



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



**CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LA  
CUENCA DEL SALAR DE ATACAMA Y LAGUNAS  
SALINAS DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL, (22°50' -  
24°00'S), REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

**Ernesto Andrés Cofré Arzola**

**Profesor Patrocinante:** Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

**Profesores Comisión:** Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Dr. Alexey Novoselov

Concepción, 2018

*A mi madre Viviana y mi padre Eduardo*



*“Lo más incomprensible acerca de este mundo es que es comprensible”*

*Albert Einstein*

# ÍNDICE

## 1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS .....	3
1.1.1.    Objetivos Generales .....	3
1.1.2.    Objetivos Específicos .....	3
1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS .....	3
1.3. TRABAJOS ANTERIORES .....	6
1.4. AGRADECIMIENTOS .....	8

## 2. MARCO GEOLÓGICO .....

2.1. GEOMORFOLOGÍA.....	13
2.2. PRINCIPALES UNIDADES GEOLÓGICAS .....	15
2.2. 1.    CISL (Ordovícico Inferior) .....	16
2.2. 2.    Formación Quebrada Grande (Ordovícico Medio) .....	16
2.2. 3.    Formación Quebrada Ancha (Silúrico inferior) .....	16
2.2. 4.    Formación Lila (Devónico Inferior).....	16
2.2. 5.    Formación Agua Dulce (Carbonífero superior a Pérmico inferior) .....	17
2.2. 6.    Formación Peine (Pérmico superior a Triásico Inferior) .....	17
2.2. 7.    Formación Tuina (Pérmico superior a Triásico Medio).....	17
2.2. 8.    Formación Cas (Triásico Inferior).....	18
2.2. 9.    Estratos El Bordo (Triásico Medio a Triásico Superior).....	18
2.2.10.    Grupo Caracoles (Jurásico Medio a Jurásico Superior).....	18
2.2.11.    Grupo Purilactis (Cretácico Inferior a Cretácico Superior) .....	19
2.2.12.    Formación Naranja (Paleoceno) .....	19
2.2.13.    Formación Loma Amarilla (Eoceno superior a Oligoceno inferior) .....	20
2.2.14.    Formación Tambores (Oligoceno superior a Mioceno medio).....	20
2.2.15.    Formación San Pedro (Oligoceno superior a Mioceno superior) .....	20
2.2.16.    Ignimbritas del Mioceno superior al Pleistoceno .....	21
2.2.17.    Formación Vilama (Mioceno superior a Plioceno).....	22
2.2.18.    Depósitos de Estratovolcanes (Mioceno superior a Holoceno) .....	23
2.2.19.    Gravas del Llano de la Paciencia (Plioceno inferior) .....	24
2.2.20.    Formación El Tambo (Pleistoceno) .....	24
2.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL .....	25

## 3. METODOLOGÍA .....

3.1. ETAPA DE GABINETE 1 .....	27
3.2. ETAPA DE LABORATORIO 1.....	27
3.3. ETAPA DE TERRENO.....	28
3.4. ETAPA DE GABINETE 2 .....	30

<b>4. RESULTADOS</b> .....	33
4.1. CONDUCTIVIDAD .....	35
4.2. TEMPERATURA .....	36
4.3. PH .....	36
4.4. ELEMENTOS MAYORES .....	37
4.5. ELEMENTOS MENORES.....	42
4.6. ISÓTOPOS DE OXÍGENO E HIDRÓGENO.....	47
<b>5. DISCUSIÓN</b> .....	48
5.1. REDISOLUCIÓN DE EVAPORITAS ANTIGUAS .....	50
5.2. ANÁLISIS DE LAS AGUAS SÓDICO-CLORURADAS .....	51
5.2.1. MPC Cálcico-Sulfatadas .....	52
5.2.2. MPC Sódico-Bicarbonatadas .....	56
5.2.3. MPC Sódico-Cloruradas .....	61
5.2.3.1. MPC Sódico-Cloruradas División Norte del salar .....	62
5.2.3.2. MPC Sódico-Clorurada División Sureste del salar .....	64
5.2.3.3. MPC Sódico-Cloruradas División CLCO hacia el Sureste .....	65
5.2.3.4. MPC Sódico-Cloruradas División CLCO hacia el Noreste .....	67
5.3. ANÁLISIS DE LOS PRINCIPALES ELEMENTOS MENORES .....	69
5.3.1. Litio .....	69
5.3.2. Boro.....	73
5.3.3. Estroncio.....	77
5.4. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS DE OXÍGENO E HIDRÓGENO .....	81
<b>6. CONCLUSIONES</b> .....	85
<b>7. REFERENCIAS</b> .....	87
<b>8. ANEXOS (1 a 7)</b> .....	FT*

\*FT = Fuera del Texto

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1. 1. Mapa de ubicación del área de estudio.....	4
1. 2. Vías de acceso al área de estudio y principales puntos de muestreo.....	5
2. 1. Mapa Geológico para las principales unidades en el área de estudio.....	15
3. 1. Toma de muestras de agua.....	28
3. 2. Herramientas utilizadas en terreno.....	29
3. 3. Sistema de filtrado.....	30

4.	1.	Distribución de las muestras en el mapa del área de estudio.....	34
4.	2.	Diagrama de Piper para todas las muestras del área de estudio.....	38
4.	3.	Diagramas de Stiff para las muestras L1E3W1 y L1E3W2.....	39
4.	4.	Diagramas de Stiff para las muestras L1F5W1, L1F7W1, L1F11W11 y L1J1W1...	39
4.	5.	Diagramas de Stiff para las muestras L1F1W1 y L1J3W1.....	40
4.	6.	Diagramas de Piper para las muestras: A) Subterráneas y B) Superficiales.....	41
4.	7.	Conductividad eléctrica del agua vs Concentración de Li.....	42
4.	8.	Conductividad eléctrica del agua vs Concentración de B.....	43
4.	9.	Conductividad eléctrica del agua vs Concentración de Sr.....	43
4.	10.	Mapa de puntos escalados para la concentración de Li en ppm.....	44
4.	11.	Mapa de puntos escalados para la concentración de B en ppm.....	45
4.	12.	Mapa de puntos escalados para la concentración de Sr en ppm.....	46
4.	13.	$\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ .....	47
5.	1.	Diagrama de Piper diferenciado por subgrupos composicionales dentro de las aguas de tipo sodico-cloruradas.....	49
5.	2.	Mapa de ubicación de las MPC cálcico-sulfatadas.....	49
5.	3.	Mapa geológico para las MPC cálcico-sulfatadas.....	54
5.	4.	Diagramas de Stiff para las MPC cálcico-sulfatadas.....	55
5.	5.	Mapa de ubicación de las MPC sodico-bicarbonatadas.....	56
5.	6.	Diagramas de Stiff para las MPC sodico-bicarbonatadas.....	57
5.	7.	Mapa geológico para las MPC sodico-bicarbonatadas.....	58
5.	8.	$\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ diferenciado por subgrupos composicionales dentro de las aguas de tipo sodico-cloruradas.....	60
5.	9.	Mapa de ubicación de las MPC sodico-cloruradas.....	61
5.	10.	Mapa geológico para las MPC sodico-cloruradas de las divisiones norte y sureste del salar de Atacama.....	63
5.	11.	Mapa geológico para las MPC sodico-cloruradas de la división CLCO hacia el sureste.....	66
5.	12.	Mapa geológico para las MPC sodico-cloruradas de la división de las CLCO hacia el noroeste.....	68
5.	13.	Concentración de Li vs concentración de Na, K y Mg.....	70
5.	14.	Evaporación vs concentración de Li.....	71
5.	15.	Concentración de Na, K y Mg vs concentración de B.....	74
5.	16.	Evaporación vs concentración de B.....	75
5.	17.	Concentración de Na, K y Mg vs Concentración de Sr.....	77
5.	18.	Evaporación vs concentración de Sr.....	78
5.	19.	Concentración de Ca vs concentración de Sr.....	80
5.	20.	$\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ distinguiendo entre muestras de la CSA y CLCO.....	82
5.	21.	$\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ distinguiendo entre muestras subterráneas y superficiales.....	84

# ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

<b>Fotografía</b>	<b>Página</b>
1. 1. Costra salina en el salar de Atacama.....	1
1. 2. Laguna Lejía con el cerro Corona y volcanes Lascar y Aguas Calientes.....	2

# ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
2. 1. Ignimbritas del Mioceno superior a Pleistoceno y sus edades.....	21
2. 2. Vías de acceso al área de estudio y principales puntos de muestreo.....	23
3. 1. Parámetros y elementos analizados.....	31
4. 1. Distribución de muestras por sector en el área de estudio.....	33
5. 1. Proporción de Cl/Br molar.....	51



# RESUMEN

La cuenca del salar de Atacama (CSA) corresponde a una cuenca de sedimentación que posee una costra salina de 1.100 km<sup>2</sup>, rodeada de una zona marginal de limos salinos de unos 2.000 km<sup>2</sup>. Recibe la mayor parte de sus aportes sedimentarios desde formaciones volcánicas de la cordillera Occidental y cordillera Domeyko. El relieve escarpado de la cordillera Occidental al este genera pequeñas cuencas cerradas intermontaña que poseen lagunas, salares y lagunas saladas (cuenas de lagunas de la cordillera Occidental, o CLCO). Tanto la CSA como las CLCO son reservorios naturales de diferentes elementos químicos con potencial económico, como el caso del litio (Li). El objetivo del presente estudio es comprender los procesos que controlan la composición de las aguas tanto en las CSA como en las CLCO y relacionarlos al contexto geológico en que se desarrollan. Este contexto geológico es complejo, la CSA ha sido una región de subsidencia desde el Paleozoico por lo que se encuentran rellena por más de 8 km de rocas sedimentarias.

Se realizó una campaña de terreno entre los días 15 y 28 de enero de 2017, donde se recolectaron 25 muestras de agua, a las que se le realizaron diferentes análisis químicos e isotópicos, tales como elementos mayores, elementos menores e isótopos de oxígeno y deuterio. Además, se midieron *in situ* algunos parámetros fisicoquímicos: conductividad, temperatura, pH y Eh.

A partir de diagramas de Piper se detectaron que prácticamente todas las muestras (subterráneas y superficiales) poseen composición sódica-clorurada, excepto por la muestra subterránea del salar de Aguas Calientes 2 que posee composición cálcico-sulfatada. Existen tres subgrupos con composiciones distinguibles dentro de las aguas sódico-cloruradas; un grupo de muestras más próximas a la composición de las aguas cálcico-sulfatadas (MPC cálcico-sulfatadas), un grupo más próximo a la composición de las aguas sódico-bicarbonatadas (MPC sódico-bicarbonatadas) y un grupo intermedio que no está ostensiblemente más cercano a ninguno de estos grupos anteriores (MPC sódico-cloruradas).

Los elementos menores con mayor concentración promedio en el área de estudio corresponden a Li, B y Sr con órdenes de magnitud de 10<sup>4</sup> µg/l, seguidos de Rb, Se, As y Cs con concentraciones de orden de magnitud de 10<sup>3</sup> µg/l. Las mayores concentraciones de Li se observan en las muestras de la laguna Tebinquinche y dos muestras subterráneas del sureste del salar de Atacama. Las mayores concentraciones de B se observan en las muestras de la laguna Tebinquinche, la laguna Tuyajto y una muestra subterránea del sureste salar de Atacama. Las mayores concentraciones de Sr se observan en las muestras de la laguna Baltinache y del salar de Aguas Calientes 1.

La concentración de Li en el área de estudio parece depender de tres factores en orden de importancia decreciente: (1) interacción de aguas y rocas volcánicas de la cordillera Occidental, (2) redisolución de evaporitas antiguas, y (3) el grado de evaporación. Por su parte la concentración de B y Sr en el área de estudio parece depender de los factores (1) y (2).

Del análisis de isótopos de deuterio y oxígeno se desprende que las CLCO experimentan una evaporación mayor que la CSA y que la redisolución de evaporitas antiguas es una fuente mucho más importante de aporte de isótopos pesados a las aguas que la evaporación. Las muestras en que la acumulación de isótopos pesados es producto de la evaporación, presentan una concentración ligeramente mayor de Li.

A partir de la relación de las concentraciones de los principales elementos mayores y menores de cada cuenca estudiada a la geología a su alrededor, se concluyó que los principales procesos fisicoquímicos que controlan la composición de las aguas superficiales y subterráneas al interior de la CSA y las CLCO corresponderían en orden de importancia decreciente a: (1) la interacción de aguas y rocas volcánicas de la cordillera Occidental y/o Domeyko, (2) la redisolución de evaporitas antiguas y en mucha menor medida (3) el grado de evaporación de las aguas, respondiendo así el objetivo principal de este estudio.



# 1. INTRODUCCIÓN

La cuenca del salar de Atacama (CSA) es la anomalía topográfica negativa más grande de los Andes Centrales en el norte de Chile. Corresponde a una cuenca de sedimentación cuya depresión central está ocupada por una costra constituida principalmente de halita, de 1.100 km<sup>2</sup> de superficie y hasta 900 m de profundidad, rodeada de una zona marginal de limos salinos de unos 2.000 km<sup>2</sup> de superficie que se ha formado en un clima hiperárido (Alonso y Risacher, 1996) (Fotografía 1.1). La CSA recibe la mayor parte de sus aportes sedimentarios desde las formaciones volcánicas de la cordillera Occidental al este y en menor medida de las formaciones de la cordillera Domeyko al oeste. Al este la cordillera de los Andes aumenta drásticamente su altura alcanzando máximos de alrededor de 6.000 m y posee un relieve escarpado que genera pequeñas cuencas cerradas intermontaña que poseen igualmente lagunas, salares y lagunas saladas que fueron formadas contemporáneamente con las erupciones Miocenas-Holocenas del arco magmático presente (Rissmann y otros, 2015) (Fotografía 1.2). Los ríos de los sectores altos de la zona están influenciados fuertemente por la recarga de aguas subterráneas que han tenido una interacción agua roca significativa, evidenciado por altas concentraciones de solutos disueltos en lagos y ríos que desembocan en las cuencas y forman los salares.



**Fotografía 1.1:** Costra salina en el salar de Atacama con el volcán Lascar y la cordillera Occidental en el fondo.





**Fotografía 1.1:** Laguna Lejía con el cerro Corona y volcanes Lascar y Aguas Calientes en el fondo (de izquierda a derecha). Ejemplo de CLCO.

Debido a lo anterior, tanto la CSA como las cuencas de las lagunas de la cordillera Occidental (CLCO) poseen reservas de elementos útiles para la industria en sus salares y lagunas salobres, en especial el salar de Atacama, donde se encuentran cerca del 40% de las reservas mundiales de litio y se extrae cerca del 80% del litio a nivel mundial debido a su alta concentración, fácil extracción y procesamiento (Lagos Miranda, 2009). Por otro lado, se proyecta que la demanda global de litio vaya en aumento debido a la irrupción de las baterías de ion-litio y su uso en la industria automotriz (Lagos Miranda, 2009).

La CSA ha sido objeto de varios estudios que han buscado determinar la naturaleza de sus aguas, sin embargo, estos generalmente presentan un enfoque muy local, abarcando sectores restringidos de la cuenca. Debido a la compleja historia geológica de la CSA y las CLCO, además de sus sustanciales reservas de litio, es de gran importancia realizar un estudio a mayor escala de los diferentes tipos de agua, con el propósito de determinar criterios geoquímicos que permitan caracterizarlas y diferenciarlas entre sí. Para este fin se pueden tomar como precedente estudios similares realizados en otras cuencas donde se han clasificado reservorios de aguas de acuerdo con las concentraciones de ciertos elementos específicos (Risacher y otros, 1999; Cervetto, 2012) y

realizar una clasificación homóloga en las cuencas de la zona de estudio. El presente estudio se centra en realizar esta caracterización geoquímica utilizando datos inéditos de lagunas de agua dulce, lagunas salinas, aguas subterráneas y superficiales en las distintas cuencas del área de estudio, con especial énfasis en la CSA.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivos Generales**

El objetivo general del presente estudio es comprender los procesos físico-químicos que controlan la composición de las aguas superficiales y subterráneas al interior del salar de Atacama y de las lagunas salinas de la cordillera Occidental y relacionarlos al contexto geológico en el que se desarrollan.

### **1.1.2. Objetivos Específicos**

Caracterizar geoquímicamente los distintos tipos de aguas de la zona de estudio.

Determinar los tipos de aguas presentes en la CSA y CLCO y analizar la distribución de los parámetros químicos estudiados.

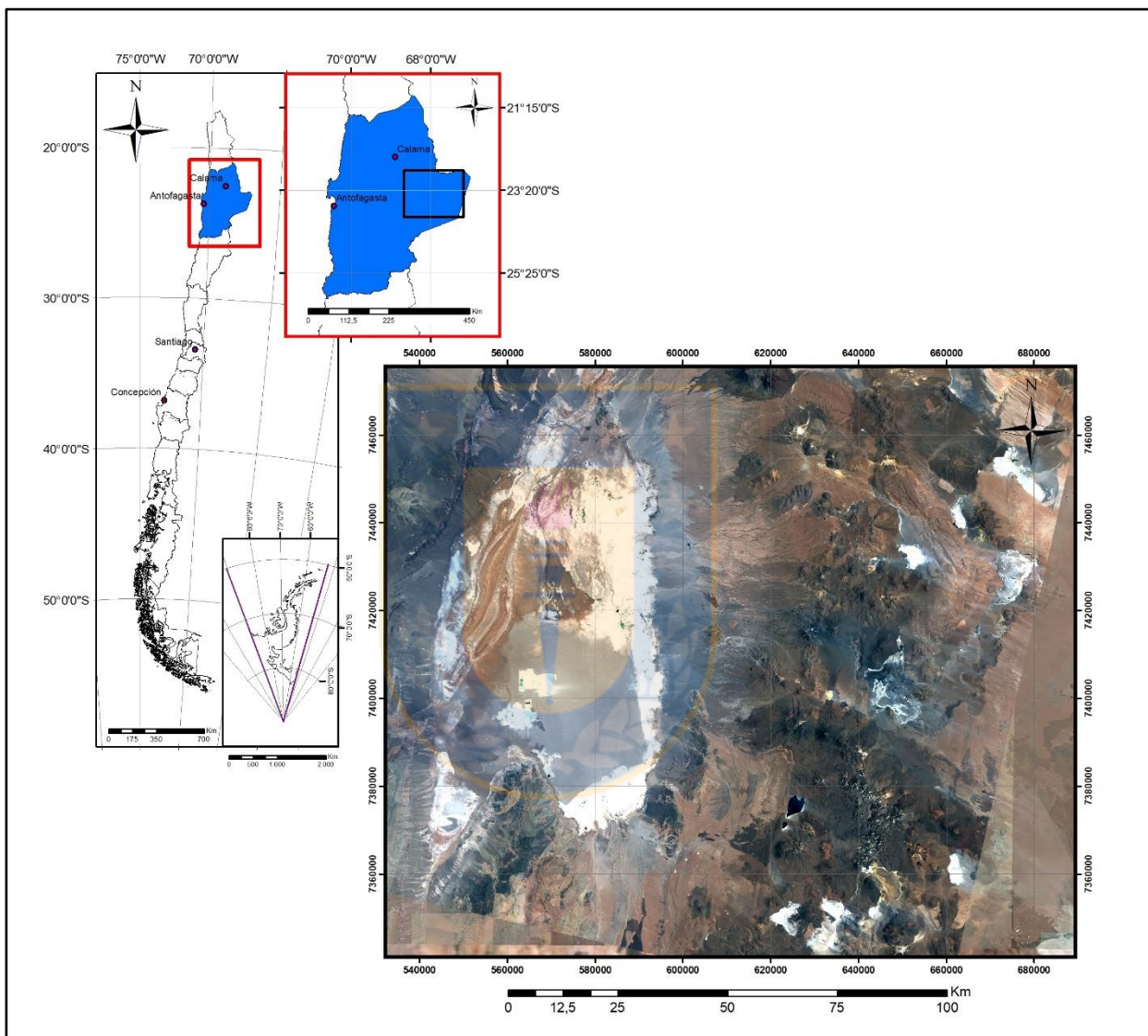
Comparar las características geoquímicas entre las aguas subterráneas y superficiales de la CSA y las CLCO.

Determinar la concentración de elementos económicamente útiles disueltos en el agua y relacionarlo a la geología de cada sector.

## **1.2. Ubicación y Accesos**

El área de estudio comprende la CSA y varias CLCO, donde específicamente se visitaron: diversos puntos dentro de la CSA, las lagunas salinas y/o salares Tebinquinche, Baltinache, Talar, Tuyajto, Lejía, Aguas Calientes 1, Aguas Calientes 2, Pujsa, Quisquiro, las lagunas de agua dulce Ojos del Salar y Miñiques y el río Toconao. Las coordenadas geográficas del polígono que delimita el área de estudio son 22°50' - 24°00'S y 67°10' - 68°40'W de longitud (Figura 1.1). El área de estudio se

encuentra en el sector este de la región de Antofagasta, dentro de la provincia de El Loa y en la comuna de San Pedro de Atacama. La superficie de la comuna es de 23.439 km<sup>2</sup> y posee una población aproximada de 5.000 habitantes, distribuidos principalmente en los pueblos de San Pedro de Atacama, Toconao, Socaire y Peine.

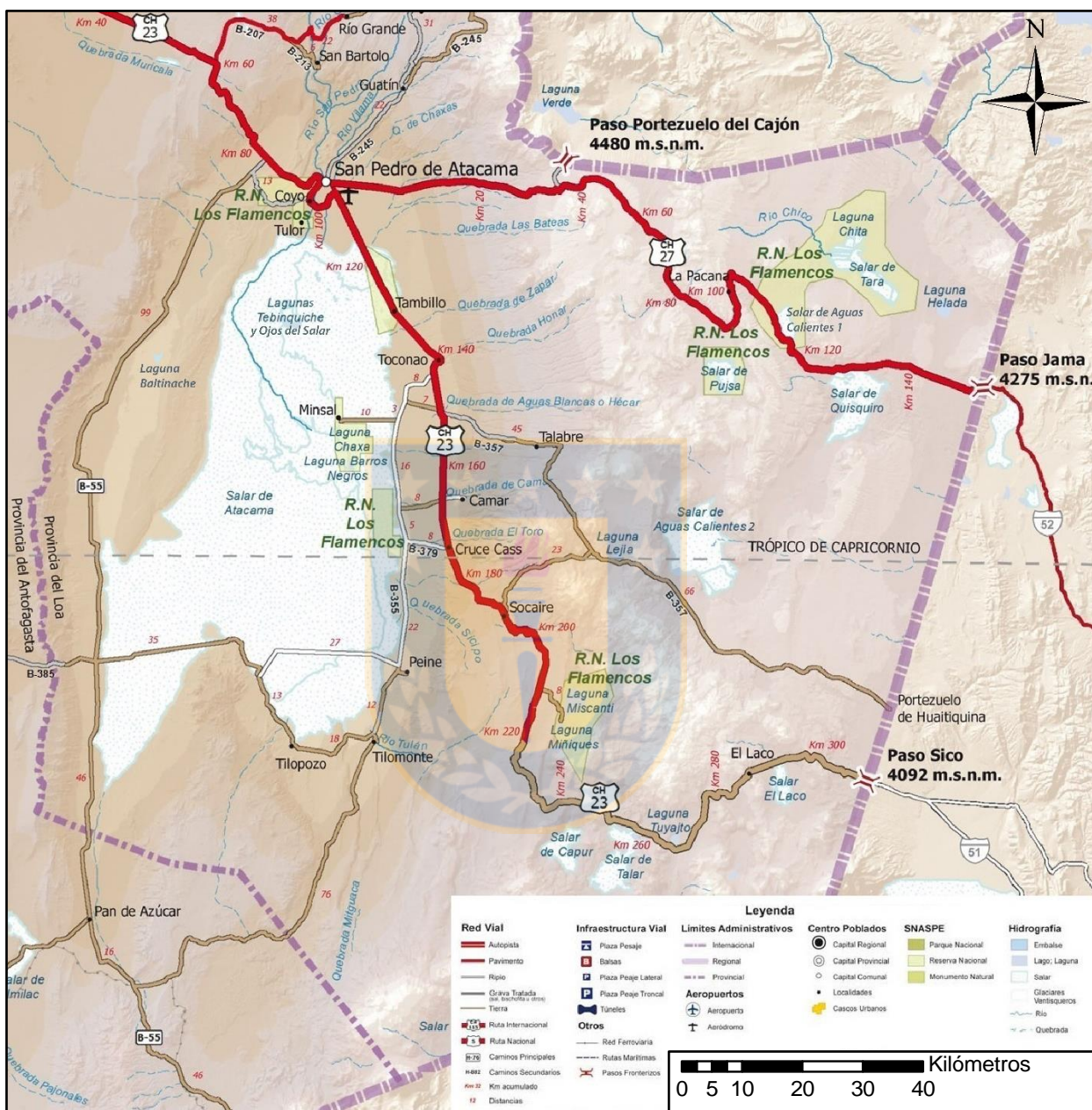


**Figura 1.1:** Mapa de ubicación del área de estudio.

Se puede acceder al área de estudio desde Calama a través de la Ruta Internacional 23-CH, que une dicha ciudad con el paso internacional Sico en el límite con Argentina (Figura 1.2). Esta ruta está asfaltada desde Calama hasta el km 220, cerca de las lagunas Miscanti y Miñiques y luego prosigue



con ripio hasta el paso Sico. Permite el acceso al sector norte y noreste del salar de Atacama y la aproximación a la laguna Tuyajto y a los salares de Capur, Talar y El Laco.



**Figura 1.2:** Vías de acceso al área de estudio y principales puntos de muestreo. Modificado de Red e Infraestructura Vial, Dirección de Vialidad 2010.

También se puede acceder al salar de Atacama desde Antofagasta tomando la ruta 5 Norte y luego la ruta 385-B a la altura de la localidad de Baquedano, ruta asfaltada que va hacia el este hasta el sector suroeste del salar donde empalma con caminos de ripio que van hasta el sector de Tilopozo.

A la altura de San Pedro de Atacama o desde el kilómetro 80 de la ruta 23-CH se puede acceder a la ruta 55-B, ruta de ripio que recorre el llano de la Paciencia y luego el borde sur occidental del salar de Atacama y permite acceder a la laguna Baltinache. Esta ruta también intercepta con la ruta 385-B, siendo posible acceder desde esta última.

Desde San Pedro de Atacama se puede tomar la ruta 27-CH, que une esta ciudad con el paso internacional Jama hacia Argentina, estando la ruta asfaltada todo el trayecto. Esta ruta permite el acceso a los salares de Aguas Calientes 1, Pujsa y Quisquiro.

Desde la Ruta 23-CH, en el sector de la quebrada Aguas Blancas al sur de Toconao o desde Socaire se accede a la ruta 357-B, camino de ripio que discurre hacia el este hasta el paso de Huatiquina hacia Argentina y permite la aproximación a la laguna Lejía y al salar de Aguas Calientes 2.

Igualmente, desde la ruta 23-CH a la altura de Toconao, se puede acceder a la ruta 355-B, que recorre el borde oriental del salar de Atacama y que conecta con las localidades de Peine, Tilomonte y con la planta de explotación de litio, Rockwood Lithium.

### **1.3. Trabajos Anteriores**

Desde comienzos del siglo XX el área de estudio ha despertado el interés de la comunidad científica debido a su buen registro estratigráfico, recursos económicos y la necesidad de encontrar fuentes de agua para su extracción, esto ha resultado en una gran cantidad de trabajos geológicos de variadas temáticas que se concentran sobre todo en la CSA. En muchos casos esta información es de libre circulación, en la forma de papers, memorias, informes de universidades o entidades gubernamentales, como la Dirección General de Aguas (DGA) o el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), pero en otros casos pertenece a empresas de minería privada, lo que restringe mucho su acceso (SOQUIMICH, Rockwood Lithium).

Debido a la gran cantidad de trabajos en el área a continuación se mencionan solo algunos de los principales, poniendo énfasis en aquellos relacionados a la geoquímica de aguas y/o cuya información se aprovechó para el desarrollo de esta memoria.

García y otros (1960) documentaron el primer reconocimiento geológico entre el salar de Incahuasi y el cerro Zapaleri y definieron tres secciones estratigráficas: una marina y continental de edad

paleozoica, otra continental y probablemente terciaria, y lavas basálticas y andesíticas del Cuaternario – Reciente.

Marinovic y otros (1976) realizaron un reconocimiento de la alta cordillera de la región de Antofagasta dividiendo los volcanes en tres series, de acuerdo con el grado de erosión de los conos.

Dingman (1967), Díaz y otros (1972), Dalannais (1979) y Mardones (1986) estudian la hidrogeología de la CSA en forma temprana, todos incluyen mediciones hidroquímicas de elementos mayores, sin embargo, el primer estudio extensivo fue realizado por Moraga y otros (1974), que incluyeron más de 200 análisis químicos de aguas y salmueras del salar.

Bevacqua (1992) sintetizó información geológica y estratigráfica, incluyendo perfiles de pozos de hasta 500 m de profundidad.

Alonso y Risacher (1996) realizaron análisis hidroquímicos de elementos mayores y balance salino de distintos sectores del salar, basándose en las muestras de Díaz y otros (1972), deduciendo que los aportes salinos antiguos debieron ser mucho mayores a los actuales.

Risacher y otros (1999) realizaron un estudio de aguas en cuencas cerradas para las actuales regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama. Éste contiene hidroquímica de elementos mayores y menores de las lagunas saladas, incluyendo el salar de Aguas Calientes 2 y la laguna Tuyajto.

La empresa Minera Escondida Limitada (2007) presentó un estudio de impacto ambiental para un proyecto que consistía en la extracción de aguas subterráneas a partir de ciertas cuencas de la Puna de la región de Antofagasta. Dentro del estudio recopilaron varios antecedentes geológicos, hidrogeológicos e hidroquímicos.

Cervetto (2012) se centra en caracterizar el funcionamiento hidráulico de las cuencas endorreicas del salar de Aguas Calientes 2, Puntas Negras, la laguna Tuyajto, pampa Colorada, pampa Las Tepas y salar El Laco. Deduce la existencia de continuidad hidráulica y flujo de aguas subterráneas profundas entre las distintas cuencas mediante hidroquímica de elementos mayores e isótopos de oxígeno e hidrógeno.

La DGA realizó un estudio titulado “Análisis de los Mecanismos de Evaporación y Evaluación de Recursos Hídricos del salar de Atacama” (DGA, 2014) que se enfoca principalmente en estudiar la

evaporación que se produce en el salar de Atacama. Además de numerosas mediciones, se realizó una recopilación bibliográfica de datos hidroquímicos de elementos mayores de seis fuentes bibliográficas distintas allí citadas.

Ortiz y otros (2014) se enfocan en determinar el origen de las aguas del ecosistema Soncor y en su manejo ambiental. Dentro de los análisis que realizan utilizan hidroquímica de elementos mayores e isótopos de oxígeno, hidrógeno, azufre y estroncio.

Finalmente, diversos autores realizan descripciones detalladas de litología, definición de unidades, dataciones, reconocimiento de estructuras y estudios geoquímicos regionales, que se resumen y actualizan en las cartas geológicas; Hoja Toconao (Ramírez y Gardeweg, 1982), Hoja Río Zapaleri (Ramírez y Gardeweg, 1985), Cerro Quimal (Basso y Mpodozis, 2012), Cerro Lila-Peine (Niemeyer, 2013) y San Pedro de Atacama (Henríquez y otros, 2014) del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGIOMIN). Estas cartas cubren la mayor parte del área de estudio a distintas escalas y son la base del marco geológico de este trabajo.

#### **1.4. Agradecimientos**

El financiamiento de este trabajo se encuentra enmarcado dentro del proyecto Fondecyt de Iniciación 11160325.

Quiero agradecer a aquellos que hicieron esta memoria posible, directa o indirectamente con su cariño y comprensión, subiendo el ánimo en los tiempos difíciles y compartiendo conmigo día a día.

Agradecimientos a mi profesora guía Fernanda Álvarez a cargo del proyecto fondecyt de esta memoria y a mis profesores Verónica Oliveros y Alexey Novoselov, que fueron siempre un pilar de ayuda, con buena disposición a contestar dudas y apoyar en lo posible con su conocimiento en geoquímica.

También a mi compañero de memoria Mauricio Rosales, que siempre aportó de buena manera sus datos y apreciaciones sobre varios temas atinentes. A Mariana Cervetto por su gentil contribución de cartas y datos. A Braulio Águila y Darío Lagos que me acompañaron en la campaña de terreno.



Un agradecimiento especial a mi madre, padre y hermana que siempre estuvieron ahí cuando los necesité, que apoyaron y dijeron no te rindas, que instaban a que siguiera investigando y me siguiera cultivando si eso es lo que me llenaba, no importando los recursos.

También un saludo a mis amigos que estuvieron dando apoyo en todo momento, física o virtualmente tirando la talla y subiendo el ánimo, especiales saludos a mi gran amigo José Arroyo, que siempre ha estado ahí en las buenas y las malas, de igual forma a Francisco Candia (Turko), Jorge Rojas (Coco), Fernando Salazar (Willy), Esteban Lotozynsky (Loto), también a Carolina Peña, Amapola Albornoz y Leonardo Aguirre que siempre salían con un panorama para distraerse, y con interesantes temas de conversación y actividades, a mi grupo Acevedo; Emmanuel, Cristian, Eric, Gustavo, a Roca que siempre estuvieron ahí, volviendo la vida un lugar más colorido. A mis primos Dagoberto y Aylén Sanchez y mi tía Roxana por compartir el día a día durante el año que duró esta memoria. Y finalmente a todos los auxiliares de geología, Don Maxi, Don Raul, Don Carlitos y Don Mauricio.



## 2. MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se ubica en la parte sur del Oroclino Boliviano (Isacks, 1988), lugar en el que la orientación de la cordillera de los Andes cambia desde NW-SE al norte a N-S hacia el sur a través de una flexión de primer orden donde la cordillera de los Andes alcanza su ancho máximo, cercano a 800 km, y uno de los mayores espesores corticales del planeta superando los 60 km (Isacks, 1988). Los rasgos morfológicos más importante que caracterizan a este segmento son: el plateau Altiplánico, la cordillera Domeyko o Precordillera y la cuenca del salar de Atacama (CSA), siendo esta última el objeto de este estudio.

La CSA es la cuenca más grande a lo largo del flanco occidental la cordillera de los Andes en el norte de Chile. Ha sido una región de subsidencia de larga vida desde el Paleozoico con un relleno sedimentario de más de 8 km (Mpodozis y otros, 2005). Su evolución geológica y la de sus alrededores puede sintetizarse agrupando los eventos mayores en 3 etapas principales simplificadas; un Prerift Proterozoico-Paleozoico, un Sinrift Permo-Triásico a Cretácico temprano y un Sinorogénico del Cretácico tardío hasta el reciente (Henríquez, 2012).

La etapa de “**Prerift Proterozoico-Paleozoico**” (Henríquez, 2012) se caracteriza por una serie de fases orogénicas asociadas a colisión y acreción de terrenos (Ramos, 1999; Charrier y otros, 2007). Los registros estratigráficos de esta etapa comienzan con sedimentitas metamorfizadas de la Fm. Puncoviscana (Proterozoico a Cámbrico inferior) y pequeños cuerpos intrusivos que afloran a lo largo de la cordillera Oriental. Sobre estas unidades se disponen de manera discordante formaciones del Paleozoico inferior expuestas ampliamente en la cordillera Oriental, la Puna y localmente en la cordillera Occidental, lo que está representado dentro del área de estudio por el Complejo Ígneo y Sedimentario del Cordón de Lila (CISL) y las Fms. Quebrada Grande, Quebrada Ancha y Lila. El registro del Paleozoico superior está representado en el área por la Fm. Agua Dulce (Basso y Mpodozis, 2012).

El “**Sinrift Permo-Triásico a Cretácico Temprano**” (Henríquez, 2012) se desarrolló en varios episodios extensivos o de rift a lo largo del margen occidental de Sudamérica (Charrier y otros, 2007). El primero de estos episodios que posee un registro dentro de la zona de estudio corresponde al Rift Permo-Triásico, caracterizado por extensas cuencas extensionales a lo largo de Chile y parte de Argentina, donde se depositaron secuencias volcano-sedimentarias provenientes de un arco

volcánico ubicado al oeste, representadas por los Estratos El Bordo y las formaciones Peine, Tuina y Cas (Ramírez y Gardeweg, 1982; Charrier y otros, 2007 en Henríquez, 2012).

