



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



**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

Camila Paz Poblete González

Profesor Patrocinante: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

Profesores Comisión: Dr. Alexey Novoselov

Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Concepción, 2020

*“Meditando sobre la vida,
siento la obligación de respetar cualquier voluntad de vida a mi alrededor,
por ser igual a la mía.
La idea fundamental del bien es, pues, que éste consiste en preservar la vida,
en favorecerla, en conducirla a su valor más alto;
y que el mal consiste en aniquilar la vida,
en lastimarla, en poner trabas a su florecer.”*

Albert Schweitzer

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo General	2
1.1.2. Objetivos Específicos	2
1.2. Ubicación y Accesos	2
1.3. Trabajos Anteriores	3
1.4. Agradecimientos	5
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	6
2.1. Unidades Morfoestructurales	6
2.2. Unidades Geológicas	7
2.2.1. Rocas Estratificadas	8
2.2.1.1. Formación Copaquire (Jurásico Superior)	8
2.2.1.2. Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior)	8
2.2.1.3. Formación Icanche (Eoceno inferior-Eoceno medio)	10
2.2.1.4. Formación Utayane (Oligoceno superior-Mioceno inferior)	10
2.2.1.5. Secuencias volcánicas Mioceno inferior (Mioceno inferior)	10
2.2.1.6. Ignimbrita Tambillo (Mioceno inferior)	11
2.2.1.7. Ignimbrita Huasco (Mioceno inferior)	11
2.2.1.8. Formación Chojña Chaya (Mioceno inferior – Mioceno medio)	12
2.2.1.9. Formación Puchuldiza (Mioceno inferior – Miocenos medio)	12
2.2.1.10. Formación Condoriri (Mioceno medio)	12
2.2.1.11. Ignimbrita Cerro Gordo (Mioceno medio)	13
2.2.1.12. Volcanes y secuencias volcánicas del Mioceno medio (Mioceno medio)	13
2.2.1.13. Formación Mauque (Mioceno superior)	14
2.2.1.14. Ignimbrita Putoyane (Mioceno superior)	14
2.2.1.15. Volcanes y secuencias volcánicas del Mioceno superior (Mioceno superior)	14
2.2.1.16. Ignimbrita Pampa Suna (Plioceno inferior – Plioceno superior)	15
2.2.1.17. Volcanes y secuencias volcánicas del Plioceno (Plioceno)	16
2.1.1.18. Volcanes y secuencias volcánicas del Pleistoceno (Pleistoceno)	16
2.1.1.19. Ignimbrita Collacagua (Pleistoceno Medio)	17
2.2.2. Rocas intrusivas	18
2.2.2.1. Complejo intrusivo Yabricoya (Eoceno medio)	18
2.2.2.2. Complejo Intrusivo Alantaya (Eoceno medio-Eoceno superior)	18
2.3. Geología Estructural	18

3. MARCO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO	20
3.1. Cuenca Pampa del Tamarugal	21
3.1.1. Quebrada de Aroma	23
3.1.2. Quebrada de Tarapacá	23
3.1.3. Quebrada de Quipisca	23
3.1.4. Quebrada Juan de Morales-Tambillo	23
3.2. Cuenca río Isluga	24
3.3. Cuenca río Cariquima	24
3.4. Cuenca río Cancosa	24
3.5. Cuenca laguna de Lagunilla	25
3.6. Cuenca salar del Huasco	26
4. METODOLOGÍA	28
4.1. Muestreo y procedimientos analíticos	28
4.2. Caracterización de las aguas naturales	30
4.3. Modelación Hidrogeoquímica	30
5. RESULTADOS	33
5.1. Parámetros fisicoquímicos	36
5.2. Hidrogeoquímica	37
5.3. Modelos hidrogeoquímicos	42
5.3.1. Índices de saturación	42
5.3.2. Interacción Fluido-Roca	44
5.3.3. Evaporación	48
5.3.4. Mezcla de aguas	52
6. DISCUSIÓN	56
6.1. Parámetros fisicoquímicos	56
6.2. Hidrogeoquímica	58
6.3. Procesos hidrogeoquímicos	62
6.3.1. Interacción Fluido-Roca	63
6.3.2. Evaporación	68
6.3.3. Mezcla de aguas	72
7. CONCLUSIONES	75
8. REFERENCIAS	77
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio	3
2. 1. Unidades morfoestructurales de la región de Tarapacá	6
2. 2. Geología de la Precordillera y Cordillera Occidental entre 19°30'-20°40'S ..	9
3. 1. Distribución de cuencas de la Precordillera y Cordillera Occidental de la zona norte de la región de Tarapacá.....	20
3. 2. Esquemas hidrogeológicos de la Pampa del Tamarugal a los 19°30'S, 20°S y 20°30'S	22
4. 1. Metodología aplicada para los objetivos del estudio	28
4. 2. Metodología de toma de muestras de agua.	29
4. 3. Esquema conceptual de los procesos hidrogeoquímicos modelados en PHREEQC	31
5. 1. Distribución de los puntos de muestreo de aguas naturales de la Precordillera y Cordillera Occidental entre 19°30'-20°40'S	34
5. 2. Diagrama Piper de las aguas naturales.....	38
5. 3. Diagramas de Stiff modificado de las aguas naturales.....	39
5. 4. Diagramas binarios de iones mayoritarios vs Cl en meq/L de las aguas naturales	41
5. 5. Diagramas de caja de fases disueltas/precipitadas por interacción fluido-roca modelados en aguas de cursos superficiales	47
5. 6. Diagramas binarios de moles de minerales precipitados vs factor de concentración	50
5. 7. Diagramas binarios de iones mayoritarios modelados versus factor de concentración	51
5. 8. Elementos mayoritarios de las soluciones de mezcla modeladas entre aguas termales y superficiales	53
5. 9. Elementos mayoritarios de las soluciones de mezcla modeladas entre aguas superficiales y meteóricas	55
5. 10. Elementos mayoritarios de las soluciones de mezcla modeladas entre aguas superficiales	55
6. 1. Diagrama ternario SO ₄ , HCO ₃ y Cl de las termales analizadas en el presente estudio y trabajos anteriores de Achurra (2010) y Tassi y otros (2010)	59
6. 2. Diagrama Piper con los potenciales procesos controladores de la geoquímica en aguas de cursos superficiales	61
6. 3. Esquema resumen de los procesos hidrogeoquímicos reconocidos en las cuencas altiplánicas de la región de Tarapacá entre 19°30'-20°40'S	63
6. 4. Clasificación de los minerales frecuentes involucrados en procesos de interacción fluido-roca	64
6. 5. Diagrama razón Na/Cl vs Cl en meq/L	66
6. 6. Diagrama razón δ ² H vs δ ¹⁸ O modificado de Flores (2010)	69
6. 7. Diagrama de evolución de las aguas por evaporación propuesta por Risacher y otros (1999) para el norte de Chile	70

Figura		Página
6.	8. Diagrama de la evolución de la concentración total, expresada como fuerza iónica, de las aguas modeladas por evaporación	71
6.	9. Elementos mayoritarios de las soluciones de mezcla modeladas entre aguas termales (95%) y superficiales o meteóricas (5%)	73

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
2.	1. Descripción de los volcanes del Mioceno medio	13
2.	2. Descripción de los volcanes y complejos volcánicos del Mioceno superior	15
2.	3. Descripción de los volcanes y complejos volcánicos del Plioceno	16
2.	4. Descripción de los volcanes y complejos volcánicos del Pleistoceno	17
5.	1. Ubicación, parámetros fisicoquímicos y composición de elementos mayores en mg/L de las aguas naturales	35
5.	2. Índices de saturación modelados para las aguas naturales	43
5.	3. Detalle de soluciones utilizadas en modelos inversos y número de combinaciones de interacción obtenida para cada uno de ellos.....	45
5.	4. Composición teórica de las fases empleadas en los modelos inversos	46
5.	5. Composición de elementos mayores en mg/L de las aguas naturales definidas como miembros extremos de mezcla	52

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo		Página
I	Análisis Químicos	86
II	Modelación Hidrogeoquímica	88
III	Análisis Químicos Otras Referencias	99

RESUMEN

En la Precordillera y Cordillera Occidental de la región de Tarapacá, dadas las condiciones climáticas y morfológicas, se presentan cuencas hidrológicamente cerradas en las que se desarrollan ambientes evaporíticos en estrecha relación con aguas de origen termal. La zona carece de estudios con una perspectiva integral que explique cuáles son las fuentes de los solutos en sus aguas y cuáles son los procesos que controlan su composición, es por ello que el presente trabajo busca profundizar en el conocimiento de la dinámica de los sistemas hídricos en la alta cordillera. Se realizó una campaña de terreno, donde se recolectaron 15 muestras de agua, a las que se le midieron parámetros fisicoquímicos *in situ* y se les realizaron análisis químicos de elementos mayores. Posteriormente, los datos analíticos fueron incorporados en modelos geoquímicos en el *software* PHREEQC para discriminar la ocurrencia de meteorización de silicatos, disolución de sales evaporíticas, concentración por evaporación y mezcla de fluidos. La modelación mejoró el entendimiento de los procesos ocurridos en los sistemas hídricos. A partir de esta se interpretó que:

- 1) la interacción de las aguas con minerales silicatados de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Precordillera y Cordillera Occidental, y en menor proporción con minerales evaporíticos, es el fenómeno responsable de aportar los solutos en las aguas, donde tanto el ácido carbónico como el ácido sulfúrico son los agentes de lixiviación de silicatos,
- 2) la concentración por evaporación de las aguas de cursos superficiales es la responsable de producir las composiciones elementales disueltas en lagos y la precipitación de sales de tipo Na-SO₄-Cl, y
- 3) existen procesos de mezcla entre aguas termales con aguas de cursos superficiales, que enriquecen principalmente en Na y Cl a aguas superficiales y mezcla entre aguas de cursos superficiales, de tipo HCO₃ y SO₄, que alimentan a los lagos, que son de relevancia para definir el quimismo de los ambientes lacustres.

Los modelos desarrollados sugieren que las similitudes químicas de las aguas de cursos superficiales y lagos de las cuencas altiplánicas estudiadas son originadas por condiciones climáticas similares y un control litológico, sin reconocerse una influencia geotermal determinante.

1. INTRODUCCIÓN

La región de Tarapacá corresponde a un territorio en donde predominan las condiciones de aridez. Se reconoce que la precipitación promedio en la Depresión Central es menor a los 5 mm/año, mientras que hacia el este, en la alta cordillera, precipitan entre 150 y 180 mm/año (CIDERH, 2013). Las condiciones climáticas y la morfología de la zona permiten el desarrollo de cuencas endorreicas con lagunas y salares. En la Depresión Central se ubica la Pampa del Tamarugal, mientras que en la Precordillera y Cordillera Occidental se encuentran diversas cuencas cerradas denominadas altiplánicas, algunas compartidas con Bolivia. En la región, principalmente en la zona cordillerana, también se reconocen manifestaciones termales, asociadas al alto gradiente termal producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana y el volcanismo activo en la Cordillera Occidental y flanco oeste del *plateau* Altiplano-Puna (Lahsen, 1988).

En particular para las cuencas altiplánicas de la región, los fluidos de lagos (laguna Lagunilla y salar del Huasco), termales (Puchuldiza-Tuja, Pampa Lirima y baños de San Andrés) y, en menor medida, aguas de escorrentías superficial, han sido caracterizados geoquímicamente en trabajos anteriores, destacando aquellos de Hauser y otros (1997), Risacher y otros (1999), Tassi y otros (2010) y Achurra (2010). Estos autores a partir de mediciones de datos hidrogeoquímicos interpretan la ocurrencia de los procesos de: alteración de las rocas que componen las hoyas hidrográficas, redisolución de antiguas evaporitas, concentración de solutos por evaporación y mezcla de aguas, sin embargo, corresponden a trabajos en los cuales analizan los procesos hidrogeológicos de una manera aislada por tipo de agua. De esta manera, la zona carece de una perspectiva integral de los datos geoquímicos que explique cuáles son las fuentes de soluto en las aguas, y qué procesos controlan su composición. En este contexto, utilizando análisis de parámetros fisicoquímicos y composición de elementos mayoritarios en modelos geoquímicos, el presente trabajo busca profundizar en el conocimiento de la dinámica de los sistemas hídricos altiplánicos mejorando el entendimiento de los procesos hidrogeoquímicos controladores de las composiciones elementales de las aguas superficiales de la Precordillera y Cordillera Occidental de la región de Tarapacá.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo General

- Diferenciar los procesos hidrogeoquímicos controladores de las composiciones elementales de las aguas superficiales de la Precordillera y Cordillera Occidental de la región de Tarapacá.

1.1.2. Objetivos Específicos

- Caracterizar geoquímicamente manifestaciones de aguas termales, de lagos y de cursos superficiales de la Precordillera y Cordillera Occidental de la región de Tarapacá.
- Determinar la mineralogía que interactúa con los diferentes tipos de agua de la Precordillera y Cordillera Occidental de la región de Tarapacá.
- Distinguir si existe interacción entre los distintos tipos de agua reconocidos de la Precordillera y Cordillera Occidental de la región de Tarapacá.

1.2. Ubicación y Accesos

El área de estudio se ubica en la zona cordillerana de la región de Tarapacá, Chile, entre los 19°30' – 20°40' latitud sur y los 68°60' – 69°10' longitud oeste. Sus límites geográficos son: hacia al norte el campo geotérmico Puchuldiza, al sur el salar del Huasco, hacia el oeste la Precordillera y al este el límite fronterizo Chile -Bolivia (Figura 1.1). Las zonas visitadas durante el trabajo en terreno, ordenadas de norte a sur, corresponden a: el campo geotérmico Puchuldiza, Lirima, laguna de Lagunilla, Collacagua y salar del Huasco.

Las vías terrestres principales, que conectan el área de estudio con la ciudad de Iquique, capital regional de Tarapacá, son: A-665, Ruta 5, Ruta 15 y Ruta 16, las cuales se encuentran pavimentadas y en buen estado. El tránsito a través de ellas posibilita el acceso a caminos menores de ripio: A-487, que permite el acceso al campo geotérmico Puchuldiza y A-685, que conecta el poblado de Pica con el salar del Huasco, Collacagua, laguna Lagunilla y Lirima.

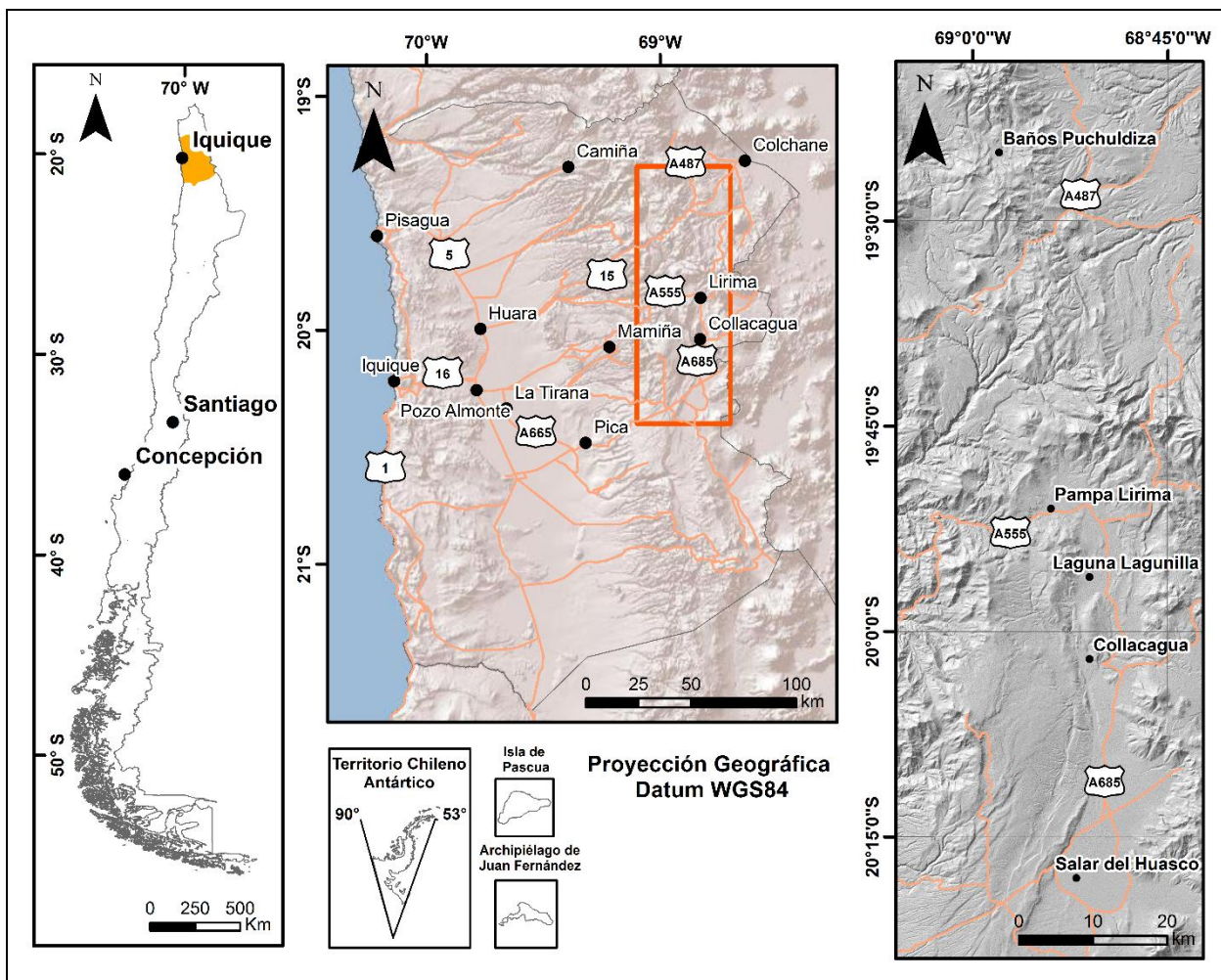


Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio.

1.3. Trabajos Anteriores

La escasez del recurso hídrico y la vital importancia de este en las actividades productivas mineras desarrolladas en las vecindades de las cuencas altiplánicas de la región de Tarapacá, ha motivado a la realización de estudios de balance hídrico en la zona. Estos corresponden principalmente a informes reservados y públicos, dentro de los que se incluyen a JICA (1995), DGA (2009a) y DGA (2011) y publicaciones de Montgomery & Rosko (1996) para la cuenca de Lagunilla y en el salar del Huasco de Acosta y Custodio (2008) y Uribe y otros (2015).

Respeto a estudios geoquímicos de las aguas naturales, se reconocen trabajos de escala regional y local, principalmente enfocados a la caracterización de aguas salinas y geotermales. Se incluyen

dentro de estos a Risacher y otros (1999) y Risacher y otros (2003) que, a través del análisis geoquímico de aguas, caracterizan e interpretan el origen de los componentes salinos y los factores que controlan la hidroquímica en las cuencas endorreicas del norte de Chile. Un estudio similar, incorporando también datos de cuencas altiplánicas bolivianas, es presentado por Risacher & Fritz (2009). También a escala regional, DGA (2009b) publicó una recopilación de las composiciones químicas e isotópicas de las fuentes de agua entre las regiones de Arica y Parinacota y Atacama, que incluyen datos de las cuencas del río Isluga, Lagunilla, salar del Huasco y Cancosa. En tanto, Acosta y otros (2013) aporta antecedentes isotópicos de oxígeno, hidrógeno y carbono para las cuencas intraandinas de la región de Tarapacá y reconoce una marcada diferencia entre el origen de las aguas altiplánicas y las de la Depresión Central.

A escala local, Acosta & Custodio (2008) y Achurra (2010) presenta una caracterización química e isotópica, junto con un modelo hidrogeológico conceptual para la cuenca del salar del Huasco y la zona de Pampa Lirima respectivamente. Otra contribución al entendimiento hidrogeológico del salar del Huasco lo presenta Flores (2010) en su tesis de magíster.

Respecto a las aguas geotermales, Hauser (1997) presenta un catastro extenso de aguas minerales y termales de Chile, trabajo donde clasifica como termales a las aguas de Puchuldiza, laguna Churricollo, Chalviri y Pampa Lirima en el área de estudio. También a escala regional, Tassi y otros (2010), caracterizan geoquímicamente aguas de descarga termal en el norte del país. A escala local, se reconocen en la zona análisis geoquímicos y geofísicos en los sectores de Puchuldiza por Montenegro (2008) y Montenegro & Deckart (2009), y en Pampa Lirima de Arcos y otros (2011).

1.4. Agradecimientos

Agradezco al proyecto Fondecyt Iniciación 11160325: "Origin and distribution of lithium in brine deposits and other potential reservoirs of the Atacama Desert, northern Chile" por el financiamiento del presente trabajo.

Doy las gracias por su guía y apoyo a la Dra. Fernanda Álvarez Amado (Investigadora Responsable del Proyecto Fondecyt), a la Dra. Linda Godfrey, y también a mi compañera de pregrado Camila Quintana Ortiz con quienes compartí una fructífera campaña de terreno. Igualmente valoro la disposición de la comisión revisora compuesta por la Dra. Verónica Oliveros Clavijo y el Dr. Alexey Novoselov.

Aprecio la disposición de las y los funcionarias/os del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA): Miriam Oliva, Sebastián Benedetti, Evelyn Novoa y Miguel Jofré por la colaboración en la preparación de envases de muestreo y el tratamiento de muestras previo al envío a laboratorio. Destaco también el apoyo de los asistentes del Departamento de Ciencias de la Tierra: Pedro Bravo, Mauricio Espinoza e Iván Orellana en la preparación del material de terreno. Igualmente extendiendo el agradecimiento a Carolina Rojas por su buena disposición para facilitar todos los trámites requeridos en este proceso y a lo largo de la vida universitaria.

Finalmente, expreso mi gratitud a todas las personas, quienes de una u otra forma, han generado las causas y condiciones para poder llegar a este punto de mi carrera, muchas gracias.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Unidades Morfoestructurales

A la latitud de estudio, los Andes Centrales están conformados por siete dominios morfoestructurales que comprenden, de oeste a este, la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera, la Cordillera Occidental, el Altiplano, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas (Figura 2.1).

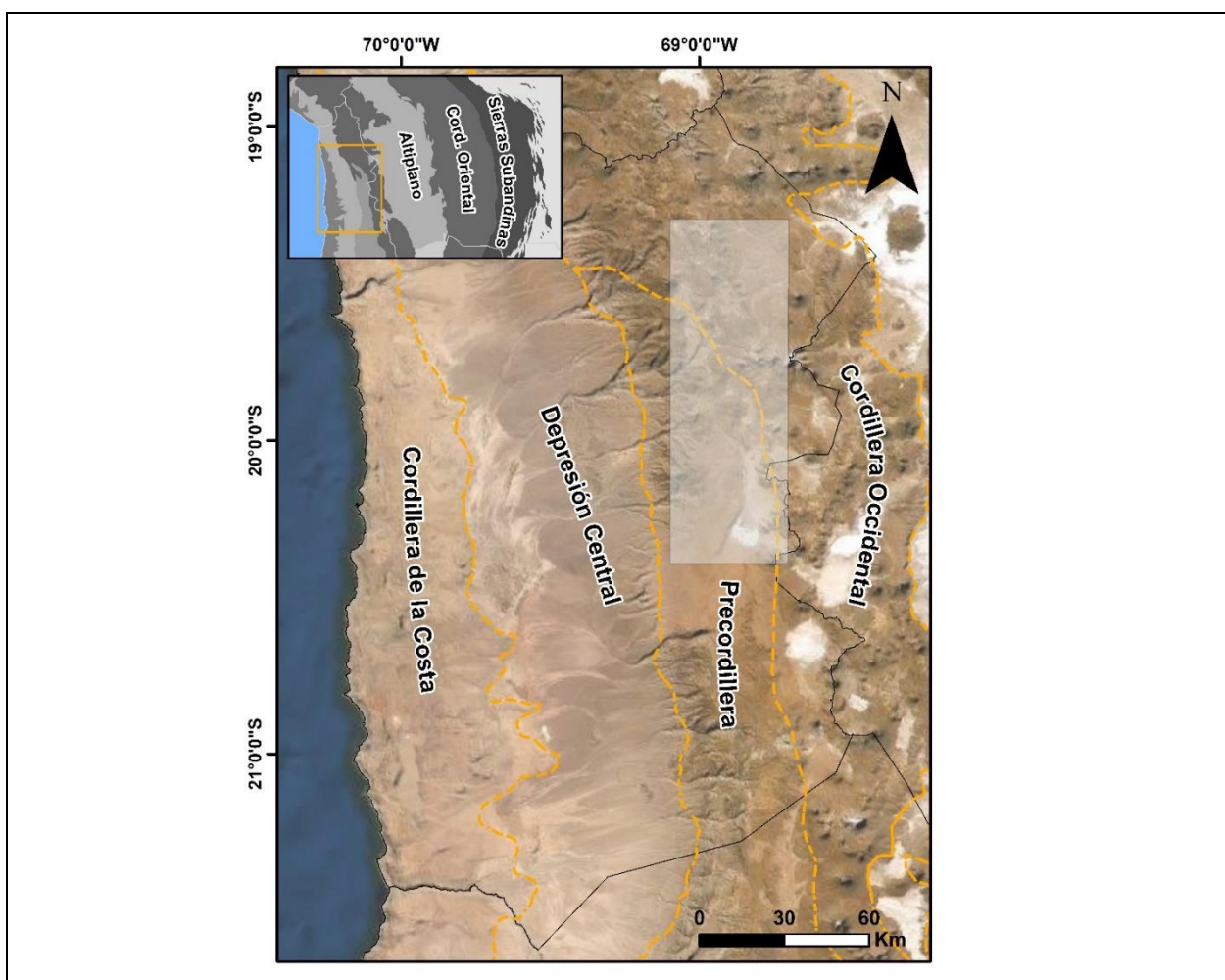


Figura 2.1. Unidades morfoestructurales de la región de Tarapacá. Se destaca en gris el área de estudio. La extensión de las unidades morfoestructurales es tomada de Tassara & Yáñez (2003).

El relieve costero está dominado por la Cordillera de la Costa, la cual corresponde a un cordón montañoso, remanente del arco volcánico Mesozoico. Esta alcanza hasta los 1200 ms.n.m. y tiene

un ancho entre los 20 a 40 km (Farias y otros, 2005; Quezada y otros, 2010). Al oeste se encuentra limitada por el acantilado costero y al este por la Depresión Central.

La Depresión Central es una cuenca elongada en la N-S con una altura aproximada de 1000 ms.n.m.. Esta constituye una zona endorreica entre el valle de Tiliviche y el río Loa (Farias y otros, 2005). En la región, se le denomina Pampa del Tamarugal. Es una unidad morfoestructural rellena por depósitos neógenos de hasta 1000-1500 metros de espesor (Víctor y otros, 2004). El carácter endorreico que presenta la morfoestructura en el área produce que las profundas quebradas que se desarrollan en el sector precordillerano conformen abanicos aluviales al llegar a la Depresión Central.

El límite entre el antearco y el orógeno principal este marcado por un sistema de estructuras de vergencia oeste desarrollado en la Precordillera. La Precordillera corresponde a un remanente del arco volcánico Paleógeno y presenta pendientes suaves, con altitudes entre los 1500 y 3600 ms.n.m. (Farias y otros, 2005).

Al este de la Precordillera se extiende la Cordillera Occidental, arco volcánico actual, que presenta un relieve irregular entre los 3800 y 4700 ms.n.m., con cimas que alcanzan hasta los 6900 ms.n.m. (Farias y otros, 2005). La unidad se conforma por volcanes del Complejo Volcánico de los Andes Centrales. Esta se encuentra limitada al oriente por el *plateau* de los Andes centrales, unidad conformada por el Altiplano y la Puna (Isacks, 1988; Allmendinger y otros, 1997).

El Altiplano, unidad morfoestructural característica de los Andes Centrales, corresponde a un monoclinio de elevación promedio de 4000 ms.n.m. y de 250 a 300 km de ancho (Allmendinger y otros, 1997; Víctor y otros, 2004). Esta es la segunda meseta más alta del mundo, siendo la más alta de origen no colisional (Isacks, 1988). Este *plateau* es limitado al este por la Cordillera Oriental, y las Sierras Subandinas, unidades que ha concentrado la deformación de antepaís desde el Mioceno superior al reciente (Tassara & Yáñez, 2003).

2.2. Unidades Geológicas

La geología de la Precordillera y Cordillera Occidental de la región de Tarapacá comprende unidades estratificadas, intrusivas y depósitos no consolidados con edades desde el Jurásico al

reciente (Figura 2.2). En la zona afloran de manera restringida litologías del Jurásico al Eoceno, y son dominantes unidades volcánicas y volcanoclásticas del Oligoceno superior al Pleistoceno Superior. Contemporáneas al volcanismo Cenozoico también se reconocen localmente secuencias sedimentarias continentales. Con edades del Pleistoceno Superior y Holoceno se presentan depósitos de sedimentos de origen aluvial y fluvial, además de depósitos asociados a actividad lacustre-salina, glaciár, coluvial y eólica.

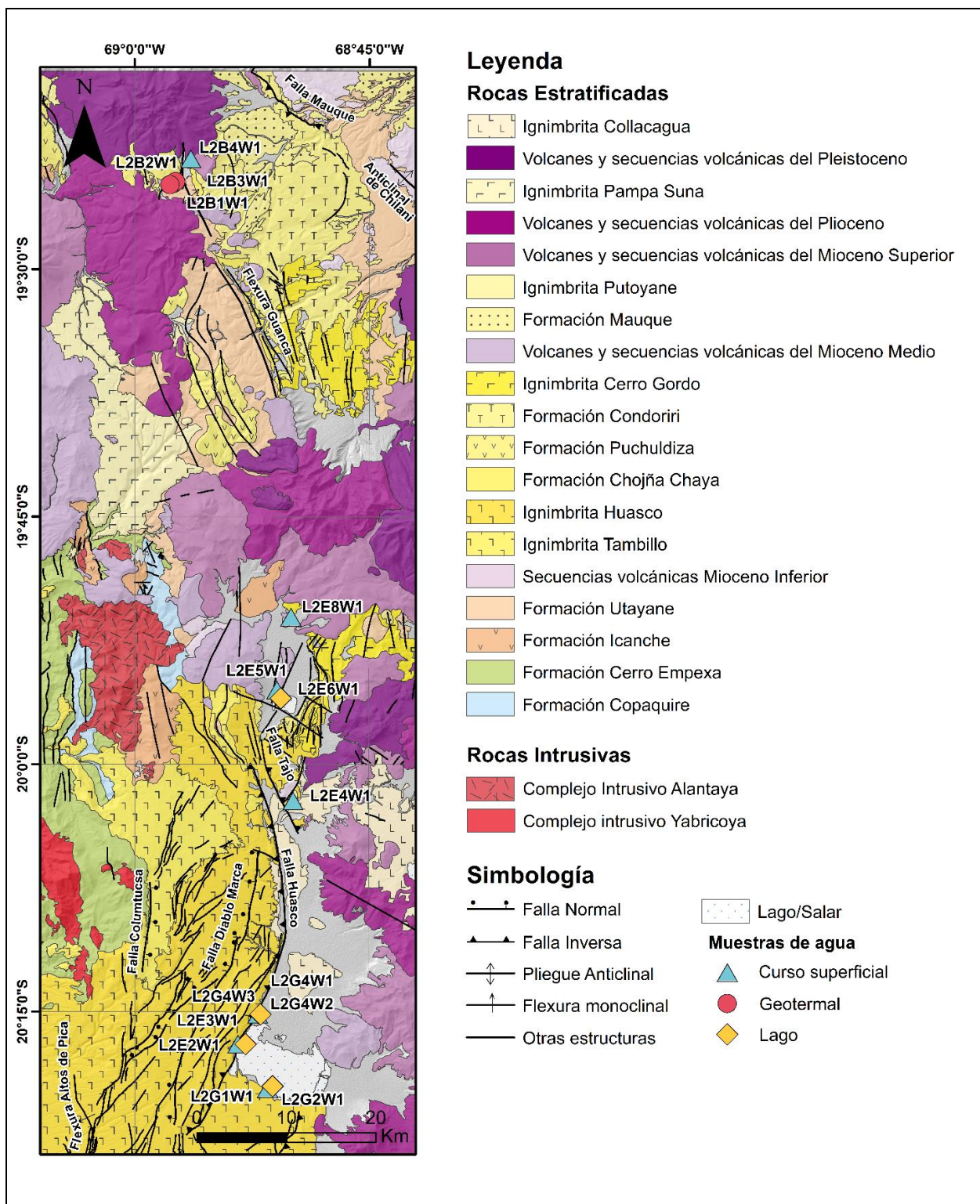
2.2.1. Rocas Estratificadas

2.2.1.1. Formación Copaquire (Jurásico Superior)

Secuencia de cuarcitas intercaladas con lutitas oscuras y limolitas grises definida por García (1967). La unidad subyace de forma discordante a la Formación Cerro Empexa y Formación Icanche (Morandé y otros 2015; Sellés y otros 2016). El rango de edad de la secuencia (Oxfordiano a Kimmeridgiano) es establecido por su contenido fósil (amonites perisphíntidos) y dataciones U-Pb en circones detríticos que indican edades máximas de 154 Ma para la unidad (Sellés y otros 2016). Las rocas comprendidas en esta formación fueron depositadas en un ambiente marino somero derivado de la progradación de un lóbulo deltaico (Morandé y otros 2015).

2.2.1.2. Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior)

Unidad definida por Galli y Dingman (1962), compuesta por brechas, conglomerados, traquitas, areniscas, fangolitas e intercalaciones de yeso. Sobreyace a la Formación Copaquire en discordancia angular y subyace en discordancia angular a la Formación Icanche y otras formaciones paleógenas o posteriores (Sellés y otros, 2016). La unidad también se encuentra intruida por intrusivos del Eoceno. Su edad es acotada entre el Campaniano y Maastrichtiano, probablemente extendible hasta el Paleoceno inferior en base a las dataciones U-Pb en circones magmáticos (Blanco y otros, 2012). La secuencia representa cuencas asociadas al arco magmático del Cretácico Superior, las cuales fueron rellenadas por productos volcánicos, aluviales o mixtos (Sellés y otros, 2016).



2.2.1.3. Formación Icanche (Eoceno inferior-Eoceno medio)

Secuencia de lavas y brechas volcánicas, predominantemente andesíticas, definidas por Maksaev (1978) en la quebrada homónima. La unidad se dispone en discordancia angular sobre las formaciones Copaquire y Cerro Empexa, e igualmente en paraconcordancia con esta última. Además, la formación subyace en discordancia angular a la Formación Utayane, las ignimbritas Tambillo y Huasco, la Formación Puchuldiza y lavas del Mioceno medio (Sellés y otros, 2016; Valenzuela y otros, 2014; Gardeweg & Sellés, 2013). La secuencia también se encuentra intruida por cuerpos plutónicos eocenos. Su rango de edad asignado es Eoceno inferior a Eoceno medio, basado en dataciones U-Pb en circones magmáticos (Gardeweg & Sellés, 2013). Su ambiente de depositación es interpretado como volcánico subaéreo, donde la escasez de litologías sedimentarias sugiere un ambiente proximal al volcanismo (Sellés y otros, 2016). La unidad representa el inicio del arco magmático eoceno de la Precordillera chilena (Gardeweg & Sellés, 2015).

