de los acuíferos y los procesos hidrogeoquímicos que afectan los distintos tipos de agua, como interacción agua roca con unidades volcánicas y volcanoclásticas cenozoicas, evaporación, mezcla de fluidos y disolución o precipitación de sales, en su mayoría, a partir de datos hidrológicos, de elementos mayores y trazas, en conjunto con datos isotópicos de O, H y C (Risacher y otros, 1999; Flores, 2010; Achurra, 2010; Tassi y otros, 2010). En particular, Poblete (2020) realiza una modelación hidrogeoquímica (PHREEQC) en las cuencas salar del Huasco y laguna Lagunilla, donde investiga procesos de interacción agua roca, evaporación y mezcla de aguas, a partir de información de elementos mayores. No obstante, pocos son los estudios que utilizan isótopos estables de Li, B y Sr como trazadores de procesos hidrogeoquímicos en el área (e.g., Achurra, 2010). Al sur del área de estudio, existen más trabajos que determinan la fuente de los solutos en cuencas altiplánicas y Depresión Central, por medio de estos sistemas isotópicos (e.g., Godfrey y otros, 2013; Gamboa y otros, 2019; García y otros, 2020).

El Li y B son elementos móviles en procesos relacionados a fluidos; sus isótopos más pesados tienden a particionarse en sitios de baja coordinación, pues forman enlaces más estables, tal como en el agua, mientras los más livianos tienen mayor afinidad por la fase mineral. Los isótopos de Li se fraccionan con la interacción agua roca y formación de minerales secundarios como evaporitas y arcillas (Godfrey y otros, 2013). La magnitud de la diferencia isotópica entre el fluido y la roca se correlaciona negativamente con la temperatura a la que ocurren los procesos de interacción (Araoka y otros, 2013).

El fraccionamiento isotópico del B depende de la coordinación de las especies (trigonal o tetrahedral) que participan con las aguas y esta, a su vez, del pH (Foster y otros, 2016). Este sistema se utiliza para determinar la ocurrencia de evaporación, precipitación y disolución de sales, además de la interacción con arcillas (Schmitt y otros, 2012; Godfrey y otros, 2019). También aporta información respecto a fuentes de polución, como el aerosol marino y la actividad antrópica (Giménez Forcada y Morell Evangelista, 2008).

Dado que la disolución o precipitación de minerales no produce fraccionamiento de los isótopos de Sr, este es un buen trazador de procesos de interacción agua roca. Su origen a partir de ^{87}Rb , de extensa vida media, otorga una práctica invariabilidad en la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Ma y otros, 2017).

Por lo expuesto anteriormente, en el presente trabajo se pretende complementar la hidrogeoquímica constreñida hasta el momento en el salar del Huasco y laguna Lagunilla, además de validar los procesos determinados por Poblete (2020), mediante el análisis de los sistemas isotópicos descritos.

Específicamente, los procesos hidrogeoquímicos que se evalúan a lo largo del estudio son: interacción agua roca, la cual se refiere a la reacción, congruente o incongruente, entre el sólido y la solución acuosa, que involucra el intercambio iónico entre estas; disolución de sales/evaporitas, que tiene relación con la reacción, congruente o incongruente, de un mineral evaporítico con el líquido; precipitación de mineralogía secundaria, la que significa la formación de un mineral desde la fase acuosa cuando esta alcanza el estado sobresaturado en tal compuesto; evaporación, que hace mención al cambio de fase desde estado líquido a gaseoso; y mezcla de aguas, la cual se entiende como la combinación en proporciones variables entre fluidos de características diferentes.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

- Identificar los procesos hidrogeoquímicos que controlan las composiciones elementales e isotópicas de las cuencas del salar del Huasco y laguna Lagunilla ($19^{\circ}50'-20^{\circ}20'$), Región de Tarapacá, Chile.

1.1.2. Objetivos específicos

- Caracterizar isotópicamente las aguas de cursos superficiales, lagos salinos, muestras de roca y sedimentos en el área de estudio.
- Distinguir las principales unidades geológicas que interactúan con las aguas en el área de estudio.
- Determinar la intensidad de los procesos de evaporación, precipitación, disolución de sales y mezcla entre distintos tipos de fluidos en el salar del Huasco y laguna Lagunilla.

1.2. Ubicación y accesos

El área de estudio se sitúa en la Precordillera de la Región de Tarapacá, Chile, específicamente en las comunas de Pica y Pozo Almonte, entre los 19°50'-20°20' latitud sur y los 68°40'-69°05' longitud oeste. Está limitada al oeste por el extremo occidental de la Precordillera y al este por la Cordillera Occidental y el límite fronterizo Chile-Bolivia (Figura 1.1).

Desde la capital regional, Iquique, el acceso a la zona de trabajo se puede realizar por las rutas CH-16, CH-5, A665 y, finalmente, A685, la que además atraviesa de sur a norte el área. Todas estas rutas están en buen estado y, con excepción de la última, completamente pavimentadas.

1.3. Clima

La zona presenta un clima de tundra por efecto de la altura, a partir de los 3.700 m s.n.m (Acosta y Custodio, 2008). El 80% de la precipitación anual se concentra en los meses estivales, de diciembre a marzo. Entre 1961 y 2000 la precipitación media anual ha sido de 134 mm, aproximadamente. En verano, la abundancia de lluvias y altas temperaturas diurnas propician el desarrollo de un ambiente de estepa, caracterizada por extrema variación de la temperatura entre el día y la noche (Gajardo, 1994 en Acosta y Custodio, 2008). La temperatura media anual ronda los 5°C (Risacher y otros, 1999).

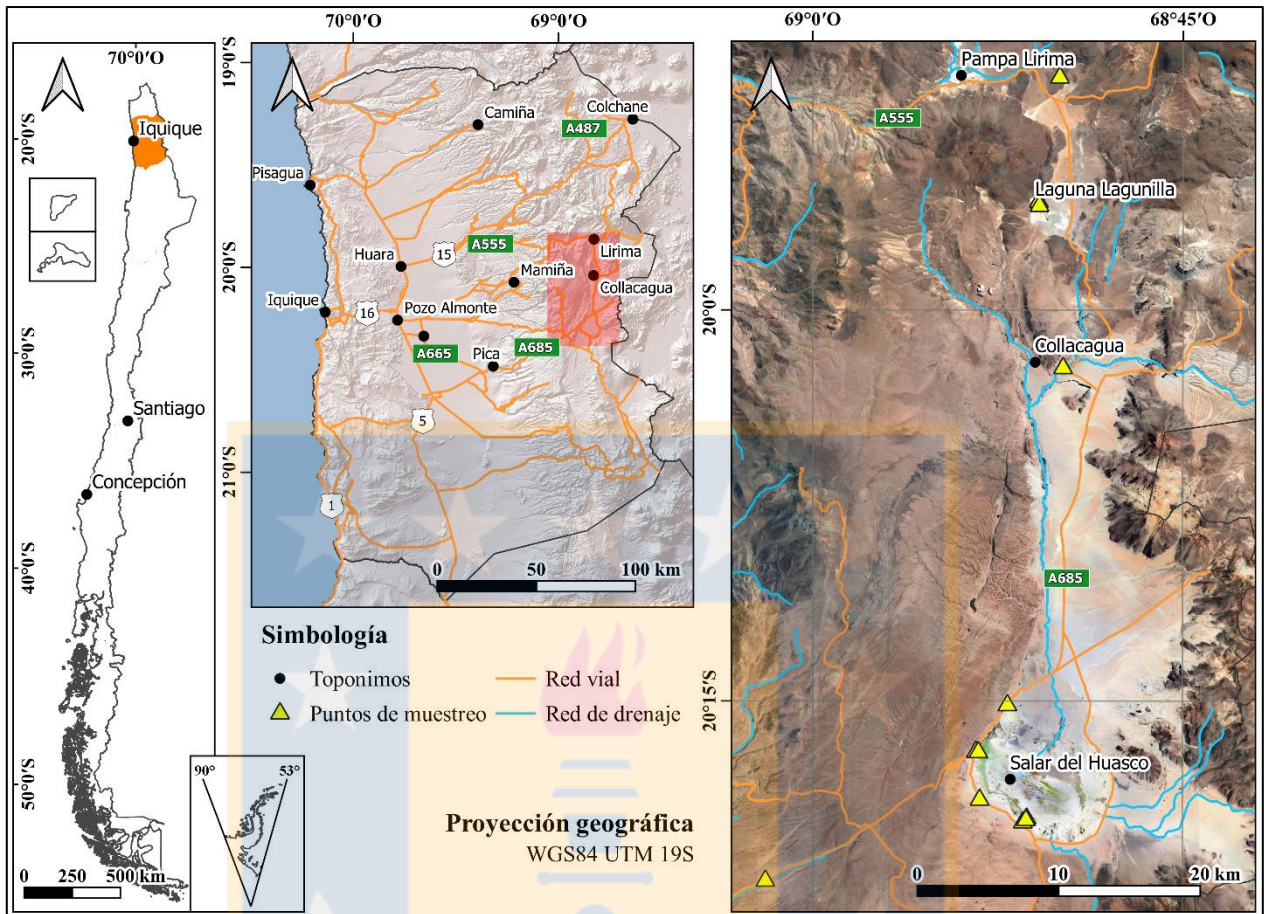


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio.

1.4. Trabajos anteriores

A continuación, se hace un breve resumen de los trabajos publicados que comprenden, a escala regional o local, el área en cuestión.

Montgomery y Rosko (1996) realizan un estudio hidrogeológico de la cuenca laguna Lagunilla y estiman que el volumen de agua almacenado en los depósitos aluviales alcanza los 450.000.000 m³.

Risacher y otros (1999) estudian la hidrogeología y la vía evolutiva de los salares en el norte de Chile. Identifican las zonas de recarga, realizan el balance hídrico y determinan la geoquímica de las aguas de la laguna Lagunilla y salar del Huasco. Luego, Risacher y otros (2003) revisan la hidrogeoquímica de estos salares y establecen que las tres mayores fuentes de solutos, en orden creciente, son los aportes atmosféricos, meteorización de rocas volcánicas y el reciclaje de sales.

Acosta y Custodio (2008) construyen un modelo hidrogeológico conceptual del salar del Huasco para evaluar el impacto ambiental de la extracción de aguas. Diferencian tres acuíferos que conforman el sistema de la cuenca y determinan que las aguas son de grupos bicarbonatados y sulfatados al norte y sur, respectivamente. Posteriormente, Flores (2010) interpreta, a partir de la composición de estas aguas, que el flujo subterráneo ocurre en dirección hacia el sur, principalmente. Además, realiza el balance hídrico de la cuenca y afirma que no es cerrada, dado que recibe aportes de la cuenca Lagunilla y, a su vez, descarga hacia la Pampa del Tamarugal.

Tassi y otros (2010) caracterizan químicamente los sistemas geotermales del norte del país, entre estos Pampa Lirima, al norte de la zona de estudio, y estiman las condiciones de fisicoquímicas de la fuente de los fluidos. Achurra (2010) describe el funcionamiento hidrogeológico de la zona Pampa Lirima, donde propone que un acuífero geotermal profundo es fuente de aguas sodico-cloruradas que, durante el ascenso, se mezclan con otras sulfatadas de un acuífero de menor profundidad y luego son descargadas en los Baños de Pampa Lirima.

Acosta y otros (2013) concluyen que, a nivel regional, el flujo subterráneo en las cuencas altiplánicas está condicionado por estructuras de orientación N-S, mayoritariamente. Sumado a claras diferencias isotópicas, resuelven que las aguas subterráneas de estas cuencas y de la Pampa del Tamarugal se han recargado en lugares, alturas y condiciones climáticas distintas.

Uribe y otros (2015) hacen una cuantificación espacio temporal de la recarga en la cuenca salar del Huasco y análisis isotópicos, a partir de los cuales interpretan la inexistencia de conexión entre el acuífero de este salar y los manantiales de Pica, por lo que la evaporación sería el proceso de descarga importante.

Scheihing y Tröger (2017) estudian los impactos de la sobreexplotación que ha tenido lugar en esta cuenca, documentan una profundización importante del nivel freático en Pampa Lagunilla y su consiguiente influencia en la temperatura local.

Poblete (2020) modela la hidrogeoquímica de la zona cordillerana de la Región de Tarapacá y determina que la disponibilidad de solutos en las aguas depende, predominantemente, de la

interacción del agua con rocas volcánicas y volcanoclásticas, sin contribución significativa de minerales evaporíticos.

1.5. Agradecimientos

Quiero agradecer al proyecto Fondecyt Iniciación 11160325: "Origin and distribution of lithium in brine deposits and other potential reservoirs of the Atacama Desert, northern Chile", adjudicado por la Dra. Fernanda Álvarez Amado, por el financiamiento de este trabajo.

Agradezco a la profesora Fernanda y a Camila Poblete González por su constante apoyo en el desarrollo de este trabajo y por la consideración ante oportunidades de terreno u otras actividades. Al personal del Departamento Ciencias de la Tierra, tanto para quienes dedican su tiempo a entregarnos nuevos conocimientos, como a quienes hacen posible llevar a cabo las labores de campo, laboratorio y el funcionamiento general del departamento.

Doy gracias a mi familia, cuya presencia fue y es fundamental para afrontar los desafíos pasados y futuros, y que, en su ausencia, esto no habría sido posible. A mi pareja, Antonieta, que ha formado parte de mi vida durante mi carrera y que me ha acompañado en el sufrimiento y la alegría, siempre ayudándome a trabajar mis miedos.

Valoro sinceramente la serie de coincidencias que pusieron en mi camino a todas las personas que estuvieron presentes en este período.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Unidades morfoestructurales

En el rango latitudinal de la Región de Tarapacá, las morfoestructuras principales son, de oeste a este, Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera, Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas (Figura 2.1). El área de estudio se ubica mayoritariamente en la Precordillera, que comprende el salar del Huasco y laguna Lagunilla, y en menor medida en la Cordillera Occidental, que se expresa al oriente como una angosta franja que se ensancha hacia el norte.

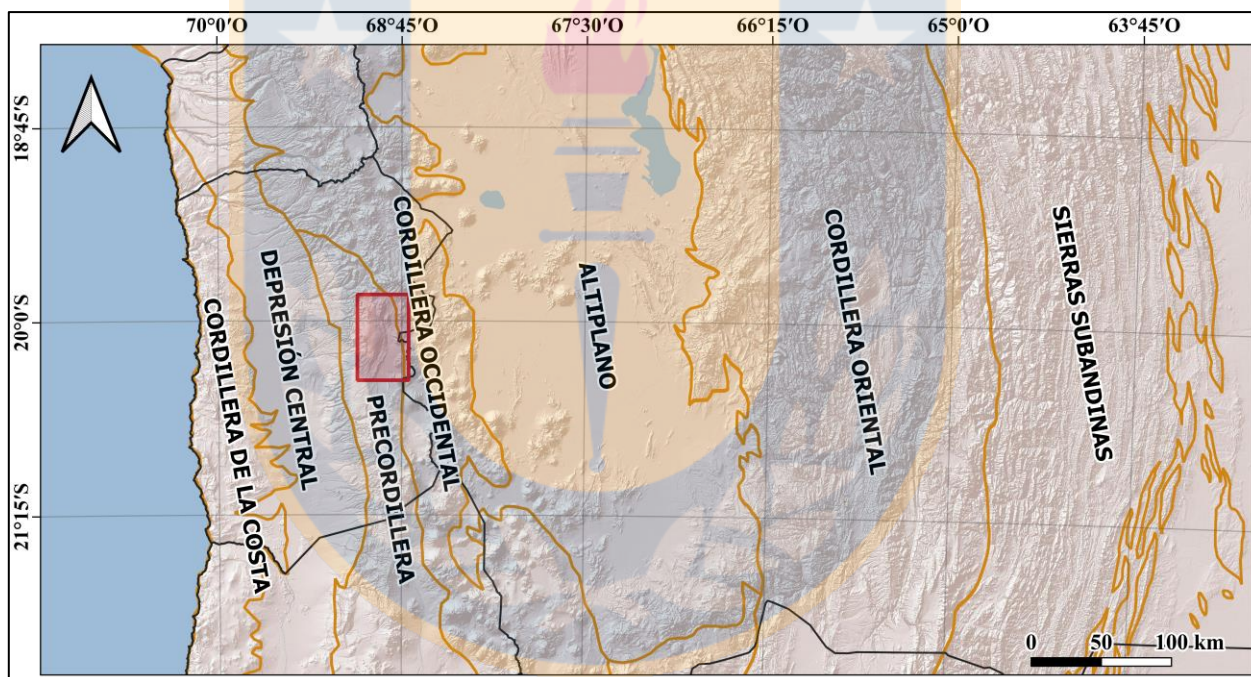


Figura 2.1. Unidades morfoestructurales en el rango latitudinal de la Región de Tarapacá. Modificado de Tassara y Yáñez (2003). El rectángulo rojo corresponde al área de estudio.

La Precordillera corresponde a una unidad de aproximadamente 500 km de longitud que consiste en franjas de basamento de orientación N-S que son alzadas por fallas inversas y oblicuas de alto ángulo, desde el Cretácico Superior al Eoceno (Amilibia y otros, 2008; Mpodozis y otros, 2005). Presenta pendientes suaves con alturas entre 1.500 y 3.600 m s.n.m, que localmente alcanzan los 4.000 m s.n.m., y está cruzada por valles profundos de orientación W-E (Farías y otros, 2005). Está

compuesta por ignimbritas y domos riolíticos del Carbonífero superior al Pérmico, estratos fosilíferos lacustres del Triásico y sedimentos continentales del Cretácico al Mioceno (Mpodozis y otros, 2005).

La Cordillera Occidental corresponde al frente del arco volcánico actual, paralelo al margen oeste de Sudamérica, ubicado a 200-300 km de la fosa de subducción (Isacks, 1988). Posee una topografía irregular, con alturas entre los 3.800 y 4.700 m s.n.m, con un máximo de 6.900 m s.n.m. (Farías y otros, 2005). Esta conformada por una franja de estratovolcanes que sobreyacen ignimbritas más antiguas (Allmendinger y otros, 1997). También, engloba cuencas cerradas intermontanas que forman lagunas y salares, como lo son el salar de Coposa y de Empexa, al sureste del área de estudio (Rissman y otros, 2015).

2.2. Unidades geológicas

2.2.1. Unidades estratificadas

2.2.1.1. Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior)

Definida por Galli y Dingman (1962) como una secuencia continental volcano-sedimentaria que aparece en la meseta Altos del Pica, en el borde occidental de la cuenca (Figura 2.2). Sobreyace a rocas sedimentarias jurásicas en discordancia angular, subyace de igual forma a Formación Icanche y unidades más recientes y es intruida por cuerpos ígneos del Eoceno (Sellés y otros, 2016). Consiste en tobas, brechas volcánicas y lavas de composición andesíticas a dacíticas, con areniscas y fangolitas subordinadas (Sellés y otros, 2016). Con base en dataciones U-Pb en circones se ha determinado edades dentro del rango $79\pm 1,8$ - $64,2\pm 1,3$ Ma (Blanco y otros, 2012; Sellés y otros, 2016). La unidad representa eventos volcánicos y sedimentarios asociado al arco magmático del Cretácico Superior (Sellés y otros, 2016).

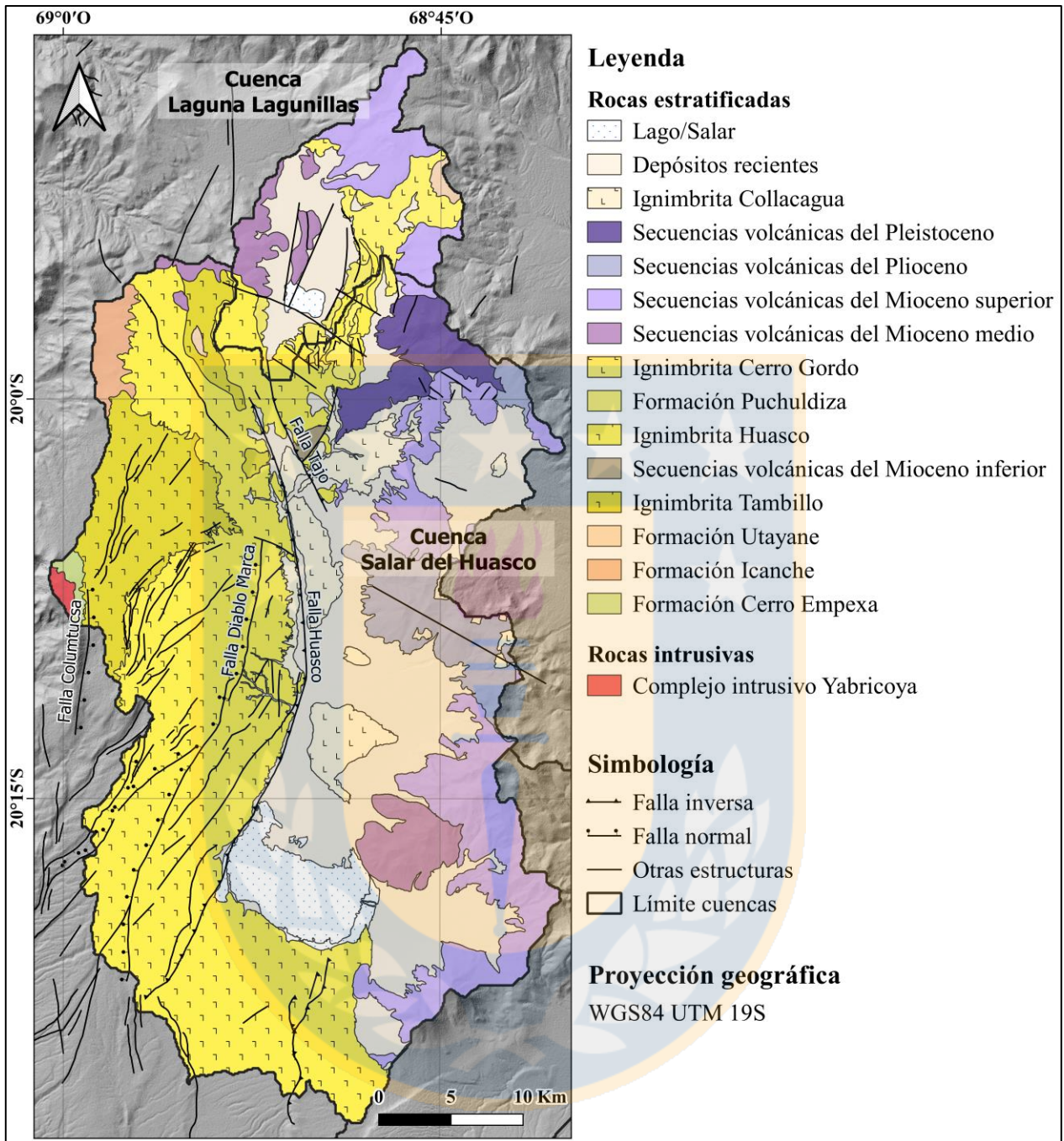


Figura 2.2. Mapa geológico del área de estudio. Recopilado de Gardeweg y Sellés (2013), Morandé y otros (2015), Sellés y otros (2016) y Tomlinson y otros (2015).

2.2.1.2. Formación Icanche (Eoceno inferior-medio)

Definida por Makshev (1978) a una secuencia de rocas volcánicas andesíticas que afloran al norte de la zona de trabajo. Sobreyace discordante a Formación Cerro Empexa, está intruida por cuerpos intrusivos eocenos y subyace en discordancia angular a las ignimbritas Tambillo y Huasco, y a

lavas del Mioceno medio (Gardeweg y Sellés, 2013; Sellés y otros, 2016). Está constituida por coladas de lavas andesítico-basálticas a dacíticas, con intercalaciones de brechas volcánicas de igual composición y escasas rocas sedimentarias de grano fino (Sellés y otros, 2016). Gardeweg y Sellés (2013) obtuvieron una edad $47,5 \pm 0,5$ Ma a partir de la datación U-Pb en circones. Esta formación representa facies volcánicas que, por su escasez de areniscas, sugieren un ambiente proximal al volcanismo (Sellés y otros, 2016).

2.2.1.3. Formación Utayane (Oligoceno superior-Mioceno inferior)

Definida por Lahsen (1973) como una secuencia tobácea. Luego, Cortés y otros (2014) incorporan a la formación las areniscas y conglomerados verdeazulados que subyacen estas tobas. Aflora localmente en la zona norte del área de estudio, sobreyaciendo en discordancia angular a rocas sedimentarias marinas jurásicas y a Formación Icanche, y mediante discordancia de erosión (inconformidad) a intrusivos eocenos, mientras que subyace a la Formación Puchuldiza, secuencias volcánicas del Mioceno medio-superior y a la Ignimbrita Cerro Gordo (Sellés y otros, 2016). Está constituida por una alternancia de capas decimétricas de tobas de ceniza y tobas de lapilli, comúnmente vítreas, de composición riolítica a dacítica, y por areniscas clásticas y andesitas subordinadas (Cortés y otros, 2014). Cortés y otros (2014) obtienen edades de las tobas cercanas a la base y techo, mediante U-Pb en circones, correspondientes a $26 \pm 0,4$ y $22,5 \pm 0,4$ Ma, respectivamente. Esta unidad representa un volcanismo explosivo dacítico a riolítico con centros de emisión no identificados, asociado a sedimentación posiblemente fluvial, con volcanismo efusivo local intermedio (Cortés y otros, 2014).

2.2.1.4. Ignimbrita Tambillo (Mioceno inferior)

Definida por Galli (1968) como una toba de flujo de cenizas correspondiente al Miembro Tambillo de la Formación Altos de Pica. Luego, Blanco y otros (2012) la redefinen como un flujo volcánico que excede la extensión de la anterior formación. Se distribuye ampliamente entre los 21°S y $19^{\circ}45'\text{S}$ y aflora en el sector centro-oeste del área de estudio. Sobreyace a unidades estratificadas e intrusivas mesozoicas y eocenas en discordancia angular (e inconformidad) e infrayace en leve discordancia angular a la Ignimbrita Huasco (Sellés y otros, 2016). Consiste en una potente toba de ceniza riolítica, rica en cristales, con variaciones en el grado de soldamiento y contenido de pómez, vesículas y amígdalas (Morandé y otros, 2015; Sellés y otros, 2016). Es datada en

20,15±0,04 y 19,59±0,27 Ma mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina y U-Pb en circones, respectivamente (Gardeweg y Sellés, 2015). Se interpreta como depósitos de oleada y flujo piroclástico asociados a la erupción de grandes calderas de colapso (Morandé y otros, 2015).

2.2.1.5. Secuencias volcánicas del Mioceno inferior (Mioceno inferior)

Secuencia volcánica y volcanoclástica nombrada por Gardeweg y Sellés (2013) que se expresa restringidamente en la zona centro-norte del área de estudio. Se encuentra discordantemente sobre la Formación Cerro Empexa y subyace en leve discordancia angular a la Ignimbrita Huasco y secuencias volcánicas del Mioceno medio. La secuencia está compuesta principalmente por lavas andesíticas y dacíticas, tobas dacíticas, conglomerados y areniscas. Gardeweg y Sellés (2013) determinan una edad 19,4±0,5 Ma mediante datación U-Pb en circones. Se interpreta que la secuencia fue depositada en un ambiente proximal al arco volcánico asociado a calderas de colapso y sedimentación intramontana (Gardeweg y Sellés, 2013).