El segundo episodio extensivo que afectó el área corresponde a una Extensión Jurásica de tipo trasarco, la que genera una cuenca al este de un arco magmático ubicado en la actual cordillera de la Costa (más occidental que el arco Permo-Triásico) (Charrier y otros, 2007). En el área de estudio el registro de este evento se expone principalmente en el borde occidental de la cordillera Domeyko, donde el extremo oriental de esta cuenca está representado por los sedimentos calcáreos del Grupo Caracoles.

Hacia fines del Cretácico Temprano e inicios del Cretácico Tardío cambia el ángulo de subducción en el margen occidental de Sudamérica (Charrier y otros, 2007), lo que marca el inicio de la etapa **“Sinorogénico Cretácico Superior a Reciente”** (Henríquez, 2012), caracterizada por numerosas fases compresivas (Henríquez, 2012). En este contexto, aproximadamente hacia los 90 Ma, ocurre la Fase Peruana (Amilibia y otros, 2008 en Henríquez, 2012) que genera la inversión tectónica y cierre de la cuenca de trasarco Jurásica y el alzamiento paulatino de la cordillera Domeyko, evento que delimitó un flaco y formó la CSA propiamente tal (Charrier y otros, 2007). El relleno sinorogénico de la cuenca comienza con sedimentos de la Fm. Tonel sobre los cuales se depositan discordantemente las formaciones Purilactis y Barros Arana en un ambiente continental (Mpodozis y otros, 2005).

Cabe destacar que durante el Cretácico Superior la CSA se encontraba conectada hacia el este con la cuenca marina asociada al cierre del Rift de Salta ubicada en la actual Puna y la cordillera Oriental. Evidencia de esta conexión es la presencia de la Fm. Lomas Negras conformada por sedimentos marinos (Muñoz y otros, 2002; Mpodozis y otros, 2005; Charrier y otros, 2007 en Henríquez, 2012). Simultáneamente en el borde occidental de la CSA se deposita discordantemente una secuencia volcánica sobre las unidades cretácicas inferiores, representada por la Fm. Totola, que muestra intercalaciones con calizas.

Durante el límite Cretácico-Paleógeno el área de estudio se ve afectada por la Fase KT. Esta fase se registra como fuertes discordancias dentro de la CSA (Arriagada y otros, 2006). Durante el Paleoceno se depositan los sedimentos continentales de la Fm. Naranja.

Durante el Eoceno medio, la Fase Incaica genera una importante compresión en la cordillera Domeyko, la CSA, la Puna y la cordillera Oriental (Coutand y otros, 2001; Arriagada y otros, 2006). La cordillera Domeyko concentró amplias rotaciones horarias (Somoza y Tomlinson, 2002; Arriagada y otros, 2003) y experimentó un rápido periodo de exhumación entre los 50 y 30 Ma, lo que genera una marcada discordancia progresiva en la CSA y la acumulación de más de 2.000 m de conglomerados de la Fm. Loma Amarilla (Arriagada y otros, 2006).

Desde el Oligoceno tardío al Reciente se establecen paulatinamente la Puna y la cordillera Oriental como tales, separando definitivamente la CSA del antepaís principal. A partir del Mioceno medio el arco volcánico alcanza su posición presente y la CSA su configuración actual (Henríquez, 2012).

Sobre el Grupo Purilactis y en algunos casos en relación de engrane lateral se depositan las formaciones San Pedro y Tambores, agrupadas en el Grupo Paciencia. El techo de la secuencia ha sido constreñido al Mioceno inferior ya que es sobreyacida por la Ignimbrita Artola del Mioceno medio o superior (Henríquez, 2012).

Durante el Mioceno superior el área se ve afectada por una fuerte actividad volcánica con la presencia de extensos flujos de ignimbritas sucesivas incluidas dentro del Grupo San Bartolo, que corresponden de más antigua a más joven a las ignimbritas: Artola, Sifón, Yerba Buena y Pelón (Henríquez y otros, 2014). Estas se encuentran intercaladas con otras formaciones volcano-sedimentarias de la zona y subyacen los depósitos de la Fm. Vilama.

Durante el Plioceno y Pleistoceno continúa la actividad volcánica en el área de estudio, depositándose nuevos flujos ignimbríticos que de más antiguo a más joven corresponden a las ignimbritas: La Pacana, Toconao, Puripicar, Atana, Tucucaro, Patao, Chaxa, Cajón, Tuyajto y Tatio, sobre todo en los sectores norte, este y sureste de la cuenca. Al occidente de la CSA se depositan las Gravas del Llano de la Paciencia y hacia el sureste sedimentos calcáreos de la Fm. El Tambo (Ramírez y Gardeweg, 1982; Niemeyer, 2013).

## 2.1. Geomorfología

Las principales morfoestructuras de la región de Antofagasta son, de oeste a este, la cordillera de Costa, la depresión Central, la cordillera Domeyko, el llano de la Paciencia, la cordillera de la Sal, la cuenca del salar de Atacama, la cordillera Occidental y la Puna. Todas están presentes dentro del área de estudio con la excepción de: la cordillera de la Costa y la depresión Central. La Puna solo esta expresada en una delgada franja en el límite oriental del área de estudio.

La cordillera de la Costa consiste en un cordón montañoso de 3.000 km de largo, de orientación N-S, con alturas entre los 1.000 a 2.000 m s.n.m. y que posee un acantilado costero de alto ángulo. Formado por secuencias volcánicas y plutónicas del arco del Jurásico a Cretácico Inferior (Mpodozis y otros, 2005).

La depresión Central corresponde a la cuenca de antearco rellenada por 1.000 m de sedimentos aluviales, fluviales, lacustres y evaporíticos de edad mesozoica a reciente.

La cordillera Domeyko es un cordón montañoso de 500 km de largo, con orientación N-S, de basamento profundo que fue levantada como consecuencia de eventos tectónicos desde el Cretácico Superior al Eoceno (Bascuñán y otros, 2016), compuesta principalmente por ignimbritas y domos riolíticos del Carbonífero superior al Pérmico, estratos fosilíferos lacustres del Triásico y sedimentos continentales del Cretácico al Mioceno (Mpodozis y otros, 2005). Posee una altura promedio de 3.000 m s.n.m. que localmente alcanza alturas de 4.000 m s.n.m. Está flanqueada por sets de fallas de alto ángulo correspondiendo su borde oriental a un escarpe tectónico que se extiende por más de 120 km con una altura máxima de 900 m denominado escarpe El Bordo (Mpodozis y otros, 2005). Esta es la morfoestructura regional que se encuentra hacia el extremo occidental del área de estudio.

El llano de la Paciencia es una subcuenca rellenada por abanicos aluviales del Cuaternario, separados del salar de Atacama por la cordillera de la Sal (Mpodozis y otros, 2005).

La cordillera de la Sal es un cordón montañoso de 80 km de largo con orientación N-S, aun tectónicamente activa, compuesta de ignimbritas y sedimentos continentales ricos en evaporitas y complejamente deformada durante el Oligoceno a Plioceno (Mpodozis y otros, 2005). Alcanza alturas de unos 200 m promedio sobre la superficie del salar de Atacama.

La CSA es una cuenca de 120 km de largo y de 60-90 km de ancho de orientación N-S, con una altura promedio de 2.300 m s.n.m., limitada por la cordillera de la Sal al oeste y por la cordillera Occidental al este, recibiendo la mayoría de sus aportes sedimentarios de esta última. Su depresión central está ocupada por una costra salina constituida principalmente de halita, de 1.100 km<sup>2</sup> de superficie y 900 m de profundidad, rodeada de una zona marginal de limos salinos de unos 2.000 km<sup>2</sup> de superficie que se ha formado en un clima hiperárido (Alonso y Risacher, 1996). Posee un registro estratigráfico continuo desde el Cretácico medio hasta la actualidad.

La cordillera Occidental corresponde al frente del arco magmático actual que se extiende paralelo al margen oeste de Sudamérica a unos 200 a 250 km de la fosa de Chile-Perú, presentando alturas que llegan a los 6.800 m s.n.m. (Isacks, 1988). Está constituida principalmente de rocas volcánicas cenozoicas y caracterizada por una franja de estratovolcanes que sobreyacen capas de ignimbritas más antiguas (Allmendinger y otros, 1997). Su relieve escarpado genera pequeñas cuencas cerradas intermontanas en el área de estudio que poseen lagunas, salares y lagunas saladas formadas contemporáneamente con las erupciones Miocenas-Holocenas del arco magmático presente (Rissmann y otros, 2015). Esta es la morfoestructura regional que se encuentra hacia el extremo oriental del área de estudio junto con la Puna.

La Puna es parte del plateau altiplánico, el segundo plateau más alto a nivel mundial (Isacks, 1988), que corresponde a una meseta de alturas que oscilan entre los 3.700 a 4.200 m, y se extiende paralela al margen de Sudamérica con un ancho entre los 350 y 400 km. El plateau recibe el nombre de Altiplano bajo los 22° de latitud sur y de Puna sobre esta latitud, siendo esta distinción establecida en base a diferencias en sus características morfológicas, estructurales y edad de alzamiento. Las mayores alturas se registran en el sector de la Puna, además de tener una elevación promedio mayor y una topografía más rugosa. Esta es la morfoestructura regional que se encuentra hacia el extremo oriental del área de estudio junto con la cordillera Occidental, su extensión se limita prácticamente a una delgada franja en el límite territorial con Argentina.



## 2.2. Principales Unidades Geológicas

Debido a la alta cantidad de unidades y gran extensión del área de estudio solo se han considerado las unidades más importantes, ya sea por su representatividad en la evolución de la cuenca, extensión o proximidad a las zonas de muestreo. Estas se han resumido en la Figura 2.1

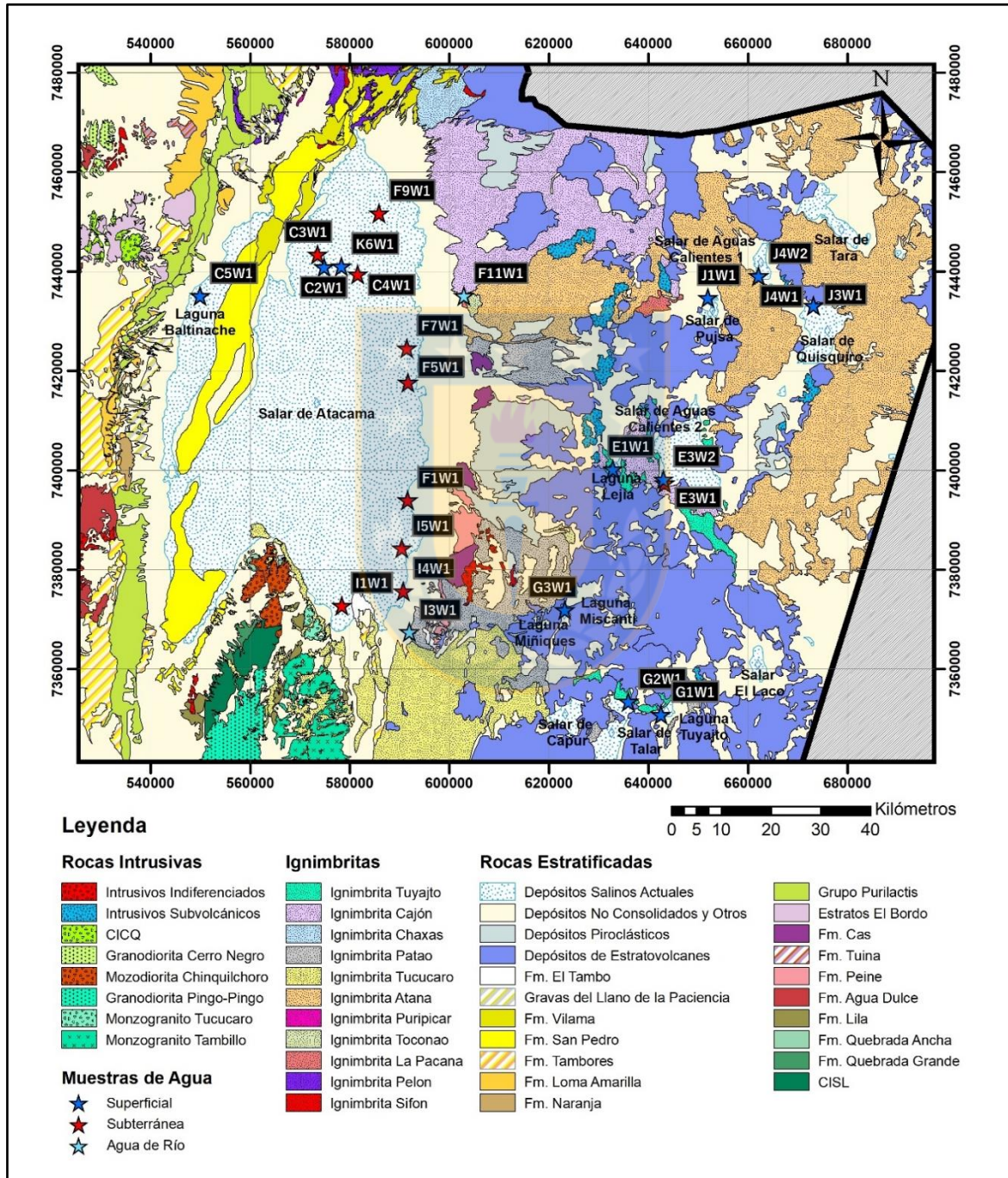


Figura 2.1: Mapa Geológico para las principales unidades en el área de estudio.



### 2.2.1. Complejo Ígneo y Sedimentario de Cordón de Lila (CISL) (Ordovícico Inferior)

Fue definido por Niemeyer y otros (1985) y está constituido litológicamente por más de 2.500 m de lavas basálticas a dacíticas con estructuras almohadillas, con intercalaciones de areniscas, calizas, lutitas y areniscas turbidíticas que afloran en el cordón de Lila. Su base no está expuesta y se encuentra cubierto hacia techo en discordancia angular por la Fm. Quebrada Grande. Mediante dataciones U-Pb en circones se le ha atribuido una edad Ordovícico Inferior (Niemeyer, 2013). Su ambiente debió ser subacuático, muy posiblemente marino (Niemeyer, 2013).

### 2.2.2. Formación Quebrada Grande (Ordovícico Medio)

Definida por Niemeyer (1989) como Estratos de Quebrada Grande y elevada a la categoría de formación por (González y otros, 2007), corresponde a 1.000 m de conglomerados polimícticos, areniscas, limolitas y delgados estratos calcáreos que afloran en el cordón de Lila. Se apoyan mediante discordancia angular sobre tobas dacíticas pertenecientes al miembro superior del CISL y su techo no está expuesto. Su edad ha sido establecida mediante correlaciones bioestratigráficas como Ordovícico Medio. Su ambiente ha sido interpretado como la parte proximal de un abanico aluvial que desemboca en el mar (Niemeyer, 2013).

### 2.2.3. Formación Quebrada Ancha (Silúrico inferior)

Definida por Niemeyer y otros (2010), corresponde a aproximadamente 550 m de conglomerados cuarcíferos y cuarzoarenitas calcáreas coquinoideas con restos de braquiópodos y conuláridos que afloran en el cordón de Lila. Se apoya mediante discordancia angular sobre andesitas del CISL (Ramírez y Gardeweg, 1982). Mediante la identificación de fósiles se le ha atribuido una edad Silúrico inferior y se le atribuye un ambiente de depositación marino (Niemeyer, 2013).

### 2.2.4. Formación Lila (Devónico Inferior)

Definida por Moraga y otros (1974), corresponde a una secuencia de cuarzoarenitas, limolitas y conglomerados, predominando las areniscas, que afloran en la quebrada Tucucaro en el cordón de Lila, con un espesor que llegaría a los 1.600 m. Se apoya mediante discordancia angular sobre el CISL y está cubierta, también mediante discordancia angular, por los Estratos de Cerro Negro. Su edad ha sido determinada mediante fósiles como Devónico Inferior (Niemeyer, 2013). Su ambiente

de depositación se ha interpretado como la parte inferior de un ambiente marino litoral de carácter intermareal en la base, que grada a techo hacia depósitos de delta progradante, finalizando en un ambiente fluvial (Niemeyer y otros, 1985).

#### 2.2.5. Formación Agua Dulce (Carbonífero superior a Pérmico inferior)

La Fm. Agua Dulce es definida inicialmente por García (1967) y redefinida por Basso y Mpodozis (2012) como una secuencia volcánica compuesta de tobas de cristales, lavas andesíticas, brechas volcánicas y pórfidos riolíticos que afloran en la sierra de Agua Dulce, cerro Caracoles, cerro Jaspeado, cerro Quimal y cerro Negro. Su base no está expuesta y está cubierta, en discordancia angular, por andesitas pertenecientes a los Estratos El Bordo. Su edad ha sido determinada por el método U-Pb en circones como Carbonífero superior a Pérmico inferior (Basso y Mpodozis, 2012). Se interpreta un ambiente de depositación continental (Ramírez y Gardeweg, 1982).

#### 2.2.6. Formación Peine (Pérmico superior a Triásico Inferior)

Definida inicialmente por Moraga y otros (1974) y redefinida por (Ramírez y Gardeweg, 1982) corresponde principalmente a capas de conglomerados, areniscas, lutitas, tobas y brechas piroclásticas de al menos 520 m de espesor que afloran en los cerros ubicados entre Toconao y Tilomonte, al oriente de Peine. Su base es desconocida y se encuentra cubierto, en discordancia angular, por rocas andesíticas de los Estratos de Cerros Negros y por la Fm. Cas. Su edad ha sido acotada entre Pérmico superior a Triásico Inferior, mediante paleomagnetismo y relaciones estratigráficas (Niemeyer, 2013). Su ambiente de depositación se ha interpretado como volcánico continental intercalado con facies aluviales (Niemeyer, 2013).

#### 2.2.7. Formación Tuina (Pérmico superior a Triásico Medio)

Definida por Raczynsky (1963) como una secuencia de al menos 2.500 m de lavas andesíticas, brechas volcánicas y tobas de composición dacítica que aflora en el sector de cerros de Tuina al noroeste de San Pedro. Su base es desconocida y se encuentra cubierta en discordancia angular por la Fm. Tonel. Su edad ha sido acotada entre el Pérmico superior a Triásico Medio mediante el método U-Pb en circones de tobas (Henríquez y otros, 2014).

### 2.2.8. Formación Cas (Triásico Inferior)

Fue definida por Moraga y otros (1974) y redefinida por (Ramírez y Gardeweg, 1982) como dacitas fluidales y esferulíticas, tobas y brechas dacíticas expuestas en estratos no bien definidos de 2-5 m de potencia que afloran en los cerros de Cas, Cuyugas, de Allana y Mullay, al norte de Cámara y en la franja de cerros ubicados entre el cerro Questulvan y la quebrada Chuglla, al oriente de Peine. Se sobrepone mediante discordancia angular a la Fm. Peine y su techo lo constituye la discordancia que la separa de la Ignimbrita Patao. Se ha determinado mediante el método de U-Pb en circones que pertenece al Triásico Inferior (Niemeyer, 2013). Se interpreta que los productos volcánicos de esta formación estarían asociados a una caldera volcánica del denominado Complejo de la caldera Lanquir (Niemeyer, 2013).

### 2.2.9. Estratos El Bordo (Triásico Medio a Triásico Superior)

Definida por Fortt (1981), corresponde a una potente (por lo menos 4.800 m) secuencia volcánica y sedimentaria continental, formada principalmente por lavas andesíticas, dacíticas, tobas riolíticas y riolíticas con intercalaciones de areniscas, calizas y lutitas que afloran en las cercanías del escarpe El Bordo. Cubre en discordancia angular a la Fm. Agua Dulce y está cubierta en discordancia angular erosiva por la Fm. Tonel. Su edad ha sido acotada mediante datos paleontológicos y datación U-Pb en circones de tobas a Triásico Medio a Triásico Superior (Basso y Mpodozis, 2012). Su ambiente de depositación se ha atribuido a un sistema lacustre desarrollado bajo la influencia de un sistema volcánico (Basso y Mpodozis, 2012).

### 2.2.10. Grupo Caracoles (Jurásico Medio a Jurásico Superior)

Fue definido por Harrington (1961) y redefinido por Marinovic y García (1999). Corresponde a una sucesión sedimentaria marina, principalmente calcárea y fosilífera, muy bien estratificada de 600 m de espesor mínimo. Forma una franja de dirección aproximada NNE-SSO en la zona de Caracoles y afloramientos aislados más al este en cerro Ágatas y cerro Alacrán. Se encuentra en discordancia de erosión sobre los Estratos Las Lomas y está cubierto discordantemente por tobas de la Fm. Cinchado. Su edad ha sido acotada a través de su abundante contenido fosilífero como Bajociano a Kimmeridgiano (Basso y Mpodozis, 2012).

### 2.2.11. Grupo Purilactis (Cretácico Inferior a Cretácico Superior)

Corresponde a una secuencia de casi 6.000 m de espesor que aflora a lo largo del escarpe El Bordo (Mpodozis y otros, 2005). El grupo comprende de base a techo; más de 1.000 m de areniscas y evaporitas rojas continentales de la Fm. Tonel las cuales comenzaron a acumularse como estratos de crecimiento sintectónico durante las etapas iniciales de levantamiento de la cordillera Domeyko. Siguen casi 3.000 m de areniscas y conglomerados depositados en ambiente de abanico aluvial, fluvial, configuraciones eólicas y en menor medida lacustres representados por la Fm. Purilactis. La Fm. Purilactis está cubierta a su vez tanto por 500 m de gruesos conglomerados de abanicos aluviales proximales de la Fm. Barros Arana como por lavas alcalinas, tobas soldadas y capas rojas con intercalaciones de calizas de la Fm. Cerro Totola depositadas en un contexto marino, cuando el paleomar El Molino-Yacoraité del Cretácico Superior cubrió grandes extensiones del dominio altiplano-puna (Mpodozis y otros, 2005). La base del grupo (Fm. Tonel) se apoya en discordancia angular y de erosión sobre los Estratos El Bordo y el techo del grupo (Fm. Cerro Totola) subyace en discordancia de erosión a la Fm. Naranja y la Fm. Loma Amarilla. Su edad ha sido acotada entre el Cretácico Inferior alto a Maastrichtiano-Daniano mediante estudios paleomagnéticos, los métodos K-Ar, Ar-Ar y correlaciones estratigráficas (Basso y Mpodozis, 2012). Cabe mencionar que debido a la ausencia de fósiles y niveles volcánicos o tobáceos en la Fm. Tonel, su edad se ha acotado principalmente mediante métodos estratigráficos.

### 2.2.12. Formación Naranja (Paleoceno)

Fue definida por Mpodozis y otros (2005) como una secuencia sedimentaria continental de aproximadamente 900 m de espesor, principalmente areniscas, formada por una asociación de facies granodecrecientes que aflora al sur de cerro Totola y alrededor de cerro Negro. Se apoya en discordancia angular sobre la Fm. Cerro Totola y está cubierta en discordancia de erosión por la Fm. Loma Amarilla (Basso y Mpodozis, 2012). Se han datado niveles de tobas y de lavas mediante los métodos Ar-Ar y K-Ar permitiendo atribuirle una edad Paleocena (Basso y Mpodozis, 2012). Su ambiente de depositación se ha interpretado como una evolución de abanicos aluviales proximales a distales con facies de lago salino hacia techo (Mpodozis y otros, 2005).

### 2.2.13. Formación Loma Amarilla (Eoceno superior a Oligoceno inferior)

Definida por Mpodozis y otros (2005), corresponde a una secuencia de conglomerados poco consolidados, de hasta 2.200 m de potencia, que afloran a lo largo del escarpe El Bordo desde la cuesta Barros Arana hasta cerro Negro. Están dispuestos en forma discordante sobre una superficie irregular labrada, de rocas tanto de la Fm. Naranja como unidades más antiguas y cubierta por la Fm. El Yeso. Mediante la combinación de diversas dataciones K-Ar, Ar-Ar y perfiles sísmicos se ha acotado su edad a Eoceno superior a Oligoceno inferior (Henríquez y otros, 2014). Su ambiente de depositación se ha asociado a facies de abanicos aluviales proximales sintectónicos a la depositación de la Fase Incaica (Basso y Mpodozis, 2012).

### 2.2.14. Formación Tambores (Oligoceno superior a Mioceno medio)

Definida por Dingman (1967), corresponde a paraconglomerados, con intercalaciones de areniscas de grano grueso, de estratificación mala o ausente y ocasionalmente vetillas de yeso que afloran en los sectores de; el escarpe El Bordo, quebrada de Tambores, cerro Negro y Tilocalar. Se dispone en discordancia angular sobre las formaciones Tuina, Purilactis y Barros Arana y está cubierta en discordancia angular por las Gravas de Hollingworth y por las ignimbritas Sifón y Tucucaro. Presenta además una relación de engrane lateral con la Fm. San Pedro. Mediante relaciones estratigráficas su edad ha sido acotada al rango Oligoceno superior a Mioceno medio (Henríquez y otros, 2014). Su ambiente se interpreta como un abanico aluvial en un ambiente continental con esporádicas corrientes fluviales, y si se analiza en conjunto con la Fm. San Pedro, ambas representan una progradación de sistema fluvial sobre un ambiente de playa evaporítico (Henríquez y otros, 2014).

### 2.2.15. Formación San Pedro (Oligoceno superior a Mioceno superior)

Definida por Bruggen (1942), está compuesta principalmente por depósitos de arcillas, limolitas, areniscas y potentes mantos de sal y yeso. Sus afloramientos se extienden por unos 100 km en dirección NNE-SSW a lo largo de la cordillera de la Sal y en los valles de los ríos San Pedro, Grande y Salado, y su máximo espesor observado es de 3.000 m en el valle de la Luna, poseyendo grandes variaciones laterales de espesor. Su base no está expuesta y subyace discordantemente a las ignimbritas Artola, Yervas Buenas, Sifón y Pelón y a las formaciones Vilama y El Túnel, además presenta una relación de engrane lateral con la Fm. Tambores. Mediante relaciones de

contacto y mediciones radiométricas K-Ar en niveles de tobas y biotitas se ha acotado su edad a Oligoceno superior a Mioceno superior (Henríquez y otros, 2014).

### 2.2.16. Ignimbritas del Mioceno superior al Pleistoceno

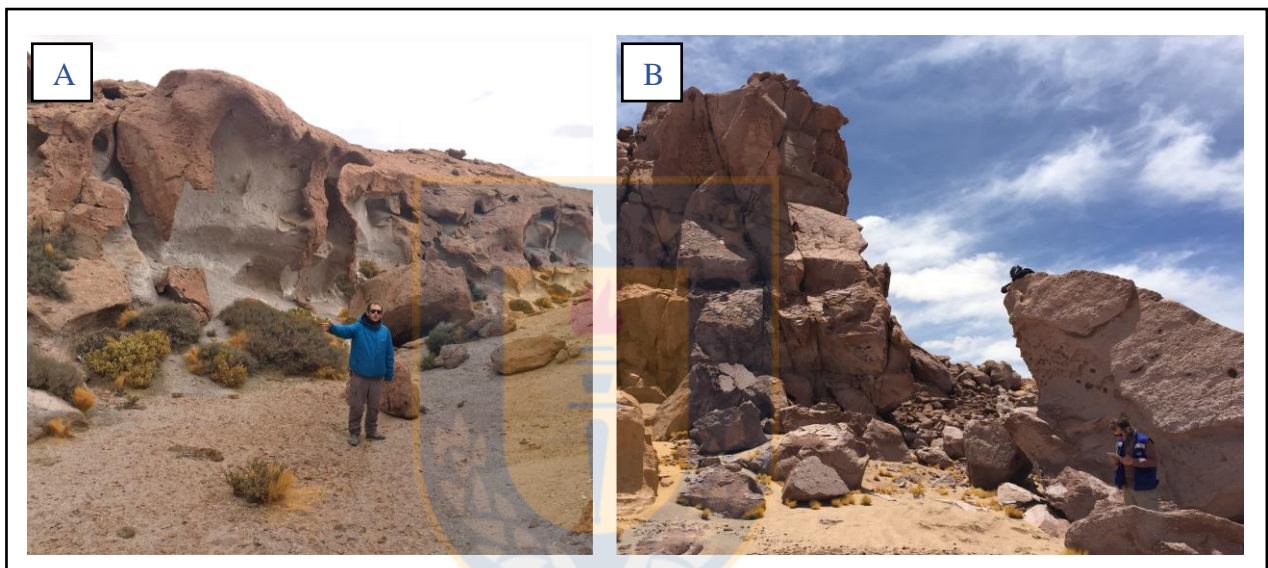
Durante el Mioceno superior a Plioceno, y en menor medida desde el Pleistoceno, el área de estudio se vio afectada por una importante actividad volcánica. Esto quedó registrado por la presencia de numerosos depósitos ignimbríticos intercalados con sedimentos aluviales provenientes de la erosión de la cordillera Domeyko, cordillera de la Sal y áreas de volcanismo activo (Henríquez y otros, 2014). Estos se disponen recubriendo en discordancia angular al resto de las formaciones e ignimbritas más antiguas y se muestran resumidas de más antigua a más reciente en la Tabla 2.1.

**Tabla 2.1: Ignimbritas del Mioceno superior a Pleistoceno y sus edades.** Los contenidos registrados de Li y B han sido obtenidos de Rosales (en preparación) y los de Sr de Rosales (en preparación) y Henríquez y otros, 2014.

Ignimbrita	Edad (Ma)	Método de Datación	Referencia de la Datación	Contenidos registrados en ppm de:		
				Li	B	Sr
Artola	(13,8 – 9,4)	U-Pb y K-Ar	Henríquez y otros, 2014	-	-	321
Sifón	8,4 ± 0,27	U-Pb y K-Ar	Henríquez y otros, 2014	20	50	270, 277, 282, 287, 290, 331, 341, 350
Yerba Buena	8,2 ± 0,7	K-Ar	Henríquez y otros, 2014	-	-	310, 314
Pelón	(6,2 – 5,8)	Ar-Ar y K-Ar	Henríquez y otros, 2014	-	-	246, 301, 350, 355
La Pacana	(5,8 – 4,2)	K-Ar	Ramírez y Gardeweg, 1982	30	18	330
Toconao	Mioceno a Plioceno	Relaciones estratigráficas	Ramírez y Gardeweg, 1982	30	55	59
Puripicar	(4,6 – 4,0)	U-Pb y K-Ar	Henríquez y otros, 2014	40	25	279, 356, 387, 389, 400, 424
Atana	4,0 ± 0,2	K-Ar	Henríquez y otros, 2014	50, 50	16, 41	257, 276
Tucucaro	3,2 ± 0,3	K-Ar	Henríquez y otros, 2014	40	54	195
Patao	3,1 ± 0,7	K-Ar	Henríquez y otros, 2014	20, 40	28, 43	179, 249
Chaxas	2,7 ± 0,03	U-Pb	Henríquez y otros, 2014	20	24	398, 456
Cajón	(1,7 – 0,8)	U-Pb y K-Ar	Henríquez y otros, 2014	30	21	280
Tuyajto	Pleistoceno a Holoceno	Relaciones estratigráficas	Henríquez y otros, 2014	30	35	351
Tatio	< 1	K-Ar	Lahsen y Minuzaga, 1979	80	17	292



Las ignimbritas Artola, Sifón, Yerba Buena, Pelón y Puripicar pertenecen al Grupo San Bartolo (Henríquez y otros, 2014) y afloran principalmente en el sector norte y noreste de la CSA (aunque algunas se extienden hacia el sector noroeste), la Ignimbrita Tatio aflora únicamente en el sector noreste de la CSA, las ignimbritas La Pacana, Toconao, Atana, Patao y Cajón afloran en el sector este de la CSA (Figura 2.2), mientras que la Ignimbrita Tucucaro en el sector sureste y la Ignimbrita Chaxas al noroeste. Esta última presenta una relación de engrane lateral con la Fm. Vilama y la parte frontal de la Ignimbrita Cajón coincide con el borde oriental del salar de Atacama, donde engrana con unidades sedimentarias recientes.



**Figura 2.2:** Fotografías de ignimbritas en el área de estudio. a) Ignimbrita Patao. b) Ignimbrita Atana.

### 2.2.17. Formación Vilama (Mioceno superior a Plioceno)

Definida por Moraga y otros (1974), corresponde a una secuencia de areniscas y limolitas con intercalaciones de tobas de cristales, ceniza, kieselgur y conglomerados no consolidados que afloran en la parte norte de la cordillera de la Sal, alcanzando 80 m de espesor en cerro Mármol. Su base se dispone en discordancia angular sobre las ignimbritas Sifón, Yerba Buena y Pelón y sobre la Fm. San Pedro, se encuentra cubierta por depósitos no consolidados, además posee una posible relación de engrane lateral con las ignimbritas Chaxas y Cajón hacia el este. Su edad se ha acotado como Mioceno superior a Plioceno mediante los métodos K-Ar y U-Pb en circones (Henríquez y otros, 2014). Su ambiente de depositación ha sido interpretado como lacustre en aguas no muy profundas, cercanas a actividad volcánica (Henríquez y otros, 2014).



### 2.2.18. Depósitos de Estratovolcanes (Mioceno superior a Holoceno)

En el área de estudio se encuentran numerosos centros volcánicos, que han dado origen a estratovolcanes y secuencias volcánicas estratificadas de composición andesítica y, subordinadamente dacítica y basáltica (Ramírez y Gardeweg, 1982). Ramírez y Gardeweg (1982) agrupan las lavas de estos centros volcánicos en cuatro unidades estratigráficas informales clasificadas en base al grado de erosión, relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas. Posteriormente Ramírez y Gardeweg (1985) realizan una clasificación casi idéntica en la parte este del área de estudio con la diferencia que combinan las unidades con características similares a los Conjuntos de Estratovolcanes III y IV en el Conjunto de Volcanes III. Estas unidades se encuentran resumidas de más antiguo a más reciente en la Tabla 2.2.

**Tabla 2.2: Conjuntos de Estratovolcanes del Mioceno superior a Holoceno.**

Unidad	Edad	Litología	Geomorfología
Conjunto de Estratovolcanes I	Mioceno superior	Andesitas de piroxeno.	Conos intensamente erosionados, de perfil redondeado e irregular y disectados por quebradas profundas, cuyas lavas son raramente individualizables.
Conjunto de Estratovolcanes II	Plioceno	Andesitas de piroxeno, en menor medida andesitas de hornblenda y/o biotita.	Conos con formas redondeadas, pero no han perdido su perfil original. Perfil abierto, erosionados por quebradas. Los flujos de lava individuales son rara vez distinguibles.
Conjunto de Estratovolcanes III	Plioceno a Pleistoceno	Andesitas de piroxeno y andesitas de hornblenda y/o biotita y en menor medida dacitas.	Conservan su perfil original, cercano a un cono, con cumbres redondeadas, cráteres erosionados, generalmente incompletos. Coladas con rasgos originales y por lo general individualizables.
Conjunto de Estratovolcanes IV	Pleistoceno a Holoceno	Dacitas y andesitas de piroxeno.	Conservan su perfil original intacto, de forma cónica. Sus coladas son individualizables. Cráteres intactos.

Los depósitos se disponen recubriendo en discordancia angular al resto de las formaciones e ignimbritas más antiguas y en algunos casos engranan parcialmente con las ignimbritas. Se distribuyen cubriendo amplias extensiones en toda la parte este del área de estudio, especialmente en el sector sureste donde son la unidad predominante que rodea las lagunas Miscanti, Miñiques y Tuyajto y los salares de Capur, Talar y El Laco. Sus edades se han determinado mediante

dataciones K-Ar y relaciones estratigráficas (sobre todo respecto a las ignimbritas) (Ramírez y Gardeweg, 1982; Ramírez y Gardeweg, 1985).

#### 2.2.19. Gravas del Llano de la Paciencia (Plioceno inferior)

Definidas por (Basso y Mpodozis, 2012), corresponden a una unidad constituida por sedimentos de gravas, arenas y limos que se exponen adosadas a las faldas de los cerros al oeste y a lo largo del llano de la Paciencia, alcanzando los 5 m de potencia (Henríquez y otros, 2014). Esta unidad se dispone en discordancia angular sobre la formaciones Tonel, Purilactis y Loma Amarilla. Su edad se ha determinado mediante el método K-Ar en biotita como Plioceno inferior (Henríquez y otros, 2014). Representa un ambiente aluvial bajo un clima semiárido a árido con lluvias esporádicas (Henríquez y otros, 2014).