2.2.1.4. Formación Utayane (Oligoceno superior-Mioceno inferior)

Formación definida por Lahsen (1973), en el sector de Puchuldiza, y posteriormente modificada por Cortés y otros (2014). Esta se compone mayoritariamente por tobas de ceniza y lapilli, intercaladas con areniscas clásticas. La unidad se dispone sobre las formaciones Cerro Empexa, Copaquire e Icanche en discordancia angular y concordante bajo lavas del Mioceno medio a superior, Formación Puchuldiza y la Formación Chojña Chaya, mientras que subyace a la Formación Condoriri y la Ignimbrita Cerro Gordo con una relación de contacto paraconcordante (Cortés y otros, 2014; Sellés y otros, 2016). Las dataciones radiométricas U-Pb en circones magmáticos restringen el rango de edad para la formación entre el Oligoceno superior y Mioceno inferior (Cortés y otros, 2014). Esta fue depositada en un ambiente volcánico explosivo, donde de forma subordinada también se desarrollaron centros volcánicos efusivos (Cortés y otros, 2014; Sellés y otros, 2016).

2.2.1.5. Secuencias volcánicas del Mioceno inferior (Mioceno inferior)

Secuencias asociadas a remanentes de edificios volcánicos erosionados, compuestas por lavas andesíticas a dacíticas, brechas piroclásticas, tobas dacíticas y escasas rocas sedimentarias

clásticas. Estas se disponen discordantemente sobre la Formación Cerro Empexa, concordantemente sobre el miembro inferior de la Formación Condoriri, mientras que en otros sectores su base no se encuentra expuesta. Hacia techo la secuencia se encuentra cubierta mediante discordancia angular o paraconcordancia por la Ignimbrita Huasco y secuencias volcánicas el Mioceno medio, por la Formación Mauque mediante discordancia de erosión y con la Formación Utayane mediante falla (Gardeweg & Sellés, 2013; Cortés y otros, 2014).

2.2.1.6. Ignimbrita Tambillo (Mioceno inferior)

Potente secuencia de tobas de ceniza riolíticas, ricas en cristales, con variable grado de soldamiento y contenido de pómez, definida originalmente como el Miembro Tambillo de la Formación Altos de Pica por Galli (1968). Posteriormente esta fue redefinida por Blanco y otros (2012) y Blanco & Tomlinson (2013) a Ignimbrita Tambillo. La ignimbrita sobreyace mediante discordancia a unidades mesozoicas, intrusivos paleógenos y la Formación Icanche, mientras que se intercala con la Formación Altos de Pica y está cubierta en discordancia de erosión o paraconcordancia por la Ignimbrita Huasco (Gardeweg & Sellés, 2013; Morandé y otros, 2015). A la secuencia se le asigna una edad miocena inferior en base a dataciones U-Pb en circones y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina (Gardeweg & Sellés, 2015). Esta representa depósitos de oleada piroclástica y flujos piroclásticos, (Morandé y otros, 2015).

2.2.1.7. Ignimbrita Huasco (Mioceno inferior)

Definida por Vergara y Thomas (1984), la ignimbrita corresponde a una secuencia de abundantes tobas riolíticas, ricas en ceniza y cristales, comúnmente soldadas. La unidad sobreyace mediante discordancia de erosión o paraconcordancia a la Ignimbrita Tambillo, cubre de forma concordante a la Formación Puchuldiza y está depositada en discordancia angular sobre lavas de la Formación Icanche y la Formación Copaquire. También se intercala con la Formación Altos de Pica y subyace en paraconcordancia o discordancia angular a rocas volcánicas del Mioceno superior (Gardeweg & Sellés, 2013; Sellés y otros, 2016). La ignimbrita tiene una edad promedio ponderada de $16,2 \pm 0,1$ Ma (Blanco y otros, 2012). Esta se formó en un ambiente volcánico piroclástico, cuyo origen estaría asociado al colapso de una gran caldera (Gardeweg & Sellés, 2013).

2.2.1.8. Formación Chojña Chaya (Mioceno inferior – Mioceno medio)

Secuencia sedimentaria compuesta mayoritariamente de areniscas y conglomerados de color verdoso, definida en el sector de los baños de Puchuldiza por Lahsen (1973). La unidad sobreyace de manera concordante sobre la Formación Utayane, se encuentra cubierta concordantemente por la Formación Condoriri y en discordancia angular con la Ignimbrita Cerro Gordo (Sellés y otros, 2016). Esta se depositó entre el Mioceno inferior y el Mioceno medio, rango atribuido en base a dataciones radiométricas U-Pb en circones magmáticos y relaciones estratigráficas (Sellés y otros, 2016). La formación corresponde al equivalente lateral y cronológico de la Formación Puchuldiza, de la cual se diferencia por su predominancia de rocas sedimentarias, formadas en un ambiente sedimentario fluvial y aluvial (Sellés y otros, 2016).

2.2.1.9. Formación Puchuldiza (Mioceno inferior – Miocenos medio)

Formación definida por Lahsen, (1973), que corresponde a una secuencia de rocas volcánicas predominantemente andesíticas y en menor proporción rocas sedimentarias tales como areniscas y conglomerados verdosos. La unidad se deposita sobre la Formación Cerro Empexa en discordancia angular y de manera concordante sobre la Formación Utayane e Ignimbrita Huasco. Además, esta es sobreyacida mediante discordancia por secuencias volcánicas del Mioceno medio y la Ignimbrita Cerro Gordo (Valenzuela y otros, 2014; Sellés y otros, 2016). La secuencia se formó en un contexto volcánico efusivo desarrollado entre el Mioceno inferior y Mioceno medio (Sellés y otros, 2016).

2.2.1.10. Formación Condoriri (Mioceno medio)

Secuencia volcánica compuesta por tobas riolíticas y sus equivalentes epiclásticos, definida por Lahsen (1973), en el sector de los baños de Puchuldiza. Posteriormente la unidad fue redefinida por Cortés y otros (2014), excluyendo las lavas de andesita basáltica que coronaban la secuencia. La formación se deposita con leve discordancia angular sobre la Formación Chojña Chaya, mientras que en pozos se ha registrado sobre rocas de la Formación Puchuldiza y de la Formación Utayane (Cortés y otros, 2014). La secuencia es sobreyacida mediante paraconcordancia por la Ignimbrita Cerro Gordo (Sellés y otros, 2016). Esta fue depositada en un corto período de

volcanismo explosivo y tiene una edad aproximada alrededor de los 14 Ma, valor interpretado de dataciones radiométricas U-Pb en circones magmáticos (Sellés y otros, 2015).

2.2.1.11. Ignimbrita Cerro Gordo (Mioceno medio)

Secuencia informal de ignimbritas fuertemente soldadas definida por Polanco & Gardeweg (2000). La unidad se dispone cubriendo en paraconcordancia o discordancia angular a las formaciones Condoriri y Utayane (Sellés y otros, 2015). Esta es datada en $11,8 \pm 2,2$ Ma en K-Ar en biotita (Polanco & Gardeweg, 2000). El depósito corresponde a un flujo piroclástico extenso, emplazado a muy alta temperatura (Sellés y otros, 2016).

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

En esta unidad se agrupan lavas aisladas y remanentes de antiguos aparatos volcánicos, los cuales son detallados en la Tabla 2.1. Se incluye dentro de esta denominación a las Dacitas de Queñiguani, unidad informal, presente al sureste de los baños de Puchuldiza. Las secuencias tienen una composición predominante andesítica y andesítica basáltica. Estas se disponen en discordancia sobre las formaciones Utayane, Puchuldiza, Condoriri y las ignimbritas Tambillo y Huasco, mientras que son cubiertas parcialmente por conglomerados de la Formación Mauque y rocas volcánicas más jóvenes, del Mioceno superior al Pleistoceno (Cortés y otros, 2014; Sellés y otros, 2016).

Tabla 2.1. Descripción de los volcanes del Mioceno medio.

Volcán/Complejo Volcánico	Productos Volcánicos	Daticiones
Volcán Quimsachata	Coladas de lava de andesitas basálticas y andesitas, además de brechas volcánicas (Gardeweg & Sellés, 2013).	$12,1 \pm 2,7$ Ma K-Ar en roca total (Baker & Francis, 1978).
Volcán Charcollo	Rocas de composición andesítica basáltica a andesítica que comprenden lavas y brechas volcánicas (Gardeweg & Sellés, 2013).	$12,40 \pm 0,04$ y $12,46 \pm 0,06$ Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental (Gardeweg & Sellés, 2013).
Volcán Cerro Plaza-Riñones	Lavas andesíticas y andesíticas basálticas de dos piroxenos (Sellés y otros, 2016)	$14,0 \pm 0,5$ Ma y $12,1 \pm 0,5$ Ma K-Ar en roca total (Polanco & Gardeweg, 2000).

2.2.1.13. *Formación Mauque (Mioceno superior)*

Unidad sedimentaria descrita por Lahsen (1973) como Serie Mauque y posteriormente definida por Cortés y otros (2014) como formación. Se compone de brechas sedimentarias, conglomerados, areniscas y rocas sedimentarias epiclásticas. La unidad sobreyace en discordancia angular y erosiva a la Formación Utayane, Formación Condoriri, Formación Puchuldiza, Ignimbrita Cerro Gordo y secuencias volcánicas del Mioceno inferior y Mioceno medio. Subyace en concordancia o leve discordancia a depósitos volcánicos del Mioceno superior y en discordancia a secuencias volcánicas del Plioceno y Pleistoceno (Cortés y otros, 2014; Sellés y otros, 2016). La edad de la secuencia esta acotada al Mioceno superior en base a sus relaciones estratigráficas y análisis de dataciones U-Pb en circones detríticos (Valenzuela y otros, 2014). Esta fue depositada en un ambiente fluvio-aluvial en cuencas intramontanas bajo condiciones extensionales (Herrera y otros, 2015).

2.2.1.14. *Ignimbrita Putoyane (Mioceno superior)*

Secuencia piroclástica compuesta de tobas brechosas, brechas piroclásticas y tobas de cristales descrita por Argandoña (1984). La unidad se dispone sobre las formaciones Puchuldiza y Mauque en discordancia angular y en discordancia de erosión sobre volcanes del Mioceno superior, mientras que es sobreyacida en discordancia erosiva por productos volcánicos del Plioceno y Pleistoceno (Valenzuela y otros, 2014). La secuencia corresponde a un depósito de flujo piroclástico, datado en $6,99 \pm 0,33$ Ma en K-Ar en biotita (Argandoña, 1984).

2.2.1.15. *Volcanes y secuencias volcánicas del Mioceno superior (Mioceno superior)*

Conjunto de aparatos volcánicos, flujos de lavas y depósitos piroclásticos, variablemente erosionados, de predominante composición andesítica a dacítica. Estos sobreyacen de manera discordante sobre secuencias volcánicas del Mioceno inferior, la Formación Condoriri y la Ignimbrita Cerro Gordo, de forma concordante y en discordancia de erosión sobre secuencias volcánicas del Mioceno y son parcialmente cubiertos por lavas del Plioceno y Pleistoceno (Gardeweg & Sellés, 2013; Cortés y otros, 2014; Sellés y otros, 2016). Los productos volcánicos y edades de los centros eruptivos que forman parte esta unidad se describen en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2. Descripción de los volcanes y complejos volcánicos del Mioceno superior.

Volcán/Complejo Volcánico	Productos Volcánicos	Dataciones
Cordón volcánico Barrancani-Challavinto-Corregidor-Laguna	Coladas dacíticas, daciandesíticas y andesíticas (Gardeweg & Sellés, 2013).	8,10±0,03 y 10,22±0,03 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en masa fundamental (Gardeweg & Sellés, 2013).
Complejo volcánico cerros Huaila y Huaila occidental	Lavas andesíticas a dacíticas y depósitos de flujos piroclásticos (Gardeweg & Sellés, 2013).	11,3±0,4 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en anfíbol (Gardeweg & Sellés, 2013).
Volcán Piga	Lavas, en bloques y autobrechizadas, de composiciones dacíticas además de aglomerados volcánicos polimícticos (Gardeweg & Sellés, 2013).	10,77±0,05 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en masa fundamental (Gardeweg & Sellés, 2013).
Volcán Tatajachura	Coladas de andesitas basálticas, además de brechas y aglomerados volcánicos (Morandé y otros, 2015).	6,0±1,3 Ma K-Ar, roca total (Morandé y otros, 2015).
Complejo Volcánico Guanacucho	Lavas andesíticas a dacíticas y depósitos de bloque y ceniza (Correa, 2011).	8,8 ± 0,8 Ma K-Ar en roca total (Polanco & Gardeweg, 2000).
Complejo volcánico Andrés Jiguata	Flujos de coladas andesíticas a dacíticas (Sellés y otros, 2016).	7,15±0,15 Ma U-Pb en circones (Sellés y otros, 2016).
Volcán Culiculine	Secuencias lávicas andesítico basálticas y basálticas (Sellés y otros, 2016).	9,3±0,5 Ma K-Ar en roca total (Polanco & Gardeweg, 2000).
Volcán Cerro Panalla	Coladas andesíticas y dacíticas, además de domos dacíticos (Sellés y otros, 2016).	9,11±0,04 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en masa fundamental (Sellés y otros, 2016).

2.2.1.16. Ignimbrita Pampa Suna (*Plioceno inferior – Plioceno superior*)

Correspondiente a una secuencia compuesta mayoritariamente de tobas de ceniza y cristales (Polanco y Gardeweg, 2000). Esta sobreyace discordante a las formaciones Cerro Empexa, Icanche y depósitos volcánicos del Mioceno superior, mientras que es cubierta y posiblemente se encuentra interdigitada con secuencias volcánicas del Plioceno (Morandé y otros, 2015; Selles y otros, 2016). La edad asignada para la ignimbrita es pliocena, sin poder ser acotada a un rango más preciso, dado que el conjunto de dataciones de la unidad tiene una dispersión significativa (Sellés y otros, 2016). Esta fue depositada en un ambiente piroclástico por un flujo piroclástico de tipo ‘surge’ (Valenzuela y otros, 2014).

2.2.1.17. Volcanes y secuencias volcánicas del Plioceno (Plioceno)

Estratovolcanes, domos y complejos volcánicos de composición andesítica a dacítica. Sobreyacen en discordancia angular a la Formación Utayane, Puchuldiza y Mauque, y en discordancia de erosión a las secuencias volcánicas del Mioceno superior, mientras que son cubiertos por depósitos de las ignimbritas Pampa-Suna y Collacagua (Gardeweg & Sellés, 2013; Valenzuela y otros, 2014; Sellés y otros, 2016). Se detallan en la Tabla 2.3 los edificios volcánicos que conforman esta unidad.

Tabla 2.3. Descripción de los volcanes y complejos volcánicos del Plioceno.

Volcán/Complejo Volcánico	Productos Volcánicos	Dataciones
Volcán Cerro Paza	Coladas y domos de composición dacítica (Sellés y otros, 2016).	3,3±0,4 Ma K-Ar en biotita (Polanco & Gardeweg, 2000).
Domo Tapa Alto	Domo dacítico (Sellés y otros, 2016).	3,91±0,06 Ma U-Pb en circones (Sellés y otros, 2016).
Domos Inchucarega	Domos dacíticos, flujos de bloque y ceniza y brechas volcánicas (Sellés y otros, 2016).	Vn. Picavilque: 4,77±0,15 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en masa fundamental (Correa, 2011); Vn. Aroma: 2,97±0,12 y 2,58±0,12 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en anfíbol (Correa, 2011); Vn. Lirima: 3,8±0,6 Ma K-Ar en biotita (Polanco & Gardeweg, 2000).
Complejo Volcánico Quimsachata	Coladas de lava, lavas domo y domos andesíticos y dacíticos, además de depósitos piroclásticos de bloques y ceniza (Sellés y otros, 2016).	
Volcán Queitani	Compuesto predominantemente por lavas dacíticas (Cortés y otros, 2014).	
Volcán Guailleane	Lavas dacíticas y tobas vítreas subordinadas (Valenzuela y otros, 2014).	3,5±0,2 Ma K/Ar roca total y 4,8±0,3 Ma K/Ar en biotita (Ortiz y otros, 2008).
Volcán Cailla	Gruesas coladas andesíticas (Sellés y otros, 2016).	

2.2.1.18. Volcanes y secuencias volcánicas del Pleistoceno (Pleistoceno)

Se agrupa bajo esta denominación a diversos centros volcánicos, bien preservados, los cuales son mayoritariamente de composición dacítica, exceptuando al Volcán Macurquima. Las secuencias se superponen a los productos del volcanismo del Mioceno superior y Plioceno y se encuentran cubiertos parcialmente por depósitos glaciarios, aluviales y coluviales (Cortés y otros, 2014; Sellés

y otros, 2016). Los complejos y centros volcánicos que conforman esta unidad se describen en mayor detalle en la Tabla 2.4.

Tabla 2.4. Descripción de los volcanes y complejos volcánicos del Pleistoceno.

Volcán/Complejo Volcánico	Productos Volcánicos	Dataciones
Volcán Sillajhuay	Lavas predominantes dacíticas, y en menor proporción coladas andesíticas (Sellés y otros, 2016).	2,47±0,06 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en sanidina (Sellés y otros, 2016).
Domo Cerro Aroma	Compuesto por lavas dacíticas y en menor proporción andesíticas, con evidencia de mezcla de magmas (Sellés y otros, 2016).	1,58±0,08 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en anfíbol (Correa, 2011)
Volcán Latarani	Coladas andesíticas y domos dacíticos (Cortés y otros, 2014).	2,0±0,4 Ma K-Ar en biotita (Ortiz y otros, 2008).
Volcán Llaritani	Lavas dacítica con evidencia de mezcla de magmas (Sellés y otros, 2016).	1,1±0,4 Ma K-Ar en roca total (Polanco y Gardeweg, 2000).
Volcán Cariquima	Domos dacíticos rodeados por depósitos de bloques y ceniza, depósitos de pómez de caída proximales, escasos depósitos de flujos pumíceos y depósitos epiclásticos (Sellés y otros, 2016).	0,596±0,019 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en biotita (Sellés y otros, 2016).
Complejo Volcánico Porquesa	Lavas, lavas domo, depósitos de flujo piroclástico y reducidos depósitos de caída. Rocas petrográficamente homogéneas, de composición dacítica (Gardeweg & Sellés, 2013).	770±120 ka; y 480±160 ka ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en anfíbol (Gardeweg & Sellés, 2013).
Volcán Macurquima	Coladas andesíticas (Valenzuela y otros, 2014).	2,0±0,4 Ma y 0,9±0,3 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en biotita (Ortiz y otros, 2008).

2.2.1.19. Ignimbrita Collacagua (Pleistoceno Medio)

Unidad de flujo piroclástico de composición dacítica definida por Baker (1977). Esta secuencia se dispone cubriendo a la Ignimbrita Huasco y lavas del Mioceno superior y Plioceno, se intercala con depósitos aluviales, coluviales, lacustres y volcánicos del Pleistoceno, y es cubierta por depósitos eólicos de su propio retrabajo (Gardeweg & Sellés, 2013; Sellés y otro, 2016). Su edad asignada es Pleistoceno Medio, en base a dataciones radiométricas realizadas para la unidad, donde también se limita su edad máxima en 480±160 ka, edad de fragmento lítico accidental contenido en esta (Gardeweg & Sellés, 2013). Su origen es atribuido a una erupción violenta de una pequeña caldera ubicada en Bolivia (Gardeweg & Sellés, 2015).

2.2.2 Rocas intrusivas

2.2.2.1. Complejo intrusivo Yabricoya (Eoceno medio)

Originalmente definido por Thomas (1967) como Batolito de Yabricoya y posteriormente redefinido por Blanco y otros (2012) como complejo intrusivo. Corresponde a un conjunto de intrusivos de composiciones variadas que intruyen a la Formación Cerro Empexa y se presentan también en contacto por falla con esta. La unidad es sobreyacida por la Ignimbrita Tambillo, Ignimbrita Huasco y la Formación Altos de Pica (Ladino, 2011; Blanco y otros 2012). Se distinguen diferentes edades de emplazamiento para el complejo intrusivo: 1) un emplazamiento entre los 49 y 44 Ma de stocks de dimensiones pequeñas a moderadas con composiciones dioríticas, a monzoníticas cuarcíferas, además de pórfidos dacíticos y 2) un posterior emplazamiento entre los 44 y 40 Ma de stocks de mayores dimensiones monzodioríticos cuarcíferos a graníticos, pórfidos tonalíticos y granodioríticos (Blanco y otros, 2012).

2.2.2.2 Complejo Intrusivo Alantaya (Eoceno medio-Eoceno superior)

Serie de cuerpos intrusivos plutónicos e hipabisales, definido por Sayés (1978) como plutón Alantaya, pero posteriormente denominado Complejo Intrusivo Alantaya por Sellés y otros (2016) dada su amplia variación composicional diorítica a granítica. Esta intruye a las formaciones Copaquire, Cerro Empexa e Icanche y se encuentra cubierta por depósitos volcánicos del Mioceno medio (Morandé y otros., 2015). Las fases holocristalinas del complejo intrusivo se formaron entre los 43 y los 38 Ma aproximadamente, mientras que la inyección de diques asociados al complejo habría ocurrido alrededor de los 37 y 36 Ma (Sellés y otros, 2016).

2.3. Geología Estructural

La tectónica del borde occidental del Altiplano se enmarca por el desarrollo de los sistemas: West-vergent thrust system, reconocido por las siglas WTS, sistema de orientación N-S a NNW-SSE desarrollado a lo largo de la precordillera (Muñoz y Charrier, 1996; Charrier y otros, 2007) y East-Vergent Thrust System, desarrollado en la Cordillera Occidental (Charrier y otros, 2007).

En la región destaca la tectónica por el control estructural de drenajes y disposición de las cuencas. Las fallas inversas de vergencia oeste y la flexura monoclinal en la pendiente precordillerana dividen el drenaje entre la Pampa del Tamarugal y el Altiplano (Víctor y otros, 2004; Jordan y otros, 2010; Blanco y otros 2012).

Las estructuras presentes en el área se observan en la Figura 2.2. Se reconocen numerosas fallas que deforman las unidades estratificadas, principalmente fallas inversas, tales como las fallas Huasco, Guañada, Jellajellane, Laguani y Aquine. Destaca por su relevancia la falla Huasco estructura de vergencia oriental, con saltos entre los 300 y 550 m que limita al salar homónimo por el oeste y constituye el límite oriental de los afloramientos de la Ignimbrita Huasco (Gardeweg & Sellés, 2013). En menor proporción se registran fallas normales como la falla Diablo Marca y la falla Columtucsa. Esta última corresponde a la expresión más septentrional de la traza del Sistema de Falla Oeste y es una falla de alto ángulo responsable de exponer el basamento pre-neógeno (Gardeweg & Sellés, 2013). En el área también se presentan pliegues, dentro de los que destacan el anticlinal de los baños de Puchuldiza y flexura Guanca, ambos de vergencia hacia el este y orientación NNW-SSE (Cortés y otros, 2014) y el Sistema de Corrimientos Paguanta (Gallardo, 2015).

3. MARCO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

Las cuencas hidrográficas presentes en la región de Tarapacá se agrupan en: cuencas costeras arreicas, cuencas exorreicas, cuencas endorreicas de la Pampa del Tamarugal y cuencas endorreicas altiplánicas. En la extensión del área de estudio, se reconocen sistemas hídricos de las dos últimas clasificaciones (Figura 3.1).

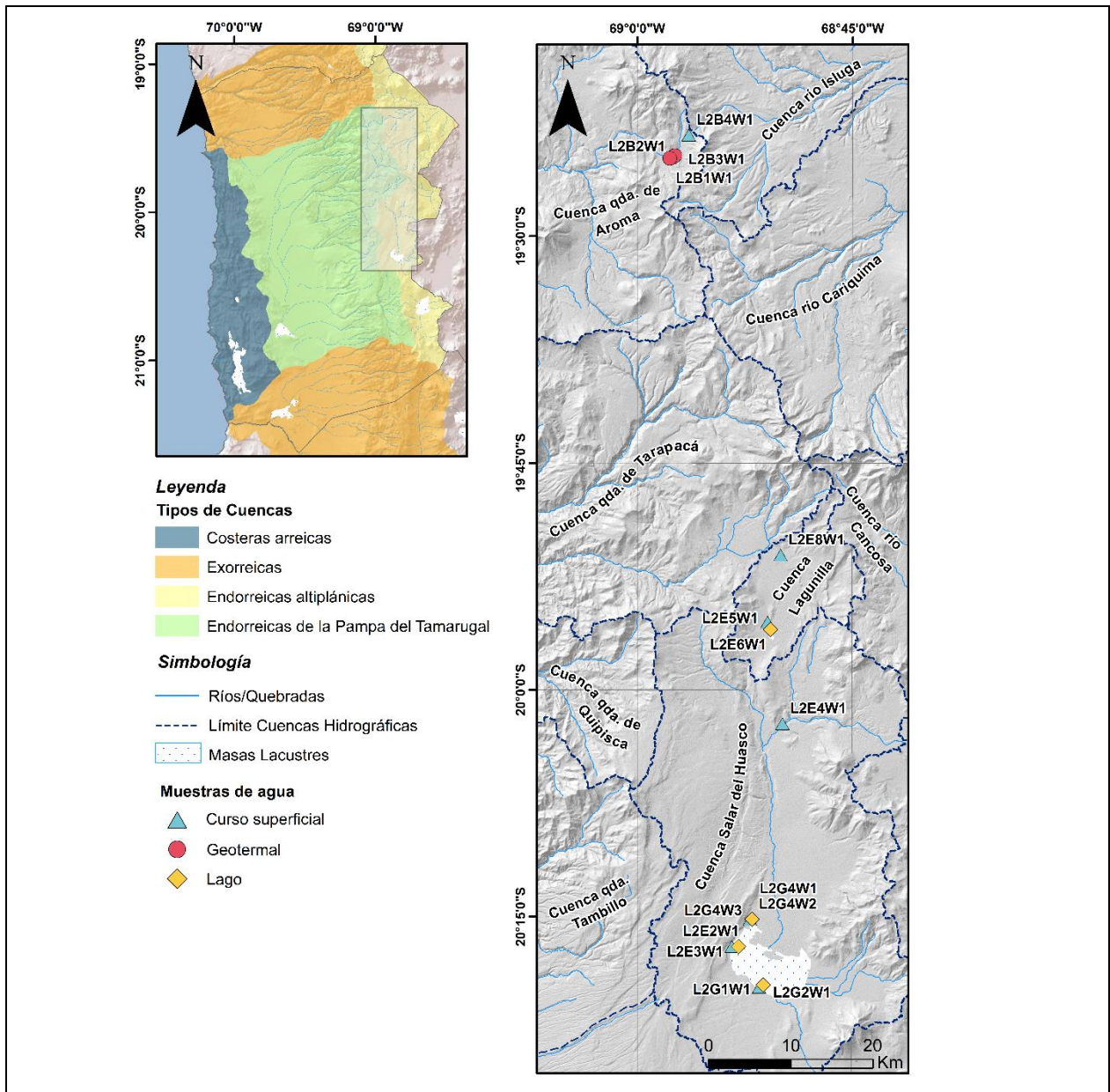


Figura 3.1. Distribución de cuencas de la Precordillera y Cordillera Occidental de la región de Tarapacá.

En particular, las hoyas hidrográficas reconocidas en el occidente alimentan a la Pampa del Tamarugal: quebrada de Aroma, quebrada de Tarapacá, quebrada de Quipisca y quebrada de Tambillo; mientras que aquellas del este corresponden a cuencas altiplánicas: río Isluga, río Cariquima, río Cancosa, Lagunilla y salar del Huasco (Figura 3.1).

Los sistemas hídricos reconocidos se localizan en las extensiones de la diagonal árida de América del sur, donde predominan las condiciones de aridez. La zona climática es de tipo clima de Estepa de Altura, caracterizada por presentar grandes amplitudes térmicas entre el día y la noche, con temperaturas medias que no sobrepasan los 5° C (Henríquez, 2013). Las precipitaciones en promedio son de 150 a 180 mm/año. En contraste, la evaporación excede en gran medida a la precipitación, con valores de 1000 a 2000 mm/año lo que permite el desarrollo de ambientes evaporíticos (CIDERH, 2013).

A continuación, se describen las principales características de las hoyas hidrográficas reconocidas en la zona de trabajo. Desafortunadamente, los estudios hidrogeológicos se centran casi exclusivamente en las áreas de explotación de acuíferos, por tanto, excepto la Pampa del Tamarugal y los sistemas hídricos de Lagunilla y salar del Huasco, es escasa la información hidrogeológica de las cuencas.

3.1. Cuenca Pampa del Tamarugal

La cuenca de la Pampa del Tamarugal se localiza en la Depresión Central y Precordillera. Esta corresponde a una cuenca de tipo endorreica desarrollada en dirección N-S que se extiende desde la quebrada Tiliviche, en su límite norte, hasta el río Loa por el sur (Farias y otros, 2005). La cuenca cuenta con escasos recursos hídricos superficiales, principalmente concentrados en las quebradas, pero contiene recursos subterráneos importantes (acuífero Pampa del Tamarugal). El acuífero Pampa del Tamarugal comprende 6420 km² y se recarga: 1) directamente de las precipitaciones en zonas elevadas de la cuenca, 2) por flujos que provienen de las precipitaciones de la Precordillera y Altiplano que circulan por las quebradas, 3) por flujos subterráneos a través de fallas y fracturas de la roca caja y 4) de la pérdida de agua desde cursos superficiales (Figura 3.2) (Viguié y otros, 2019). Dentro de las subcuencas que alimentan a la Pampa del Tamarugal se encuentran las quebradas de Aroma, Tarapacá, Quipisca, Juan Morales-Tambillo, Quisma, Chacarilla, Ramada y

Chipana. Se estima que alrededor del 80% de la recarga del acuífero se origina de las subcuencas de la quebrada de Aroma, Tarapacá y Chacarilla (Rojas & Dassargues, 2007). La cuenca presenta salares en su zona occidental: en la parte central, los extensos salares de Pintados y Bellavista, y en el sur, de menor extensión, los salares de Sur Viejo y Llamara.

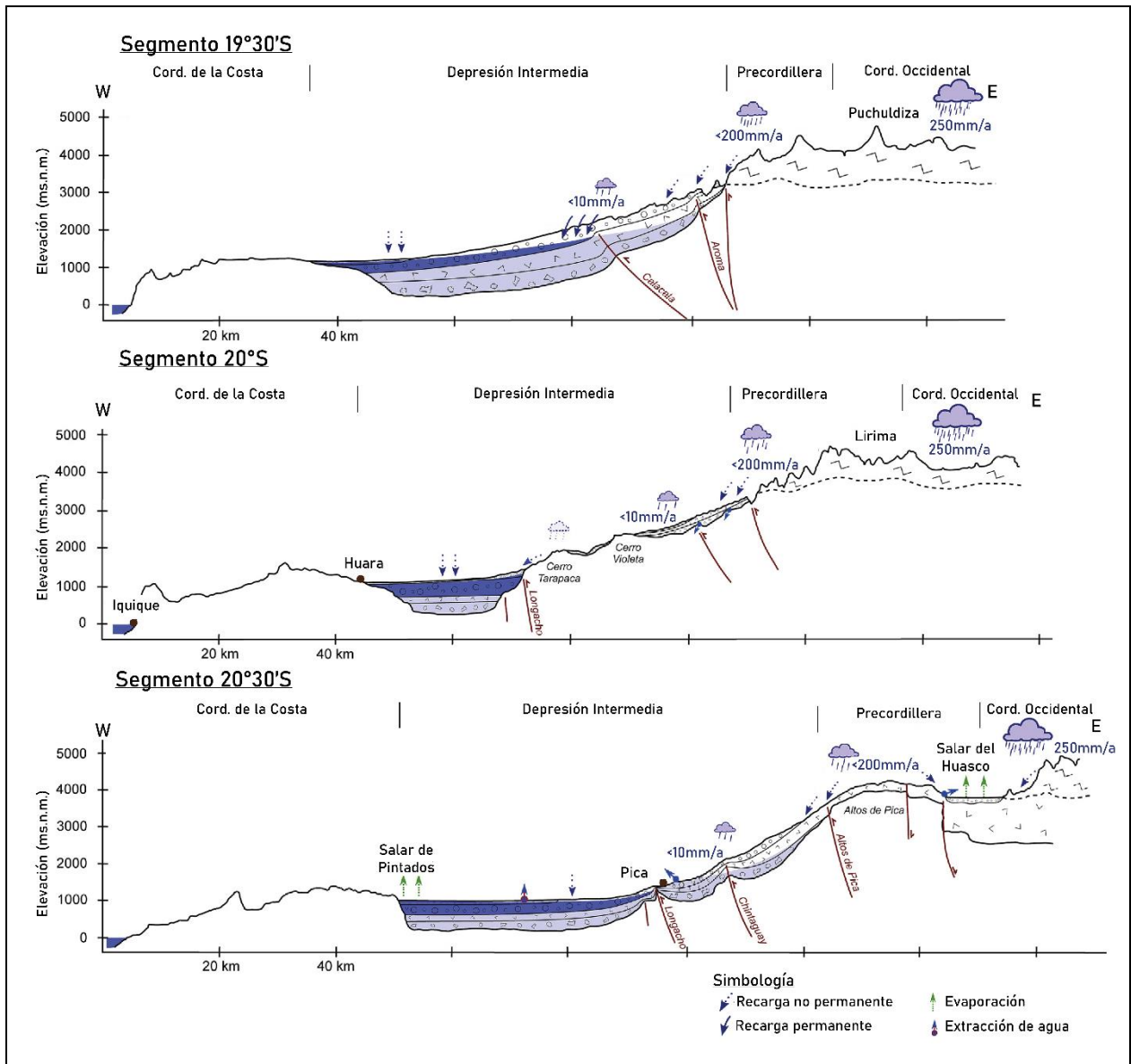


Figura 3.2. Esquemas hidrogeológicos de la Pampa del Tamarugal a los 19°30'S, 20°S y 20°30'S. Modificado de Viguier y otros, 2019.

3.1.1. Quebrada de Aroma

La cuenca de la quebrada de Aroma comprende un área de 1891 km² (DGA, 2013). Esta quebrada nace a partir de un estero a los pies del cerro Guaina Potosi y se extiende por 110 km aproximadamente (DGA, 1980). La cuenca tiene un escurrimiento superficial continuo y sus afluentes son efímeros. En general no aporta agua por escorrentía superficial a la Pampa del Tamarugal (DGA, 1980). En el límite este de la cuenca, destaca el sector geotérmico Puchuldiza.

3.1.2. Quebrada Tarapacá

La quebrada corresponde al curso superficial de agua más importante de la pampa del Tamarugal (DGA, 1980; DGA, 2004a). Nace en la localidad de Colchane de la confluencia de variadas quebradas y se extiende por 95 km (DGA, 1980). Tributan a ella cursos principalmente efímeros, destacando aquellos de la quebrada Chusmiza y Coscaya donde se encuentran aguas de origen termal.

3.1.3. Quebrada Quipisca

También denominada quebrada Noasa y Parca, por los poblados que circunda, y donde es de relevancia para el riego. Esta quebrada es muy escasa en agua, nace a los pies del cerro Yabricoya y se extiende por 55 km aproximadamente (DGA, 1980). Dentro de esta cuenca se encuentra las labores de la Compañía Minera Cerro Colorado.

3.1.4. Quebrada Juan de Morales-Tambillo

Variadas quebradas confluyen a este sistema, donde la cabecera de la cuenca se ubica a los pies del cerro Yabricoya. La quebrada Juan de Morales nace de la confluencia de las quebradas de Mamiña e Imagua que aguas abajo se junta con la quebrada Sagasca y quebrada Tambillo, llegando a la pampa.

3.2. Cuenca río Isluga

Cuenca localizada en el altiplano andino chileno y boliviano. Esta abarca un área de 1300 km² aproximadamente, con una altura promedio de la cuenca de 4187 m s. n. m. (DGA, 2011).

El río Isluga, también denominado Arabilla y Sitani, constituye una red hidrográfica permanente en la cuenca. Este nace de la confluencia de los esteros Huinchuta y Chaguane al pie del cerro cerro Alpajeres y recorre alrededor de 54 km hasta su desagüe en los bofedales que rodean al salar de Coipasa (DGA, 1980). En torno al río Isluga se desarrolla un acuífero semiconfinado conformado por depósitos fluviales y aluviales (CIDERH, 2013).