2.2.1.6. Ignimbrita Huasco (Mioceno inferior)

Definida por Vergara y Thomas (1984) a la secuencia ignimbrítica que posee gran distribución areal en la Precordillera y aflora en la parte sur y centro de la zona de estudio. Yace en discordancia angular sobre formaciones sedimentarias y volcánicas del Jurásico Superior y Eoceno, respectivamente, y mediante ligera discordancia angular sobre la Ignimbrita Tambillo (Gardeweg y Sellés, 2013). Infrayace concordantemente a la Formación Puchuldiza y en discordancia angular a la Ignimbrita Cerro Gordo y demás rocas volcánicas del Mioceno medio (Gardeweg y Sellés, 2015). Corresponde a una toba de ceniza riolítica, rica en cristales, comúnmente soldada, con escasas pómez pequeñas y trazas de fragmentos líticos (Gardeweg y Sellés, 2015). Blanco y otros (2012) calculan una edad ponderada de 16,2±0,1 Ma, corroborado por Gardeweg y Sellés (2013) con dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol, K-Ar en biotita y U-Pb en circones. Se interpreta como un flujo piroclástico asociado a la erupción de una gran caldera de colapso (Gardeweg y Sellés, 2015).

2.2.1.7. Formación Puchuldiza (Mioceno inferior-medio)

Definida por Lahsen (1973) como una serie de rocas volcánicas y en parte sedimentarias que afloran en la quebrada Puchuldiza y aparecen en el sector centro-norte del área de estudio.

Sobreyace concordante a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno y a la Ignimbrita Huasco, mientras que infrayace discordante a la Ignimbrita Cerro Gordo (Sellés y otros, 2016). Está constituida por lavas andesíticas silíceas ricas en vidrio, intercaladas con tobas y brechas piroclásticas (Sellés y otros, 2016). Se han determinado edades de $17,43 \pm 0,20$ a $12,1 \pm 0,2$ Ma, mediante dataciones K-Ar en roca total y biotita, y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental (Lahsen y Munizaga, 1979; Ortiz y otros, 2008; Sellés y otros, 2016). Esta formación representa un período de volcanismo efusivo predominantemente andesítico (Sellés y otros, 2016).

2.2.1.8. Ignimbrita Cerro Gordo (Mioceno medio)

Unidad informal definida por Polanco y Gardeweg (2000) para designar tobas fuertemente soldadas de composición dacítica que aflora en la parte más septentrional del área de estudio. Sobreyace en paraconcordancia (paraconformidad) a rocas volcanoclásticas del Oligoceno-Mioceno medio. Corresponde a una toba de ceniza vítrea de composición dacítica con abundante plagioclasa, biotita, clinopiroxeno, cuarzo y anfíbol. Está datada entre $13,2 \pm 0,4$ y $11,8 \pm 2,2$ Ma, mediante K-Ar en biotita (Cortés y otros, 2014; Polanco y Gardeweg, 2000). La unidad corresponde a un flujo piroclástico que se emplazó a muy alta temperatura (Sellés y otros, 2016).

2.2.1.9. Volcanes y secuencias volcánicas del Mioceno medio (Mioceno medio)

Gardeweg y Sellés (2013) y Sellés y otros (2016) agrupan bajo esta denominación a remanentes de estratovolcanes y secuencias volcánicas del Mioceno medio. Comprende los volcanes Quimsachata y Charcollo, al noreste del salar del Huasco, y el Cerro Plaza-Riñones, al suroeste de Lirima. Los productos volcánicos corresponden a lavas de composición andesítica a andesítico-basáltica y a brechas volcánicas (Gardeweg y Sellés, 2013; Sellés y otros, 2016). Las secuencias sobreyacen en discordancia angular a la Formación Puchuldiza e ignimbritas Tambillo y Huasco, mientras que son cubiertas por rocas sedimentarias y volcánicas del Mioceno superior al Pleistoceno. Se reportan edades entre 14 y 12 Ma, mediante dataciones K-Ar en roca total y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental (Gardeweg y Sellés, 2013; Polanco y Gardeweg, 2000).

2.2.1.10. Volcanes y secuencias volcánicas del Mioceno superior (Mioceno superior)

Esta unidad agrupa volcanes y secuencias andesíticas a dacíticas que cubren gran parte de la cadena volcánica en las cartas Pampa Lirima-Cancosa y Collacagua-Rinconada, y que en la zona de estudio está representada por los complejos volcánicos Guanacucho, Andrés Jiguata, Culiculine, Lupe Grande, Barrancani-Chanavinto, Piga y Huaila (Gardeweg y Sellés, 2013; Sellés y otros, 2016). Se apoyan en discordancia angular sobre la Ignimbrita Huasco e infrayacen las lavas del Plioceno. Comprende coladas de lava andesíticas a dacíticas, aglomerados polimícticos y depósitos de flujos piroclásticos. La edad entre $11,3 \pm 0,4$ y $9,4 \pm 0,4$ Ma fue calculada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental y en anfíbol por Gardeweg y Sellés (2013).

2.2.1.11. Volcanes y secuencias volcánicas del Plioceno (Plioceno)

Conjunto de estratovolcanes, domos y complejos volcánicos dacíticos (Gardeweg y Sellés, 2013). En el área de trabajo, está representado por los volcanes Cerro Paza, San Isidro, Millumilluni, Chocoluluni y Queñuane. Sobreyace a la Ignimbrita Cerro Gordo y a lavas del Mioceno superior e infrayace a la Ignimbrita Collacagua. Consta de potentes coladas de composición dacíticas con intercalación de lavas brechizadas y brechas piroclásticas. Con dataciones K-Ar en biotita y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol se obtuvieron edades $4,8 \pm 0,1$ y $2,34 \pm 0,14$, respectivamente (Gardeweg y Sellés, 2013; Zappettini y otros, 2001).

2.2.1.12. Volcanes y secuencias volcánicas del Pleistoceno (Pleistoceno)

Sellés y otros (2016) engloban en esta unidad al volcán Cariquima y complejo Porquesa, con este último presente en la parte septentrional del área de estudio, donde cubre las lavas del Mioceno superior. El complejo corresponde a un conjunto de domos, coladas domo, depósitos de flujo piroclástico y de caída, todas estas rocas de composición dacítica. Gardeweg y Sellés (2013) obtuvieron edades de 770 ± 120 y 480 ± 160 ka, por medio del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol.

2.2.1.13. Ignimbrita Collacagua (Pleistoceno medio)

Definida por Baker (1977) a la unidad de flujo piroclástico dacítico distribuida en la zona centro-este de la zona de trabajo. Sobreyace a la Ignimbrita Huasco y a lavas del Mioceno superior y Plioceno, se intercala con depósitos coluviales y lacustres pleistocenos, y está cubierta por

depósitos eólicos de su propio retrabajo (Gardeweg y Sellés, 2013). La litología consiste en una toba de ceniza, pómez y cristales dacítica, no soldada y leve a moderadamente consolidada. Mediante dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol y biotita, Gardeweg y Sellés (2013) obtuvieron edades de 480 ± 160 y 280 ± 14 ka, respectivamente.

2.2.2. Unidades intrusivas

2.2.2.1. Complejo intrusivo Yabricoya (Eoceno medio)

Denominado como “Batolito de Yabricoya” por Thomas (1967) y redefinido como complejo intrusivo por Blanco y otros (2012). Aflora al occidente de la hoya del salar del Huasco, donde intruye a la Formación Cerro Empexa. Le sobreyacen en inconformidad las ignimbritas Tambillo y Huasco (Blanco y otros, 2012). Esta unidad comprende composiciones que varían desde dioritas, dioritas cuarcíferas, monzodioritas, monzodioritas cuarcíferas, monzonitas cuarcíferas, granitos, pórfidos tonalíticos-granodioríticos y pórfidos dacíticos, todas estas divididas en dos tiempos de emplazamiento, el primero entre los 49 y 44 Ma y el segundo entre los 44 y 40 Ma (Blanco y otros, 2012).

2.3. Geología estructural

En el área de estudio hay presencia de estructuras formadas durante intensos períodos de deformación, principalmente la fase Pehuenche, y otras de regímenes tectónicos menos compresivos, expresadas mayoritariamente en la parte occidental (Figura 2.2).

Las rocas pre-neógenas sobresalen de la cobertura ignimbrítica por acción de la falla normal de alto ángulo Columtusca, con manteo al este. Esta estructura es interpretada como la expresión más septentrional del sistema de falla Oeste y esta, a su vez, del sistema de falla de Domeyko (Gardeweg y Sellés, 2013; Gardeweg y Sellés, 2015).

Las unidades del Mioceno inferior están afectadas por dos fallas inversas de rumbo NNE-SSW y vergencia opuesta, denominadas Huasco y Guañada, que forman un graben en compresión y limitan la cuenca salar del Huasco al oeste y este, respectivamente. La Falla Huasco también marca el borde oriental de la ignimbrita homónima hacia el norte del salar, mientras que la Falla Guañada

es cubierta por depósitos recientes al sur de este (Gardeweg y Sellés, 2013). Tales estructuras están asociadas al período compresivo del Oligoceno-Mioceno superior (Gardeweg y Sellés, 2015).

Las ignimbritas Tambillo y Huasco también están afectadas por un sistema de fallas normales y transcurrentes de orientación NE-SW que crean angostos grábenes, posiblemente formado al finalizar la fase compresiva en el Mioceno superior. Destaca la Falla Diablo Marca, dextral normal, con más de 30 km de longitud y actividad, al menos, hasta el Pleistoceno (Gardeweg y Sellés, 2015).



3. MARCO HIDROGEOLÓGICO

3.1. Cuenca salar del Huasco

3.1.1. Morfología

El salar del Huasco es una cuenca endorreica de forma ovoide elongada en dirección N-S de 1.572 km² de superficie. Limita al oeste, en el sector central y septentrional, con la meseta Altos del Pica, con alturas de hasta 5.180 m s.n.m (Figura 3.1); al este con las cadenas volcánicas que marcan la divisoria de aguas, con aparatos volcánicos modernos que alcanzan los 4.900 m s.n.m.; al norte con la intersección de los cordones montañosos de la Cordillera de los Andes; y al sur es limitada por relieve volcánico con alturas de más de 4.000 m s.n.m que llegan hasta 4.900 m s.n.m. en el sector suroriental (Acosta y Custodio, 2008). El valle central de la cuenca corresponde a una depresión longitudinal de altitudes entre 3.700 y 4.100 m s.n.m. que se ensancha progresivamente hacia el sur. Al norte es recorrido por el río Collacagua que luego desemboca en el salar del Huasco (51 km²), depocentro de la cuenca a 3.770 m s.n.m., aproximadamente (Acosta y Custodio, 2008; Risacher y otros, 1999).

3.1.2. Suelos

La mayoría de los suelos analizados por Acosta y Custodio (2008) tienen textura gruesa, compuestos principalmente por arena gruesa, grava fina y media. La porosidad total varía entre 0,28 y 0,34, con excepción de los suelos de Pampa Porquesa, con porosidad de 0,52 por el mayor contenido de arcilla. Su permeabilidad es elevada, por lo que permiten la infiltración de las precipitaciones.

3.1.3. Balance hidrogeológico

La recarga total media de la cuenca es estimada en 1.160 L/s por Flores (2010), quien considera únicamente los aportes por precipitación.

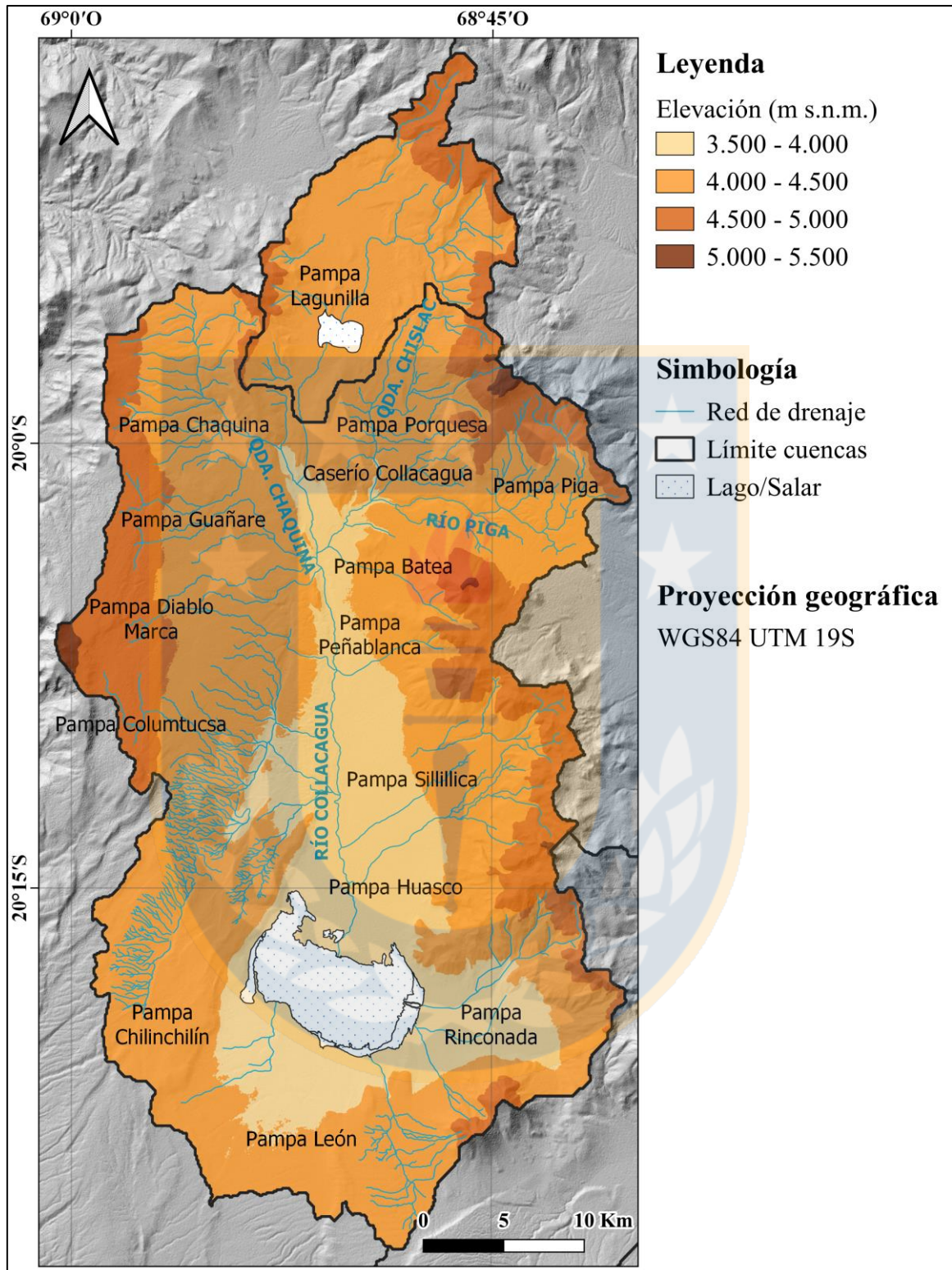


Figura 3.1. Cuencas salar del Huasco y Lagunilla. Nominación de pampas obtenida de Flores (2010).

Se ha propuesto un eventual aporte desde la cuenca Lagunilla hacia la cuenca del salar del Huasco en la parte norte, no obstante, no hay evidencias ni magnitudes estimadas. Flores (2010) estima que

en Lagunilla la descarga por evaporación, dado el nivel freático somero, y la explotación por parte de la Compañía Minera Cerro Colorado (CMCC) sopesan esta posible recarga hacia el salar del Huasco.

Flores (2010) calcula que la evaporación desde lagunas y napas someras y la evapotranspiración desde vegas y bofedales alcanzan los 757 L/s, mientras que, a partir de datos de derechos de agua otorgados por la Dirección General de Aguas (DGA), las extracciones llegan a 118,1 L/s. Entonces, la descarga total de la cuenca es de 875,1 L/s.

Se ha planteado la posible descarga hacia la Pampa del Tamarugal por el importante fracturamiento de orientación NNE-SSW en la zona de los Altos del Pica (Collahuasi-GP Consultores Ltda., 2006 en Flores, 2010; DGA, 2008), sin embargo, no se han estimado sus valores y los modelos hidrogeológicos conceptuales no lo incluyen (Flores, 2010).

El balance hidrogeológico se puede observar en la Figura 3.2. Flores (2010) explica que el excedente puede ser responsabilidad de la metodología utilizada, posibles aportes hacia otras cuencas y extracciones mayores a lo supuesto.

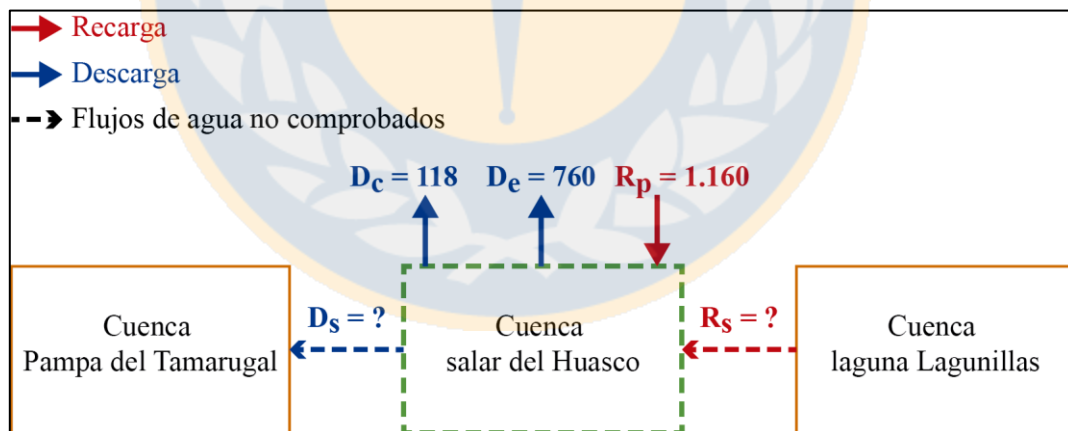


Figura 3.2. Balance hidrogeológico de la cuenca salar del Huasco. R_p : recarga por precipitaciones; D_c : descarga por captación; D_e : descarga por evaporación; R_s : recarga subterránea; D_s : descarga subterránea. Todos los valores en L/s. Basado en Flores (2010).

Acosta y Custodio (2008) calculan el caudal de entrada total al salar del Huasco en 171 L/s y resuelven que el 60% del aporte proviene de recursos subterráneos y el 40% de caudales superficiales, aunque con importante incertidumbre.

3.1.4. Unidades hidrogeológicas

Acosta y Custodio (2008) definen tres unidades hidrogeológicas básicas, descritas a continuación.

El acuífero superior está conformado por depósitos sedimentarios recientes, es decir, los depósitos aluviales en Pampa Rinconada y Pampa Sillillica, depósitos fluviales en el lecho del río Collacagua, la porción superior de Ignimbrita Collacagua y los depósitos de salar que conforman el salar del Huasco (Acosta y Custodio, 2008).

Tiene un espesor saturado mínimo de aproximadamente 20 m en la zona del salar y máximo de 70 m en el sector bajo Pampa Batea (Acosta y Custodio, 2008). La permeabilidad de estos depósitos es alta, con valores de 6-60 m/día (Acosta, 2004 en Flores, 2010).

El acuífero medio está formado por los depósitos gruesos de las unidades media e inferior de la Ignimbrita Collacagua. La primera es más permeable dado que la sección inferior está completamente compactada (Acosta y Custodio, 2008).

Tiene un espesor variable entre 100 y 200 m, en Pampa Batea y Pampa Sillillica, respectivamente (Flores, 2010). Está limitado con el acuífero superior por una capa de aproximadamente 20 m de arcilla arenosa, menos permeable, que actúa como acuitardo (Acosta y Custodio, 2008).

La Ignimbrita Huasco y secuencias volcánicas del Mioceno superior-Plioceno, que conforman el basamento de la cuenca, están fuertemente fracturadas y constituyen el acuífero inferior, de carácter volcánico (Acosta y Custodio, 2008).

Es un medio heterogéneo debido a la variabilidad espacial de las fracturas y a las intercalaciones de lavas, tobas y zonas de alteración (Acosta, 2004 en Flores, 2010). En perforaciones en la parte

central de la cuenca, se han determinado espesores de secuencias ignimbríticas por sobre los 250 m (Acosta, 2004 en Flores, 2010).

La permeabilidad se ha estimado entre 0,5 y 13 m/día. Al este del salar, la Falla Huasco incrementa la conductividad hidráulica de la roca (Acosta, 2004 en Flores, 2010).

3.1.5. Superficie piezométrica

El río Collacagua fluye desde la zona norte hacia el sur de la cuenca mientras drena al acuífero superior, hasta que, a la altura de Pampa Sillillica, ya se ha infiltrado completamente al terreno (Acosta y Custodio, 2008).

Los flujos subterráneos escurren en sentido norte-sur, principalmente, con aportes noreste-suroeste en Pampa Sillillica y este-oeste en Pampa Rinconada, siempre con descarga hacia el salar del Huasco, como se puede ver en la Figura 3.3 (Flores, 2010). Desde el Caserío Collacagua hasta Pampa Sillillica Norte el gradiente hidráulico es de $5,5 \cdot 10^{-3}$ y desde este último hasta el salar es de $2,4 \cdot 10^{-3}$, atribuible a menor permeabilidad (Flores, 2010). En el sector sureste de la cuenca, entre Pampa Rinconada y el salar, el gradiente es bajo ($8,0 \cdot 10^{-4}$).

Según Uribe y otros (2015), la recarga de los acuíferos ocurre predominantemente en las elevaciones mayores a 4.000 m s.n.m., que ocupan la mayor parte de la cuenca, dadas las altas precipitaciones y bajas tasas de evaporación. El modelo de distribución de la recarga del mismo trabajo muestra que el mayor ingreso se da en el área noroeste, mientras que el menor sucede en altitudes más bajas, alrededor del salar, donde la precipitación es baja y la evaporación muy alta.

Uribe y otros (2015) descartan conexión entre los acuíferos de la cuenca salar del Huasco y los manantiales de Pica, con lo que concluyen que la evaporación es la descarga más importante de la hoya.

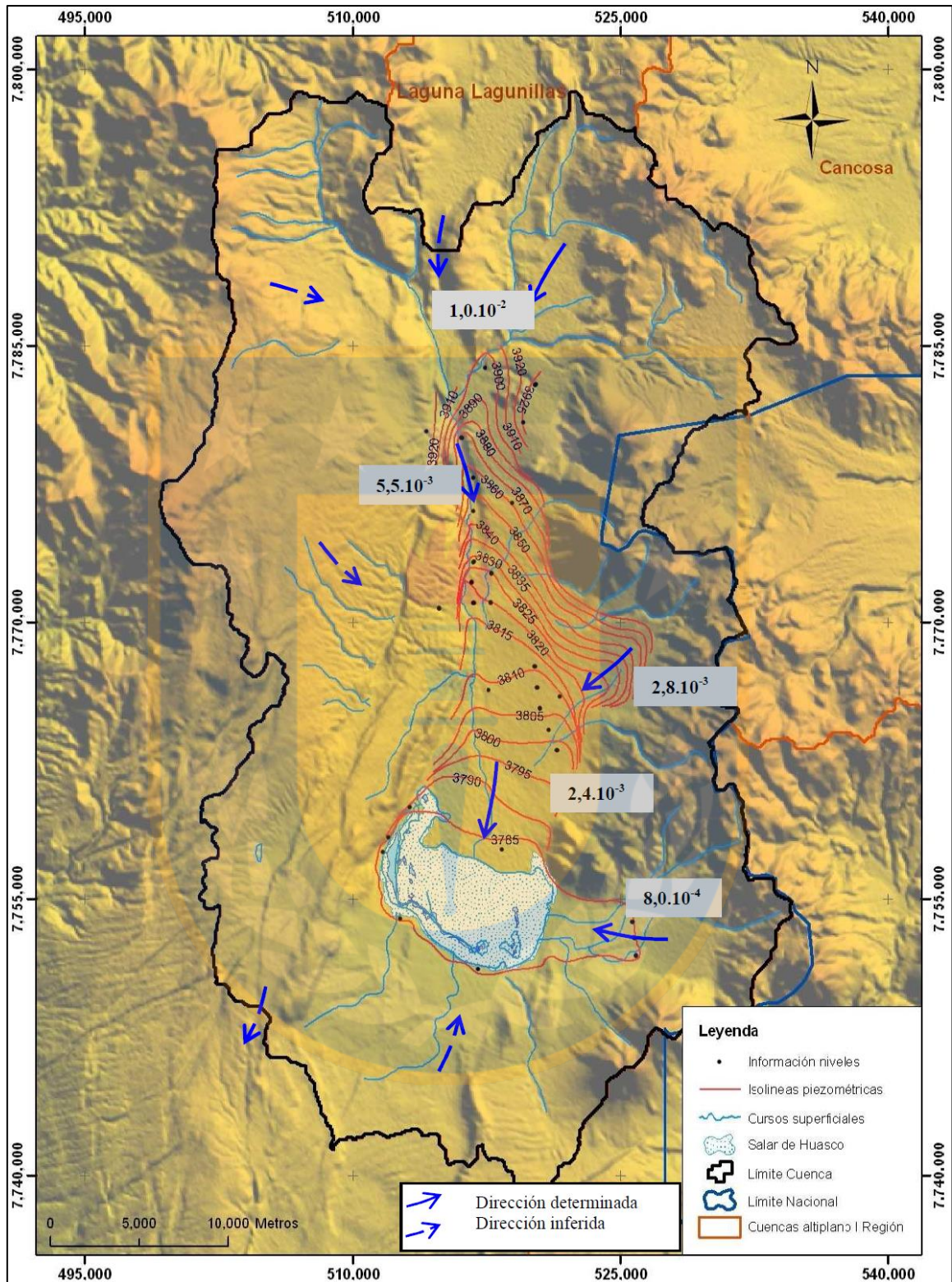


Figura 3.3. Mapa de superficie equipotencial y dirección de flujo en cuenca salar del Huasco. En flechas azules se indica la dirección del flujo y en cuadros blancos la conductividad hidráulica. Extraído de Flores (2010).

3.1.6. Hidrogeoquímica

Risacher y otros (1999) diferencian dos grupos principales de aguas de aporte, las salmueras carbonatadas y las sulfatadas. De acuerdo con lo presentado por Flores (2010), desde Pampa Piga y Pampa Porquesa hasta Pampa Peña Blanca predominan aguas bicarbonatadas cálcicas y magnésicas, con baja concentración de iones. En Pampa Sillillica estas se mezclan con aguas sulfatadas cálcicas provenientes de la lixiviación de secuencias volcánicas del Plioceno y resultan en aguas sulfatadas cálcicas con fuerte componente bicarbonatado sódico. Más al sur, en Pampa Rinconada, las aguas de aporte son sulfatadas cálcicas, moderadamente concentradas.