#### 2.2.20. Formación El Tambo (Pleistoceno)

Fueron definidos por Moraga y otros (1974) como depósitos de calizas de color blanco a gris claro de hasta 5 m de espesor que se distribuyen en el sector sureste de la CSA, restringidamente al este de Peine y de Tilomonte y al oeste de la Vega Tilocalar. Se dispone en discordancia angular sobre las ignimbritas Patao y Tucucaro. Su edad fue determinada como pleistocena mediante el método Th-U en *sinter* calcáreo (Niemeyer, 2013). Su depositación se produjo a partir de aguas subterráneas templadas ricas en carbonato de calcio, mezcladas en forma esporádica con aguas superficiales que arrastraron material terrígeno (Niemeyer, 2013).

Finalmente, gran parte del área de estudio se encuentra cubierta por depósitos del Holoceno, que están formados principalmente por coladas de lavas recientes, depósitos de playa, depósitos no consolidados aluviales, fluviales y de remoción en masa. Además, los depósitos expuestos sobre toda el área del salar de Atacama propiamente tal están constituidos principalmente por depósitos salinos recientes, que corresponden a costras salinas y evaporíticas y a limos y arcillas con alto contenido de yeso y/o cloruro.

## 2.3. Geología Estructural

La estructura de la cordillera de los Andes en el área de estudio puede ser explicada a través de la caracterización de algunas de sus principales unidades morfoestructurales.

La cordillera Domeyko constituye un cinturón estructural ubicado en el antearco, dominado por una serie de cordones de basamento Paleozoico elongados N-S. Estos cordones fueron alzados por fallas inversas de alto ángulo que transmitieron la deformación a la cobertura Meso-Cenozoica en estructuras de escama gruesa y delgada (Amilibia y otros, 2008). Se ha propuesto que el régimen compresivo E-W en el sector comenzó a los 90 Ma durante el inicio del Cretácico Superior como consecuencia de la inversión de las cuencas mesozoicas de trasarco (Mpodozis y otros, 2005; Amilibia y otros, 2008). A lo largo del escarpe El Bordo existen variaciones de estilo estructural que van desde, un pliegue con núcleo de basamento en la parte norte, a una falla inversa de vergencia este en el sur, la cual coloca el basamento sobre las unidades cenozoicas (Arriagada y otros, 2006 en Henríquez, 2012). El borde occidental de la cordillera Domeyko es bastante menos evidente, en profundidad parece responder a fallas inversas de alto ángulo y vergencia oeste (Victor y otros, 2004).

El relleno mesozoico de la CSA aflora en sinclinales apretados y fallas de alto ángulo a lo largo del escarpe El Bordo (Mpodozis y otros, 2005; Arriagada y otros, 2006). Gracias a una malla de líneas sísmicas se ha interpretado que el relieve de la cordillera de la Sal es el resultado de un flujo diapírico de rocas oligocenas a pleistocenas que habría comenzado durante finales del Mioceno inferior a Mioceno medio asociado a una falla inversa profunda (Muñoz y otros, 2002; Pananont y otros, 2004 en Henríquez, 2012).

La cordillera Occidental hospeda parte importante del arco volcánico desde el Mioceno medio al Reciente, alcanzando elevaciones cercanas a los 6.000 m. La cobertura volcánica reciente oculta gran parte de la geología previa, dificultando la caracterización geológica y estructural. A lo largo de su borde occidental se registra un acortamiento esencialmente E-W que afecta la cobertura ignimbrítica, con fallamiento bivergente activo al menos durante el Plioceno. Hacia el sur, en González y otros (2009) sugirieron que el fallamiento estuvo activo desde gran parte del Oligoceno y Mioceno hasta el Reciente. Una forma de evidencia indirecta de estas estructuras son la serie de

cordones volcánicos alineados N-S a NE-SW que sugieren un fuerte control estructural en el emplazamiento del arco (González y otros, 2009 en Henríquez, 2012).

El cordón de Lila, está afectado por una serie de fallas de orientación N-S y, en menor medida, por lineamientos NNW-SSE y NNE-SSW. Edades de trazas de fisión en apatito indican que este basamento estuvo de 3 a 4 km de profundidad durante el Eoceno. El cordón de Lila cabalga al este sobre el relleno de la cuenca, y se hunde hacia el norte dentro del salar (Arriagada y otros, 2006 en Henríquez, 2012).



### **3. METODOLOGÍA**

La metodología se divide en cuatro etapas; gabinete 1, laboratorio 1, terreno, envío a laboratorios y gabinete 2, estas se detallan a continuación.

#### **3.1. Etapa de Gabinete 1**

En esta etapa se realizó una recopilación bibliográfica de estudios geoquímicos anteriores en el área de estudio. Los antecedentes se revisaron exhaustivamente, para después hacer una selección de la información de mayor relevancia para el estudio recurriéndose a trabajos de investigación, artículos, congresos y memorias afines.

La descripción de unidades para el Marco Geológico se sintetizó a partir de la información de las cartas geológicas; Hoja Toconao escala 1:250.000, Hoja Río Zapaleri escala 1:250.000, Carta Cerros Lila-Peine escala 1:100.000, Carta San Pedro escala 1:100.000 y Carta Cerro Quimal escala 1:100.000 publicadas por el SERNAGEOMIN.

#### **3.2. Etapa de Laboratorio 1**

Entre el 26 y 29 de diciembre de 2016 se realizó un tratamiento estándar a botellas de polietileno de alta densidad de 125 ml destinadas a muestreo en las dependencias del Laboratorio de Geoquímica de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile con el objetivo de eliminar cualquier tipo de impureza que pudiesen traer desde la fábrica que afecte la representatividad de la muestra. El procedimiento consistió en lavar las tapas de botella 3 veces con agua ultrapura; las botellas destinadas a análisis de aniones, alcalinidad e isótopos de litio, boro y estroncio fueron lavadas 2 veces con agua de osmosis inversa y 3 veces con agua ultrapura; las botellas destinadas a análisis de cationes y elementos trazas fueron lavadas 2 veces con agua de osmosis inversa, luego se llenaron con HCl y dejaron reposar 24 horas antes de lavarlas nuevamente 3 veces con agua de osmosis reversa y 2 veces con agua ultrapura.

Preliminarmente a la campaña de muestreo se determinaron áreas de interés accesibles donde tomar muestras de agua mediante imágenes satelitales Landsat 8, imágenes de Google Earth, modelos de

elevación digital DEM y análisis de la bibliografía. Esta información se tradujo en la confección de mapas y se cargó a dispositivos electrónicos (celulares, tablets y notebooks) que se llevaron a terreno.

### 3.3. Etapa de Terreno

Se llevó a cabo la campaña de muestreo entre los días 15 y 28 de enero de 2017 donde se recolectaron 25 muestras de agua para el estudio (Figuras 3.1a y 3.1b) y se midieron *in situ* algunos parámetros fisicoquímicos (temperatura, conductividad, pH y Eh) mediante un medidor multiparámetro portátil HQ40D de la marca Hach debidamente protegido del sol (Figura 3.2a) y se registraron sus ubicaciones en coordenadas UTM (datum WGS84) mediante un GPS de la marca Garmin. De las 25 muestras, 1 corresponde a un duplicado (muestra L111W2), 10 a aguas subterráneas, 10 a lagunas salinas o salares, 2 a lagunas de agua dulce y 2 a agua de río.

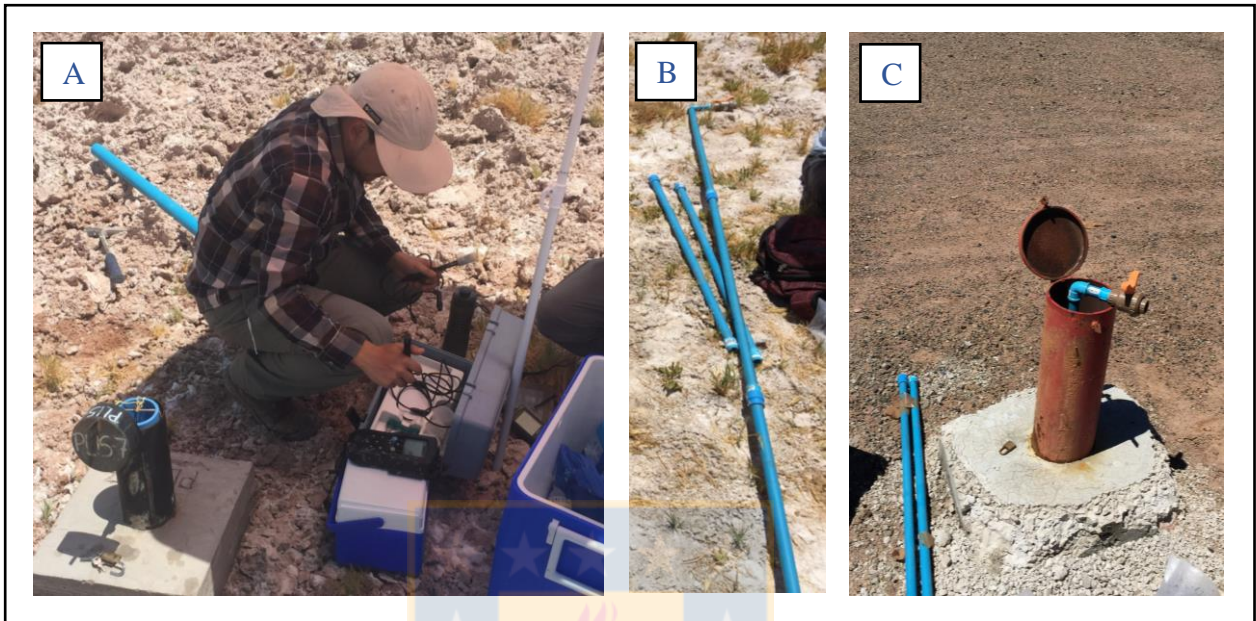


**Figura 3.1:** Toma de muestras de agua. a) Toma de muestra de alcalinidad en el salar de Talar. b) Toma de agua para muestras en la laguna Baltinache.

En cada sitio de muestreo se recolectan cinco muestras en las botellas de polietileno de alta densidad de 125 ml, previamente ambientadas. Cada muestra se utiliza para un análisis diferente, incluyendo: (1) cationes; (2) aniones; (3) alcalinidad; (4) elementos trazas; (5) isótopos de oxígeno y deuterio, asignándoles a cada una un código y tomando las precauciones necesarias



para que la muestra fuera representativa. En el caso de aguas subterráneas se utiliza una bomba de construcción casera, libre de elementos metálicos, para la extracción (figuras 3.2b y 3.2c).



**Figura 3.2:** Herramientas utilizadas en terreno. a) Utilización del medidor multiparámetro *in situ* en muestra de agua subterránea. b) Bomba casera libre de elementos metálicos. c) Bomba casera colocada en un pozo lista para la extracción de la muestra.

Para las muestras que necesitan ser acidificadas (cationes y elementos trazas) se utilizó 1,2 ml de HCl diluido al 4%. Para filtrar las muestras se utiliza un sistema compuesto por un matraz de Erlenmeyer de 1.000 ml, una bomba manual de succión y presión, un porta filtro y filtros Millipore de 0,45  $\mu\text{m}$ , realizándose un filtrado *in situ* (Figura 3.3a). El porta filtro es ambientado tres veces con agua directamente extraída del sitio de muestreo, posteriormente se ambienta el matraz y la botella de almacenamiento con agua filtrada (Figura 3.3b). Una vez que todos los recipientes están ambientados se procede a extraer la muestra hasta llenar la botella, evitando así la presencia de burbujas de aire. Las muestras de alcalinidad son extraídas directamente de la fuente de agua sin filtrar (Figura 3.1a). Luego, las muestras son rotuladas y refrigeradas. Finalmente, todos los implementos de muestreo del sistema se lavan con agua ultrapura.





**Figura 3.3:** Sistema de filtrado. a) Partes del sistema de filtrado. Vaso con porta filtro sobre el cooler. b) Filtrado *in situ* de una muestra.

### 3.4. Etapa de Gabinete 2

Posterior a la campaña, las muestras fueron enviadas a distintos laboratorios para su análisis. El análisis de cationes mayores se realiza mediante espectrometría de emisión óptica por plasma inductivamente acoplado (ICP-OES), el de aniones mayores mediante cromatografía iónica (CI) y el de bicarbonatos mediante titulación en el Laboratorio de Geoquímica de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. El análisis de elementos trazas se realiza mediante espectrometría de masa por plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) en las dependencias de Activation Laboratories Ltd. (Actlabs), Canada. El análisis de isótopos de oxígeno e hidrógeno se realiza mediante espectrometría laser de anillo en cavidad (CRDS) en el Laboratorio de Biogeoquímica Isotópica del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción. Los parámetros y elementos analizados se detallan en la Tabla 3.1.

La totalidad de los resultados obtenidos de los análisis son recibidos en agosto de 2017. Con ellos se elabora una base de datos homogénea por medio del software © Microsoft Office Excel 2013 (Anexos 1, 2, 3 y 4). Para la muestra L1E1W1 correspondiente a la laguna Lejía solo fue posible

realizar análisis de isotopos de oxígeno y deuterio debido a su alta salinidad y contenido de sólidos disueltos.

**Tabla 3.1: Parámetros y elementos analizados.**

Análisis	Técnica	Especies Analizadas
<b>Cationes</b>	ICP-OES	Na, K, Ca, Mg
<b>Aniones</b>	CI	F, Cl, SO <sub>4</sub> , Br, NO <sub>3</sub> , PO <sub>4</sub>
<b>Alcalinidad</b>	Titulación	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , CO <sub>3</sub>
<b>Elementos Trazas</b>	ICP-MS	Li, Be, Al, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U, B
<b>Isotopos de O e H</b>	CRDS	<sup>18</sup> O, <sup>2</sup> H
<b>Temperatura</b>	Multielemento	-
<b>Conductividad</b>	Multielemento	-
<b>PH</b>	Multielemento	-
<b>Eh</b>	Multielemento	-

Posteriormente se realizó un balance iónico para garantizar que las mediciones de las concentraciones fueran confiables y de buena calidad. Debido a la salinidad extrema de algunas muestras y la presencia de especies atípicas para la mayoría de las aguas se consideró una tolerancia de error de 10% en el balance, incorporando 5 muestras cuyo error estaba entre 5% y 8% (Anexo 5). Hay que destacar que solo 2 muestras poseían un error mayor a 10% (L1F11W1 y L1J1W1), las cuales se analizaron con especial cuidado en la interpretación de los datos y resultaron no poseer grandes concentraciones de los elementos trazas analizados.

En el caso de los aniones SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y Cl<sup>-</sup> resultaron ser dominantes, poseyendo una gran diferencia de magnitud de sus concentraciones respecto al resto de los aniones. No se detectó la presencia de carbonato en ninguna muestra, por lo que no fue considerado para el balance.

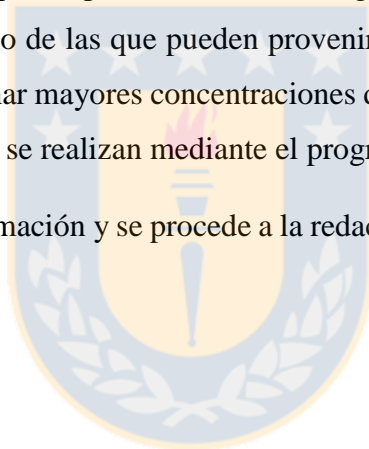
A partir de la base de datos obtenidos se tabulan los distintos parámetros fisicoquímicos (conductividad, temperatura, pH y Eh), elementos mayores, menores e isótopos de oxígeno e hidrógeno por medio del software © Microsoft Office Excel 2013 (Anexos 1,2,3 y 4). También se

confeccionaron diagramas de Piper y de Stiff mediante el software libre HatariChem de la consultora de recursos hídricos © Gidahatari, para el total de muestras, separando entre aguas subterráneas y superficiales.

Con la información ya ordenada se realizan gráficos para los elementos menores más abundantes y de mayor importancia (Li, B y Sr) respecto a la conductividad y respecto a los elementos mayores Na, K y Mg. De igual manera, con la información isotópica obtenida se realizan gráficos de  $\delta$  deuterio ( $\delta^2\text{H}$ ) vs  $\delta$  oxígeno-18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Todos estos gráficos se realizan mediante el software © Microsoft Office Excel 2013.

Adicionalmente, se realizan mapas de las concentraciones en ppm de los principales elementos menores, relacionando los datos obtenidos a los distintos cursos de aguas, lagunas, salares y cuencas. Se confeccionan mapas a partir de las cartas geológicas destacando las principales unidades geológicas del entorno de las que pueden provenir sus aguas de aporte para cada grupo de muestras a modo de relacionar mayores concentraciones de algunos elementos a la geología del lugar. Estos dos últimos mapas se realizan mediante el programa © ArcGis 9.3.

Finalmente se sintetiza la información y se procede a la redacción de los capítulos de esta memoria de título.



## 4. RESULTADOS

Durante la campaña de muestreo se recopilaron un total de 34 muestras, de las cuales 25 están dentro del área de estudio de este trabajo. De ellas 1 muestra es un duplicado, 10 corresponden a aguas subterráneas, 10 a lagunas salinas, 2 a lagunas de agua dulce y 2 a agua de río. Además, la muestra L1E1W1, correspondiente a la laguna Lejía, solo posee análisis de isótopos de oxígeno e hidrógeno debido a que su elevada salinidad y contenido de sólidos disueltos no permitió obtener su concentración de aniones, cationes, ni de elementos trazas.

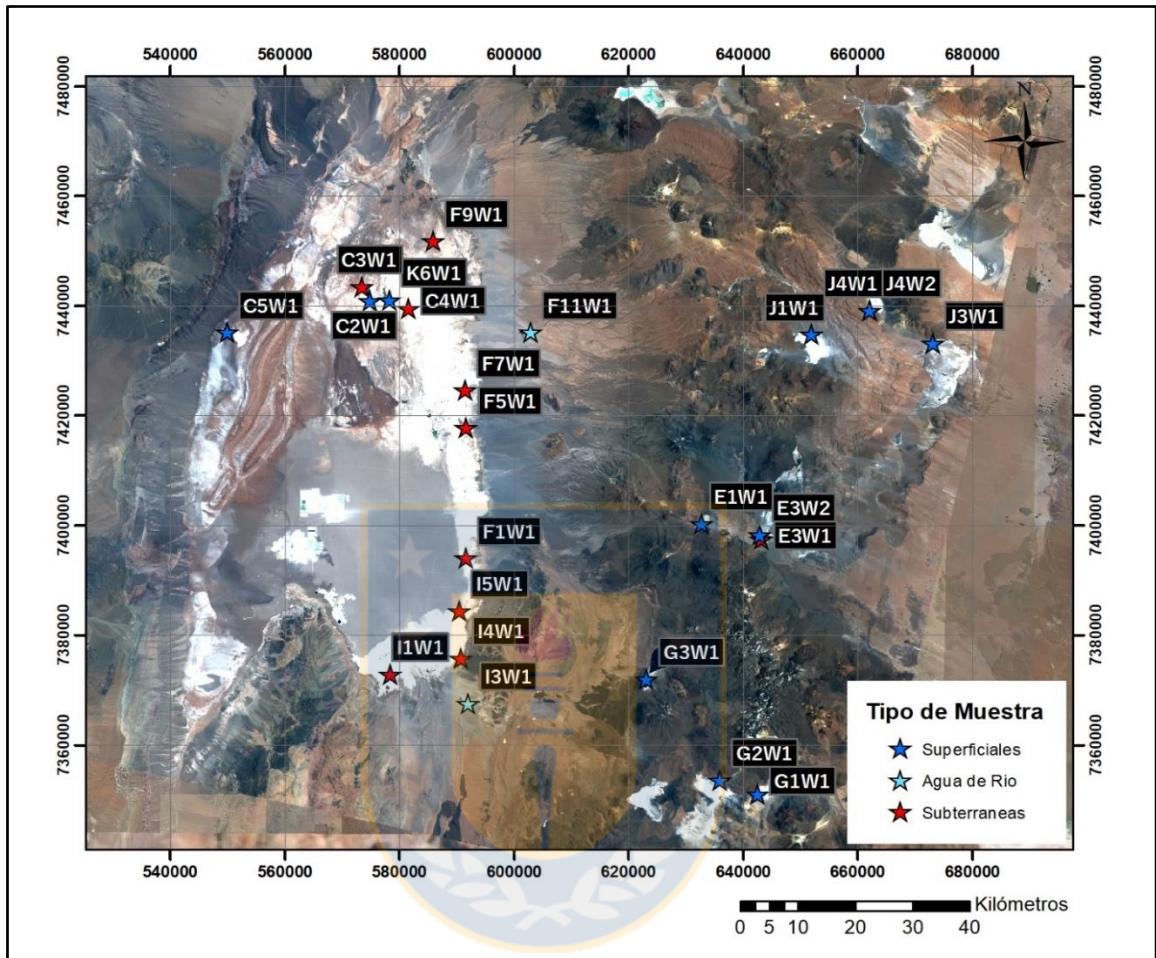
La distribución de muestras en cada sector del área de estudio se detalla en la Tabla 4.1 y en la Figura 4.1.

**Tabla 4.1: Distribución de muestras por sector en el área de estudio.** CSA: Cuenca del salar de Atacama; CLCO: Cuencas de lagunas de la cordillera Occidental.

Localidad	Nº de Muestras Superficiales	Nº de Muestras Subterráneas	Total
<b>CSA</b>			14
Salar de Atacama N	2	3	5
Salar de Atacama E	1	2	3
Salar de Atacama S	1	4	5
Llano de la Paciencia	1	0	1
<b>CLCO</b>			10
Salar de Pujsa	1	0	1
Salar de Quisquiro	1	0	1
Salar de Aguas Calientes 1	2	0	2
Salar de Aguas Calientes 2	1	1	2
Laguna Lejía	1	0	1
Laguna Miñiques	1	0	1
Salar de Talar	1	0	1
Laguna Tuyajto	1	0	1

De la Tabla 4.1 se desprende una distribución heterogénea de las muestras a ser analizadas. Debido a la disponibilidad de pozos preexistentes en la zona la mayoría de las muestras de agua

subterráneas se encuentran dentro de la cuenca del salar de Atacama (CSA), salvo por una muestra en el salar de Aguas Calientes 2.



**Figura 4.1:** Distribución de las muestras en el mapa del área de estudio. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.

A modo de garantizar que las mediciones de elementos mayores fueran confiables y de buena calidad se realizó un balance iónico a las 24 muestras que se muestra en el Anexo 5. Este método se basa en que siempre debe existir un equilibrio entre las cargas eléctricas de las especies disueltas, por lo que se comprueba realizando una comparación de las contribuciones iónicas de los elementos mayores calculado el error de balance mediante la fórmula que se muestra a continuación.

$$\text{diferencia\%} = 100 \times \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}}$$



## 4.1. Conductividad

Para el análisis de este parámetro se han considerado las medidas hechas *in situ* para cada muestra. El rango de conductividad de las muestras varía entre 0,37 mS/cm en el río Toconao hasta una medición superior al límite de detección del multiparámetro, de 2.000 mS/cm, en las lagunas Tebinquinche y Baltinache (L1C2W1 y L1C5W1 respectivamente). Si excluimos estas muestras del análisis el rango de conductividad va desde 0,37 mS/cm en el río Toconao (L1F11W1) hasta 253 mS/cm en la laguna Tuyajto (L1G1W1), con un promedio de 37,61 mS/cm para todas las muestras (Anexo 1).

Si consideramos solo las muestras de la CSA (excluyendo aquellas sobre el límite de detección) se obtiene una conductividad promedio de 28,84 mS/cm, alcanzando un valor mínimo de 0,37 mS/cm en la muestra obtenida en el río Toconao (L1F11W1) y un valor máximo de 116,30 mS/cm en la muestra subterránea L1I5W1 ubicada al sureste del salar.

Por otro lado, el promedio de conductividad para las muestras de las cuencas de las lagunas de la cordillera Occidental (CLCO) es de 53,75 mS/cm, alcanzando un valor mínimo de 2,74 mS/cm para la muestra obtenida en el salar de Pujsa (L1J1W1) y un valor máximo de 253,00 mS/cm para la muestra obtenida en la laguna Tuyajto (L1G1W1), es decir, abarcan todo el rango de conductividad de las muestras en general (excluyendo aquellas sobre el límite de detección) (Anexo 1).

Por su parte las dos muestras de lagunas de agua dulce presentan conductividades de 15,13 mS/cm y 20,67 mS/cm, promediando una conductividad relativamente baja de 17,90 mS/cm.

Las muestras de aguas subterráneas presentan un promedio de conductividad de 26,64 mS/cm y las de aguas superficiales de 46,77 mS/cm. Cabe destacar que el promedio de conductividad de las muestras de aguas superficiales es en realidad mayor debido a la exclusión de los puntos sobre el límite de detección.



## 4.2. Temperatura

El rango de temperaturas medidas *in situ* de las muestras dentro del área de estudio varía entre los 12,2 °C en la laguna Tuyajto (L1G1W1) y los 27,0 °C en el río Toconao (L1F11W1) con un promedio de 20,0 °C para todas las muestras (Anexo 1).

Si consideramos solo las muestras de la CSA se obtiene un promedio de 22,2 °C, alcanzando un valor mínimo de 18,0 °C en la muestra subterránea L1I1W1 ubicada al sur del salar y un valor máximo de 27,0 °C en la muestra obtenida en el río Toconao (L1F11W1).

El promedio de temperatura para las muestras de las CLCO es de 16,7 °C, alcanzando un valor mínimo de 12,2 °C en la muestra obtenida en la laguna Tuyajto (L1G1W1) y un valor máximo de 21,0 °C en la muestra obtenida en el salar de Quisquiro (L1J3W1).

Por su parte, las muestras de aguas subterráneas presentan un promedio de temperatura de 20,2 °C y las de aguas superficiales de 19,7 °C con rangos de temperatura que van de 14,1 °C a 24,7 °C y 12,2 °C a 27,0 °C respectivamente, de lo que se desprende que no existirían grandes cambios de temperatura entre cada dominio.

Los cálculos de estos resultados excluyen a las muestras de agua dulce L1G3W1 de la laguna Miñiques y L1K6W1 de la laguna Ojos del Salar para las cuales no fue posible determinar una temperatura confiable en terreno.

## 4.3. pH

El rango de pH de las muestras en área de estudio varía entre los 6,60 y 8,79, correspondientes a los pH de las muestras obtenidas en la laguna Baltinache (L1C5W1) y salar de Pujsa (L1J1W1) respectivamente. En general los pH son neutros a ligeramente alcalinos con la única excepción de la muestra obtenida en la laguna Baltinache (L1C5W1) la cual es ligeramente ácida (Anexo 1).

El promedio de pH para la CSA es de 7,76, alcanzando un valor mínimo de 6,60 para la muestra obtenida en la laguna Baltinache (L1C5W1) y un valor máximo de 8,44 para la muestra obtenida en la laguna Ojos del Salar (L1K6W1).

Por su parte el promedio de pH para las CLCO es de 8,03, alcanzando un valor mínimo de 7,34 para la muestra obtenida en el salar de Aguas Calientes 1 (L1J4W1) y un valor máximo de 8,79 para la muestra obtenida en el salar de Pujsa (L1J1W1).

El promedio de pH para las muestras de aguas subterráneas corresponde a 7,72, alcanzando un valor mínimo de 7,32 para la muestra L1I4W1 ubicada al sureste del salar de Atacama y un máximo de 8,25 para la muestra L1F5W1 ubicada al este del salar de Atacama.

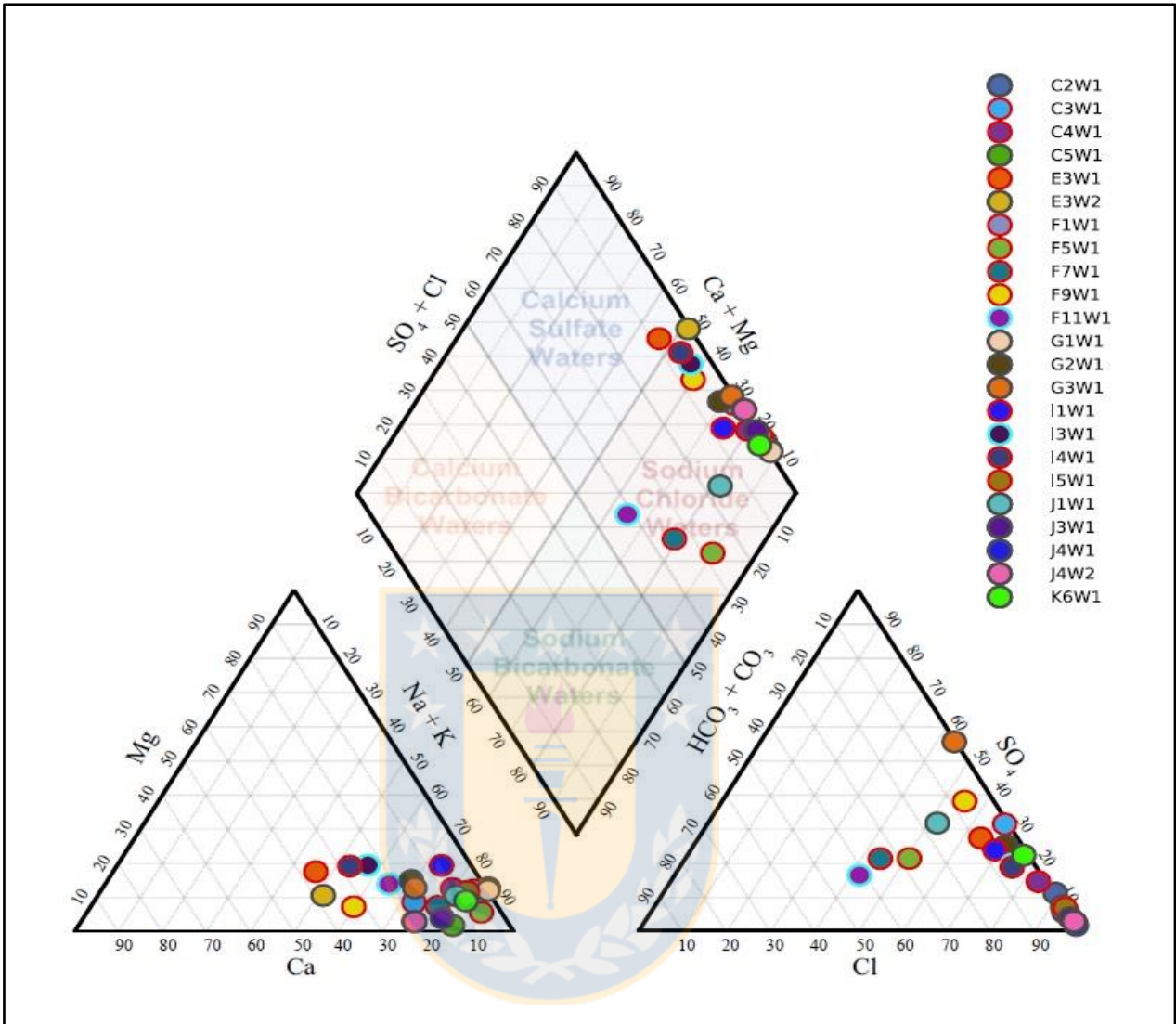
Finalmente, el promedio de pH para las muestras de aguas superficiales corresponde a 7,98, alcanzando un valor mínimo de 6,6 para la muestra obtenida en la laguna Baltinache (L1C5W1) y un máximo de 8,79 para la muestra obtenida en el salar de Pujsa (L1J1W1), que coinciden con los valores extremos del total de muestras del área de estudio.

#### 4.4. Elementos Mayores

Los datos hidrogeoquímicos de elementos mayores de 23 muestras (se excluyen el duplicado y la muestra L1E1W1) se graficaron y analizaron mediante la generación de diagramas de Piper y Stiff utilizando el software de libre circulación Hatari Chem de la consultora de recursos hídricos Gidahatari.

En la Figura 4.2 se puede observar el diagrama de Piper para todas las muestras del área de estudio, donde todas las muestras corresponden a aguas de composición sódica-clorurada, excepto por la muestra de agua subterránea del salar de Aguas Calientes 2 (L1E3W1) que posee una composición cálcico-sulfatada, producto de una mayor concentración de calcio, lo que es visible en su diagrama de Stiff (Figura 4.3), pero es muy cercana a la composición sódica-clorurada.

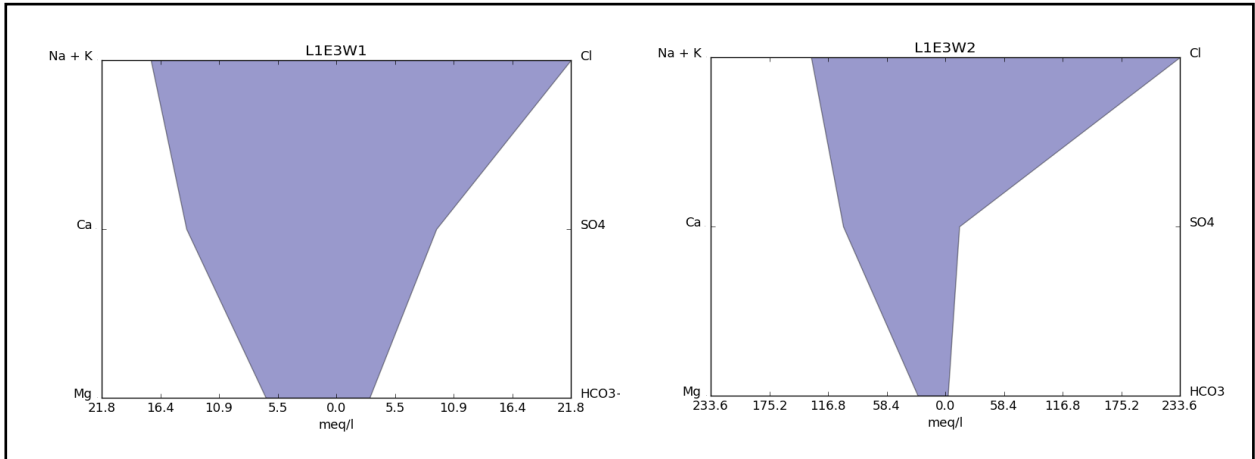
Dentro de las muestras de composición sódica-clorurada las muestras superficiales del salar de Aguas Calientes 2 (L1E3W2) y de Tilomonte (L1I3W1) y dos muestras subterráneas del sur y norte del salar de Atacama (L1F9W1 e L1I4W1, respectivamente) presentan composiciones que están relativamente más próximas al campo de las aguas cálcico-sulfatadas. Las cuatro muestras no poseen una relación evidente entre sí. Como el resto de las muestras de aguas subterráneas o de la CSA no presentan esta diferencia composicional, lo más probable es que se deba a una variabilidad puntual relacionada a la composición de las rocas de cada lugar.



**Figura 4.2:** Diagrama de Piper para todas las muestras del área de estudio. Los círculos con contornos negros corresponden a muestras de aguas superficiales, los de contornos rojos a aguas subterráneas y los de contornos celestes a aguas de río. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.