3.3. Cuenca río Cariquima

Esta cuenca suele ser incluida como parte de la cuenca del río Isluga, pero en estricto rigor, los drenajes de ambas son independientes y desaguan de manera separada al salar de Coipasa (DGA, 1980; DGA, 2004b; DGA, 2008). La cuenca de Cariquima abarca un área de 1486 km², con una altura promedio de 4139 m s. n. m. (DGA, 2011). Corresponde a una hoya hidrográfica transfronteriza con Bolivia.

Los drenajes más importantes de la cuenca corresponden al río homónimo y el río Grande, los cuales se encuentran alrededor del cerro Cariquima. El relleno sedimentario de la cuenca conforma un acuífero libre (CIDERH, 2013).

3.4. Cuenca río Cancosa

Cuenca que abarca un área de 2048 km², con una altura promedio de 4173 m s. n. m. (DGA, 2011). Esta es tributaria al sistema del salar de Coipasa y también es de carácter transfronteriza.

El río Cancosa constituye una red hidrográfica permanente en la cuenca y se forma en las proximidades del pueblo homónimo por la confluencia de los ríos Ocacucho y Sacaya. No existe información de las unidades hidrogeológicas y de acuíferos asociados a la hoya hidrográfica (CIDERH, 2013).

3.5. Cuenca laguna de Lagunilla

La cuenca del salar de Lagunilla o laguna Lagunilla se ha considerado como parte de un único sistema hidrográfico junto con la cuenca del salar de Huasco en la publicación de JICA (1995), mientras que según Risacher y otros (1999) y DGA (2009a), es dividida como una hoya hidrográfica independiente. En el presente trabajo, de acuerdo con la revisión bibliográfica y delimitación de cuencas propia, se reconocen ambas como cuencas endorreicas distintas. La altitud de la cuenca abarca desde 4000 a 4800 ms.n.m, con un total de 194 km² (Scheihing & Tröger, 2018).

Desde 1982 la compañía minera Cerro Colorado, tiene derechos de agua concedidos para extracción de 300 L/s. Así, desde 1994, la empresa comenzó la extracción de aguas subterráneas en la cuenca, proceso que continúa hasta la fecha. Desde el año 2004 en adelante la minera ha recargado artificialmente el salar, con el fin de mantener un nivel mínimo en el espejo de agua de la laguna y el bofedal adyacente (BHP Billiton, 2014).

La hoya cuenta con una red hidrográfica donde predominan los cursos no permanentes, nacidos del derretimiento de las nieves acumuladas en el cordón montañoso que la circunda y ante eventos de precipitaciones. En tanto la laguna Lagunilla, también denominada Huantija, tiene un carácter perenne con una superficie de agua variable.

Las principales unidades hidrogeológicas de la cuenca incluyen a depósitos aluviales, depósitos volcánicos cenozoicos y a las unidades litoestratigráficas Ignimbrita Collacagua e Ignimbrita Huasco (Montgomery & Rosko, 1996).

La cuenca presenta un acuífero superficial, no confinado definido por relleno aluvial. El nivel de agua de este, desde 1991 a 2012, ha sido afectado por la sobreexplotación del recurso hídrico, pasando de estar cercano a la superficie a encontrarse aproximadamente a 15 m de profundidad (Scheihing & Tröger, 2018). El agua subterránea en pampa Lagunilla también se almacena en rocas ignimbríticas fracturadas, las cuales en conjunto con la infiltración desde corrientes superficiales son las responsables de recargar el acuífero de origen aluvial (Montgomery & Rosko, 1996).

3.6. Cuenca salar del Huasco

La cuenca del salar del Huasco posee una extensión aproximada de 1500 km² (Acosta y Custodio, 2008). Esta corresponde a una cuenca de tipo endorreica, limitada al oeste por la meseta Altos de Pica y al este por volcanes cuya divisoria de aguas constituye el límite fronterizo con Bolivia. En su depocentro, a una altura entre los 3770 y 3800 ms.n.m, se ubica el salar del Huasco. Estructuralmente la cuenca es una depresión elongada en la N-S de origen tectónico limitada por fallas inversas, en la cual se interpreta un sistema de tipo *pull-apart* (Victor y otros, 2004).

La actual actividad económica desarrolla en la cuenca corresponde a la ganadería de camélidos. Sin embargo, el área ha sido zona de estudio de exploración minera y de agua subterránea.

El principal curso permanente de la cuenca lo constituye el río Collacagua, que nace sobre los 4000 m.s.n.m. de la confluencia del río Piga y la quebrada Chaquina, y recorre un valle de baja pendiente longitudinal N-S. Este se infiltra previo al salar del Huasco hacia los acuíferos subterráneos, aunque eventualmente ante eventos lluviosos alimenta por escorrentía superficial a las lagunas permanentes del salar. Además, en la cuenca existen diversas vertientes que drenan al salar de forma superficial: Huasco Norte, Ermitaño, Huasco López, Jalsuri y otras menores. El salar cuenta con lagunas temporales relacionadas a escorrentía ante eventos lluviosos y lagunas permanentes recargadas por manantiales y aguas subterráneas, dejando en evidencia el carácter hipogénico-epigénico del humedal (Acosta & Custodio, 2008).

En el salar del Huasco se definen tres sistemas hidrogeológicos: 1) un acuífero superior de hasta 70 m de espesor constituido por depósitos recientes y la parte superior de la unidad Ignimbrita Collacagua, 2) un acuífero intermedio muy permeable con un espesor entre 80 a 200 m conformado por rocas de la Ignimbrita Collacagua y separado del acuífero superior por una capa acuitarda sedimentaria, y 3) un acuífero inferior fracturado y heterogéneo conformado por la Ignimbrita Huasco y depósitos volcánicos del Mioceno superior al Plioceno (JICA, 1995; Acosta & Custodio, 2008; Flores, 2010).

El sistema hidrogeológico de la cuenca es complejo, el acuífero superior es recargado en el sector norte por aguas subterráneas y por infiltración de cursos superficiales de agua. Gran parte de los suelos de la cuenca, 80%, son de textura gruesa, con elevada capacidad de infiltración y baja retención de humedad que facilitan la recarga de este acuífero ante precipitaciones (Acosta y

Custodio, 2008). En tanto el acuífero intermedio es alimentado por el acuífero superior en la parte centro y centro-sur de la cuenca (Acosta & Custodio, 2008; Flores, 2010). La unidad hidrogeológica inferior, de carácter volcánico, a pesar de ser menos transmisiva comprende un importante reservorio de agua subterránea debido al significativo fracturamiento y la presencia de paquetes sedimentarios locales intercalados (Acosta & Custodio, 2008).

4. METODOLOGÍA

Para el desarrollo de la temática expuesta se distinguen tres etapas de trabajo fundamentales: muestreo y procedimientos analíticos respectivos, caracterización de las aguas naturales y, por último, la modelación hidrogeoquímica (Figura 4.1). En esta última se diferencian tres metodologías en base al proceso modelado (interacción fluido-roca, evaporación y mezcla), las cuales buscan discriminar la mineralogía lixiviada y precipitada que resulta de la interacción de los fluidos con su entorno y la existencia de procesos de mezcla entre fluidos.

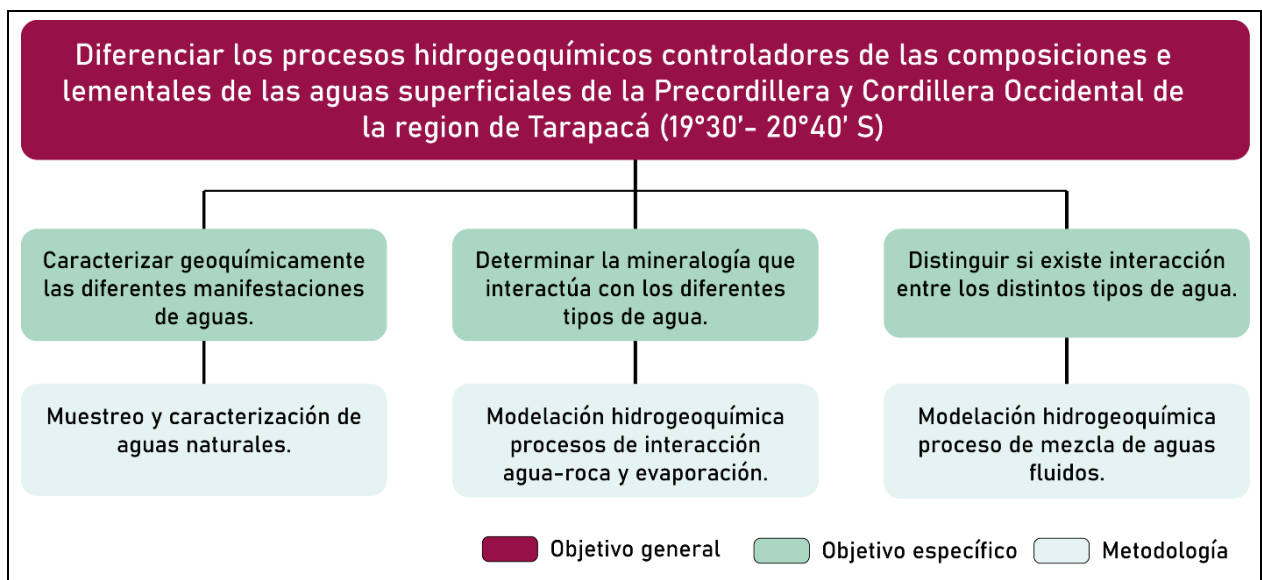


Figura 4.1. Metodología aplicada para los objetivos del estudio.

4.1. Muestreo y procedimientos analíticos

El análisis de la composición química de aguas comprende un trabajo laborioso. Este involucra acciones de terreno, como también actividades previas y posteriores a este.

Previo a la toma de ejemplares de agua, se prepararon los recipientes para el muestreo (botellas de polietileno de alta densidad de 125 ml). Para ello, los envases destinados a recolección de muestras de cationes recibieron 24 horas de baño ácido, con HNO₃ al 1% v/v, seguido de 3 enjuagues con agua ultrapura. Por otra parte, los recipientes para muestras de aniones y alcalinidad solo fueron lavados 3 veces con agua ultrapura.

La toma de ejemplares de aguas se realizó durante la campaña de terreno entre el 21 y 30 de septiembre de 2019. Se muestrearon en total 15 fuentes naturales de agua, de las cuales 3 son termales, 5 de lagos y 7 de cursos superficiales. Cada sitio se identificó con una letra y número asociados al día y orden correlativo. Las coordenadas de los puntos se obtuvieron con GPS y la altura a partir de modelos de elevación digital (DEM) de ALOS PALSAR, con una resolución de píxel de 12,5 m.

Para cada fuente de agua muestreada fueron medidos sus parámetros fisicoquímicos *in situ*: temperatura, conductividad, pH y oxígeno disuelto, con multiparámetro portátil Hach modelo HQ40D (Figura 4.2a). El protocolo para la toma de ejemplares de aguas se diferencia entre cationes, aniones y alcalinidad. Aquellas muestras de cationes y aniones fueron filtradas con filtros de jeringa de 0,45 μm y sus envases fueron anteriormente ambientados con agua filtrada (Figura 4.2b). En particular, requirieron ser acidificadas las muestras de cationes para su conservación, utilizando 1,2 ml de HNO_3 de concentración 4 normal. Las muestras de alcalinidad fueron tomadas directamente de la fuente de agua, en envase previamente ambientado. Todos los recipientes se llenaron evitando la presencia de burbujas de aire. Los envases se almacenaron en conservador de frío a 4°C hasta la realización de los análisis químicos.



Figura 4.2. Metodología de toma de muestras de agua. a) Medición de parámetros fisicoquímicos *in situ*. b) Recolección de agua y filtrado.

Posterior a la campaña de terreno, 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. En específico, los análisis de cationes, aniones y alcalinidad fueron efectuados utilizando el

espectrofotómetro de absorción atómica Perkin Elmer PinAAcle 900F, el cromatógrafo Iónico Thermo Scientific Dionex ICS-2100 y el titulador automático Hanna HI-902C, respectivamente.

4.2. Caracterización de las aguas naturales

A partir de los resultados químicos se caracterizaron los fluidos naturales, a través de diagramas de Piper y Stiff y gráficos binarios. Para este último, se interpretaron las relaciones entre los diferentes elementos disueltos y el ion conservativo Cl^- . Todos los diagramas fueron elaborados usando los *softwares* Python3 y Microsoft Office Excel.

Además, para corroborar la validez de los datos analíticos de laboratorio, se verificó que la suma de cargas de los cationes iguale a la suma de cargas de los aniones en cada solución. La concentración total de cationes se calculó como la suma de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ , mientras que la concentración total de aniones se calculó con HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- y Cl^- . La desviación del equilibrio electroquímico fue obtenida a partir de la Fórmula 4.1.

$$\text{Error en balance iónico (\%)} = \frac{(\sum \text{Cationes} + \sum \text{Aniones})}{(\sum \text{Cationes} - \sum \text{Aniones})} \times 100 \quad (4.1)$$

4.3. Modelación Hidrogeoquímica

Para el entendimiento de los procesos hidrogeoquímicos controladores de las composiciones de los fluidos naturales de las cuencas altiplánicas se modelaron las muestras de agua a través del programa PHREEQC versión 3 (Parkhurst & Appelo, 2013).

Los modelos hidrogeoquímicos son una importante herramienta para determinar los fenómenos que afectan a los sistemas acuosos al interactuar con su entorno. Existen dos enfoques para modelar la química de las aguas: 1) modelos directos, que predicen la composición de las aguas a través de reacciones y supuestos hipotéticos y 2) modelos inversos, que utilizan las composiciones de agua y minerales para restringir reacciones hipotéticas (Nordstrom & Campbell, 2014.). En este trabajo se utilizaron modelos inversos para simular procesos de interacción agua-roca, direccionado a la comprensión de la meteorización de silicatos y modelos directos para reproducir fenómenos de evaporación y mezcla de aguas.

Las soluciones fueron definidas a partir de sus iones mayoritarios, pH y temperatura en el módulo *SOLUTION* y utilizando la base de datos termodinámica desarrollada por *Lawrence Livermore National Laboratory* (LLNL). Esta base de datos trabaja con las ecuaciones de Debye-Hückel, recomendadas para soluciones con fuerza iónica menor a 2 (Parkhurst, 1990). A través de este módulo se obtuvieron los índices de saturación de las aguas respecto a ciertas fases minerales de interés.

Para los procesos de interacción agua-roca, evaporación y mezcla de aguas, se utilizaron los módulos *INVERSE MODELING*, *REACTION* y *MIX* respectivamente, adaptando los ejemplos presentados en Parkhurst & Appelo (2013) al contexto hidrogeológico del área de estudio (Figura 4.3).

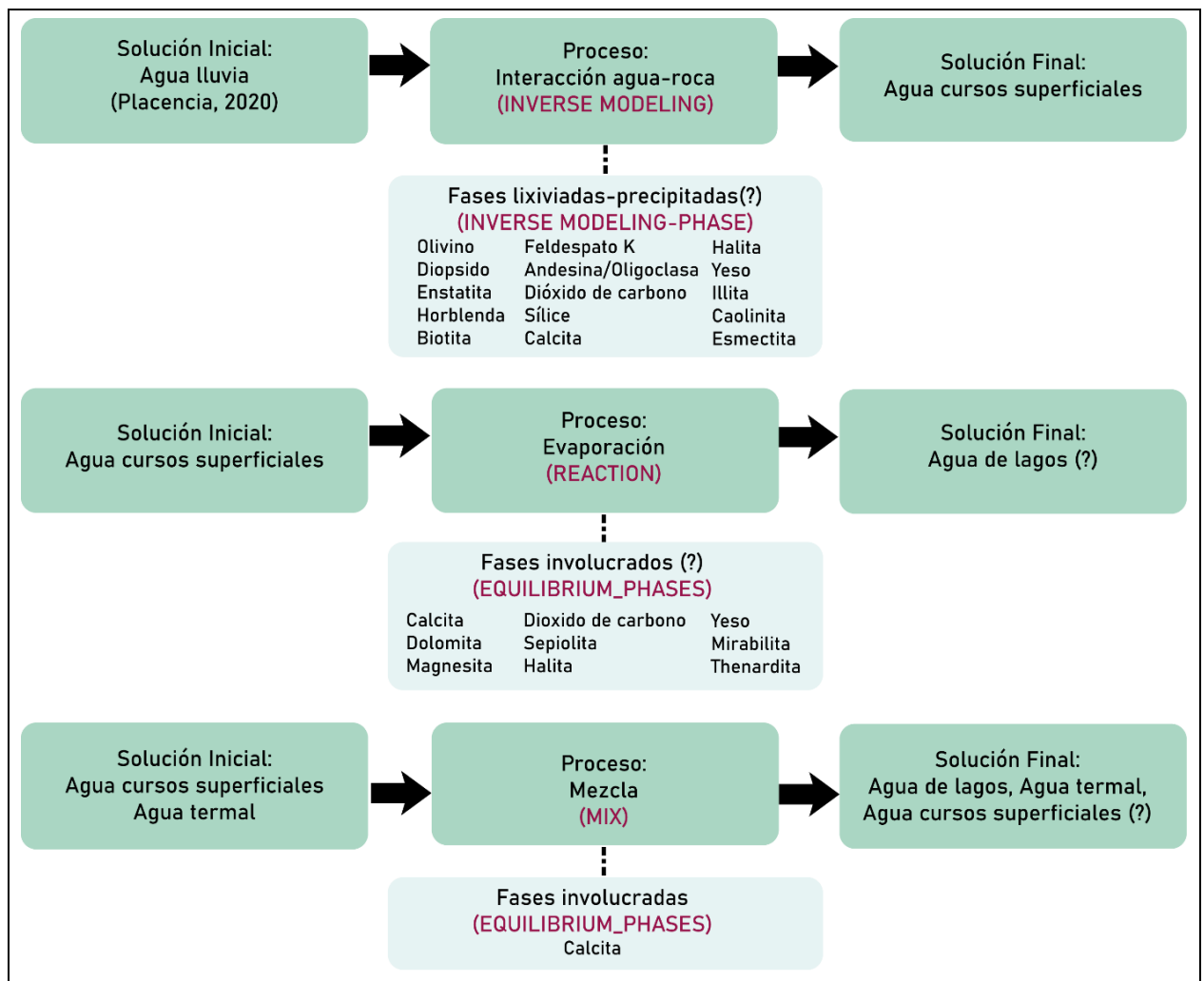


Figura 4.3. Esquema conceptual de los procesos hidrogeoquímicos modelados en PHREEQC.

En detalle la interacción fluido-roca fue trabajada con la base de datos Llnl, considerando como solución inicial la composición de agua lluvia reportada en la zona por Placencia (2020) y solución final a las aguas de cursos superficiales analizadas en el presente trabajo. Se consideraron valores de Al para las soluciones finales de a 0,07 mg/L, la mitad del límite de detección del elemento en el trabajo de Achurra (2010), ya que en este trabajo aguas de cursos superficiales no se presentan sobre la concentración mínima para detección. Las fases minerales determinantes en la modelación hidrogeoquímica fueron definidas en base a las descripciones litológicas de Gardweg & Selles (2013), Cortés y otros (2014) y Selles y otros (2016). Las fases cristalinas no incluidas en la base de datos se incorporaron a través del módulo *PHASES*.

Para distinguir la evolución de las aguas de cursos superficiales al sufrir evaporación, se programó la eliminación del componente agua con la base de datos termodinámica *Pitzer* en el módulo *REACTION* y se evaluó la precipitación y redisolución de minerales evaporíticos definidos en *EQUILIBRIUM_PHASES*, considerando los modelos de evolución de aguas por evaporación establecidos por Hardie & Eugster (1970) y Eugster & Hardie (1978). En la modelación, se asumió que las soluciones se encuentran en equilibrio con el dióxido de carbono atmosférico (PCO_2 de 3,5), y la temperatura fue definida como la medida *in situ* para cada ejemplar.

La mezcla de soluciones en diversas proporciones fue definida por el módulo *MIX* y desarrollado con la base de datos Llnl. Para todas las combinaciones se construyeron dos escenarios: el primero considerando una mezcla con diferentes proporciones entre dos miembros extremos y el segundo equilibrando la mezcla entre los miembros con calcita a través de *EQUILIBRIUM_PHASES*.

5. RESULTADOS

Para discriminar los procesos hidrogeoquímicos que influyen las composiciones de las aguas naturales de la zona estudiada, en primera instancia se caracterizaron las diversas soluciones a través de sus parámetros fisicoquímicos y composición de elementos mayoritarios. Y posteriormente, se realizó la modelación hidrogeoquímica de los procesos de interacción agua-roca, evaporación y mezcla de fluidos.

En el presente trabajo se analizaron 15 muestras de aguas recolectadas durante la campaña de terreno (Figura 5.1). De las muestras, 3 corresponden a manifestaciones termales (L2B1W1, L2B2W1 y L2B3W1), 5 a lagos (L2E3W1, L2E6W1, L2G2W1, L2G4W1 y L2G4W2), y 7 a cursos superficiales de agua (L2B4W1, L2E2W1, L2E4W1, L2E5W1, L2E8W1, L2G1W1, L2G4W3), dentro de los que se incluyeron ríos, esteros y vertientes. Esta clasificación fue definida en base a las características de afloramiento y la composición de las manifestaciones naturales de agua. La distribución de los puntos de muestreo de aguas naturales es heterogéneo, concentrado en el norte y sur del área. En la zona septentrional es donde se reconoce la manifestación geotermal de Puchuldiza-Tuja y hacia el sur donde se encuentran los salares de Lagunilla y del Huasco.

Para todos los ejemplares recolectados, fueron medidos sus parámetros fisicoquímicos *in situ*, mientras que a solo 13 de ellos se le realizaron análisis de elementos mayores. En específico L2G4W1 y L2G4W3, ejemplares contiguos a L2G4W2, fueron excluidos de los análisis químicos. Las mediciones de los parámetros fisicoquímicos y análisis de elementos mayores se presentan en la Tabla 5.1.

Para validar los análisis químicos de las muestras obtenidas, se verificó que sus componentes mayoritarios se encontraran en equilibrio electroquímico, es decir, que la suma de cargas de sus cationes iguale a la suma de cargas de sus aniones. La concentración total de cationes se calculó como la suma de Ca, Mg, Na y K, mientras que la concentración total de aniones se calculó con HCO₃, Cl, SO₄ y NO₃. Los resultados del balance indicaron errores menores al 5% de todas las muestras del estudio, lo que indica que los análisis de iones principales fueron de buena calidad (Appelo & Postma, 2005). En general, la diferencia calculada es menor al 2%, valor superado solo

por tres muestras: L2B4W1 (2,91%), L2G1W1(3,96%) y L2E6W1 (4,52%), ver más detalle en Tabla 1, Anexo 1.

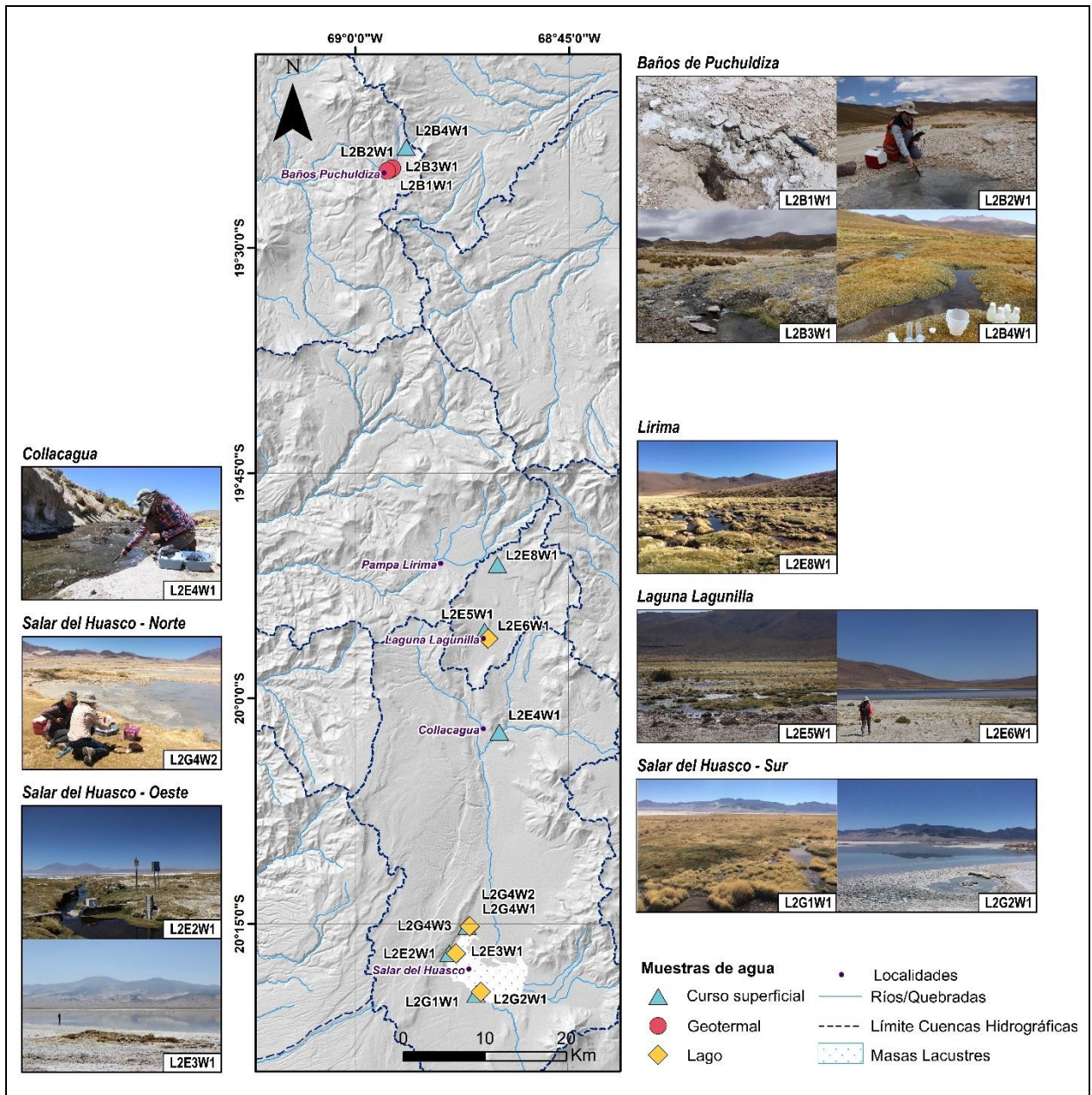


Figura 5.1. Distribución de los puntos de muestreo de aguas naturales de la Precordillera y Cordillera Occidental entre 19°30'-20°40'S. Las muestras son representadas según su clasificación en geotermales, de cursos superficiales y lagos.

Tabla 5.1. Ubicación, parámetros fisicoquímicos y composición de elementos mayores en mg/L de las aguas naturales. Con n.d y n.a se hace referencia a los parámetros no detectados v no analizados, respectivamente.

Código	UTM Este	UTM Norte	Tipo de Agua	T pH	Oxígeno Disuelto	Cond.	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	SiO ₂	
	(m)	(m)		(°C)	(mg/L)	(µS/cm)				(mg/L)						
L2B1W1	504326	7853444	Geotermal	79,9	7,5	1,63	8829,0	1750,0	224,0	12,5	0,9	2724,0	127,6	2,3	205,1	371,0
L2B2W1	504567	7853647	Geotermal	71,6	6,8	n.d	8452,0	1675,0	210,0	11,5	0,2	2564,0	126,6	1,8	188,9	351,7
L2B3W1	503935	7853305	Geotermal	19,6	8,3	7,84	8089,0	1594,0	190,0	55,1	2,1	2455,0	119,1	3,7	168,0	60,1
L2E3W1	511698	7757211	Lago	16,5	8,4	6,24	4403,0	7850,0	1600,0	190,3	246,5	8175,0	8904,0	<0,025	197,3	47,1
L2E6W1	516017	7795863	Lago	23,2	8,7	6,30	25510,0	3960,0	1198,0	981,0	205,8	6698,0	4929,0	3,8	157,9	201,0
L2G2W1	515103	7752516	Lago	12,7	8,4	4,41	3534,0	912,5	149,0	89,8	25,2	619,6	1548,0	<0,025	107,9	74,0
L2G4W1	513748	7760539	Lago	20,9	8,4	8,05	9041,0	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
L2G4W2	513748	7760539	Lago	17,3	9,0	9,32	5217,0	662,5	159,0	76,8	84,4	691,4	1074,0	<0,025	97,1	12,2
L2B4W1	506274	7856174	Curso Superficial	19,0	7,5	9,13	213,7	17,6	8,9	15,6	5,6	15,7	21,8	0,3	73,6	73,8
L2E2W1	511523	7757233	Curso Superficial	15,2	7,2	5,06	557,3	67,0	5,3	41,7	6,7	28,8	78,7	0,6	187,0	46,6
L2E4W1	517682	7784387	Curso Superficial	19,5	7,2	8,03	539,2	40,0	6,8	40,1	23,5	13,4	65,8	0,1	245,1	60,1
L2E5W1	515975	7796169	Curso Superficial	23,4	8,9	8,27	310,0	23,7	7,6	24,5	5,9	15,0	71,8	7,1	56,6	59,4
L2E8W1	517461	7804952	Curso Superficial	16,8	8,3	11,90	2145,0	241,5	45,9	175,8	33,6	163,4	624,6	0,2	320,6	56,8
L2G1W1	514839	7752246	Curso Superficial	6,8	7,2	7,25	127,0	144,0	31,7	54,4	8,2	71,0	314,0	<0,025	170,2	79,4
L2G4W3	513748	7760539	Curso Superficial	8,8	7,4	4,66	654,0	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a

5.1. Parámetros fisicoquímicos

El rango de temperatura medida *in situ* varió entre los 6,8 y 79,9°C. Los valores más altos, sobre los 70°C, son de origen termal. El promedio en el resto de las aguas naturales, es decir excluyendo los fluidos geotermales, fue de 16,7 °C. En muestras de lagos la temperatura de los fluidos varió entre los 12,7 y 23,2 °C, mientras que este parámetro en cursos superficiales lo hizo entre los 6,8 y 23,4 °C. Se observaron claras particularidades en la muestra L2B3W1, la cual con 19,6°C también fue caracterizada como de carácter termal por su composición de elementos mayoritarios y estrecha relación con fuentes termales del sector baños de Puchuldiza. Las temperaturas más bajas registradas 6,8 y 8,8 °C, pertenecieron ambas a la cuenca del salar del Huasco, de corrientes superficiales. En terreno, durante el muestreo de L2G1W1, de 6,8°C, se observó la presencia de una pequeña capa de hielo cubriendo la parte superior del curso superficial.

De manera general, el pH de las aguas naturales muestreadas fue neutro a ligeramente alcalino, donde los valores levemente básicos correspondieron a fluidos lacustres. El pH varió entre 6,8 y 8,3 en aguas de origen termal, entre 8,4 y 9,0 en aguas de lagos y de 7,2 a 8,9 en aguas de cursos superficiales. En detalle para estas últimas, el valores de pH mayores correspondieron a las muestras de la cuenca de laguna Lagunilla.

La conductividad eléctrica de las aguas presentó valores entre los 213,7 y 25510,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los fluidos geotermales y de lagos presentaron valores conductividad del orden de 1000 en $\mu\text{S}/\text{cm}$. La conductividad promedio de las muestras de tipo lacustres fue de 9541,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$, donde destaca como anomalía los 25510,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de laguna Lagunilla. Por otra parte, las aguas superficiales en general tuvieron valores significativamente menores con 813,9 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en promedio, con un valor anómalo de 2145,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de L2E8W1, agua del sector de Lirima. Se excluyó en los resultados la conductividad de la muestra L2G4W3 de escorrentía superficial ya que no fue posible medir el parámetro en terreno.

Estrechamente relacionada con la conductividad, para las sales totales disueltas (TDS por sus siglas en inglés: *Total Dissolved Solids*) a través de la clasificación de Freeze & Cherry (1979) se diferenció a las aguas superficiales como *fresh water* y a los ejemplares de lagos como de carácter salobre. La muestra L2E8W1 representó una excepción en aguas de curso superficial, ya que superó levemente los 1000 mg/L de TDS, siendo de tipo salobre.

En lo que respecta al oxígeno disuelto (OD) en el agua, los valores variaron entre los 1,63 y 11,90 mg/L. La fuente de agua más encarecida en oxígeno disuelto fue de origen termal, L2B1W1. Excluyendo al agua geotermal, el nivel de oxígeno disponible promedio fue de 7,39 mg/L. El OD de aguas de corrientes superficiales tuvo un rango amplio entre 4,66 a 11,90 mg/L y un promedio de 7,76 mg/L, mientras que la disposición de oxígeno varió entre los 4,41 a 9,32 mg/L en aguas de carácter lacustre, con un promedio de 6,86 mg/L. Los resultados de OD excluyen a la muestra L2B2W1 de agua geotermal, ya que no fue posible medir el parámetro *in situ*.

5.2. Hidrogeoquímica

A continuación, se clasifican y caracterizan las diversas manifestaciones de aguas a través de sus elementos mayores.

Se analizó la naturaleza de las de las aguas, según sus iones mayoritarios, a través de diagramas de Piper (Piper, 1944). El diagrama de Piper consiste en dos diagramas triangulares, uno para cationes y otro para aniones, además de un rombo que recoge la información de ambos. La clasificación de las fuentes naturales de agua resultó en los campos de aguas sódicas y sin ion dominante según su concentración relativa de cationes. Referente a los aniones, las aguas fueron clasificadas como sulfatadas, cloruradas, bicarbonatadas y sin anión dominante. La proyección de estas concentraciones de aniones y cationes en el campo central romboidal del diagrama de Piper indica que las facies de agua presentes en la localidad de estudio son: clorurada-sódica (Cl-Na), sulfatada-sódica (SO₄-Na), bicarbonatada-mixta (HCO₃-Mixta), bicarbonatada-sódica (HCO₃-Na) y sulfatada-mixta (SO₄-Mixta), en orden de abundancia (Figura 5.2).

Las aguas de origen geotermal resultaron exclusivamente de tipo Cl-Na, con puntos correspondientes muy cercanos entre sí. Los lagos presentaron facies Cl-Na y SO₄-Na. Los cursos superficiales de agua, más diversos en su clasificación, incorporaron aguas de tipo HCO₃-Mixta muestreadas en el estero Puchuldiza y río Collacagua, HCO₃-Na de la vertiente el Hermitaño, SO₄-Na presente en un curso superficial de Lirima y facie SO₄-Mixta en una vertiente contigua a la laguna Lagunilla.