Flores (2010), en el sector norte del salar del Huasco, destaca la influencia de aguas bicarbonatadas cálcicas por la mezcla de los aportes del río Collacagua con las aguas cloruradas sódicas del salar. Por los flujos desde Pampa Rinconada, el sector sureste del cuerpo salino posee aguas de composición sulfatada cálcica. En el sector central y suroccidental del salar, las aguas son sulfatadas sódicas por la mezcla de las anteriores.

Los grupos de aguas sulfatadas y bicarbonatadas están estrechamente relacionados a la geología, donde la lixiviación de las rocas volcanoclásticas al oeste de la cuenca produce aguas bicarbonatadas sódico-cálcico-magnésicas, y la alteración de las rocas volcánicas al este de la hoya produce aguas sulfatadas cálcico-magnésicas (Poblete, 2020; Risacher y otros, 1999). Con base en la inexistencia de relaciones equimolares entre componentes mayores, Risacher y otros (1999) descartan la disolución de antiguas evaporitas.

3.2. Laguna Lagunilla

3.2.1. Morfología

Cuenca endorreica ubicada al norte de la cuenca salar del Huasco (Figura 3.1), que abarca un rango de alturas entre 4.000 y 4.800 m s.n.m. y un área de 194 km² (Scheihing y Tröger, 2017). Está encerrada por secuencias volcánicas del Oligoceno a Mioceno con un relleno sedimentario cuaternario llamado Pampa Lagunilla (Scheihing y Tröger, 2017).

La laguna Lagunilla o Huantija es un cuerpo de agua perenne de superficie variable (Poblete, 2020), estimada en 0,15 km² por Risacher y otros (1999).

3.2.2. Suelos

Debido al origen aluvial de los suelos que forman el acuífero de Pampa Lagunilla y su consiguiente textura media a gruesa, la conductividad hidráulica es moderada a alta, entre 0,3 y 30 m/día (Scheihing y Tröger, 2017).

3.2.3. Balance hidrogeológico

Risacher y otros (1999) realizan el balance hídrico de laguna Lagunilla. Calculan un volumen de recarga de 8 L/s, en consideración de una precipitación media anual de 150 mm, que ocurre a la altura de 4.050 m s.n.m., aproximadamente, según Scheihing y Tröger (2017). De acuerdo con Montgomery y Rosko (1996), existen dos fuentes de recarga al acuífero de Pampa Lagunilla, la infiltración desde flujos perennes superficiales y el aporte desde acuíferos definidos por rocas fracturadas que subyacen y rodean la planicie.

La descarga resulta de la suma de los procesos de evaporación e infiltración, correspondientes a 7,1 y 1,6 L/s, respectivamente (Risacher y otros, 1999).

3.2.4. Unidades hidrogeológicas

Las principales unidades hidrogeológicas de la cuenca son los depósitos aluviales y volcánicos cenozoicos y las ignimbritas Huasco y Collacagua (Montgomery y Rosko, 1996). El relleno aluvial de la cuenca constituye un acuífero superficial no confinado que ha sido explotado desde 1994 por CMCC (BHP Billiton, 2014 en Poblete, 2020).

3.2.5. Superficie piezométrica

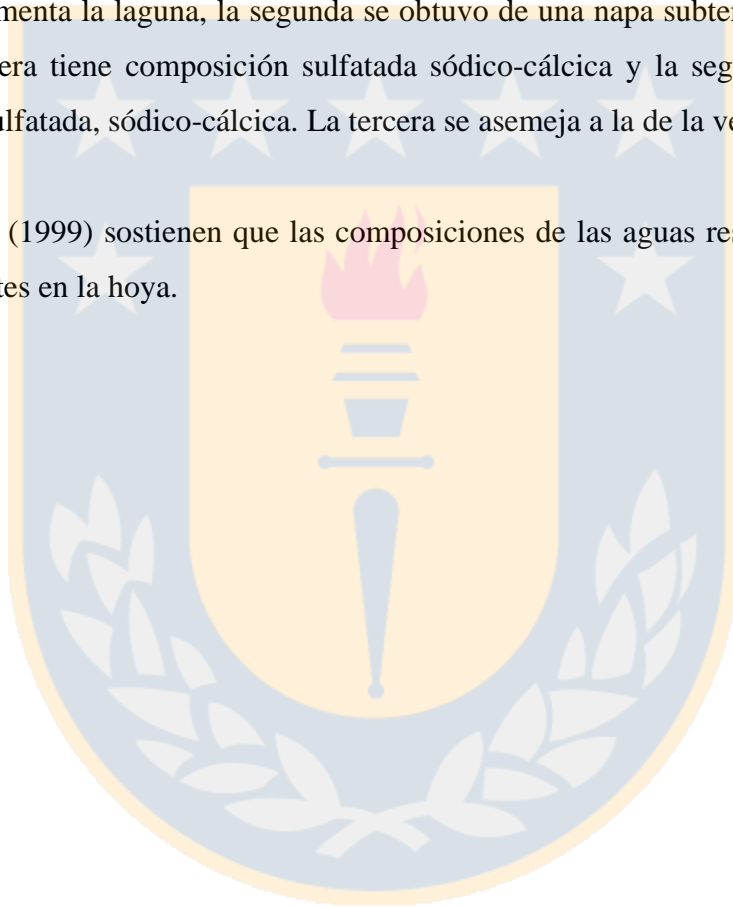
En el sector nororiental de la cuenca, donde se encuentran las montañas de mayor altura, el derretimiento de la nieve acumulada da origen a flujos perennes que drenan hacia Pampa Lagunilla, con dirección NE-SW, que al llegar al relleno aluvial se vuelven efímeros (Montgomery y Rosko, 1996).

Previo al comienzo de la explotación el acuífero no confinado poseía espesores saturados de 30 a 135 m, aproximadamente (Montgomery y Rosko, 1996). Según Scheihing y Tröger (2017), entre 1991 y 2012 el nivel freático del acuífero de Pampa Lagunilla ha descendido desde cercano a la superficie a 15 m de profundidad, aproximadamente.

3.2.6. Hidrogeoquímica

Risacher y otros (1999) analizan tres muestras en la cuenca, la primera corresponde a la única vertiente que alimenta la laguna, la segunda se obtuvo de una napa subterránea y la tercera de la laguna. La primera tiene composición sulfatada sódico-cálcica y la segunda bicarbonatada, en menor medida sulfatada, sódico-cálcica. La tercera se asemeja a la de la vertiente.

Risacher y otros (1999) sostienen que las composiciones de las aguas responden fielmente a las litologías presentes en la hoya.



4. METODOLOGÍA

Para el cumplimiento del objetivo general se comienza por la etapa de muestreo y procedimientos analíticos, y luego, para el desarrollo de los objetivos específicos se reconocen tres etapas: caracterización mediante datos geoquímicos e isotópicos, análisis de muestras en base a sistemas isotópicos y estudio de procesos de interacción por medio de diagramas de mezcla (Figura 4.1).



Figura 4.1. Metodología aplicada a objetivos específicos del trabajo.

4.1. Muestreo y procedimientos analíticos

Para el desarrollo del presente trabajo se analizaron 9 muestras de agua, 9 de sedimento y 3 de roca. Estas fueron recolectadas durante la campaña de terreno dirigida por la profesora patrocinante entre el 21 y 30 de septiembre de 2019.

En total, se recolectaron ejemplares de agua provenientes de lagos salinos, corrientes superficiales y un manantial. Para cada fuente de agua fueron medidos *in situ* sus parámetros fisicoquímicos: temperatura, conductividad, pH y oxígeno disuelto, con un multiparámetro portátil Hach modelo HQ40D. El protocolo para la toma de muestras variaba de acuerdo con las características a analizar. Las alícuotas para cationes y aniones fueron filtradas con filtros de jeringa de 0,45 μm y las de

alcalinidad tomadas directamente de la fuente. Estas se almacenaron en botellas de polietileno de alta densidad ambientadas con agua filtrada y no filtrada, respectivamente. En particular, los ejemplares para cationes fueron acidificados con 1,2 ml de HNO₃ de concentración 4 N.

Para la selección de muestras de roca se eliminaron las superficies alteradas, mientras que los ejemplares de sedimentos fueron colectados posterior a la remoción de la capa superior. Ambos tipos de muestra fueron almacenados en bolsas de polietileno de alta densidad.

Posterior a la campaña de terreno, se realizó el preprocesamiento de rocas y sedimentos en el Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. Las muestras fueron secadas en horno a una temperatura de 40°C, para luego proceder al chancado y pulverizado de los especímenes de roca.

Para la determinación de cationes, aniones y alcalinidad, las muestras de agua fueron enviadas al laboratorio de Geoquímica de fluidos de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, donde se analizaron por medio del espectrofotómetro de absorción atómica Perkin Elmer PinAAcle 900F, el cromatógrafo Iónico ThermoScientific Dionex ICS-2100 y el titulador automático Hanna HI-902C, respectivamente. Mientras que el análisis de elementos traza (As, B, Br, Li, Rb, Sr) y sistemas isotópicos ($\delta^7\text{Li}$, $\delta^{11}\text{B}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), fueron desarrollados en la Universidad de Rutgers (Estados Unidos) mediante el espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) ThermoScientific iCap-Q y el ICP-MS con multicolector ThermoScientific Neptune Plus, respectivamente. Las mediciones en rocas y sedimentos se determinaron de los extractos obtenidos después de la digestión ácida de los ejemplares.

4.2. Caracterización química e isotópica de aguas.

Para la validación de los análisis químicos, se verificó la electroneutralidad mediante el balance iónico de los componentes mayoritarios (cationes Na⁺, Mg²⁺, K⁺ y Ca²⁺ y aniones Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻ y NO₃⁻), de acuerdo con la ecuación siguiente:

$$\text{Error de Balance Iónico (EBI)} = \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}} \times 100$$

Con los mismos componentes mayoritarios se caracterizan las muestras de agua, de acuerdo con la clasificación de facies hidrogeoquímicas del diagrama Piper-Hill-Langelier y diagramas de Stiff. Los elementos menores y traza se grafican contra el ión Cl^- , que se asume conservativo. La caracterización isotópica se realiza mediante mapas de distribución de composición isotópica y diagramas comparativos entre grupos de muestras de agua de distintas cuencas, rocas y sedimentos. Todos los diagramas y mapas son elaborados con Python y los *softwares* Adobe Illustrator y QGIS.

Para llevar a cabo los análisis de la química elemental y sistemas isotópicos, se realiza el análisis de agrupamiento jerarquizado (HCA por sus siglas en inglés) con el primer grupo de datos, técnica ocupada a menudo en la clasificación hidrogeoquímica (Cloutier y otros, 2008). En este trabajo se considera como métrica de similitud la distancia Euclidiana (eje de ordenadas). En primer lugar, son agrupadas los ejemplares con mayor similitud. Luego, estos grupos son nuevamente asociados entre sí hasta que todas las asociaciones han sido relacionadas, información representable en un dendograma. Para la vinculación de las muestras y posteriormente de los grupos, se utiliza el método Ward, el cual busca la mínima distancia Euclidiana entre estos (mínimos cuadrados), con el fin de minimizar la varianza dentro del grupo. Finalmente, se establece una distancia de vinculación, de tal manera que las muestras con distancias menores a esta pertenecen a una misma asociación (Cloutier y otros, 2008). En este algoritmo no supervisado se ingresan los datos elementales de Na, Mg, K, Ca, Mg, Cl, SO_4 , HCO_3 , CO_3 , NO_3 , Si, SiO_2 , Li, B, F, As, Br, Rb y Sr.

4.3. Sistemas isotópicos

Para el análisis de los procesos de interacción agua roca, evaporación, disolución y precipitación de sales y mezcla de aguas, se grafican las firmas isotópicas de Li y B contra las de Sr, añadiendo los campos de litologías a partir de la bibliografía, y se utilizan diagramas de mezcla de los sistemas de Li y B, conformados por miembros extremos (ME) característicos de la región y por líneas de mezcla definidas por la suma ponderada de estos:

$$f \times \text{ME1} + (1 - f) \times \text{ME2} ; f \in [0,1]$$

Las características de cada sistema isotópico se describen detalladamente en el capítulo 5.

5. MARCO TEÓRICO

5.1. Isótopos estables

5.1.1. Sistema de Li

El Li es moderadamente incompatible y un elemento móvil en procesos relacionados a fluidos a alta y baja temperatura, debido a su baja carga y tamaño, en los que se particiona preferentemente en la fase fluida. Posee estado de oxidación +1 y está casi siempre enlazado al oxígeno (Burton y Vigier, 2011; Godfrey, 2019). Además, tiene propiedades fisicoquímicas semejantes al magnesio, dado el radio iónico similar (Huh y otros, 1998).

El ${}^6\text{Li}$ (6,01512279) y ${}^7\text{Li}$ (7,01600455) son sus dos isótopos estables naturales, con abundancias relativas de 7,2-7,7% y 92,3-92,8%, respectivamente, con una razón aproximada de 1:12 (Rosman y Taylor, 1998).

La medición del fraccionamiento isotópico se realiza mediante la notación $\delta^7\text{Li}$, correspondiente a la variación por mil (‰) de la razón ${}^7\text{Li}/{}^6\text{Li}$ respecto del estándar internacional medido en carbonato de Li (Li_2CO_3 ; LSVEC) y se reporta mediante la notación delta (Coplen y otros, 2002):

$$\delta^7\text{Li} = \left[\frac{({}^7\text{Li}/{}^6\text{Li})_{\text{muestra}}}{({}^7\text{Li}/{}^6\text{Li})_{\text{referencia}}} - 1 \right] \times 10^3$$

El rango de $\delta^7\text{Li}$ es muy amplio, variable entre -14 y +48‰, producto de la relativa gran diferencia de masa entre los isótopos de Li (16%; Hoefs, 2015).

En la naturaleza suele hallarse en complejos de coordinación tetrahedral u octahedral. El isótopo más pesado (${}^7\text{Li}$) se particiona en los sitios con enlaces más fuertes, es decir, de menor coordinación, y el más liviano (${}^6\text{Li}$) en los de mayor coordinación. Comúnmente, en el agua se ubican los complejos tetrahedrales y en minerales los octahedrales (Tomascak y otros, 2016).

Debido a su incompatibilidad, la concentración en el manto es baja (<2 ppm), con una composición isotópica variable entre -10 a +10‰ (Figura 5.1), donde las peridotitas se encuentran en el rango +2,5 a +4,9‰ (Tomascak y otros, 2016). Los MORB frescos poseen $\delta^7\text{Li}$ en el rango +3,4 a +4,7‰ (Chan y otros, 1992), mientras que los hidratados por agua de mar tienen mayor concentración de Li y rango de composición isotópica más amplio (Tomascak, 2004).

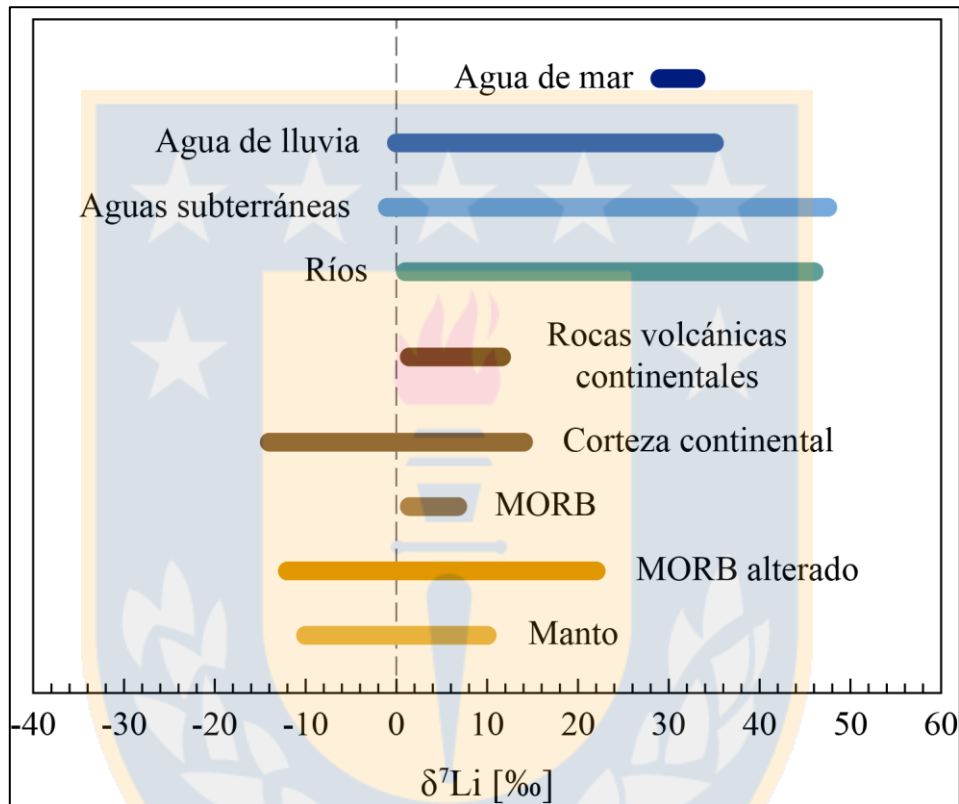


Figura 5.1. Composición isotópica del Li en algunos reservorios terrestres. Elaborado con información de Tomascak (2004) y Tomascak y otros (2016).

Las rocas de arco tienen mayor $\delta^7\text{Li}$ que los MORB inalterados, debido al componente de agua de mar que trae consigo la placa oceánica y la partición preferencial del isótopo pesado en la fase acuosa liberada en la deshidratación de la placa oceánica subductada (Tomascak, 2004).

La corteza continental tiene composición isotópica variable, en su sección superior el contenido de Li es 35 ppm, con $\delta^7\text{Li}$ en el rango 0-2‰ (Tomascak y otros, 2016), y en la inferior ~8 ppm, con $\delta^7\text{Li}$ de -14 a +14,3‰ ($\bar{X}_{\text{ponderado}}=2,5\%$; Teng y otros, 2008). Las pegmatitas están generalmente enriquecidas en ^7Li comparadas con un granito común (Tomascak y otros, 2016).

Debido a su largo período de residencia (~1 Ma; Delaney y Boyle, 1986; Huh y otros, 1998), la concentración y el $\delta^7\text{Li}$ son los mismos en todos los océanos, 0,18 ppm y 31‰, respectivamente (Tomascak, 2004). En el caso de los ríos y aguas subterráneas, la composición isotópica es muy variable, en los primeros el promedio ponderado es 23‰ (Huh y otros, 1998), mientras que las segundas alcanzan hasta ~48‰ (Tomascak y otros, 2016).

En la interacción agua roca, la magnitud de la diferencia isotópica entre el mineral y la solución ($\Delta^7\text{Li}_{\text{sólido-solución}} = \delta^7\text{Li}_{\text{sólido}} - \delta^7\text{Li}_{\text{solución}}$) tiende a disminuir ante el alza de la temperatura de reacción (Figura 5.2; Tomascak y otros, 2016).

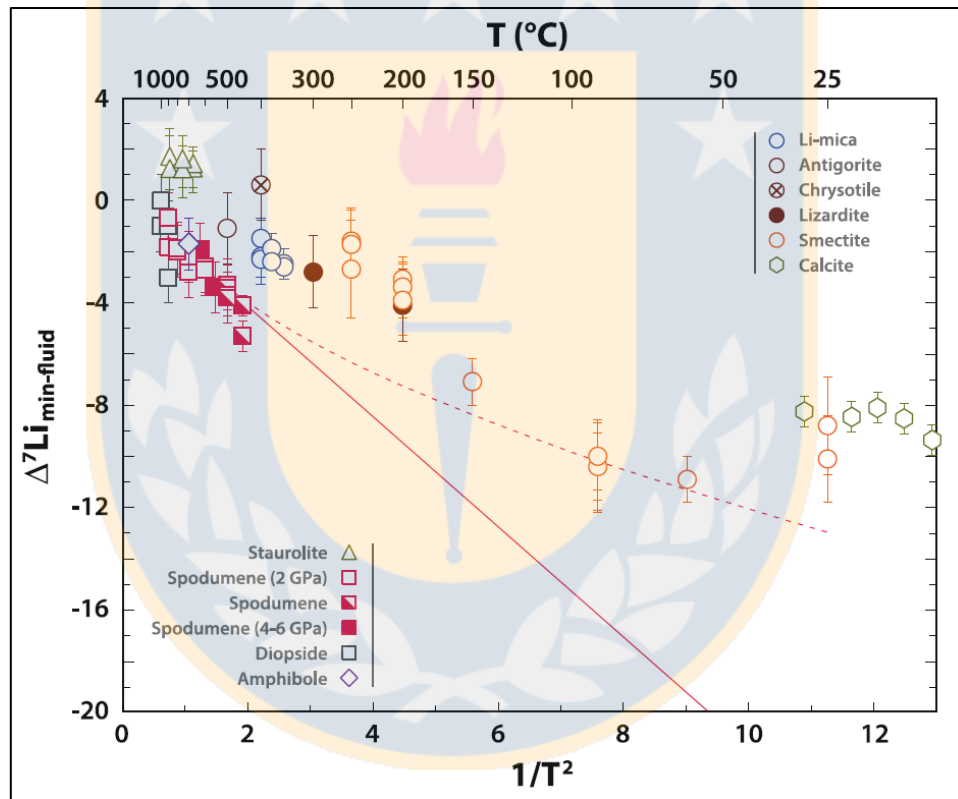


Figura 5.2. Diferencia isotópica del Li en función de la temperatura. Extraído de Tomascak y otros (2016)

Entonces, a bajas temperaturas de interacción, el agua extrae principalmente ^7Li desde los minerales primarios, explicando el aumento de $\delta^7\text{Li}$ del fluido (Figura 5.3), mientras que, a mayores temperaturas, el fraccionamiento isotópico entre la roca y la solución será cada vez menor (Wunder y otros, 2007; Millot y otros, 2010).

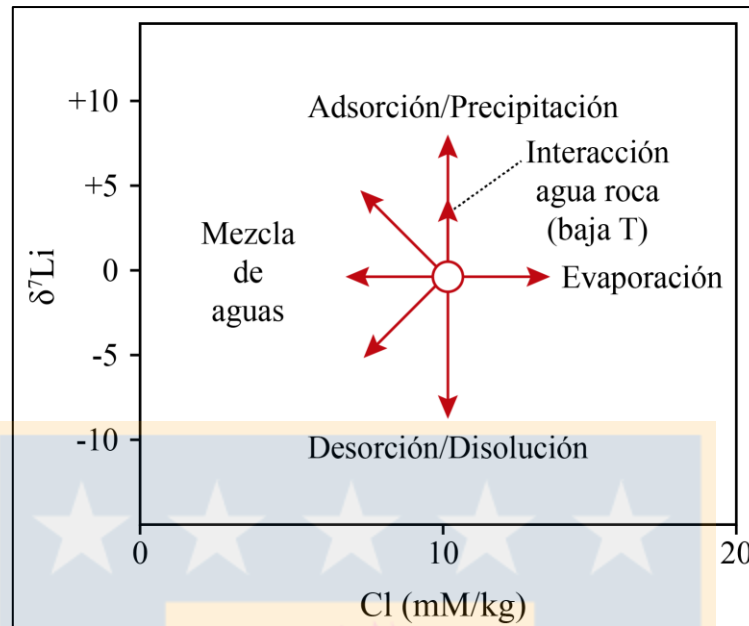


Figura 5.3. Fraccionamiento isotópico del Li. Elaboración propia.

Luego, el ^6Li es removido preferentemente desde la solución a minerales secundarios como hidróxidos y arcillas (Figura 5.3), siendo este el proceso con mayor preponderancia en el fraccionamiento del Li (Hoefs, 2015). El Li se incorpora fácilmente en estas últimas debido al reemplazo de Mg^{+2} y Fe^{+2} (Stoffyn-Egli y Mackenzie, 1984 en Araoka y otros, 2013). En consecuencia, la desorción de Li desde hidróxidos y arcillas implicaría la disminución de la signatura de Li (Figura 5.3). No obstante, la disolución de evaporitas no afecta el sistema de Li, puesto que estas lo incluyen en baja cantidad y su signatura es similar a la del medio acuoso (García y otros, 2020).

La evaporación no causa el fraccionamiento de los isótopos de este metal (Figura 5.3), puesto que no es un elemento volátil, razón por la que tiende a concentrarse en las salmueras (Álvarez-Amado y otros, 2022; Godfrey, 2019). No obstante, Xu y otros (2021) estudian los efectos de la evapotranspiración en ríos y aseguran que una diferencia isotópica $\Delta^7\text{Li}_{\text{agua-roca}}$ mayor a 20‰ no puede ser explicada sin considerar este fenómeno. La mezcla de aguas puede aumentar o disminuir la signatura de Li, dependiendo de las composiciones iniciales de los fluidos que interactúan.

En las aguas subterráneas, el tiempo de interacción agua roca es extenso, mientras que en los ríos la velocidad del flujo es órdenes de magnitud mayor, por lo que la interacción es considerablemente

menor. En ambos sistemas la precipitación de minerales secundarios provoca un aumento de $\delta^7\text{Li}$ en el agua, pero dado el mayor tiempo de exposición de las rocas en el primero, el contenido de Li es mayor y su composición isotópica menor (Godfrey, 2019).

5.1.2. Sistema de B

El B es altamente soluble, por lo que es muy móvil en los procesos relacionados a fluidos a alta y baja temperatura, y tiene alta afinidad por la fase vapor (Hoefs, 2015). Su estado de oxidación es +3 y casi siempre está enlazado con el oxígeno (Foster y otros, 2016).

Posee dos isótopos estables naturales, el ^{10}B (10,01293695) y ^{11}B (11,00930536), con abundancias relativas de 18,9-20,3% y 79,7-81,1%, respectivamente, resultante en una relación cercana a 1:4 (Rosman y Taylor, 1998).

Al igual que el Li, se mide la variación por mil (‰) de la razón $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ respecto del estándar internacional medido en ácido bórico sintético ($\text{B}(\text{OH})_3$; SRM 951a) y es reportado mediante la misma notación (Coplen y otros, 2002).

Su rango de composición isotópica en la naturaleza es aún más amplio que el de Li, -40 a +60‰. Debido a que es relativamente ligero, existe gran diferencia de masa entre isótopos (alrededor de un 10%), su solubilidad es alta y la especiación dinámica a baja temperatura (Foster y otros, 2016).