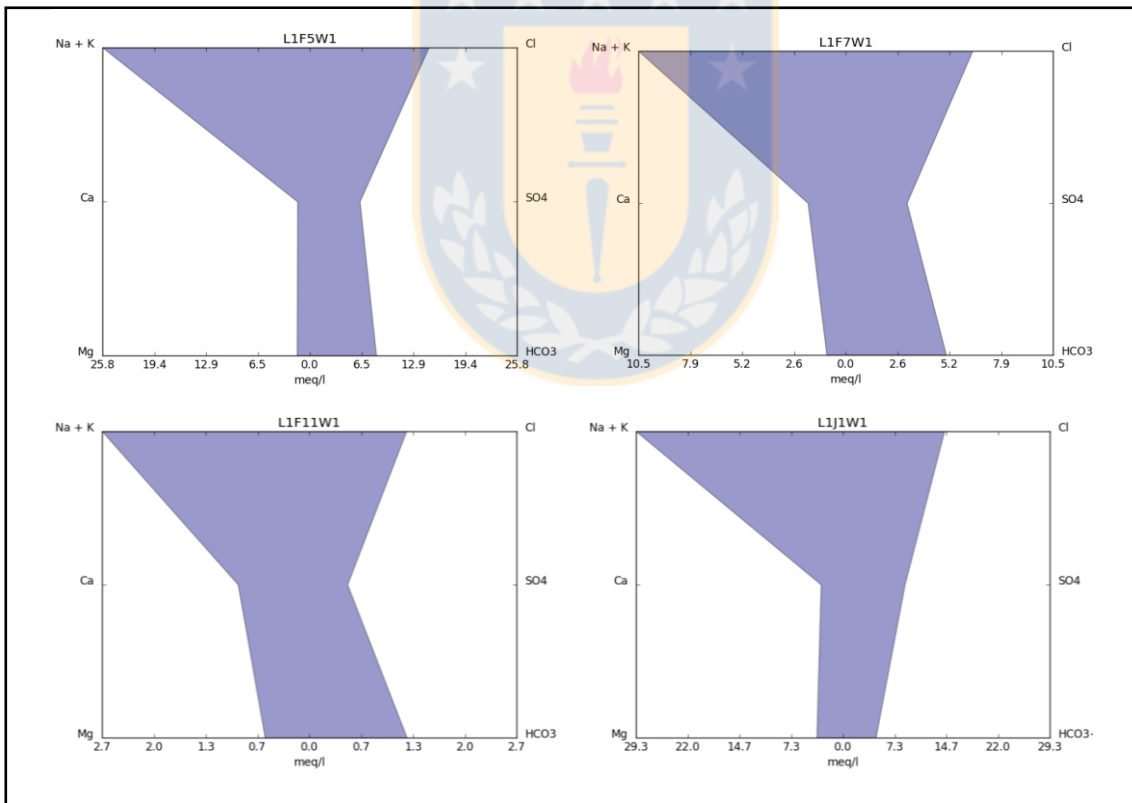
Por otro lado, tanto la muestra L1E3W1 como L1E3W2 obtenidas en el salar de Aguas Calientes 2 presentan una composición cercana a, o dentro del campo de las aguas cálcico-sulfatadas, lo que estaría relacionado a una relativa mayor concentración de Ca y menor de Na en ese salar, situación que puede observarse en los diagramas de Stiff de cada muestra (Figura 4.3).

De igual manera, dentro de las muestras de aguas de composición sódico-cloruradas las muestras superficiales del río Toconao (L1F11W1) y del salar de Pujsa (L1J1W1) y las dos muestras subterráneas del este del salar de Atacama (L1F5W1 y L1F7W1) presentan composiciones que están relativamente más próximas al campo de las aguas sódico-bicarbonatadas.



**Figura 4.3:** Diagramas de Stiff para las muestras L1E3W1 y L1E3W2.

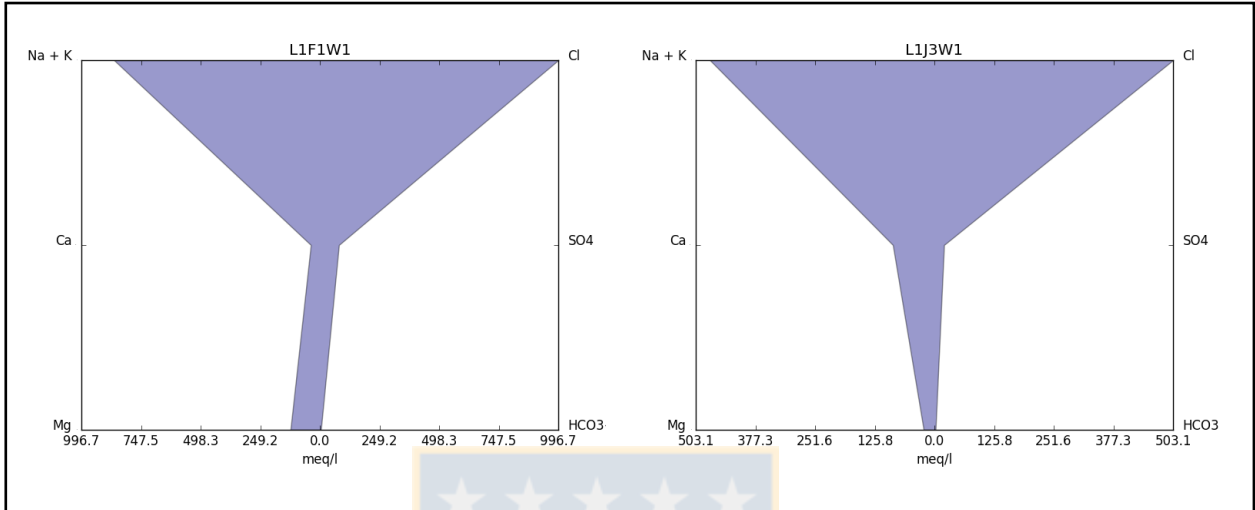
Estas muestras se encuentran a una latitud similar, todas al este del salar de Atacama, y salvo por la muestra del salar de Pujsa (L1J1W1) están ubicadas relativamente próximas unas de otras.



**Figura 4.4:** Diagramas de Stiff para las muestras L1F5W1, L1F7W1, L1F11W1 y L1J1W1.

Como puede apreciarse en sus diagramas de Stiff (Figura 4.4), todas salvo la muestra del río Toconao (L1F11W1) presentan una mayor concentración de bicarbonato y una drástica menor

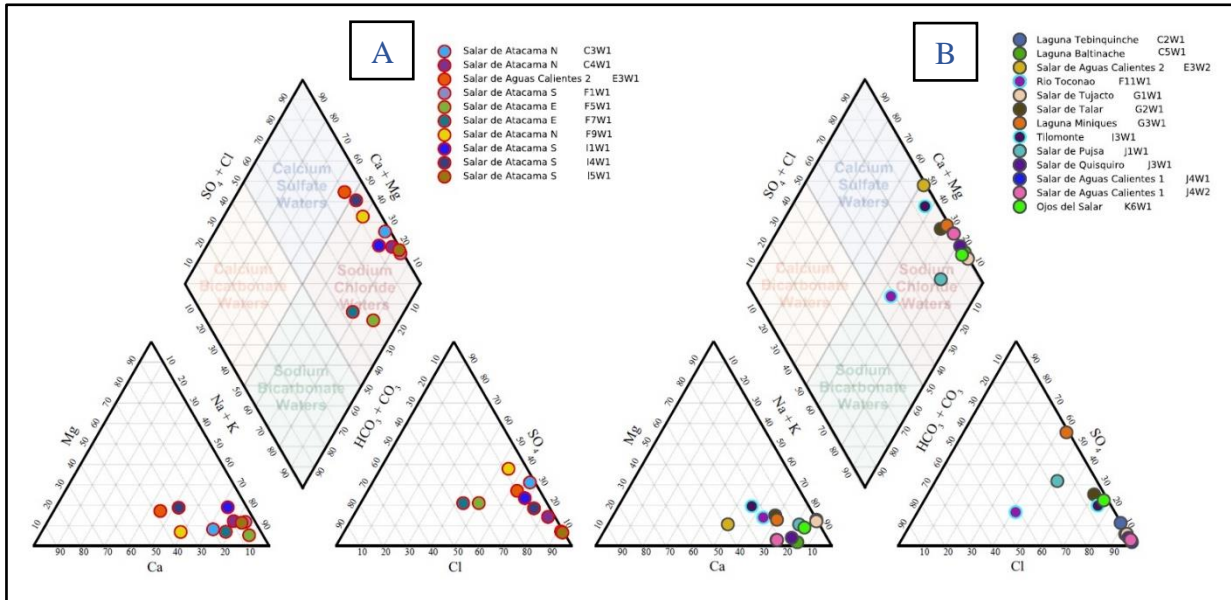
concentración de Na, K y Cl respecto a la gran mayoría de las muestras (Figura 4.5, Anexo 6), con valores inferiores a 15 meq/l de Cl y 30 meq/l de Na y K, lo que representa porcentajes inferiores al 50% de estos elementos.



**Figura 4.5: Diagramas de Stiff para las muestras L1F1W1 y L1J3W1.**

El resto de las muestras se agrupa en un rango con valores desde 60% a 99% de Cl y 65% a 90% de Na y K (porcentajes para los diagramas ternarios de aniones y cationes respectivamente) (Figura 4.2), lo que representa el borde superior derecho del campo de las aguas sódico-cloruradas, siendo por mucho los elementos predominantes de la gran mayoría de las muestras. Esta situación puede ejemplificarse en los diagramas de Stiff de dos muestras de este grupo; una de aguas subterráneas obtenida al sureste del salar de Atacama (L1F1W1) y otra obtenida en el salar de Quisquiro (L1J3W1) (Figura 4.5) donde se observa una saturación de Na y Cl en desmedro de las concentraciones de Ca, Mg, bicarbonato y sulfato, lo cual es característico para este grupo (Anexo 6) con la única excepción de la muestra obtenida en la laguna Miñiques (L1G3W1) que posee una concentración de sulfato proporcionalmente más alta que la de Cl, pero sin el Ca suficiente para que se aproxime al campo de las aguas cálcico-sulfatadas.

Si comparamos los diagramas de Piper entre las muestras subterráneas y superficiales (Figura 4.6) observamos las mismas agrupaciones de muestras indistintamente, ya sean superficiales o subterráneas. Para las muestras subterráneas cada grupo está mejor delimitado (posee menor dispersión) respecto a las muestras superficiales.



**Figura 4.6:** Diagramas de Piper para las muestras: A) Subterráneas y B) Superficiales. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.

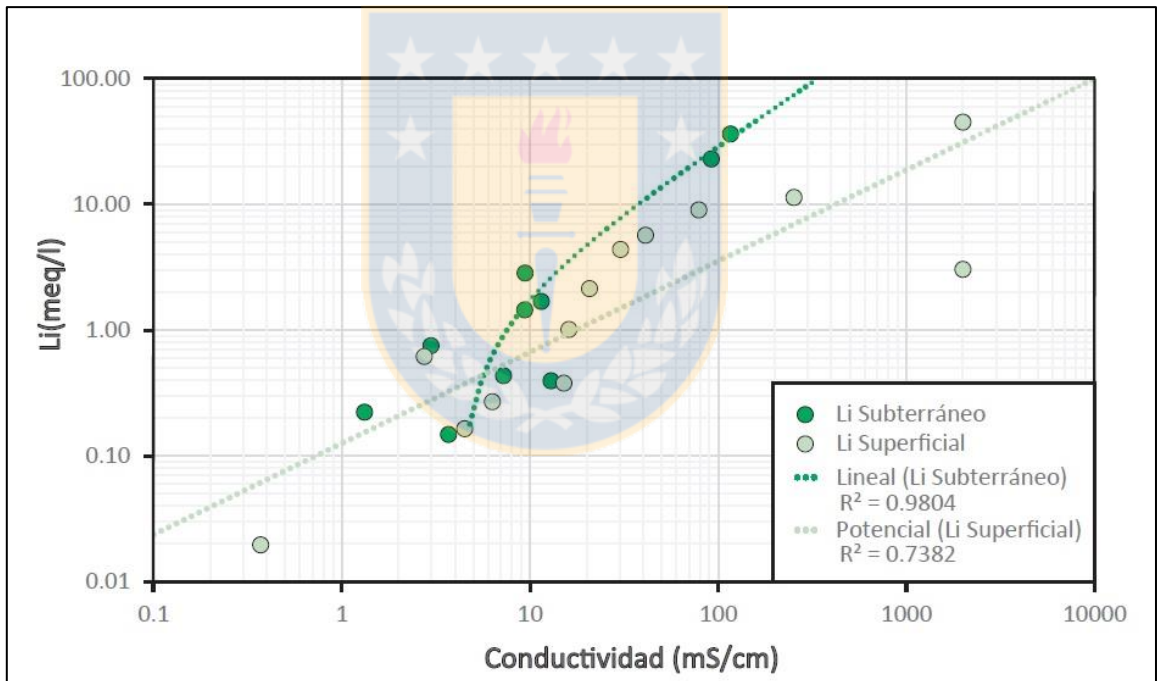
Hay que destacar que debido a que la clasificación mediante diagramas de Piper utiliza concentraciones proporcionales y no absolutas, aunque la mayoría de las aguas están clasificadas como sódico-cloruradas, éstas poseen elevadas cantidades del resto de los elementos respecto a aguas no hipersalinas (Algunos valores estándar en Custodio y Lamas, 1996), pero esas concentraciones se ven opacadas por las dominantes concentraciones de Na y Cl, cuyas concentraciones alcanzan valores absolutos mayores 10.000 mg/L para siete muestras y mayores a 90.000 mg/L para las muestras obtenidas en las lagunas Tebinquinche (L1C2W1), Baltinache (L1C5W1) y Tuyajto (L1G1W1) (Anexo 2). Como ejemplo las muestras L1C2W1 y L1G1W1 poseen altas concentraciones de sulfato, en particular L1C2W1 también posee alta concentración de K y la muestra L1C5W1 altas concentraciones de Ca (valores en comparación al agua de mar y de lluvia estándar en Custodio y Lamas, 1996), todas superiores a 10.000 mg/L, pero son comparativamente menores a las aún mayores concentraciones de Na y Cl. Esta situación es común a todas las muestras.



## 4.5. Elementos Menores

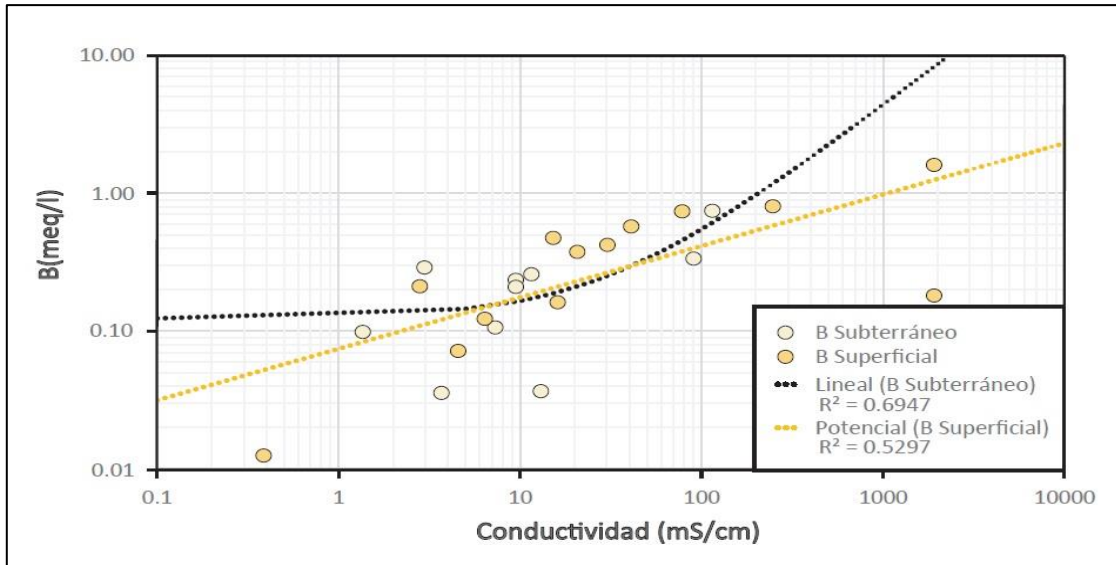
Debido al carácter endorreico y a elevada la tasa de evaporación de la CSA y CLCO es posible encontrar una concentración anormalmente alta de algunos elementos menores en comparación a otras cuencas que no desarrollan salares o lagunas salinas. Los resultados de este trabajo (Anexo 3) indican que los elementos menores con mayor concentración promedio en el área de estudio corresponden a Li, B y Sr, con órdenes de magnitud de  $10^4 \mu\text{g/l}$ , seguidos de Rb, Se, As y Cs con concentraciones de orden de magnitud de  $10^3 \mu\text{g/l}$ .

Las figuras 4.7, 4.8 y 4.9 grafican la conductividad respecto a las concentraciones de los tres elementos menores más abundantes medida *in situ*, separando las muestras de aguas en superficiales y subterráneas.



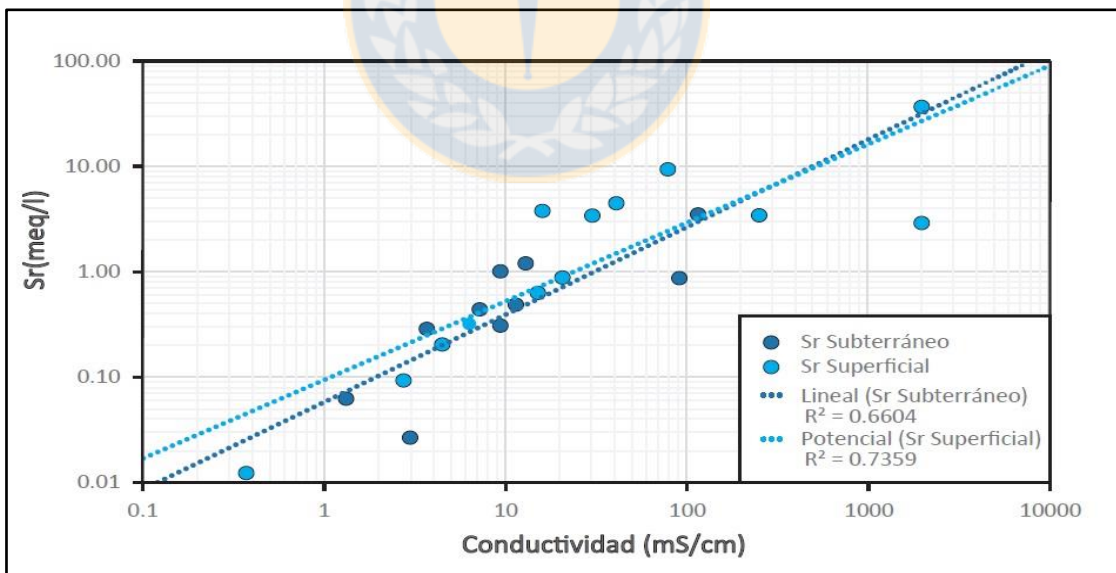
**Figura 4.7:** Conductividad eléctrica del agua vs Concentración de Li. Los valores de conductividad fueron graficados como 2.000 mS/cm cuando estaban sobre el límite de detección.

Se ha utilizado una escala logarítmica debido a la gran diferencia de magnitud entre los datos. Se observan relaciones potenciales y lineales entre la conductividad y el aumento de la concentración de Li, B y Sr, lo que se visualiza como una línea recta o una curva respectivamente (Figuras 4.7, 4.8, 4.9). Debido a que la cantidad de sólidos totales disueltos (STD) es directamente proporcional a la conductividad, la concentración de Li, B y Sr aumentan con el aumento en STD.



**Figura 4.8:** Conductividad eléctrica del agua vs Concentración de B. Los valores de conductividad fueron graficados como 2.000 mS/cm cuando estaban sobre el límite de detección.

Esta relación es particularmente más marcada en el caso del Li, es decir, el elemento presenta incrementos mayores para un mismo cambios en la conductividad, lo que se observa como una mayor pendiente en la recta en comparación a las pendientes del B y Sr (Figuras 4.8 y 4.9).

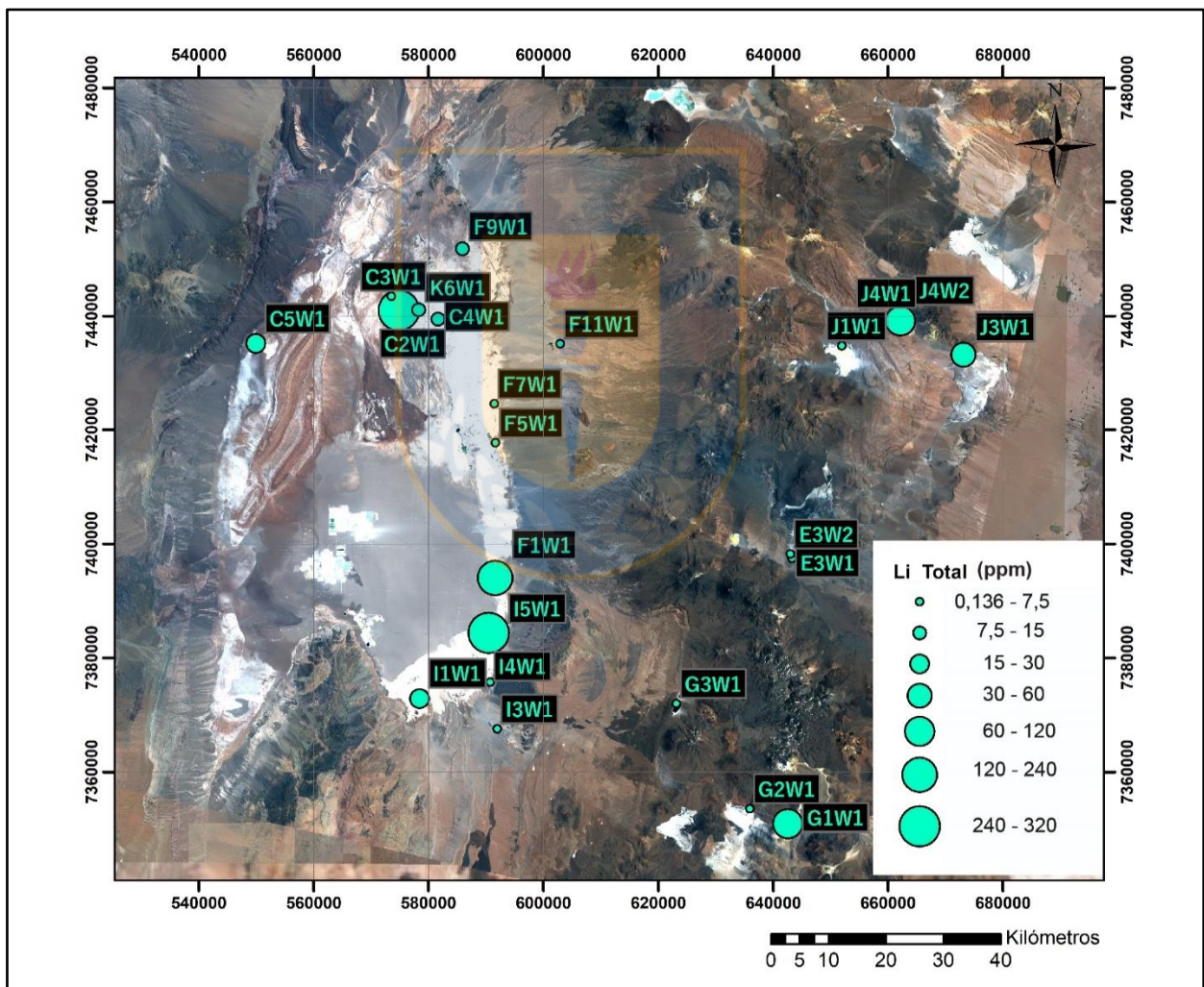


**Figura 4.9:** Conductividad eléctrica del agua vs Concentración de Sr. Los valores de conductividad fueron graficados como 2.000 mS/cm cuando estaban sobre el límite de detección.

El coeficiente de determinación ( $R^2$ ) indica la medida en que se ajustan los datos a la función que mejor los describe. La función que describe el B superficial es la que se ajusta de peor manera a

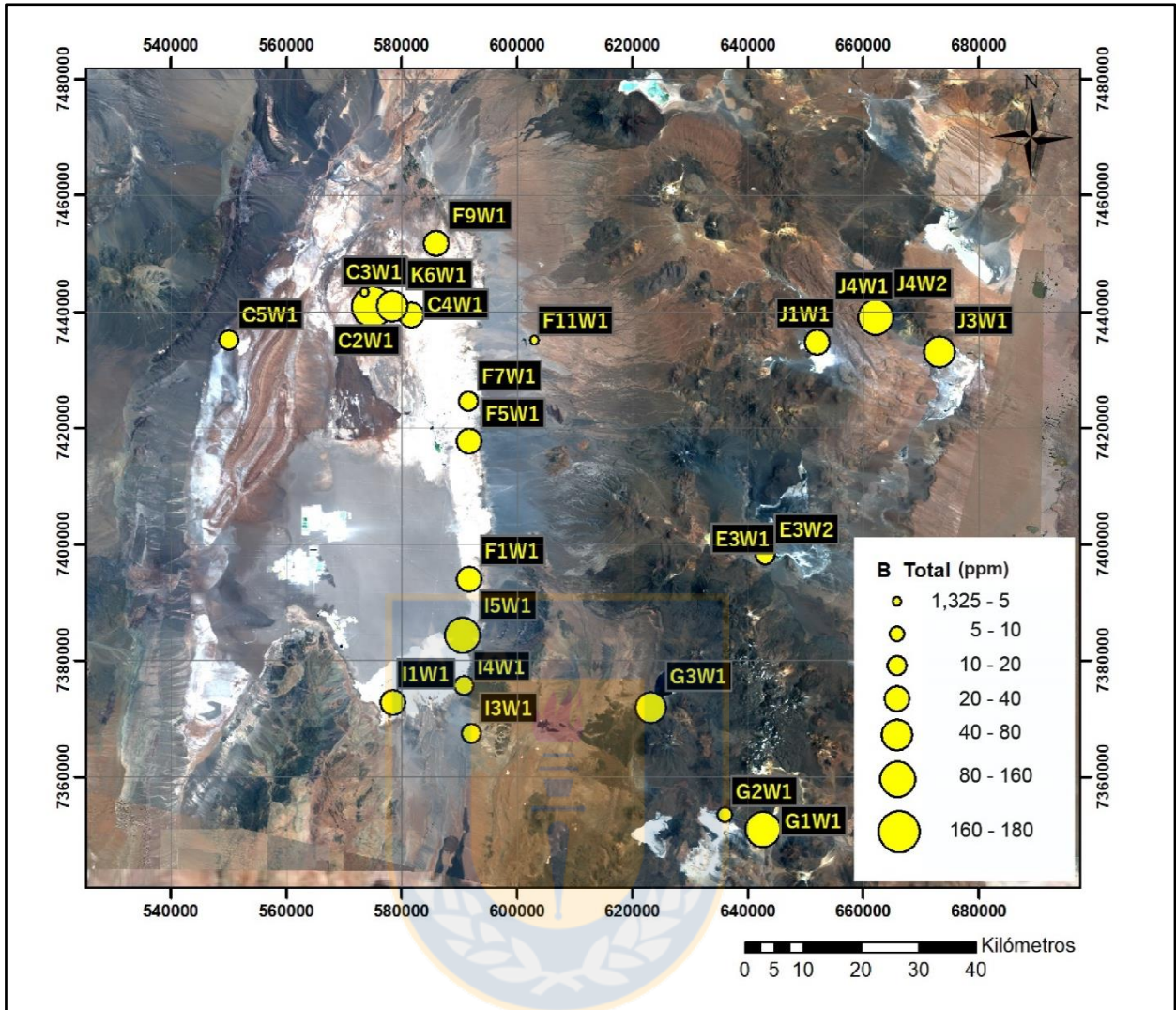
los datos, con un  $R^2$  de 0,529 (Figura 4.8), mientras que la que mejor se ajusta corresponde a las muestras subterráneas de Li con valores de  $R^2$  de 0,980 (Figura 4.7). Los otros valores de  $R^2$  varían entre 0,660 y los 0,738, los cuales son considerados suficientemente altos como para establecer que existe una relación entre ambos parámetros.

En las Figuras 4.10, 4.11 y 4.12 se muestran mapas de puntos escalados para la concentración en ppm de los tres elementos menores más abundantes, para cada mapa el tamaño de los símbolos determina que la concentración se encuentra dentro del rango de concentración definido al costado para cada elemento, símbolos más grandes indican una mayor concentración.



**Figura 4.10:** Mapa de puntos escalados para la concentración de Li en ppm. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.



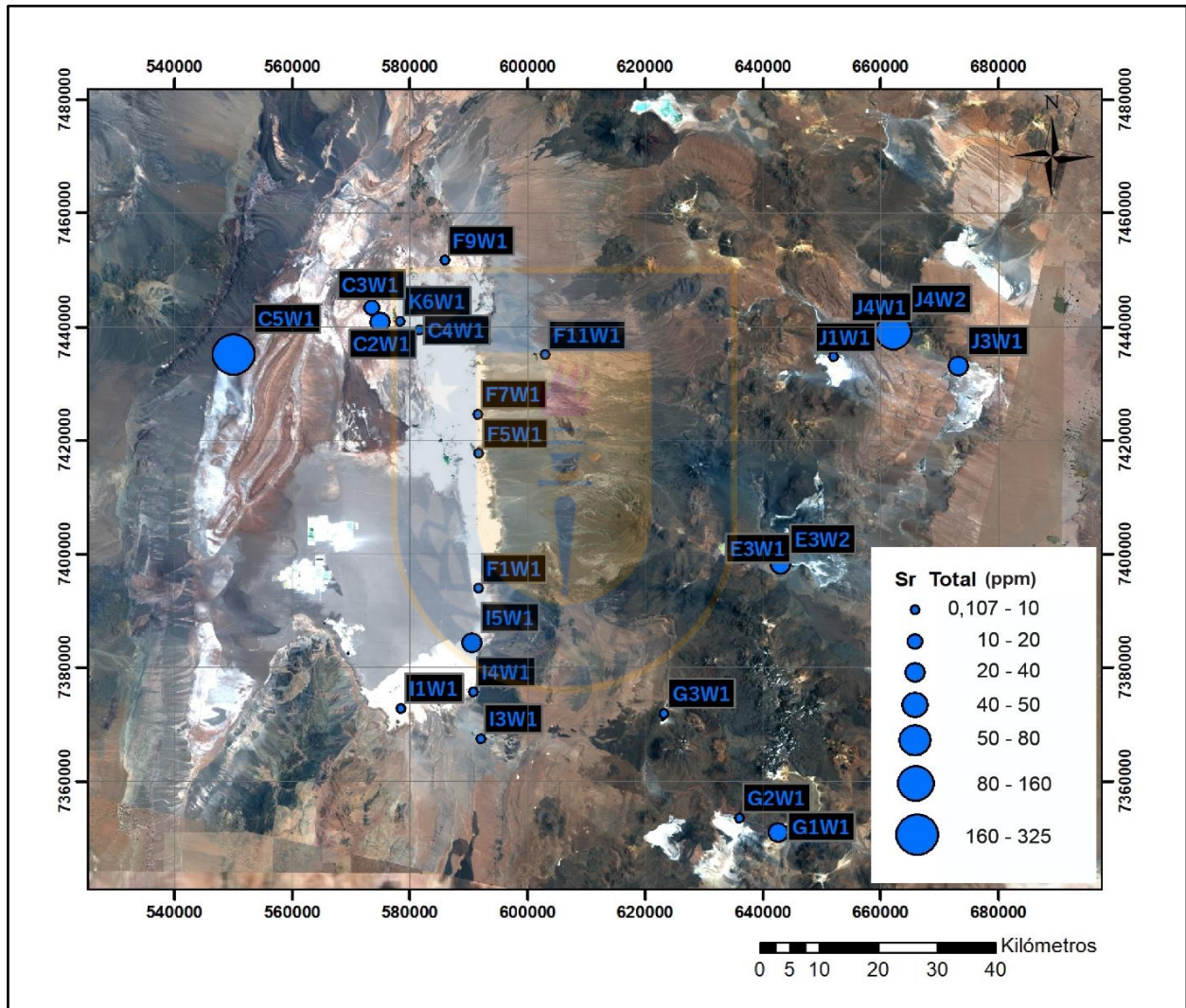


**Figura 4.11:** Mapa de puntos escalados para la concentración de B en ppm. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.

En el caso del Li (Figura 4.10) la mayor concentración se observa para la muestra superficial L1C2W1 obtenida en la laguna Tebinquinche, y también existen altas concentraciones para las muestras subterráneas L1F1W1 e L1I5W1 del sureste del salar de Atacama y las muestras superficiales L1J4W2 obtenida en el salar de Aguas Calientes 1, L1J3W1 del salar de Quisquiro y L1G1W1 de la laguna Tuyajto. El resto de las muestras presenta concentraciones de Li inferiores a los 30 ppm indistintamente si son superficiales o subterráneas.

Para el caso del B (Figura 4.11) la mayor concentración se observa para la muestra superficial L1C2W1 obtenida en la laguna Tebinquinche de más de 160 ppm, seguida de altas concentraciones, entre 10 y 90 ppm, para la gran mayoría de las muestras, no diferenciándose si son subterráneas o

superficiales, aunque estas últimas poseen concentraciones ligeramente mayores en general (Anexo 3). Las que siguen en concentración son las muestras L1G1W1 de la laguna Tuyajto, L1I5W1 subterránea del sureste del salar de Atacama y L1J4W2 superficial del salar de Aguas Calientes 1 con concentraciones sobre los 80 ppm. Solo las muestras subterráneas L1C3W1 del norte del salar de Atacama, L1E3W1 del salar de Aguas Calientes 2 y las superficiales L1F11W1 del río Toconao y L1G2W1 del salar de Talar poseen concentraciones de B bajo las 10 ppm.



**Figura 4.12:** Mapa de puntos escalados para la concentración de Sr en ppm. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.

En el caso del Sr (Figura 4.12) la mayor concentración (sobre 320 ppm) se observa para la muestra superficial L1C5W1 obtenida en la laguna Baltinache seguida de una también elevada concentración sobre las 80 ppm de la muestra superficial L1J4W2 obtenida en el salar de Aguas

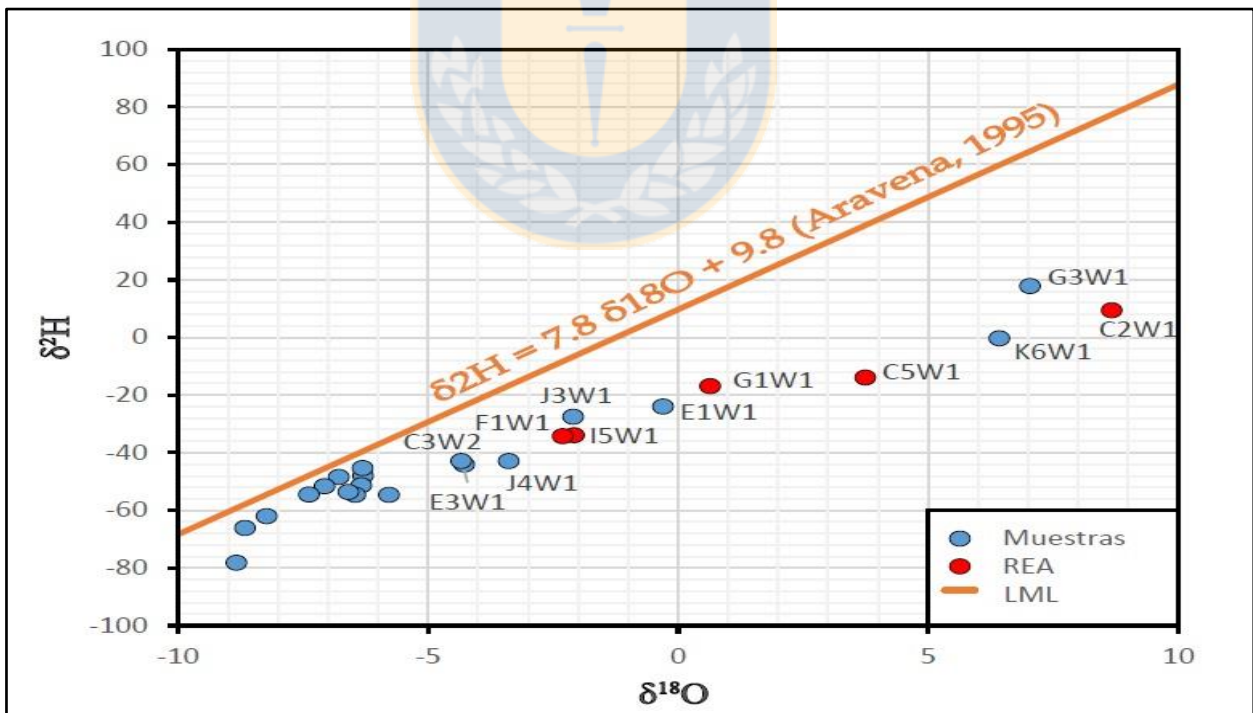


Calientes 1. El resto de las muestras presentan concentraciones bajo los 40 ppm indistintamente de si son superficiales o subterráneas, aunque estas últimas presentan valores ligeramente inferiores.

## 4.6. Isótopos de Oxígeno e Hidrógeno

Se realizaron análisis de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno, específicamente deuterio ( $^2\text{H}$ ) y oxígeno-18 ( $^{18}\text{O}$ ) cuya concentración fue medida y comparada respecto a la de sus isótopos más abundantes ( $^1\text{H}$  y  $^{16}\text{O}$  respectivamente) obteniéndose datos para 24 muestras de aguas superficiales y subterráneas dentro área de estudio (Anexo 4).