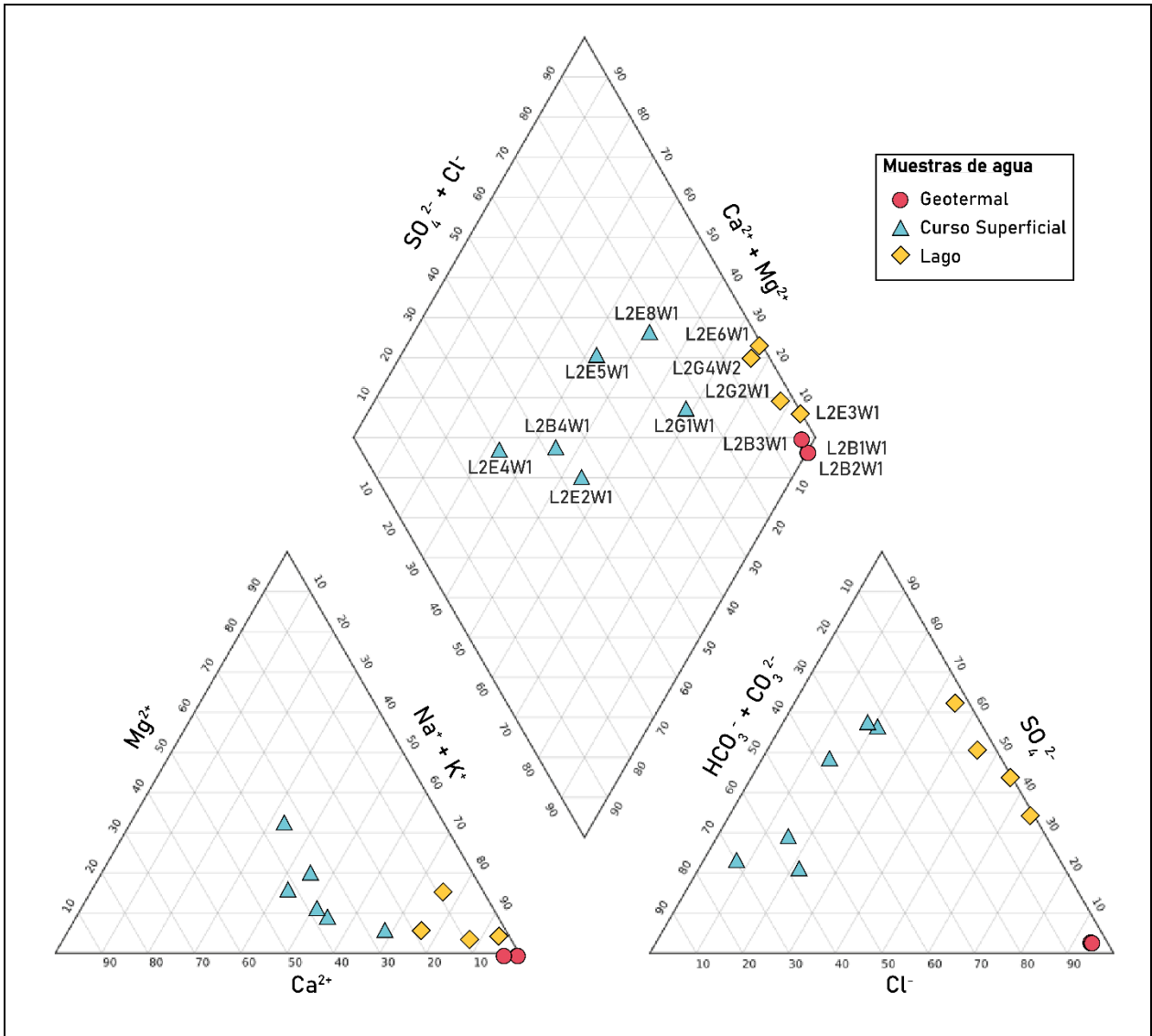


Figura 5.2. Diagrama Piper de las aguas naturales. Se distinguen 5 facies químicas: Cl-Na, SO₄-Na, SO₄-Mixta, HCO₃-Na y HCO₃-Mixta.

Otra representación realizada a partir de la composición de iones mayoritarios fue el diagrama modificado de Stiff (Stiff, 1951), los resultados se plotean en la Figura 5.3. A partir de los diagramas, se observa que la mayor salinidad en las muestras se presenta para ejemplares de lagos y fluidos geotermales. En estas se observó una fuerte predominancia en su contenido de Na. En tanto, para las aguas de cursos superficiales el contenido de Na también predomina, pero con un aumento en la proporción de Ca. A su vez, fluidos termales presentaron una alta proporción de Cl, mientras que en aguas de lagos predominaron los aniones Cl y SO₄. El carbonato acuoso se observó tiende a predominar en aguas de escorrentía superficial, aunque igual lo hace el ion SO₄.

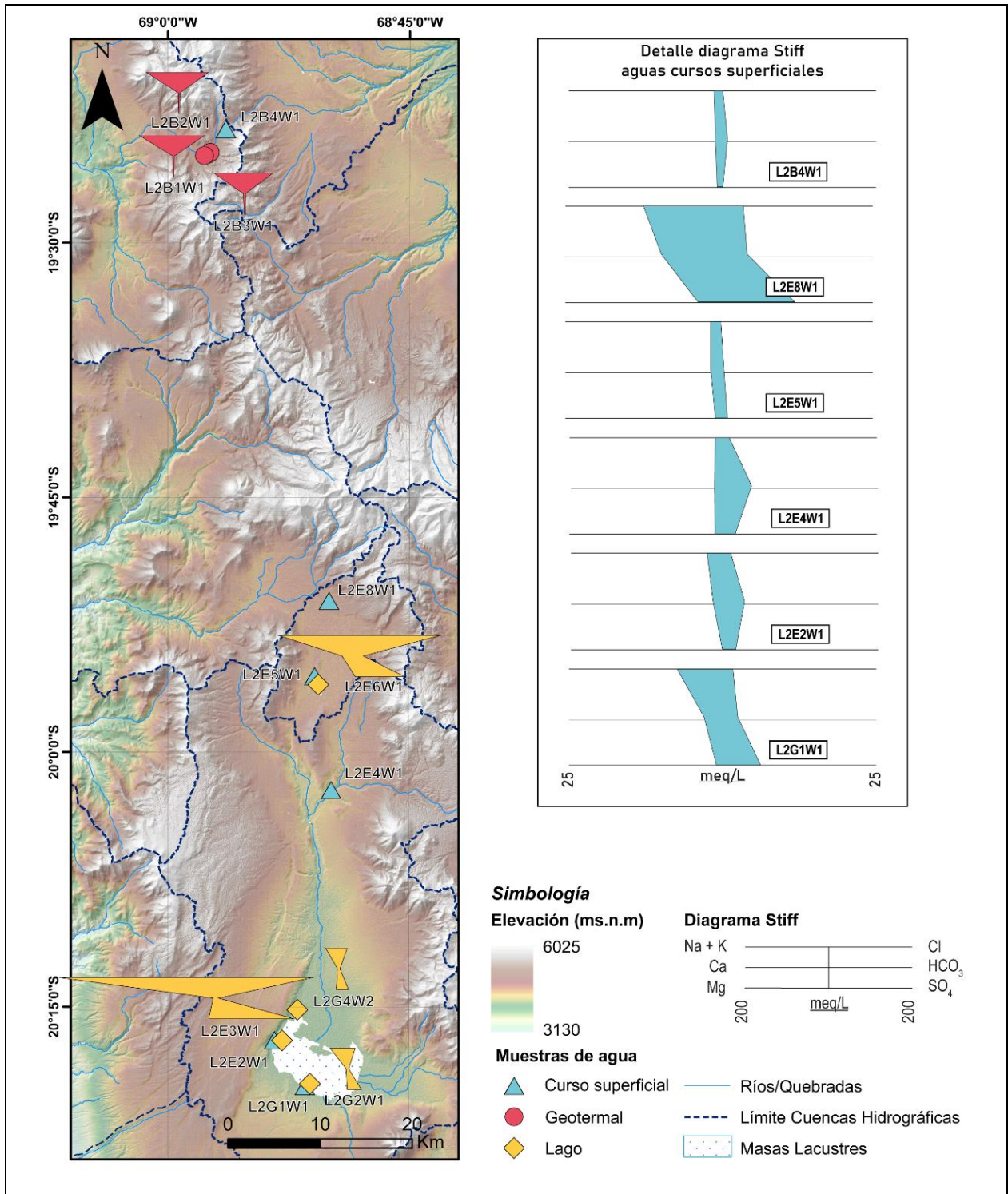


Figura 5.3. Diagramas de Stiff modificado de las aguas naturales. Las muestras de cursos superficiales son mostradas en el extremo derecho, con escala diferente.

De los diagramas realizados y con una perspectiva por localidades, se reconoció en el sector baños de Puchuldiza que las aguas en torno al campo geotermal (L2B1W1, L2B2W1 y L2B3W1), son de tipo Cl-Na. Además, aguas arriba se distinguió un agua de carácter HCO₃-Mixta para el estero Puchuldiza (L2B4W1), con baja concentración de sales y con cationes predominantes Na y Ca. La signatura geoquímica que permitió clasificar a la muestra L2B3W1 como geotermal, a pesar de la diferencia en temperatura con las otras dos muestras de baños de Puchuldiza se observa claramente en ambos diagramas.

En la hoya hidrográfica de Lagunilla ambas aguas de escorrentía superficial, L2E5W1 y L2E8W1, presentaron un carácter SO₄, en cambio el agua de la laguna (L2E6W1) se encontró enriquecida en Na y Cl.

Por otra parte, en la cuenca del salar del Huasco, las vertientes superficiales que recargan el salar se reconoció son químicamente diferentes y de carácter HCO₃-Na y SO₄-Na (L2E2W1 y L2G1W1 respectivamente), mientras que el río Collacagua (L2E4W1) es HCO₃-Na. En el diagrama de Stiff modificado destacaron las diferencias de mineralización de las muestras lacustres del salar del Huasco. En detalle los ejemplares menos salinos, del sector norte y sur (L2G4W2 y L2G2W1 respectivamente), clasificaron como de tipo SO₄-Na, mientras que, al oeste, el agua muestreada de L2E3W1 resultó considerablemente más concentrada en iones y de tipo Cl-Na.

Las concentraciones de los elementos y compuestos mayores se detallan en la Tabla 5. 1 y Tabla 1 del Anexo 1 en mg/L y meq/L, respectivamente. De los elementos mayores que dominan la química de aguas naturales, el cloruro tiende a poseer un carácter conservativo por tanto es utilizado como trazador en los diagramas binarios de iones mayoritarios, para discutir la evolución hidrogeoquímica de las aguas (Figura 5.4).

Referente a los cationes, las concentraciones de Na variaron entre los 17,60 y 7850 mg/L (0,77 y 341,45 meq/L). El K se presentó en el rango entre los 5,26 y 1600 mg/L (0,13 y 49,92 meq/L). Tanto para el Na como el K, las menores concentraciones de los iones fueron reconocidas en cursos de agua superficiales. El Ca varió de 11,50 y 981 mg/L (0,57 y 48,95 meq/L), mostrando las menores concentraciones en aguas geotermales. Asimismo, las concentraciones de Mg variaron entre los 0,19 y 246,50 mg/L (0,02 y 20,28 meq/L), donde para aguas termales se observó un significativo empobrecimiento.

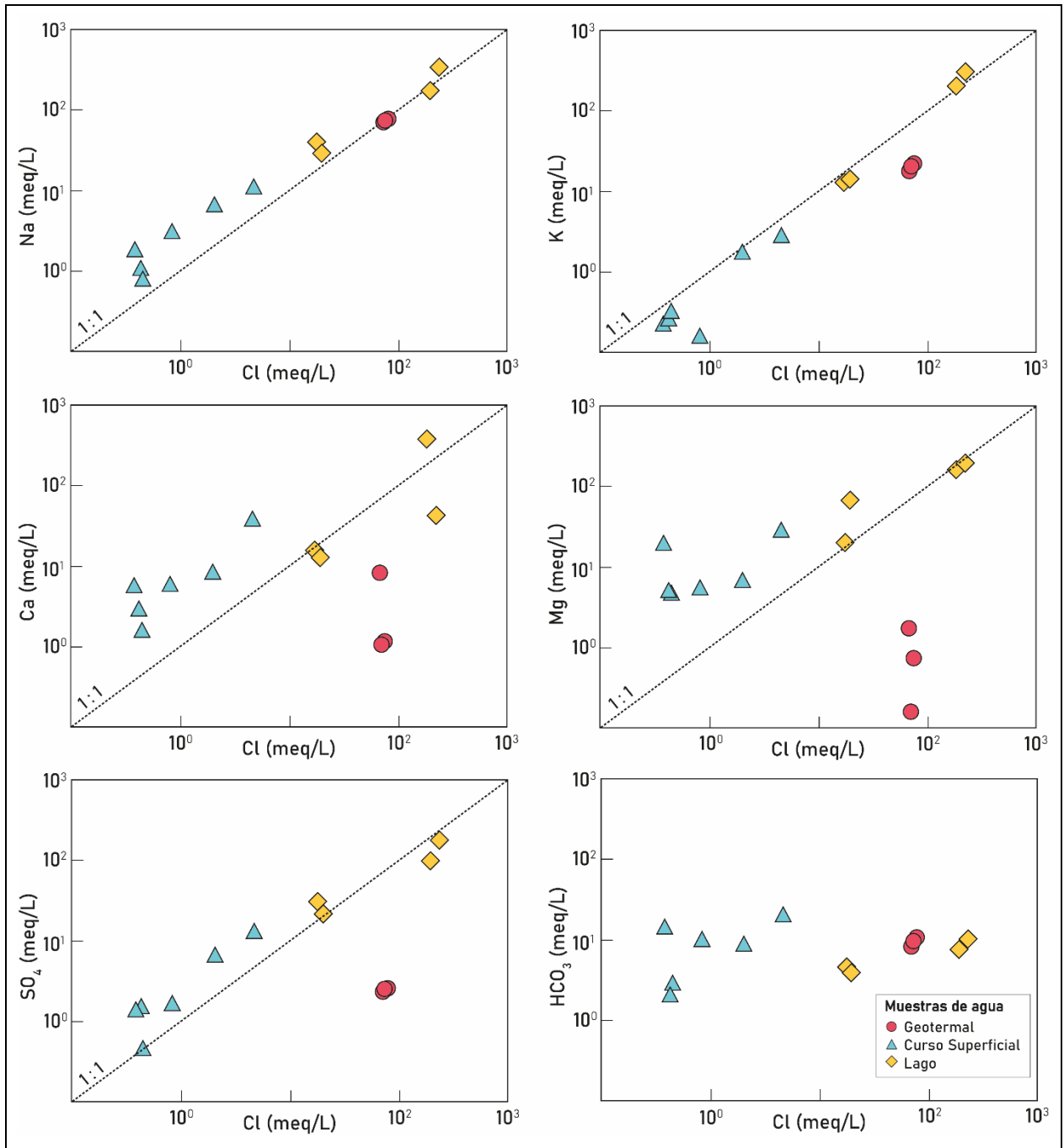


Figura 5.4. Diagramas binarios de iones mayoritarios vs Cl en meq/L de las aguas naturales. Las muestras son representadas según su clasificación en geotermales, de cursos superficiales y lagos.

En relación con los aniones, el Cl varió de 13,40 a 8175 mg/L (0,38 y 230,61 meq/L), mostrando las menores concentraciones en cursos de agua superficiales. Las concentraciones de SO₄ en tanto se presentaron entre un rango de 21,80 y 8904 mg/L (0,45 y 185,38 meq/L) con las concentraciones

mayores en lagos. El HCO_3 es la especie de carbono acuosos predominante para el rango de pH presente en las aguas, el cual varió de 56,60 a 320,60 mg/L (0,93 y 5,25 meq/L). No existió una tendencia para este ion en base a los tipos de aguas diferenciados.

Por otra parte, la sílice (SiO_2) contenida en las aguas tomó valores entre 12,20 y 371,10 mg/L (Tabla 5.1). Esta molécula se presentó como abundante en las aguas de origen geotermal y disminuyó su concentración en aguas de lagos y de corrientes superficiales.

5.3. Modelos hidrogeoquímicos

El modelado hidrogeoquímico intenta comprender la redistribución de elementos y compuestos en medios acuosos, mediante fenómenos antropogénicos y/o naturales. En el presente trabajo se utilizó el *software* PHREEQC versión 3 (Parkhurst & Appelo, 2013) para diferenciar los procesos de interacción fluido-roca, evaporación y mezcla de fluidos. Estos procesos, reconocidos como potenciales controladores de las composiciones de las aguas naturales en la zona de estudio, se justifican por: 1) la condición climática de aridez, que propicia que la evaporación sea un proceso hidrogeoquímico dominante, además donde se reconoce que la composición inicial del agua es determinante para la vía evolutiva que sigue el sistema al evaporarse y 2) la presencia de sistemas hidrológicos cerrados, donde la composición de las aguas está influenciada por las litologías lixiviadas de la cuenca.

5.3.1 Índices de saturación

Previo a la modelación de los procesos hidrogeoquímicos, fueron definidas las soluciones a partir de su temperatura, pH y composición química de elementos mayoritarios. Con esta información se calculó las especiaciones y actividades para los componentes disueltos en las aguas, además de los índices de saturación para diferentes fases minerales. Con ello, cada solución quedó disponible para cálculos posteriores. Los índices de saturación de las fases minerales en aguas termales, de cursos superficiales y de lagos se presentan en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2 Índices de saturación modelados para las aguas naturales.n.a: no aplica.

Código	Tipo de Agua	Parámetro		Índice de Saturación											
		Fuerza iónica	Data Base	Anhidrita	Calcita	Dolomita	Glauberita	Halita	Magnesita	Mirabilita	Sepiolita	Thenardita	Yeso	Cuarzo	Sílice amorfa
L2B1W1	Geotermal	0,083	Lnl	-2,65	-0,15	0,14	n.a	-4,09	n.a	n.a	n.a	n.a	-2,65	1,02	0,05
L2B2W1	Geotermal	0,079	Lnl	-2,69	-0,94	-2,09	n.a	-4,12	n.a	n.a	n.a	n.a	-2,69	1,1	0,09
L2B3W1	Geotermal	0,077	Lnl	-2,13	0,38	0,72	n.a	-4,08	n.a	n.a	n.a	n.a	-2,13	1,68	0,35
L2E3W1	Lago	0,449	Lnl	-0,71	0,6	2,64	-2,74	-3,03	0,36	-1,74	6,09	-2,9	-0,46	1	-0,36
L2E6W1	Lago	0,311	Lnl	-0,06	1,4	3,48	-2,91	-3,39	0,44	-2,79	12,27	-3,64	0,14	1,47	0,17
L2G2W1	Lago	0,063	Lnl	-1,15	0,31	1,36	-5,16	-4,9	-0,65	-3,55	3,95	-4,93	-0,85	1,36	-0,02
L2G4W2	Lago	0,052	Lnl	-1,29	0,9	3,17	-5,76	-4,99	0,6	-4,17	6,96	-5,34	-1,03	0,41	-0,94
L2B4W1	Curso Superficial	0,003	Lnl	-3,02	-0,87	-0,83	-11,89	-8,07	-1,62	-8,63	-3,08	-9,72	-2,78	1,24	-0,09
L2E2W1	Curso Superficial	0,007	Lnl	-2,21	-0,54	-0,54	-9,42	-7,25	-1,68	-6,83	-7,46	-8,1	-1,93	1,12	-0,24
L2E4W1	Curso Superficial	0,008	Lnl	-2,29	-0,34	0,45	-10,11	-7,82	-0,87	-7,59	-3,93	-8,65	-2,06	1,14	-0,19
L2E5W1	Curso Superficial	0,004	Lnl	-2,33	0,47	1,7	-10,51	-7,99	-0,4	-8,1	7,14	-8,97	-2,13	1,02	-0,28
L2E8W1	Curso Superficial	0,030	Lnl	-1,03	1,21	3,03	-6,5	-6,02	0,14	-5,15	4,1	-6,34	-0,76	1,16	-0,19
L2G1W1	Curso Superficial	0,015	Lnl	-1,72	-0,67	-0,88	-7,66	-6,54	-1,95	-5,27	-6,6	-6,93	-1,35	1,56	0,12

Todos los fluidos geotermales se presentaron sobresaturados en cuarzo y saturados en sílice amorfa. En tanto, las aguas de origen lacustre se encontraron saturadas a sobresaturadas en calcita, sobresaturadas en dolomita y sepiolita y subsaturadas en anhidrita, yeso, mirabilita, thenardita y halita, minerales reconocidos en depósitos salinos del área de estudio. Solo la muestra L2E6W1 presentó una saturación en yeso.

Los índices de saturación son más variados en aguas de cursos superficiales. Se observó para la cuenca Lagunilla, que sus ejemplares (L2E5W1 y L2E8W1) se presentan sobresaturados en calcita, dolomita, sepiolita y cuarzo. La muestra L2B4W1, que corresponde a agua superficial del sector baños de Puchuldiza, se presentó subsaturada en calcita, dolomita y sepiolita, además de sobresaturada en cuarzo. En tanto en la cuenca del salar del Huasco las aguas superficiales (L2E4W1, L2E2W1 y L2G1W1) están subsaturadas respecto a sepiolita, sobresaturadas en cuarzo y cercanas a la saturación o saturadas en calcita y dolomita.

5.3.2. Interacción Fluido-Roca

Con el fin de distinguir la influencia de la litología en la evolución de las aguas de cursos superficiales por: 1) meteorización de silicatos (lixiviación y productos) y 2) disolución de sales evaporíticas, se modelaron los moles de minerales y gases que interactuaron con las aguas de lluvia para conformar las composiciones de las aguas de cursos superficiales. Para ello se utilizaron modelos inversos, dado que el balance de masa permite relacionar los cambios en la química del agua con la disolución o precipitación de minerales. El límite de incertidumbre para las soluciones, es decir la fracción utilizada para calcular el balance de masa y carga para cada elemento, se ajustó según el modelo (Tabla 5.3).

Para la selección de minerales determinantes en la modelación hidrogeoquímica, se consideraron las descripciones litológicas de Gardweg y Selles (2013), Cortés y otros (2014) y Selles y otros (2016). Las litologías predominantes en la cuenca del salar de Huasco son tobas dacíticas de cenizas pertenecientes a la unidad litoestratigráfica Ignimbrita Huasco, la cual se distribuye a lo largo del borde occidental de la cuenca y en el sector sur. En el sector oriental de la cuenca en tanto, se

distinguen tobas riolíticas de ceniza ricas en cristales de la Ignimbrita Collacagua y abundantes depósitos volcánicos andesíticos a dacíticos.

Tabla 5.3. Detalle de soluciones utilizadas en modelos inversos y número de combinaciones de interacción obtenida para cada uno de ellos. La solución de lluvia corresponde a la muestra de Placencia (2020).

Solución		Incertidumbre		Modelos Obtenidos
Inicial	Final	Inicial	Final	
Lluvia	L2B4W1	0.06	0.04	14
Lluvia	L2E2W1	0.06	0.02	8
Lluvia	L2E4W1	0.06	0.01	11
Lluvia	L2E5W1	0.06	0.02	8
Lluvia	L2E8W1	0.06	0.01	8
Lluvia	L2G1W1	0.06	0.05	8

En la hoya hidrográfica de Lagunilla se distinguen depósitos aluviales y volcánicos de andesitas basálticas a dacitas, los cuales cubren la mayor proporción en área de la cuenca. También se reconocen depósitos ignimbríticos de las unidades Cerro Gordo, Ignimbrita Huasco y Tambillo. En el sector baños de Puchuldiza las muestras de agua recolectadas se encuentran alrededor de rocas de la Formación Puchuldiza, constituida predominantemente por coladas andesíticas ricas en vidrio y escasos fenocristales.

Considerando una mineralogía simplificada a partir del registro geológico presente en el área estudiada, se utilizaron en los modelos hidrogeoquímicos las fases de litologías volcánicas y volcánoclasticas: feldespato potásico, plagioclasas, piroxenos, anfíboles y biotita. Se precisó en detalle la composición de la plagioclasa según la litología circundante a la muestra de agua. En efecto, los modelos con soluciones finales L2B4W1, L2E5W1 y L2E8W1 fueron seleccionados para interactuar con andesina y los restantes con oligoclasa. Se incluyeron en la modelación también minerales evaporíticos: halita, yeso y calcita, además de minerales indicadores de meteorización: caolinita, illita y esmectita. Ver detalle de la composición de las fases minerales empleadas en los modelos inversos en Tabla 5.4. Cabe mencionar que se impuso la condición de disolución a las fases minerales primarias y la precipitación de fases asociadas a la meteorización.

Tabla 5.4. Composición teórica de las fases empleadas en los modelos inversos.

Fase Mineral		Fórmula
Fases primarias de rocas volcánicas y volcanoclásticas	Olivino (Forsterita)	Mg_2SiO_4
	Diópsido	$CaMgSi_2O_6$
	Enstatita	$MgSiO_3$
	Hornblenda	$Ca_2Mg_{2,5}Fe_{2,5}Si_8O_{22}(OH)_2$
	Biotita	$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$
	Feldespato potásico	$KAlSi_3O_8$
	Andesina	$Na_3Ca_2Al_7Si_{13}O_{40}$
	Oligoclasa	$Na_2Ca_{0,5}Al_3Si_7O_{20}$
Minerales evaporíticos	Halita	$NaCl$
	Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
Productos de meteorización de silicatos	Illita	$K_{0,6}Mg_{0,25}Al_{2,3}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2$
	Caolinita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	Esmectita	$Ca_{0,02}Na_{0,15}K_{0,2}Fe_{0,45}Mg_{0,9}Al_{1,25}Si_{3,75}H_2O$
Otros	Dióxido de carbono	CO_2 (g)
	Calcita	$CaCO_3$
	Sílice	SiO_2

De las simulaciones se reconoció que las diferencias de composición entre agua lluvia y cursos superficiales se debe a reacciones entre el agua, minerales y gases. En específico se distinguió la disolución de feldespatos, silicatos ferromagnesianos, yeso y halita, y la precipitación de calcita, illita, caolinita y sílice. También se observó el consumo de CO_2 atmosférico. Puntualmente se modeló disolución de sílice en balances de masa que involucraron L2B4W1 como solución final.

Referente al total de fases minerales transferidas tanto disueltas como precipitadas, excluyendo al CO_2 , se reconoce que la disolución de minerales ferromagnesianos correspondió a porcentajes hasta el 15,90 % del total de las fases minerales transferidas en los modelos. Esta involucró diópsido, enstatita, forsterita y biotita, sin incluir hornblenda. En general, se observó solo la disolución de un mineral ferromagnésico por modelo. De manera excepcional se presentó la disolución conjunta de diópsido-biotita, diópsido-forsterita, y diópsido-enstatita para las configuraciones en la cual L2B4W1 es la solución final y forsterita-biotita, enstatita-biotita y diópsido-biotita para aquellas que involucran a L2E4W1. Estos minerales aportaron el Mg a las aguas de cursos superficiales.

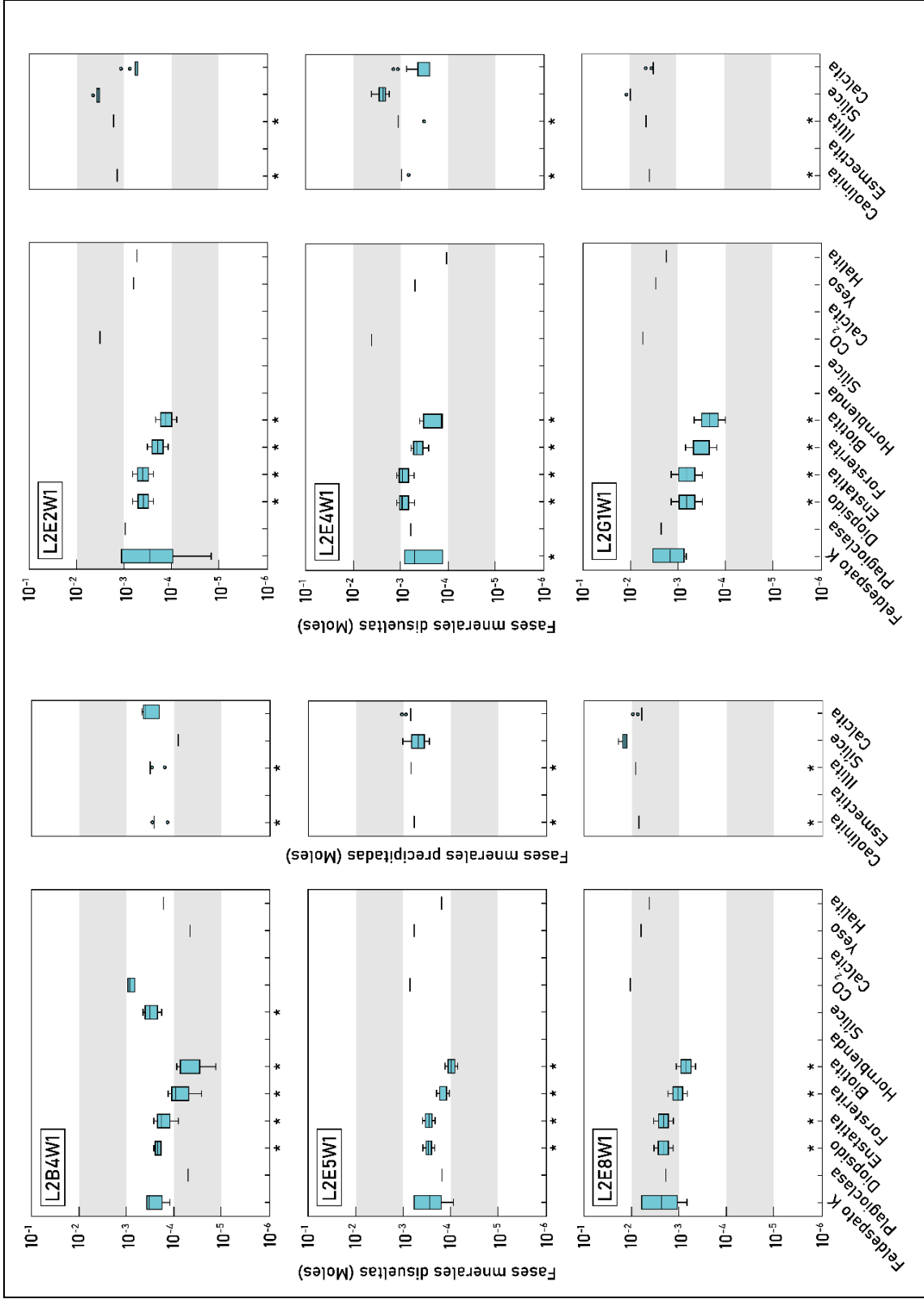


Figura 5.5. Diagramas de caja de fases disueltas/precipitadas por interacción fluido-roca modelados en aguas de cursos superficiales. Se distinguen los modelos por la solución final indicada en la esquina superior izquierda. En * se indican a aquellas fases minerales para las cuales la disolución/precipitación es un proceso reconocido solo en algunos de los modelos totales.

En tanto el K es principalmente lixiviado del feldespato, mineral que se disuelve en gran parte de los modelos, con hasta el 23,18 % de los moles transferidos en las simulaciones. De manera aislada en 3 modelos que involucraron a la muestra L2E4W1, el balance de masa no reconoció la interacción de feldespato potásico con agua lluvia, por tanto, el aporte de K en aquellos es a partir de biotita.

Las concentraciones de Ca y Na en aguas superficiales son derivadas de la meteorización de plagioclasa, además de minerales evaporíticos (halita y yeso). Todas estas fases se disolvieron en las simulaciones. La disolución de plagioclasa representó entre el 5,67% y 13,20% del total de minerales transferidos por la interacción agua-roca, mientras que la halita y yeso variaron entre el 1,07% al 12,36 % y del 2,51% al 21,55% respectivamente. Asimismo, se observó que el balance de masa del Ca también es controlado por la precipitación de calcita.

La captura de CO₂ atmosférico se reconoció para todas las simulaciones. Este varió entre $6,8 \times 10^{-4}$ y $1,4 \times 10^{-2}$ atm.

Los productos de la meteorización reconocidos son caolinita, illita, sílice y calcita. De estos, los silicatos precipitaron en la mayoría de las simulaciones en combinaciones de illita-sílice y caolinita-sílice, donde solo en un modelo, de solución final L2E4W1, se reconoció la precipitación de los tres en conjunto. De manera excepcional en las simulaciones que consideran a L2B4W1, la sílice precipitó en uno de los modelos, y se disolvió o no presentó interacción con el agua en los restantes.

Una comparación relativa de los modelos mostró que los procesos de disolución y precipitación operan de manera similar tanto para aguas en contacto con litologías volcánicas y volcanoclásticas caracterizadas.

5.3.3. Evaporación

Se programó la eliminación del componente agua para aguas de cursos superficiales y se evaluó la precipitación de minerales evaporíticos. Esta se comparó con los resultados analíticos de aguas de

lagos para distinguir la influencia de la evaporación y la redisolución de sales evaporíticas en la evolución de las aguas de la zona de estudio.

Los modelos de evolución de la composición química de las aguas por evaporación son establecidos por Hardie y Eugster (1970) y Eugster y Hardie (1978), tomando en consideración la proporción entre Ca+Mg y HCO_3 inicial de las soluciones.

Para las aguas de cursos superficiales L2B4W1, L2E2W1, L2E4W1 y L2G1W1 la relación Ca+Mg/ HCO_3 es cercana a la unidad, por lo cual, se modeló la evaporación en equilibrio con fases carbonatadas (calcita, dolomita y magnesita), silicato de magnesio (sepiolita) y haluros y sulfatos presentes en las cuencas estudiadas (halita, yeso, anhidrita, mirabilita y thenardita). En tanto para L2E5W1 y L2E8W1, también aguas de cursos superficiales, las concentraciones de Ca+Mg son superiores a las de HCO_3 , por tanto, la eliminación del agua en el sistema hidrogeoquímico fue equilibrada con carbonatos, cloruros y sulfatos, sin considerar las fases silicatadas de magnesio.

Durante el proceso de concentración diversos minerales precipitan (Figura 5.6). En detalle se puede indicar que todos los modelos mostraron precipitación de calcita. Para las aguas superficiales L2B4W1, L2E2W1, L2E4W1 y L2G1W1 en equilibrio con sepiolita, también se observó la precipitación de este silicato desde etapas tempranas en la evaporación.

Igualmente precipitó sulfato de calcio en los modelos de evaporación de la muestra L2G1W1 para factores de concentración sobre 20. En la modelación de L2E8W1 y L2E5W1, ambas muestras de la cuenca de Lagunilla, precipitó yeso a factores de concentración aproximados de 5 y 45, respectivamente y dolomita a factores de concentración alrededor de 5 (Figura 5.6). Otros sulfatos y haluros reconocidos en los depósitos sedimentarios del salar del Huasco como la anhidrita, mirabilita, thenardita y halita no precipitaron en los modelos.

Se contrastaron las composiciones obtenidas de cada ion en los modelos con las concentraciones en los lagos (Figura 5.7). De la gráfica se observó que a factores de concentración próximos a 50, los modelos de evaporación alcanzaron las concentraciones de Na, K, SO_4 y Cl de los lagos menos salinos. En tanto las concentraciones de los solutos Na, SO_4 y Cl en los lagos más mineralizados fueron modelados solo por las muestras L2E8W1 y L2G1W1.