En sistemas naturales, el B se encuentra en complejos de coordinación tetrahedral (ion borato, $\text{B}(\text{OH})_4^-$) y trigonal (ácido bórico, $\text{B}(\text{OH})_3$), dependientes del pH (Figura 5.4; Hoefs, 2015). A pH bajo 7 el B existe casi exclusivamente como ácido bórico y a pH mayor a 10 como ion borato, con una constante de equilibrio de 8,6 (Dickson, 1990 en Gaillardet y Lemarchand, 2018; Hoefs, 2015). El isótopo más liviano tiende a particionarse en las fases de mayor coordinación, con enlaces más débiles, mientras que el ^{11}B suele incorporarse en los sitios de coordinación trigonal, de enlaces más fuertes. En la estructura mineral, el B se halla principalmente en coordinación tetrahedral y en el agua trigonal. (Foster y otros, 2016).

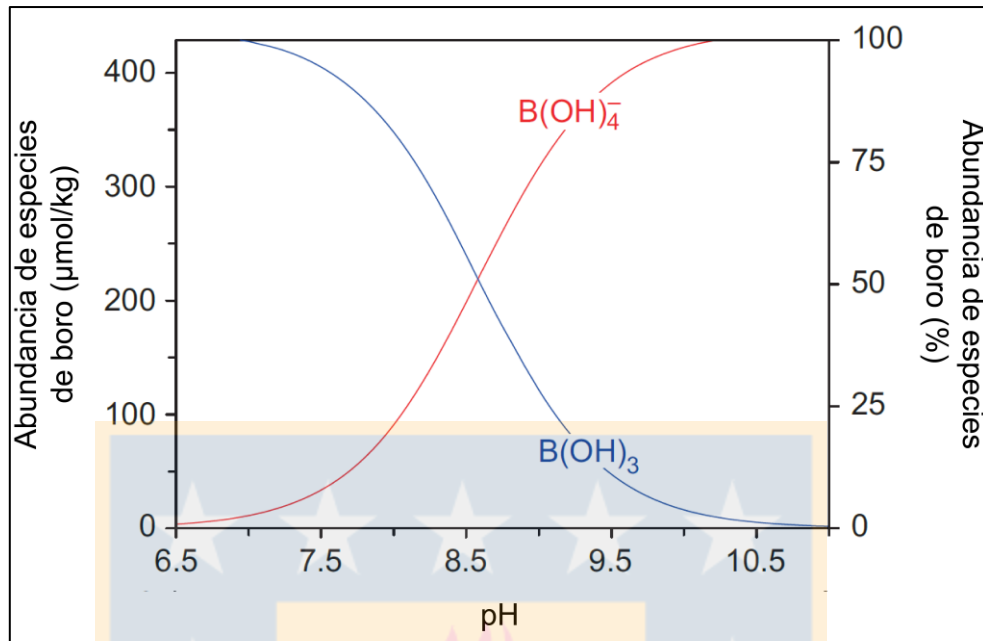


Figura 5.4. Concentración de especies de B. Extraído de Foster y otros (2016).

Producto de sus grandes volúmenes, el manto y la corteza son los reservorios principales de B. El contenido de este semimetal en el manto es relativamente bajo (0,3 ppm) y su signatura isotópica promedio es de -7‰ (Figura 5.5). Los MORB inalterados tienen ~1 ppm de concentración con $\delta^{11}\text{B}$ entre -10 y -2‰, mientras que en los alterados por el agua de mar el contenido aumenta a 120 ppm y la composición al rango -2 a +26‰ (Foster y otros, 2016).

Tal como ocurre en el caso del Li, dada la deshidratación de la placa subductada y la liberación de fluidos enriquecidos en el isótopo más pesado, las lavas de arco poseen mayor $\delta^{11}\text{B}$ que los MORB (Marschall y otros, 2007). En la corteza continental el B está contenido en silicatos laminares, en la turmalina y en el vidrio de la masa fundamental de rocas volcánicas félsicas (Hoefs, 2015; Godfrey, 2019). El rango de $\delta^{11}\text{B}$ en la corteza superior varía entre -20 y +10‰, con un promedio de -9,1‰, según Marschall y otros (2017).

El B tiene un largo tiempo de residencia en los océanos, de 10 a 20 Ma, y es uniforme en el contenido (4,5 ppm) y composición isotópica (+39,61‰; Foster y otros, 2016). Puesto que el $\delta^{11}\text{B}$ del agua de mar es comparativamente muy elevado, cualquier proceso que la involucre o a sedimentos marinos tendrá una composición isotópica distintivamente más pesada (Godfrey, 2019). En los ríos, la concentración de B es menor a 0,4 ppm y el $\delta^{11}\text{B}$ varía entre -6 a +43‰, con

un promedio ponderado de +10‰ (Foster y otros, 2016). Las aguas subterráneas poseen un rango extenso que varía de -15,9 a +44‰, mientras que el $\delta^{11}\text{B}$ de salmueras no marinas ronda entre 0 y +14,6‰ (Barth, 1993).

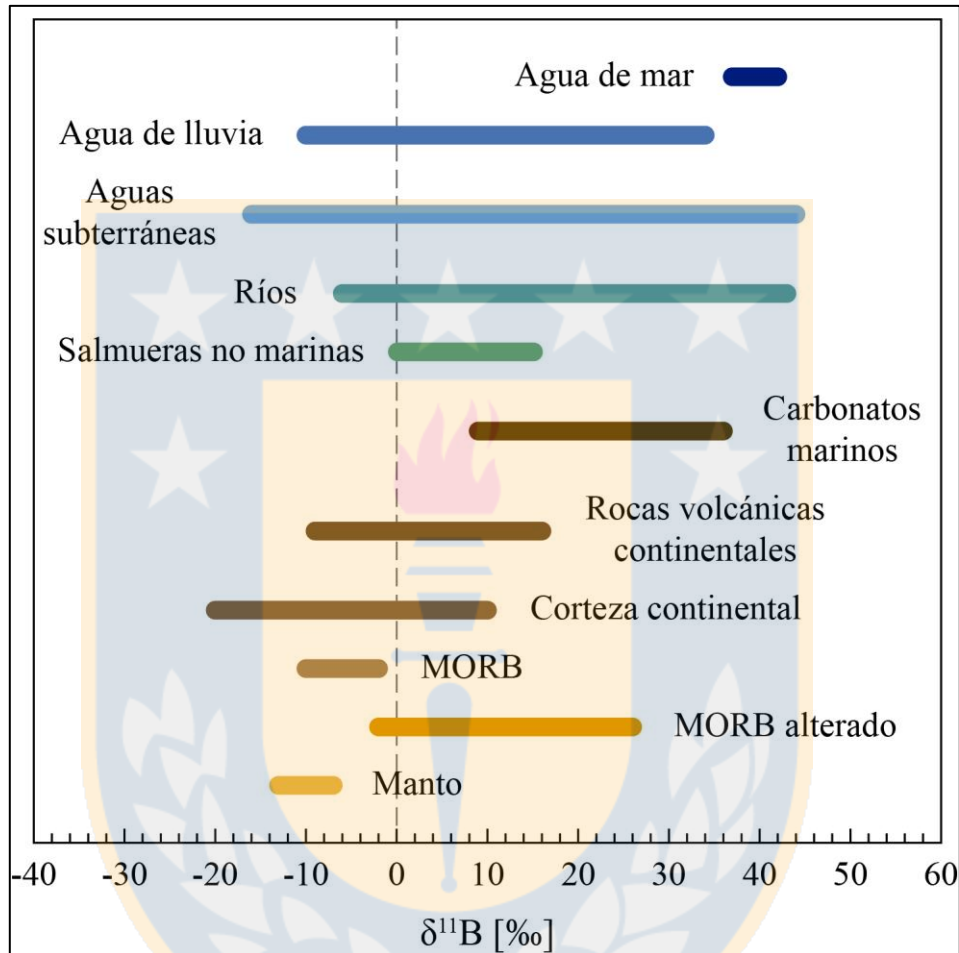


Figura 5.5. Composición isotópica del B en algunos reservorios terrestres. Elaborado con información de Barth (1993), De Hoog y Savov (2018), Foster y otros (2016) y Rose-Koga y otros (2006).

En solución y superficie de minerales, el B forma enlaces covalentes con el oxígeno. Los filosilicatos, arcillas, óxidos y materia orgánica son los materiales más importantes en el contenido de B, ya que su coeficiente de partición es alto ($K_d=10 \rightarrow 100$). En la superficie de carbonatos también ocurre adsorción, pero es menor ($K_d=1-6$; Gaillardet y Lemarchand, 2018).

El fraccionamiento isotópico está en función de la temperatura (Figura 5.6), mientras menor sea esta, el fraccionamiento es mayor y, por tanto, la magnitud de la diferencia isotópica entre el sólido

y la solución es mayor (Gaillardet y Lemarchand, 2018). Este proceso de fraccionamiento implica un cambio en la coordinación del B (Hoefs, 2015; Gaillardet y Lemarchand, 2018).

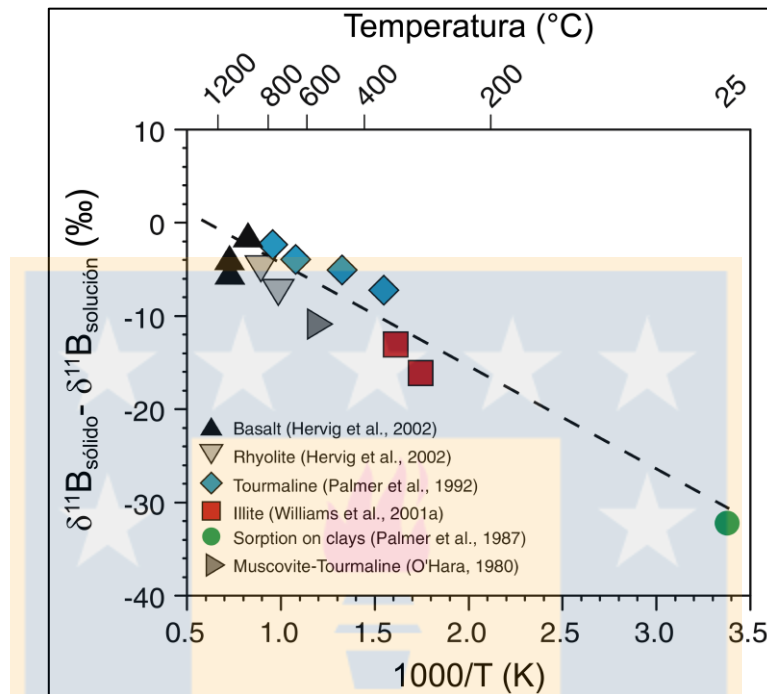


Figura 5.6. Diferencia isotópica del B en función de la temperatura. Extraído de Gaillardet y Lemarchand (2018).

Los sistemas de alta temperatura están dominados por reacciones de interacción agua roca y la composición isotópica del fluido refleja la de la litología. A menores temperaturas, la signatura isotópica se ve influenciada por el efecto de las rocas circundantes, la adsorción y mezcla de fluidos (Figura 5.7; Godfrey, 2019).

La adsorción de B en arcillas y la precipitación de minerales secundarios incorporan preferentemente el isótopo más liviano, lo que provoca el aumento del $\delta^{11}\text{B}$ (Vengosh y otros, 1995). Consiguientemente, la desorción de arcillas y la disolución de minerales disminuyen el $\delta^{11}\text{B}$, pues están enriquecidos en ^{10}B . En la mezcla de aguas, dependiendo de las composiciones isotópicas originales de cada una, el $\delta^{11}\text{B}$ puede aumentar o disminuir (Godfrey, 2019). En el proceso de evaporación el B se pierde tempranamente, por lo que en sistemas geotermales maduros son típicas las bajas concentraciones de este elemento, donde el isótopo más pesado se particiona

en la fase vapor pobre en Cl, pero el fraccionamiento es pequeño dado que ocurre a alta temperatura (Marschall y Foster, 2017).

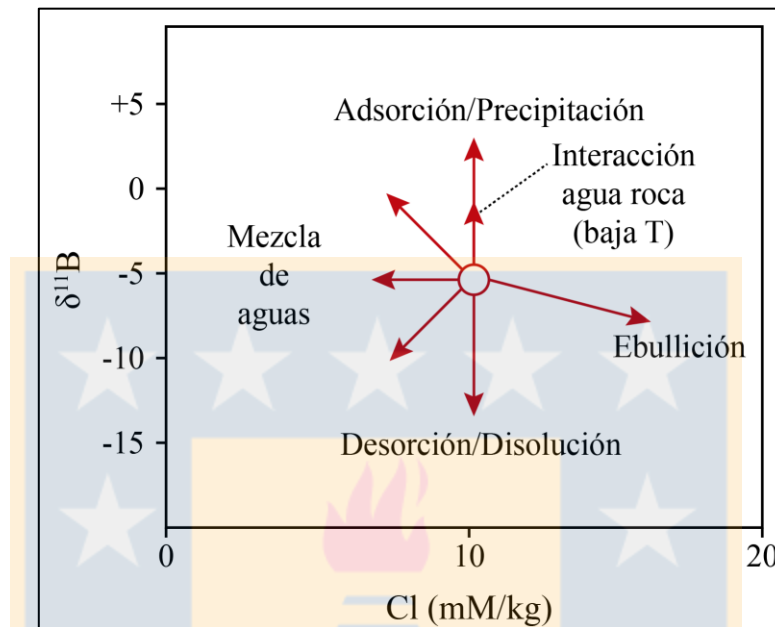


Figura 5.7. Fraccionamiento isotópico del B. Extraído de Godfrey, 2019.

Los ríos poseen mayor $\delta^{11}\text{B}$ que las rocas con las que interactúan, dada la preferencia del ^{11}B por la fase fluida y al hecho de que el ^{10}B es removido del agua. De acuerdo con la velocidad del flujo, el $\delta^{11}\text{B}$ puede estar limitado por meteorización o transporte. En el primer caso, el río fluye rápido, tiene menos tiempo de reacción y la formación de arcillas es menor, por lo que la extracción del isótopo liviano no es eficiente. En el segundo caso, el flujo es lento, de modo que hay precipitación de arcillas y óxidos, donde se incorpora el ^{10}B (Gaillardet y Lemarchand, 2018).

5.1.3. Sistema de Sr

El Sr es un elemento alcalino térreo de radio iónico similar al del calcio, por lo que le sustituye en minerales como plagioclasa, feldespatos, apatito, sulfatos y carbonatos (Capo y otros, 1998).

El Sr tiene cuatro isótopos estables naturales: ^{84}Sr (83,91342528), ^{86}Sr (85,90926020), ^{87}Sr (86,90887712), ^{88}Sr (87,90561212), con una abundancia aproximada de 0,56%, 9,87%, 7,04% y 82,53%, respectivamente (Rosman y Taylor, 1998). Entre estos, el ^{87}Sr es el único isótopo que

sufre cambios en su abundancia, dado su origen en el decaimiento radioactivo β^- del ^{87}Rb (Capo y otros, 1998).

El Rb suele sustituir al K por su radio similar, por lo que se encuentra ampliamente en muscovita, biotita, feldespato alcalino, arcillas y evaporitas (Capo y otros, 1998).

Las variaciones de este sistema isotópico se miden mediante la proporción de los isótopos de Sr expresada como la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, adimensional (Capo y otros, 1998).

La fracción isotópica en rocas varía principalmente de acuerdo con la razón Rb/Sr y la edad del material parental debido a la desintegración $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ (Kendall and McDonnell, 1998 en Santoni y otros, 2016).

Los MORB jóvenes y los sedimentos provenientes de ellos poseen composición isotópica baja, entre 0,702 y 0,705 (Figura 5.8; Capo y otros, 1998).

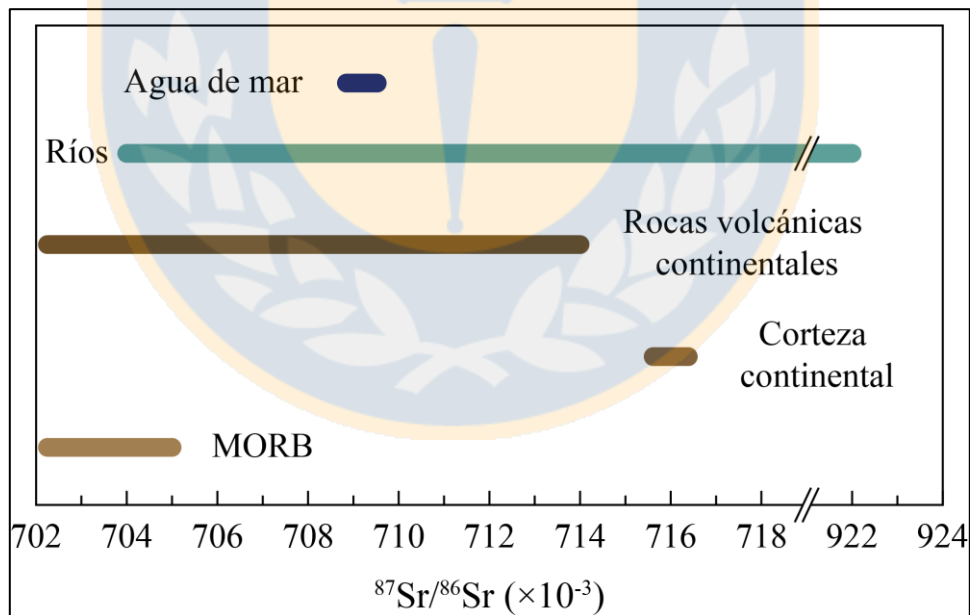


Figura 5.8. Composición isotópica del Sr en algunos reservorios terrestres. Elaborado con información de Capo y otros (1998).

La corteza continental superior expuesta tiene un promedio de concentración de Sr de 340 ppm y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a 0,716. En las rocas volcánicas continentales esta última varía en el rango 0,702-0,714 (Capo y otros, 1998).

En el océano (7.620 ppm Sr), el tiempo de residencia del Sr es de varios millones de años, por lo que la composición isotópica es muy homogénea, de valor 0,7092. En ríos, la concentración de Sr varía entre 6 y 800 ppm, con un promedio de 60 ppm, y la composición isotópica muestra amplia variación (0,704-0,922), con un promedio de 0,712 (Capo y otros, 1998).

La razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el agua subterránea y superficial depende del grado de alteración de la litología en su trayectoria y de la intensidad de la interacción agua-roca, condicionada por el tiempo de la reacción (Lasaga, 1984; Négrel y otros, 2001). Esta característica, junto a que la disolución o precipitación de minerales no produce fraccionamiento de los isótopos de Sr y que la razón no se ve alterada debido a la extensa vida media del ^{87}Rb (48,8 Ga), en contraposición al período de residencia de las aguas subterráneas menor a 1 Ma, hacen del sistema isotópico del Sr una herramienta muy útil para la identificación de procesos de interacción agua-roca (Ma y otros, 2017).

Puesto que el Rb sustituye al K y el Sr al Ca, entonces razones altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ provienen generalmente de silicatos como biotita, feldespato y plagioclasa, minerales con alto Rb/Sr. En tanto, la baja composición isotópica en el agua proviene de la interacción con minerales ricos en Ca, como la calcita o yeso, de bajo Rb/Sr (Ma y otros, 2017).

Las fuentes de aerosol pueden influenciar la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de lluvia, aumentarla en presencia de polvo de rocas silicatadas o disminuirla en presencia de polvo de carbonato (Santoni y otros, 2016).

6. RESULTADOS

En el presente trabajo se analizaron 9 muestras de agua, correspondientes a 4 lagos salinos, 4 cursos superficiales y 1 manantial; 3 de roca, correspondientes a 2 ignimbritas y 1 lava y 9 de sedimentos (Figura 6.1). De estas, 6 ejemplares de agua, 1 de roca y 8 de sedimentos fueron extraídos de la cuenca del salar del Huasco, más específicamente del río Piga y las zonas oeste y sur del salar; mientras que 3 de agua, 1 de roca y 1 de sedimentos se obtuvieron de la cuenca Lagunilla, desde el sector nororiental de la laguna principal y de la zona septentrional de la hoya. Una muestra de roca (Ignimbrita Tambillo) fue recabada al suroeste de la primera cuenca. Los resultados de los análisis de parámetros fisicoquímicos, elementos menores, trazas e isótopos se presentan en la Tabla 6.1, mientras que los de elementos mayores en la Tabla 1, Anexos.

En cuanto a la electroneutralidad de las muestras (Tabla 6.2), el EBI resultante varía entre 0,23 y 4,52%, con un promedio de 0,90%. El porcentaje de error menor a 5% en todas las muestras indica que el análisis de iones principales es de calidad aceptable (Appelo y Postma, 2005).

Con el fin de comparar los resultados, se consideran en los análisis muestras de agua no publicadas, provenientes de Pampa del Tamarugal (Pica y La Huayca-La Tirana) y del sector Baños de Puchuldiza. Información listada y representada en Tabla 1 y Figura 1, en sección Anexos.

6.1. Parámetros fisicoquímicos

La temperatura de las aguas varía entre 6,8 y 23,4°C, con un promedio de 16,8°C. Ambas mediciones correspondientes a cursos superficiales, el primero al sur del salar del Huasco (L2G1W1) y el segundo al norte de laguna Lagunilla (L2E5W1). Entre los distintos tipos de agua no hay grandes variaciones de temperatura, los promedios de lagos salinos y cursos superficiales son 17,4 y 16,6°C, respectivamente. En el caso de las cuencas, el promedio en salar del Huasco es 14,7°C (n = 6) y en Lagunilla 21,1°C (n = 3).

El rango de pH de las aguas es 7,16 a 9,03, con una media de 7,62. Los pH más bajos se midieron en el manantial al oeste del salar del Huasco (L2E2W1) y en cursos superficiales al sur de este

salar y en río Piga (L2G1W1 y L2E4W1), mientras que el más alto corresponde a la muestra de lago al noroeste del salar del Huasco (L2G4W2). En los lagos, el parámetro varía entre 8,35 y 9,03, con un promedio de 8,55, y en los cursos superficiales entre 7,19 y 8,86, con promedio de 7,47. La media en el salar del Huasco es 7,46 y en Lagunilla 8,53.

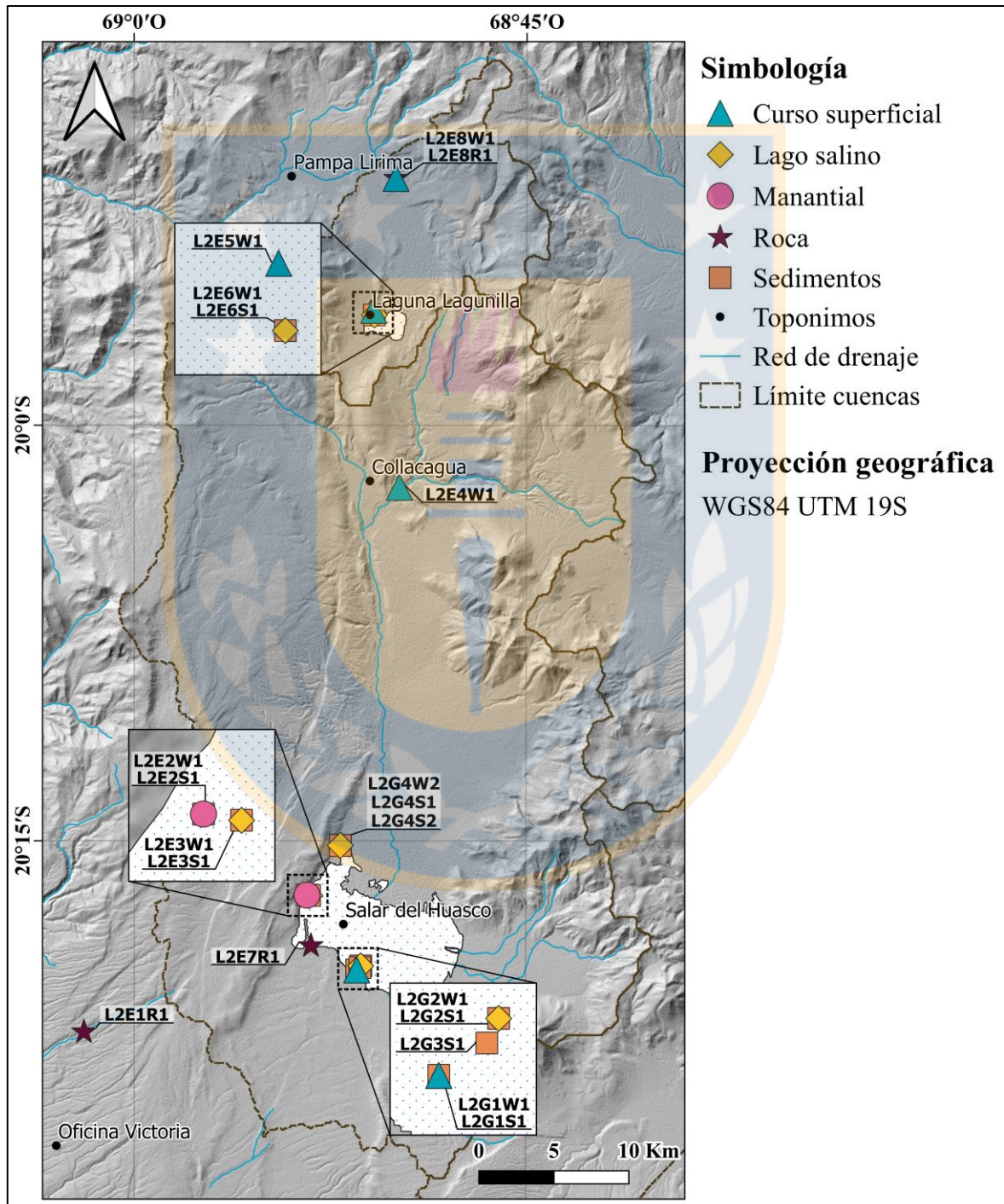


Figura 6.1. Distribución de muestras analizadas.

Tabla 6.1. Información de ubicación, parámetros fisicoquímicos, concentración de elementos menores, traza y composición isotópica de sistemas de Li, B y Sr de muestras. EC: Conductividad eléctrica (*electric conductivity*); TDS: Sales totales disueltas (*total dissolved solids*). TDS calculado a partir de EC.