Para visualizar los datos se ha realizado un gráfico que relaciona  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$ , además se ha incorporado como referencia la línea meteórica local de las aguas (LML) propuesta por Aravena (1995) para el salar de Atacama (Figura 4.13). Si no han sufrido evaporación, la mayoría de las muestras deberían ubicarse sobre la recta que representa la composición isotópica de las lluvias en el sector. Si se alejan de la recta significa que han sufrido evaporación.



**Figura 4.13:**  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$ . La LML ha sido definida mediante la ecuación  $\delta^2\text{H} = 7,8 \delta^{18}\text{O} + 9,8$  (Aravena, 1995). El prefijo "L1" de los códigos ha sido retirado y se han destacado solo aquellos más alejados de la LML para evitar la saturación de la imagen. LML: línea meteórica local, REA: redisolución de evaporitas antiguas.

## 5. DISCUSIÓN

La hidrogeoquímica de las aguas que se encuentran en cuencas cerradas, como las del altiplano y puna chilenos, se caracteriza por un aumento paulatino de la concentración de sales disueltas, a medida que los flujos de aguas superficiales y subterráneos descienden desde las zonas de recarga hacia las zonas más deprimidas (Cervetto, 2012). Los flujos de agua que ingresan interactúan con la geoquímica de las rocas y depósitos minerales y, debido a las condiciones de aridez del norte, en los puntos más bajos de las cuencas, son sometidos a una intensa evaporación que deriva en la formación de grandes salares en sus depocentros.

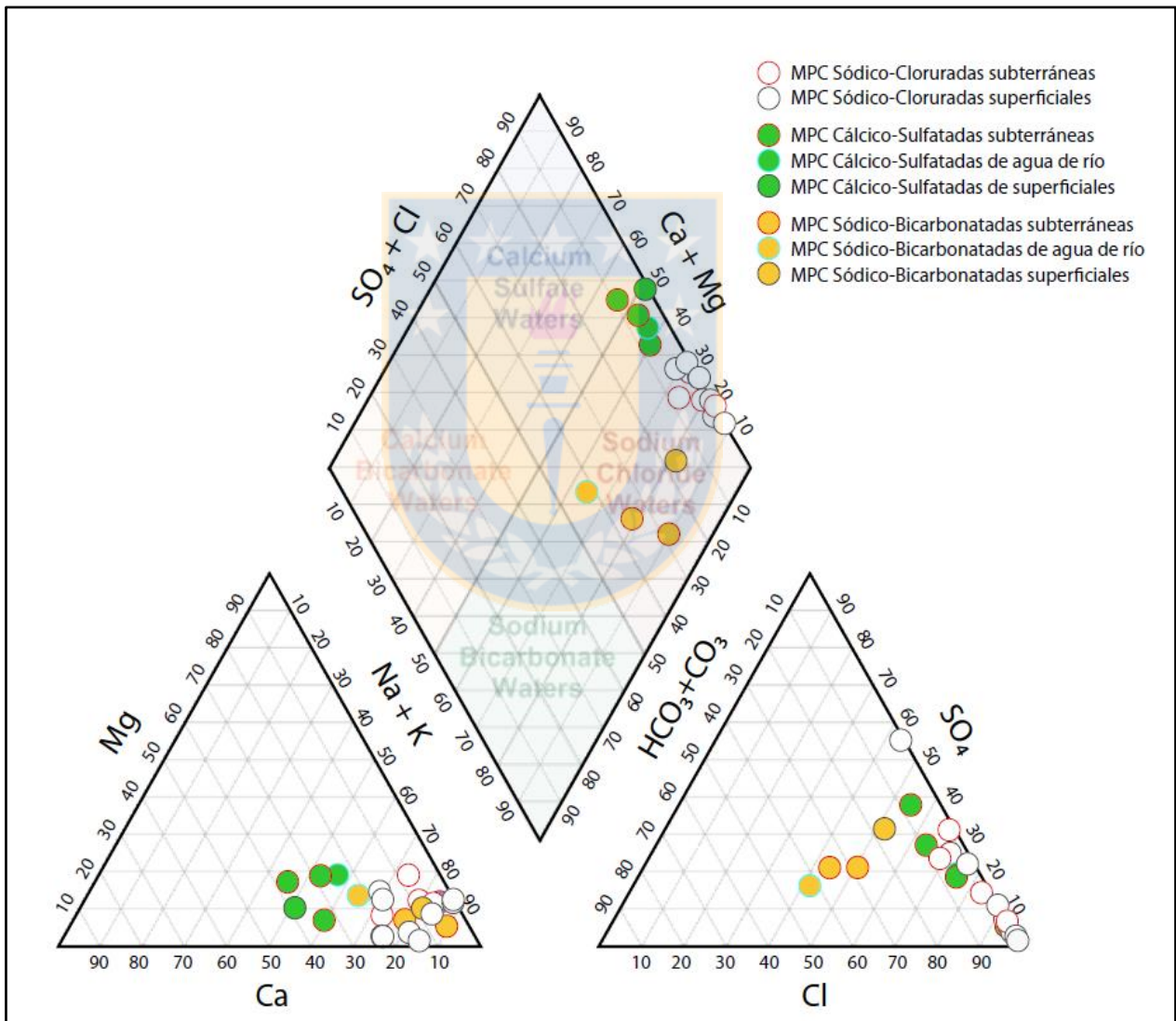
Realizar una clasificación de las aguas según sus elementos mayores y menores permite establecer diferentes tipos de relaciones entre muestras de agua superficial o subterránea y la geología de la zona. Como se indicó en el capítulo de resultados, todas las muestras corresponden a aguas de composición sódico-clorurada excepto por la muestra subterránea del salar de Aguas Calientes 2 (L1E3W1), que posee una composición cálcico-sulfatada muy cercana al campo sódico-clorurado. Esta situación se sospecha que se debe a que las muestras presentan diversos grados de redisolución de halita desde salmueras residuales o niveles evaporíticos y diferencias en el volumen de halita arrastrada y depositada por el viento, situación que es visible en los diagramas de Stiff (Anexo 6), donde se observa un predominio de Na y Cl sobre otros elementos en la mayoría de las muestras.

En situaciones normales se acepta por consenso que las aguas con menor tiempo de permanencia en el subsuelo son generalmente bicarbonatadas, después predomina el sulfato y finalmente las aguas más salinas son cloruradas (Custodio y Lamas, 1996). Homólogamente en la composición catiónica la secuencia sería, de menor a mayor tiempo de permanencia en el subsuelo: Ca, Mg y Na. Esta secuencia está controlada por dos factores principales: la solubilidad y abundancia en el subsuelo de las distintas sales (Custodio y Lamas, 1996).

En la zona de estudio no es posible utilizar esta secuencia debido a que en las cuencas de los diversos salares existe una alta salinidad inicial, que desde un comienzo de la evolución saturaría las aguas de Na y Cl (Custodio y Lamas, 1996; Alonso y Risacher, 1996). Esta alta salinidad inicial se puede deber a la disolución de salmueras residuales aledañas a los salares o redisolución de evaporitas antiguas en las rocas sedimentarias preexistentes (Custodio y Lamas, 1996). Además, existen otras fuentes de Na y Cl, como la alteración y meteorización de minerales de las rocas

volcánicas que rodean las cuencas y oxidación de azufre y de los sulfuros de cuerpos mineralizados (Alonso y Risacher, 1996).

En este capítulo se ha propuesto una clasificación para las aguas sódico-cloruradas del área de estudio (es decir, prácticamente todas las aguas) (Figura 5.1), un análisis de los elementos menores más importantes (litio, boro y estroncio) y un análisis de la información aportada por la relación entre isótopos de oxígeno e hidrógeno. Además se analizará la relación de cada grupo, de cada subgrupo o muestra relevante con la geología de sus alrededores.



**Figura 5.1:** Diagrama de Piper diferenciado por subgrupos composicionales dentro de las aguas de tipo sódico-cloruradas. MPC: Muestras más próximas al campo de las aguas.

## 5.1. Redisolución de Evaporitas Antiguas

Numerosas muestras del área de estudio presentan una elevada salinidad, en particular altas concentraciones de Na y Cl. Autores anteriores han mencionado la presencia de redisolución de evaporitas antiguas (REA) por debajo de las formaciones expuestas del salar de Atacama y sus alrededores como una posible fuente a esta alta salinidad (Risacher y otros, 1999; Ide y Kunasz, 1989). Por las observaciones hechas en terreno y su localización es altamente probable que las muestras de este estudio hayan sido afectadas en mayor o menor medida por este fenómeno. Para comprobar esto y también la medida en que afecta cada muestra es posible utilizar la proporción Cl/Br molar, la cual se ha utilizado para identificar el origen de la salinidad de muestras de agua en otras cuencas (Cartwright y otros, 2006; Alcalá y Custodio, 2008). Dentro de lo relativo al interés de este trabajo este proxy se basa en que la proporción de Cl/Br molar del agua de mar es constante, aproximadamente de 655 (Alcalá y Custodio, 2008), y es afectada por diversos factores que alteran la proporción en no más de 1 orden de magnitud (profundidad, actividad orgánica, etc.) mientras viaja al interior del continente. Al llover, la proporción es relativamente uniforme para toda la cuenca. Debido a que la halita es rica en Cl y pobre en Br, su lixiviación y disolución es capaz de aumentar en varios ordenes de magnitud esta proporción (Cartwright et al., 2006; Alcalá y Custodio, 2008), mucho más que otros factores.

En la Tabla 5.1 se pueden observar que 5 muestras presentan valores de Cl/Br molares superiores en varios ordenes de magnitud a la mediana de las muestras, además están próximos a unidades geológicas que presentan depósitos evaporíticos (casos que se analizarán en detalle en el siguiente subcapítulo), por lo que se ha considerado que presentan influencia directa de aguas que provienen de la redisolución de evaporitas antiguas. Esto también se sospecha para 2 muestras que presentan valores de Cl/Br molares superiores en un orden de magnitud, pero no se puede afirmar de manera categórica.

Las 15 muestras restantes presentan un valor promedio de Cl/Br molar de 3.456 en un rango entre los 1.097 y los 7.693 lo que es superior a otras cuencas estudiadas que no presentan salares, ni unidades geológicas con depósitos evaporíticos de tanta extensión como los de esta área de estudio, por ejemplo rangos de 575-1.090 en la cuenca de Murray, Australia, 169-2.523 en cuencas españolas y portuguesas (Cartwright y otros, 2006; Leaney y Herczeg, 1999; Alcalá y Custodio, 2008). Esto se ha atribuido a que estas muestras presentan diversos grados de

redisolución de halita desde salmueras residuales y diferencias en el volumen de halita arrastrada y depositada por el viento en las zonas de recarga dentro de la CSA y CLCO, lo que elevaría la proporción de Cl/Br molar de fondo para todas las muestras en general, pero no al punto del aporte de Cl directo de la redisolución de evaporitas antiguas.

**Tabla 5.1: Proporción de Cl/Br molar.** REA = Redisolución de evaporitas antiguas. \*Explicado en Capítulo 5.4.

Muestra	Cl/Br molar	Orden de Magnitud	REA	Muestra	Cl/Br molar	Orden de Magnitud	REA
L1C2W1	15431309,9	7	REA	L1G2W1	2239,7	3	-
L1C3W1	15612,2	4	Posible REA	L1G3W1	2341,0	3	-
L1C4W1	4579,8	3	-	L1I1W1	5169,1	3	-
L1C5W1	16964856,2	7	REA	L1I3W1	3192,5	3	-
L1E3W1	1822,0	3	-	L1I4W1	3211,3	3	-
L1E3W2	3774,5	3	-	L1I5W1	5303514,4	6	REA
L1F11W1	1097,3	3	-	L1J1W1	1597,3	3	-
L1F1W1	3143770,0	6	REA	L1J3W1	7693,5	3	-
L1F5W1	1852,8	3	-	L1J4W1	6803,3	3	-
L1F7W1	2655,5	3	-	L1J4W2	27743,9	4	Posible REA
L1F9W1	1929,3	3	-	L1K6W1	5344,8	3	*
L1G1W1	13961661,3	7	REA			3	-

Hay que destacar que la evaporación no afecta la proporción de Cl/Br molar de las aguas hasta que se alcanza el punto de saturación de la halita (aproximadamente 6,2 mol/L de NaCl), donde disminuye. Ninguna de las muestras estudiadas presentaba esta concentración de halita.

## 5.2. Análisis de las Aguas Sódico-Cloruradas

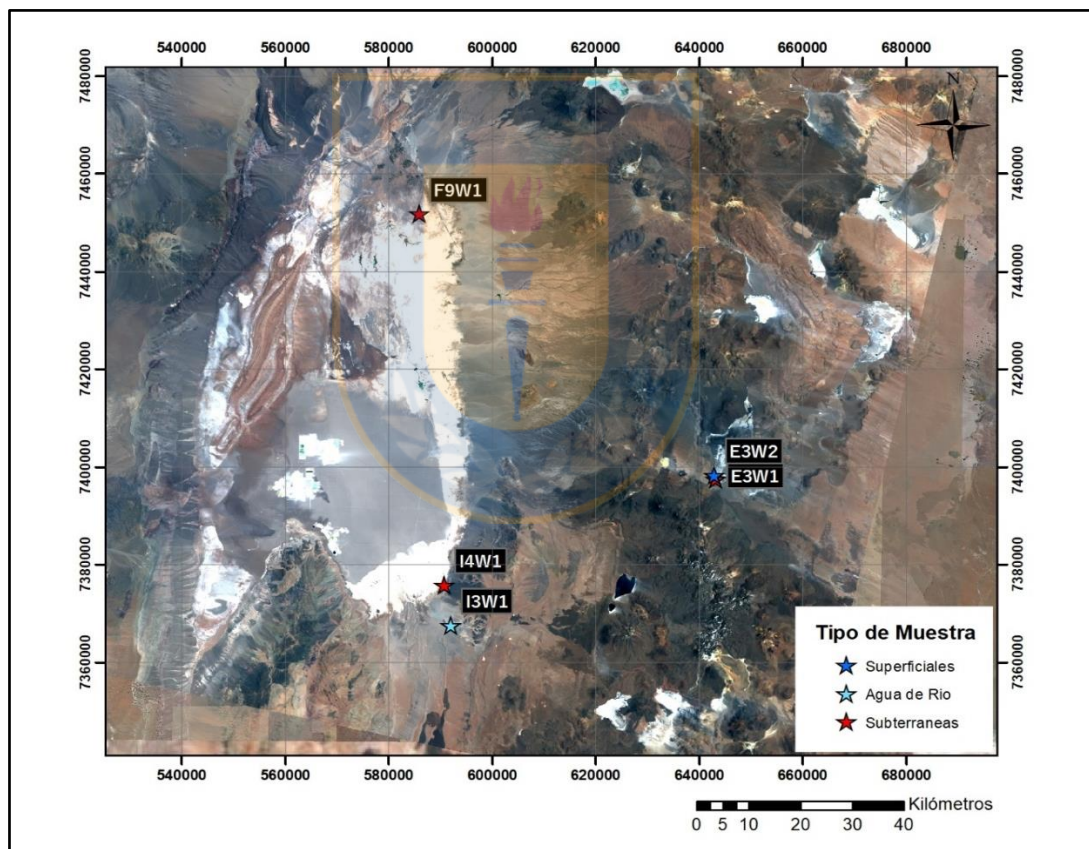
No obstante las elevadas concentraciones de Na y Cl para todas las muestras, existen tres subgrupos con composiciones distinguibles dentro de las aguas sódico-cloruradas; un grupo de muestras más próximas a la composición de las aguas cálcico-sulfatadas (MPC cálcico-sulfatadas), un grupo más



próximo a la composición de las aguas sódico-bicarbonatadas (MPC sódico-bicarbonatadas) y un grupo que no está ostensiblemente más cercano a ninguno de estos grupos (MPC sódico-cloruradas). Para facilitar el análisis, se incluirá la muestra subterránea L1E3W1, única muestra de composición cálcico-sulfatada, dentro del subgrupo MPC cálcico-sulfatadas pues está composicionalmente muy cercana al límite entre los campos no presentando gran diferencia respecto a otras muestras del subgrupo (Figura 4.3).

### 5.2.1. MPC Cálcico-Sulfatadas

Cinco muestras se encuentran composicionalmente más próximas al campo de las aguas cálcico-sulfatadas, las cuales se distribuyen espacialmente como se muestra en la Figura 5.2.



**Figura 5.2:** Mapa de ubicación de las MPC cálcico-sulfatadas. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.

En cuanto a su ubicación, tres de estas fueron obtenidas en la cuenca del salar de Atacama (CSA) y dos en las cuencas de las lagunas de la cordillera Occidental (CLCO), mientras que en cuanto a tipo de muestra tres son subterráneas y dos son superficiales.

A pesar de ser un grupo heterogéneo, puntualmente se observa que las muestras L1E3W1 y L1E3W2 subterránea y superficial respectivamente se localizan muy cercanas unas de otras en el salar de Aguas Calientes 2, de igual forma que las muestras L1I3W1 e L1I4W1, que se ubican espacialmente cercanas en el borde más suroriental del salar de Atacama. Por su parte la muestra subterránea L1F9W1 es la muestra ubicada más cercana al borde nororiental del salar de Atacama. Una característica común para este grupo es que todas las muestras se encuentran cercanas a ignimbritas y rocas volcánicas, situación que se aprecia en la Figura 5.3.

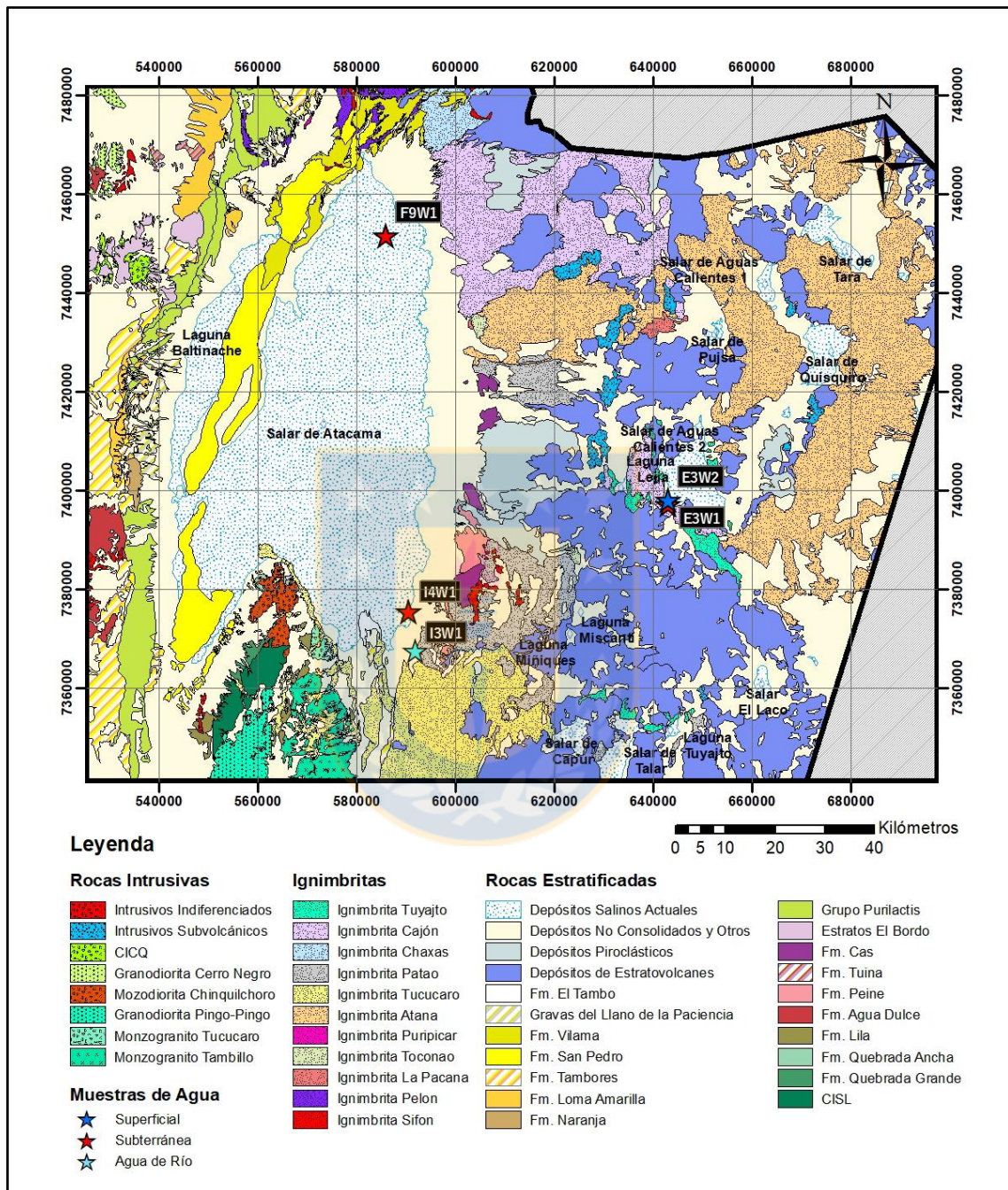
En el caso de las muestras L1E3W1, L1E3W2 y L1F9W1 estas se encuentran adyacentes y reciben aportes de aguas que circulan por la Ignimbrita Cajón, mientras que las muestras L1I3W1 y L1I4W1 están próximas a las ignimbritas Patao y Tucucaro, por lo que se podría especular en primera instancia que el origen de la mayor cantidad de Ca y Mg proviene de las ignimbritas en general situación que ya ha sido sugerida por otros autores (Ide y Kunasz, 1989).

Sin embargo, no todas las muestras ubicadas al este del salar de Atacama y próximas a ignimbritas presentan este incremento, por ejemplo las muestras subterráneas L1F5W1 y L1F7W1 (MPC sódico-bicarbonatadas) presentan composiciones diferentes a las muestras MPC cálcico-cloruradas a pesar de recibir aportes de aguas que recorren la Ignimbrita Patao, de igual manera que las muestras L1I3W1 y L1I4W1 (MPC cálcico-sulfatadas), lo que podría indicar una fuente de Ca y Mg diferente a las ignimbritas en general. Tampoco se observa un incremento significativo en Ca (aunque si presentan un ligero aumento en Mg) en las muestras L1F1W1 o L1I5W1 (MPC sódico-cloruradas) ubicadas en el borde sureste del salar de Atacama y que reciben aportes de aguas que han circulado por la Ignimbrita Atana.

Una posible explicación podría ser que el mayor aporte de Ca y Mg provenga de alguno de los depósitos de estratovolcanes que se han depositado desde el Mioceno al Reciente (Alonso y Risacher, 1996) ubicados en la parte más alta de la cuenca, siendo las unidades dominantes en toda la extensión de la cordillera Occidental. Sin embargo, dada la extensión de estas unidades, si ese fuera el caso, se esperaría que también aportaran esas especies químicas a otras muestras del borde oriental del salar de Atacama y CLCO, lo cual no se observa, por lo tanto se presume que existe otro factor local que está influyendo en la composición de las aguas. En el caso de las muestras



subterráneas, estas no necesariamente pueden recibir aportes de las rocas que afloran próximas a ellas, dependerá de por donde circulen las aguas en profundidad.

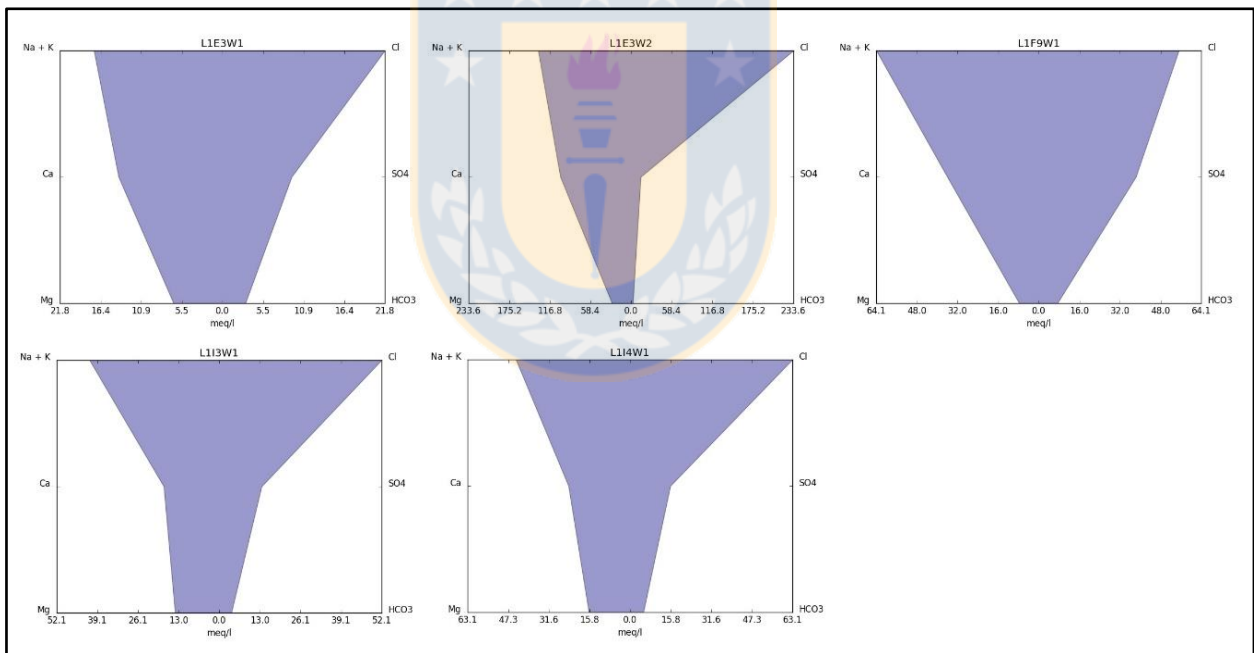


**Figura 5.3:** Mapa geológico para las MPC cálcico-sulfatadas. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.

Otro factor que pudiese influir en la composición de las aguas es el contenido de Ca y Mg de las ignimbritas. Específicamente la Ignimbrita Cajón podría ser más rica en Ca y Mg respecto al resto

de las ignimbritas, siendo una fuente importante de estas especies químicas para las muestras L1E3W1, L1E3W2 y L1F9W1, mientras que las muestras L1I3W1 y L1I4W1 reciben aportes de las unidades cercanas, algunas de las cuales, como las formaciones Peine, Cas, El Tambo y Estratos de Cerro Negro afloran casi exclusivamente en esta zona (Figura 5.3) y pudieran significar un aporte exclusivo para estas muestras.

Un candidato a ser una fuente importante de Ca y Mg es la Fm. El Tambo, constituida por depósitos de calizas (Niemeyer, 2013) que podrían disolverse, aportando estos cationes a las aguas circulantes. Si este fuera el caso se esperaría ver un aumento en la concentración de carbonato o bicarbonato, situación que se observa ligeramente para estas muestras (Figura 5.4), pero siempre opacada por las mayores concentraciones de Na y Cl (y una ligera mayor concentración de Ca). Otros posibles candidatos a ser una fuente importante de Ca y Mg son las rocas volcánicas de las formaciones Peine, Cas y Estratos de Cerro Negro, pero se requiere más información.



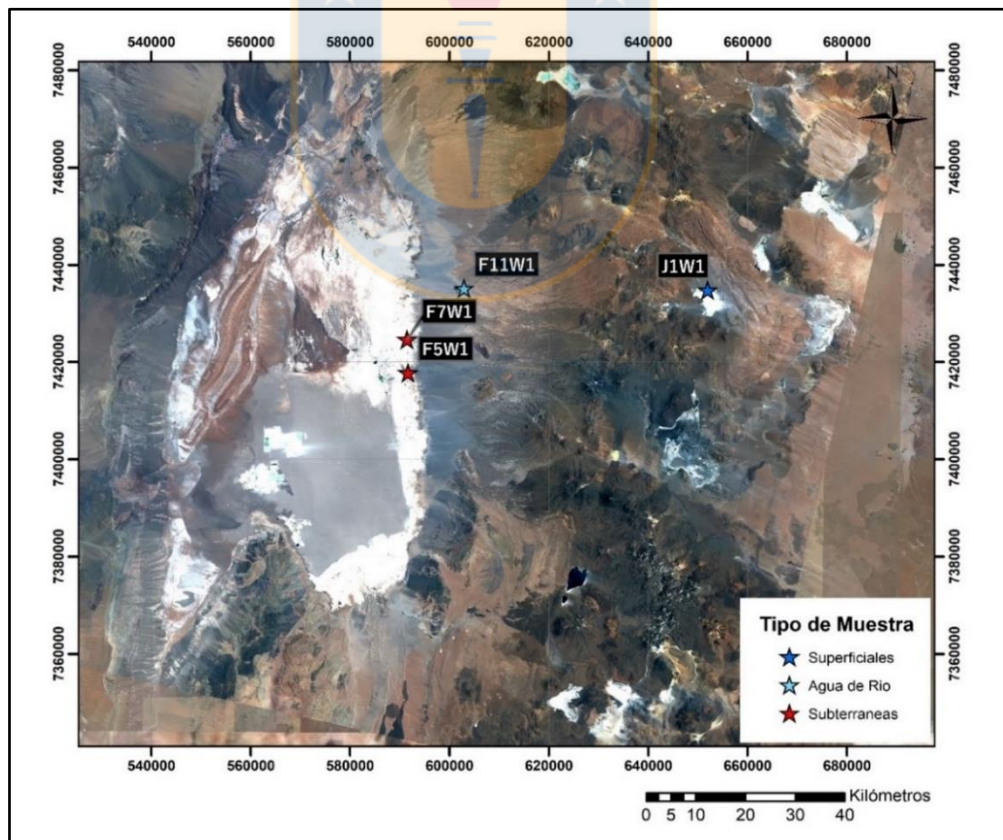
**Figura 5.4:** Diagramas de Stiff para las MPC cálcico-sulfatadas.

No se cuenta con la información necesaria para comprobar o rechazar categóricamente estas hipótesis, por lo que se recomienda un estudio más detallado de la geoquímica y petrografía para ignimbritas y rocas volcánico-sedimentarias de la zona de estudio. De esta forma se podría diferenciar aquellas que presenten minerales más ricos en Ca y/o Mg.

Cabe destacar que la muestra L1E3W2 es la que posee la concentración absoluta de Ca (pero no relativa) más alta del grupo, sobre los 100 meq/l, lo que podría estar indicando la presencia de una fuente alta en Ca en la zona, situación que sido documentada también por (Cervetto, 2012). Esta autora se lo atribuye a un aporte de aguas que han circulado por la Ignimbrita Atana, la cual posee largos afloramientos hacia el este del salar de Atacama. Además, la muestra L1E3W2 posee las concentraciones absolutas de elementos mayores más altas para el subgrupo MPC Cálculo-Sulfatadas (máximos de 233 meq/l), bajas respecto al resto de las muestras en general, lo que indicaría que este subgrupo no estaría influenciado por la redisolución o lixiviación de unidades evaporíticas antiguas, o de estarlo sería en menor medida que otras muestras.

### 5.2.2. MPC Sódico-Bicarbonatadas

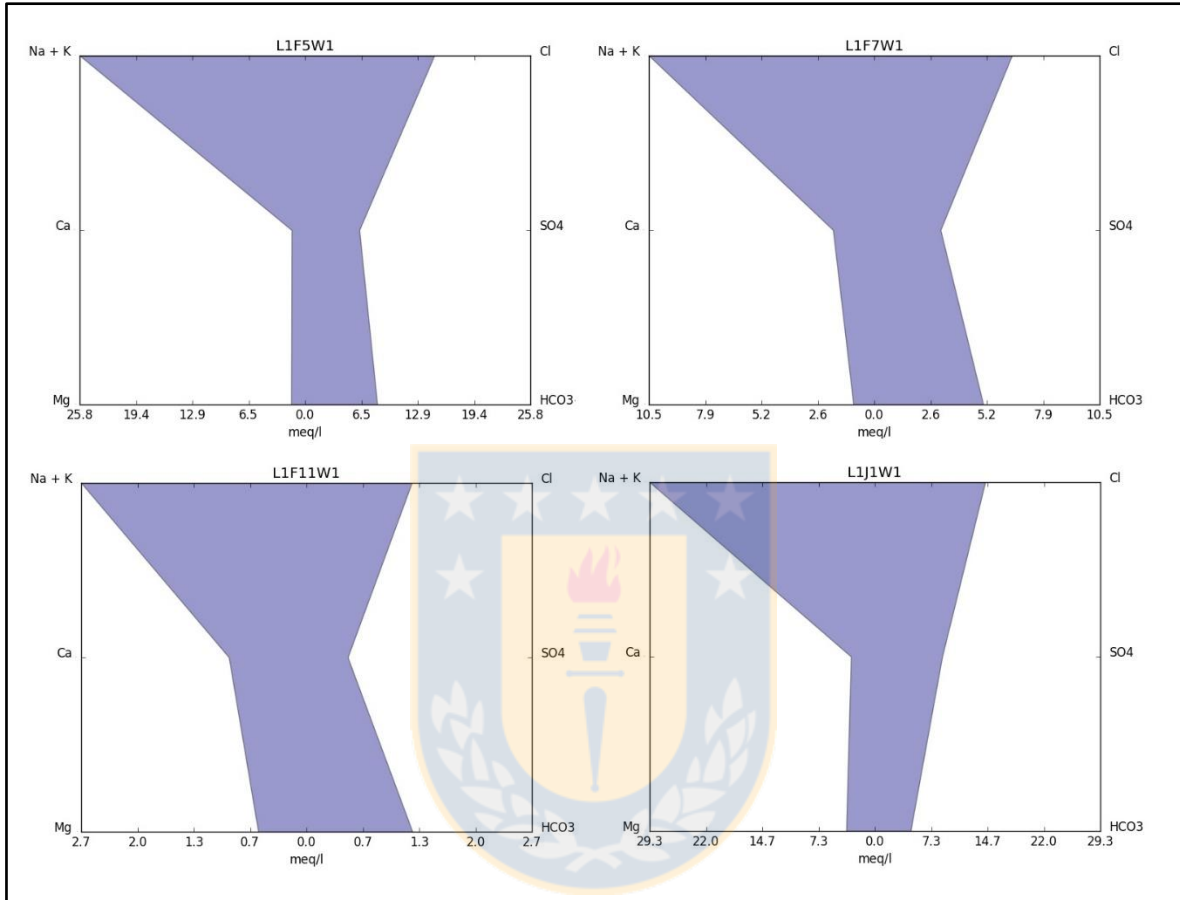
El segundo grupo identificado corresponde a cuatro muestras dentro del campo de las aguas sódico-cloruradas que se encuentran composicionalmente más cerca del campo de las aguas sódico-bicarbonatadas, las cuales se distribuyen espacialmente como muestra la Figura 5.5.



**Figura 5.5:** Mapa de ubicación de las MPC sódico-bicarbonatadas. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.



Su característica principal es presentar una mayor cantidad de bicarbonato, como se observa en la Figura 5.6. En cuanto a su ubicación tres de estas muestras fueron obtenidas en la CSA y una en las CLCO, mientras que en cuanto a tipo de muestra dos son subterráneas y dos son superficiales.