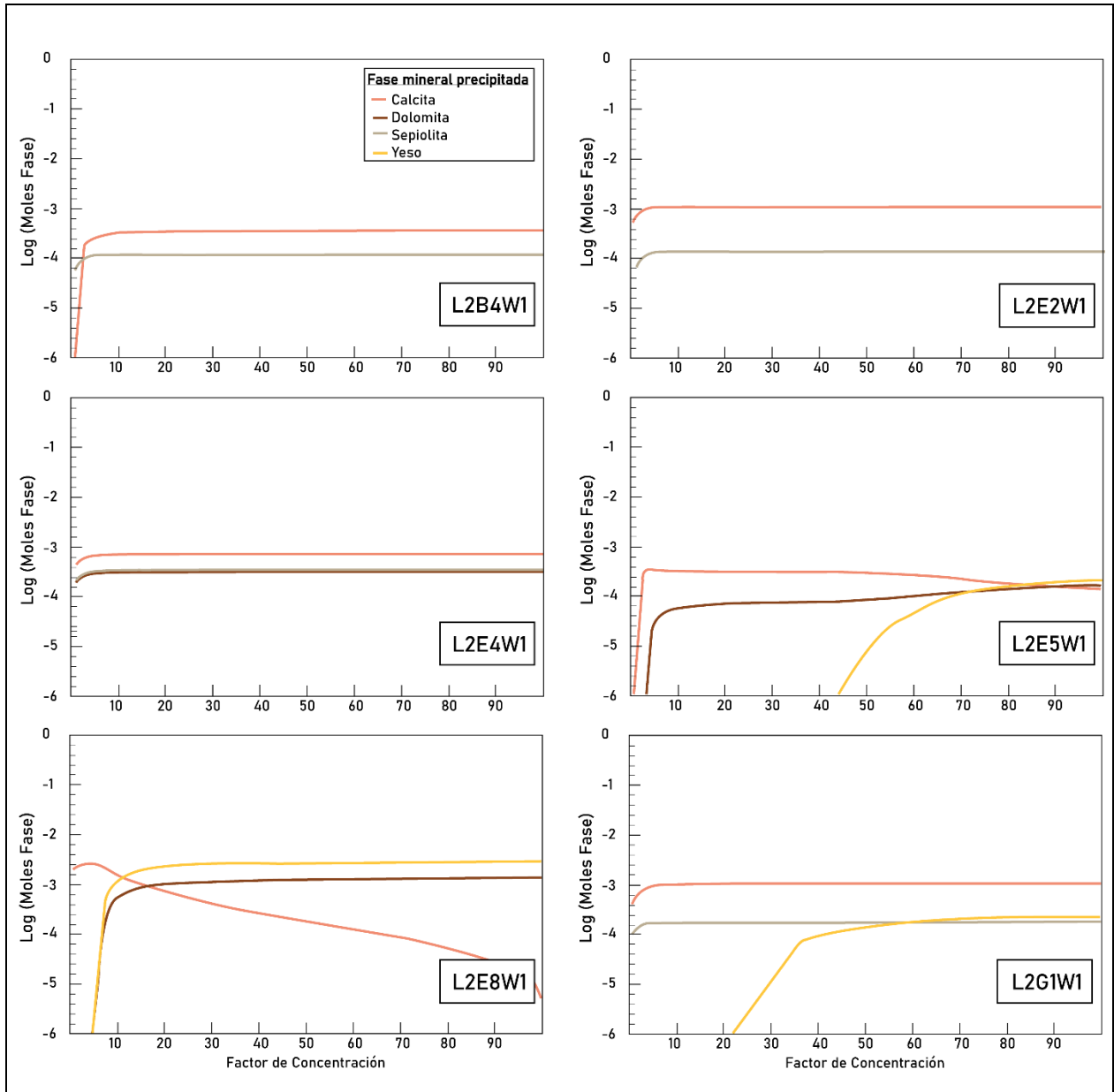


Figura 5.6. Diagramas binarios de moles de minerales precipitados vs factor de concentración. Cada fase mineral se diferencia con un color diferente, la simbología es la misma para todas las muestras.

Se observó un comportamiento diferente para el Ca, el cual aumentó o disminuyó su concentración como efecto de la precipitación de la calcita desde etapas tempranas en la evaporación. Durante el equilibrio, el producto de solubilidad de la calcita se mantiene constante, esto implica que, el calcio y el carbonato no pueden concentrarse conjuntamente. La concentración de Mg presenta un comportamiento similar, influenciado por la precipitación de sepiolita y dolomita.

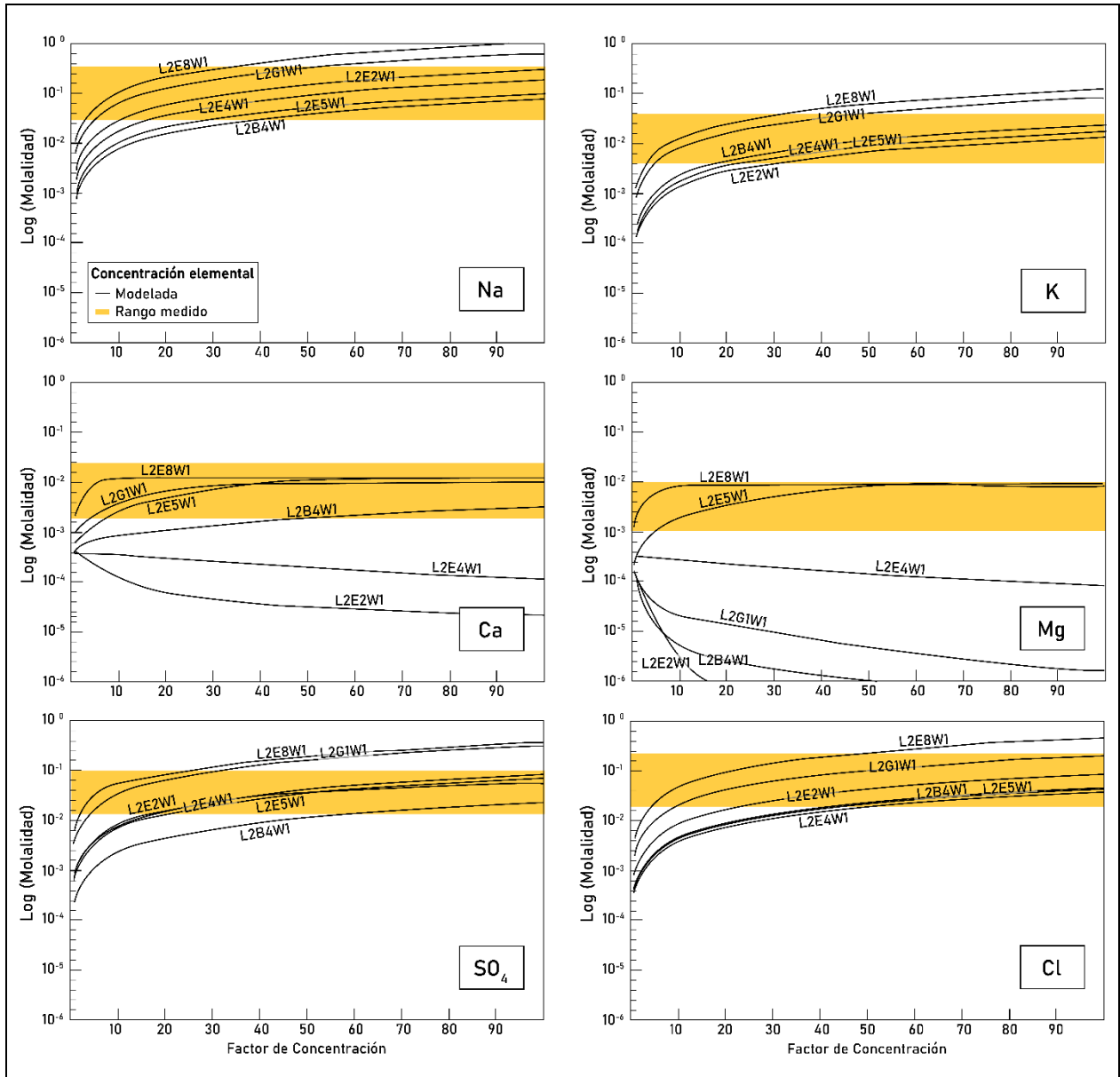


Figura 5.7. Diagramas binarios de iones mayoritarios modelados versus factor de concentración. Cada línea representa las concentraciones de las soluciones modeladas (L2B4W1, L2E2W1, L2E4W1, L2G1W1, L2E8W1 y L2E5W1) para factores de concentración ascendentes. En amarillo se representan las concentraciones de los iones respectivos para las aguas de lago analizadas en laboratorio.

En resumen, las muestras de la hoya hidrográfica de la laguna Lagunilla presentaron una evolución por evaporación de tipo sulfatada neutra, mientras que aquellas del salar del Huasco lo hicieron por la vía carbonatada y sulfatada alcalina. La muestra del curso superficial modelada de los baños de Puchuldiza mostró una evolución sulfatada directa.

5.3.4. Mezcla de aguas

En los sistemas hidrogeoquímicos son variadas las situaciones en las que se mezclan diferentes tipos de aguas. Es por ello que se modelaron mezclas entre ejemplares de agua meteórica, cursos superficiales y aguas de origen geotermal.

Las soluciones consideradas como miembros extremos de mezcla en los análisis fueron: En representación de fluidos termales L2B1W1 y PT02 de Tassi y otros (2010), correspondientes a aguas de cursos superficiales L2E4W1 y L2E8W1 y como agua meteórica la muestra de agua lluvia de Placencia, 2020 (Tabla 5.5). La selección de dos muestras de escorrentía superficial es justificada por la variada composición que presentó este tipo de agua en los análisis, donde L2E4W1, muestra de la cuenca del salar del Huasco, caracterizó en los modelos a las aguas de tipo HCO₃ y L2E8W1, de la cuenca de Lagunillas, a las aguas SO₄.

Tabla 5.5. Composición de elementos mayores en mg/L de las aguas naturales definidas como miembros extremos de mezcla.

Código	Tipo de Agua	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃
(mg/L)								
L2B1W1	Geotermal	1750,00	224,00	12,50	0,90	2724,00	127,60	205,10
PT02 (Tassi y otros, 2010)	Geotermal	1575,00	197,00	30,00	1,50	2675,00	140,00	186,00
L2E4W1	Curso Superficial	40,00	6,75	40,10	23,50	13,40	65,80	245,10
L2E8W1	Curso Superficial	241,50	45,90	175,80	33,60	163,40	624,60	320,60
Lluvia (Placencia, 2020)	Agua meteórica	9,87	1,47	18,80	0,76	9,08	16,70	43,03

Dado que la calcita se presentó cercana la saturación en la modelación de ejemplares de agua de cursos superficiales seleccionados, se realizan dos modelos de mezcla para las combinaciones de miembros extremos: el primero involucró una mezcla simple de soluciones (Tabla 7, Anexo 2) y el segundo una mezcla de soluciones equilibrada con calcita (Tabla 8, Anexo 2).

En general se pudo observar que la mezcla de aguas de cursos superficiales con aguas termales enriquece principalmente en Na y Cl a la solución (Figura 5.8).

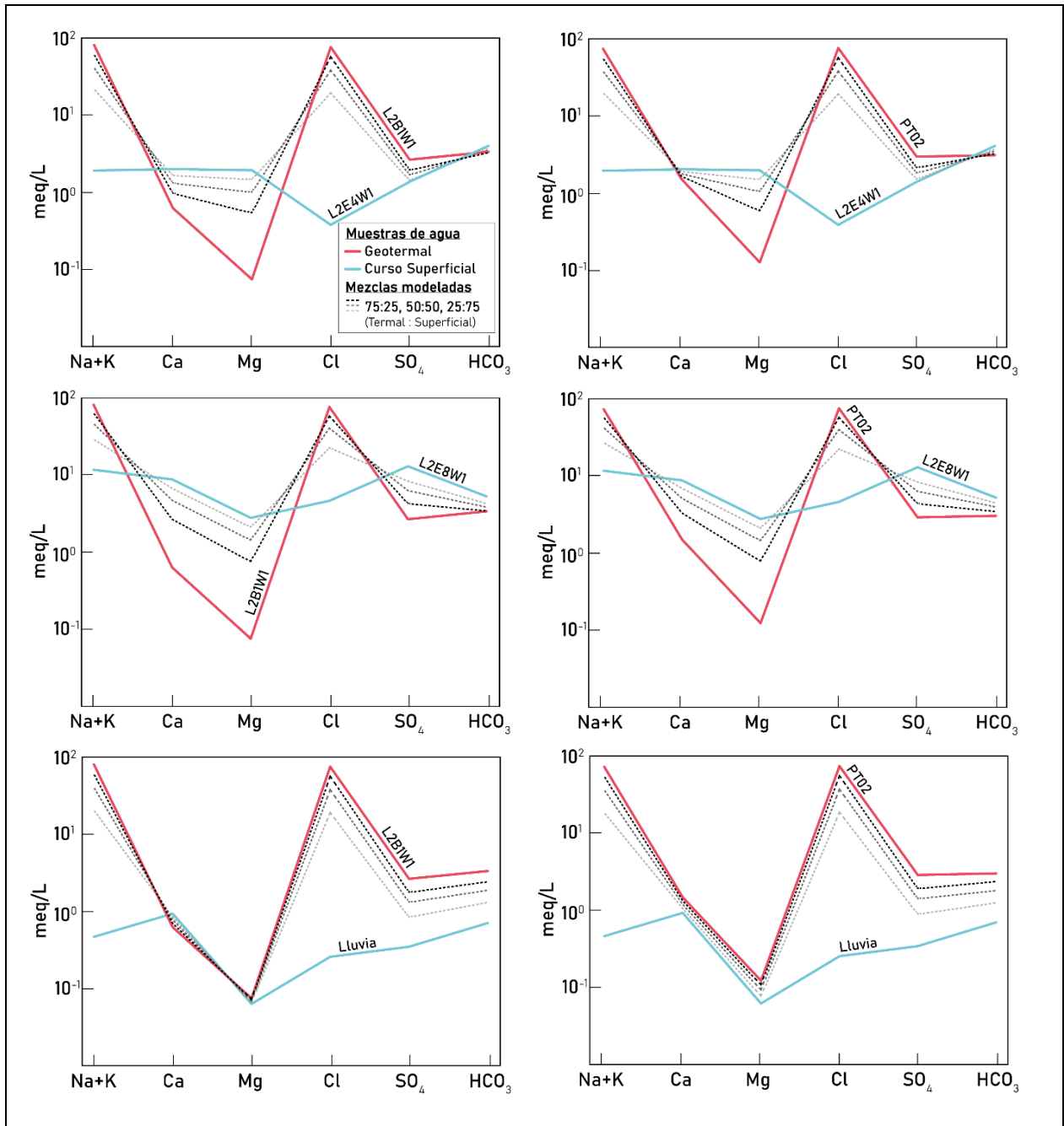


Figura 5.8. Elementos mayoritarios de las soluciones de mezcla modeladas entre aguas termales y superficiales. En color se representan los miembros extremos seleccionados y en líneas discontinuas las mezclas modeladas.

En detalle, la mezcla de L2E4W1, con proporciones ascendentes de aguas termales, se enriqueció en K, SO_4 y significativamente en Na y Cl, mientras que se empobreció en Mg, Ca y HCO_3 . En aquellos modelos en equilibrio con calcita se observó tanto la disminución como aumento de Ca y

HCO₃ al ascender la proporción de la componente termal. En las simulaciones, al incorporar a L2E8W1 diferentes cantidades de soluciones termales, se observó un aumento en las concentraciones de K, Na y Cl, y una disminución en las cantidades de Mg, Ca, SO₄ y HCO₃. No varió significativamente la composición de Ca en aquellos modelos en equilibrio con calcita, donde igualmente disminuyó. En tanto el HCO₃ disminuyó al mezclarse con la solución L2B1W1 y aumentó con PT02.

El agua lluvia, empobrecida en elementos disueltos, al mezclarse con agua termal aumenta su proporción de Na, Mg, K, SO₄ y HCO₃, mientras que la solución se empobrece en Ca en las mezclas con L2B1W1 y se enriquece con PT02. En aquellos modelos en equilibrio con calcita se observó un comportamiento similar.

De los modelos contrastados con las soluciones naturales se observó que L2B3W1, agua termal de baja temperatura se ajusta a proporciones de mezcla con 95 % agua termal y 5% de agua de cursos superficiales. Fluidos termales de Pampa Lirima y baños de San Andrés reportados por Achurra (2010) y Tassi y otros (2010) no se ajustan a modelos de mezcla entre aguas superficiales y termales.

Concerniente a la combinación de aguas de cursos superficiales, la mezcla de L2E4W1 con proporciones ascendentes de L2E8W1 mostró un aumento en las concentraciones de K, Na, Ca, Mg SO₄ y Cl (Figura 5.9). Las concentraciones de HCO₃ en las simulaciones no presentaron una variación significativa. En tanto en los modelos de mezcla de agua meteórica con agua de cursos superficiales, el agua lluvia se enriqueció en todos los elementos mayoritarios estudiados (Figura 5.10). De las soluciones modeladas por mezcla entre aguas superficiales de diferente composición o meteóricas, se observó que ninguna se ajusta a las composiciones de otras aguas naturales estudiadas.

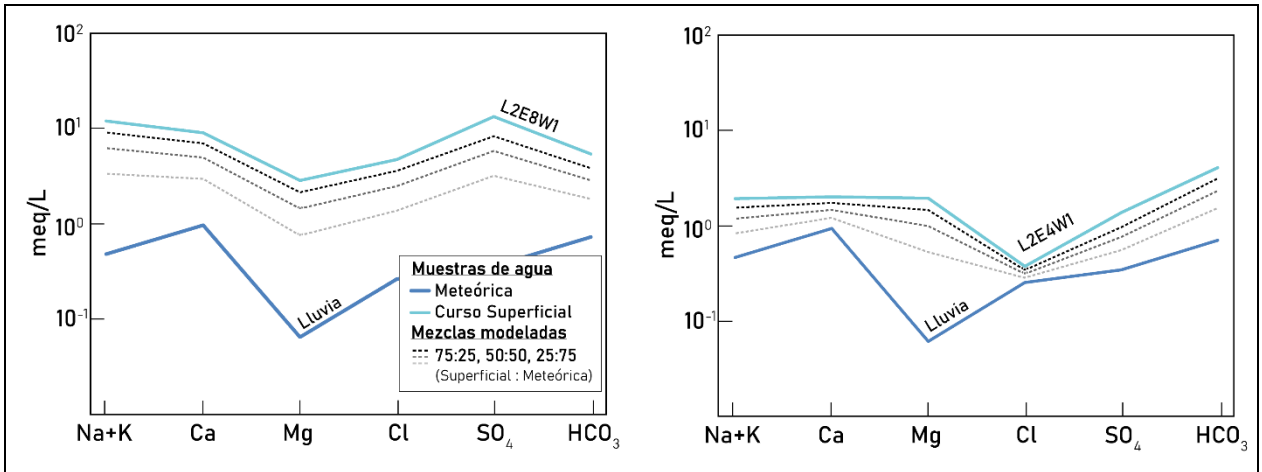


Figura 5.9. Elementos mayoritarios de las soluciones de mezcla modeladas entre aguas superficiales y meteóricas. En color se representan los miembros extremos seleccionados y en líneas discontinuas las mezclas modeladas.

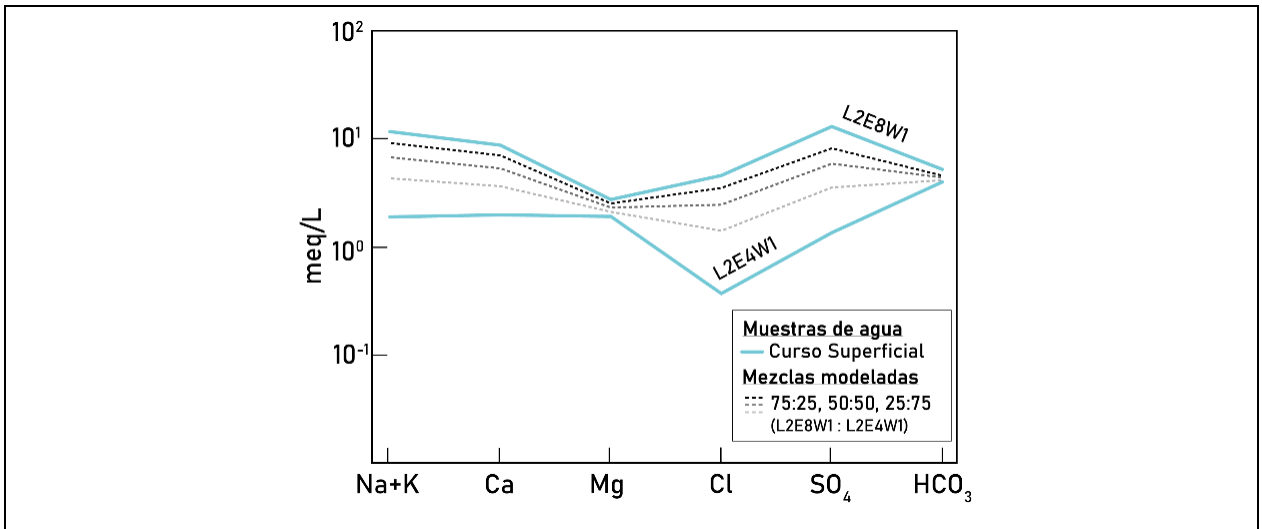


Figura 5.10. Elementos mayoritarios de las soluciones de mezcla modeladas entre aguas superficiales. En color se representan los miembros extremos seleccionados y en líneas discontinuas las mezclas modeladas.

6. DISCUSIÓN

El análisis en conjunto de las características fisicoquímicas, composición geoquímica de las aguas con la información obtenida de los modelos hidrogeoquímicos, sugieren diversas discusiones en el entendimiento de los procesos involucrados en los sistemas hidrológicos e hidrogeológicos del entorno estudiado.

Tomando en consideración el limitado número de análisis del presente estudio, se interpretan los resultados en el contexto de una base de datos de literatura más extensa, incluyendo datos químicos previos de Risacher y otros (1999), Achurra (2010) y Tassi y otros (2010), ver detalles en Anexo 3.

6.1. Parámetros fisicoquímicos

Referente a la temperatura de las aguas naturales de la zona de estudio, se observaron variaciones para este parámetro en aguas superficiales, incluso para aquellas muestreadas en lugares similares. En el norte de Chile la temperatura de las aguas de los lagos y ríos dependen del horario de muestreo, ya que estas generalmente son poco profundas, dependientes de la temperatura del aire y la radiación solar (DGA, 2009a; Tapia y otros, 2018). Por esta razón se infirió que la temperatura de las aguas de cursos superficiales y lacustres no corresponde a un parámetro representativo que permita comparar diferentes procesos en aguas superficiales.

El rango de temperaturas para aguas de descarga termal de Puchuldiza varió entre 19,6 y 79,9 °C. Tassi y otros (2010) en contraste informa temperaturas entre 51,3 y 87,7 °C. Dentro de este rango se presentaron dos de las muestras analizadas en el presente trabajo, siendo L2B3W1 aquella excepcionalmente fuera del rango, pero clasificada como geotermal por su caracterización química. En bibliografía, además de los fluidos geotermales del campo geotérmico Puchuldiza, se reconocen aguas termales en Pampa Lirima y Baños de San Andrés. Las temperaturas reportadas por Achurra (2010) y Tassi y otros (2010) en Lirima, son menores en promedio que aquellas de Puchuldiza, con valores entre los 38,0 y 76,8°C. En los manantiales calientes de los Baños de San Andrés la temperatura varía entre los 40,8 y 61,0°C (Achurra, 2010).

El pH de las aguas analizadas en el presente estudio y aquellos datos de publicaciones previas no mostraron diferencias significativas. Para todas las aguas naturales muestreadas, el pH varió entre 6,83 y 9,03, tomando menores valores en fuentes termales y mayores en fuentes lacustres. En los datos reportados para las cuencas de quebrada Tarapacá, Lagunilla y del salar del Huasco, por Achurra (2010) y Risacher y otros (1999), excluyendo los fluidos geotermales, este parámetro varió entre los 5,20 y 9,15, también mostrando valores más elevados para las aguas de lagos.

El pH de una solución es controlado por las reacciones interrelacionadas al sistema acuoso que producen o consumen iones de hidrógeno, dentro de los que se pueden reconocer la disolución de dióxido de carbono o silicatos y reacciones de oxidación (Hem, 1985). En la zona de estudio, los valores levemente elevados de pH en lagos se interpretan son originados por la precipitación de carbonatos. Esto es evidenciado en los modelos de evaporación del presente trabajo y también por los índices de saturación para las fases carbonatadas que, a diferencia de aguas de cursos superficiales y termales, se encuentran saturadas o sobresaturadas. En las aguas geotermales de Puchuldiza-Tuja, Pampa Lirima y baños de San Andrés el pH promedio es 6,30, sin embargo, se reconocen ejemplares excepcionalmente ácidos con pH de hasta 1,8 en Puchuldiza (Achurra, 2010; Tassi y otros 2010). Los valores de pH ácidos en aguas termales se vinculan al contacto del agua con ácidos derivados de sulfuros oxidantes o gases volcánicos (Hauser, 1997).

Comparando los datos de conductividad de las soluciones con los reportados por Risacher y otros (1999), se observaron drásticas diferencias en la conductividad medida para los lagos. Mientras que para la laguna Lagunilla la conductividad muestreada en el presente trabajo tuvo un orden de magnitud más, las muestras del salar del Huasco, por el contrario, tuvieron uno a dos órdenes de magnitud menos. Flores (2010) presenta un amplio rango de valores de conductividad para las lagunas del salar del Huasco, entre 678 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 335000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y explica que el aumento de este parámetro en el depocentro de la hoya hidrográfica se debe a procesos de evaporación. Sin embargo, Garcés & López (2010) reconocen la interacción de soluciones diluidas con la costra salina del salar del Huasco como un fenómeno relacionado a la evolución de las aguas de lagos. Por otra parte, la gran variabilidad de valores de conductividad en la laguna Lagunilla han sido explicados por la disolución de los sedimentos salinos presentes alrededor de la laguna y también por efecto de la evaporación (BHP Billiton, 2014). Dada las características climáticas de la zona, se interpreta que las variaciones en conductividad en los lagos de Lagunilla y el salar del Huasco

son originadas principalmente por evaporación. Esto es reconocido en los salares de la Cordillera de los Andes, salares activos que reciben aportes de agua de sus cuencas y se concentran por evaporación en lagunas superficiales (Risacher y otros, 1999). El fenómeno de evaporación junto con la disolución de minerales evaporíticos será discutido con mayor detalle posteriormente.

La conductividad en los cursos superficiales fue acorde a las reportadas por Risacher y otros (1999), Achurra (2010) y Flores (2010) con órdenes de los cientos de $\mu\text{S}/\text{cm}$ para la mayoría de las muestras, y también valores sobre los 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En relación con las sales totales disueltas, Risacher y otros (2003) en aguas de recarga de salares del norte de Chile, reconocen un amplio rango de concentración entre los 47 a 79740 mg/L (equivalentes a un rango entre 73 y 124 593 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Si bien los ejemplares de cursos superficiales se presentaron dentro del rango mostrado, se reconoce que las aguas estudiadas son más diluidas. Los solutos disueltos en las aguas de cursos superficiales en el norte de Chile y Bolivia se interpretan provienen de la alteración de las rocas de la cuenca, que produce aguas diluidas, y de la redisolución de antiguas evaporitas, que produce aguas salobres (Risacher & Fritz, 2009). Por lo tanto, el carácter diluido en la zona, respecto a otras aguas de cursos superficiales en el norte de Chile puede ser explicado por la predominancia en alteración de rocas volcánicas y volcanoclásticas por sobre la disolución de minerales evaporíticos.

Referente a la conductividad de aguas de descarga termal, se reconocieron diferencias entre las distintas manifestaciones. Aquellas de Puchuldiza (conductividad promedio de 8456,7 $\mu\text{S}/\text{cm}$) presentaron conductividades superiores a aquellas de los baños de Pampa Lirima y San Andrés, cuyas conductividades en promedio son de 1731,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1936,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente (Achurra, 2010). Las diferencias en este parámetro se explican por las diferencias en el grado de interacción agua-roca en profundidad y diferencias en el origen de las fuentes magmáticas, temas profundizados en la sección de hidrogeoquímica.

6.2. Hidrogeoquímica

Los datos químicos de los fluidos naturales estudiados, integrados con la información de trabajos previos, ampliaron los tipos de composiciones reconocidas en el área y permitieron el mejor entendimiento de los procesos involucrados en la evolución de las aguas.

La diversidad de los tipos de aguas termales se reconoce en el diagrama ternario de concentraciones relativas de SO_4 , HCO_3 y Cl (Figura 6.1). Aguas termales de tipo Cl-Na son predominantes en el norte de Chile (Lahsen, 1988), pero en el área las composiciones son más variadas, reflejo de diferentes procesos que las conforman.

Las aguas de origen geotermal de Puchuldiza correspondieron exclusivamente a aguas de tipo Cl-Na , acorde también a las facies de aguas termales analizadas por Tassi y otros (2010). Se posicionan en el diagrama ternario en el extremo superior, de aguas termales maduras. En tanto las aguas de Pampa Lirima, presentan una posición intermedia entre campos termales maduros e inmaduros. Su composición es de tipo Cl-Na y Mixta- Na según lo reportado por Achurra (2010) y Tassi y otros (2010). Este último autor también presentó un análisis de las aguas de los baños de San Andrés correspondientes a SO_4 -Mixta, que se posiciona en el extremo izquierdo del diagrama SO_4 - HCO_3 - Cl (Figura 6.1), zona asociada a aguas calentadas por gases.

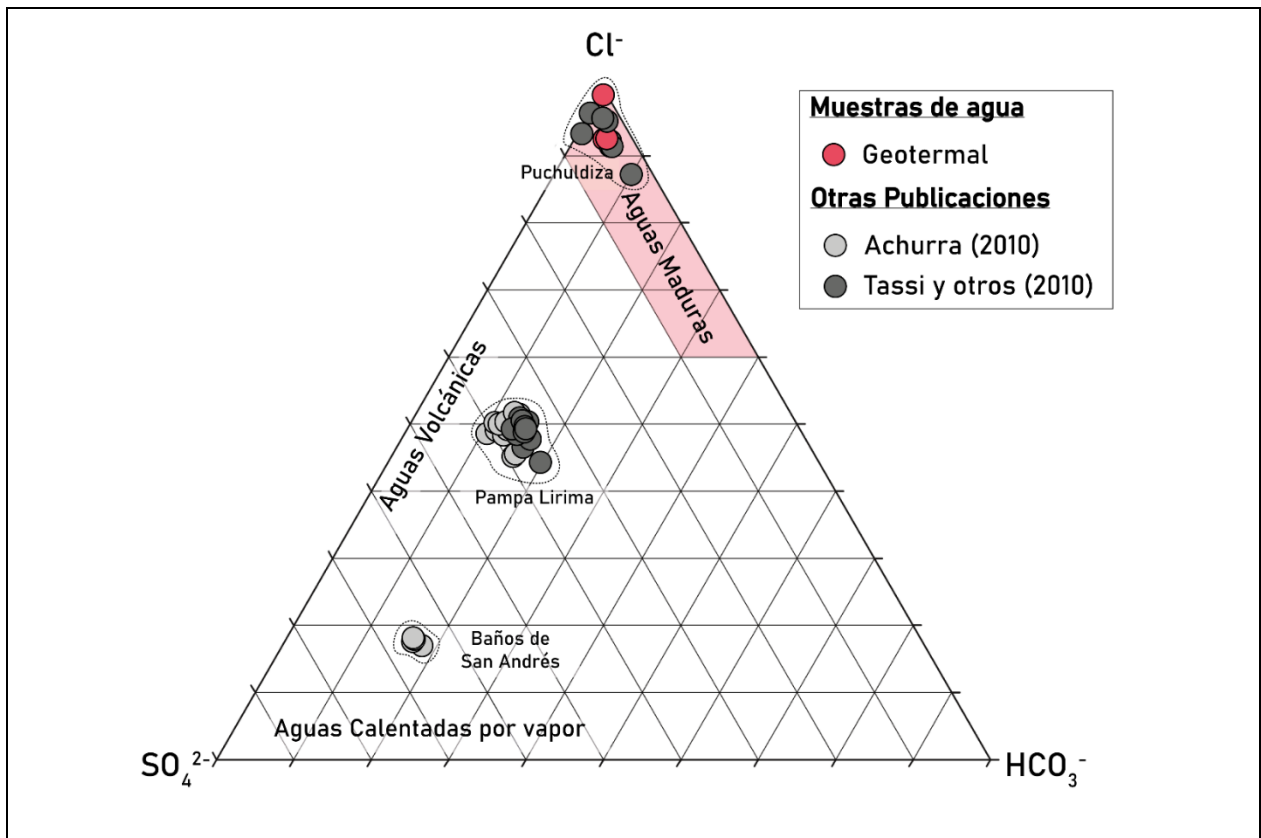


Figura 6.1. Diagrama ternario SO_4 , HCO_3 y Cl de las aguas termales analizadas en el presente estudio y trabajos anteriores de Achurra (2010) y Tassi y otros (2010). Se diferencian 3 grupos: aguas termales maduras, aguas calentadas por gases y un grupo intermedio entre ambos.

El agua termal madura del campo geotermal Puchuldiza procede de un reservorio geotérmico con desgasificación magmática de HCl e intensa lixiviación de su roca caja (Tassi y otros, 2010). En tanto, la predominancia del SO_4 , además de Cl en las aguas de Pampa Lirima es interpretada por contaminación o dilución en niveles más someros de aguas Cl-Na (Achura, 2010). La clasificación de los baños de San Andrés en el campo de aguas calentadas por vapor es validada por la composición isotópica, que reflejan un origen meteórico de los fluidos, con una recarga local y sin interacción considerable con las litologías circundantes (Achurra, 2010). Tanto los procesos de interacción con sus rocas huésped y mezcla de aguas geotermales con fluidos meteóricos son concordantes con las razones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente bajas reconocidas para las aguas termales en la zona (Velo y otros, 2020).

Las composiciones de las aguas de los lagos y cursos superficiales contrastadas con aquellas de otras publicaciones son visualizadas en el diagrama Piper (Figura 6.2). Si bien en el presente trabajo se reconocieron aguas de cursos superficiales de tipo HCO_3 -Mixta, HCO_3 -Na y SO_4 -Na para la cuenca del salar del Huasco, y SO_4 -Mixta para Lagunillas, se reportan por Risacher y otros (1999) también facies SO_4 -Ca en ambas cuencas. Aguas de tipo SO_4 y HCO_3 también son reconocidas en las partes altas de la quebrada Tarapacá, asociadas a acuíferos colgados (Achurra y otros, 2011). La composición química de las aguas de cursos superficiales sulfatadas se presenta en estrecha proximidad a unidades volcánicas, mientras que aquellas bicarbonatadas a depósitos aluviales (Figura 6.2). Está marcada distribución de los tipos de agua también es observada en el salar del Huasco por Acosta & Custodio (2008). Esto permite indicar que los cursos superficiales de agua reflejan un control litológico en sus composiciones, hipótesis también propuesta por Risacher y otros (1999) y Acosta & Custodio (2008) para la cuenca del salar del Huasco. Se interpreta que el contenido de SO_4 es derivado oxidación de azufre y sulfuros presentes en litologías volcánicas (Risacher y otros, 1999; Risacher & Fritz, 2009) o lixiviación de alunita en zonas con alteración hidrotermal (Achurra y otros, 2011). Acosta & Custodio (2008) además vinculan que para las aguas SO_4 del salar del Huasco, los cationes dominantes debiesen ser el Ca y Mg dada la lixiviación de rocas andesíticas. Sin embargo, Gardeweg y Sellés (2013), Cortés y otros (2014) y Sellés y otros (2016) reconocen tanto composiciones andesíticas como dacíticas en las rocas volcánicas del área y por tanto el Na también puede ser un catión dominante.