Código	UTM Este	UTM Norte	Tipo muestra	Tipo de agua / roca	Cuenca	pH	T (°C)	EC (µS/cm)	TDS	Li	B (ppm)	Br	Sr	δ ⁷ Li (‰)	δ ¹¹ B (‰)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
L2E3W1	511698	7757211	Agua	Lago salino	S. del Huasco	8,42	16,5	4403	2818	30,21	150,75	7,72	6,83	9,82	13,28	0,70606
L2E6W1	516017	7795863	Agua	Lago salino	Lagunillas	8,66	23,2	25510	16326	1,04	63,33	11,30	7,77	36,09	9,69	0,70627
L2G2W1	515103	7752516	Agua	Lago salino	S. del Huasco	8,35	12,7	3534	2262	2,18	11,98	0,52	0,96	8,80	5,10	0,70599
L2G4W2	513748	7760539	Agua	Lago salino	S. del Huasco	9,03	17,3	5217	3339	1,52	10,36	1,45	1,00	10,62	7,48	0,70608
L2E2W1	511523	7757233	Agua	Manantial	S. del Huasco	7,16	15,2	557	357	0,15	1,32	0,07	0,17	5,47	11,62	0,70655
L2E4W1	517682	7784387	Agua	Curso superficial	S. del Huasco	7,20	19,5	539	345	0,09	0,70	< 0,02	0,19	7,37	5,75	0,70596
L2E5W1	515975	7796169	Agua	Curso superficial	Lagunillas	8,86	23,4	310	198	0,02	0,43	0,04	0,12	11,26	6,74	0,70617
L2E8W1	517461	7804952	Agua	Curso superficial	Lagunillas	8,28	16,8	2145	1373	1,04	4,07	0,13	1,37	7,73	4,01	0,70607
L2G1W1	514839	7752246	Agua	Curso superficial	S. del Huasco	7,19	6,8	1278	818	0,47	2,74	0,10	0,37	7,27	1,05	
L2E1R1	496654	7748120	Roca	Ignimbrita						6,62			58,75	5,48		0,70793
L2E7R1	511784	7753855	Roca	Ignimbrita	S. del Huasco					10,82			258,11	2,33		0,70629
L2E8R1	517461	7804952	Roca	Lava	Lagunillas								27,13	10,51		0,70614
L2E2S1	511523	7757233	Sedimentos		S. del Huasco					11,38			245,41	-0,56		0,70620
L2E3S1	511698	7757211	Sedimentos		S. del Huasco					213,23			159,54	12,58		0,70622
L2E6S1	516017	7795863	Sedimentos		Lagunillas					25,22			173,72	19,66		0,70644
L2G1S1	514839	7752246	Sedimentos		S. del Huasco					4,56			121,89	2,65		0,70603
L2G2S1	515103	7752516	Sedimentos		S. del Huasco					209,54			265,80	10,21		0,70611
L2G2S2	515103	7752516	Sedimentos		S. del Huasco					100,53			539,44	-3,88		0,70614
L2G3S1	515053	7752402	Sedimentos		S. del Huasco					153,04			54,19	9,90		0,70608
L2G4S1	513748	7760539	Sedimentos		S. del Huasco					17,18			572,17	-3,40		0,70611
L2G4S2	513748	7760539	Sedimentos		S. del Huasco					15,65			525,46	-6,59		0,70611

Tabla 6.2. Cálculo de error de balance iónico (EBI).

Código	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Cationes	Aniones	Balance (%)
mEq/L											
L2E3W1	341,46	40,92	9,50	20,28	230,61	185,38	0,00	3,23	412,15	419,22	-0,85
L2E6W1	172,25	30,64	48,95	16,93	188,94	102,62	0,06	2,59	268,77	294,21	-4,52
L2G2W1	39,69	3,81	4,48	2,07	17,48	32,23	0,00	1,77	50,06	51,48	-1,40
L2G4W2	28,82	4,07	3,83	6,94	19,50	22,36	0,00	1,59	43,66	43,46	0,23
L2E2W1	2,91	0,13	2,08	0,55	0,81	1,64	0,01	3,06	5,68	5,53	1,42
L2E4W1	1,74	0,17	2,00	1,93	0,38	1,37	0,00	4,02	5,85	5,77	0,70
L2E5W1	1,03	0,19	1,22	0,48	0,42	1,49	0,11	0,93	2,93	2,96	-0,46
L2E8W1	10,50	1,17	8,77	2,76	4,61	13,00	0,00	5,25	23,22	22,87	0,75
L2G1W1	6,26	0,81	2,71	0,68	2,00	6,54	0,00	2,79	10,47	11,33	-3,96

Las sales totales disueltas (TDS por sus siglas en inglés) en las aguas analizadas fluctúan entre 198 y 16.326 ppm, con un promedio de 3.092 ppm. Los ejemplares con menos TDS corresponden al manantial y a las corrientes superficiales que, con excepción de la muestreada al norte de la cuenca Lagunilla (L2E8W1), varían entre 198 y 818 ppm, por lo que se clasifican como aguas frescas (*fresh water*; 960 ppm < TDS), de acuerdo con las clasificaciones de Freeze y Cherry (1979) y Álvarez-Amado y otros (2022). El resto de las aguas se clasifican como agua salobre (*brackish water*; TDS < 96.000 ppm).

6.2. Hidrogeoquímica

6.2.1. Elementos mayores

Conforme a la clasificación de aguas del diagrama Piper (Figura 6.2), las familias catiónicas resultantes de las fuentes muestreadas son sódica y mixta (sin ion dominante), mientras las familias aniónicas son sulfatada, clorurada, bicarbonatada y mixta. Luego, las facies hidrogeoquímicas son, en orden de abundancia, sulfatada sódica (SO₄-Na), clorurada sódica (Cl-Na), bicarbonatada sódica (HCO₃-Na), bicarbonatada mixta (HCO₃-Mixta) y sin ión predominante de ninguna familia (Tabla 6.3).

Los lagos presentan facies SO₄-Na, al sur del salar del Huasco, y Cl-Na, en el sector oeste del mismo salar y en laguna Lagunilla; los cursos superficiales muestran facies SO₄-Na, al sur del salar del Huasco y al norte de la cuenca Lagunilla, y HCO₃-Mixta, en el río Piga; y el manantial HCO₃-Na.

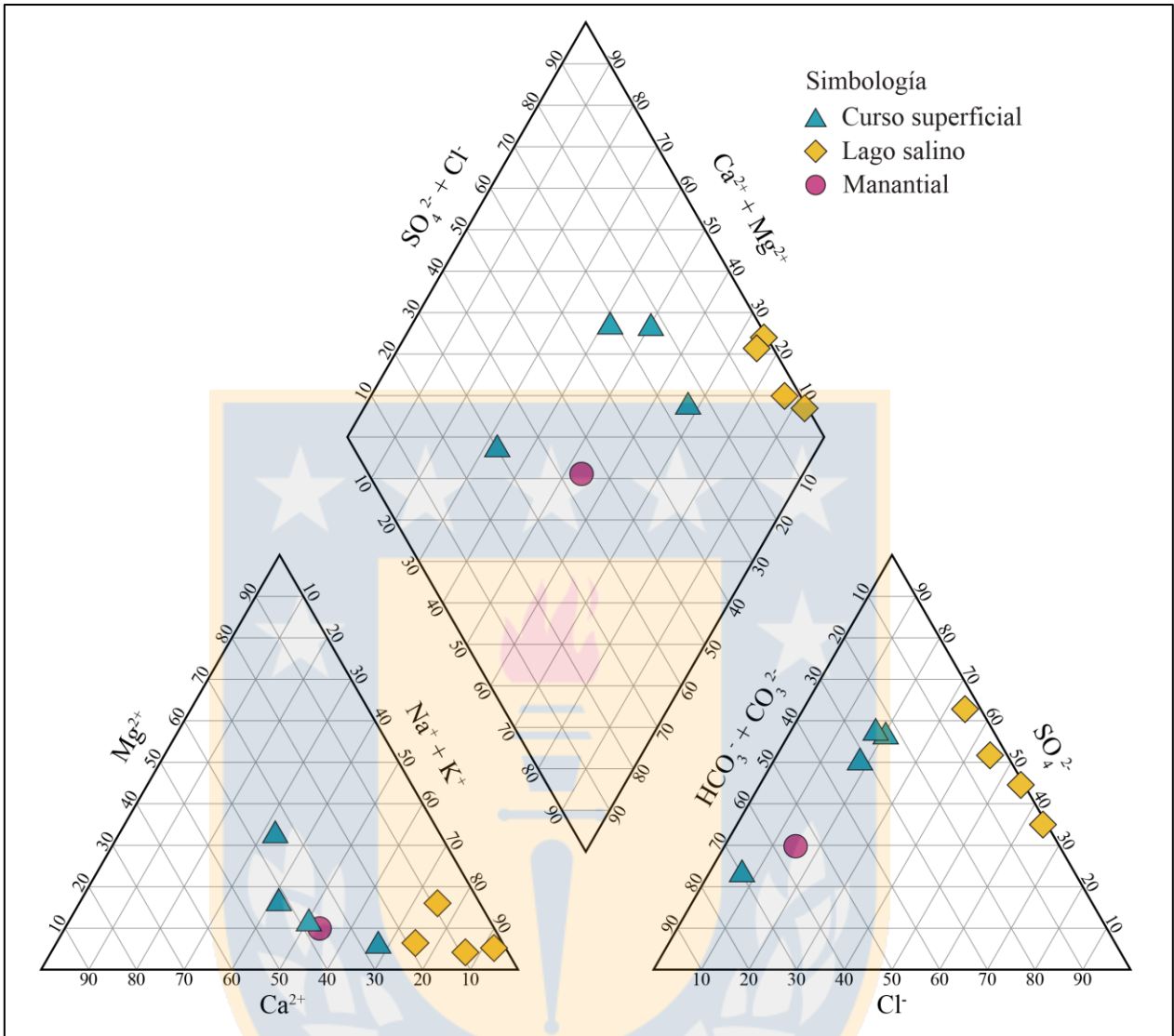


Figura 6.2. Diagrama de Piper-Hill-Langelier de muestras estudiadas.

Tabla 6.3. Clasificación de Piper de ejemplares de agua.

Código	Tipo de agua	Familia catiónica	Familia aniónica
L2E3W1	Lago salino	Sódica	Clorurada
L2E6W1	Lago salino	Sódica	Clorurada
L2G2W1	Lago salino	Sódica	Sulfatada
L2G4W2	Lago salino	Sódica	Sulfatada
L2E2W1	Manantial	Sódica	Bicarbonatada
L2E4W1	Curso superficial	Mixta	Bicarbonatada
L2E5W1	Curso superficial	Mixta	Mixta
L2E8W1	Curso superficial	Sódica	Sulfatada
L2G1W1	Curso superficial	Sódica	Sulfatada

En cuanto a los cationes, el Na medido varía entre 23,7 y 7.850,0 ppm ($\bar{x} = 1.544,6$ ppm), el K entre 5,3 y 1.600,0 ppm ($\bar{x} = 355,9$ ppm), el Ca entre 24,5 y 981,0 ppm ($\bar{x} = 186,0$ ppm) y el Mg entre 5,9 y 246,5 ppm ($\bar{x} = 71,1$ ppm). En general, las menores concentraciones de estos elementos se hallan en los cursos superficiales y en el manantial, siendo la muestra L2E8W1 (agua salobre, según TDS) la más cercana a las muestras lacustres.

Respecto a los aniones, la concentración de Cl oscila en el rango 13,4 a 8.175,0 ppm ($\bar{x} = 1.830,6$ ppm), el SO_4 de 65,8 a 8.904,0 ppm ($\bar{x} = 1.956,7$ ppm), el HCO_3 de 56,5 a 320,6 ppm ($\bar{x} = 171,1$ ppm) y el NO_3 de 0,1 a 7,1 ppm ($\bar{x} = 2,3$ ppm). El Cl y SO_4 , al igual que en los cationes, están más concentrados en las muestras de lago, mientras que en el caso del HCO_3 y NO_3 no se aprecia diferencia.

6.2.2. Elementos menores y traza

La concentración de Li en el agua varía desde 0,02 a 30,21 ppm, en un ejemplar de curso superficial al norte de laguna Lagunilla (L2E5W1) y lago salino al oeste del salar del Huasco (L2E3W1), respectivamente. El contenido del manantial (0,15 ppm) y el promedio de las corrientes superficiales (0,41 ppm) es considerablemente menor al de los lagos salinos (8,74 ppm), con un promedio general de 4,08 ppm. La cuenca salar del Huasco posee mayor contenido de Li que Lagunilla, con 5,77 y 0,40 ppm, respectivamente.

Su concentración en rocas y sedimentos ronda entre 4,56 y 213,23 ppm, con una media de 69,79 ppm. Los mayores valores se hallan en sedimentos extraídos desde el salar del Huasco (L2E3S1, L2G2S1, L2G3S1 y L2G2S2, en orden decreciente) y los menores en una muestra de sedimentos al sur del mismo salar (L2G1S1) y en el ejemplar de ignimbrita al suroeste de esta cuenca (L2E1R1). El promedio de contenido en la hoya salar del Huasco es 81,77 ppm, mientras que en Lagunilla solo hay una muestra con información (25,22 ppm; L2E6S1).

El contenido de B en aguas fluctúa entre 0,43 y 150,75 ppm, con un promedio general de 27,3 ppm. El menor valor se halla en la muestra de curso superficial en las cercanías de laguna Lagunilla (L2E5W1), seguido por los demás ejemplares de ese tipo, y el mayor valor se registra en la muestra que exhibe el $\delta^{11}\text{B}$ más alto. Similar a la situación del Li, la concentración de B en el manantial

(1,32 ppm) y el promedio de los cursos superficiales (1,99 ppm) son menores al promedio de lagos salinos (59,11 ppm). El contenido medio en la cuenca salar del Huasco es de 29,64 ppm y el de Lagunilla es 22,61 ppm.

La concentración de Sr en las aguas oscila entre 0,12 y 7,77 ppm, con promedio de 2,09 ppm, en el curso superficial al norte de laguna Lagunilla (L2E5W1) y en esta última (L2E6W1), respectivamente. El contenido medio en lagos salinos (4,14 ppm) es mayor que en las corrientes superficiales (0,51 ppm) y en el manantial (0,17 ppm). El promedio en cuenca salar del Huasco es 1,59 ppm y en Lagunilla 3,09 ppm.

El contenido varía entre 27,13 y 572,17 ppm en rocas y sedimentos, con un promedio de 250,13 ppm, en la muestra de lava en cuenca Lagunilla (L2E8R1) y en sedimentos cafesosos tomados al norte del salar del Huasco (L2G4S1), respectivamente. La concentración media de Sr en la cuenca sur corresponde a 304,67 ppm y en la norte a 100,43 ppm.

El Br se halla en las aguas con concentraciones variables entre 0,04 y 11,3 ppm, con un promedio de 2,67 ppm, existiendo una muestra bajo el límite de detección, correspondiente al curso superficial del río Piga (L2E4W1). La presencia de este elemento es menor en las muestras de corrientes superficiales y manantial, mientras que las mayores ocurren en las muestras de lago de laguna Lagunilla y del sector oeste del salar del Huasco (L2E6W1 y L2E3W1). El promedio de contenido en las muestras lacustres es 5,25 ppm, en cursos superficiales es 0,09 ppm ($n = 3$) y el valor de la muestra de manantial es 0,07 ppm. La media en la hoya salar del Huasco (1,97 ppm; $n = 5$) es menor a la de Lagunilla (3,82 ppm).

6.2.3. Análisis de agrupamiento jerarquizado

Las asociaciones de muestras con base en su geoquímica de elementos mayores, menores y traza se presenta en la Figura 6.3. El dendograma demuestra la división en cinco asociaciones (C1, C2, C3, C4 y C5; C: “cluster”), con una distancia euclidiana igual a 5,7, cada uno con su respectivo diagrama de Stiff, las concentraciones de elementos menores y traza y los ejemplares que lo componen.

La primera asociación (C1) está conformado por tres muestras, dos geotermales de Puchuldiza y un curso superficial cercano a estas. Corresponden a aguas fuertemente Na-Cl con concentraciones elevadas de Si, SiO₂, Li, B, As, Rb y F.

La segunda asociación (C2) comprende dos ejemplares, exclusivamente de lagos salinos, provenientes de laguna Lagunilla y salar del Huasco. Se caracterizan como aguas Na-Cl, aunque el contenido de SO₄ aumenta respecto de C1. Poseen altos contenidos de Li, B, Br, Sr y As.

La tercera asociación (C3) abarca siete muestras, de fuentes más variadas; corrientes superficiales de cuencas salar del Huasco y Lagunilla y otra próxima a Baños de Puchuldiza. Manantiales de la primera cuenca y del sector de Pica, y un ejemplar subterráneo de este último. Son aguas de familia catiónica Na-Ca-mixta y aniónica HCO₃-mixta. Se caracteriza por tener las concentraciones de elementos menores y trazas más bajos.

La cuarta asociación (C4) engloba 4 ejemplares, uno lacustre de salar del Huasco, y dos cursos superficiales de las cuencas salar del Huasco y Lagunilla. Se trata de aguas de composición Na-SO₄-Cl.

La quinta asociación (C5) contiene el mayor número de especímenes (12), provenientes en su totalidad de Pampa del Tamarugal; corresponden a 10 aguas subterráneas (cuatro en Pica y seis al oeste de tal sector), un manantial termal y un curso superficial de Pica. La composición química es variada, con familias catiónicas Na-Ca-mixta y aniónicas SO₄-Cl-mixta. Poseen bajos valores de elementos menores y traza.

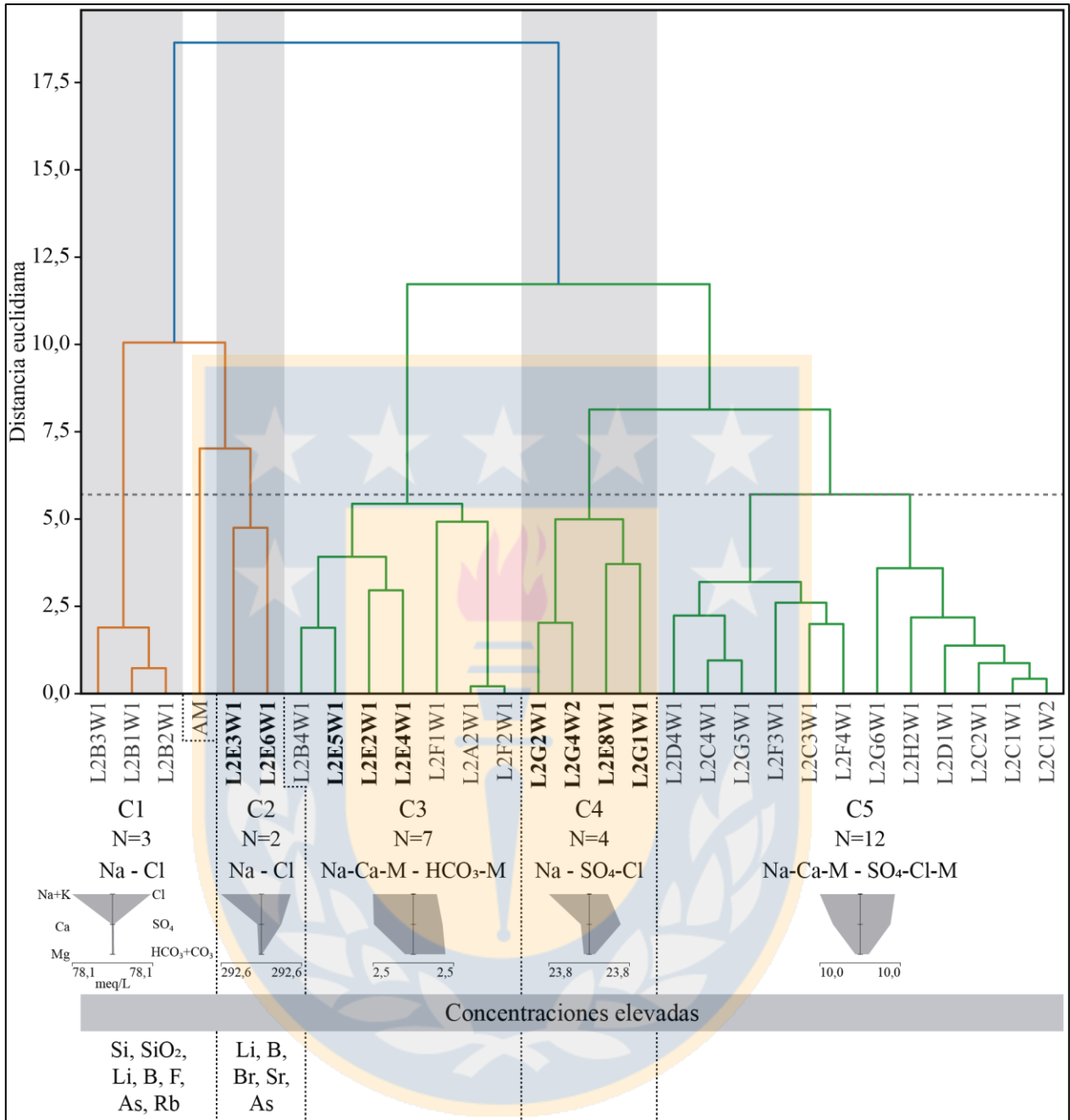


Figura 6.3. Dendrograma del análisis de agrupamiento jerarquizado. En parte superior, el dendrograma muestra las cinco asociaciones principales, con distancias de vinculación menores a 5,7 (línea segmentada gris). En parte inferior, los diagramas de Stiff representan el promedio de concentraciones de iones mayores en meq/L. Muestras en negro corresponden a las cuencas altiplánicas y en gris las de Pampa del Tamarugal y Puchuldiza. AM: agua de mar.

6.3. Isótopos estables

En la Figura 6.4 se muestra la distribución de los ejemplares analizados con su signature de cada sistema isotópico, en la Figura 6.5 los mismos resultados en una escala gráfica y en la Figura 2,

Anexas la comparación de esta con la concentración del respectivo elemento en las muestras de agua.

6.3.1. Isótopos de Li

El rango de $\delta^7\text{Li}$ en aguas abarca desde +5,47 a +36,09‰ (Figura 6.5a), con una media de +11,6‰. El valor mínimo corresponde al manantial en el sector occidental del salar del Huasco (L2E2W1; Figura 6.4a), seguido por los cursos superficiales muestreados en esa misma cuenca y en el norte de la cuenca Lagunilla (L2E4W1, L2G1W1 y L2E8W1); mientras el mayor valor se obtiene de la laguna Lagunilla (L2E6W1), sucedido, en orden decreciente, por el curso superficial restante (L2E5W1), al norte de la misma laguna. Los lagos salinos promedian una signatura de +16,33‰ y los cursos superficiales de +8,41‰. Respecto de las cuencas, el promedio isotópico de las aguas analizadas en la cuenca del salar del Huasco corresponde a +8,23‰ y en la cuenca Lagunilla a +18,36‰.

En rocas y sedimentos el rango de composición isotópica es -6,59 a +19,66‰ (Figura 6.5a), con un promedio de +4,91‰, correspondientes a sedimentos grisáceos extraídos en la zona noroccidental del salar del Huasco (L2G4S2) y a sedimentos limosos grisáceos decantados a partir de la muestra de agua de laguna Lagunilla (L2E6S1 desde L2E6W1), respectivamente. Todas las signaturas negativas se obtienen de ejemplares de sedimentos en los alrededores del salar del Huasco. La roca con mayor $\delta^7\text{Li}$ es la lava recogida al norte de cuenca Lagunilla (+10,51‰; L2E8R1). El promedio en la cuenca salar del Huasco es +2,58‰ y en Lagunilla +15,09‰.

La mayoría de las aguas muestreadas, salvo L2E6W1, poseen composiciones isotópicas similares a las rocas analizadas (Figura 6.5a), especialmente con la Ignimbrita Huasco (L2E1R1) y la lava (L2E8R1). También se observa una buena correlación con las aguas del sector de Pica, en la Pampa del Tamarugal. El rango de $\delta^7\text{Li}$ de los sedimentos es amplio y abarca casi la totalidad de los otros tres grupos. Los ejemplares que mejor coinciden con las aguas estudiadas son L2G3S1, L2G2S1 y L2E3S1, los primeros en el sector sur del salar del Huasco y el último al oeste.

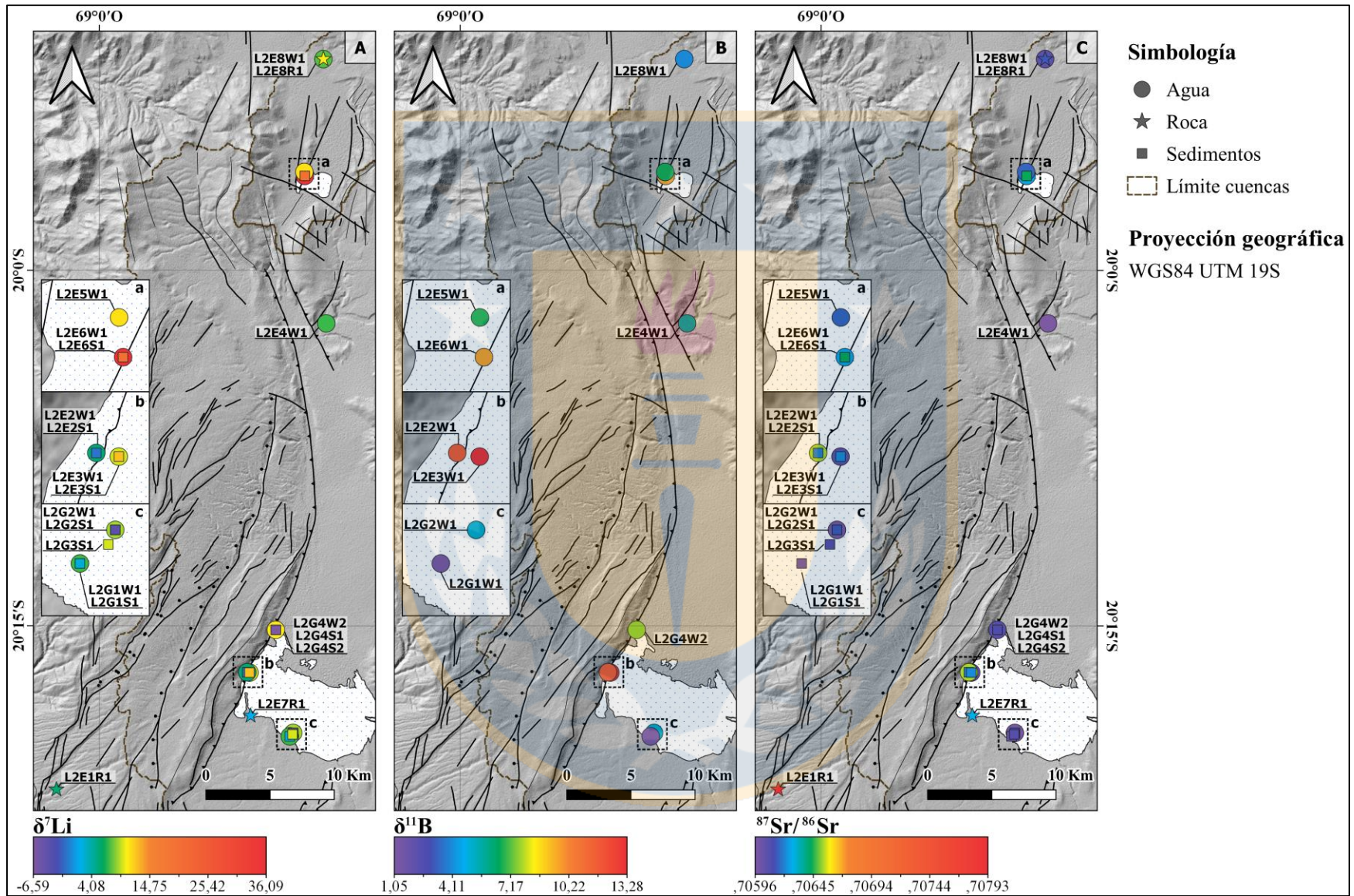


Figura 6.4. Mapa de distribución de composiciones isotópicas. Sistema isotópico de Li (A), B (B) y Sr (C). Muestras de rocas y sedimentos no cuentan con información de $\delta^{11}\text{B}$. Simbología de estructuras idéntica a Figura 2.2.