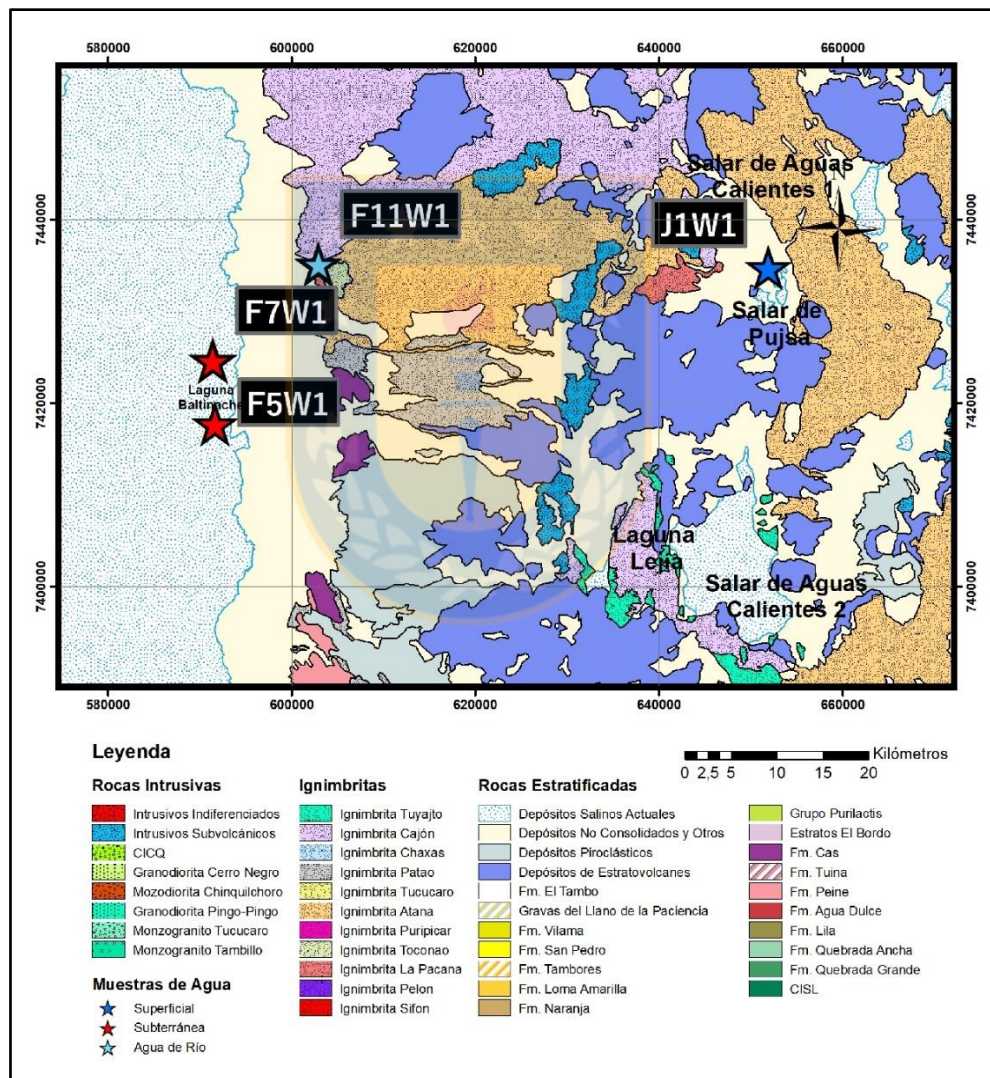


**Figura 5.6:** Diagramas de Stiff para las MPC sódico-bicarbonatadas.

Nuevamente se puede observar una gran heterogeneidad en los tipos de muestra, sin embargo, esta vez todas se ubican a una latitud similar y particularmente las muestras subterráneas L1F5W1, L1F7W1 y la muestra de agua de río L1F11W1 muy cercanas entre sí, en el borde este del salar de Atacama (Figura 5.5). Por su parte, la muestra L1J1W1 corresponde a la muestra superficial del salar de Pujsa y se encuentra ubicada más al este. Al igual que el subgrupo anterior, estas muestras tienen en común su relativa cercanía y recibir aportes de aguas que han circulado a través de rocas volcánicas (principalmente ignimbritas), como puede observarse en la Figura 5.7.

Para el caso de las muestras L1F5W1 y L1F7W1 estas reciben aportes de aguas que circulan por numerosas unidades geológicas, entre las más cercanas y extensas se encuentran la Fm. Cas,

depósitos piroclásticos del Plioceno (unidad informal definida por Ramírez y Gardeweg, 1982), las ignimbritas Atana y Patao y en menor medida la Ignimbrita Toconao. Por su parte la muestra L1F11W1 del río Toconao se encuentra más al norte y a mayor altura en la ladera este de la CSA, por lo que recibe aportes de aguas que circulan principalmente por las ignimbritas Toconao, Atana y Cajón. Finalmente, la muestra L1J1W1 recibe aportes de aguas que han circulado por depósitos de estratovolcanes, las ignimbritas Atana y La Pacana, y en menor medida la Ignimbrita Cajón. De forma análoga al análisis del subgrupo anterior, se puede especular en primera instancia que la mayor cantidad de bicarbonato provenga indistintamente de las ignimbritas en general.



**Figura 5.7:** Mapa geológico para las MPC sódico-bicarbonatadas. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen. El afloramiento al norte y este de la laguna Pujsa, que en el límite de la carta geológica Hoja Toconao se atribuye a la Ignimbrita La Pacana (amarillo oscuro), es rectificado como un afloramiento de la Ignimbrita Atana en la vecina carta geológica Hoja río Zapaleri (Ramírez y Gardeweg, 1985).

Sin embargo, otras muestras en las cercanías de, por ejemplo, la Ignimbrita Patao (L1I5W1 o L1G3W1, MPC sódico-cloruradas) no presentan enriquecimiento en carbonato o bicarbonato (Anexo 6), lo que indicaría una fuente distinta por la que han circulado los aportes de aguas de estas muestras. Por otro lado, se observan ligeros incrementos en bicarbonato en algunas muestras cercanas a la Ignimbrita Cajón (L1E3W1 y L1F9W1, MPC cálcico-sulfatadas), pero no en la muestra L1E3W2 (MPC cálcico-sulfatadas, Figura 5.3). Esto indicaría que las ignimbritas en general no son la fuente que causa el incremento en las concentraciones de bicarbonato, sin descartar que pudieran serlo en particular.

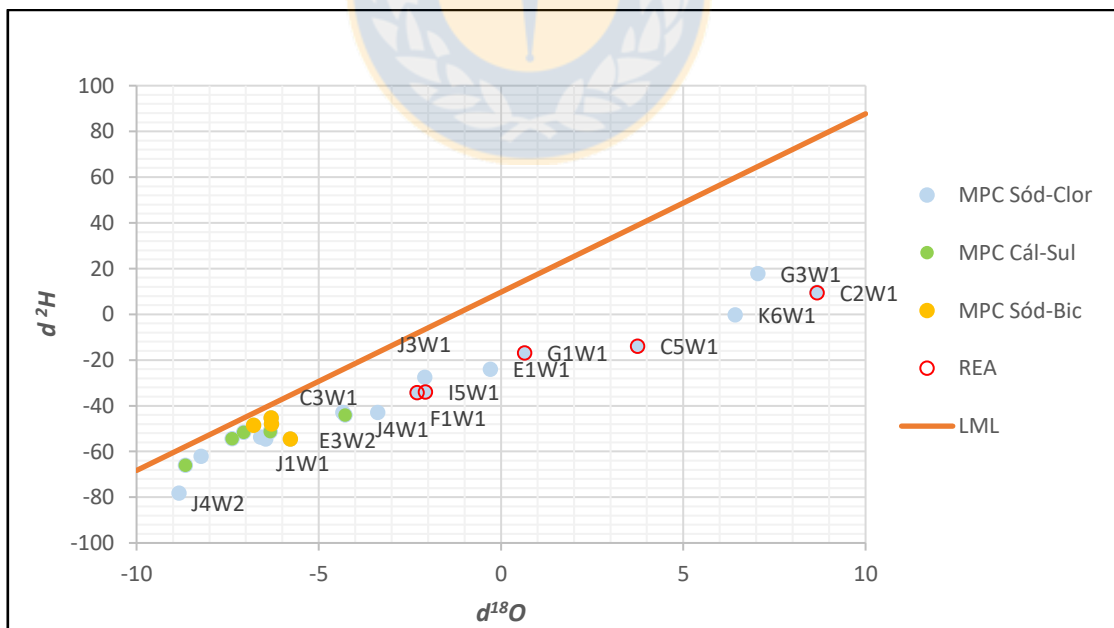
A pesar de que si existen depósitos de estratovolcanes en las cercanías de la muestra L1J1W1, no es así para las demás muestras del subgrupo, por lo que es poco probable que estos depósitos sean una fuente común a las mayores concentraciones de bicarbonato, además, debido a la gran extensión de sus afloramientos, están próximas a varias otras muestras que no presentan mayores concentraciones de estas especies químicas.

Otra explicación puede ser que la mayor cantidad bicarbonato provenga de la Ignimbrita Atana, cuyos principales afloramientos se extienden a la latitud de las muestras L1F11W1 y L1J1W1, y posee afloramientos de una gran extensión en la zona, comparable a los extensos depósitos de estratovolcanes más al sur. De acuerdo con esta hipótesis, las cuatro muestras de este subgrupo pudieron recibir aguas que circularon por esta ignimbrita. Sin embargo, tres muestras del subgrupo MPC sódico-cloruradas (L1J3W1, L1J4W1 y L1J4W2) también reciben aguas de aporte que han circulado por la Ignimbrita Atana y no muestran incrementos en sus concentraciones de bicarbonato (Anexo 6) por lo que es poco probable.

No se puede descartar que cada muestra por separado reciba aportes de bicarbonato de alguna de las unidades en la Figura 5.7, que afloren exclusivamente cerca de cada una de ellas, como es el caso de los depósitos piroclásticos del Plioceno para las muestras L1F5W1 y L1F7W1, la Ignimbrita Toconao para L1F11W1 y la Ignimbrita La Pacana para L1J1W1. Hay que destacar que es probable que la muestra subterránea L1F1W1 (MPC sódico-cloruradas) reciba aportes de aguas que han circulado por los depósitos piroclásticos del Plioceno y no presenta mayores concentraciones de bicarbonato. Aun así, siempre está la posibilidad de que por ser subterránea sus aguas de aportes provengan de niveles que no están en contacto con esta unidad.

Hay que enfatizar que la mayoría de las muestras del subgrupo MPC cálcico-sulfatadas sí presentan un ligero enriquecimiento en bicarbonato, pero es opacado por las mayores concentraciones de Na, K y en menor medida Ca. Esto puede indicar una fuente compartida de Ca, Mg y bicarbonato para algunos casos, como el mencionado anteriormente para la Fm. El Tambo.

Una característica importante que diferencia los dos subgrupos descritos del de las MPC sódico-cloruradas es la menor concentración absoluta de elementos mayores, en particular Na y Cl, con concentraciones máximas que no sobrepasan los 65 meq/l para cada elemento por separado (exceptuando la muestra L1E3W2 con 233 meq/l, Anexos 2 y 6). Esto contrasta con las concentraciones del subgrupo de las MPC sódico-cloruradas que en casi todas las muestras presentan concentraciones máximas sobre los 100 meq/l y pueden llegar sobre las 5.000 meq/l. Esta menor concentración puede ser producto de que ninguna de las muestras de los subgrupos MPC cálcico-sulfatadas y MPC sódico bicarbonatadas presentan redisolución de evaporitas antiguas ni una evaporación relativamente alta respecto al resto de las muestras (Figura 5.8), factores que otros autores han propuesto determinantes para aumentar las concentraciones de elementos mayores de manera sobresaliente, sobre todo la redisolución de evaporitas antiguas (Ide y Kunasz, 1989; Alonso y Risacher, 1996; Risacher y otros, 1999).



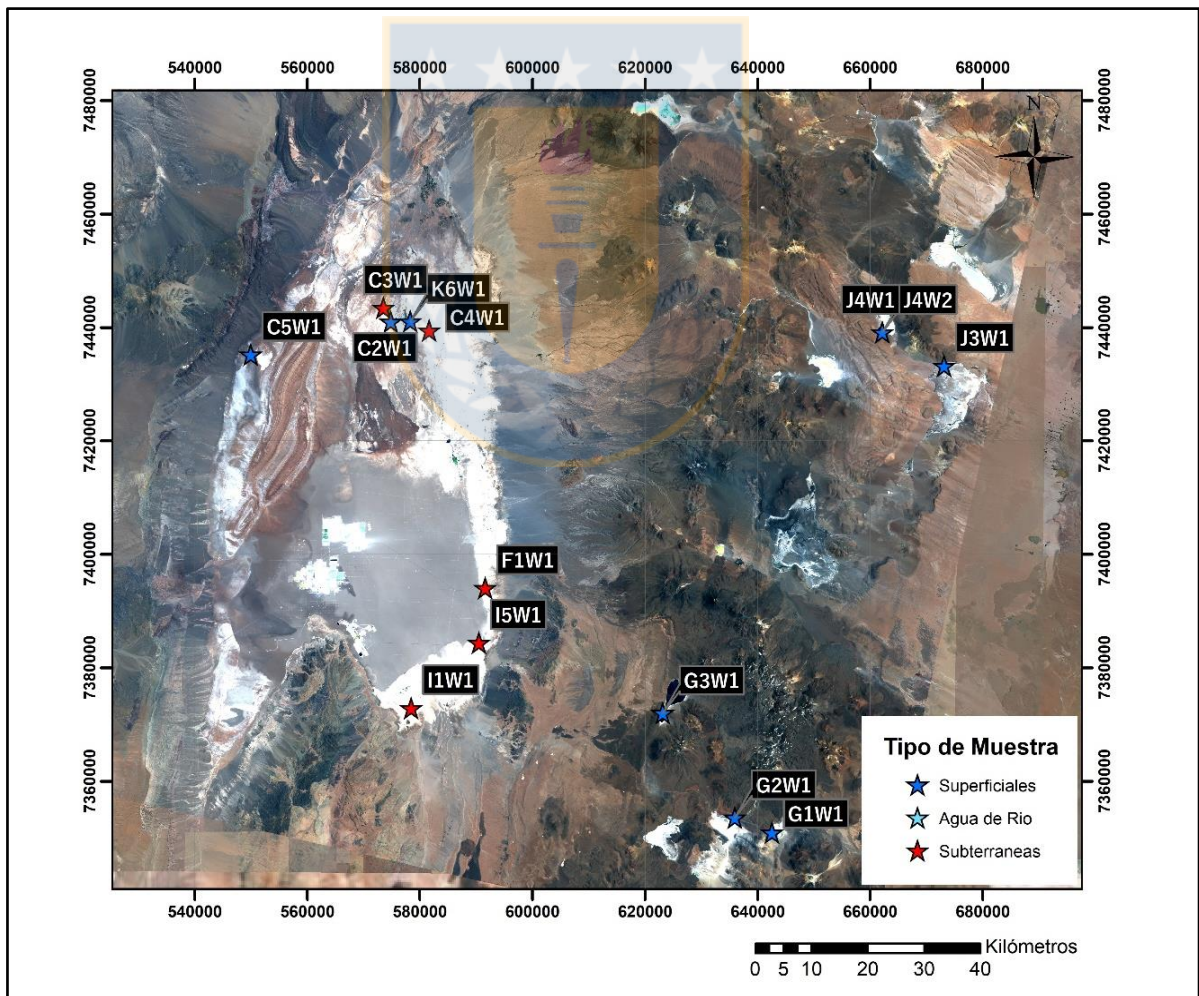
**Figura 5.8:**  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  diferenciado por subgrupos composicionales dentro de las aguas de tipo sódico-cloruradas. La LML ha sido definida mediante la ecuación  $\delta^2\text{H}=7,8 \delta^{18}\text{O} + 9,8$  (Aravena, 1995). El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado y se han destacado solo aquellos más alejados de la LML para evitar la saturación de la imagen. LML: línea meteórica local, REA: redisolución de evaporitas antiguas.



### 5.2.3. MPC Sódico-Cloruradas

El tercer grupo identificado, y el que posee mayor número de muestras (14), corresponde a las aguas que se encuentran composicionalmente dentro del campo de las aguas sódico-cloruradas, sin estar ostensiblemente más cercano a otros campos del diagrama de Piper. Se distribuyen espacialmente como se muestra en la Figura 5.9. En cuanto a su ubicación, ocho fueron obtenidas en la CSA y seis en las CLCO, mientras que en cuanto a tipo de muestra nueve son superficiales y cinco son subterráneas, (todas estas últimas dentro de la CSA).

Este es el subgrupo más heterogéneo en cuanto a la ubicación de las muestras, incluyendo muestras tanto del salar de Atacama, salar de Aguas Calientes 1, salar de Quisquiro, salar de Talar y las lagunas Miñiques, Tuyajto, Tebinquinche y Baltinache.



**Figura 5.9:** Mapa de ubicación de las MPC sódico-cloruradas. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.



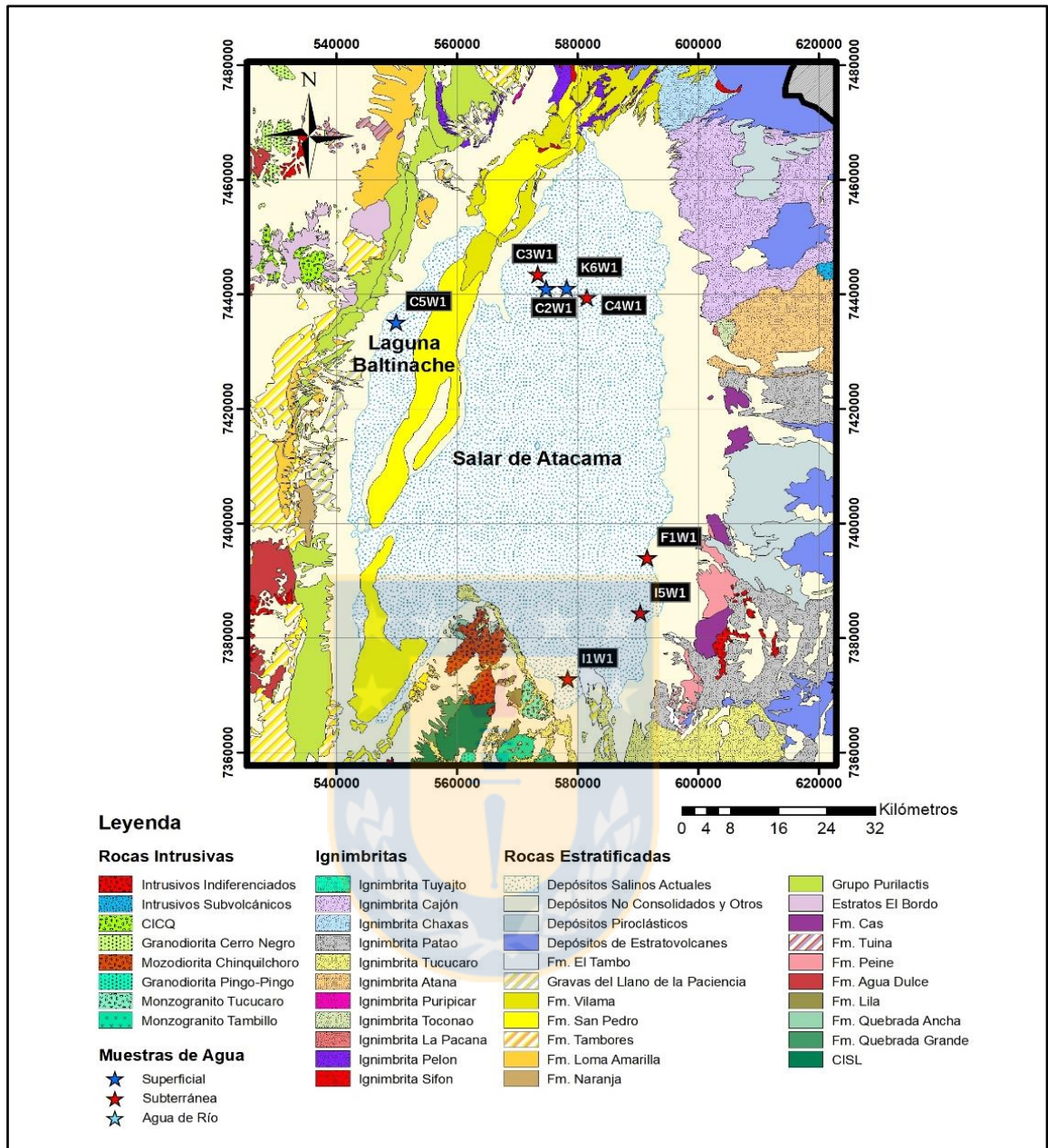
Para abordar su análisis se han definido cuatro divisiones de acuerdo a la cercanía de las muestras; la primera, una división ubicada al norte del salar de Atacama que incluye las muestras subterráneas L1C3W1, L1C4W1 y las muestras superficiales L1C2W1 de la laguna Tebinquinche y L1K6W1 de la laguna Ojos del Salar. Una segunda división ubicada en el borde sureste del salar de Atacama para las muestras subterráneas L1F1W1, L1I1W1 y L1I5W1. La tercera división está definida para las muestras de las CLCO hacia el sureste del área de estudio, específicamente las muestras superficiales L1G1W1 de la laguna Tuyajto, L1G2W1 del salar de Talar y L1G3W1 de la laguna Miñiques. Finalmente la cuarta división está ubicada en dos de las CLCO hacia el noreste, definida por las muestras superficiales L1J3W1 del salar de Quisquiro, L1J4W1 y L1J4W2 del salar de Aguas Calientes 1.

La muestra superficial L1C5W1 de la laguna Baltinache es un caso especial, pues es la única muestra obtenida al oeste de la cordillera de la Sal (Figura 5.9). Debido a las características similares de esta muestra se la ha decidido incluir en la división norte del salar de Atacama.

#### 5.2.3.1. MPC Sódico-Cloruradas División Norte del salar

Al analizar los diagramas de Stiff para la división norte del salar de Atacama se pueden observar concentraciones de Na y Cl que están en un rango entre los 110 meq/l hasta los 5.000 meq/l (Anexo 6), en particular el límite superior de este rango se encuentra en las muestras de las lagunas Tebinquinche y Baltinache (L1C2W1 y L1C5W1 respectivamente), lo que permite suponer que recibieron aportes de aguas que circularon a través de una unidad particularmente enriquecida en halita o que aumentaron sus concentraciones producto del efecto de la evaporación (Figura 5.8, este último punto será discutido en extenso en el capítulo “Análisis de Isótopos de Oxígeno e Hidrógeno”).

Una posible fuente es la redisolución de depósitos evaporíticos antiguos que existen en la cordillera de la Sal (Alonso y Risacher, 1996), en particular en la Fm. San Pedro (Henríquez y otros, 2014), cuyos afloramientos están muy cercanos a las muestras como se ilustra en la Figura 5.10. Esta hipótesis además explicaría en parte el ligero enriquecimiento en calcio y sulfato que se observa en algunas muestras, que provendría de la disolución del yeso que se encuentra junto con la halita en los niveles evaporíticos de esta formación (Alonso y Risacher, 1996; Risacher y otros, 1999).



**Figura 5.10:** Mapa geológico para las MPC sódico-cloruradas de las divisiones norte y sureste del salar de Atacama. El prefijo “L” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.

Hay que mencionar que las muestras subterráneas de la división (L1C3W1 y L1C4W1) no poseen concentraciones excepcionalmente altas de elementos mayores (concentraciones máximas de 117 meq/l, Anexo 6) lo que puede deberse a que representan el aporte de acuíferos que circularían por rocas más profundas diferentes a los niveles evaporíticos de la Fm. San Pedro o que poseen menos contacto con ellos que las aguas que desembocan en las lagunas Baltinache y Tebinquinche, las cuales reciben todo el aporte de la lixiviación de las rocas expuestas de la formación.

En cuanto a la muestra superficial L1K6W1, esta se obtuvo en la laguna Ojos del Salar, la cual no es una laguna natural, sino que corresponde a perforaciones realizadas para estudios geológicos en los años 70, en los cuales se encontró agua dulce en profundidad. Debido a este origen reciente no se ha saturado en sales al nivel de las lagunas naturales del salar y no es representativo de ellas. Aun así, posee concentraciones de Na y Cl sobre los 220 meq/l (Anexo 6), posiblemente producto de los aportes de aguas superficiales que lixivian los niveles evaporíticos y salmueras residuales circundantes que ha recibido desde su creación o a una elevada tasa de evaporación (Figura 5.8).

Es poco probable que el resto de las formaciones que se encuentren en los alrededores de las muestras de esta división (formaciones Agua Dulce, Purilactis, Tambores y Vilama, Figura 5.10) puedan aportar tan grandes cantidades de Na y Cl a las aguas que circulan por ellas debido a que su litología carece de minerales particularmente enriquecidos en estos elementos que sean fácilmente lixiviables.

#### 5.2.3.2. MPC Sódico-Clorurada División Sureste del salar

Los diagramas de Stiff para las muestras de la división sureste del salar de Atacama muestran concentraciones máximas de 86 meq/l para la muestra L1I1W1, 996 meq/l para L1F1W1 y 1677 meq/l para la muestra L1I5W1, reflejando altas concentraciones de Na y Cl para las dos últimas muestras y concentraciones mucho menores para la primera (Anexo 6).

El análisis de esta división es un poco más complejo que el de la anterior, pues en este caso las tres muestras son subterráneas y no afloran grandes depósitos evaporíticos antiguos próximos. Sin embargo, podrían existir depósitos evaporíticos en el subsuelo, lo cual explicaría que las muestras de este dominio fueran solo de tipo subterráneas.

Para apoyar esta hipótesis puede argumentarse que en este sector (Tilocalar) existen pequeños afloramientos de paraconglomerados con matriz de limo y yeso en quebradas atribuidos a la Fm. Tambores (Ramírez y Gardeweg, 1982), como puede observarse en la Figura 5.10, la que no posee niveles de halita (aunque sí vetas y cemento de yeso), y tiene una relación de engrane lateral con depósitos salinos de la Fm. San Pedro (Ramírez y Gardeweg, 1982; Henríquez y otros, 2014), lo que permite especular que esta última formación puede encontrarse en profundidad. De ser así, las muestras L1F1W1 e L1I5W1 recibirían aportes de aguas subterráneas en contacto con estas unidades aumentando las concentraciones de Na y Cl. Por su parte la muestra L1I1W1 recibiría

aportes de aguas que no están en contacto en profundidad con niveles evaporíticos, por lo que la concentración de Na y Cl es más baja. El ligero aumento en sulfato de las muestras puede explicarse por la presencia de yeso que puede provenir de la Fm. San Pedro, Tambores o El Tambo. El enmascaramiento de los valores reales  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  producto de la redisolución de antiguas evaporitas (Figura 5.8) evita precisar si la evaporación juega un papel en el aumento de las concentraciones de los elementos en general para este grupo, sin embargo es de suponer que de ser un factor, sería mucho menos importante que la redisolución de antiguas evaporitas.

Finalmente, es poco probable que el resto de las unidades de los alrededores (formaciones Peine, Cas, El Tambo, Estratos de Cerros Negros, ignimbritas Tucucaro y Patao, ver Figura 5.10) puedan aportar cantidades de Na y Cl como las observadas a las aguas que circulan por ellas, debido a que su litología carece de minerales particularmente enriquecidos en estos elementos que sean fácilmente lixiviables. Además, debido a que las muestras son subterráneas, en este caso es indicado tomar en cuenta las rocas del subsuelo que pudieran contener o estar en contacto con el acuífero muestreado más que las que afloran en superficie.

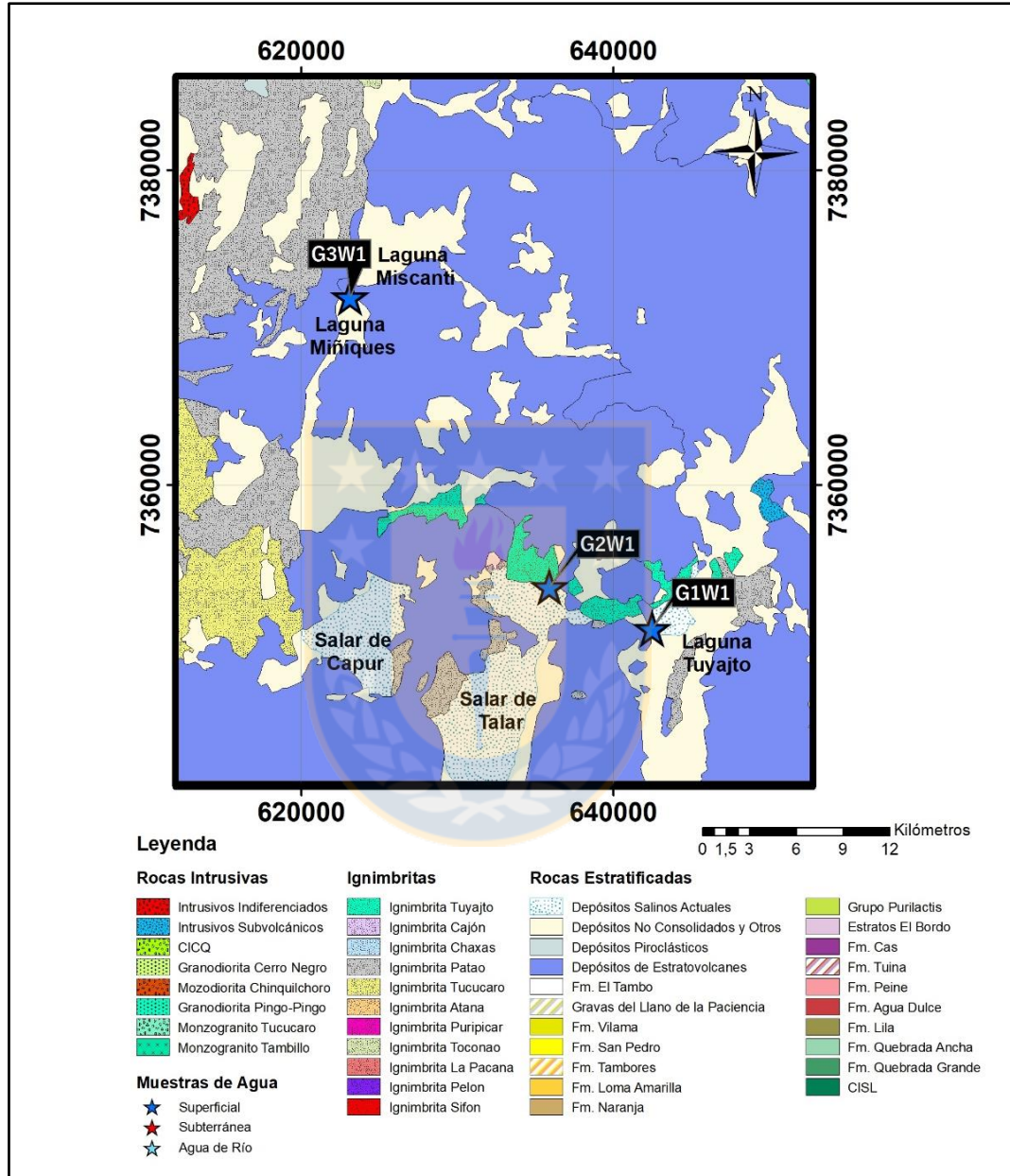
#### 5.2.3.3. MPC Sódico-Cloruradas División CLCO hacia el Sureste

Las muestras MPC sódico-cloruradas de las CLCO ubicadas en la división sureste serán analizadas por separado debido a las características particulares de cada cuenca. En el caso de la muestra superficial L1G1W1, obtenida en la laguna Tuyajto, se observan concentraciones máximas sobre los 4.400 meq/l (Anexo 6), lo que es común a las altas concentraciones de otras lagunas salinas como las lagunas Tebinquinche y Baltinache y podría sugerir una fuente de Na y Cl similar, es decir, la redisolución de evaporitas antiguas o que aumentaron sus concentraciones producto del efecto de la evaporación (Figura 5.8) para llegar a tales concentraciones.

Las unidades que rodean la muestra son principalmente volcánicas, donde los depósitos de estratovolcanes son dominantes, aunque también se encuentran afloramientos de las ignimbritas Patao y Tuyajto (Figura 5.11). Nuevamente es poco probable que tales formaciones puedan aportar a las aguas altas cantidades de Na y Cl, aunque si pueden ser el origen de los ligeros incrementos de sulfato que se observan en las muestras de la división. Como se ha postulado en otros trabajos (Risacher y otros, 1999; Cervetto, 2012), un posible origen del Na y Cl puede estar en la redisolución de evaporitas ubicadas en los depósitos lacustres antiguos que se encuentran al este de la laguna. El enmascaramiento de los valores reales  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  producto de la redisolución de



antiguas evaporitas (Figura 5.8) evita precisar si la evaporación juega un papel en el aumento de las concentraciones de los elementos en general para esta cuenca, sin embargo es de suponer que de ser un factor, sería mucho menos importante que la redisolución de antiguas evaporitas.



**Figura 5.11:** Mapa geológico para las MPC sódico-cloruradas de la división CLCO hacia el sureste. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.

El origen de la mayor cantidad de Na y Cl es probable que se deba a la alteración y meteorización de minerales de las rocas volcánicas, al igual que para la gran mayoría de muestras que no presentan las más altas concentraciones de Na y Cl, pero donde aun así predominan sobre el resto de los



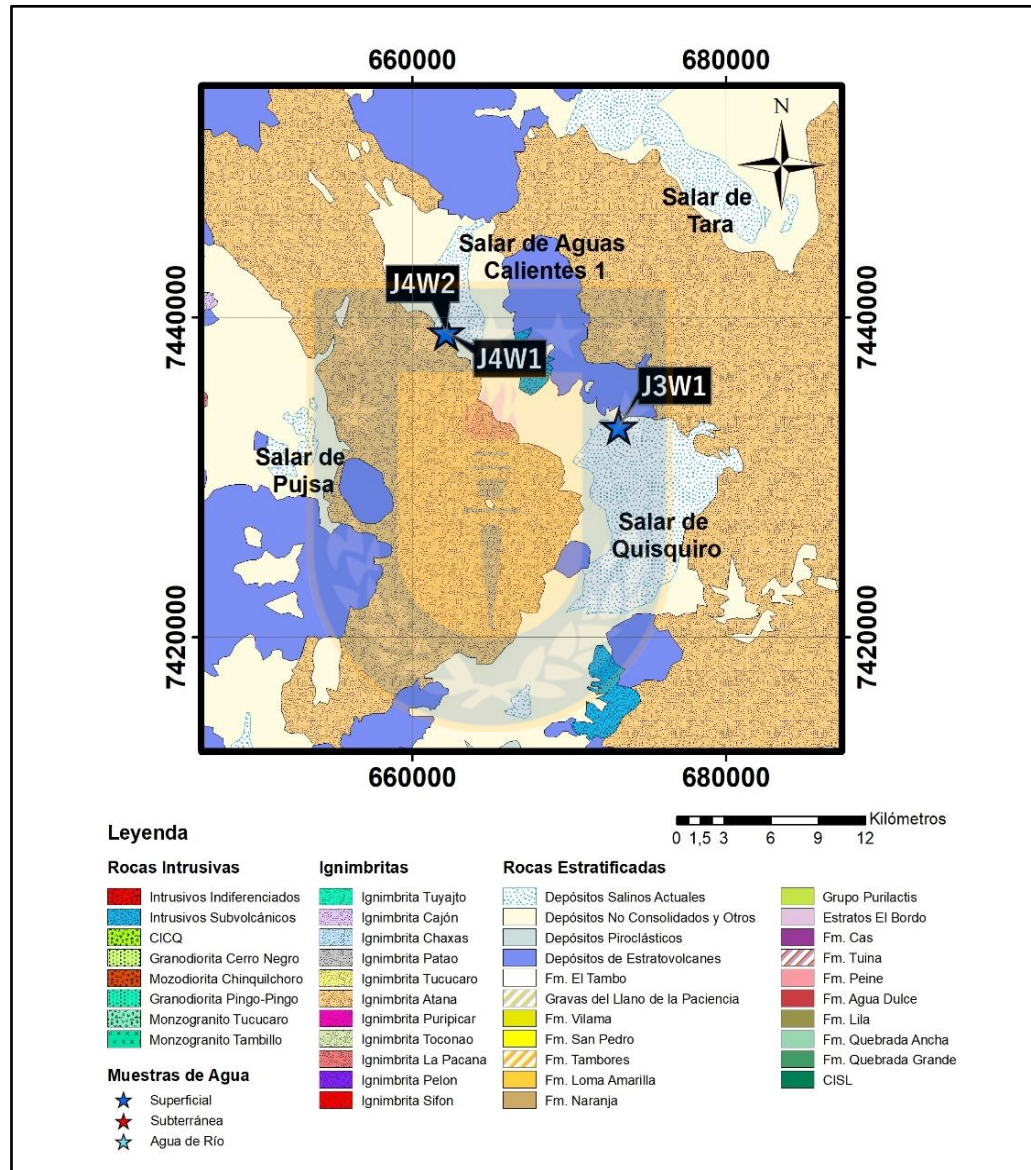
elementos mayores (Alonso y Risacher, 1996; Risacher y otros, 1999). Las rocas volcánicas que podrían estar en contacto con las aguas que desembocan al salar de Talar y la laguna Miñiques pueden ser indistintamente las ignimbritas Patao o Tuyajto, así como alguno de los numerosos depósitos de estratovolcanes adyacentes (Figura 5.11). La laguna Miñiques también presenta depósitos lacustres antiguos en sus alrededores, pero a diferencia de los de la laguna Tuyajto no se han detectado depósitos evaporíticos en ellos, por lo que no habría redisolución de evaporitas y en concordancia las concentraciones de Na y Cl serían menores.