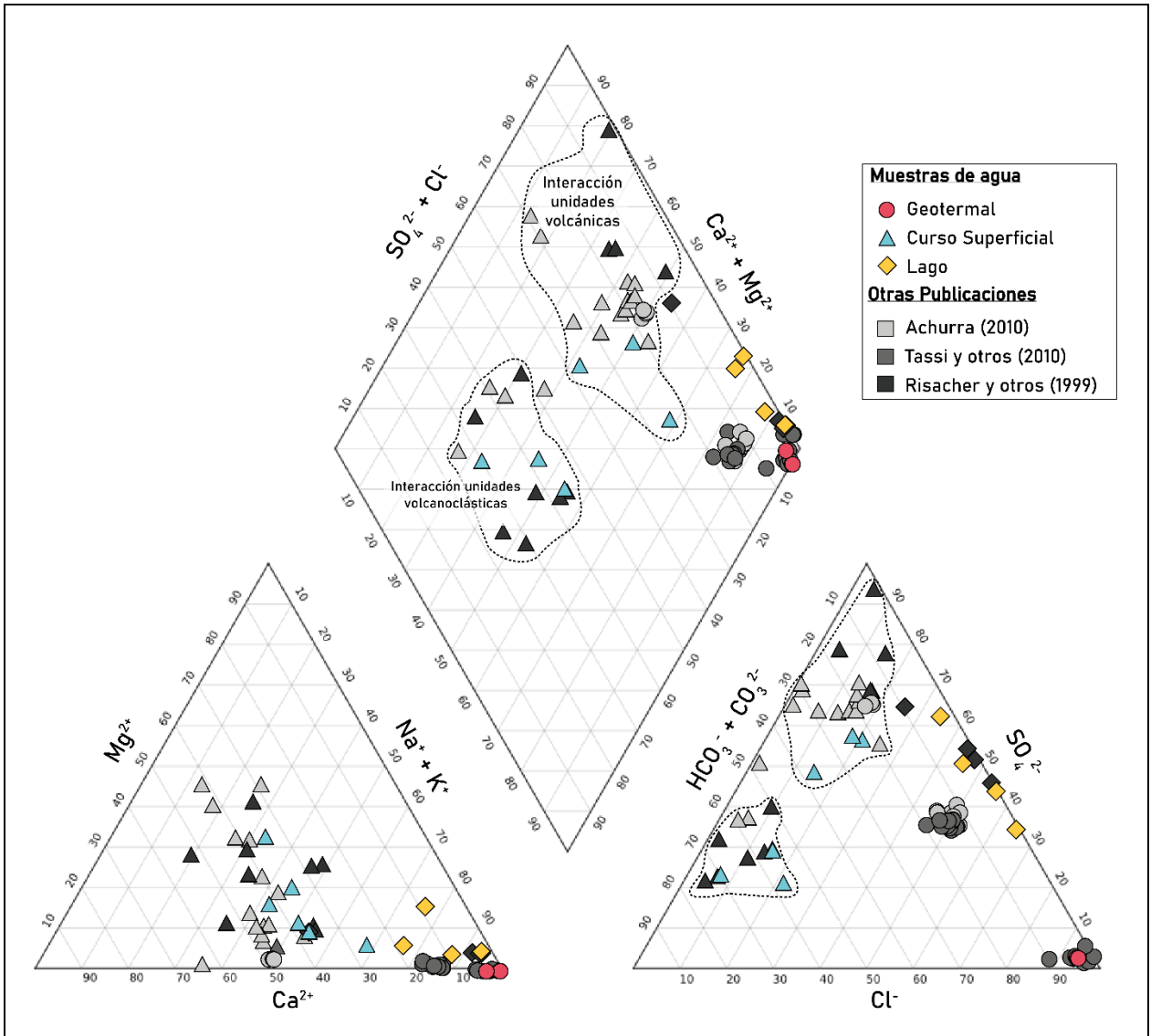


Figura 6.2. Diagrama Piper con los potenciales procesos controladores de la geoquímica en aguas de cursos superficiales. Se incluyen ejemplares de Risacher y otros (1999), Achurra (2010) y Tassi y otros (2010) diferenciados en distintas escalas de grises y conservando la simbología según tipos de agua (geotermal, de curso superficial o lago).

Las facies Cl-Na y SO₄-Na de las aguas lacustres del salar del Huasco son concordantes con las reportadas por Risacher y otros (1999). Además, Flores (2010) reconoce aguas de tipo HCO₃-Na en las lagunas del sector norte del salar. Esta última composición no fue observada en el presente trabajo y se vincula es de tipo HCO₃ por estar vinculada a las aguas de recarga del salar que lixivian litologías volcanoclásticas predominantes en el sector noroeste de la cuenca y con bajo grado de concentración por evaporación.

En tanto para la laguna Lagunillas en el estudio se reportó una muestra de composición Cl-Na, mientras que Risacher y otros (1999) reconocen en la laguna facies de tipo SO₄-Na. Esta no se reconoció en el set de muestras tomadas, y se considera es esperable dada la concentración por evaporación de las aguas de lagos. La composición de las aguas de fuentes lacustres en la zona está vinculada a evaporación, proceso que concentra los solutos en las aguas y produce salmueras de tipo Cl-SO₄-Na (Risacher y otros, 1999). La mayoría de las salmueras están dominadas en gran medida por Na y Cl, ya que ambos componentes son conservadores hasta avanzadas etapas de evaporación (Risacher & Fritz, 2009).

Se reconoce que las aguas naturales superficiales de la cuenca de Lagunilla son similares a las del salar del Huasco. Achurra (2010), también reconoce similitud química entre aguas de la cuenca Lagunillas y muestras de la zona de Pampa Lirima. Esto es un antecedente para evaluar si las hoyas están conectadas hidrogeológicamente o las similitudes son un reflejo de que todas están afectadas por los mismos procesos hidrogeoquímicos en grados similares.

6.3. Procesos hidrogeoquímicos

Dadas las condiciones climáticas y morfológicas en el área de estudio, se presentan cuencas hidrológicamente cerradas en las que se desarrollan ambientes evaporíticos en estrecha relación con aguas de origen termal. La evolución química de aguas en cuencas hidrológicas cerradas está asociada a diversos mecanismos, dentro de los que se incluyen precipitación de minerales, disolución de sales eflorescentes, intercambio iónico, desgasificación y reacciones de oxidoreducción (Eugester & Jones, 1979). De forma simplificada en el área fueron incorporados en modelos geoquímicos los fenómenos de: disolución de sales evaporíticas, concentración de solutos por evaporación y precipitación de sales. Además, para comprender la fuente de los solutos en las cuencas se simuló procesos de interacción fluido roca (meteorización de silicatos y precipitación de productos de meteorización asociados) y mezcla de fluidos. Los procesos hidrogeoquímicos planteados en el área de estudio para aguas superficiales son los mismos que estudia Banks y otros (2004) en el salar de Coipasa, cuenca adyacente al área de estudio, a través de elementos mayoritarios y minoritarios. Los fenómenos interpretados en la zona de estudio se detallan en la Figura 6.3 y se abordarán dentro de las siguientes secciones.

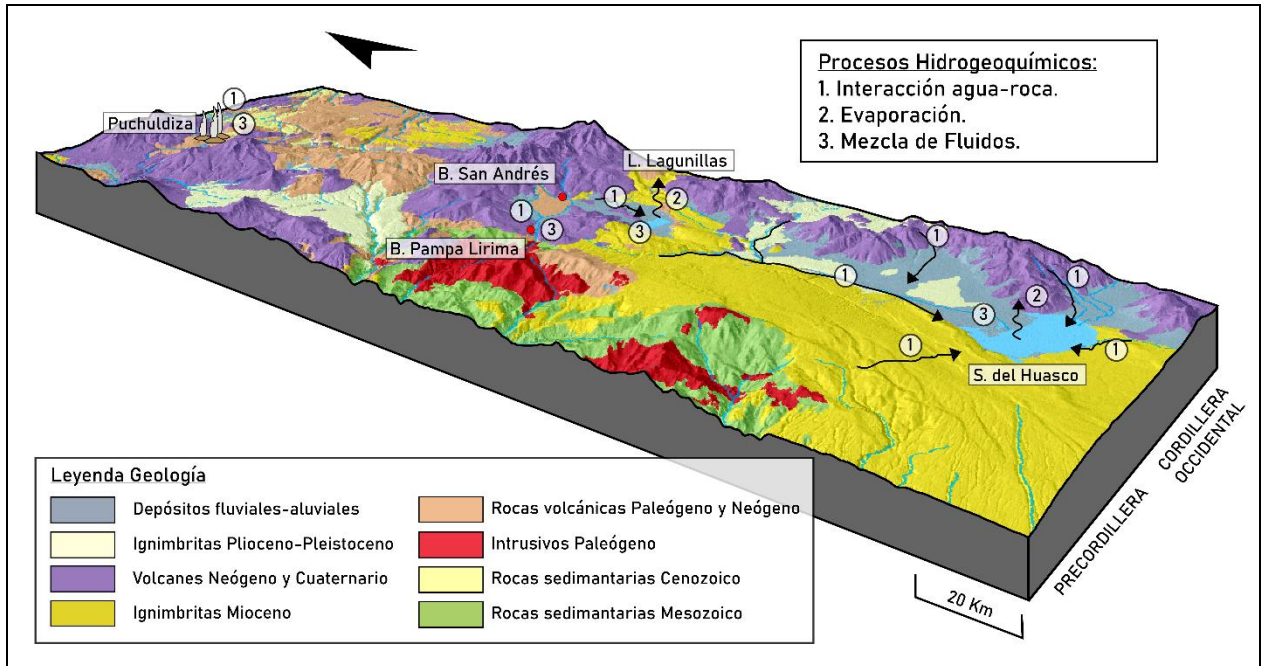


Figura 6.3. Esquema resumen de los procesos hidrogeoquímicos reconocidos en las cuencas altiplánicas de la región de Tarapacá entre 19°30'-20°40'S.

6.3.1. Interacción Fluido-Roca

En un sistema hidrológico cerrado la composición de sales está influenciada por las litologías lixiviadas de la cuenca (Risacher y otros, 2003; Warren, 2016), por lo que se analizaron a través de modelos inversos (PHREEQC) las posibles reacciones de disolución y/o precipitación que explican los cambios químicos observados entre agua lluvia y aguas muestreadas de cursos superficiales.

Si bien Fe, Al y Si se presentan en concentraciones relativamente pequeñas en muestras de agua, se consideran relevantes en balances de masa ya que se incorporan de manera efectiva en fases sólidas (Bowser & Jones, 2002). La composición de las soluciones en los modelos inversos de este trabajo fue definida sin incluir Al y Fe de mediciones de las aguas muestreadas, lo cual representa una limitación. La concentración de Al fue parametrizada en base a mediciones de este elemento en el trabajo de Achurra (2010) y la de Fe no fue considerada. Existen ejemplos publicados con escenarios similares, como los de Lecomte y otros (2005) o Kurdehlachin y otros (2018), donde en respuesta a esto excluyen de fases sólidas óxidos o hidróxidos de Al y Fe.

Otra consideración respecto a los modelos inversos realizados se relaciona a las fases minerales seleccionadas para la interacción fluido-roca. En modelos de balance de masa es relevante tener

bien caracterizadas las composiciones minerales para las fases reactivas y productos (Bowser & Jones, 2002). De igual forma, si no existe una caracterización detallada de la mineralogía, se requiere tener una lista completa de potenciales fases minerales reactivas (Parkhurst & Appelo, 2013). Este conjunto de fases incluye al menos plagioclasa, feldespato alcalino, y algunos silicatos máficos que reaccionan con el ácido carbónico natural para formar minerales como arcillas, óxidos y carbonatos (Bowser & Jones, 2002). En este trabajo, la selección de la mineralogía se considera apropiada para los modelos, ya que, a pesar de la compleja estequiometría de olivinos, anfíboles, piroxenos, feldespatos, micas ferromagnéticas y esmectitas, se seleccionaron miembros finales en base al contexto geológico (Figura 6.4), y en el caso de los feldespatos, se incluyó la composición de plagioclasa en base a la mineralogía normativa. Dentro de los productos de la meteorización la inclusión de arcillas es adecuada y como se mencionó anteriormente óxidos e hidróxidos no son incluidos. Si bien no se incluyó en las fases minerales vidrio volcánico, se considera que su influencia estaría representada en el balance de masa de los feldespatos.

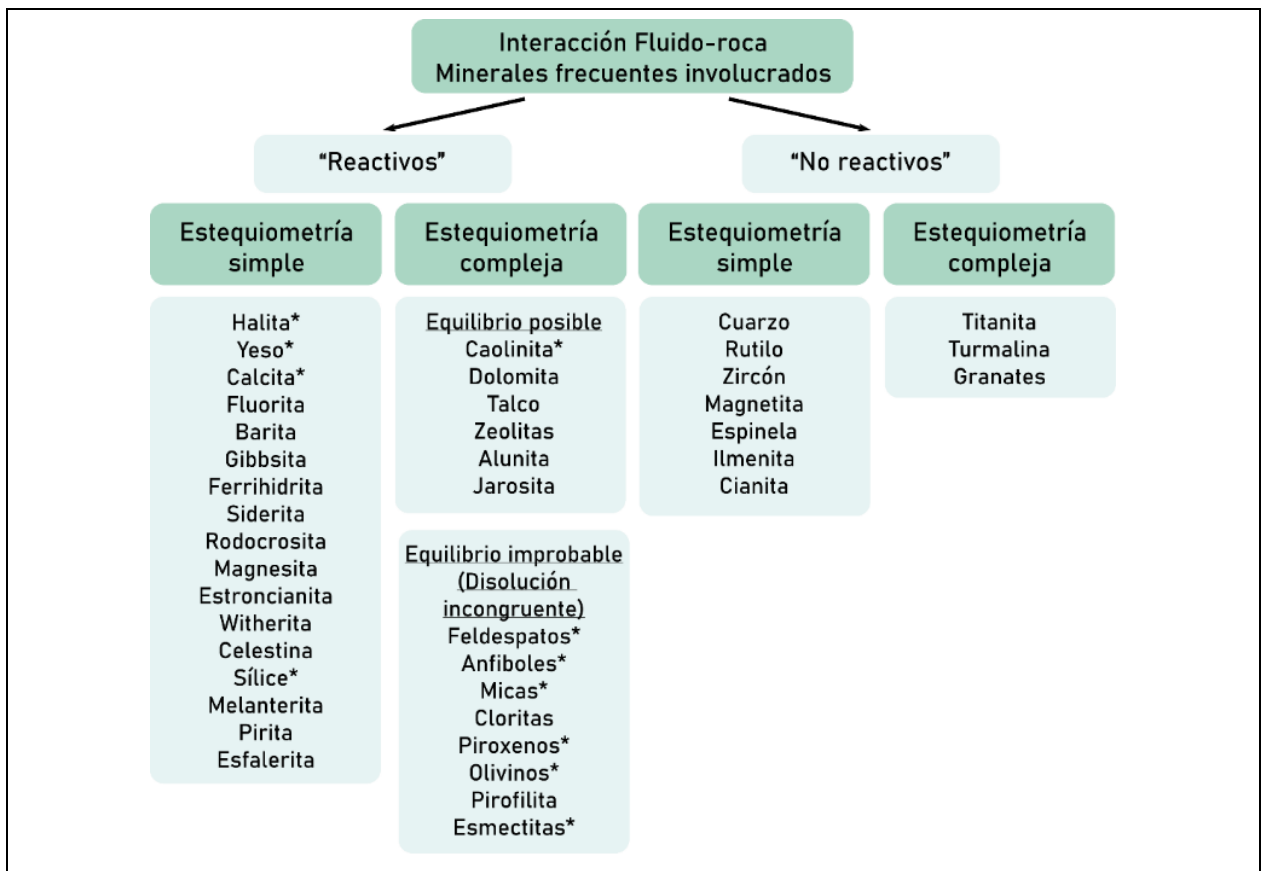


Figura 6.4. Clasificación de los minerales frecuentes involucrados en procesos de interacción fluido-roca. Tomado de Nordstrom & Campbell (2014). En * se resaltan los minerales utilizados en los modelos inversos.

De forma general, los modelos de balance de masa mostraron que las diferencias de composición entre la lluvia y agua de cursos superficiales se deben a reacciones entre minerales silicatados y evaporíticos, además de la interacción de gases con el agua. En concordancia, isótopos de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) reportados por Achurra (2010) en aguas del sector de Pampa Lirima (0,70590 a 0,70655) confirman la interacción agua-roca con rocas volcánicas y volcanoclásticas, ya que se presentan dentro del rango de rocas del Complejo Volcánico de los Andes Centrales (ej. Lindsay y otros, 2001; Scott y otros, 2018). En la zona estudiada son limitados los análisis isotópicos de Sr, por tanto, no se puede hacer extensiva esta conclusión en toda el área, pero sí es un antecedente que valida lo postulado por el modelado.

Risacher y otros (1999) no detectaron una relación equimolar entre componentes mayores en las aguas de aporte del salar del Huasco que evidenciara la disolución de antiguas evaporitas para la cuenca. Sin embargo, en las cuencas de Huasco y Lagunillas se reconocen depósitos salinos en los alrededores de ríos, salares y lagunas (Gardweg y Sellés, 2013; Sellés y otros, 2016), por lo cual no es posible descartar el fenómeno de disolución. A su vez la corrección de los modelos de balance de masa en aguas asume que los iones Cl y SO_4 están equilibrados por Na y Ca, a través de las fases halita y yeso, respectivamente (Bowser & Jones, 2002), por lo cual cobra relevancia analizar si la disolución de minerales evaporíticos es pertinente, ya que evaporitas actúan como fuente de solutos en cuencas hidrográficamente cerradas (Warren, 2016).

En general, si la disolución de halita es responsable del aporte de Na en aguas, la relación molar Na/Cl aproximada es uno, mientras que una relación mayor a la unidad es típicamente interpretada como Na liberado de la meteorización de silicatos (Meybeck, 1987). La relación molar Na/Cl tiene un amplio rango de variación en las soluciones, entre 0,9 y 13,0, acercándose a la unidad cuando las concentraciones de soluto de las aguas son elevadas (Figura 6.5). Esto permite interpretar que la principal fuente de Na de las aguas de cursos superficiales es debido a la disolución de plagioclasa, y por tanto en los modelos probablemente la disolución de halita está sobrestimada. Acosta y Custodio (2008) igualmente presentan razones molares Na/Cl para aguas de la cuenca del salar del Huasco, donde los valores varían entre 3,6 y 11,0 en aguas superficiales, en concordancia con lo anteriormente interpretado. Acorde a esta hipótesis, Acosta y otros (2013) reconocen a partir de la relación Cl/Br, que aguas superficiales diluidas en cuencas altiplánicas de Tarapacá no se encuentran influenciadas por salmueras o facies evaporíticas.

La meteorización de silicatos primarios corresponde a una disolución incongruente, donde la proporción de elementos que aparecen en la solución difiere de la proporción de la disolución mineral, debido a que durante el proceso se forman minerales secundarios como las arcillas, caolinita y óxidos de Fe (Appelo & Postma, 2005). El uso de modelos de balance de masa por tanto representa una importante herramienta que relaciona los cambios en la química del agua con la disolución y/o precipitación de minerales. El efecto principal de la meteorización de silicatos sobre la composición química del agua es la adición de cationes y sílice (Appelo & Postma, 2005). De los modelos se interpretó que la meteorización de plagioclasa, con miembros de la solución sólida entre albita y anortita, es responsable del aporte de Ca y Na en las aguas. El Ca también se libera por la meteorización de piroxenos. La disponibilidad de Mg en el agua se asocia al aporte de componentes derivadas de olivinos, piroxenos y biotita. En tanto el K es aportado por la disolución de feldespato K y biotita.

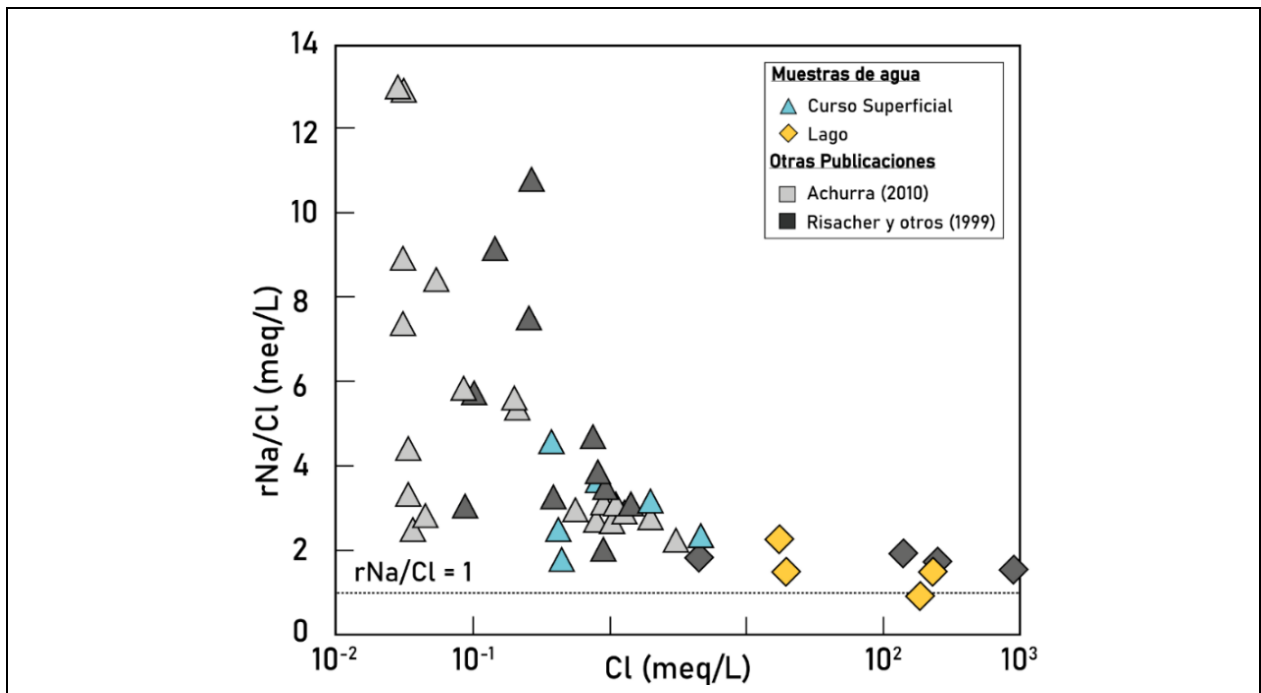


Figura 6.5. Diagrama razón Na/Cl vs Cl en meq/L. Risacher y otros (1999) y Achurra (2010).

Para sistemas hidrográficos dominados por silicatos, la sílice disuelta es derivada casi en su totalidad de plagioclasas y minerales máficos, con una contribución relativamente pequeña del feldespato K y nula de cuarzo (Bowser & Jones, 2002). En los modelos la sílice se presenta principalmente como fase precipitada, y por lo tanto la incorporación de esta se asocia a la

disolución de dióxido, enstatita, forsterita, biotita, feldespato potásico y plagioclasas. También es probable que la sílice se origine a partir de la disolución de vidrio volcánico (Risacher y otros, 2003). En adición a la sílice, se reconoce en ignimbritas del Complejo Volcánico de los Andes Centrales altos contenidos de K_2O (ej: de Silva & Francis, 1989; Linsday y otros, 2001) por tanto, la disolución de componentes vítreos de estas también se considera pueden aportar K en las soluciones. La no disolución de sílice en los balances de masa es acorde a los índices de saturación de fases de cuarzo y sílice amorfo, los cuales se encuentran sobresaturados y próximos a la saturación respectivamente en los ejemplares de agua de cursos superficiales.

A su vez, la meteorización de los silicatos primarios da como resultado la formación de minerales arcillosos como montmorillonita, caolinita y gibbsita (Appelo & Postma, 2005). En los modelos se observó la precipitación de caolinita e illita, sin la participación de esmectitas. La presencia de montmorillonita e illita ha sido reportada en paleosuelos del Desierto de Atacama asociada a condiciones de precipitación alrededor de los 200 mm/año (Rech y otros, 2006), condiciones similares a las presentes en la zona de estudio. Estos antecedentes sugieren que la estequiometría de los productos de meteorización de los modelos no fue la adecuada. Las simulaciones podrían complementarse con análisis de difracción de rayos X (DRX), para evaluar mejor el fenómeno.

Anteriormente fue discutida la relación entre la composición química de las aguas de cursos superficiales y la litología a la cual se encuentra relacionada, respecto a su anión dominante. Referente a los cationes se analizó la razón Na/Ca de aguas de cursos superficiales, la cual varió entre 0,43 y 1,18 en las muestras del presente estudio y entre 0,54 y 3,41 en las aguas de este tipo reportadas por Risacher y otros (1999) y Achurra (2010). De esta no se muestra un patrón claro que permita discriminar un control litológico para el catión dominante en las soluciones.

En los modelos de interacción fluido-roca, la diferencia entre aguas influenciadas por rocas volcánicas y volcanoclásticas es observada en la cantidad relativa de CO_2 atmosférico y yeso disuelto. En específico, el CO_2 disuelto varió entre $6,8 \times 10^{-4}$ y $1,4 \times 10^{-2}$ atm, siendo los mayores valores reconocidos para aguas vinculadas a rocas volcanoclásticas. El yeso disuelto en tanto varía entre el 2,51 y el 21,65%. Dado que coinciden los bajos valores de disolución de CO_2 con los altos porcentajes del sulfato disuelto, teniendo en consideración el contexto geológico y el exceso de Na sobre Cl de las soluciones de cursos superficiales, se puede inferir que la disolución de yeso también está sobrestimada como corrección al balance de masa. Esto permitiría indicar que la

fuentes de sulfato en las aguas no está representada en los modelos. Risacher y otros, (1999) y Risacher & Fritz, (2009) interpretan que el contenido de SO_4 en cuencas altiplánicas es derivado de la oxidación de azufre y sulfuros presentes en litologías volcánicas.

Tanto el ácido sulfúrico, formado a partir de la oxidación de azufre y sulfuros presente en rocas volcánicas, como el ácido carbónico, formado a partir de la disolución de CO_2 , son agentes de alteración de litologías (Meybeck, 1987). De esta forma, se puede reconocer que rocas volcánicas y volcanoclásticas presentan diferencias en los patrones de lixiviación: la meteorización de rocas en general se asocia a la acción de ácido carbónico, en tanto el ácido sulfúrico corresponde a otro agente de lixiviación que actuaría en litologías volcánicas.

De forma general a partir de los modelos se reconoce que la interacción agua-roca es un proceso dominante en la incorporación de solutos para aguas de cursos superficiales (Figura 6.3). Tanto el ácido carbónico como sulfúrico son responsables de la meteorización de las diversas litologías. La influencia de minerales silicatados formadores de roca es explicada a través de los modelos. De igual manera, es probable que la limitación en la definición de las razones estequiométricas específicas de los minerales en el balance de masa conduzca a variaciones en las cantidades disueltas o precipitadas de cada fase. La influencia de minerales evaporíticos requiere del análisis de elementos menores o datos isotópicos para su mejor comprensión.

6.3.2. Evaporación

En contextos no marinos, ríos y aguas subterráneas son la fuente de la mayoría de los iones que se depositan como sales evaporíticas en cuencas endorreicas (Warren, 2016). La composición inicial del agua es determinante para la vía evolutiva que sigue el sistema al evaporarse (Risacher y otros, 2003).

Un antecedente que valida el proceso de concentración de solutos por evaporación son los isótopos estables de H y O. En la cuenca del salar del Huasco, Flores (2010) reconoce en aguas superficiales un alejamiento respecto a la línea meteórica local, con una tendencia que une los valores isotópicos más ligeros con los enriquecidos observados en los lagos (Figura 6.6). Se observa también este patrón en muestras de aguas de las cuencas altiplánicas de la región de Tarapacá, cuya línea de evaporación es una recta reconocida de pendiente aproximada 4 (Acosta y otros, 2013).

La vía evolutiva de evaporación posterior a la precipitación de carbonatos en aguas de cuencas endorreicas está controlada por las proporciones de los iones Ca, Mg, HCO_3 (Warren, 2016). El patrón evolutivo reconocido en las muestras de curso superficial L2E5W1 y L2E8W1 es de tipo sulfatado neutro. Concordantemente, Risacher y otros (1999), indica que la vertiente norte de la hoya hidrográfica de laguna Lagunillas sigue esta misma vía evolutiva, sin registro de otra agua de carácter superficial que muestre el carácter evolutivo de fluidos al norte de la laguna, como lo es L2E8W1.

La evolución de las aguas en la cuenca del salar del Huasco por vías evolutivas carbonatada y sulfatada alcalina también es concordante a lo reportado por Risacher y otros (1999). El mismo autor reconoce la predominancia del modelo evolutivo carbonatado para muestras al norte y oeste de la cuenca y sulfatada neutra o sulfatada alcalina al este de la hoya hidrográfica.

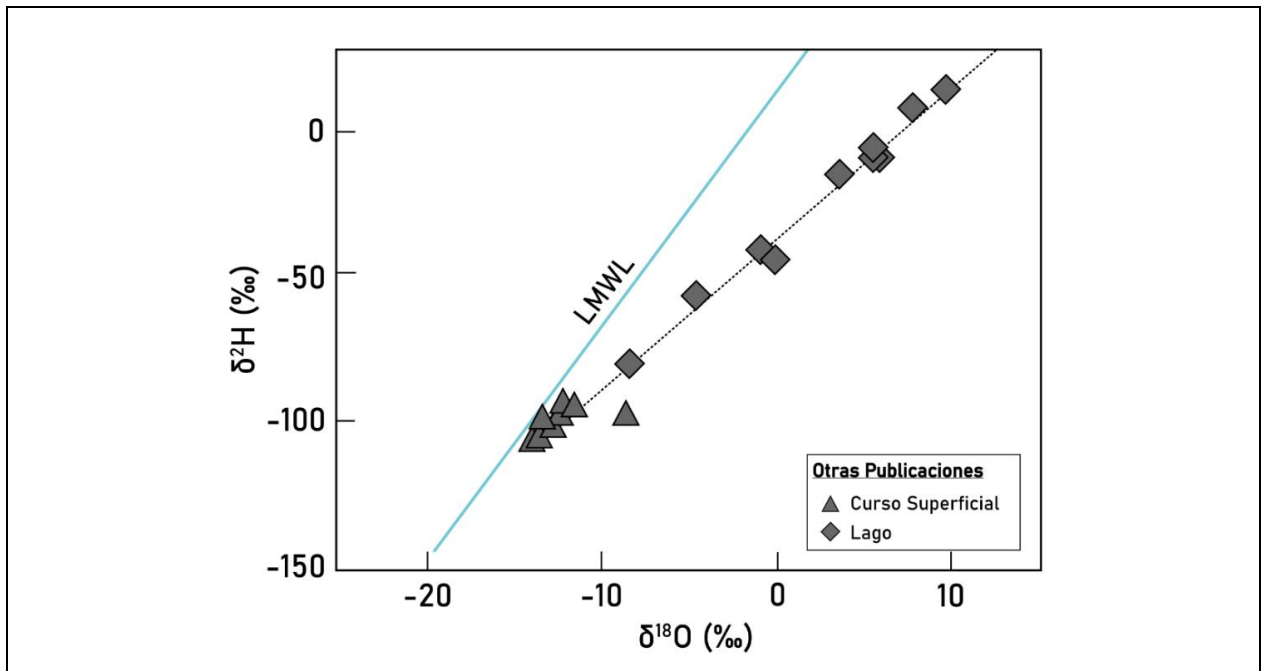


Figura 6.6. Diagrama razón $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ modificado de Flores (2010). En línea discontinua se observa tendencia de alejamiento respecto a la línea meteórica local, que une los valores isotópicos más ligeros con los enriquecidos. LMWL: Línea meteórica local de Boschetti y otros (2019).

La mineralogía observada por Gardweg y Selles (2013) y López y otros (1999), en las sales de las cuencas endorreicas del área de estudio son de tipo $\text{Na-SO}_4\text{-Cl}$. Dado el tipo de sales reconocidas, es esperable que la evolución por evaporación de las aguas sea de tipo sulfatado directo, sulfatado alcalino o sulfatado neutro (Figura 6.7). En concordancia, Risacher y otros (2003) indican que la

concentración por evaporación de las aguas de cursos superficiales en el norte de Chile produce aguas neutras y enriquecida en Ca o SO_4 , siendo las salmueras alcalinas anómalas. Por lo tanto, la evaporación de las aguas por vías evolutivas de tipo sulfatada, reconocidas en el área de estudio, son concordantes a patrones de contexto regional para el norte de Chile. En tanto las vías evolutivas alcalinas que siguen los cursos superficiales L2E2W1 y L2E4W1 serían una rareza. La discordancia en el modelo evolutivo que presentan estas aguas superficiales permite inferir que existe un proceso de mezcla entre aguas HCO_3 y SO_4 que induce a la disminución de la concentración de carbonato presente en las aguas de la cuenca del salar del Huasco y con ello el cambio en la vía evolutiva de carbonatada a sulfatada.

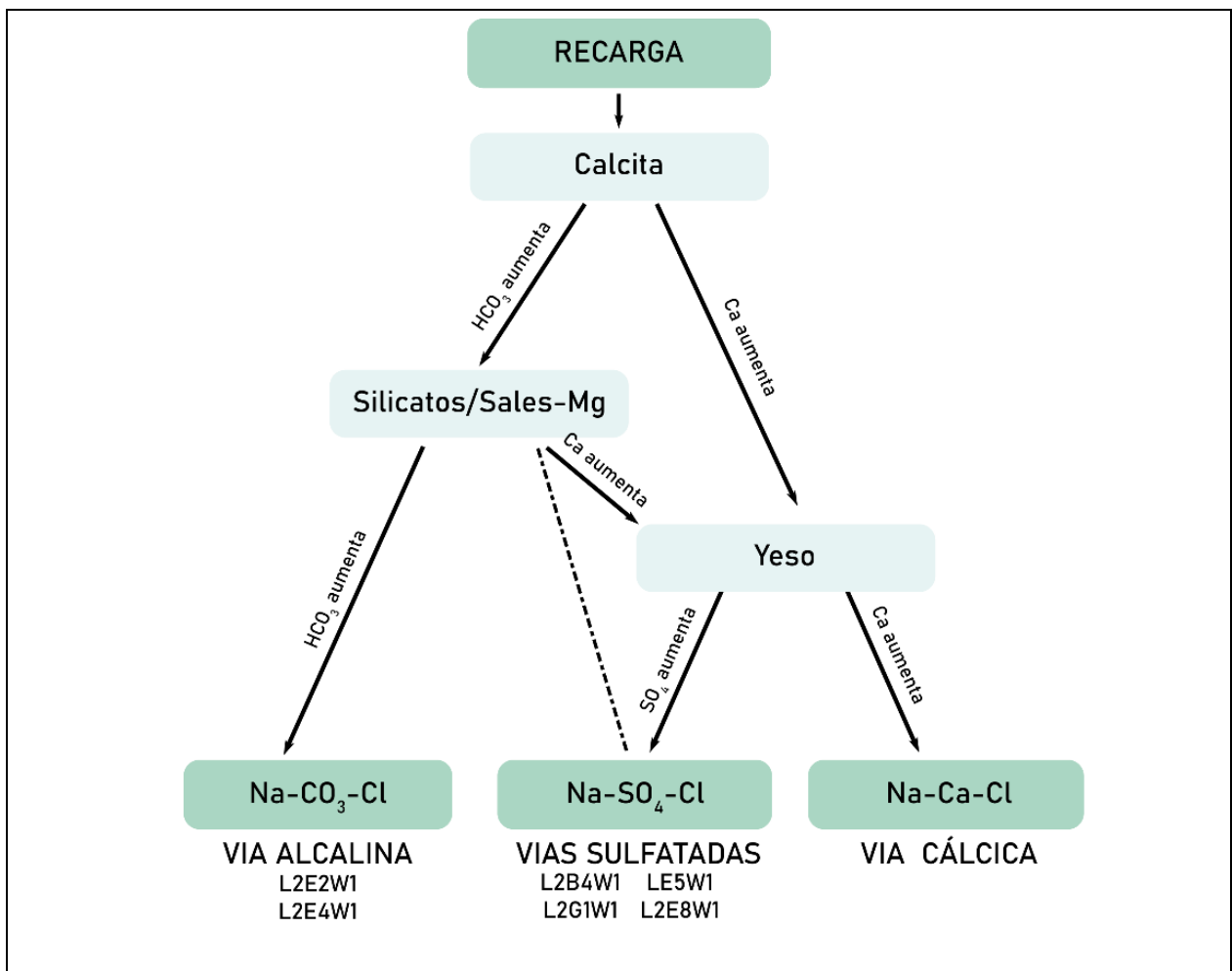


Figura 6.7. Esquema de evolución de las aguas por evaporación propuesta por Risacher y otros (1999) para el norte de Chile. Se indican las vías evolutivas observadas en los modelados de evaporación de aguas de cursos superficiales.