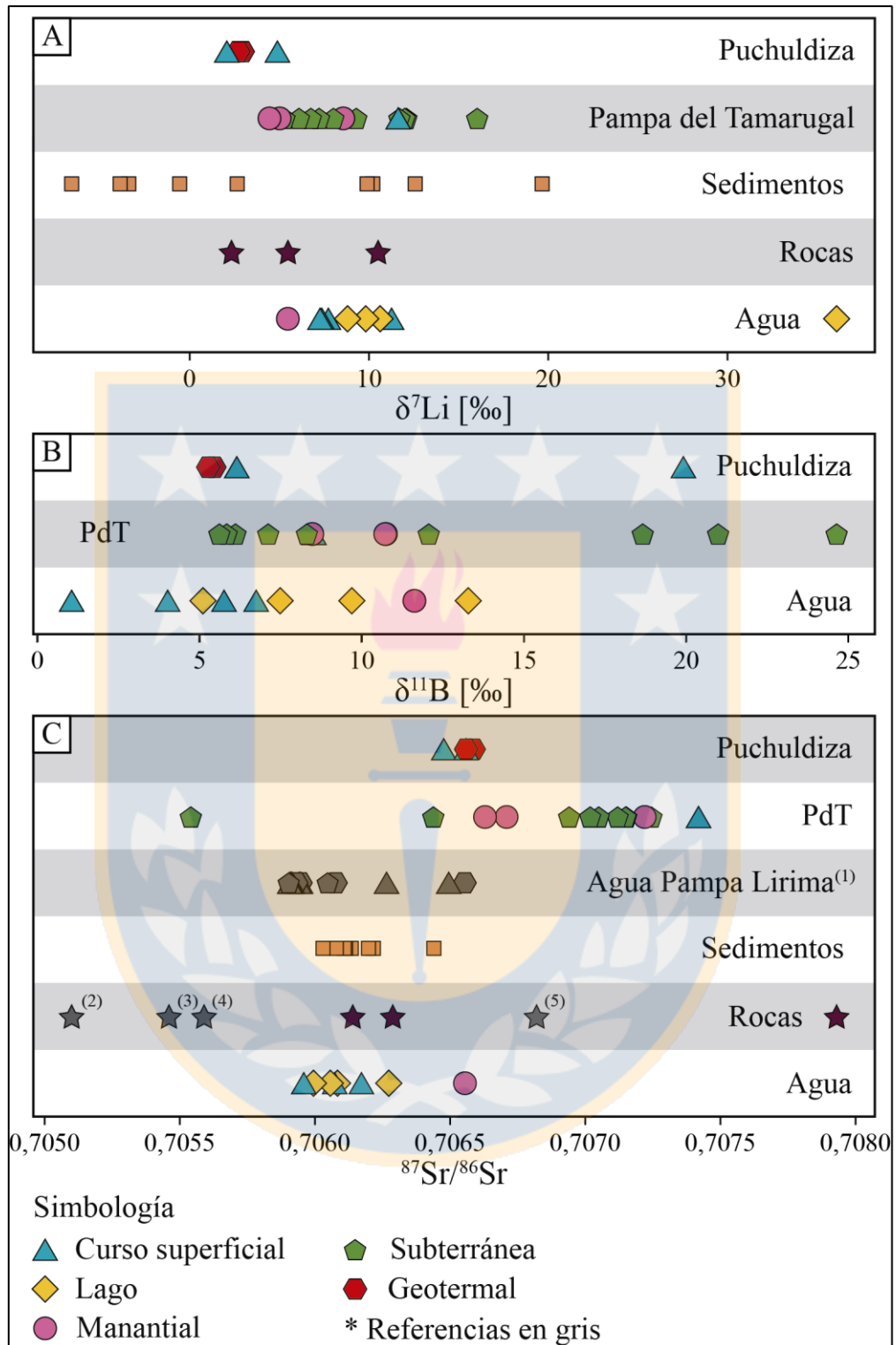


Figura 6.5. Composiciones isotópicas medidas. Sistema isotópico de Li (A), B (B) y Sr (C). Simbología de rocas y sedimentos idéntica a la de Figura 6.1. PdT: Pampa del Tamarugal. La información de referencias se encuentra en la Tabla 2, Anexos. (1) Achurra (2010); (2) Klerkx y otros (1977); (3) Mamani y otros (2008); (4) Hoke y Lamb (2007); (5) Wörner y otros (1992).

6.3.2. Isótopos de B

La signatura isotópica del B en el agua varía entre +1,05 y +13,28‰ (Figura 6.5b), con una media de +7,19‰. El $\delta^{11}\text{B}$ más bajo corresponde a la corriente superficial al sur del salar del Huasco (L2G1W1; Figura 6.4b) y el más alto al ejemplar de lago salino tomado al oeste de este salar (L2E3W1), seguido por el manantial del mismo sector (L2E2W1) y la muestra de la laguna Lagunilla (L2E6W1). Tal como con el Li, el promedio en lagos salinos (+8,89‰) es mayor que en los cursos superficiales (+4,39‰). Sin embargo, el $\delta^{11}\text{B}$ promedio de la cuenca salar del Huasco (+7,4‰) es ligeramente mayor que en Lagunilla (+6,8‰).

En relación con las aguas del sector de Pica, no existe una clara correlación entre ambos grupos, pero si se observa un traslape en el rango $\delta^{11}\text{B}$ de +5 a +15‰, aproximadamente (Figura 6.5b).

6.3.3. Isótopos de Sr

El $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las aguas varía en el rango 0,70596-0,70655 (Figura 6.5c), con un promedio de 0,70615. La menor composición corresponde al ejemplar del río Piga (L2E4W1; Figura 6.4c) y la mayor al manantial (L2E2W1), ambas en la cuenca del salar del Huasco. La media en lagos salinos es de 0,70610 y en cursos superficiales 0,70607. En cuanto a las hoyas, la cuenca ubicada al sur tiene una signatura promedio de 0,70613 ($n = 5$) y la del norte 0,70617.

El rango isotópico en rocas y sedimentos comprende entre 0,70603 y 0,70793 (Figura 6.5c), con una media de 0,70632, correspondientes a sedimentos limosos al sur de salar del Huasco (L2G1S1) y a la ignimbrita muestreada al suroeste de la cuenca homónima (L2E1R1). El promedio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la cuenca del salar del Huasco es 0,70614 y el de cuenca Lagunilla 0,70629.

En la Figura 6.5c se observa la estrecha similitud de la signatura isotópica de las aguas estudiadas con las muestras de roca L2E8R1 (lava del Mioceno medio) y L2E7R1 (Ignimbrita Huasco), con la totalidad de los ejemplares de sedimentos y con las aguas del área Pampa Lirima (Achurra, 2010). Con las aguas de Pica no es posible establecer la misma correlación, dada su mayor dispersión de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

6.3.4. Análisis de agrupamiento jerarquizado

En relación con la información isotópica, C1 tiene el $\delta^7\text{Li}$ promedio más bajo (+2,60‰); C2, contrario al caso de C1, posee el $\delta^7\text{Li}$ promedio más alto (+19,53‰). Además, su media de $\delta^{11}\text{B}$ es baja (+2,19‰); C3 dispone de un $\delta^{11}\text{B}$ promedio alto (+10,54‰); C4 tiene la media de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{11}\text{B}$ más bajas (0,70633 y +1,77‰, respectivamente); y C5 posee el promedio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{11}\text{B}$ más altas (0,70692 y +11,31‰, respectivamente).



7. DISCUSIÓN

7.1. Elementos menores y traza

De la Figura 7.1 se desprende que, en orden creciente, C3 es la asociación menos salina, C4 y C5 le siguen con contenidos similares, luego C1 y finalmente C2, la más concentrada. La correlación positiva del Li, B y Br con el Cl (Figura 7.1a-b-c), el mayor enriquecimiento de lagos salinos (C2) sobre los cursos superficiales y manantial (C3 y C4) y la práctica invariabilidad de la razón $r_{Br/rCl}$ con el aumento de la salinidad (Figura 7.1d) reflejan la importancia del proceso de concentración por evaporación en las cuencas altiplánicas, concordante con la información de isótopos de H y O presentada por Flores (2010).

En la Figura 7.1a-b, las razones $r_{Li/rCl}$ y $r_{B/rCl}$ mayores a las de agua de mar y evaporitas se pueden deber al posible aporte de aguas geotermales que elevan los contenidos de Li y B, y aclaran que los solutos no provienen principalmente de la disolución de sales. Mientras que las razones $r_{Br/rCl}$ son menores que en el agua de mar (Figura 7.1c), posiblemente debido a que las fuentes muestreadas sufren aporte de salmueras subsuperficiales provenientes del reciclaje de los salares actuales o de antiguas evaporitas soterradas, de acuerdo con Risacher y otros (2011) y los campos definidos por estos.

En las muestras de las cuencas del salar del Huasco y Lagunilla, la fracción $r_{Li/rCl}$ es más variable que $r_{B/rCl}$ y $r_{Br/rCl}$ (del orden de 10^1 y 10^0 , respectivamente). En consideración del comportamiento geoquímico conservativo similar del Li y Br, la precipitación o disolución de minerales secundarios no debiesen fraccionar uno sobre otro, por lo que la variación de Li sobre el Br podría deberse a la mayor variabilidad en el contenido de Li en las rocas drenadas, o bien, a la pérdida de B y Br por evaporación (Risacher y otros, 2006). Según Poblete (2020), las muestras se encuentran subsaturadas en halita, por lo que la disolución de sales no debiese ser la responsable.

En general, las aguas de C5 exhiben razones $r_{Li/rCl}$ y $r_{B/rCl}$ menores a las de C2, C3 y C4, mientras que en la razón $r_{Br/rCl}$ parece haber mayor uniformidad entre estos grupos. La disminución de la concentración de Li y B y la mantención del Br podrían explicarse por un fuerte

proceso de precipitación de sales y/o adsorción de los dos primeros en arcillas, o bien, por una diferencia en el volumen de aporte geotermal mencionado anteriormente, siendo menor en las aguas de C5, respecto de las otras, por lo que reciben menor cantidad de estos elementos.

La muestra de C3 con bajo rBr/rCl (Figura 7.1d) podría explicarse por la disolución de sales, comúnmente halita (Alcalá y otros, 2008).

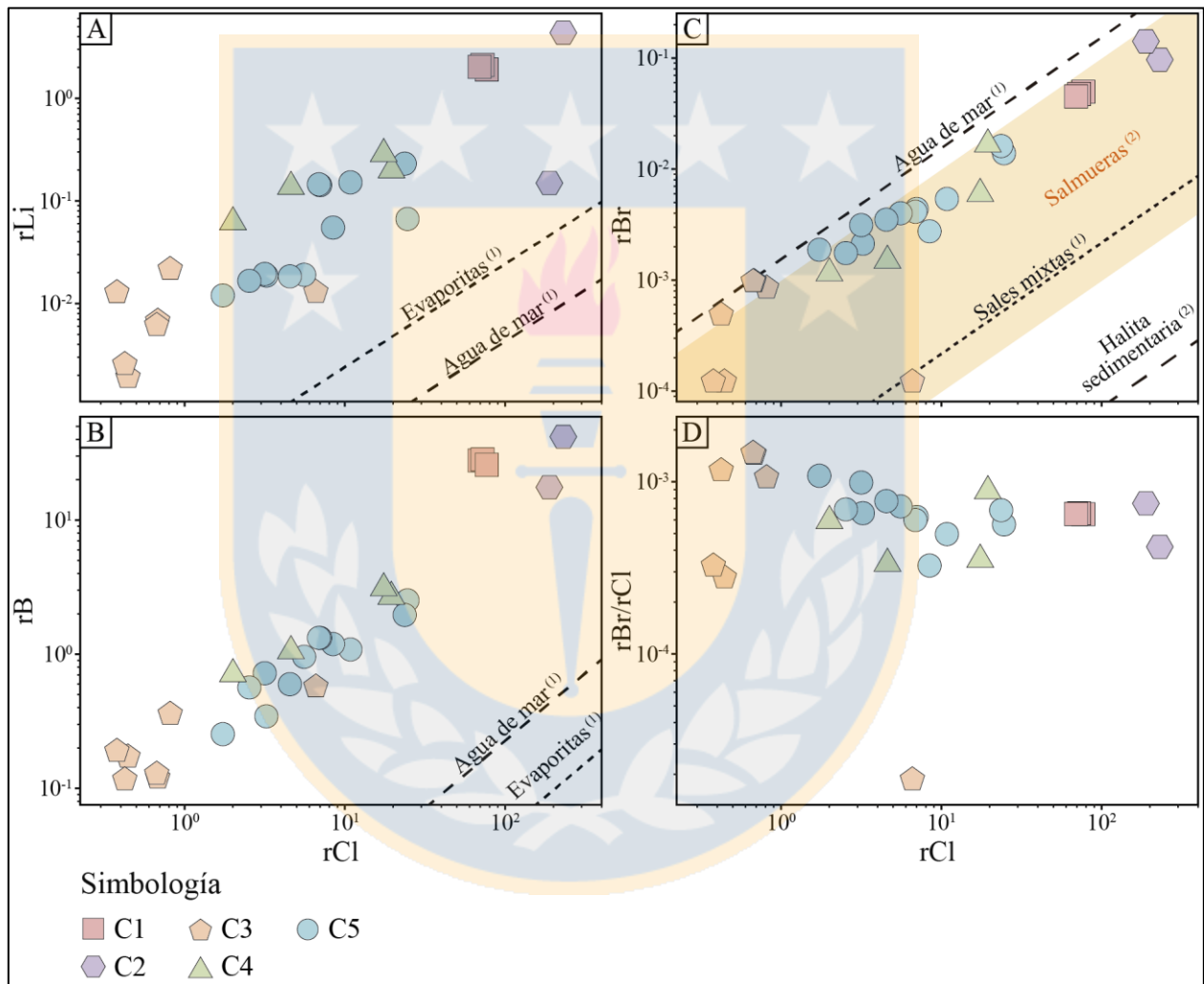


Figura 7.1. Concentración de elementos menores y traza (Li, B y Br) respecto del Cl. Li (A), B (B), Br (C) y Cl/Br (D). r: mEq/L. (1) Godfrey y otros (2019); (2) Risacher y otros (2011).

7.2. Isótopos estables

La similitud de las composiciones isotópicas de Li y Sr entre las aguas y las muestras de roca (Figura 6.5a y c) indican la importancia de los procesos de interacción agua roca en la

concentración de solutos en el área, concordante con la composición química y el modelamiento hidroquímico realizado por Poblete (2020).

Los valores de $\delta^7\text{Li}$ (Figura 6.5a), en general, similares entre las aguas del sector de Pica y las de cuenca salar del Huasco y Lagunilla podrían estar señalando existencia de alguna conexión entre estas cuencas. Sin embargo, la composición isotópica del Sr enseña una diferencia clara entre estos dos grupos de muestras (Figura 6.5c). Así pues, las litologías con las que interactúa el agua en cada sistema son distintas, pero con $\delta^7\text{Li}$ semejante, o bien, las aguas de Pica sufren un conjunto de procesos hidrogeoquímicos que consiguen una signatura isotópica de Li similar. Ahora bien, si se considerara un rango de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para la Ignimbrita Huasco, delimitado por las muestras L2E7R1 y L2E1R1, casi la totalidad de las aguas de Pica estarían comprendidas en él, lo cual podría ser concordante con la hipótesis de unión entre las cuencas, sin embargo, se necesitarían más datos para corroborarlo.

La estrecha correlación entre el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las aguas de Pampa Lirima (Figura 6.5c) y las estudiadas puede deberse a la distribución de Ignimbrita Huasco y de las secuencias volcánicas del Mioceno medio, presente en el primer sector y en ambas cuencas altiplánicas (Figura 2.2).

Dentro de la Figura 6.5 no se observan mayores correlaciones entre las aguas de este estudio y los ejemplares geotermales de Puchuldiza. Esto podría significar que, en caso de existir aportes de este tipo a las aguas, estos no son directos y hay otros factores que desplazan las signaturas isotópicas.

En la Figura 7.2 se tienen las composiciones isotópicas de Li y B, $\delta^7\text{Li}$ y $\delta^{11}\text{B}$, contra el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Con excepción de C5 y C1, que coinciden con las áreas de calizas marinas mesozoicas y lavas, respectivamente, la mayoría de las muestras no se ubican en los campos de litologías. No obstante, son consistentes con el ejemplar de lava L2E8R1 (Figura 7.2a), especialmente las muestras lacustres del salar del Huasco y el curso superficial al norte de laguna Lagunilla (C2, C3 y C4). Esta unidad volcánica del Mioceno medio se halla en el sector nororiental de la cuenca Lagunilla, complejo Cerro Plaza-Riñones, y al este del salar del Huasco, volcanes Quimsachata y Charcollo, por lo que resulta viable el traspaso de su signatura isotópica a las fuentes de agua naturales. Asimismo, las muestras L2E1R1 y L2E7R1, correspondientes a la Ignimbrita Huasco, definen un

campo que engloba al manantial L2E2W1 (C3), consistente con la dirección de flujo de agua subterránea en ese sector. Aun ubicándose cerca de la Ignimbrita Huasco, casi la totalidad de las muestras en el salar homónimo exhiben $\delta^7\text{Li}$ mayor y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menor a esta litología. La razón de este desfase en ambos sistemas isotópicos puede explicarse por la mezcla de estos fluidos lacustres con aguas de aporte que drenan lavas del Mioceno medio, desde el este de la cuenca, que poseen composiciones isotópicas similares. Aunque también es importante destacar que la diferencia en la signatura de Li puede deberse a otros procesos que fraccionen Li, tales como la sorción de ^6Li .

La ubicación de C1, principalmente geotermal, en el campo de lavas resulta esperable, considerando que representan la composición de la roca, debido a la interacción a alta temperatura.

Al igual que en el gráfico de Li, en la Figura 7.2b se vuelve a observar cómo algunas muestras subterráneas y de manantial de C5 se encuentran en el campo de calizas marinas mesozoicas, pudiendo recibir aportes de aguas que han interactuado con la Formación Copaquire (Jurásico Superior), de forma subterránea.

La muestra de laguna Lagunilla (L2E6W1) posee una signatura isotópica de Li ampliamente mayor que el resto de las aguas (Figura 7.2a), incluso mayor al promedio de agua de mar (+31‰), sin embargo, esta diferencia no existe en el caso del $\delta^{11}\text{B}$ (Figura 7.2b). Este fenómeno podría estar controlado por la precipitación de minerales secundarios, como caolinita e hidróxidos, que incorporan fuertemente ^6Li y enriquecen la solución en el isótopo pesado (Pistiner y Henderson, 2003; Millot y Girard, 2007), concordante con la alta diferencia isotópica entre el agua y la carga suspendida de la muestra ($\Delta^7\text{Li}_{\text{agua-carga}} = \delta^7\text{Li}_{\text{agua}} - \delta^7\text{Li}_{\text{sedimentos decantados}}$; +16,43‰). No obstante, este efecto debiese replicarse para el sistema de B, por lo que otros factores, que disminuyen el $\delta^{11}\text{B}$, a considerar son la disolución de evaporitas, que libera ^{10}B al agua sin afectar el sistema de Li, pues estas lo poseen en baja cantidad y su $\delta^7\text{Li}$ es similar al del medio (García y otros, 2020), y el potente efecto de la evaporación que fracciona ^{11}B en la fase vapor (Chetelat y otros, 2005; Xiao y otros, 2007), proceso que no ocurre con el Li, ya que no es un elemento volátil como el B. Debido a esto, el fraccionamiento que provoca la precipitación o adsorción de este último se ve equiparado con el de la disolución de evaporitas y el de la evaporación, lo que concluye en un $\delta^{11}\text{B}$ resultante de estos procesos. El pH de la muestra cercano a la constante de equilibrio de las especies de B indica que

estas se encuentran en proporciones similares disueltas en el agua, por lo que la dependencia del $\delta^{11}\text{B}$ en el pH no es la razón de su estabilidad.

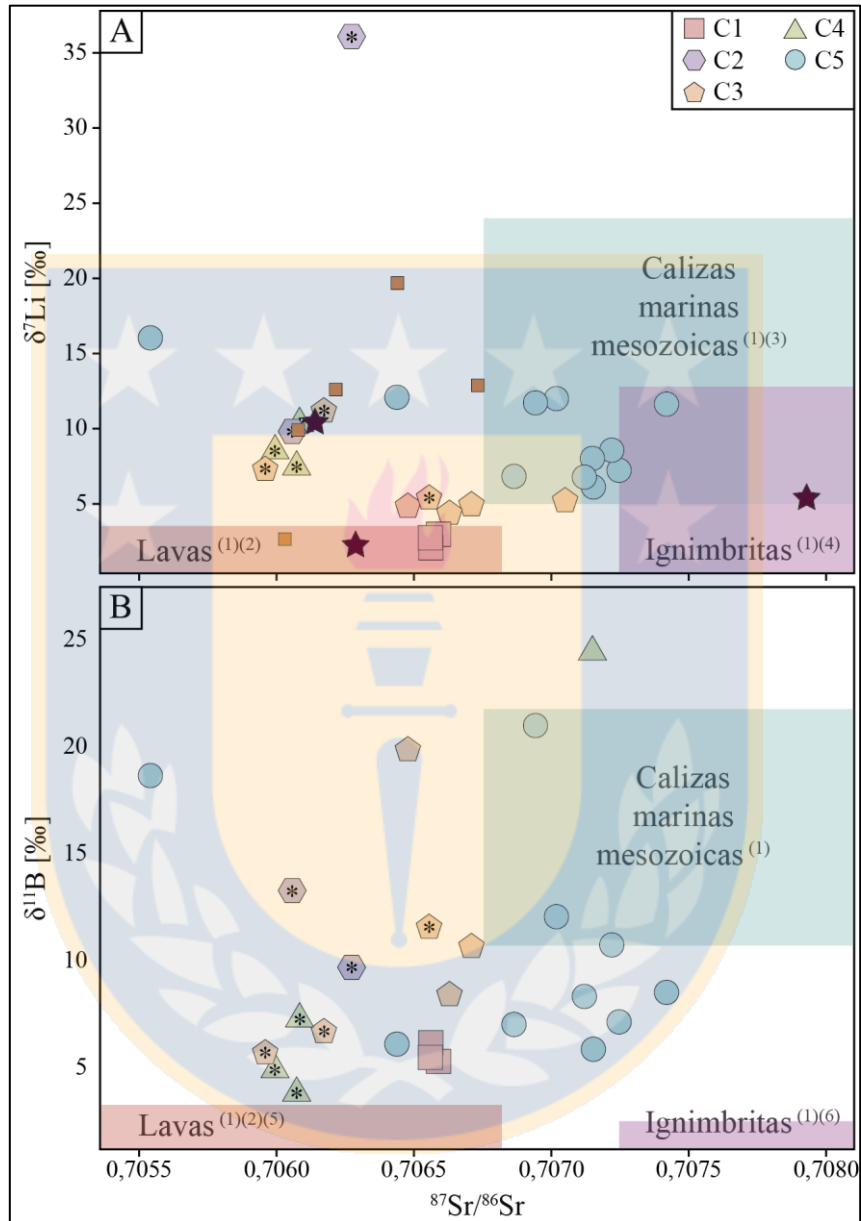


Figura 7.2. Composiciones isotópicas de Li y B respecto de Sr. $\delta^7\text{Li}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (A) y $\delta^{11}\text{B}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (B). Simbología de rocas y sedimentos idéntica a Figura 6.4. Asterisco indica muestras altiplánicas. (1) Godfrey y otros (2019); (2) Wörner y otros (1992); (3) Tomascak y otros (2016); (4) Álvarez-Amado, F., comunicación personal (2022); (5) Rosner y otros (2003); (6) Schmitt y otros (2002).

En la Figura 7.3 se muestran los diagramas de mezcla de $\delta^7\text{Li}$ y $\delta^{11}\text{B}$, con respecto a $r\text{Na}/r\text{Li}$ y $r\text{Na}/r\text{B}$, respectivamente. Para su elaboración se utilizan miembros extremos como el termal, salmueras sedimentarias, evaporitas (sales mixtas) y agua diluida o de lluvia (Tabla 7.1), siendo el primero considerado como el fluido inicial, dado que se asume que representa la composición de la roca. La trayectoria de mezcla es resultado de la combinación de las características geoquímicas e isotópicas de estos miembros. En el caso del Li (Figura 7.3a), se evalúan los fraccionamientos de Rayleigh y de sistema abierto (Godfrey y otros, 2019), definidos por las ecuaciones $\delta^7\text{Li}_w = \delta^7\text{Li}_i + \Delta^7\text{Li}_{c-w} \cdot \ln(f)$ y $\delta^7\text{Li}_w = \delta^7\text{Li}_i - \Delta^7\text{Li}_{c-w} \cdot (1-f)$, respectivamente, donde $\delta^7\text{Li}_w$ es la composición isotópica del agua al evolucionar, $\delta^7\text{Li}_i$ corresponde a la composición isotópica inicial, $\Delta^7\text{Li}_{c-w}$ es la diferencia isotópica entre las arcillas y el agua ($\Delta^7\text{Li}_{c-w} = -3,5\text{‰}$; Vigier y otros, 2010) y f es la fracción de Li remanente en la solución. El fraccionamiento de Rayleigh aplica a un sistema abierto desde el cual el material precipitado es removido, sin volver a reaccionar con el medio, y la composición isotópica inicial del fluido cambia continuamente (Kendall y Doctor, 2003), condiciones más probables en aguas superficiales que en subterráneas (Godfrey y otros, 2019). Un ejemplo de esto es la sorción de Li en arcillas, pues se incorpora rápidamente en defectos estructurales superficiales de la caolinita o en los espacios vacantes dentro de sus capas, donde es inaccesible para el medio acuoso circundante (Li y Liu, 2020). Debido al fraccionamiento isotópico del B por la disolución de sales, se incumple la condición de que el sólido no vuelva a reaccionar con el fluido, razón por la cual para este sistema solo se analiza la evolución en sistema abierto ($\Delta^{11}\text{B}_{c-w} = -9\text{‰}$; Godfrey y otros, 2019), tipo de fraccionamiento que permite la reacción del precipitado con el agua, a diferencia del anterior.

Tabla 7.1. Miembros extremos. (1) Achurra (2010); (2) Godfrey y otros (2019); (3) Álvarez-Amado y otros (2022). Signaturas isotópicas de miembro termal obtenido del promedio de muestras geotermales de Puchuldiza. Composición isotópica en ‰. r: mEq/L.