La evaporación podría ser un factor que determine la mayor concentración de elementos en general en este caso. La muestra L1G3W1 de la laguna Miñiques posee la mayor tasa de evaporación del universo de muestras (con  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  no enmascarados por redisolución de evaporitas antiguas, Figura 5.8) y exhibe en concordancia concentraciones máximas de aproximadamente 100 meq/l más (Anexo 6) que la muestra L1G2W1 del salar de Talar, que exhibe una de las menores tasas de evaporación. Esta situación denota que, a pesar de que la tasa de evaporación es un factor en el aumento de las concentraciones de los elementos en general, es cuantitativamente mucho menos importante que la redisolución de evaporitas antiguas, que elevarían esas concentraciones en magnitudes del orden de los 1.000 meq/l.

#### 5.2.3.4. MPC Sódico-Cloruradas División CLCO hacia el Noreste

Las concentraciones máximas observadas en los diagramas de Stiff para la división de las CLCO hacia el noreste están en un rango entre los 330 y 900 meq/l, donde la muestra superficial L1J4W2 obtenida en el salar de Aguas Calientes 1 tiene la mayor concentración, lo cual representa muestras de concentraciones intermedias a altas comparadas a otras muestras de las MPC sódico-cloruradas. Las muestras están rodeadas principalmente de afloramientos de rocas volcánicas, específicamente numerosos depósitos de estratovolcanes, la Ignimbrita Atana (principal unidad en la zona), depósitos lacustres antiguos tanto en el salar de Aguas Calientes 1 como en el de Quisquiro y un afloramiento de los pórfidos dacíticos Quilpana y Ceja Alta en las proximidades (Figura 5.12). Ninguna de estas unidades presenta niveles de evaporitas o minerales excepcionalmente enriquecidos en Na o Cl, por lo que el origen de las mayores concentraciones de estos elementos es probable que se deba a la alteración y meteorización de rocas volcánicas de alguna de las unidades ya nombradas, en especial la Ignimbrita Atana y en menor medida al efecto concentrador de la evaporación que presenta valores intermedios a altos en comparación con la mayoría de las

muestras (Figura 5.8) para las tres muestras. Las muestras de esta división muestran ligeros incrementos en la concentración de Ca (siempre opacados por las altas concentraciones de Na y Cl) que podrían provenir de aguas que han estado en contacto con la Ignimbrita Atana, que según los análisis químicos realizados en la carta geológica Hoja Río Zapaleri (Ramírez y Gardeweg, 1985), contiene relativamente altos porcentajes de Ca, por lo que es una buena candidata a ser el origen de esos incrementos.



**Figura 5.12:** Mapa geológico para las MPC sódico-cloruradas de la división de las CLCO hacia el noroeste. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen.

### 5.3. Análisis de los Principales Elementos Menores

Para este trabajo se obtuvieron resultados de las concentraciones para una amplia selección de elementos menores (Tabla 3.1, Anexo 3), de los cuales se analizaron los más abundantes. Estos corresponden a Li, B y Sr en orden de mayor a menor concentración. Estudios anteriores en el salar de Atacama y alrededores (Alonso y Risacher, 1996) ya han analizado las correlaciones entre elementos para diferentes tipos de aguas, encontrándose que en particular Li, B, K y Mg presentan una alta correlación. Para analizar la causa de esta correlación se han confeccionado gráficos de Na, K y Mg vs Li, B y Sr. Se ha agregado el Na a este grupo para contrastar el comportamiento de estos elementos (Li B y Sr) respecto a un elemento de baja correlación y muy abundante en el área de estudio.

#### 5.3.1. Litio

Del análisis del gráfico Na, K y Mg vs Li para el total de muestras (Figura 5.13), se observa que el comportamiento de Na, K y Mg respecto a Li es descrito por una función potencial de exponente menor a 1 (Figura 5.13). Independiente del tipo de relación, el contenido de Li aumenta cuando aumentan las concentraciones de Na, K y Mg. K y Mg poseen una relación más cercana a la recta 1:1 con el Li (Figura 5.13, rectas naranja y gris), lo cual se podría explicar por el comportamiento geoquímico similar de estos elementos (Alonso y Risacher, 1996). El Li presenta una mayor diferencia en la concentración respecto al Na, alejándose de la curva 1:1.

Si se analizan los datos de aguas superficiales y subterráneas por separado (Anexo 7, Figuras A 7.1 y A 7.2), se observa una correlación mayor para cada grupo, con valores de  $R^2$  sobre 0,74 y 0,99 respectivamente. El que los sets de datos coincidan considerablemente mejor a sus tendencias al separarlos entre superficial y subterráneo puede interpretarse como que la concentración de Li respecto a los cationes mayores depende de factores sustancialmente diferentes para cada set de datos.

Al analizar por separado solo las muestras subterráneas, estas presentan un comportamiento lineal casi perfecto para las concentraciones de K, Mg y Na respecto a la de Li, con pendientes más cercanas a la proporción 1:1 respecto a las muestras superficiales (Anexo 7, Figuras A 7.1 y A 7.2). Esto puede indicar que existe una menor cantidad de factores interviniendo en las muestras subterráneas, por lo que sus muestras seguirían un patrón más directo.

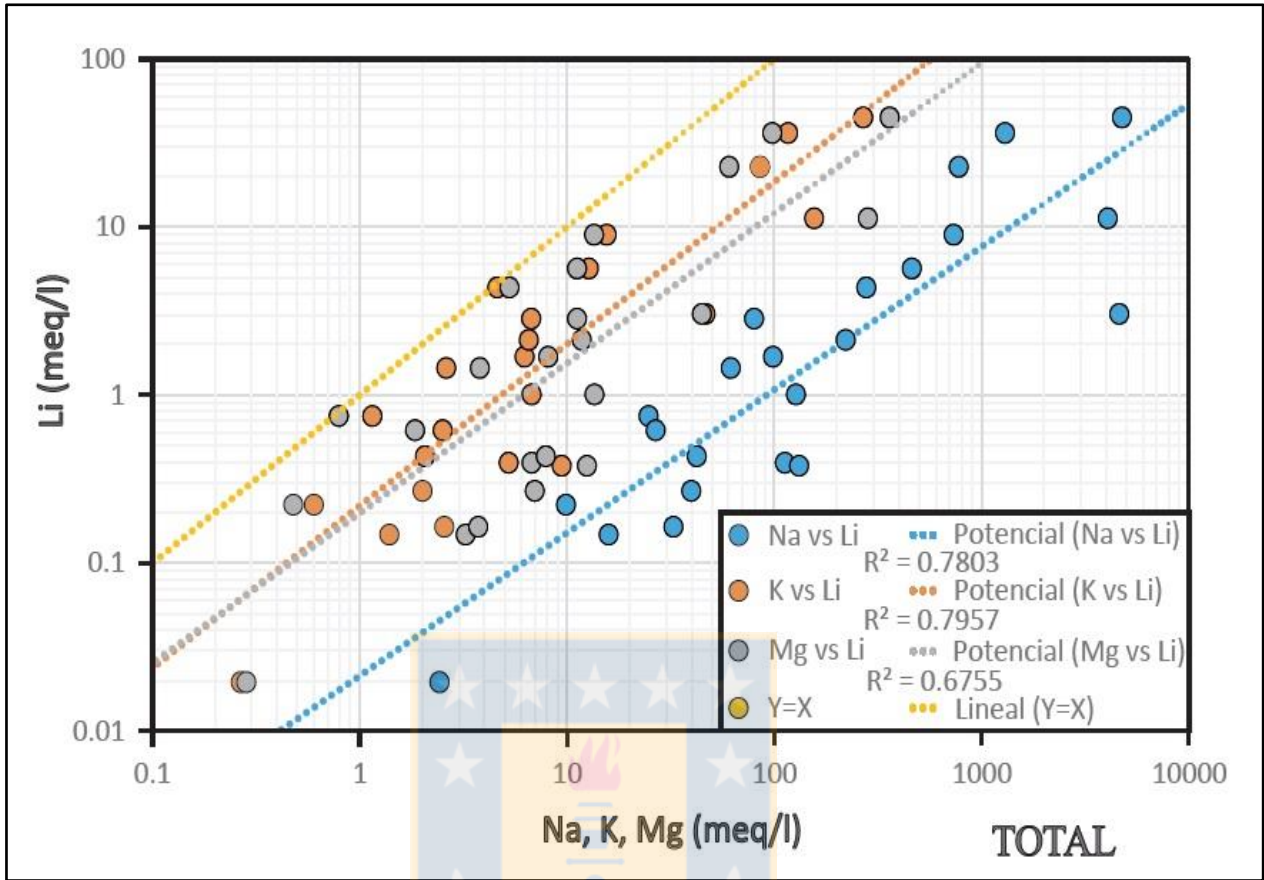
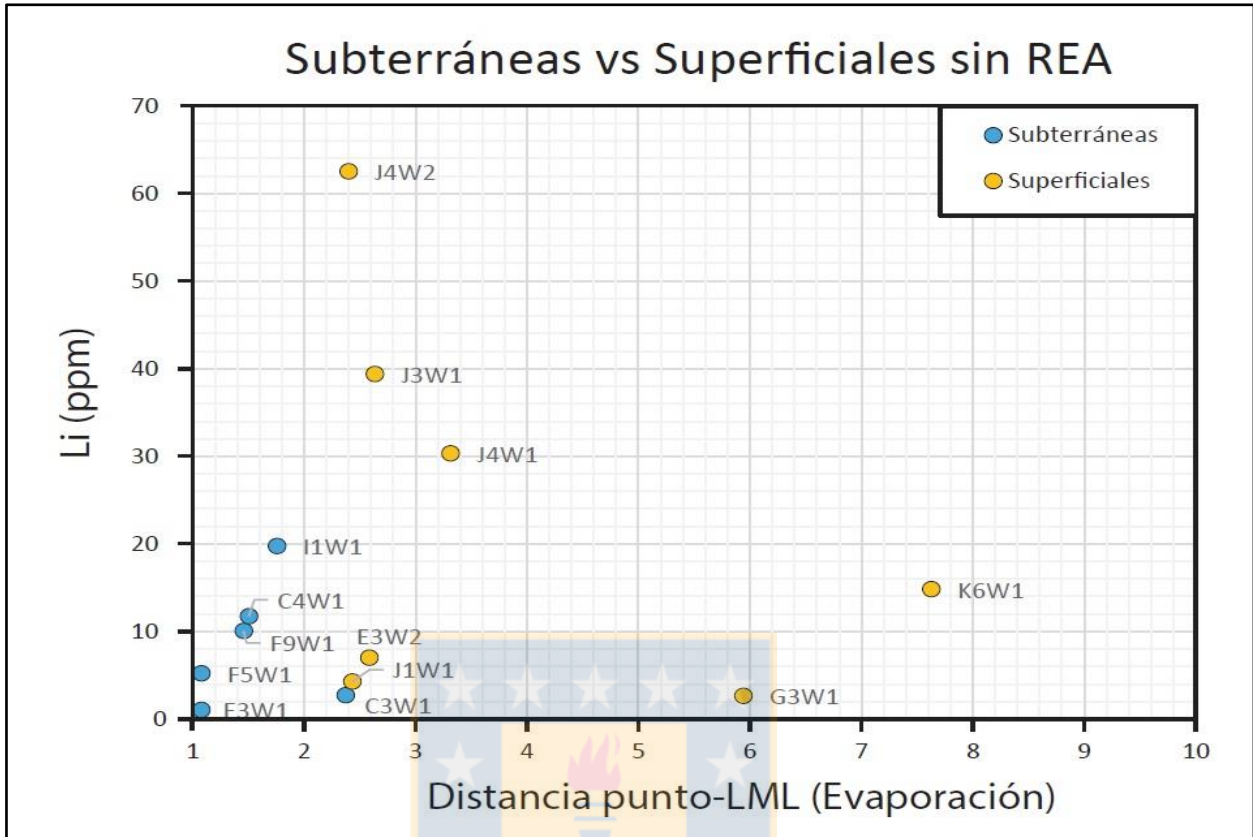


Figura 5.13: Concentración de Li vs concentración de Na, K y Mg.

En la figura evaporación vs concentración de Li (Anexo 7, Figura A 7.8) puede apreciarse que una alta tasa de evaporación eleva las concentraciones de Li en mucho menor magnitud que la redisolución de evaporitas antiguas, por lo que se deben analizar separadamente las muestras que han experimentado redisolución de evaporitas antiguas respecto a las que no.

Al analizar la Figura 5.14 puede apreciarse que existe una mayor evaporación para las muestras superficiales respecto a las subterráneas. Para el caso de las muestras subterráneas, la concentración de Li aumenta a medida que aumenta la tasa de evaporación en una proporción lineal (excepto para la muestra C3W1, lo cual podría deberse a un efecto por la redisolución de evaporitas antiguas que se sospechan que experimentó esta muestra cómo se mencionó en el Capítulo 5.1). En el caso de las muestras superficiales no parece haber una relación entre la concentración de Li y la tasa de evaporación, posiblemente producto de que hay más factores que influyen en mayor medida en la concentración de Li.



**Figura 5.14:** Evaporación vs concentración de Li sin las muestras que presentan redisolución de evaporitas antiguas. Una mayor distancia entre la muestra y la LML en el gráfico  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  representa una mayor evaporación. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen. LML: línea meteórica local.

Esta situación puede interpretarse como que para las muestras subterráneas el aumento en la tasa de evaporación aumentaría la concentración de Li, mientras que no se puede afirmar ni descartar esta situación para las muestras superficiales.

Al analizar el comportamiento de la conductividad respecto a Li en la Figura 4.8 se observan funciones más cercanas a la proporción 1:1 y con un mayor valor de  $R^2$  para las muestras subterráneas respecto a las superficiales. Del análisis de este gráfico se deduce que la mayor cantidad de sólidos totales disueltos (STD) si está relacionada con una mayor concentración de Li, sin embargo, esto es mucho más marcado en las aguas subterráneas que en las superficiales, posiblemente producto que las aguas subterráneas concentran proporcionalmente más Li respecto a Na (como se analizó anteriormente) y las principales sales en disolución.

Muestras superficiales como L1G1W1 de la laguna Tuyajto o L1J4W1 del salar de Aguas Calientes 1 también presentan altas concentraciones de Li, pero no se cuenta con muestras subterráneas en



esos salares o zonas cercanas como para comparar si tienen una mayor o menor concentración respecto a STD, por lo que se requieren estudios posteriores.

Las concentraciones más altas de Li se encuentran en muestras donde las concentraciones de Na, Cl y STD en general son considerablemente mayores, casos donde estaría ligado a la redisolución de evaporitas antiguas que serían ricas en Li (Risacher y otros, 1999). Sin embargo, no todas las muestras donde ocurre este proceso muestran concentraciones excepcionalmente altas de Li (aunque si considerables), también requerirán el aporte de aguas que hallan circulado por unidades volcánicas ricas en Li, presumiblemente ignimbritas que poseen las mayores concentraciones (Ide y Kunasz, 1989)(Tabla 2.1). Esta hipótesis explicaría porque no se observan concentraciones de Li excepcionalmente altas en la muestra L1C5W1 de la laguna Baltinache que presenta redisolución de evaporitas antiguas (Tabla 5.1) pero recibe aportes de aguas que circulan por formaciones principalmente sedimentarias que afloran hacia el oeste del salar de Atacama, en comparación por ejemplo a la muestra L1C2W1 de la laguna Tebinquinche que también presenta redisolución de evaporitas (Tabla 5.1) antiguas y además recibe aportes de aguas que circulan por las unidades volcánicas hacia el norte y este del salar, sobre todo extensos afloramientos de la Ignimbrita Cajón con concentraciones de Li de aproximadamente 30 ppm (Rosales, en preparación) (Tabla 2.1).

Las demás muestras que presentan redisolución de evaporitas antiguas, L1F1W1, L1I5W1 y L1G1W1 (Tabla 2.1) reciben aportes de aguas que han circulado por ignimbritas. En particular las ignimbritas Tucucaro y Patao para las muestras L1F1W1 y L1I5W1 en el sureste del salar de Atacama, con concentraciones de Li registradas de hasta 40 ppm por (Rosales, en preparación) (Tabla 2.1) y de 69 y 83 ppm respectivamente por (Ide y Kunasz, 1989) y las ignimbritas Patao y Tuyajto para la muestra L1G1W1 de la laguna Tuyajto, esta última ignimbrita con concentraciones de Li registradas de 30 ppm (Rosales, en preparación) (Tabla 2.1). Consecuentemente a la hipótesis planteada, todas estas muestras presentan concentraciones de Li excepcionalmente altas (sobre los 11 meq/l).

Las aguas que no han experimentado redisolución de evaporitas antiguas (Tabla 5.1), y por consiguiente tienen concentraciones de sales más bajas, concentraran Li únicamente desde la alteración y meteorización de las rocas volcánicas por las que circulan sus aportes, y la concentración de Li de esas rocas será el factor más importante para encontrar altas concentraciones en las aguas.

Por ejemplo, se observan concentraciones considerables de Li en las muestras superficiales L1J3W1 del salar de Quisquiro y L1J4W1 del salar de Aguas Calientes 1 (Figura 4.11), que reciben aportes de aguas en contacto con la Ignimbrita Atana, unidad con concentraciones registradas de 50 ppm, las más elevadas dentro de las ignimbritas del área de estudio (Rosales, en preparación) (Tabla 2.1). Estas no presentan redisolución de evaporitas antiguas (Tabla 5.1), pero se encuentran totalmente rodeadas de afloramientos de decenas de kilómetros de esta ignimbrita. El mayor aporte de Li desde las rocas volcánicas explicaría sus elevadas concentraciones en el agua y las concentraciones no excepcionalmente altas de Na y Cl.

En conclusión, la concentración de Li en las aguas del área de estudio parece depender a lo menos de tres factores principales (1) circulación de aguas a través de un gran volumen de rocas volcánicas con concentraciones importantes de Li (sobre todo ignimbritas), (2) redisolución de evaporitas antiguas, y (3) en muestras subterráneas, la tasa de evaporación.

### 5.3.2. Boro

Respecto al gráfico Na, K y Mg vs B (Figura 5.15) para el total de muestras, se observa que las funciones que representan el comportamiento para Na, K y Mg vs B son funciones potenciales de exponente mayor a 1 (Figura 5.15). La concentración de B aumentará a medida que aumentan las concentraciones de Na, K y Mg. K y Mg poseen una relación más cercana a la recta 1:1 con el litio (Figura 5.15, rectas naranja y gris) lo que podría ser causa del comportamiento geoquímico similar de estos elementos (Alonso y Risacher, 1996). El B presenta una mayor diferencia en la concentración respecto al Na, alejándose de la curva 1:1.

Al analizar los datos de aguas superficiales y subterráneas por separado (Anexo 7, Figuras A 7.3 y A 7.4) se observan mejores ajustes de los datos a sus funciones con valores de  $R^2$  sobre 0,65 y 0,72 respectivamente, sin embargo no es un aumento sustancialmente mayor como en el caso del Li, podría deberse simplemente a que al separar en dos dominios cada set de datos tendrá menos muestras y se ajustará mejor a una función. Esto puede interpretarse como que la concentración de B respecto a los cationes mayores responde a factores similares para las muestras subterráneas y superficiales.

Al analizar la Figura 5.16 puede apreciarse que existe una mayor tasa de evaporación para las muestras superficiales respecto a las subterráneas y que esta no parece aumentar las

concentraciones absolutas de B o si lo hace, el patrón es poco claro. No existe una relación clara ni para las muestras subterráneas ni superficiales.

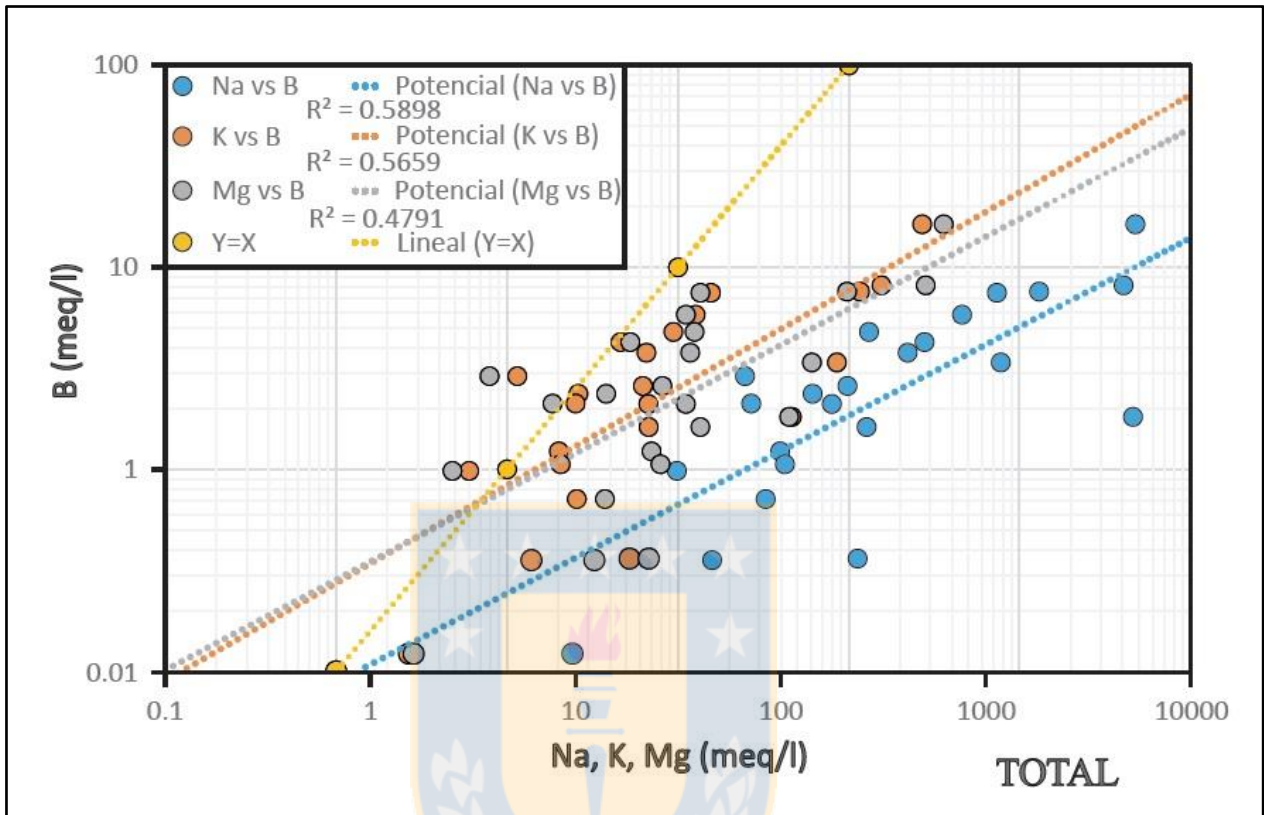
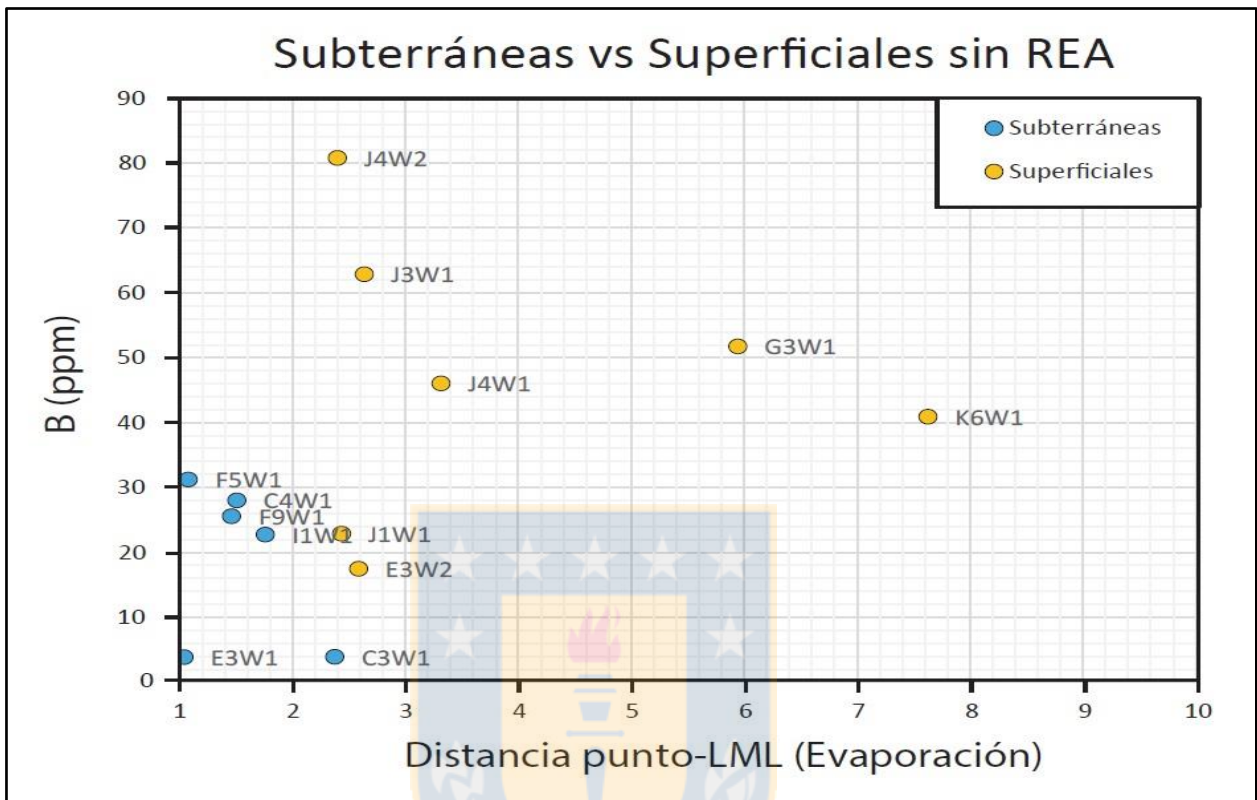


Figura 5.15: Concentración de Na, K y Mg vs concentración de B.

Al analizar la concentración de B con respecto a la conductividad (Figura 4.9) se observa que las funciones que mejor describen el comportamiento de las muestras subterráneas y superficiales son relativamente similares para un amplio rango de datos. Debido a este motivo, a pesar de que la mayor cantidad de STD si estaría relacionada a mayores concentraciones de B en general, no se puede afirmar que este fenómeno sea más marcado para las muestras subterráneas respecto a las superficiales o viceversa. Esto concuerda con el hecho de que la tasa de evaporación no parece aumentar ni las concentraciones absolutas ni relativas de B.

De forma muy similar al Li, las mayores concentraciones de B se encuentran en muestras donde las concentraciones de sales y STD son mayores, casos donde existiría un aporte adicional debido a la redisolución de evaporitas antiguas ricas en B. Sin embargo, no todas las muestras donde ocurre este proceso muestran concentraciones excepcionalmente altas de B (aunque si considerables),

también requerirán el aporte de aguas que hallan circulado por unidades volcánicas ricas en B, sobre todo ignimbritas (fuente de B, planteada por Alonso y Risacher, 1996).



**Figura 5.16:** Evaporación vs concentración de B sin las muestras que presentan redisolución de evaporitas antiguas. Una mayor distancia entre la muestra y la LML en el gráfico  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  representa una mayor evaporación. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen. LML: línea meteórica local.

Al igual que con el Li, esta situación explicaría porque no se observan concentraciones de B tan altas en la muestra L1C5W1 de la laguna Baltinache (Figura 4.12), que presenta redisolución de evaporitas antiguas (Tabla 5.1), pero recibe aportes de aguas que circulan por formaciones principalmente sedimentarias que afloran hacia el oeste del salar de Atacama. En comparación otras muestras que presentan altas concentraciones, como L1C2W1 de la laguna Tebinquinche o L1K6W1 de la laguna Ojos del Salar, y que igualmente presentan redisolución de evaporitas antiguas (Tabla 5.1) y reciben aportes de aguas que circulan por las unidades volcánicas hacia el norte y este del salar de Atacama, sobre todo los extensos afloramientos de la Ignimbrita Cajón, que presenta concentraciones de B registradas de 21 ppm (Rosales, en preparación) (Tabla 2.1). El aporte de B de los depósitos evaporíticos antiguos debiera ser mayor que para el Li, pues este elemento tiene la capacidad de formar boratos (Risacher y otros, 1999), por lo que se incorporaría

a los depósitos evaporíticos antiguos tanto como cristales salinos como parte de la salmuera residual al formarse.

Las muestras de lugares donde existe redisolución de evaporitas antiguas como L1I5W1 y L1G1W1 (Tabla 5.1) reciben aportes de aguas que han circulado por ignimbritas. En particular las ignimbritas Tucucaro y Patao para la muestra subterránea L1I5W1 del sureste del salar de Atacama, con concentraciones de B registradas de 54 ppm y 43 ppm, respectivamente (Rosales, en preparación) (Tabla 2.1) y las ignimbritas Patao y Tuyajto para la muestra L1G1W1 de la laguna Tuyajto, esta última ignimbrita con concentraciones de B registradas de 35 ppm (Rosales, en preparación) (Tabla 2.1). Estas muestras de agua presentan concentraciones de B excepcionalmente altas ( $>7,5$  meq/l).

Hay que hacer notar que la muestra subterránea L1F1W1 del sureste del salar de Atacama presentaría redisolución de evaporitas antiguas (Tabla 5.1) y muy posiblemente reciba aportes de aguas subterráneas que han circulado por ignimbritas cercanas y no presenta concentraciones de B excepcionalmente altas (Figura 4.12), aunque si considerables. Esto pudiera deberse a que se encuentra más lejos de los afloramientos de ignimbritas o de los niveles subterráneos más ricos en B por los que circule el agua de sus aportes respecto a la muestra L1I5W1.

Las aguas que no han experimentado redisolución de evaporitas antiguas concentrarían B únicamente desde la alteración y meteorización de rocas volcánicas por las que circulan, y la concentración de B de esas rocas será el factor más importante que afecte el contenido de las aguas estudiadas. Un ejemplo de esta situación es la muestra L1G3W1 de la laguna Miñiques, que posee una baja concentración de Na y Cl (máximos de 141 meq/l), pero una alta concentración de B ( $>4,7$  meq/l), posiblemente por recibir aportes de aguas que han circulado por la contigua Ignimbrita Patao, que en esta zona presenta un afloramiento de decenas de kilómetros y altas concentraciones de B registradas de hasta 43 ppm (Rosales, en preparación)(Tabla 2.1), sumado a extensos depósitos de estratovolcanes que rodean totalmente la laguna. Al igual que en el caso del Li, las muestras que poseen las concentraciones más altas de B, luego de aquellas que han sufrido redisolución de evaporitas antiguas, corresponden a L1J3W1 del salar de Quisquiro y L1J4W1 del salar de Aguas Calientes 1, que reciben aportes de aguas en contacto con la Ignimbrita Atana, unidad con concentraciones de B registradas de hasta 41 ppm (Rosales, en preparación) (Tabla 2.1) lo cual es alto respecto a otras ignimbritas del área estudiada. Ambos salares se encuentran



rodeados de extensos afloramientos de esta ignimbrita. El mayor aporte de B desde esta unidad volcánica explicaría sus elevadas concentraciones en el agua y las concentraciones relativamente bajas a intermedias de Na y Cl.

En conclusión, la concentración de B en el área de estudio parece depender de a lo menos dos factores principales; un aporte elevado de aguas que hallan circulado por rocas volcánicas ricas en B (sobre todo ignimbritas) y un aporte de B proveniente de la redisolución de evaporitas antiguas.

### 5.3.3. Estroncio

Al analizar el gráfico Na, K y Mg vs Sr (Figura 5.17) para el total de muestras, se observa que en los tres casos las funciones son descritas de mejor manera mediante una función potencial de exponente menor a 1. Independiente del tipo de relación, el contenido de Sr aumenta cuando aumentan las concentraciones de Na, K y Mg. K y Mg poseen una relación más cercana a la recta 1:1 con el Sr (Figura 5.17, rectas naranja y gris), lo cual se podría explicar por el comportamiento geoquímico similar de estos elementos (Alonso y Risacher, 1996). El Sr presenta una mayor diferencia en la concentración respecto al Na, alejándose de la curva 1:1.

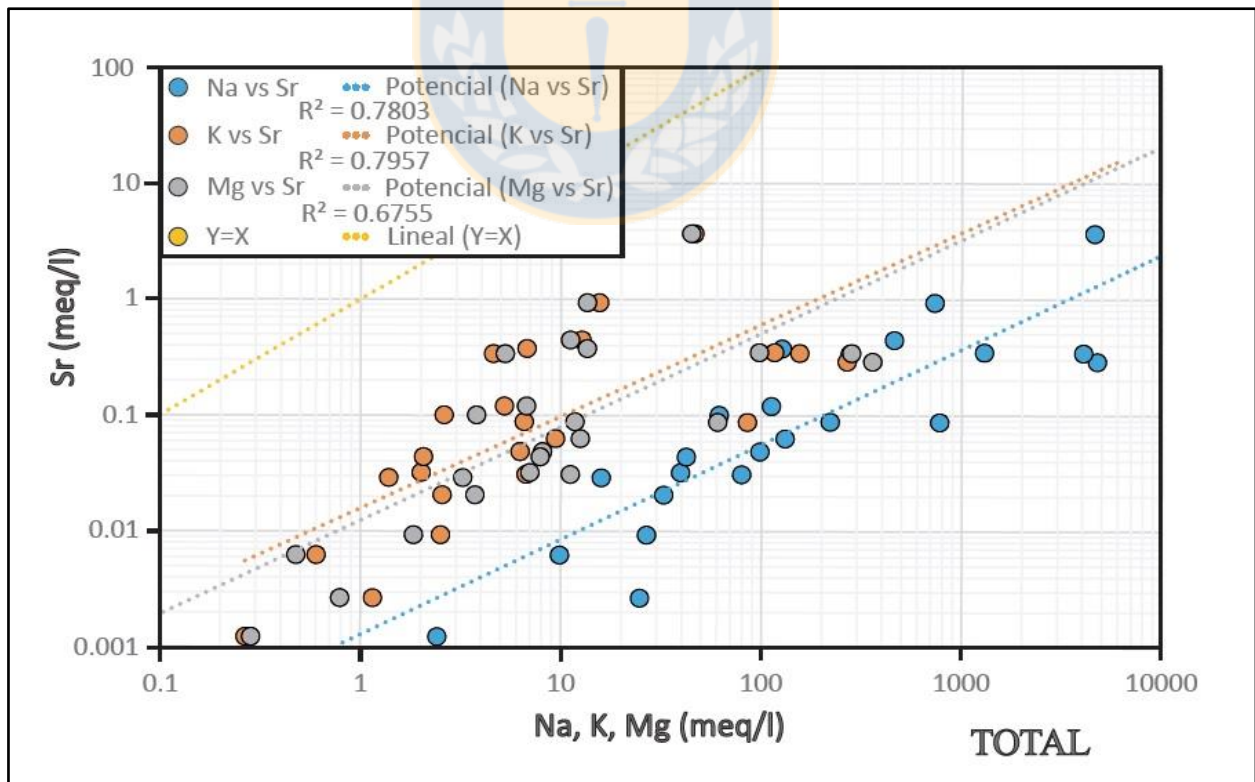
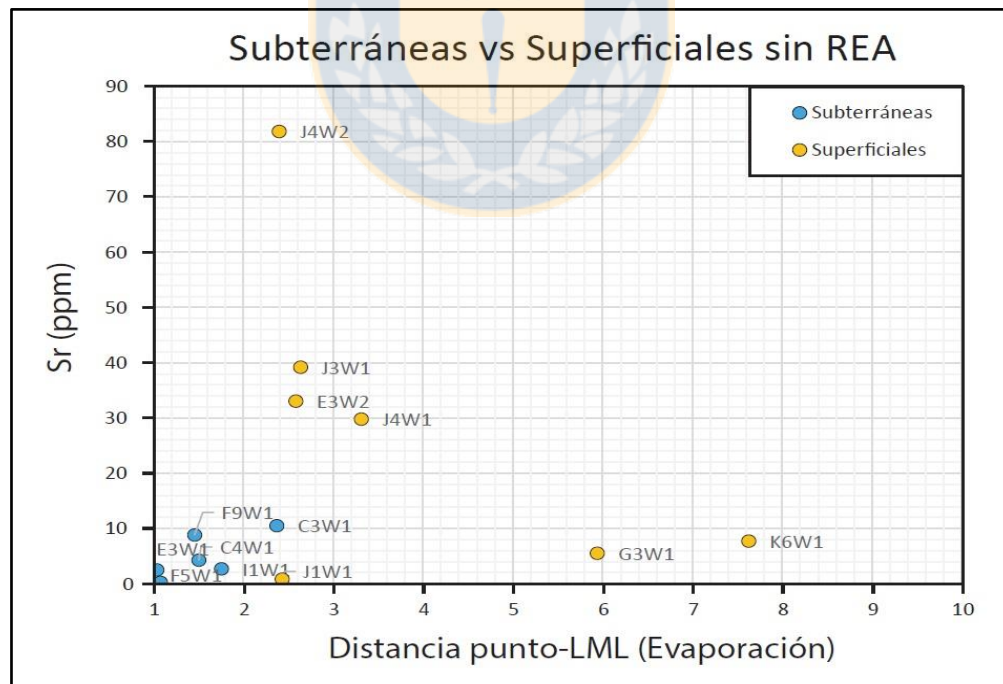


Figura 5.17: Concentración de Na, K y Mg vs Concentración de Sr.