Otra discusión respecto a los procesos de evaporación está dada por las fases minerales involucradas. La concentración por evaporación de soluciones en el salar del Huasco, estudiada a través de evaporación en condiciones controladas de laboratorio ha permitido determinar que en el sistema salino precipitan además de los ya mencionados, minerales como la thenardita, halita y polihalita para diferentes etapas evolutivas de las aguas (López & Garcés, 2002). Esto no fue observado en los modelos hidrogeoquímicos de este trabajo. La fuerza iónica de las aguas superficiales concentradas en los modelos no supera los 2 molal (Figura 6.8), mientras que las soluciones trabajadas por López, & Garcés (2002) aumentan progresivamente hasta los 10 molal, por lo tanto, se presume que, el grado de concentración de las soluciones trabajadas en el presente estudio no es suficiente para mostrar la depositación de minerales observados en los análisis experimentales. También cabe destacar que la solubilidad del sulfato de sodio está fuertemente influenciada por temperatura (Hem, 1985). Este control no está reflejado en los modelos, lo cual es otro argumento que permite justificar por qué no se reconocieron otros minerales asociados a sales Na-SO₄-Cl, a pesar de que la vía evolutiva sí se corresponda con las esperadas.

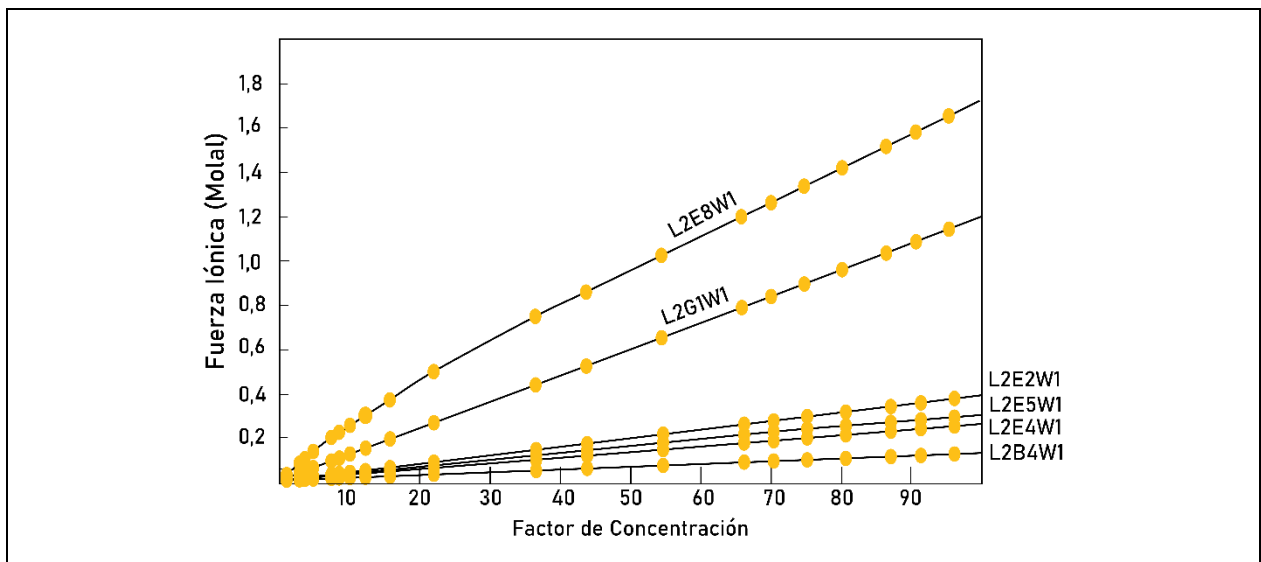


Figura 6.8. Diagrama de la evolución de la concentración total, expresada como fuerza iónica, de las aguas modeladas por evaporación.

Es posible resumir de los modelos, que se reconoce a la evaporación como un proceso predominante que conduce a la precipitación de las salmueras y al quimismo de las aguas lacustres, validándose lo postulado para este proceso en el esquema conceptual (Figura 6.3). La rareza química representada por la evolución de aguas por vías alcalinas es indicativa de que existen

procesos que enriquecen en SO_4 a las aguas HCO_3 del área previo a su concentración por evaporación, al menos para la cuenca del salar del Huasco. Los datos trabajados además validan los modelos de evaporación propuestos para el norte de Chile de Risacher y otros (1999).

6.3.3. Mezcla de aguas

Existen dos contextos a discutir referente a mezcla de fluidos en el área de estudio: el primero relativo a la influencia termal en aguas superficiales y el segundo asociado a la combinación entre aguas superficiales de diferente composición.

La influencia de fluidos termales en cuencas salinas del norte de Chile ha sido estudiada con el fin de esclarecer si fluidos de descarga termal aportan solutos en otras fuentes de agua. Autores como Chong y otros (2000) y Boschetti y otros (2007), relacionan la presencia de B y Li en los salares preandinos y andinos a actividad geotérmica y volcánica. Si bien en el presente trabajo estos elementos no son analizados, por las características geológicas y climáticas similares, se buscó a través del modelado de elementos mayoritarios evaluar la interacción entre fuentes termales con aguas de composición más diluida. En particular altas concentraciones de Cl, Na y As son asociados a manantiales termales en la Cordillera Occidental de los Andes (Banks y otros, 2004). La mezcla entre aguas termales y meteóricas es uno de los procesos capaz de explicar las bajas razones isotópicas de $^3\text{He}/^4\text{He}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las aguas de descarga termal de Lirima y Puchuldiza (Veloso y otros, 2020). Por otra parte, las variaciones isotópicas de O y H para las aguas de baños de Pampa Lirima y de San Andrés también son indicio de proporciones de mezcla de aguas de descarga termal con aportes superficiales (Achurra y otros, 2011).

En las simulaciones de mezcla entre aguas termales y de cursos superficiales o meteóricas solo se observó ajuste entre soluciones de mezcla para el agua termal L2B3W1 (Figura 6.9). Esto permite explicar la similitud en composición y baja temperatura de la fuente. No se logró reconocer otros procesos de mezcla, entre los miembros extremos definidos, que se ajustaran a las composiciones de aguas de descarga termal de Pampa Lirima. En contraste, en el modelo hidrogeológico conceptual del sector, Achurra (2010) planteó la ocurrencia de mezcla entre un acuífero geotérmico profundo de aguas Cl-Na, con aguas SO_4 durante el ascenso. Probablemente esto no fue observado

en las simulaciones debido a que los miembros extremos termales y de aguas meteóricas o superficiales no son los adecuados.

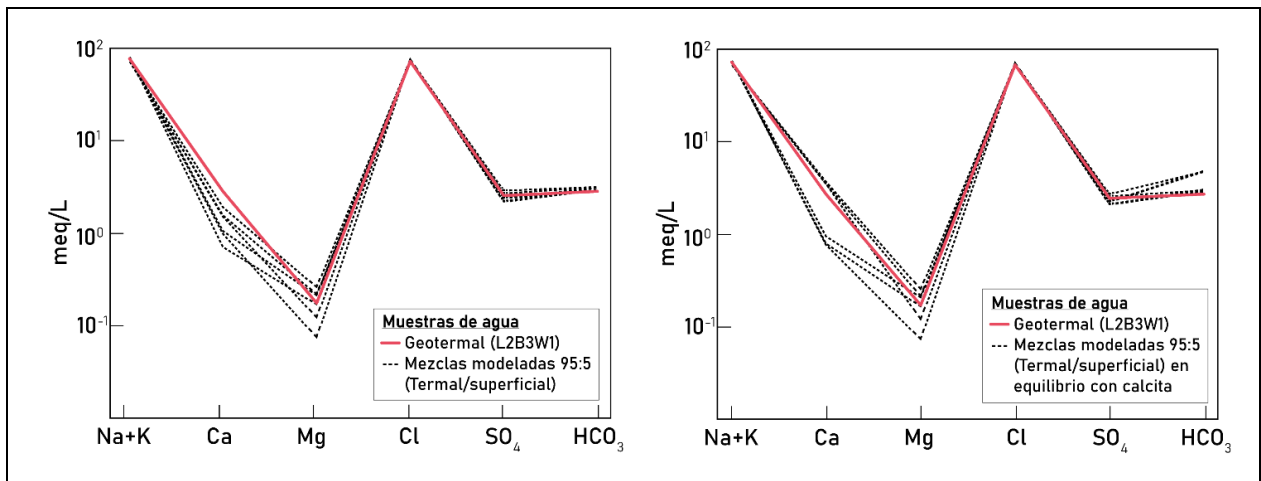


Figura 6.9. Elementos mayoritarios de las soluciones de mezcla modeladas entre aguas termales (95%) y superficiales o meteóricas (5%). En color se representan los miembros extremos seleccionados y en líneas discontinuas las mezclas modeladas.

En el modelo conceptual por tanto los procesos de mezcla entre fuentes termales y aguas diluidas de cursos superficiales o de origen meteórico son validados para la zona de Puchuldiza. No se descarta la interacción de fluidos termales con aguas meteóricas en profundidad para Pampa Lirima (Figura 6.3).

El patrón de mezcla entre aguas de cursos superficiales SO_4 y HCO_3 y con aguas meteóricas no se ajusta a otras composiciones de aguas naturales muestreadas. Sin embargo, en el subcapítulo anterior se reconoció que la discordancia en el modelo evolutivo por evaporación que presentan las aguas superficiales L2E2W1 y L2E4W1, permite inferir que existe un proceso de mezcla que aumenta la proporción de SO_4 previo a la evaporación de las aguas. Risacher y otros (1999), en el salar del Huasco, indican que proporciones de mezcla del 85% de aguas de aporte carbonatadas, provenientes del oeste del salar y 15% de aguas sulfatadas del sur del salar son responsables de definir el quimismo de las aguas lacustres. En contraste, los modelos de mezcla entre L2E8W1 (tipo SO_4) y L2E4W1 (tipo HCO_3) reflejan que procesos de mezcla de un 5% y 95% respectivamente, ya son suficientes para aumentar la concentración de Ca y Mg por sobre la de HCO_3 y permitir la evolución de aguas diluidas por evaporación de tipo sulfatada. La presencia de aguas de tipo HCO_3 -Na reportadas por Flores (2010) en lagunas del norte de salar del Huasco permiten inferir que estos procesos de mezcla de aguas ocurren en las lagunas.

Para la laguna Lagunilla también se reconocen aportes tanto de tipo SO_4 , de carácter superficial, como HCO_3 , de carácter subterráneo (Risacher y otros, 1999), lo que implícitamente puede ser una evidencia de procesos de mezcla entre las aguas que alimentan a la laguna. Si bien esta hipótesis también es postulada por Risacher y otros, (1999), al modelar la evaporación de las dos fuentes mezcladas (LGU-2 y LG3-3), no logra ajustar las composiciones de Li, Mg, Cl y B en las simulaciones.

Otro proceso de mezcla en el área de estudio es reconocido en el sector del estero Charvinto. Achurra (2010) interpretó la existencia de mezcla entre las aguas de la quebrada Jiguata con aguas de baja salinidad aportadas previo a la confluencia, que son responsables de producir variaciones temporales en la concentración de solutos del estero. Sin embargo, procesos de mezcla asociados a variaciones estacionales en las aguas de cursos superficiales no pueden ser analizados, debido al tipo de muestreo realizado en el presente trabajo.

Se puede concluir que la mezcla entre aguas superficiales en lagunas es un fenómeno presente en el área de estudio (Figura 6.3). La mezcla de aguas cobra gran relevancia en diluir las concentraciones de carbonato acuoso en los fluidos de entrada de las lagunas. Queda en evidencia que ligeras modificaciones de las proporciones de aportes de agua para el salar del Huasco pueden ocasionar grandes diferencias en las composiciones de sus lagunas (Risacher y otros, 1999). De igual manera se extiende esta conclusión para la laguna Lagunillas.

7. CONCLUSIONES

El desarrollo de este trabajo permitió caracterizar las aguas naturales de la Precordillera y Cordillera Occidental al norte de la región de Tarapacá y a través de ello interpretar los procesos hidrogeoquímicos que controlan su composición química.

De las aguas analizadas se distinguen tres tipos, en base a sus características de afloramiento y quimismo: termales, de cursos superficiales y lagos. La temperatura de las aguas es mayor en los ejemplares geotermales, mientras que, para los otros dos tipos, se reconoce este parámetro está influenciado por la temperatura ambiental. Todas las aguas naturales presentan un pH neutro a ligeramente alcalino. La conductividad es mayor para aguas termales y de lagos, mientras que, en cursos superficiales esta depende del grado de interacción fluido-roca.

Según su clasificación composicional, se reconoce que las aguas geotermales son de tipo Cl-Na, los fluidos de lagos se caracterizan por ser de tipo Cl-Na y SO₄-Na y los cursos superficiales por presentar aguas de facies HCO₃-Mixta, HCO₃-Na, SO₄-Mixta y SO₄-Na. Los grupos SO₄ y HCO₃ de cursos superficiales presentan una distribución espacial estrechamente vinculada a la geología, observándose composiciones SO₄ para aquellas aguas en interacción con unidades volcánicas, y HCO₃ con rocas volcanoclásticas.

Los índices de saturación reflejan, en gran parte de las aguas analizadas, una sobresaturación en cuarzo, saturación en sílice amorfo y subsaturación en halita y yeso. Un comportamiento diferenciado según los tipos de agua se observa con carbonatos. Las aguas de lagos se presentan saturadas en calcita y sobresaturadas en dolomita, mientras que aguas termales y de cursos superficiales están mayormente subsaturadas a saturadas en calcita y dolomita.

La disponibilidad de solutos en el área de estudio depende del proceso de interacción fluido-roca, donde la meteorización de rocas volcánicas y volcanoclásticas es predominante. La hidrólisis de estas litologías sería la fuente de Ca, Na, Mg, K y SiO₂ en las aguas. No se reconoce una contribución significativa de minerales evaporíticos. El aporte de azufre a partir de litologías volcánicas, y su posterior oxidación, permite que el ácido sulfúrico sea un agente de lixiviación para litologías volcánicas. En tanto la meteorización de rocas volcanoclásticas se asocia a la acción

de ácido carbónico. El aporte de sulfato en la interacción agua-roca es importante para definir el quimismo de las aguas lacustres.

Debido a las condiciones de aridez, en los puntos más bajos de las cuencas, las aguas están sometidas a una intensa evaporación que concentra los solutos en estas y deriva en la formación de sales de tipo Na-SO₄-Cl. Los patrones evolutivos reconocidos de la evaporación de agua de cursos superficiales son: sulfatado neutro, sulfatado directo, sulfatado alcalino y carbonatado. Esta última vía evolutiva constituye una rareza y no es acorde a los tipos de sales reconocidos en el área.

Se evidenciaron procesos de mezcla entre aguas de cursos superficiales y termales para el sector de Puchuldiza. Mezcla entre fluidos superficiales y meteóricos no son claras, probablemente debido a que los miembros extremos trabajados en los modelos no son los adecuados. Sin embargo, se reconoce que, gracias a este fenómeno, las concentraciones de carbonato acuoso de cursos superficiales son diluidas en los fluidos de entrada de las lagunas.

Se concluye que la composición de los fluidos naturales de la Precordillera y la Cordillera Occidental al norte de la región de Tarapacá presenta un fuerte control litológico. Tanto las rocas como las condiciones climáticas a lo largo de la zona de estudio son similares y explican las similitudes químicas de las aguas de diferentes sectores.

7. 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.
- ACHURRA, L.; CUSTODIO E.; AGUIRRE, I.; ARCOS, R. & CLAVERO, J. 2011. Estudio hidrogeoquímico en la cuenca altiplánica de Pampa Lirima, Andes Centrales (Chile). Congreso Argentino de Hidrogeología N°7 y Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea N°6. Actas: 276-283. Salta.
- ACOSTA, O. & 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.; GUIMERA, 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. Tomo 1: 118-125. La Plata.
- ALLMENDINGER, R. W.; JORDAN, T. E.; KAY, S. M. & 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.
- APPELO, C. A. J. & POSTMA, D. 2005. Geochemistry, groundwater and pollution, Second Edition. Balkema: 634 pp. Rotterdam.
- ARCOS, R.; CLAVERO, J.; GIAVELLI, A.; SIMMONS, S.; AGUIRRE, I.; MARTINI, S.; MAYORGA, C.; PINEDA, G.; PARRA, J. & SOFFIA, J. 2011. Surface Exploration at Pampa Lirima Geothermal Project, Central Andes of Northern Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*. Vol. 11: 689-693.
- ARGANDOÑA, R. 1984. Geología del cuadrángulo Cerro Socora y características generales del área geotermal de Puchuldiza. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 101 pp., Santiago.
- 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.
- BAKER, M.C.W. & FRANCIS, P.W. 1978. Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes-ages and volumes. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol 41: 175-187.

- BANKS, D.; MARKLAND, H.; SMITH, P. V.; MENDEZ, C.; RODRIGUEZ, J.; HUERTA, A., & SÆTHER, O. M. 2004. Distribution, salinity and pH dependence of elements in surface waters of the catchment areas of the Salars of Coipasa and Uyuni, Bolivian Altiplano. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol 84, (3):141-166.
- BHP Billiton .2014. Informe cuenca Lagunillas periodo semestral Julio - Diciembre 2013. 29 pp.
- BLANCO, N. & TOMLINSON, A. 2013. Carta Guatacondo, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 156: 116 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- BLANCO, N.; VÁSQUEZ, P.; SEPÚLVEDA, F.A.; TOMLINSON, A.J.; QUEZADA, A. & 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.
- BOSCHETTI, T.; CIFUENTES, J.; IACUMIN, P. & SELMO, E. 2019. Local meteoric water line of Northern Chile (18 S–30 S): An application of error-in-variables regression to the oxygen and hydrogen stable isotope ratio of precipitation. *Water*. Vol. 11, (4): 791.
- BOSCHETTI, T.; CORTECCI, G.; BARBIERI, M. & MUSSI, M. 2007. New and past geochemical data on fresh to brine waters of the Salar de Atacama and Andean Altiplano, northern Chile. *Geofluids*. Vo. 7, (1):33-50.
- BOWSER, C. J. & JONES, B.F. 2002. Mineralogic controls on the composition of natural waters dominated by silicate hydrolysis. *American Journal of Science*. Vol. 302, (7): 582-662.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). Geological Society, Special Publications: 21-114. London.
- CHONG, G.; PUEYO, J. J. & DEMERGASSO, C. 2000. Los yacimientos de boratos de Chile. *Revista geológica de Chile*. Vol. 27, (1):99-119.
- CENTRO DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO EN RECURSOS HÍDRICOS (CIDERH). 2013. Recursos hídricos región de Tarapacá: Diagnostico y sistematización de la información. Universidad Arturo Prat: 223 pp. Iquique.
- CORREA, N. 2011. Evolución geológica y petrológica del Complejo Volcánico Quimsachata-Aroma, Región de Tarapacá, Andes centrales del norte de Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 210 pp., Santiago.
- CORTÉS, J.; CASCANTE, M. & ZAVALA, V. 2014. Geología de las áreas 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 SILVA, S. L. & FRANCIS, P. W. 1989. Correlation of large ignimbrites—two case studies from the Central Andes of Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 37, (2):133-149.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 1980. Hoyas hidrográficas de Chile: Primera región. Hans Niemeyer: 123 pp.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2004a. Diagnóstico y clasificación de los Cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad Cuenca quebrada de Tarapacá. Cade-Idepe Consultores en ingeniería: 78 pp.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2004b. Diagnóstico y clasificación de los Cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad Cuenca del río Isluga. Cade-Idepe Consultores en ingeniería: 62 pp.
- 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.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2009a. 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°195. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental Pontificia Universidad Católica de Chile, Vol. 8: 333 pp.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2009b. 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°195. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental Pontificia Universidad Católica de Chile, Vol. 4: 104 pp.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2011. Estimación de recargas en cuencas Altiplánicas y Precordilleranas de la vertiente Pacífica. SIT N°251. Aquaterra Ingenieros Limitada: 199 pp.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2013. Análisis de los Recursos Hídricos de la Quebrada de Aroma, Región de Tarapacá. SIT N°328. Amphos 21 consulting Chile Limitada: 218 pp.
- EUGSTER, H. P. & HARDIE, L. A. 1978. Saline lakes. Lakes (Lerman A. editor) Springer: 237-293. New York.
- EUGSTER, H.P. & JONES, B.F. 1979. Behavior of major solutes during closed-basin brine evolution. *American Journal of Science*. Vol. 279: 609–631.
- FARIAS, M.; CHARRIER, R.; COMTE, D.; MARTINOD, J. & 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).

- 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.
- FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. 1979. Groundwater. Prentice-Hall: 604 pp.
- GALLARDO, F.E. 2015. Geología y estructura de la Precordillera altiplánica entre 19°45'S y 20°00'S, Región de Tarapacá, Chile. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 120 pp., Santiago.
- GALLI, C. 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de la puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Minerales*. Vol. 56: 14-26.
- 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. & 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.
- GARCÉS, I., & LOPEZ, J. (2010). Monitoreo geoquímico de un sistema evaporítico natural: salar de Huasco (Chile). *Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia*. Vol. 52: 108-122.
- GARCIA, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. Simposio Geosinclinal Andino. 138 p. Santiago.
- GARDEWEG, M. & SELLÉS, D. 2013. Geología del área 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. & 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.
- HARDIE, L. A. & EUGSTER, H. P. 1970. The evolution of closed-basin brines. *Special Paper Mineralogical Society of America*. Vol. 3: 273-290.
- HAUSER, A. 1997. Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 50: 89 pp.
- HEM, J. D. 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. United States Geological Survey Water-Supply: 263pp. Alexandria.

- HENRÍQUEZ, G. 2013. Caracterización de Humedales Altoandinos para una gestión sustentable de las actividades productivas del sector norte del país: Informe recurso suelo, III Atacama. Centro de Información de Recursos Naturales.
- HERRERA, S.; BOBADILLA, P. & PINTO, L. 2015. Sedimentación y deformación durante el Mioceno Superior en la Cordillera Occidental a los 19°15'S (norte de Chile). Congreso Geológico Chileno N° 14. Actas: 759-762. La Serena.
- 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.
- JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA). 1995. JICA, The study on the development of water resources in northern Chile: Main Report. Convenio de cooperación Japan International Cooperation Agency y Dirección General de Aguas: 253 pp. Tokyo.
- JORDAN, T.E.; NESTER, P.L.; BLANCO, N.; HOKE, G.D.; DÁVILA, F. & TOMLINSON, A.J. 2010. Uplift of the Altiplano-Puna plateau: a view from the west. *Tectonics*. Vol. 29, (5): 1-31.
- KURDEHLACHIN, S.; JAFARI, H. & BAGHERI, R. 2018. Geochemistry of groundwater from a rhyolite aquifer, Northwest Iran. *Environmental Earth Sciences*. Vol. 77:704.
- LADINO, M. 2011. Geología de los Cuadrángulos Mamiña y Quipisca, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-11-46: 31 pp. 2 mapas escala 1:50.000. Santiago.
- LAHSEN, A. 1973. Geología de Puchuldiza. Corporación de Fomento de la Producción (CORFO): 49 pp. Santiago.
- LAHSEN, A. 1988. Chilean geothermal resources and their possible utilization. *Geothermics*. Vol. 17, (2-3): 401-410.
- LECOMTE, K.L.; PASQUINI, A.I. & DEPETRIS, P.J. 2005. Mineral Weathering in a Semiarid Mountain River: Its assessment through PHREEQC inverse modeling. *Aquatic Geochemistry*. Vol. 11: 173-194.
- LINDSAY, J. M.; SCHMITT, A. K.; TRUMBULL, R. B.; DE SILVA, S. L.; SIEBEL, W. & EMMERMANN, R. 2001. Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: Compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites. *Journal of Petrology*. Vol. 42, (3):459-486.
- LOPEZ, P. L. & GARCÉS, I. 2002. Evolución química de las salmueras del Salar de Huasco (Chile) en condiciones experimentales controladas. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*. Vol. 57: 201-209.
- LOPEZ, P.L.; GARCOS, I.; AUQUE, L.F.; GOMEZ, J.; GIMENO, M.J. & LAPUENTE, M.P. 1999. Características geoquímicas y aspectos geológicos del Salar de Huasco (Chile). *Boletín Geológico y Minero*. Vol.110, (3): 73-91.

- 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.
- MEYBECK, M. (1987). Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American journal of science*. Vol. 287, (5):401-428.
- MONTGOMERY, E. L. & 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.
- MONTENEGRO, C. A. 2008. Actualización de los antecedentes geoquímicos y geofísicos del campo geotérmico de Puchuldiza y su comparación con el área de exploración geotérmica de Guanacota, región de Tarapacá. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 79 pp., Santiago.
- MONTENEGRO, C. & DECKART, K. (2009). Interpretaciones geoquímicas y geofísicas del campo Geotérmico de Puchuldiza, Región de Tarapacá. Congreso Geológico Chileno N° 12. Santiago.
- MORANDÉ, J.; GALLARDO, F.; MUÑOZ, M. A. & FARIÁS, 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.
- MUÑOZ, N. & CHARRIER, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 9, (3-4): 171-181.
- NORDSTROM D.K., & CAMPBELL K.M. 2014. Modeling Low-Temperature Geochemical Processes. Treatise on Geochemistry, Second Edition (Holland H.D. & Turekian K.K. editors). Elsevier: 27-68. Oxford.
- ORTIZ, M.; ACHURRA, L.; CORTES, R.; FONSECA, A.; SILVA, C. & VIVALLOS, J. 2008. Estudio Geológico, Geofísico e Hidroquímico del Sector de Puchuldiza. Convenio Ministerio de Minería-Servicio Nacional de Geología y Minería: 168 pp. Santiago.
- PARKHURST, D.L. 1990. Ion-Association Models and Mean Activity Coefficients of Various Salts. Chemical Modeling of Aqueous Systems II. ACS Symposium Series: 30-43. Washington.
- PARKHURST, D.L. & APPELO, C.A.J. 2013, Description of input and examples for PHREEQC version 3—A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geological Survey Techniques and Methods: 497 pp.

- PLACENCIA, G.G. 2020. Las aguas subterráneas del oasis de pica: patrones de circulación y procesos de contaminación en el Desierto de Atacama (norte de Chile). Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 80 pp., Santiago.
- PIPER, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *American Geophysical Union Transactions*. Vol. 25: 914–923.
- POLANCO, E. & 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.
- QUEZADA, J.; CERDA, J. L. & JENSEN, A. 2010. Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean geology*. Vol. 37, (1): 78-109.
- RECH, J. A., CURRIE, B. S., MICHALSKI, G. & COWAN, A. M. 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology*. Vol. 34, (9): 761-764.
- RISACHER, F. & FRITZ, B. 2009. Origin of salts and brine evolution of Bolivian and Chilean salars. *Aquatic Geochemistry*. Vol. 15, (1-2): 123-157.
- RISACHER, F.; ALONSO, H. & 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. & SALAZAR, C. 2003. The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth-Science Reviews*. Vol. 63(3-4), 249-293.
- ROJAS, R., & DASSARGUES, A. 2007. Groundwater flow modelling of the regional aquifer of the Pampa del Tamarugal, northern Chile. *Hydrogeology Journal*. Vol. 15, 3:537-551.
- SAYES, J. 1978. Cuadrángulo Guaviña, Provincia de Iquique, 1a Región. Instituto de Investigaciones Geológicas, Informe inédito. 41 pp. 1 mapa escala 1:50.000.
- SCHEIHING, K. & TRÖGER, U. 2018. 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.
- SCOTT, E. M.; ALLEN, M. B.; MACPHERSON, C. G.; MCCAFFREY, K. J.; DAVIDSON, J. P.; SAVILLE, C. & DUCEA, M. N. 2018. Andean surface uplift constrained by radiogenic isotopes of arc lavas. *Nature communications*. Vol. 9, (1):1-8.
- SELLÉS, D.; GARDEWEG, M. & GARIBALDI, N. 2015. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos del Altiplano de Tarapacá: Carta geológica del área Pampa Lirima-Cancosa. Congreso Geológico Chileno N° 14. Actas: 77-80. La Serena.

- SELLÉS, D.; GARDEWEG, M. & GARIBALDI, N. 2016 Geología del Área 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.
- STIFF, H. A. 1951. The Interpretation of Chemical Water Analysis by Means of Patterns. *Petroleum Transactions*. Vol. 192: 376-379.
- TAPIA, J.; GONZÁLEZ, R.; TOWNLEY, B.; OLIVEROS, V.; ÁLVAREZ, F.; AGUILAR, G. & CALDERÓN, M. 2018. Geology and geochemistry of the Atacama Desert. *Antonie van Leeuwenhoek*. Vol. 111, (8): 1273-1291.
- TASSARA, A. & 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. & 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.
- 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.
- TOMLINSON, A.; BLANCO, N. & 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. & 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.
- VALENZUELA, I.; HERRERA, S.; PINTO, L. & DEL REAL, I. 2014. Carta Camiña, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 170: 97 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- VELOSO, E. E.; TARDANI, D.; ELIZALDE, D.; GODOY, B. E.; SÁNCHEZ-ALFARO, P. A.; ARON, F.; REICH, M. & MORATA, D. (2020). A review of the geodynamic constraints on the development and evolution of geothermal systems in the Central Andean Volcanic Zone (18–28° Lat. S). *International Geology Review*. Vol. 62(10):1294-1318.
- VERGARA, H. & 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.
- VICTOR, P.; ONCKEN, O. & GLODNY, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20 and 21S (northern Chile). *Tectonics*. Vol 23(4).

VIGUIER, B.; DANIELE, L.; JOURDE, H.; LEONARDI, V. & YÁÑEZ, G. 2019. Changes in the conceptual model of the Pampa del Tamarugal Aquifer: Implications for Central Depression water resources. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol 94: 1-7.

WARREN, J. K. 2016. *Evaporites: A geological compendium*. Springer: 1813 pp. Switzerland.



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



ANEXOS
I ANÁLISIS QUÍMICOS

Tabla 1. Moles transferidos en la interacción agua-roca, modelo inverso solución final L2B4W1. Valores positivos indican disolución y negativos precipitación de la fase mineral.

Código	Tipo de Agua	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄ ⁻	NO ₃	HCO ₃	SUMCAT	SUMAN	BALANCE
		(meq/L)										(Error %)
L2B1W1	Geotermal	76,120	5,729	0,624	0,074	76,841	2,657	0,036	3,361	82,547	82,895	-0,210
L2B2W1	Geotermal	72,858	5,371	0,574	0,016	72,327	2,636	0,030	3,096	78,818	78,088	0,465
L2B3W1	Geotermal	69,334	4,859	2,750	0,173	69,252	2,480	0,060	2,753	77,116	74,545	1,695
L2E3W1	Lago	341,453	40,921	9,496	20,280	230,606	185,384	0,000	3,233	412,149	419,224	-0,851
L2E6W1	Lago	172,249	30,639	48,952	16,931	188,942	102,623	0,060	2,588	268,772	294,214	-4,519
L2G2W1	Lago	39,691	3,811	4,481	2,073	17,478	32,230	0,000	1,768	50,056	51,476	-1,399
L2G4W2	Lago	28,817	4,066	3,832	6,944	19,504	22,361	0,000	1,591	43,659	43,456	0,234
L2B4W1	Curso Superficial	0,766	0,228	0,778	0,462	0,443	0,454	0,004	1,206	2,233	2,107	2,908
L2E2W1	Curso Superficial	2,914	0,135	2,081	0,555	0,812	1,639	0,010	3,065	5,684	5,525	1,418
L2E4W1	Curso Superficial	1,740	0,173	2,001	1,933	0,378	1,370	0,001	4,017	5,847	5,766	0,697
L2E5W1	Curso Superficial	1,031	0,194	1,223	0,485	0,423	1,495	0,114	0,928	2,932	2,960	-0,462
L2E8W1	Curso Superficial	10,505	1,174	8,772	2,764	4,609	13,004	0,003	5,254	23,215	22,871	0,748
L2G1W1	Curso Superficial	6,264	0,811	2,715	0,677	2,003	6,538	0,000	2,789	10,466	11,330	-3,963



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



ANEXO

II MODELACIÓN HIDROGEOQUÍMICA

Tabla 1. Moles transferidos en la interacción agua-roca, modelo inverso solución final L2B4W1. Valores positivos indican disolución y negativos precipitación de la fase mineral.

		Fases Minerales Transferidas (Moles)														
		Feldespato K	Andesina	Diópsido	Enstatita	Forsterita	Biotita	Hornblenda	Caolinita	Esmectita	Illita	Sílice	CO ₂ (g)	Calcita	Yeso	Halita
1	4,7E-05	4,7E-05				9,1E-05				-3,3E-04	4,6E-04	6,8E-04	-2,2E-04	4,7E-05	1,7E-04	
2	3,7E-04	5,3E-05	2,3E-04			1,4E-05				-3,3E-04		9,2E-04	-4,5E-04	4,7E-05	1,7E-04	
3	3,7E-04	4,7E-05	2,7E-04							-3,0E-04		9,4E-04	-4,7E-04	4,3E-05	1,9E-04	
4	3,9E-04	5,3E-05	2,7E-04							-3,3E-04	-8,3E-05	9,6E-04	-4,9E-04	4,7E-05	1,7E-04	
5	1,3E-04	5,3E-05				6,3E-05	-2,8E-04				4,6E-04	6,8E-04	-2,2E-04	4,7E-05	1,7E-04	
6	3,9E-04	5,3E-05	2,2E-04		2,8E-05					-3,3E-04		9,0E-04	-4,4E-04	4,7E-05	1,7E-04	
7	1,9E-04	5,6E-05	1,9E-04			-2,9E-04						8,9E-04	-4,3E-04	5,5E-05	1,7E-04	
8	1,9E-04	5,3E-05	1,9E-04			-2,8E-04					8,1E-05	8,7E-04	-4,1E-04	4,7E-05	1,7E-04	
9	3,9E-04	5,3E-05	1,9E-04	8,3E-05						-3,3E-04		8,7E-04	-4,1E-04	4,7E-05	1,7E-04	
10	3,9E-04	5,3E-05		1,4E-04						-3,3E-04	3,3E-04	6,8E-04	-2,2E-04	4,7E-05	1,7E-04	
11	1,9E-04	5,3E-05		9,5E-05			-2,8E-04				3,7E-04	6,8E-04	-2,2E-04	4,7E-05	1,7E-04	
12	3,9E-04	5,3E-05	2,7E-04							-3,3E-04	1,9E-04	6,8E-04	-2,2E-04	4,7E-05	1,7E-04	
13	2,9E-04	5,3E-05	2,3E-04			-1,4E-04				-1,6E-04		9,2E-04	-4,5E-04	4,7E-05	1,7E-04	
14	1,9E-04	5,3E-05	1,9E-04			-2,8E-04					2,7E-04	6,8E-04	-2,2E-04	4,7E-05	1,7E-04	

Tabla 2. Moles transferidos en la interacción agua-roca, modelo inverso solución final L2E2W1. Valores positivos indican disolución y negativos precipitación de la fase mineral.