Miembro extremo	$\delta^7\text{Li}$	$\delta^{11}\text{B}$	$r\text{Na}/r\text{Li}$	$r\text{Na}/r\text{B}$	Referencia
Termal	2,86	5,39	34,74	5,00	1
Salmuera sedimentaria	7,40	6,00	319,58	50,16	2, 3
Evaporitas	2,00	-15,00	2381,08	577,07	2, 3
Agua diluida		8,00		1,50	3

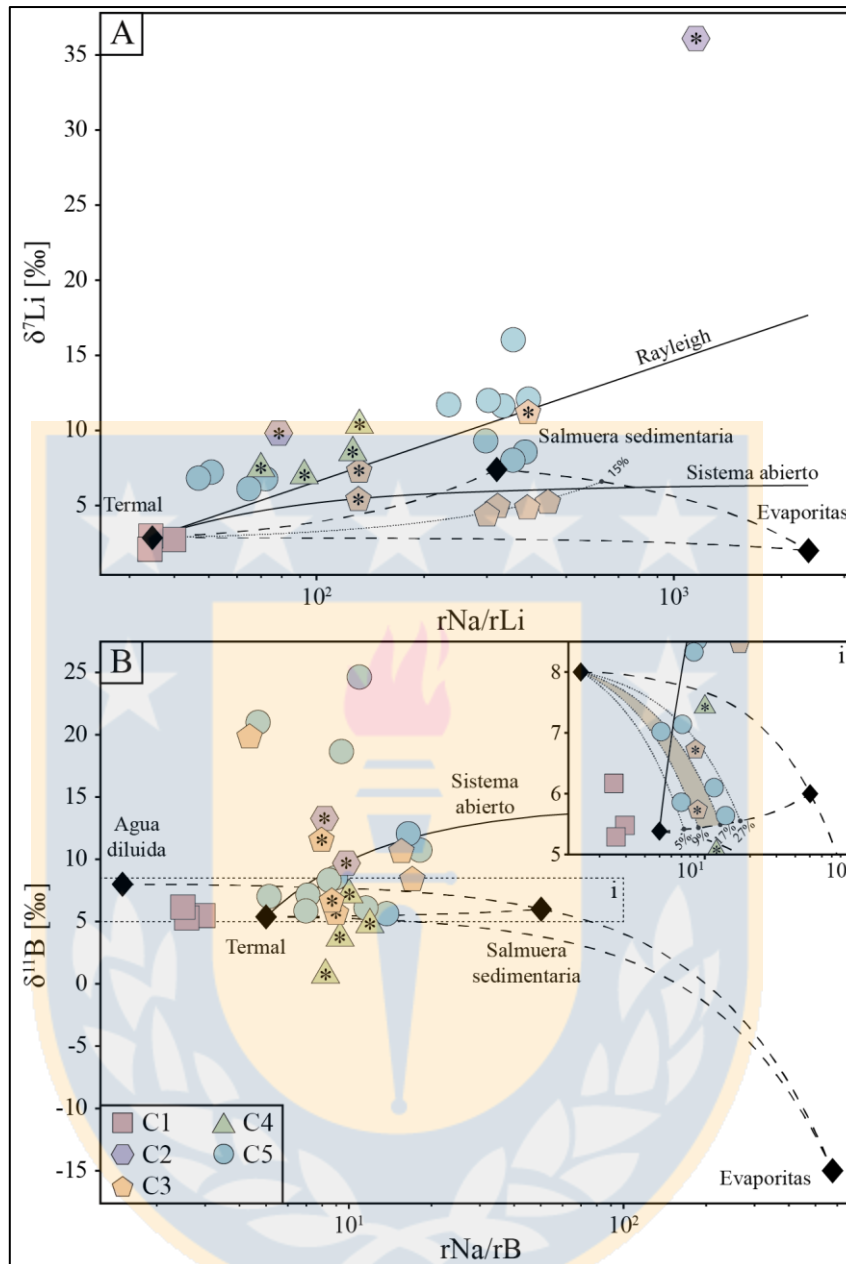


Figura 7.3. Diagramas de mezcla. $\delta^7\text{Li}$ vs $r\text{Na}/r\text{Li}$ (A) y $\delta^{11}\text{B}$ vs $r\text{Na}/r\text{B}$ (B). Miembros extremos están representados por rombos negros. Líneas segmentadas indican la mezcla entre dos miembros y las continuas los fraccionamientos de Rayleigh y sistema abierto. Asterisco indica muestras altiplánicas. Porcentajes se refieren a contribución de evaporitas (A) y salmuera sedimentaria (B).

La mayoría de las muestras se ubican fuera de las áreas delimitadas por los miembros extremos y las líneas de mezcla, lo cual implica que la composición química e isotópica de las aguas no se puede reproducir por un proceso simple de mezcla entre el agua inicial (termal) y otro miembro extremo. Por lo tanto, otros procesos hidrogeoquímicos están actuando e impartiendo una señal

isotópica diferente a la de mezcla en las muestras. En la Figura 7.3a, solo cuatro ejemplares se ubican dentro de las fronteras de estos miembros, todas pertenecientes a C3. Estas composiciones pueden ser explicadas por una mezcla entre la composición inicial y la combinación de salmueras sedimentarias y disolución de evaporitas (85% y 15%, respectivamente), con un porcentaje variable en el rango 43-66%, lo que produce un aumento de la razón $r_{Na/rLi}$ y δ^7Li . Las demás muestras de C3, C4 y C5 tienen mayor concordancia con la línea evolutiva del fraccionamiento de Rayleigh, es decir, estas aguas podrían estar siendo afectadas por la adsorción de 6Li en arcillas o por su precipitación en mineralogía secundaria, lo que produce el aumento de δ^7Li relativo a los miembros extremos.

De los ejemplares de cuencas altiplánicas, se destacan el manantial L2E2W1, que podría explicarse por la influencia de salmuera sedimentaria (~52%) y por la evolución en sistema abierto, y la muestra de laguna Lagunilla (L2E6W1), que posee alta razón $r_{Na/rLi}$ y δ^7Li (Figura 7.3a), sin embargo, tal como se discutió en la Figura 7.2, esto no ocurre con el $\delta^{11}B$ ni con el $r_{Na/rB}$ (Figura 7.3b). Considerando que la incorporación de Li y B en minerales secundarios, especialmente arcillas, provoca el aumento de las razones $r_{Na/rLi}$ y $r_{Na/rB}$, ya que se asume que el Na no es removido de la solución durante la precipitación de arcillas (Godfrey y otros, 2019), se puede afirmar que en laguna Lagunilla una potente precipitación de fases secundarias y la disolución de evaporitas mantienen la razón $r_{Na/rB}$ similar al resto de las muestras de lagos salinos.

En la Figura 7.3b se observa que muestras de C3, C4 y C5 coinciden o se encuentran cercanas a las líneas de mezcla. En su mayoría, tales muestras están englobadas en el área delimitada por los miembros extremos termal, salmuera sedimentaria y agua diluida (Figura 7.3b-i). Por lo que su geoquímica y signatura isotópica debiese estar dada por la mezcla entre estos miembros extremos. Más específicamente, resultan del aporte de agua diluida a aguas originales influenciadas por salmueras sedimentarias (5-27%), de forma que el $r_{Na/rB}$ disminuye y el $\delta^{11}B$ aumenta levemente. En tanto, las muestras de lagos salinos de C4, L2G4W1 y L2G2W1, estarían explicadas por la mezcla entre salmuera sedimentaria y agua diluida (~8% de este último) y por la influencia de disolución de evaporitas (~1% de este último), respectivamente.

Muestras de C2 (L2E6W1), C3 y C5 serían consistentes con el fraccionamiento en sistema abierto (Figura 7.3b), evidenciando la ocurrencia de adsorción de B en fases secundarias. En particular, se confirma que en laguna Lagunilla, además de ^6Li , también se consume el ^{10}B .

En relación con el resto de las muestras, las que exhiben $\delta^{11}\text{B}$ mayor a los miembros extremos (Figura 7.3b), pueden estar siendo afectadas por la reacción, congruente o incongruente, con minerales con composiciones isotópicas de B elevadas, posiblemente relacionadas a la Formación Copaquire, concordante con la observación en la Figura 7.2, así como también por la precipitación de minerales secundarios o adsorción de ^{10}B en arcillas. Los ejemplares que exponen menor $\delta^{11}\text{B}$, L2G1W1 y L2E8W1, podrían estar siendo afectados por la disolución de evaporitas, lo que explicaría la ubicación bajo las líneas de mezcla.

Sobre el proceso de disolución de evaporitas, el fenómeno de desorción de ^{10}B debiese reducir los valores isotópicos. Si se consideran las aguas geotermales como originales, entonces tan solo las muestras L2G1W1 (salar del Huasco) y L2E8W1 presentan una signatura de B disminuida (Figura 7.3b). Además, si bien hay aporte del miembro extremo evaporítico en la composición de algunas muestras (Figura 7.3), solo una de ellas altiplánica (L2G2W1; Figura 7.3b), este es en muy bajo porcentaje, dada la lejanía a este miembro en las líneas de mezcla. No obstante, como se discute anteriormente, este proceso es importante en laguna Lagunilla. Entonces, si bien la disolución de sales no es un proceso predominante en la concentración de la mayoría de las aguas altiplánicas estudiadas, en conformidad con Poblete (2020), esta ocurre en los mayores cuerpos de agua de las respectivas cuencas.

7.3. Procesos hidrogeoquímicos

En resumen, los procesos responsables de la distribución de solutos en las aguas de laguna Lagunilla y del salar del Huasco son la interacción agua roca, precipitación de minerales secundarios, disolución de evaporitas, mezcla de fluidos y evaporación (Figura 7.4).

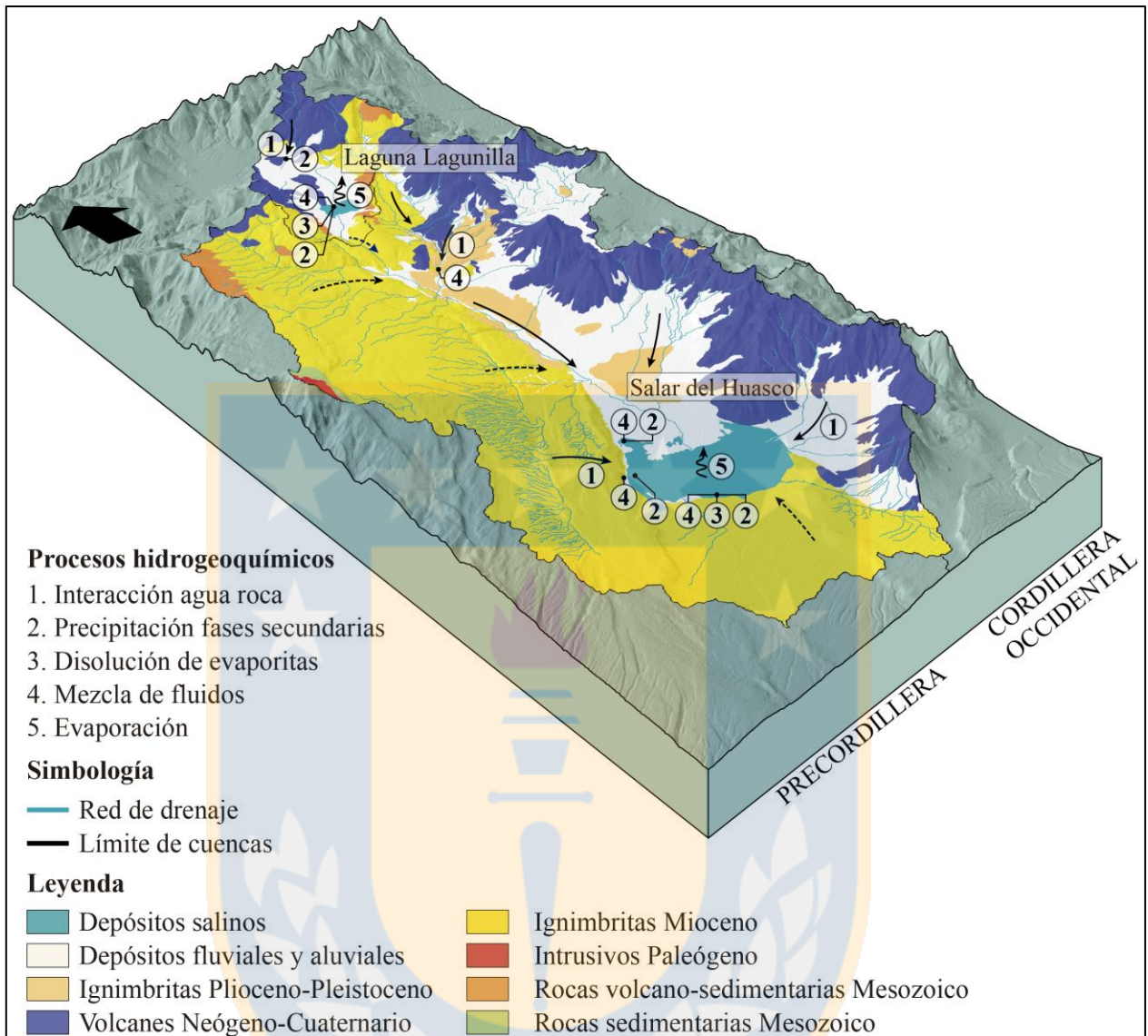
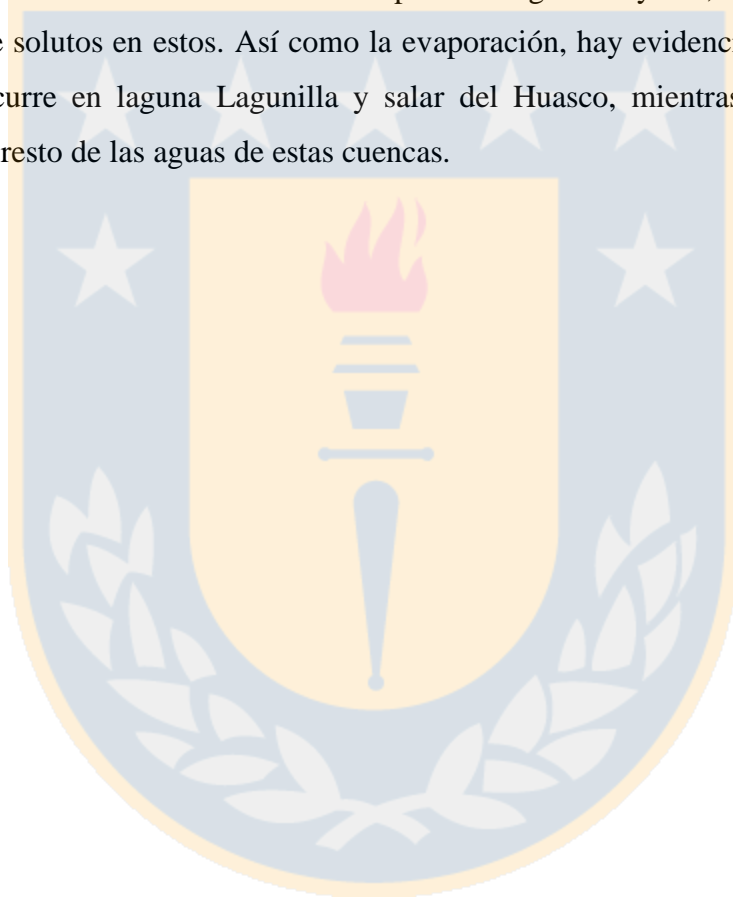


Figura 7.4. Esquema tridimensional de procesos hidrogeoquímicos en las cuencas del salar del Huasco y laguna Lagunilla. Flechas indican flujo de agua, las flechas discontinuas son las direcciones inferidas por Flores (2010). La flecha azul discontinua indica la supuesta conexión entre las cuencas Lagunilla y salar del Huasco (Flores, 2010).

La concentración comienza con la interacción del agua de recarga con la cobertura ignimbrítica del Mioceno, al oeste de la cuenca salar del Huasco, y con secuencias volcánicas del Neógeno, al este de ambas hoyas, desde las cuales se extrae Ca, Na, Mg, K y SiO₂ (Poblete, 2020). Paralelamente, las fuentes de agua reciben aportes de salmueras subsuperficiales provenientes de antiguos depósitos salinos o de los salares actuales.

Los siguientes cuatro procesos ocurren sin un orden determinado. La mezcla de fluidos involucra aguas de carácter geotermal, salmueras sedimentarias, evaporitas y agua diluida, y es apreciable en la mayoría de los puntos de muestreo en el área altiplánica, con excepción de la zona noreste de cuenca Lagunilla. La sorción de los isótopos livianos de Li y B sucede en minerales secundarios como arcillas (caolinita, esmectita e illita) e hidróxidos (Chetelat y otros, 2005; Xiao y otros, 2007). Sus efectos son observables en laguna Lagunilla, salar del Huasco y en el río Piga, destacando la alta intensidad del fraccionamiento de Li en la primera. La evaporación ocurre en toda la zona altiplánica, predominantemente en los cuerpos de agua mayores, provocando la mayor concentración de solutos en estos. Así como la evaporación, hay evidencias de que la disolución de evaporitas ocurre en laguna Lagunilla y salar del Huasco, mientras que sería un proceso secundario en el resto de las aguas de estas cuencas.



8. CONCLUSIONES

De acuerdo con los objetivos específicos planteados y a lo discutido en el trabajo, se permiten las siguientes conclusiones:

Las muestras de aguas, rocas y sedimentos provenientes de las cuencas Lagunilla y salar del Huasco son isotópicamente caracterizadas. Se describe la distribución y se compara distintos grupos de agua, rocas y sedimentos.

Las principales unidades geológicas con las que interactúan las aguas son la Ignimbrita Huasco, del Mioceno inferior, y las secuencias volcánicas del Mioceno medio, correspondientes a los volcanes Quimsachata y Charcollo, en la cuenca salar del Huasco, y al Cerro Plaza-Riñones, en Lagunilla. En vista de que las muestras de roca analizadas en este trabajo son precisamente de estas dos unidades, sería provechoso contar con ejemplares del resto de litologías en el área, para determinar con menor incertidumbre las unidades que influyen la composición de las aguas.

Las condiciones de aridez conllevan a un proceso de evaporación en toda el área de estudio, predominantemente en los depocentros de las cuencas, laguna Lagunilla y salar del Huasco. La precipitación de mineralogía secundaria (arcillas e hidróxidos) ocurre en los lagos salinos mayores de ambas cuencas y corrientes superficiales. Muestras de salar del Huasco y algunas corrientes superficiales en ambas hoyas pueden explicarse mediante la combinación de aguas geotermales, salmueras sedimentarias, evaporitas y agua diluida. La definición de miembros extremos locales permitiría la descripción de las fuentes con mayor exactitud. La disolución de sales ocurre principalmente en los cuerpos de agua mayores, mientras que no hay evidencias de que se extienda al resto de las aguas.

9. REFERENCIAS

- ACHURRA, L. 2010. Estudio hidrogeoquímico sobre la interacción de aguas subterráneas profundas y someras en Pampa Lirima, Norte de Chile. Tesis de Máster en Hidrología Subterránea, Universidad Politécnica de Cataluña, Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartografía y Geofísica (Inédito): 107 pp. Barcelona.
- ACOSTA, O. Y CUSTODIO, E. 2008. Impactos ambientales de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco (norte de Chile). *Boletín Geológico y Minero*. Vol. **119**, (1): 33-50.
- ACOSTA, O.; GUIMERÀ, J.; CUSTODIO, E.; ANSÓN, I.; DELGADO, J.L. 2013. Contribución al conocimiento de la hidrogeología de las cuencas intraandinas del N de Chile. Congreso Argentino de Hidrogeología N° 8 y Seminario Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea N° 6. Tomo **1**: 118-125. La Plata.
- ALCALÁ, F.J. Y CUSTODIO, E. 2008. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *Journal of Hydrology*. Vol. **359**, (1-2): 189-207.
- ALLMENDINGER, R. W.; JORDAN, T. E.; KAY, S. M. Y ISACKS, B. L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*. Vol. **25**, (1): 139-174.
- ÁLVAREZ-AMADO, F.; TARDANI, D.; POBLETE-GONZÁLEZ, C.; GODFREY, L. Y MATTE-ESTRADA, D. 2022. Hydrogeochemical processes controlling the water composition in a hyperarid environment: New insights from Li, B, and Sr isotopes in the Salar de Atacama. *Science of The Total Environment*. Vol. **835**: 1-11.
- 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 Structural Geology*. Vol. **30**: 1520-1539.
- APPELO, C. A. J. Y POSTMA, D. 2005. Geochemistry, groundwater and pollution (Second Edition). A. A. Balkema Publishers: 683 pp. London.
- ARAOKA, D.; KAWAHATA, H.; TAKAGI, T.; WATANABE, Y.; NISHIMURA, K. Y NISHIO, Y. 2013. Lithium and strontium isotopic systematics in playas in Nevada, USA: constraints on the origin of lithium. *Miner Deposita*. Vol. **49**: 371-379.
- BAKER, M.C.W. 1977. Geochronology and volcanology of Upper Cenozoic volcanic activity in North Chile and South-West Bolivia. Tesis of Ph.D. The Open University, Department of Earth Sciences (Inédito): 248 pp. London.

- BARTH, S. 1993. Boron isotope variations in nature: A synthesis. *Geologische Rundschau*, Vol. **82**, (4): 640-651.
- BLANCO, N.; VÁSQUEZ, P.; SEPÚLVEDA, F. A.; TOMLINSON, A. J.; QUEZADA, A. Y LADINO, M. 2012. Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá (20°-21°S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-12-50: 246 pp. 7 mapas escala 1:100.000. Santiago.
- BURTON, K. W. Y VIGIER, N. 2011. Lithium Isotopes as Tracers in Marine and Terrestrial Environments. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (Baskaran, M. editor). Springer-Verlag: 41-59. Berlin Heidelberg.
- CAPO, R. C.; STEWART, B. W. Y CHADWICK, O. A. 1998. Strontium isotopes as tracers of ecosystem processes: Theory and methods. *Geoderma*, Vol. **82**, (1): 197-225.
- CLARKE, J. 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology*. Vol. **73**, (1-2): 101-114.
- CENTRO DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO EN RECURSOS HÍDRICOS (CIDERH). 2013. Recursos hídricos Región de Tarapacá: Diagnóstico y sistematización de la información. Universidad Arturo Prat: 223 pp. Iquique.
- CHAN, L. H.; EDMOND, J.; THOMPSON, G. Y GILLIS, K. 1992. Lithium isotopic composition of submarine basalts: implications for the lithium cycle in the oceans. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **108**, (1-3): 151-160. Amsterdam.
- CHETELAT, B.; GAILLARDET, J.; FREYDIER, R. Y NÉGREL, P. 2005. Boron isotopes in precipitation: Experimental constraints and field evidence from French Guiana. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **235**, (1): 16-30.
- CLOUTIER, V.; LEFEBVRE, R.; THERRIEN, R. Y SAVARD, M. M. 2008. Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology*. Vol. **353**, (3-4): 294-313.
- COPLIN, T.; BOHLKE, J.; DE BIÈVRE, P.; DING, T.; HOLDEN, N.; HOPPLE, J. A.; KROUSE, H.; LAMBERTY, A.; PEISER, H.; RÉVÉSZ, K.; RIEDER, S. Y ROSMAN, K. 2002. Isotope-abundance Variations of Selected Elements (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*. Vol. **74**: 1987-2017.
- CORTÉS, J.; CASCANTE, M. Y ZAVALA, V. 2014. Carta Isluga y Sierra de Huaila, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 172-173: 65 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

- DE HOOG, J. C. M. Y SAVOV, I. P. 2018. Boron Isotopes as a Tracer of Subduction Zone Processes. Boron Isotopes (Marschall, H. & Foster, G. editors). Springer International Publishing: 217-247.
- DELANEY, M. Y BOYLE, E. 1986. Lithium in foraminiferal shells: Implications for high-temperature hydrothermal circulation fluxes and oceanic crustal generation rates. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **80**: 91-105. Amsterdam.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2008. Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, regiones XV, I, II Y III. SIT N°157. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental Pontificia Universidad Católica de Chile, Vol. **1**: 55 pp.
- FARÍAS, M.; CHARRIER, R.; COMTE, D.; MARTINOD, J. Y HÉRAIL, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*. Vol. **24**, (4): 27 pp.
- FLORES, V. 2010. Modelo conceptual hidrogeológico de la cuenca del Salar del Huasco. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería. Pontificia Universidad Católica de Chile, Escuela de Ingeniería (Inédito): 180 pp. Santiago.
- FOSTER, G. L.; LÉCUYER, C. Y MARSCHALL, H. R. 2018. Boron Stable Isotopes. Encyclopedia of Geochemistry (White, W. editor). Springer International Publishing: 162-166.
- FREEZE, R. A. Y CHERRY, J. A. 1979. Groundwater. Prentice-Hall: 604 pp.
- GAILLARDET, J. Y LEMARCHAND, D. 2018. Boron in the Weathering Environment. Boron Isotopes (Marschall, H. & Foster, G. editors). Springer International Publishing: 163-188.
- GALLI, C. 1968. Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile N° 18: 53 pp. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- GALLI, C. Y DINGMAN, R. J. 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG), Carta Geológica de Chile N° 2-5: 125 pp. 4 mapas escala 1:50.000. Santiago.
- GAMBOA, C.; GODFREY, L.; HERRERA, C.; CUSTODIO, E. Y SOLER, A. 2019. The origin of solutes in groundwater in a hyper-arid environment: A chemical and multi-isotope approach in the Atacama Desert, Chile. *Science of the Total Environment*. Vol. **690**: 329-351.
- GARCIA M.G.; BORDA L.G.; GODFREY L.V.; LÓPEZ STEINMETZ R.L. Y LOSADA-CALDERON A. 2020. Characterization of lithium cycling in the Salar De Olaroz,

Central Andes, using a geochemical and isotopic approach. *Chemical Geology*. Vol. **531**: 10 pp.

- GARDEWEG, M. Y SELLÉS, D. 2013. Carta Collacagua-Rinconada, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 148: 84 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- GARDEWEG, M. Y SELLÉS, D. 2015. Estratigrafía y evolución estructural del área Collacagua-Rinconada, alta cordillera de Iquique, 20 00'-20 30'S, Región de Tarapacá. Congreso Geológico Chileno N° 14. Actas: 718-721. La Serena.
- GIMÉNEZ FORCADA, E. Y MORELL EVANGELISTA, I. 2008. Contributions of boron isotopes to understanding the hydrogeochemistry of the coastal detritic aquifer of Castellón Plain, Spain. *Hydrogeology Journal*. Vol. **16**: 547-557.
- GODFREY, L. 2019. Light metal stable isotopes in the environment – a focus on Li and B. Apuntes de clases. Universidad de Concepción, (Inédito). Concepción
- 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.
- GODFREY, L. V.; HERRERA, C.; GAMBOA, C. Y MATHUR, R. 2019. Chemical and isotopic evolution of groundwater through the active Andean arc of Northern Chile. *Chemical Geology*. Vol. **518**: 32-44.
- HOEFS, J. 2015. Stable Isotope Geochemistry (Seventh Edition). Springer International Publishing: 389 pp.
- HOKE, L. Y LAMB, S. 2007. Cenozoic behind-arc volcanism in the Bolivian Andes, South America: implications for mantle melt generation and lithospheric structure. *Journal of the Geological Society*. Vol. **164**, (4): 795-814.
- HUH, Y.; CHAN, L. H.; ZHANG, L. Y EDMOND, J. M. 1998. Lithium and its isotopes in major world rivers: Implications for weathering and the oceanic budget. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **62**, (12): 2039-2051.
- ISACKS, B. L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **93**, (B4): 3211-3231.
- KENDALL, C. Y DOCTOR, D. H. 2003. Stable Isotope Applications in Hydrologic Studies. Treatise on Geochemistry (Holland H. D. & Turekian, K. K. editors). Pergamon: 319-364. Oxford
- KLERKX, J.; DEUTSCH, S.; PICHLER, H. Y ZEIL, W. 1977. Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the central

and southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **2**, (1): 49-71.