Si se analizan los datos subterráneos y superficiales por separado (Anexo 7, Figuras A 7.5 y A 7.6) se observan mejores ajustes de los datos a sus funciones, aunque con valores de  $R^2$  no tan altos como en los casos del Li y B, con un  $R^2$  sobre 0,51 y 0,65 para muestras superficiales y subterráneas, respectivamente. No se observa que los datos se ajusten de manera sustancialmente mayor separando los sets de datos entre muestras subterráneas y superficiales, podría deberse simplemente a que al separar en dos dominios cada set de datos tendrá menos muestras y se ajustará mejor a una función. Esto puede interpretarse como que la concentración de Sr respecto a los cationes mayores responde a factores similares para las muestras subterráneas y superficiales.

Al analizar la Figura 5.18 puede apreciarse que existe una mayor tasa de evaporación para las muestras superficiales respecto a las subterráneas y que las concentraciones absolutas de Sr no parecen aumentar ante una mayor tasa de evaporación o si lo hacen el patrón es poco claro. No existe una relación clara ni para las muestras subterráneas ni superficiales. En las muestras que presentan redisolución de evaporitas antiguas la concentración de Sr está por sobre la media de la mayoría de las muestras, sin embargo no es tan determinante como para el Li o el B (Anexo 7, Figura A 7.9).



**Figura 5.18:** Evaporación vs concentración de Sr sin las muestras que presentan redisolución de evaporitas antiguas. Una mayor distancia entre la muestra y la LML en el gráfico  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  representa una mayor evaporación. El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado para evitar la saturación de la imagen. LML: línea meteórica local.

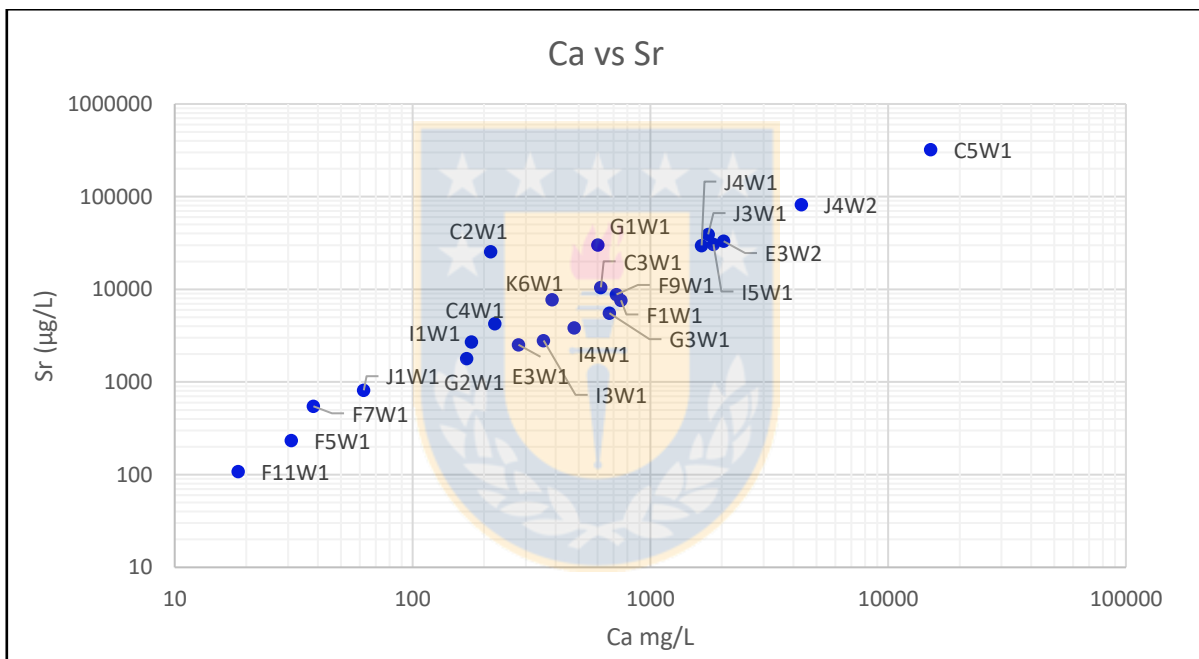
La mayor concentración de Sr se encuentra en una de las tres muestras más salinas, L1C5W1 de la laguna Baltinache (Figura 4.13), pero no se presentan concentraciones excepcionalmente altas en las lagunas Tebinquinche ni Tuyajto (que presentan redisolución de antiguas evaporitas, Tabla 5.1), aunque sí por sobre la media, lo que indicaría que la acumulación de Sr está relacionada en alguna medida a una elevada concentración de sales. Al analizar el gráfico conductividad vs Sr (Figura 4.10) las funciones para muestras subterráneas y superficiales no describen funciones muy distintas.

De aquí se deduce que, a pesar de que la cantidad de STD sí estaría relacionada a mayores concentraciones de Sr en general, no se puede afirmar que este fenómeno sea más marcado para las muestras subterráneas respecto a las superficiales o viceversa.

Las mayores concentraciones de Sr se encuentran correlacionadas a elevadas concentraciones de Ca, lo que es visible en la Figura 5.19, donde se muestra una clara relación lineal. Las dos muestras que presentan mayores concentraciones de Ca; L1C5W1 y L1J4W2 (Anexo 2), muestras superficiales de la laguna Baltinache y el salar de Aguas Calientes 1 respectivamente, son las que presentan mayores concentraciones de Sr por mucho ( $>0,93$  meq/l) (Figura 5.19). Las seis muestras con mayores concentraciones de Ca están dentro de las siete muestras con mayores concentraciones de Sr ( $>0,340$  meq/l), de lo que se deduce que el principal factor para la acumulación de Sr es una elevada concentración de Ca en las rocas por las que circulan las aguas de aporte. El origen del Sr estaría en la alteración y meteorización de distintas rocas volcánicas y sedimentarias ricas en Ca, que se encuentran por toda el área de estudio.

En el caso de la muestra L1C5W1 de la laguna Baltinache las excepcionalmente altas concentraciones de Sr pueden deberse a que las aguas de aporte del occidente del salar de Atacama siguen la vía de evolución cálcica en contraposición a todas las muestras del este del salar que siguen las vías de evolución sulfatadas. Esto genera que se formen salmueras cálcicas en el sector occidental del núcleo salino, reflejo de la litología sedimentaria más rica en Ca de la cordillera Domeyko (Risacher y otros, 1999). Las mayores concentraciones de Ca estarían correlacionadas a mayores concentraciones de Sr, sumado a un *input* de Sr producto de la redisolución de evaporitas antiguas de la Fm. San Pedro.

Las altas concentraciones de Sr observadas en las muestras superficiales L1J4W1 y L1J4W2 del salar de Aguas Calientes 1 (Figura 4.13) probablemente son producto de aguas de aporte que han circulado por la Ignimbrita Atana, que según los análisis químicos realizados en la carta geológica Hoja Río Zapaleri (Ramírez y Gardeweg, 1985), contiene relativamente altos porcentajes de Ca y por consiguiente alto Sr (Tabla 2.1). La muestra L1J3W1 del salar de Quisquiro también presenta concentraciones de Sr considerables en la misma zona. Tanto el salar de Aguas Calientes 1 como el salar de Quisquiro se encuentran rodeados de afloramientos de decenas de km<sup>2</sup> de la Ignimbrita Atana. El mayor aporte de Sr desde esta unidad volcánica explicaría sus elevadas concentraciones en el agua y las concentraciones relativamente bajas de Na y Cl respecto a otras muestras.



**Figura 5.19:** Concentración de Ca vs concentración de Sr.

Las muestras que presentan redisolución de evaporitas antiguas parecen incrementar ligeramente su concentración de Sr, de lo que se deduce que este también sería un factor, sin embargo, en una magnitud mucho menor que la presencia inicial de Ca y Sr en las rocas por donde circulan las aguas de aporte. El caso más emblemático donde ocurre esto es el de la muestra L1C2W1 de la laguna Tebinquinche, que presenta considerables concentraciones de Sr (>0,34 meq/l), pero concentraciones relativamente bajas a intermedias de Ca (Figura 5.19). En este caso el origen del Sr ha de estar principalmente en la redisolución de evaporitas antiguas que se ha registrado en la laguna (Tabla 5.1). Una situación similar ocurriría para la muestra L1G1W1 de la laguna Tuyajto

(Figura 5.19) donde también se ha detectado redisolución de evaporitas antiguas (Cervetto, 2012) (Tabla 2.1).

En conclusión, la concentración de Sr en el área de estudio parece depender de dos factores principales; un aporte elevado de aguas que hallan circulado por unidades ricas en Ca y por consiguiente en Sr y, en mucha menor medida un aporte de Sr proveniente de la redisolución de evaporitas antiguas.

#### **5.4. Análisis de Isótopos de Oxígeno e Hidrógeno**

Los análisis de isótopos de oxígeno e hidrógeno dan una medida de la evaporación que ha sufrido una muestra de agua. Por lo general se considera que cuanto más alejada está la muestra de la línea de la LML más evaporación ha sufrido, aunque también pueden haber otros factores, por ejemplo la mezcla con aguas que ya estén previamente concentradas en isótopos pesados por otros procesos (Risacher y otros, 1999), altitud, continentalidad, estacionalidad e interacciones minerales. Al analizar las figuras 5.14, 5.16 y 5.18 se observa que algunas de las muestras que han sufrido una mayor evaporación no se relacionan a una elevada concentración de los principales elementos analizados. Por ejemplo, dos de las muestras que han sufrido más evaporación; L1G3W1 de laguna Miñiques o L1K6W1 de la laguna Ojos del Salar son muestras que no poseen un contenido excepcionalmente alto de Li, B, Sr, Ca, K o Mg en comparación a otras muestras.

Por otro lado, las muestras que han experimentado redisolución de evaporitas antiguas, evidenciado por una mayor cantidad de elementos mayores, una alta proporción Cl/Br molar (Tabla 5.1) y la cercanía a unidades con depósitos de evaporitas antiguas, (muestras L1C2W1, L1C5W1, L1F1W1, L1I5W1 y L1G1W1) se encuentran todas dentro de las muestras que se alejan considerablemente de la LML (Figura 4.14). Particularmente las muestras L1C2W1 de la laguna Tebinquinche, L1C5W1 de la laguna Baltinache y L1G1W1 de la laguna Tuyajto son las que más se alejan de la LML de este grupo. Esto podría confundirse con que han sufrido una elevada evaporación.

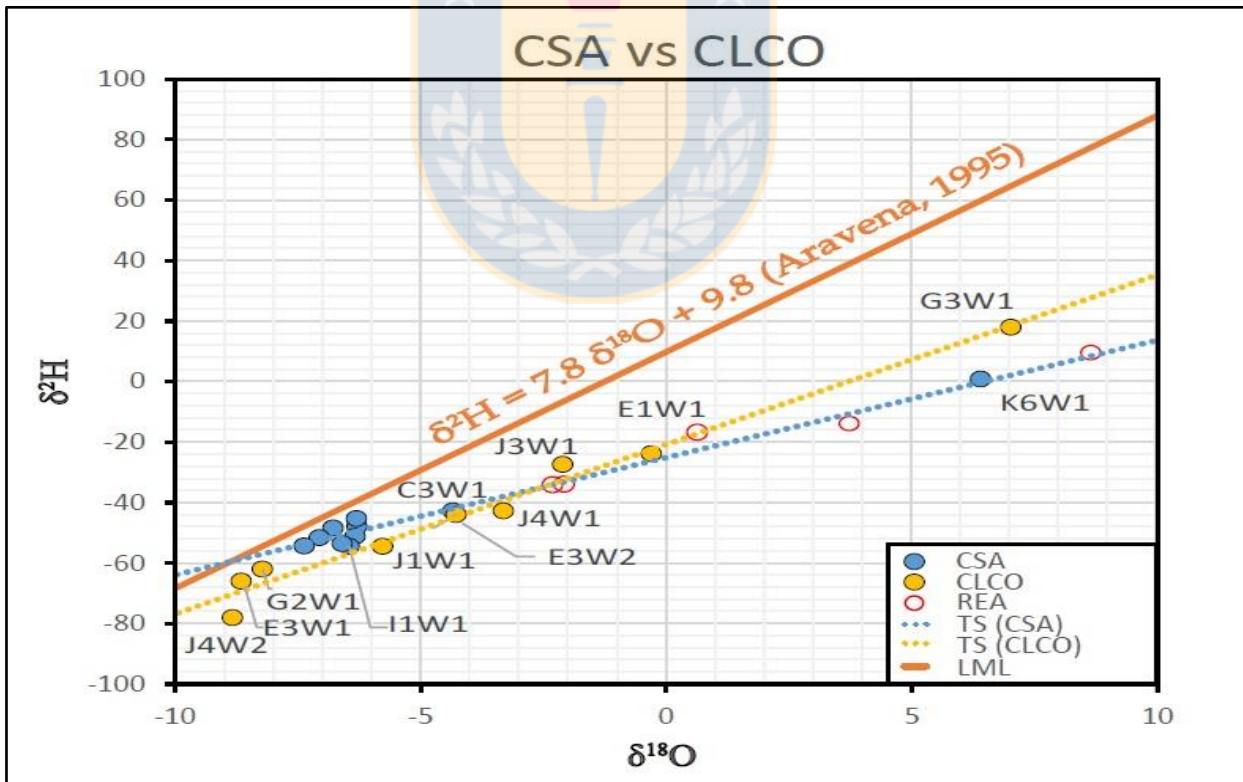
Sin embargo, el aumento en isótopos pesados para estas muestras es probable que provenga en gran medida de la redisolución de las evaporitas antiguas (tipo salmueras residuales) previamente enriquecidas en  $^2\text{H}$  y  $^{18}\text{O}$ , situación que ha sido observada en otros salares chilenos (Risacher y otros, 1999).



A favor de este argumento se encuentran las muestras que han sufrido alta evaporación y no presentan elevadas concentraciones de los elementos antes mencionados (L1G3W1, L1K6W1).

No se puede descartar que la elevada evaporación pueda tener alguna influencia en la concentración de los principales elementos menores, como han sugerido Ide y Kunasz (1989), pero en lo que respecta a la distribución en las figuras no es del todo claro, salvo tal vez por una leve tendencia en el caso del Li (Figuras 5.14, 5.16 y 5.17 y Anexo 7, Figuras A 7.7, A 7.8 y A 7.9).

En la Figura 5.20 se comparan las concentraciones isotópicas de las muestras de la CSA respecto a las de las CLCO. Se observa que en general las muestras obtenidas en las CLCO se alejan más de la LML, con la excepción de las muestras que han sufrido redisolución de evaporitas antiguas (con borde rojo) y la muestra L1K6W1. Las muestras de las CLCO se encuentran a mayor altitud que las de la CSA, por lo que debería disminuir la concentración de isótopos pesados pues disminuye la temperatura con la altitud. Esto se especula que ha de ser un factor más importante en este caso.



**Figura 5.20:**  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  distinguiendo entre muestras de la CSA y CLCO. La LML ha sido definida mediante la ecuación  $\delta^2\text{H}=7,8 \delta^{18}\text{O} + 9,8$  (Aravena, 1995). El prefijo "L1" de los códigos ha sido retirado y se han destacado solo aquellos más alejados de la LML para evitar la saturación de la imagen. LML: línea meteórica local, REA: redisolución de evaporitas antiguas.

Para las muestras que se alejan considerablemente de la LML pertenecientes a la CSA, se especula que la redisolución de esas evaporitas está aumentando las concentraciones de isotopos pesados para esas muestras. A favor de esta hipótesis se observa que las muestras de la CSA sin redisolución de evaporitas antiguas se concentran en un sector del grafico relativamente cercano a la LML, con la única excepción de la muestra L1K6W1 de la laguna Ojos del Salar. A pesar de que esta muestra no posee tan altas concentraciones de Na y Cl, estas concentraciones se encuentran en una relación equimolar cercana a 1:1, lo que podría indicar un aporte redisolución de halita (Alonso y Risacher, 1996) (Anexo 6) y permitiría especular que también recibiría aportes de redisolución de evaporitas antiguas de la contigua Fm. San Pedro. Sin embargo esta muestra no presenta las elevadas concentraciones de Li, B y Sr que se observan en muestras con redisolución de antiguas evaporitas, ni una relativamente alta razón Cl/Br (Tabla 5.1). Es posible que esta situación sea producto del origen artificial y corta vida de la laguna (decenas de años), y que se estén concentrando isótopos pesados de forma más rápida que Li, B y Sr. Aunque se requieren más antecedentes para confirmar que esta muestra en particular reciba aportes de evaporitas antiguas, en este trabajo se especula que sí, y que este sería el origen de sus mayores concentraciones de isótopos pesados.

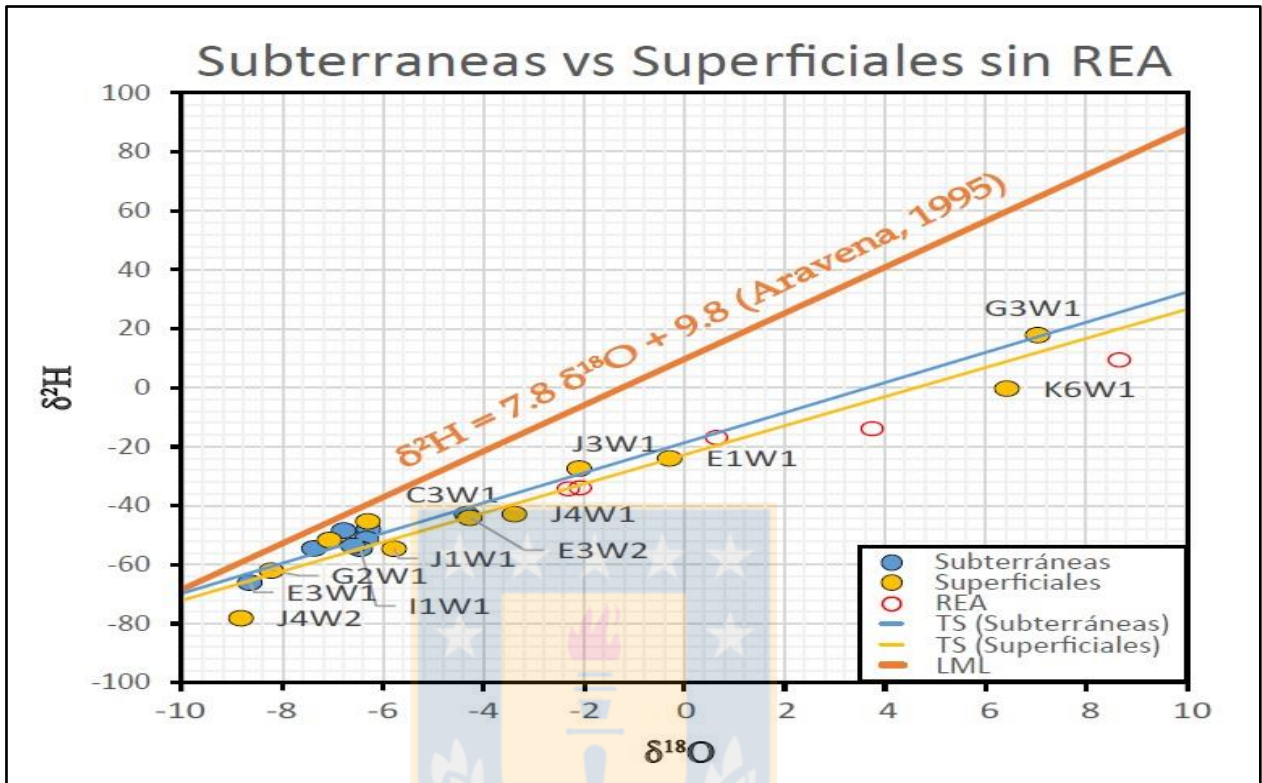
Otro caso particular es el de la muestra L1G1W1 obtenida en la laguna Tuyajto, que pertenece a las CLCO y presenta redisolución de evaporitas antiguas (Cervetto, 2012) (Tabla 5.1). Producto de una concentración tanto por evaporación como por aporte de isótopos pesados por parte de redisolución de evaporitas antiguas es una de las muestras que más se aleja de la LML.

Teniendo en consideración las situaciones anteriores, aparentemente el aporte de isótopos pesados producto de redisolución de evaporitas antiguas es en general un factor mucho más importante que la evaporación natural de la zona de estudio para aumentar la concentración de isótopos pesados.

Finalmente, en la Figura 5.21 se comparan las muestras subterráneas respecto a las superficiales, donde se observa una mayor evaporación para las muestras superficiales respecto a las subterráneas, situación que también puede apreciarse en las Figuras 5.14, 5.16 y 5.18. Las muestras subterráneas exhiben solo tres muestras que se alejan considerablemente de la LML, de las cuales dos (L1F1W1 y L1I5W1) presentan redisolución de evaporitas antiguas (Tabla 5.1).

Todas las muestras que presentan redisolución de evaporitas antiguas se encuentran alejadas considerablemente de la LML. Esto es interpretado como que los incrementos en la concentración de isótopos pesados para estas muestras provendría en mayor medida de la redisolución de

evaporitas y no de una elevada tasa de evaporación. Las muestras que no se alejan de la LML son indistintamente subterráneas y superficiales.



**Figura 5.21:**  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  distinguiendo entre muestras subterráneas y superficiales. La LML ha sido definida mediante la ecuación  $\delta^2\text{H}=7,8 \delta^{18}\text{O} + 9,8$  (Aravena, 1995). El prefijo “L1” de los códigos ha sido retirado y se han destacado solo aquellos más alejados de la LML para evitar la saturación de la imagen. LML: línea meteórica local, REA: redisolución de evaporitas antiguas.

## 6. CONCLUSIONES

En el área de estudio existen dos tipos de aguas según la clasificación mediante diagramas de Piper; sódico-cloruradas y cálcico-sulfatadas. Todas las muestras son sódico-cloruradas excepto L1E3W1 del salar de Aguas Calientes 2.

Las muestras sódico-cloruradas presentan subtipos distinguibles en el diagrama de Piper, pudiéndose a su vez diferenciar en: MPC cálcico-sulfatadas, MPC sódico-bicarbonatadas y MPC sódico-cloruradas.

Los tipos y subtipos de agua se distribuyen indistintamente entre la cuenca del salar de Atacama CSA y las cuencas de las lagunas de la cordillera Occidental (CLCO), existiendo de todos los subtipos en ambos sectores.

La distribución de parámetros y características geoquímicas han de ser analizadas cuenca por cuenca y en el caso de la CSA por sectores de la cuenca para que sean significativos debido a la extensión del área de estudio y a que cada cuenca y sector de la CSA posee una geología muy distinta.

La concentración de Li en el área de estudio parece depender a lo menos de a lo menos tres factores principales; un aporte de aguas que hallan circulado por rocas volcánicas ricas en Li (sobre todo ignimbritas), un aporte de Li de la redisolución de evaporitas antiguas y en muestras subterráneas, la tasa de evaporación.

En general una mayor concentración de sales y STD está relacionada a una mayor concentración de Li, este comportamiento es más marcado para las muestras subterráneas. La proporción de Li respecto a Na, K y Mg es mayor para las muestras subterráneas que para las superficiales.

Las aguas que no han experimentado redisolución de evaporitas antiguas, y por consiguiente tienen concentraciones de sales más bajas, concentraran Li principalmente desde la alteración y meteorización de las rocas volcánicas por las que circulan sus aportes, y la concentración de Li de esas rocas será el factor más importante para la concentración de Li en las aguas.

La concentración de B en el área de estudio parece depender de a lo menos dos factores principales; un aporte elevado de aguas que hallan circulado por rocas volcánicas ricas en B (sobre todo ignimbritas) y un aporte de B proveniente de la redisolución de evaporitas antiguas.

En general una mayor concentración de sales y STD está relacionada a una mayor concentración de B indistintamente si las muestras son subterráneas o superficiales.

Las aguas que no han experimentado redisolución de evaporitas antiguas concentrarían B principalmente desde la alteración y meteorización de rocas volcánicas por las que circulan, y la concentración de B de esas rocas será el factor más importante.

La concentración de Sr en el área de estudio parece depender de dos factores principales; un aporte elevado de aguas que hallan circulado por unidades ricas en Ca y Sr y, en menor medida un aporte de Sr proveniente de la redisolución de evaporitas antiguas.

En general una mayor concentración de sales y STD está relacionada a una mayor concentración de Sr indistintamente si las muestras son subterráneas o superficiales. La proporción de Sr respecto a Na, K y Mg es mayor para las muestras superficiales que para las subterráneas.

Las muestras que han sufrido una mayor evaporación no se relacionan necesariamente a una elevada concentración de los principales elementos menores analizados excepto por el Li en muestras subterráneas.

Las muestras que se especula que han sufrido redisolución de evaporitas antiguas presentan un enriquecimiento en isótopos pesados, que provendría en parte de salmueras residuales muy evaporadas.



## 7. REFERENCIAS

- ALCALÁ, F. & CUSTODIO, E. 2008. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *Journal of Hydrology*. Vol. 359: 189-207.
- ALLMENDINGER, R.; JORDAN, T.; KAY, S. & ISACKS, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*. Vol. 25: 139-174. New York.
- ALONSO, H. & RISACHER, F. 1996. Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1: origen de los componentes y balance salino. *Andean Geology*. Vol. 23 (2): 113-122. Santiago.
- AMILIBIA, A.; SABAT, F.; MCCLAY, K.; MUÑOZ, J.; ROCA, E. & CHONG, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*. Vol. 30 (12): 1520-1539.
- ARAVENA, R. 1995. Isotope hydrology and geochemistry of northern Chile groundwaters. *Bulletin IFEA*. Vol. 24 (3): 495-503.
- ARRIAGADA, C.; COBBOLD, P. & ROPERCH, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*. Vol 25: 1-19.
- ARRIAGADA, C.; ROPERCH, P.; MPODOZIS, C.; DUPONT-NIVET, G.; COBBOLD, P.; CHAUVIN, A. & CORTÉS, J. 2003. Paleogene clockwise tectonic rotations in the fore-arc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 108 (B1): 101-122.
- BASCUÑÁN, S.; ARRIAGADA, C.; LE ROUX, J. & DECKART, K. 2016. Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30'–23°S), northern Chile. *Basin Research*. Vol. 28 (3): 365-392.
- BASSO, M. & MPODOZIS, C. 2012. Carta Cerro Quimal, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N° 143, escala 1:100.000, Serie Geología Básica. Servicio Nacional de Geología y Minería: 48 pp. Santiago.
- BEVACQUA, P. 1992. Geomorfología del Salar de Atacama y Estratigrafía de su núcleo y delta, Segunda Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito): 284 pp. Antofagasta.
- BRUGGEN, J. 1942. Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. Congreso Panamericano de Ingeniería en Minas y Geología N° 2. Actas 1: 342-367. Santiago

- CARTWRIGHT, I.; WEAVER, T. & FIFIELD, L. 2006. Cl/Br ratios and environmental isotopes as indicators of recharge variability and groundwater flow: an example from the southeast Murray Basin, Australia. *Chemical Geology*. Vol. 231: 38-56.
- CERVETTO, M. 2012. Caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica de las cuencas: Salar de Aguas calientes 2, Puntas negras, Laguna Tuyajto, Pampa Colorada, Pampa Las Tecas y Salar el Laco, II región de Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito): 207 pp. Santiago.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. Moreno & Gibbons. Geological Society of London: 21-114. Londres.
- COUTAND, I.; COBBOLD, P.; URREIZTIETA, M.; GAUTIER, P.; CHAUVIN, A.; GAPAIS, D. & LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics*. Vol. 20 (2): 210-234.
- CUSTODIO, E. & LAMAS, M. 1996. Hidrología Subterránea (Vol. I). Editorial Omega: 1157 pp. Barcelona.
- DALANNAIS, L. 1979. Hidrogeología del borde oriental del salar de Atacama. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito): 156 pp. Antofagasta.
- DÍAZ, G.; BONILLA, R. & PERALTA, F. 1972. Geología de superficie, sub-superficie y geoquímica del salar de Atacama. Informe. CORFO, Dpto. de Recursos Hidráulicos: 162 pp. Santiago.
- DINGMAN, R. 1967. Geology and ground-water resources of the northern part of the salar de Atacama, Antofagasta Province, Chile. *U.S. Geological Survey Bulletin*. N° 1219: 49 p.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA), DIVISIÓN DE ESTUDIOS Y PLANIFICACIÓN, GOBIERNO DE CHILE. 2014. Análisis de los Mecanismos de Evaporación y Evaluación de los Recursos Hídricos del Salar de Atacama. Informe. DGA: 313 pp. Santiago.
- FORTT, A. 1981. Geología General de los Cuadrángulos: Cerro Químal, Laguna Tebinquiche, Llano de la Paciencia y Salar de Atacama, II Región. Informe. Instituto de Investigaciones Geológicas: 48 pp. Santiago.
- GARCÍA, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. Symposium sobre el Geosinclinal Andino de la Sociedad Geológica de Chile N° 3. Publicación: 138 p. Santiago.
- GARCÍA, F.; TORRICO, D. & VALDIVIA, H. 1960. Reconocimiento geológico en la Alta Cordillera de la provincia de Antofagasta entre el Salar de Incaguasi y Cerro Zapaleri. Informe. Empresa Nacional del Petróleo: 22pp. Iquique.

- GONZÁLEZ, G.; CEMBRANO, J.; ARON, F.; VELOSO, E. & SHYU, J. 2009. Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23S–24S). *Tectonics*. Vol 28 (6): 57-68.
- GONZÁLEZ, J.; NIEMEYER, H.; BENEDETTO, J. & BRUSSA, E. 2007. The Ordovician Quebrada Grande Formation, Cordón de Lila (Antofagasta Region, northern Chile): stratigraphic and paleogeographic significance. *Andean Geology*. Vol. 34: 277-290. Santiago.
- HARRINGTON, H. 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces, Northern Chile. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologist*. Vol. 45 (2): 169-197.
- HENRIQUEZ, S. 2012. Estructura del salar de Atacama: Implicancias en la estructura cortical de los Andes Centrales. Memoria para optar al Título de Magister en Ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito): 220 pp. Santiago.
- HENRÍQUEZ, S.; BECERRA, J. & ARRIAGADA, C. 2014. Carta San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N° 171, escala 1:100.000, Serie Geología Básica. Servicio Nacional de Geología y Minería: 148 pp. Santiago.
- IDE, F. & KUNASZ, I. 1989. Origin of lithium in Salar de Atacama, northern Chile. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources N° 11. Minute 1: 165-172. Houston, Texas.*
- 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.
- LAGOS MIRANDA, C. 2009. Antecedentes para una Política Pública en Minerales Estratégicos: Litio. Informe. Dirección de Estudios y Políticas Públicas-Comisión Chilena del Cobre: 46 pp. Santiago.
- LAHSEN, A. & MUNIZAGA, F. 1979. Nuevos antecedentes cronológicos del volcanismo Cenozoico Superior de los Andes del norte de Chile, entre los 19 y los 22 30'S. *Congreso Geológico Chileno N° 2. Actas 2: 61-82. Arica.*
- LEANEY, F. & HERCZEG, A. 1999. The origin of fresh groundwater in the SW Murray Basin and its potential for salinisation. Informe. CSIRO Land and Water: 74 pp.
- MARDONES, L. 1986. Características geológicas e hidrogeológicas del salar de Atacama. El litio, un nuevo recurso para Chile. L. Editorial Universitaria: 181 - 216. Santiago.
- MARINOVIC, N. & GARCÍA, M. 1999. Hoja Pampa Unión, Región de Antofagasta. Carta Geológica N° 9, escala 1:100.000, Serie Mapas Geológicos. Servicio Nacional de Geología y Minería: 54 pp.
- MARINOVIC, N.; DÍAZ, F.; RAMÍREZ, C. & TRAVISANI, V. 1976. Prospección y Evaluación de Elementos Polimetálicos en la Alta Cordillera de la II Región, Etapa I, Reconocimiento Geológico Escala 1 : 250.000. Informe. Instituto de Investigaciones Geológicas: 150 pp.

- CONSEJO REGIONAL DEL MEDIO AMBIENTE (COREMA). 2007. Estudio de Impacto Ambiental (EIA) del proyecto "Suministro de Agua Pampa Colorada" de Minera Escondida Limitada. Informe. Corema (Inédito): 199 pp. Antofagasta.
- MORAGA, A.; CHONG, G.; FORTT, M. & HENRIQUEZ, H. 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas. N° 29: 154 pp. Santiago.
- MPODOZIS, C.; ARRIAGADA, C.; BASSO, M.; ROPERCH, P.; COBBOLD, P. & REICH, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*. Vol. 399 (1): 125-154.
- MUÑOZ, N.; CHARRIER, R. & JORDAN, T. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista geológica de Chile*. Vol. 29 (1): 55-80. Santiago.
- NIEMEYER, H. 1989. El Complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. *Andean Geology*. Vol. 16 (2): 163-181. Santiago.
- NIEMEYER, H. 2013. Geología del área Cerro Lila-Peine, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N° 147, escala 1:100.000, Serie Geología Básica. Servicio Nacional de Geología y Minería: 57 pp., Santiago.
- NIEMEYER, H.; ÁLVAREZ MARTÍNEZ, F.; BOUCOT, A. & BRUNA, M. 2010. Brachiopods from Cordón de Lila, lower silurian (Ilandovery) quebrada ancha formation, antofagasta region, Chile. *Special Papers in Palaeontology*. Vol. 48: 287-307.
- NIEMEYER, H.; URZÚA, F.; ACEÑOLAZA, G. & GONZÁLEZ, C. 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la Región de Antofagasta. Congreso Geológico Chileno N° 4. Actas 1: 410-438. Antofagasta.
- ORTIZ, C.; ARAVENA, R.; BRIONES, E.; SUÁREZ, F.; TORE, C. & MUÑOZ, J. 2014. Sources of surface water for the Soncor ecosystem, Salar de Atacama basin, northern Chile. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 59 (2): 336-350.
- PANANONT, P.; MPODOZIS, C.; BLANCO, N.; JORDAN, T. & BROWN, L. 2004. Cenozoic evolution of the northwestern Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Tectonics*. Vol. 23 (6).
- RACZYNSKY, A. 1963. Geología del distrito minero de Tuina. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito): 156 pp. Santiago.
- RAMÍREZ, C. & GARDEWEG, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N° 54, escala 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile: 117 pp.
- RAMÍREZ, C. & GARDEWEG, M. 1985. Hoja Zapalero, II Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°66, escala 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile: 89 pp.

- RAMOS, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*. Vol. 29 (3): 41-96.
- RISACHER, F.; ALONSO, H. & SALAZAR, C. 1999. Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II y III Regiones, Chile. Ministerio de Obras Públicas Dirección General de Aguas, Universidad Católica del Norte, Institut de Recherche pour le Développement, Convenio de Cooperación DGA-UCNIRD. Vol. 1 (4): 89 pp., Santiago.
- RISSMANN, C.; LEYBOURNE, M.; BENN, C. & CHRISTENSON, B. 2015. The origin of solutes within the groundwaters of a high Andean aquifer. *Chemical Geology*. Vol. 396: 164-181.
- ROSALES, M. (En preparación). Petrografía, mineralogía y geoquímica de unidades volcánicas Mio-Pliocenas de la Cordillera Occidental (22.20'-24.00'S), Región de Antofagasta, Chile: Implicancias en el origen del Litio. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra. Concepción.
- SOMOZA, R. & TOMLINSON, A. 2002. Paleomagnetism in the Precordillera of northern Chile (22°30'S): Implications for the history of tectonic rotations in the central Andes. *Earth Planet Science Letters*. Vol. 194: 369-381.
- VICTOR, P.; ONCKEN, O. & GLODNY, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, 23: 24 pp.