		Fases Minerales Transferidas (Moles)														
		Feldespato K	Andesina	Diópsido	Enstatita	Forsterita	Biotita	Hornblenda	Caolinita	Esmectita	Illita	Sílice	CO ₂ (g)	Calcita	Yeso	Halita
Modelos	1	9,2E-04	9,6E-04				2,3E-04				-1,7E-03	-3,3E-03	3,3E-03	-5,4E-04	6,4E-04	5,4E-04
	2	1,1E-03	9,6E-04			3,4E-04					-1,7E-03	-3,7E-03	3,3E-03	-5,4E-04	6,4E-04	5,4E-04
	3	1,5E-05	9,6E-04				8,2E-05	-1,5E-03			-3,3E-03	3,3E-03	-5,4E-04	6,4E-04	6,4E-04	5,4E-04
Solución inicial:	4	9,7E-05	9,6E-04			1,2E-04		-1,5E-03			-3,4E-03	3,3E-03	-5,4E-04	6,4E-04	6,4E-04	5,4E-04
Lluvia																
(Placencia, 2020)	5	1,1E-03	9,6E-04		6,8E-04						-1,7E-03	-4,0E-03	3,3E-03	-5,4E-04	6,4E-04	5,4E-04
Solución final:	6	9,7E-05	9,6E-04		2,5E-04			-1,5E-03			-3,6E-03	3,3E-03	-5,4E-04	6,4E-04	6,4E-04	5,4E-04
L2E2W1	7	1,1E-03	9,6E-04	6,8E-04							-1,7E-03	-4,7E-03	4,0E-03	-1,2E-03	6,4E-04	5,4E-04
	8	9,7E-05	9,6E-04	2,5E-04				-1,5E-03			-3,8E-03	3,5E-03	-7,9E-04	6,4E-04	6,4E-04	5,4E-04

Tabla 3. Moles transferidos en la interacción agua-roca, modelo inverso solución final L2E4W1. Valores positivos indican disolución y negativos precipitación de la fase mineral.

		Fases Minerales Transferidas (Moles)														
		Feldespato K	Andesina	Diópsido	Enstatita	Forsterita	Biotita	Hornblenda	Caolinita	Esmeclita	Illita	Sílice	CO ₂ (g)	Calcita	Yeso	Halita
1	4,2E-04	6,1E-04	4,1E-04								-1,2E-03	-1,8E-03	4,0E-03	-2,6E-04	5,0E-04	1,1E-04
2	8,3E-04	6,1E-04	6,1E-04		6,1E-04						-1,2E-03	-2,4E-03	4,0E-03	-2,6E-04	5,0E-04	1,1E-04
3		6,1E-04			2,6E-04	1,4E-04		-9,8E-04			-2,0E-03	4,0E-03	-2,6E-04	5,0E-04	1,1E-04	1,1E-04
4		6,1E-04			3,4E-04		-7,0E-04				-3,4E-04	-1,8E-03	4,0E-03	-2,6E-04	5,0E-04	1,1E-04
Solución inicial:	1,4E-04	6,1E-04			4,6E-04			-9,8E-04			-2,2E-03	4,0E-03	-2,6E-04	5,0E-04	1,1E-04	1,1E-04
Lluvia																
(Placencia, 2020)	8,3E-04	6,1E-04		1,2E-03							-1,2E-03	-3,0E-03	4,0E-03	-2,6E-04	5,0E-04	1,1E-04
Solución final:																
L2E4W1	1,4E-04	6,1E-04		5,2E-04		1,4E-04		-9,8E-04			-2,3E-03	4,0E-03	-2,6E-04	5,0E-04	1,1E-04	1,1E-04
9		6,1E-04	5,2E-04			1,4E-04		-9,8E-04			-2,8E-03	4,5E-03	-7,8E-04	5,0E-04	1,1E-04	1,1E-04
10	8,3E-04	6,1E-04	1,2E-03								-1,2E-03	-4,2E-03	5,2E-03	-1,5E-03	5,0E-04	1,1E-04
11	1,4E-04	6,1E-04	9,3E-04					-9,8E-04			-3,6E-03	4,9E-03	-1,2E-03	5,0E-04	1,1E-04	1,1E-04

Tabla 4. Moles transferidos en la interacción agua-roca, modelo inverso solución final L2E5W1. Valores positivos indican disolución y negativos precipitación de la fase mineral.

		Fases Minerales Transferidas (Moles)														
		Feldespato K	Andesina	Diópsido	Enstatita	Forsterita	Biotita	Hornblenda	Caolinita	Esmectita	Illita	Sílice	CO ₂ (g)	Calcita	Yeso	Halita
Modelos	1	4,6E-04	1,5E-04			1,3E-04	1,3E-04				-7,1E-04	-3,0E-04	7,0E-04	-7,2E-04	5,8E-04	1,5E-04
	2	5,9E-04	1,5E-04		1,9E-04						-7,1E-04	-4,9E-04	7,0E-04	-7,2E-04	5,8E-04	1,5E-04
	3	8,6E-05	1,5E-04			7,0E-05			-6,1E-04		-3,0E-04	7,0E-04	-7,2E-04	5,8E-04	1,5E-04	1,5E-04
Solución inicial:	4	1,6E-04	1,5E-04		1,1E-04				-6,1E-04		-4,0E-04	7,0E-04	-7,2E-04	5,8E-04	1,5E-04	1,5E-04
Lluvia	5	5,9E-04	1,5E-04		3,9E-04						-7,1E-04	-6,9E-04	7,0E-04	-7,2E-04	5,8E-04	1,5E-04
(Placencia, 2020)	6	1,6E-04	1,5E-04		2,1E-04				-6,1E-04		-5,1E-04	7,0E-04	-7,2E-04	5,8E-04	1,5E-04	1,5E-04
Solución final:	7	5,9E-04	1,5E-04	3,9E-04							-7,1E-04	-1,1E-03	1,1E-03	-1,1E-03	5,8E-04	1,5E-04
L2E5W1	8	1,6E-04	1,5E-04	2,1E-04					-6,1E-04		-7,2E-04	9,1E-04	-9,3E-04	5,8E-04	1,5E-04	1,5E-04

Tabla 5. Moles transferidos en la interacción agua-roca, modelo inverso solución final L2E8W1. Valores positivos indican disolución y negativos precipitación de la fase mineral.

		Fases Minerales Transferidas (Moles)															
		Feldespato K	Andesina	Diópsido	Enstatita	Forsterita	Biotita	Hornblenda	Caolinita	Esmectita	Illita	Sílice	CO ₂ (g)	Calcita	Yeso	Halita	
Modelos	1	5,1E-03	1,9E-03				1,2E-03										
	2	6,2E-03	1,9E-03			1,7E-03											
	3	6,9E-04	1,9E-03				4,5E-04										
Solución inicial Lluvia (Placencia, 2020)	4	1,1E-03	1,9E-03			6,8E-04											
	5	6,2E-03	1,9E-03		3,5E-03												
Solución final: L2E8W1	6	6,2E-03	1,9E-03	3,5E-03													
	7	1,1E-03	1,9E-03		1,4E-03												
	8	1,1E-03	1,9E-03	1,4E-03													

Tabla 6. Moles transferidos en la interacción agua-roca, modelo inverso solución final L2G1W1. Valores positivos indican disolución y negativos precipitación de la fase mineral.

		Fases Minerales Transferidas (Moles)														
		Feldespato K	Andesina	Diópsido	Enstatita	Forsterita	Biotita	Hornblenda	Caolinita	Esmectita	Illita	Sílice	CO ₂ (g)	Calcita	Yeso	Halita
Modelos	1	2,9E-03	2,2E-03			4,7E-04					-4,4E-03	-9,2E-03	5,5E-03	-3,1E-03	2,9E-03	1,7E-03
	2	3,4E-03	2,2E-03		7,0E-04						-4,4E-03	-9,9E-03	5,5E-03	-3,1E-03	2,9E-03	1,7E-03
	3	6,7E-04	2,2E-03			1,0E-04		-3,7E-03				-9,2E-03	5,5E-03	-3,1E-03	2,9E-03	1,7E-03
Solución inicial:																
	Lluvia	7,7E-04	2,2E-03		1,5E-04			-3,7E-03				-9,3E-03	5,5E-03	-3,1E-03	2,9E-03	1,7E-03
(Placencia, 2020)																
	Solución final:															
	L2G1W1	7,7E-04	2,2E-03		3,1E-04						-4,4E-03	-1,1E-02	5,5E-03	-3,1E-03	2,9E-03	1,7E-03
	7	3,4E-03	2,2E-03	1,4E-03							-4,4E-03	-1,2E-02	6,9E-03	-4,5E-03	2,9E-03	1,7E-03
	8	7,7E-04	2,2E-03	3,1E-04								-9,8E-03	5,8E-03	-3,4E-03	2,9E-03	1,7E-03

Tabla 7, Mezcla de fluidos, soluciones modeladas, Concentraciones expresadas en meq/L,

Miembro A	%	Miembro B	%	Equilibrio Mineral	pH	Na	Ca	Mg	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃
meq/L													
L2E4W1	5	L2B1W1	95	-	7,5	72,80	0,70	0,17	5,48	73,41	2,16	3,05	0,00
L2E4W1	25	L2B1W1	75	-	7,4	57,84	0,97	0,54	4,36	58,03	1,94	3,28	0,03
L2E4W1	50	L2B1W1	50	-	7,3	39,14	1,31	1,00	2,97	38,82	1,68	3,52	0,02
L2E4W1	75	L2B1W1	25	-	7,2	20,44	1,66	1,47	1,57	19,60	1,43	3,73	0,01
L2E4W1	95	L2B1W1	5	-	7,2	5,48	1,93	1,84	0,45	4,22	1,23	3,89	0,00
L2E4W1	5	PT02	95	-	6,2	65,49	1,53	0,21	4,82	72,06	2,36	3,03	-
L2E4W1	25	PT02	75	-	6,3	52,07	1,63	0,58	3,84	56,97	2,09	3,21	-
L2E4W1	50	PT02	50	-	6,5	35,29	1,75	1,03	2,62	38,10	1,79	3,44	-
L2E4W1	75	PT02	25	-	6,7	18,52	1,88	1,48	1,40	19,24	1,48	3,68	-
L2E4W1	95	PT02	5	-	7,1	5,10	1,98	1,84	0,42	4,15	1,24	3,88	-
L2E8W1	5	L2B1W1	95	-	7,5	73,23	1,04	0,21	5,53	73,62	2,63	3,08	0,00
L2E8W1	25	L2B1W1	75	-	7,7	60,03	2,67	0,75	4,61	59,09	4,25	3,43	0,03
L2E8W1	50	L2B1W1	50	-	7,8	43,53	4,71	1,42	3,47	40,93	6,28	3,85	0,02
L2E8W1	75	L2B1W1	25	-	8,1	27,03	6,75	2,10	2,32	22,78	8,36	4,26	0,01
L2E8W1	95	L2B1W1	5	-	8,2	13,82	8,38	2,63	1,41	8,25	10,08	4,61	0,00
L2E8W1	5	PT02	95	-	6,2	65,93	1,87	0,26	4,87	72,27	2,82	3,08	-
L2E8W1	25	PT02	75	-	6,4	54,27	3,33	0,79	4,09	58,02	4,39	3,49	-
L2E8W1	50	PT02	50	-	6,6	39,69	5,15	1,45	3,12	40,22	6,36	3,99	-
L2E8W1	75	PT02	25	-	7,1	25,10	6,97	2,11	2,15	22,42	8,38	4,49	-
L2E8W1	95	PT02	5	-	7,9	13,44	8,42	2,64	1,37	8,18	10,07	4,76	-

continúa en la página 94

Continuación de la Tabla 7.

Miembro A	%	Miembro B	%	Equilibrio Mineral	pH	Na	Ca	Mg	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃
meq/L													
Lluvia	5	L2B1W1	95	-	7,5	72,73	0,97	0,07	5,47	73,40	2,13	2,89	0,00
Lluvia	25	L2B1W1	75	-	7,6	57,51	0,71	0,07	4,33	58,00	1,78	2,45	0,00
Lluvia	50	L2B1W1	50	-	7,6	38,48	0,78	0,07	2,90	38,75	1,32	1,89	0,00
Lluvia	75	L2B1W1	25	-	7,6	19,46	0,86	0,07	1,47	19,51	0,84	1,32	0,00
Lluvia	95	L2B1W1	5	-	7,3	4,24	0,92	0,06	0,32	4,11	0,44	0,83	0,00
Lluvia	5	PT02	95	-	6,2	65,43	1,48	0,12	4,81	72,05	2,33	2,87	-
Lluvia	25	PT02	75	-	6,2	51,74	1,36	0,11	3,81	56,93	1,94	2,41	-
Lluvia	50	PT02	50	-	6,3	34,64	1,22	0,09	2,55	38,04	1,43	1,84	-
Lluvia	75	PT02	25	-	6,4	17,53	1,08	0,08	1,29	19,15	0,90	1,27	-
Lluvia	95	PT02	5	-	6,9	3,85	0,97	0,07	0,29	4,04	0,45	0,81	-
L2E4W1	5	L2E8W1	95	-	8,2	10,08	8,45	2,73	1,13	4,41	10,07	4,69	0,00
L2E4W1	25	L2E8W1	75	-	7,9	8,33	7,09	2,56	0,93	3,56	8,25	4,63	0,00
L2E4W1	50	L2E8W1	50	-	7,6	6,13	5,39	2,35	0,67	2,50	5,95	4,44	0,00
L2E4W1	75	L2E8W1	25	-	7,4	3,94	3,70	2,14	0,42	1,44	3,60	4,20	0,00
L2E4W1	95	L2E8W1	5	-	7,2	2,18	2,34	1,98	0,22	0,59	1,66	3,99	0,00
Lluvia	5	L2E4W1	95	-	7,2	1,68	1,95	1,84	0,17	0,37	1,13	3,78	-
Lluvia	25	L2E4W1	75	-	7,2	1,41	1,74	1,47	0,14	0,35	0,97	3,13	-
Lluvia	50	L2E4W1	50	-	7,2	1,09	1,47	1,00	0,11	0,32	0,77	2,33	-
Lluvia	75	L2E4W1	25	-	7,2	0,76	1,20	0,53	0,07	0,29	0,56	1,52	-
Lluvia	95	L2E4W1	5	-	7,2	0,49	0,99	0,16	0,04	0,26	0,38	0,86	-
Lluvia	5	L2E8W1	95	-	8,3	10,02	8,40	2,63	1,12	4,40	10,05	4,51	-
Lluvia	25	L2E8W1	75	-	8,2	8,00	6,83	2,09	0,89	3,53	8,15	3,75	-
Lluvia	50	L2E8W1	50	-	8,1	5,48	4,86	1,42	0,61	2,44	5,69	2,79	-
Lluvia	75	L2E8W1	25	-	7,8	2,95	2,90	0,74	0,32	1,35	3,12	1,78	-
Lluvia	95	L2E8W1	5	-	7,4	0,93	1,33	0,20	0,09	0,47	0,92	0,92	-

Tabla 8, Mezcla de fluidos, soluciones modeladas en equilibrio con calcita, Concentraciones expresadas en meq/L,

Miembro A	%	Miembro B	%	Equilibrio Mineral	pH	Na	Ca	Mg	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃
meq/L													
L2E4W1	5	L2B1W1	95	Calcita	7,5	72,80	0,81	0,17	5,48	73,41	2,16	3,12	0,00
L2E4W1	25	L2B1W1	75	Calcita	7,5	57,84	1,07	0,54	4,36	58,03	1,94	3,35	0,03
L2E4W1	50	L2B1W1	50	Calcita	7,5	39,14	1,50	1,00	2,97	38,82	1,68	3,67	0,02
L2E4W1	75	L2B1W1	25	Calcita	7,4	20,44	1,98	1,47	1,57	19,60	1,43	4,01	0,01
L2E4W1	95	L2B1W1	5	Calcita	7,4	5,48	2,34	1,84	0,45	4,22	1,22	4,27	0,00
L2E4W1	5	PT02	95	Calcita	6,6	72,73	0,78	0,07	5,47	73,40	2,13	2,97	-
L2E4W1	25	PT02	75	Calcita	6,7	57,51	0,88	0,07	4,33	58,00	1,77	2,55	-
L2E4W1	50	PT02	50	Calcita	6,9	38,48	0,99	0,07	2,90	38,75	1,32	2,01	-
L2E4W1	75	PT02	25	Calcita	7,2	19,46	1,08	0,07	1,47	19,51	0,84	1,46	-
L2E4W1	95	PT02	5	Calcita	7,4	4,24	1,15	0,06	0,32	4,11	0,44	1,01	-
L2E8W1	5	L2B1W1	95	Calcita	7,5	73,23	0,97	0,21	5,53	73,62	2,63	3,04	0,00
L2E8W1	25	L2B1W1	75	Calcita	7,3	60,03	2,12	0,75	4,61	59,09	4,27	3,07	0,03
L2E8W1	50	L2B1W1	50	Calcita	7,2	43,53	3,84	1,42	3,47	40,93	6,33	3,27	0,02
L2E8W1	75	L2B1W1	25	Calcita	7,2	27,03	5,66	2,10	2,32	22,78	8,44	3,53	0,01
L2E8W1	95	L2B1W1	5	Calcita	7,2	13,82	7,13	2,63	1,41	8,25	10,18	3,75	0,00
L2E8W1	5	PT02	95	Calcita	6,6	65,93	3,78	0,26	4,87	72,27	2,76	4,88	-
L2E8W1	25	PT02	75	Calcita	6,7	54,27	4,72	0,79	4,09	58,03	4,33	4,80	-
L2E8W1	50	PT02	50	Calcita	6,8	39,69	5,81	1,45	3,12	40,22	6,32	4,60	-
L2E8W1	75	PT02	25	Calcita	7,0	25,10	6,74	2,11	2,15	22,42	8,40	4,28	-
L2E8W1	95	PT02	5	Calcita	7,2	13,44	7,36	2,64	1,37	8,18	10,17	3,91	-

continúa en la página 96

Continuación de la Tabla 8.

Miembro A	%	Miembro B	%	Equilibrio Mineral	pH	Na	Ca	Mg	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃
meq/L													
Lluvia	5	L2B1W1	95	Calcita	7,6	72,73	0,78	0,07	5,47	73,40	2,13	2,97	0,00
Lluvia	25	L2B1W1	75	Calcita	7,7	57,51	0,88	0,07	4,33	58,00	1,77	2,55	0,00
Lluvia	50	L2B1W1	50	Calcita	7,9	38,48	0,99	0,07	2,90	38,75	1,32	2,01	0,00
Lluvia	75	L2B1W1	25	Calcita	8,1	19,46	1,08	0,07	1,47	19,51	0,84	1,46	0,00
Lluvia	95	L2B1W1	5	Calcita	8,3	4,24	1,15	0,06	0,32	4,11	0,44	1,01	0,00
Lluvia	5	PT02	95	Calcita	6,6	65,43	3,58	0,12	4,81	72,05	2,28	4,86	-
Lluvia	25	PT02	75	Calcita	6,8	51,75	3,63	0,11	3,81	56,94	1,89	4,56	-
Lluvia	50	PT02	50	Calcita	7,1	34,64	3,30	0,09	2,55	38,04	1,39	3,81	-
Lluvia	75	PT02	25	Calcita	7,5	17,53	2,47	0,08	1,29	19,15	0,88	2,59	-
Lluvia	95	PT02	5	Calcita	8,1	3,85	1,46	0,07	0,29	4,04	0,44	1,27	-
L2E4W1	5	L2E8W1	95	Calcita	7,2	10,08	7,24	2,73	1,13	4,41	10,17	3,82	0,00
L2E4W1	25	L2E8W1	75	Calcita	7,2	8,33	6,20	2,56	0,93	3,56	8,33	3,90	0,00
L2E4W1	50	L2E8W1	50	Calcita	7,3	6,13	4,91	2,35	0,67	2,50	5,99	4,01	0,00
L2E4W1	75	L2E8W1	25	Calcita	7,3	3,94	3,64	2,14	0,42	1,44	3,60	4,15	0,00
L2E4W1	95	L2E8W1	5	Calcita	7,4	2,18	2,66	1,98	0,22	0,59	1,65	4,28	0,00
Lluvia	5	L2E4W1	95	Calcita	7,4	1,68	2,37	1,84	0,17	0,37	1,12	4,17	-
Lluvia	25	L2E4W1	75	Calcita	7,5	1,41	2,19	1,47	0,14	0,35	0,96	3,55	-
Lluvia	50	L2E4W1	50	Calcita	7,7	1,09	1,91	1,00	0,11	0,32	0,76	2,74	-
Lluvia	75	L2E4W1	25	Calcita	7,9	0,76	1,57	0,53	0,07	0,29	0,55	1,85	-
Lluvia	95	L2E4W1	5	Calcita	8,2	0,49	1,26	0,16	0,04	0,26	0,37	1,09	-
Lluvia	5	L2E8W1	95	Calcita	7,2	10,02	7,21	2,63	1,12	4,40	10,15	3,69	-
Lluvia	25	L2E8W1	75	Calcita	7,3	8,00	6,03	2,09	0,89	3,53	8,21	3,20	-
Lluvia	50	L2E8W1	50	Calcita	7,5	5,48	4,50	1,42	0,61	2,44	5,72	2,53	-
Lluvia	75	L2E8W1	25	Calcita	7,8	2,95	2,88	0,74	0,32	1,35	3,12	1,77	-
Lluvia	95	L2E8W1	5	Calcita	8,2	0,93	1,52	0,20	0,09	0,47	0,91	1,08	-



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



ANEXOS

III ANÁLISIS QUÍMICOS OTRAS REFERENCIAS

Tabla 1, Parámetros fisicoquímicos y composición de elementos mayores en mg/L de aguas naturales reportadas por Risacher y otros (1999), Con n,d se hace referencia a los parámetros no disponibles en la literatura.

Código	UTM		Tipo de Agua	T (°C)	pH	Cond, (µS/cm)	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	Referencia
	Este (m)	Norte (m)												
LGU-1	515909	7796372	Curso Superficial	14,5	8,2	589,0	41,60	10,20	61,80	8,26	32,20	184,00	50,90	Risacher y otros (1999)
HCO-1	512926	7759551	Curso Superficial	15,1	7,7	575,0	70,80	7,86	42,10	7,80	29,10	83,40	206,00	Risacher y otros (1999)
HCO-2	518556	7784938	Curso Superficial	12,0	8,1	275,0	30,60	8,56	18,50	10,40	5,15	33,80	144,00	Risacher y otros (1999)
HCO-3	518613	7785027	Curso Superficial	12,7	7,9	911,0	67,20	10,80	79,00	61,50	9,55	184,00	475,00	Risacher y otros (1999)
HCO-4	517322	7783427	Curso Superficial	12,1	8,3	328,0	44,40	5,71	20,90	10,10	9,09	41,30	160,00	Risacher y otros (1999)
HCO-5	516242	7777156	Curso Superficial	11,5	8,8	618,0	81,00	11,20	39,50	24,80	26,60	93,10	264,00	Risacher y otros (1999)
HCO-7	528873	7769301	Curso Superficial	8,5	6,6	204,0	13,20	6,22	18,10	6,15	3,55	81,30	21,50	Risacher y otros (1999)
HCO-8	527684	7768308	Curso Superficial	15,2	9,2	105,0	6,07	3,56	9,10	4,16	3,12	18,10	28,70	Risacher y otros (1999)
HCO-10	529585	7757136	Curso Superficial	7,2	7,4	679,0	28,80	12,80	84,20	27,90	13,80	373,00	9,03	Risacher y otros (1999)
HCO-11	516875	7751224	Curso Superficial	11,1	7,0	852,0	100,00	18,30	88,60	7,05	50,80	361,00	41,40	Risacher y otros (1999)
HCO-12	511548	7757251	Curso Superficial	14,0	7,6	527,0	72,70	7,86	42,40	7,46	32,50	85,80	202,00	Risacher y otros (1999)
LGU-2E	516207	7795756	Lago	10,5	8,9	1420,0	191,00	65,30	134,00	21,10	161,00	553,00	104,00	Risacher y otros (1999)
HCO-13	512335	7757799	Lago	4,9	8,9	26500,0	6280,00	1020,00	162,00	169,00	4970,00	8340,00	234,00	Risacher y otros (1999)
HCO-17	512370	7754255	Lago	13,7	8,3	41500,0	9860,00	1870,00	441,00	275,00	8730,00	13000,00	379,00	Risacher y otros (1999)
HCO-18	512370	7754255	Lago	13,3	8,7	109400,0	32200,00	7120,00	750,00	872,00	32200,00	37800,00	306,00	Risacher y otros (1999)

Tabla Parámetros fisicoquímicos y composición de elementos mayores en mg/L de aguas naturales reportadas por Achurra (2010),

Código	UTM Este	UTM Norte	Tipo de Agua	T (°C)	pH	Cond, (µS/cm)	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	Referencia
	(m)	(m)												
LIR1A	509710	7804814	Geotermal	50,0	6,1	1759,0	306,00	34,00	41,00	2,10	283,00	268,00	119,00	Achurra (2010)
LIR1B	509711	7804822	Geotermal	50,9	6,0	1755,0	312,00	35,00	42,00	2,10	289,00	272,00	130,00	Achurra (2010)
LIR12	509790	7804854	Geotermal	42,5	6,8	1831,0	318,00	36,00	43,00	2,00	298,00	327,00	119,00	Achurra (2010)
LIR13	509798	7804873	Geotermal	61,8	6,6	1554,0	320,00	36,00	43,00	2,00	291,00	318,00	118,00	Achurra (2010)
LIR14	509800	7804890	Geotermal	65,0	6,6	1772,0	325,00	37,00	44,00	2,10	291,00	333,00	109,00	Achurra (2010)
LIR15	509818	7804902	Geotermal	68,0	6,3	1339,0	332,00	37,00	44,00	2,20	309,00	326,00	122,00	Achurra (2010)
LIR16	509807	7804925	Geotermal	72,6	6,2	1664,0	307,00	34,00	41,00	2,00	286,00	293,00	121,00	Achurra (2010)
LIR17	509785	7804911	Geotermal	74,2	6,3	1745,0	307,00	34,00	42,00	2,00	265,00	290,00	121,00	Achurra (2010)
LIR17C	509785	7804911	Geotermal	76,0	6,5	2040,0	304,00	33,00	41,00	1,90	268,00	280,00	120,00	Achurra (2010)
LIR18	510491	7804882	Geotermal	46,6	7,0	1772,0	311,00	35,00	49,00	2,50	299,00	316,00	112,00	Achurra (2010)
LIR135	510054	7804898	Geotermal	38,0	6,1	1680,0	297,00	33,00	51,00	3,80	252,00	299,00	151,00	Achurra (2010)
LIRC16	509828	7804824	Geotermal	n,d	6,2	1664,0	318,00	34,00	43,00	2,00	268,00	277,00	126,00	Achurra (2010)
LIRC1	518947	7809988	Geotermal	58,9	4,9	1850,0	243,00	30,00	219,00	8,50	132,00	668,00	210,00	Achurra (2010)
LIRC1B	518947	7810008	Geotermal	60,0	6,6	2050,0	232,00	29,00	209,00	8,00	137,00	668,00	210,00	Achurra (2010)
LIR119	518947	7809988	Geotermal	58,0	6,3	1990,0	241,00	30,00	217,00	8,50	130,00	677,00	236,00	Achurra (2010)
LIRC3	518944	7809940	Geotermal	43,4	5,4	1840,0	249,00	30,00	230,00	8,70	133,00	675,00	216,00	Achurra (2010)
LIRC4	518905	7809971	Geotermal	40,8	5,5	1970,0	251,00	31,00	224,00	8,70	134,00	672,00	210,00	Achurra (2010)
LIRC5	518916	7810006	Geotermal	58,9	4,9	1920,0	253,00	30,00	227,00	8,70	137,00	698,00	218,00	Achurra (2010)
LIRC5B	518916	7810006	Geotermal	61,0	7,0	210,0	245,00	30,00	218,00	8,30	141,00	700,00	223,00	Achurra (2010)
LIR113	524357	7814252	Curso	4,0	7,2	n,d	3,40	1,40	4,10	3,90	1,20	13,60	28,00	Achurra (2010)

continúa en la página 100

Continuación de la Tabla 8.

Código	UTM		Tipo de Agua	T (°C)	pH	Cond, (µS/cm)	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	Referencia
	Este (m)	Norte (m)												
LIRI15	514886	7812581	Curso Superficial	10,0	8,3	90,0	5,30	0,89	5,00	1,90	1,10	17,50	n,d	Achurra (2010)
LIRI23	515925	7813039	Curso Superficial	4,0	7,1	10,0	2,10	1,60	4,00	1,90	1,30	4,70	23,00	Achurra (2010)
LIRI32	509305	7813044	Curso Superficial	7,0	6,9	80,0	2,90	3,70	5,60	2,80	1,60	13,30	26,00	Achurra (2010)
LIRI14	512428	7813116	Curso Superficial	8,0	7,7	10,0	2,60	1,90	2,90	1,30	1,20	6,50	n,d	Achurra (2010)
LIRI16	521944	7812415	Curso Superficial	7,0	8,2	230,0	8,40	1,50	25,00	16,40	1,00	106,00	57,00	Achurra (2010)
LIRI17	521495	7812169	Curso Superficial	8,0	8,1	160,0	6,40	2,00	15,10	8,80	1,10	60,00	33,00	Achurra (2010)
LIRI18	520240	7811424	Curso Superficial	10,0	7,9	150,0	9,20	2,60	16,70	0,10	1,10	55,00	36,00	Achurra (2010)
LIRI22	519165	7812984	Curso Superficial	9,0	8,4	200,0	12,60	1,70	12,60	4,30	0,96	40,00	48,00	Achurra (2010)
789	515516	7805592	Curso Superficial	10,9	8,5	1219,0	129,00	15,80	126,00	10,70	71,00	409,00	130,00	Achurra (2010)
LIRI24	507149	7803159	Curso Superficial	2,0	7,6	1090,0	153,00	21,00	102,00	12,70	107,00	318,00	146,00	Achurra (2010)
LIRI25	510107	7806539	Curso Superficial	14,0	7,8	430,0	49,00	7,90	49,00	6,50	28,00	152,00	44,00	Achurra (2010)
LIRI31	515433	7805610	Curso Superficial	9,0	8,1	610,0	65,00	11,60	62,00	8,80	32,00	206,00	74,00	Achurra (2010)
LIRI9	509877	7805368	Curso Superficial	0,7	8,4	706,0	64,00	11,50	69,00	8,90	37,00	266,00	81,00	Achurra (2010)
LIRI30	515516	7804998	Curso Superficial	9,0	7,6	1220,0	125,00	17,60	124,00	10,70	71,00	386,00	160,00	Achurra (2010)
LIRI33	511278	7804848	Curso Superficial	7,0	7,3	700,0	78,00	12,20	78,00	8,10	39,00	232,00	103,00	Achurra (2010)
LIRI34	511795	7805969	Curso Superficial	11,0	7,2	410,0	38,00	10,70	46,00	8,10	19,90	139,00	70,00	Achurra (2010)
LIRI36	511849	7805502	Curso Superficial	10,0	7,4	890,0	85,00	13,30	86,00	8,80	45,00	263,00	97,00	Achurra (2010)
LIRI38	510745	7804415	Curso Superficial	7,0	5,2	420,0	26,00	10,90	25,00	7,40	7,40	142,00	n,d	Achurra (2010)
LIRI26	512188	7808925	Curso Superficial	15,0	5,8	130,0	10,40	5,40	10,40	3,40	1,90	63,00	n,d	Achurra (2010)
LIRI39	515492	7808235	Curso Superficial	22,0	9,2	270,0	26,00	3,50	22,00	6,40	7,10	76,00	44,00	Achurra (2010)
LIRI21	517921	7807628	Curso Superficial	7,0	6,5	120,0	11,40	4,10	10,60	2,30	3,00	48,00	n,d	Achurra (2010)
LIRI21B	517828	7807654	Curso Superficial	6,0	6,8	190,0	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	Achurra (2010)
217	505058	7811917	Curso Superficial	12,7	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	Achurra (2010)

Tabla 3, Parámetros fisicoquímicos y composición de elementos mayores en mg/L de aguas naturales reportadas por Tassi y otros (2010),

Código	UTM		Tipo de Agua	T (°C)	pH	Cond, (µS/cm)	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	Referencia
	UTM Este (m)	UTM Norte (m)												
PT01	504729	7854527	Geotermal	87,7	5,6	n,d	1600,00	197,	34,00	2,50	2700,00	135,00	228,00	Tassi y otros (2010)
PT02	504695	7854532	Geotermal	87,2	6,2	n,d	1575,00	197,	30,00	1,50	2675,00	140,00	186,00	Tassi y otros (2010)
PT03	504614	7854027	Geotermal	77,6	6,3	n,d	1706,00	219,	19,00	0,50	2805,00	145,00	198,00	Tassi y otros (2010)
PT04	504403	7853817	Geotermal	51,3	6,0	n,d	1700,00	214,	47,00	0,50	2710,00	125,00	271,00	Tassi y otros (2010)
PT05	503619	7853875	Geotermal	79,6	6,4	n,d	1812,00	158,	45,00	0,50	2900,00	130,00	250,00	Tassi y otros (2010)
PT06	504020	7853773	Geotermal	77,3	6,2	n,d	1585,00	177,	40,00	0,50	2650,00	130,00	253,00	Tassi y otros (2010)
PT07	504252	7853045	Geotermal	86,9	6,1	n,d	1090,00	102,	57,00	1,20	1684,00	71,00	328,00	Tassi y otros (2010)
PT08	504252	7853045	Geotermal	84,0	7,0	n,d	1694,00	188,	22,00	0,20	2405,00	103,00	210,00	Tassi y otros (2010)
PT09	499763	7856345	Geotermal	74,9	6,5	n,d	1300,00	92,0	70,00	3,00	2277,00	71,00	84,00	Tassi y otros (2010)
PT10	499497	7856654	Geotermal	81,8	6,9	n,d	2170,00	207,	58,00	0,20	3323,00	89,00	167,00	Tassi y otros (2010)
PT11	499404	7856603	Geotermal	73,5	5,2	n,d	1660,00	144,	69,00	0,20	2496,00	219,00	22,00	Tassi y otros (2010)
PT12	499626	7856415	Geotermal	87,3	1,8	n,d	1731,00	147,	64,00	0,40	2444,00	119,00	0,00	Tassi y otros (2010)
PL01	510031	7804917	Geotermal	42,0	6,6	n,d	255,00	29,0	46,00	4,00	237,00	259,00	180,00	Tassi y otros (2010)
PL02	509909	7804883	Geotermal	44,0	6,8	n,d	265,00	30,0	41,00	2,20	249,00	267,00	149,00	Tassi y otros (2010)
PL03	509857	7804773	Geotermal	54,3	6,7	n,d	268,00	33,0	50,00	3,20	261,00	264,00	123,00	Tassi y otros (2010)
PL04	509847	7804726	Geotermal	46,3	6,8	n,d	286,00	31,0	37,00	2,70	297,00	279,00	143,00	Tassi y otros (2010)
PL05	509780	7804942	Geotermal	72,8	7,1	n,d	276,00	32,0	37,00	1,50	267,00	247,00	136,00	Tassi y otros (2010)
PL06	509782	7804904	Geotermal	55,7	7,3	n,d	284,00	33,0	39,00	1,70	274,00	256,00	126,00	Tassi y otros (2010)
PL07	509782	7804892	Geotermal	56,3	6,7	n,d	285,00	28,0	38,00	1,80	267,00	274,00	137,00	Tassi y otros (2010)
PL08	509804	7804837	Geotermal	76,8	7,4	n,d	285,00	33,0	38,00	2,00	270,00	260,00	144,00	Tassi y otros (2010)
PL09	509762	7804875	Geotermal	56,2	7,0	n,d	286,00	31,0	40,00	2,00	273,00	273,00	162,00	Tassi y otros (2010)
PL10	509789	7804919	Geotermal	66,9	7,2	n,d	280,00	37,0	41,00	2,00	266,00	262,00	142,00	Tassi y otros (2010)
PL11	509770	7804982	Geotermal	73,7	6,9	n,d	270,00	31,0	37,00	2,50	261,00	249,00	134,00	Tassi y otros (2010)
PL12	509688	7804840	Geotermal	51,0	6,7	n,d	276,00	33,0	38,00	2,20	266,00	266,00	127,00	Tassi y otros (2010)