- LAHSEN, A. 1973. Geología de Puchuldiza. Corporación de Fomento de la Producción (CORFO): 49 pp. 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 lo 22°30' lat. S. Congreso Geológico Chileno N° 2. Actas **1**: F61-F82. Arica.
- LASAGA, A. C. 1984. Chemical kinetics of water-rock interactions. *Journal of Geophysical Research*. Vol: **89**, (B6): 4009-4025.
- LI, W. Y LIU, X. -M. 2020. Experimental investigation of lithium isotope fractionation during kaolinite adsorption: Implications for chemical weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **284**: 156-172.
- MA, B.; JIN, M.; LIANG, X. Y LI, J. 2017. Groundwater mixing and mineralization processes in a mountain-oasis-desert basin, northwest China: hydrogeochemistry and environmental tracer indicators. *Hydrogeology Journal*. Vol. **26**: 233-250.
- MAKSAEV, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG), Carta Geológica de Chile N° 31: 55 pp. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- MAMANI, M.; TASSARA, A. Y WÖRNER, G. 2008. Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **9**, (3): 13 pp.
- MARSCHALL, H. R.; ALTHERR, R. Y RÜPKE, L. 2007. Squeezing out the slab-modelling the release of Li, Be and B during progressive high-pressure metamorphism. *Chemical Geology*. Vol. **239**: 323-335.
- MARSCHALL, H. R.; DORSEY WANLESS, V.; SHIMIZU, N.; POGGE VON STRANDMANN, P. A. E.; ELLIOTT, T. Y MONTELEONE, B. D. 2017. The boron and lithium isotopic composition of mid-ocean ridge basalts and the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **207**: 102-138.
- MILLOT, R. Y GIRARD, J. P. 2007. Lithium isotope fractionation during adsorption onto mineral surfaces. Clays in Natural and Engineered Barriers for Radioactive Waste Confinement: International Meeting N° 3. 307-308.
- MILLOT, R.; SCAILLET, B. Y SANJUAN, B. 2010. Lithium isotopes in island arc geothermal systems: Guadeloupe, Martinique (French West Indies) and experimental approach. *Geochimica et Cosmochimica*. Vol. **74**, (6): 1852-1871.

- MONTGOMERY, E. L. Y ROSKO, M. J. 1996. Groundwater exploration and wellfield development in the Pampa Lagunillas and Pampa Lirima areas, Provincia de Iquique, Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **23**, (2): 135-149.
- MORANDÉ, J.; GALLARDO, F.; MUÑOZ, M. A. Y FARÍAS, M. 2015. Carta Guaviña, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 177: 117 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- MPODOZIS, C.; ARRIAGADA, C.; BASSO, M.; ROPERCH, P.; COBBOLD, P Y REICH, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*. Vol. **399**, (1): 125-154.
- NÉGREL, P.; CASANOVA, J. Y ARANYOSSY, J. F. 2001. Strontium isotope systematics used to decipher the origin of groundwaters sampled from granitoids: the Vienne Case (France). *Chemical Geology*. Vol. **177**: 287-308.
- ORTIZ, M.; ACHURRA, L.; CORTES, R.; FONSECA, A.; SILVA, C. Y VIVALLOS, J. 2008. Estudio Geológico, Geofísico y Hidroquímico del Sector de Puchuldiza. Convenio Ministerio de Minería-Servicio Nacional de Geología y Minería: 168 pp. Santiago.
- PIPER, A. M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, Vol. **25**, (6): 914-928.
- PISTINER, J. S. Y HENDERSON, G. M. 2003. Lithium-isotope fractionation during continental weathering processes. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **214**, (1-2): 327-339.
- POBLETE, C. 2020. Estudio de los procesos hidrogeoquímicos en las aguas superficiales de la Precordillera y Cordillera Occidental (19°30' - 20°40' S), Región de Tarapacá, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 85 pp. Concepción.
- POLANCO, E. Y GARDEWEG, M. 2000. Antecedentes preliminares de la estratigrafía volcánica del Cenozoico Superior en los cuadrángulos Pampa Lirima y Cancosa, altiplano de la I Región, Chile (19°45' -20°00'S y 69°00'-68°30'W). Congreso Geológico Chileno N° 9. Actas **2**: 324-328. Puerto Varas.
- RISACHER, F.; ALONSO, H. Y SALAZAR, C. 1999. Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II y III regiones-Chile. Convenio de Cooperación Dirección General de Aguas - Universidad Católica del Norte - Institut de Recherche pour le Développement. Vol. **1**: 89 pp. Santiago.
- RISACHER, F.; ALONSO, H. Y SALAZAR, C. 2003. The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth-Science Reviews*. Vol. **63**, (3-4): 249-293.

- RISACHER, F.; FRITZ, B. Y ALONSO, H. 2006. Non-conservative behavior of bromide in surface waters and brines of Central Andes: A release into the atmosphere? *Geochimica et Cosmochimica*. Vol. **70**, (9): 2143-2152.
- RISACHER, F.; FRITZ, B. Y HAUSER, A. 2011. Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **31**, (1): 153-170.
- RISSMANN, C.; LEYBOURNE, M.; BENN, C. Y CHRISTENSON, B. 2015. The origin of solutes within the groundwaters of a high Andean aquifer. *Chemical Geology*. Vol. **396**: 164-181.
- ROSE-KOGA, E. F.; SHEPPARD, S. M. F.; CHAUSSIDON, M. Y CARIGNAN, J. 2006. Boron isotopic composition of atmospheric precipitations and liquid–vapour fractionations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **70**, (7): 1603-1615.
- ROSMAN, K. J. R. Y TAYLOR, P. D. P. 1998. Isotopic Compositions of the Elements 1997. *Pure and Applied Chemistry*. Vol. **70**, (1): 217-235.
- ROSNER, M.; ERZINGER, J.; FRANZ, G. Y TRUMBULL, R. 2003. Slab-derived boron isotope signatures from the Central Andes and evidence for boron isotope fractionation during progressive slab dehydration. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. Vol. **4**, (8): 25 pp.
- SANTONI, S.; HUNEAU, F.; GAREL, E.; AQUILINA, L.; VERGNAUD-AYRAUD, V.; LABASQUE, T. Y CELLE-JEANTON, H. 2016. Strontium isotopes as tracers of water-rocks interactions, mixing processes and residence time indicator of groundwater within the granite-carbonate coastal aquifer of Bonifacio (Corsica, France). *Science of The Total Environment*. Vol. **573**: 233-246.
- SCHEIHING, K. Y TRÖGER, U. 2017. Local climate change induced by groundwater overexploitation in a high Andean arid watershed, Laguna Lagunillas basin, northern Chile. *Hydrogeology Journal*. Vol. **6**, (3): 705-719.
- SCHEIHING, K. W.; MOYA, C. E. Y TRÖGER, U. 2017. Insights into Andean slope hydrology: reservoir characteristics of the thermal Pica spring system, Pampa del Tamarugal, northern Chile. *Hydrogeology Journal*. Vol. **25**: 1833–1852.
- SCHMITT, A. K.; KASEMANN, S.; MEIXNER, A. Y RHEDE, D. 2002. Boron in central Andean ignimbrites: implications for crustal boron cycles in an active continental margin. *Chemical Geology*. Vol. **183**: 333-347.
- 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.

- SELLÉS, D.; GARDEWEG, M. Y GARIBALDI, N. 2016. Carta Pampa Lirima-Cancosa, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 182: 115 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- TASSARA, A. Y YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Andean Geology*. Vol. **30**, (2): 159-186.
- 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**, (1-2): 1-15.
- TENG, F. Z.; RUDNICK, R. L.; MCDONOUGH, W. F.; GAO, S.; TOMASCAK, P. B. Y LIU, Y. 2008. Lithium isotopic composition and concentration of the deep continental crust. *Chemical Geology*, Vol. **255**, (1): 47-59.
- THOMAS, A. 1967. Cuadrángulo Mamiña, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile N° 17: 49 pp. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- TOMASCAK, P. B. 2004. Developments in the Understanding and Application of Lithium Isotopes in the Earth and Planetary Sciences. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. **55**: 153-195.
- TOMASCAK, P. B.; MAGNA, T. Y DOHMEN, R. 2016. Advances in Lithium Isotope Geochemistry. Springer International Publishing: 195 pp.
- TOMLINSON, A.; BLANCO, N. Y LADINO, M. 2015. Carta Mamiña, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 174: 183 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- URIBE, J.; MUÑOZ, J. F.; GIRONÁS, J.; OYARZÚN, R.; AGUIRRE, E. Y ARAVENA, R. 2015. Assessing groundwater recharge in an Andean closed basin using isotopic characterization and a rainfall-runoff model: Salar del Huasco basin, Chile. *Hydrogeology Journal*. Vol. **23**, (7): 1535-1551.
- VENGOSH, A.; CHIVAS, A. R.; STARINSKY, A.; KOLODNY, Y.; BAOZHEN, Z. Y PENGXI, Z. 1995. Chemical and boron isotope compositions of non-marine brines from the Qaidam Basin, Qinghai, China. *Chemical Geology*. Vol. **120**, (1-2): 135-154.
- VERGARA, H. Y THOMAS, A. 1984. Hoja Collacagua. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 59: 79 pp. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- VIGIER, N.; DECARREAU, A.; MILLOT, R. Y PETIT, S. 2010. Quantifying lithium isotope fractionation during clay formation at low temperatures. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. **12**: 1 pp.

- WÖRNER, G.; LOPEZ-ESCOBAR, L.; MOORBATH, S.; HORN, S.; ENTENMANN, J.; HARMON, R. Y DAVIDSON, J. 1992. Variaciones geoquímicas, locales y regionales, en el frente volcánico cuaternario de los Andes centrales (17°30'-22°00'S), norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **19**, (1): 37-56.
- WUNDER, B.; MEIXNER, A.; ROMER, R. L.; FEENSTRA, A.; SCHETTLER, G. Y HEINRICH, W. 2007. Lithium isotope fractionation between Li-bearing staurolite, Li-mica and aqueous fluids: An experimental study. *Chemical Geology*. Vol. **238**, (3-4): 277-290.
- XIAO, Y. K.; LI, S. Z.; WEI, H. Z.; SUN, A. D.; LIU, W. G.; ZHOU, W. J.; ZHAO, Z. Q.; LIU, C. Q. Y SWIHART, G. H. 2007. Boron isotopic fractionation during seawater evaporation. *Marine Chemistry*. Vol. **103**, (3-4): 382-392.
- XU, Z.; LI, T.; LI, G.; HEDDING, D. W.; WANG, Y.; GOU, L. -F.; ZHAO, L. Y CHEN, J. 2021. Lithium isotopic composition of soil pore water: Responses to evapotranspiration. *Geology*. Vol. **50**, (2): 194-198.
- ZAPPETTINI, E.; MIRANDA-ANGLES, V.; RODRÍGUEZ, A. C.; PALACIOS, O.; COCKING, R.; GODEAS, M.; URIBE-ZEBALLOS, H.; VIVALLO, W.; PAZ, M.; SEGGIARO, R.; HEUSCHMIDT, B.; GARDEWEG, M.; BOULANGGER, E.; KORZENIEWSKI, L.I.; MPODOZIS, C.; CARPIO, M. Y RUBIOLO, D. 2001. Mapa metalogénico de la región fronteriza entre Argentina, Bolivia, Chile y Perú (14°S y 28°S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional N° 2: 222 p. 1 mapa escala 1:1.000.000. Santiago.



Tabla 1. Ubicación, parámetros fisicoquímicos, elementos mayores, menores y trazas y composiciones isotópicas de muestras estudiadas y de los sectores de Puchuldiza, Pica y La Huayca-La Tirana (Pampa del Tamarugal). TDS calculado a partir de EC.

Código	UTM Este	UTM Norte	Tipo de agua	Sector	pH	T	EC	STD	Na	Mg	K	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Si	SiO ₂	Li	B	Br	Sr	δ ⁷ Li	δ ¹¹ B	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		
	(m)				(°C)				(ppm)															(‰)			
L2E3W1	511698	7757211	Lago salino	Salar del Huasco	8,4	16,5	4403	2818	7850,0	246,5	1600,0	190,3	8175,0	8904,0	197,3	<0,025	22,0	47,1	30,2	150,8	7,7	6,8	9,8	13,3	0,70606		
L2E6W1	516017	7795863	Lago salino	Lagunilla	8,7	23,2	25510	16326	3960,0	205,8	1198,0	981,0	6698,0	4929,0	157,9	3,8	94,0	201,0	1,0	63,3	11,3	7,8	36,1	9,7	0,70627		
L2G2W1	515103	7752516	Lago salino	Salar del Huasco	8,4	12,7	3534	2262	912,5	25,2	149,0	89,8	619,6	1548,0	107,9	<0,025	34,6	74,0	2,2	12,0	0,5	1,0	8,8	5,1	0,70599		
L2G4W2	513748	7760539	Lago salino	Salar del Huasco	9,0	17,3	5217	3339	662,5	84,4	159,0	76,8	691,4	1074,0	97,1	<0,025	5,7	12,2	1,5	10,4	1,5	1,0	10,6	7,5	0,70608		
L2E2W1	511523	7757233	Manantial	Salar del Huasco	7,2	15,2	557	357	67,0	6,7	5,3	41,7	28,8	78,7	187,0	0,6	21,8	46,6	0,2	1,3	0,1	0,2	5,5	11,6	0,70655		
L2E4W1	517682	7784387	Curso superficial	Salar del Huasco	7,2	19,5	539	345	40,0	23,5	6,8	40,1	13,4	65,8	245,1	0,1	28,1	60,1	0,1	0,7	<0,02	0,2	7,4	5,8	0,70596		
L2E5W1	515975	7796169	Curso superficial	Lagunilla	8,9	23,4	310	198	23,7	5,9	7,6	24,5	15,0	71,8	56,6	7,1	27,8	59,4	0,0	0,4	0,0	0,1	11,3	6,7	0,70617		
L2E8W1	517461	7804952	Curso superficial	Lagunilla	8,3	16,8	2145	1373	241,5	33,6	45,9	175,8	163,4	624,6	320,6	0,2	26,6	56,8	1,0	4,1	0,1	1,4	7,7	4,0	0,70607		
L2G1W1	514839	7752246	Curso superficial	Salar del Huasco	7,2	6,8	1278	818	144,0	8,2	31,7	54,4	71,0	314,0	170,2	<0,025	37,1	79,4	0,5	2,7	0,1	0,4	7,3	1,1			
L2C4W1	464266	7733653	Subterránea	Pica	7,0	26,9	1417,0	907	150,0	16,7	10,4	123,3	160,9	330,1	163,4	16,3	41,5	88,8	0,1	2,2	0,3	0,2	8,0	24,6	0,70715		
L2F1W1	468122	7735604	Subterránea	Pica	7,8	34,1	1564,0	1001	136,0	0,2	7,6	180,4	233,7	292,1	51,2	94,9	25,3	54,1	0,1	2,1	0,0	0,1	5,3		0,70705		
L2F3W1	462141	7733063	Subterránea	Pica	8,0	30,4	1112,0	712	150,0	1,5	6,7	74,4	89,9	356,4	36,9	4,6	27,9	59,6	0,1	2,0	0,1	0,1	12,1	6,1	0,70644		
L2G5W1	466225	7733928	Subterránea	Pica	7,8	29,6	1106,0	708	130,5	8,1	6,7	91,6	114,8	191,2	180,2	30,6	30,6	65,4	0,1	1,2	0,2	0,1	12,0	12,1	0,70702		
L2G6W1	466026	7728668	Subterránea	Pica	8,3	33,6	3834,0	2454	545,0	1,0	4,8	277,5	871,2	640,6	4,1	1,6	20,2	43,2	0,5	9,1	1,1	0,7	16,0	18,7	0,70554		
L2A2W1	466684	7735158	Manantial termal	Pica	8,0	31,2	315,5	202	46,8	0,2	0,7	19,5	23,7	37,4	86,2	3,4	20,8	44,4	0,0	0,5	0,1	0,0	5,0	10,7	0,70671		
L2C3W1	466956	7734767	Manantial termal	Pica	7,3	23,1	693,2	444	105,8	2,3	2,0	43,1	61,4	94,6	180,1	5,1	32,4	69,4	0,1	0,9	0,2	0,1	8,6	10,7	0,70722		
L2F2W1	467521	7734971	Manantial termal	Pica	7,6	30,7	330,7	212	48,0	0,2	0,7	19,5	24,1	38,9	79,3	3,0	21,5	45,9	0,0	0,4	0,1	0,0	4,5	8,5	0,70663		
L2F4W1	463860	7731140	Corriente superficial	Pica	8,8	20,1	1041,0	666	148,5	5,3	5,6	65,1	112,1	197,6	140,9	0,1	28,6	61,1	0,1	2,6	0,3	0,2	11,6	8,5	0,70742		
L2C1W1	431799	7750431	Subterránea	Pica	6,8	25,1	1755,0	1123	156,0	23,2	29,9	174,9	244,2	462,2	98,1	7,5	41,2	88,1	1,0	4,8	0,3	1,4	6,8	7,0	0,70686		
L2C1W2	431799	7750431	Subterránea	La Huayca-La Tirana	7,4	24,7	2175,0	1392	177,0	29,5	31,6	217,2	384,2	467,4	87,7	11,1	40,6	86,8	1,1	3,9	0,4	1,6	7,2	7,1	0,70725		
L2C2W1	434174	7743818	Subterránea	La Huayca-La Tirana	7,5	23,7	1841,0	1178	212,0	20,1	30,6	134,6	248,5	461,8	92,1	6,5	43,8	93,6	1,0	4,8	0,4	1,4	6,1	5,9	0,70715		
L2D1W1	428249	7741858	Subterránea	La Huayca-La Tirana	7,1	15,3	3234,0	2070	382,5	39,1	43,4	198,2	837,4	260,2	96,9	13,1	40,3	86,2	1,6	7,1	1,3	1,5	6,8	8,3	0,70712		
L2D4W1	435844	7729332	Subterránea	La Huayca-La Tirana	7,5	19,7	2162,0	1384	376,0	8,2	25,4	51,6	299,2	459,2	158,7	6,6	48,0	102,7	0,4	4,3	0,2	0,5	9,3	5,6			
L2H2W1	441957	7742677	Subterránea	La Huayca-La Tirana	7,4	25,3	1483,0	949	102,8	17,2	21,8	174,0	197,5	407,9	65,2	3,0	37,4	80,1	0,1	3,4	0,3	0,9	11,7	21,0	0,70694		
L2B1W1	504326	7853444	Geotermal	Puchuldiza	7,5	79,9	8829,0	5651	1750,0	0,9	224,0	12,5	2724,0	127,6	205,1	2,3	173,4	371,0	13,3	93,1	4,0	2,9	2,7	5,5	0,70656		
L2B2W1	504567	7853647	Geotermal	Puchuldiza	6,8	71,6	8452,0	5409	1675,0	0,2	210,0	11,5	2564,0	126,6	188,9	1,8	164,4	351,7	14,7	102,1	3,8	2,7	3,0	5,3	0,70659		
L2B3W1	503935	7853305	Corriente superficial	Puchuldiza	8,3	19,6	8089,0	5177	1594,0	2,1	190,0	55,1	2455,0	119,1	168,0	3,7	103,6	221,7	14,1	100,4	3,6	3,3	2,1	6,2	0,70656		
L2B4W1	506274	7856174	Corriente superficial	Puchuldiza	7,5	19,0	213,7	137	17,6	5,6	8,9	15,6	15,7	21,8	73,6	0,3	34,5	73,8	0,0	0,6	0,0	0,1	4,9	19,9	0,70648		
L2A1W1	382038	7756715	Marina		7,7	16,1	51980,0	33267	11300,0	1314,0	394,0	411,8	19631,0	2741,0	133,1	0,0		2,8	0,2	4,6	66,1	7,2	31,8	40,5	0,70921		

Tabla 2. Información de ubicación, concentración y signatura isotópica de Sr de referencias.

Código	UTM Este	UTM Norte	Tipo muestra	Tipo de agua / roca	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Referencia
	(m)				(ppm)		
LIRI7S	509785	7804911	Agua	Geotermal	1,20	0,70655	Achurra (2010)
LIRI27	516234	7808082	Agua	Geotermal	4,00	0,70593	Achurra (2010)
LIRI19	518947	7809988	Agua	Geotermal	2,10	0,70595	Achurra (2010)
LIRC12	510380	7808816	Agua	Geotermal	0,49	0,70608	Achurra (2010)
LIRI32	509305	7813044	Agua	Corriente superficial	0,05	0,70650	Achurra (2010)
LIRI16	521944	7812415	Agua	Corriente superficial	0,15	0,70591	Achurra (2010)
LIRI22	519165	7812984	Agua	Corriente superficial	0,04	0,70595	Achurra (2010)
LIRI24	507149	7803159	Agua	Corriente superficial	1,00	0,70627	Achurra (2010)
LIRI30	515516	7804998	Agua	Corriente superficial	1,10	0,70591	Achurra (2010)
LIRI33	511278	7804848	Agua	Corriente superficial	0,65	0,705916	Achurra (2010)
LIRI34	511795	7805969	Agua	Corriente superficial	0,34	0,70594	Achurra (2010)
LIRI28	512077	7805532	Agua	Subterránea	0,58	0,70605	Achurra (2010)
LIRI29	510785	7805732	Agua	Subterránea	0,32	0,70590	Achurra (2010)
HUA1	526087	7746082	Roca	Lava	38,00	0,70546	Mamani y otros (2008)
POR-002	524407	7790350	Roca	Lava	664,00	0,70682	Wörner y otros (1992)
PUS-1	543456	7735533	Roca	Lava	629,00	0,70559	Hoke y Lamb (2007)
4	519143	7757154	Roca	Lava	618,00	0,70510	Klerkx y otros (1977)

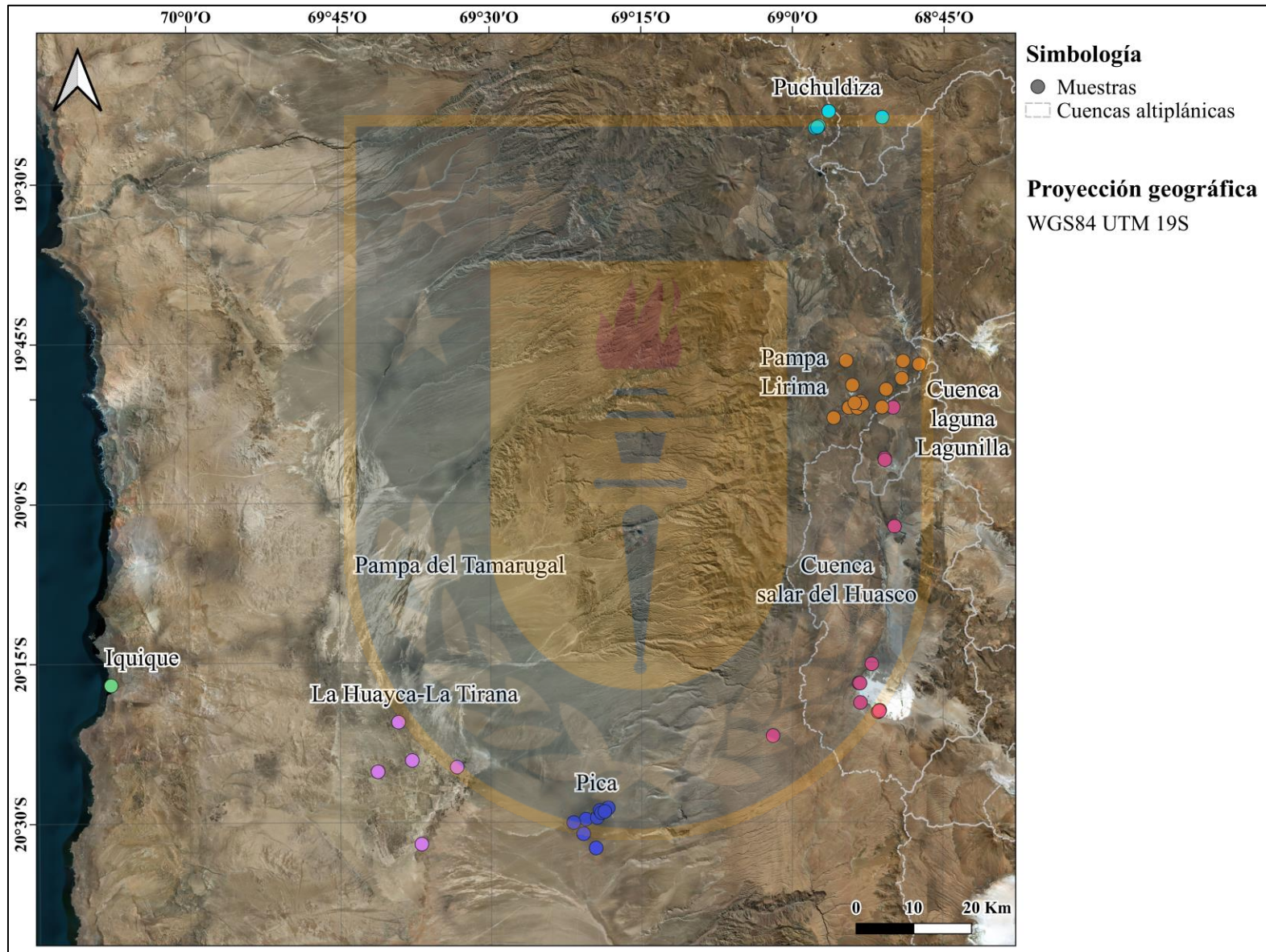


Figura 1. Ubicación de muestras de agua no publicadas (salvo las de Pampa Lirima) para comparación de resultados. Muestras de Pampa Lirima (en color naranja) extraídas de Achurra (2010).



Figura 2. Comparación entre signatura isotópica y concentración de respectivos sistemas isotópicos. Sistema isotópico de Li (A) B (B) y Sr (C). Línea negra indica composición isotópica y línea azul el contenido del elemento. Fondo verde corresponde a muestras de la cuenca salar del Huasco y fondo rojo a las de Lagunilla. Simbología es idéntica a la de Figura 6.3.